



HAL
open science

Réunion scientifique Henriette Lapiere : Grenoble 9-10 novembre 2006 : volume de résumés étendus = Henriette Lapiere workshop : special extended abstracts volume

Georges Mascle, Philippe Monjoie, James Allibon

► **To cite this version:**

Georges Mascle, Philippe Monjoie, James Allibon. Réunion scientifique Henriette Lapiere : Grenoble 9-10 novembre 2006 : volume de résumés étendus = Henriette Lapiere workshop : special extended abstracts volume. 2006. insu-00723798

HAL Id: insu-00723798

<https://insu.hal.science/insu-00723798>

Submitted on 14 Aug 2012

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.

GEOLOGIE ALPINE

EDITE PAR LE LABORATOIRE DE
GEODYNAMIQUE DES CHAINES ALPINES

SERIE SPECIALE "COLLOQUE ET EXCURSIONS" N°8

REUNION SCIENTIFIQUE HENRIETTE LAPIERRE

HENRIETTE LAPIERRE WORKSHOP

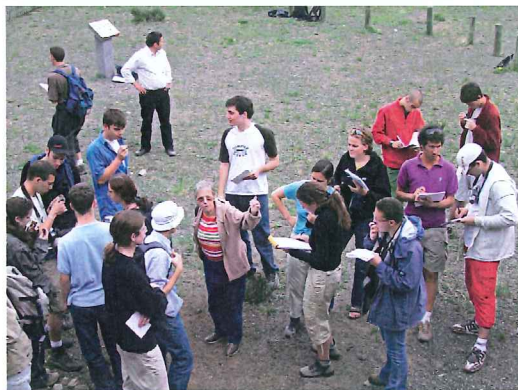
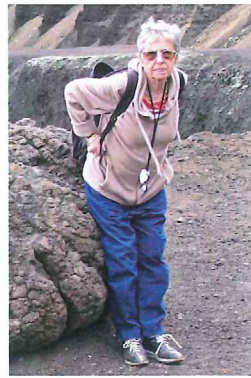
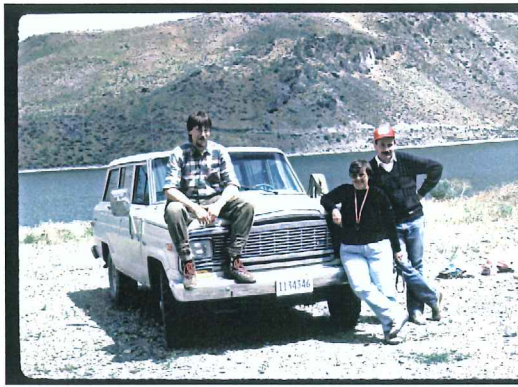
Grenoble 9-10 Novembre 2006

Volume de Résumés Etendus

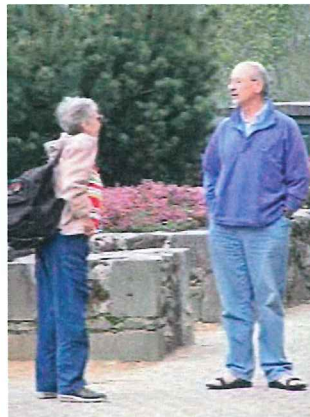
Special Extended Abstracts Volume

G. Mascle, P. Monjoie et J. Allibon Editeurs

2006



Puy de Lemptegy - Auvergne - mai 2005



lundi 2 mai 2005 - Puy de Lemptegy, en Auvergne -
stage de terrain Licence 2 - géologie

Stage de terrain en Auvergne - mai 2005

Henriette

Avant-Propos

Chers amis, chers collègues d'Henriette,

Je parlerai ici au nom de ses collègues et de l'Université Joseph Fourier de Grenoble.

Henriette est née à Beyrouth, le 1^{er} mai 1940. Ses parents étaient en poste à Chypre où son père était Consul. Elle a passé toute sa jeunesse à Chypre, ne venant étudier en France qu'au moment du Bac. Elle a alors été accueillie dans sa famille à Nancy ; elle a réussi un bac scientifique en 1959, et aussitôt entamé des études universitaires, toujours à Nancy, couronnées par une thèse de 3^{ème} cycle en 1966 sur le massif de Kellaki puis un Doctorat d'Etat en 1972 sur les formations sédimentaires et éruptives des Nappes de Mamonia et leurs relations avec le massif du Troodos à Chypre, retour aux sources. Chypre était alors le nombril du monde en Géologie ; grâce à l'étude du Troodos, la communauté venait enfin d'admettre que les massifs d'ophiolite représentaient une ancienne croûte océanique. Assistante en 1967, elle devient Maître de Conférences en 1971. En 1987 elle migre à Orléans puis est nommée Professeur à Grenoble en octobre 1990, promue en 1^{ère} classe en 1992.

Sa carrière est celle d'un enseignant-chercheur. Que fait un enseignant-chercheur ? Premièrement il cherche à faire progresser la connaissance dans un domaine particulier ; deuxièmement il diffuse cette nouvelle connaissance en participant à former les futurs chercheurs et les futurs enseignants ; troisièmement il assure des fonctions administratives : élaboration des programmes de recherche et d'enseignement, relations avec les tutelles administratives et pédagogiques, coordination des laboratoires techniques etc... Henriette a parfaitement assumé cette triple tâche avec l'enthousiasme et l'altruisme que nous lui connaissons.

En matière de recherche, son domaine de prédilection, son domaine d'excellence dirai-je, a concerné les roches volcaniques. Partant de leur composition minéralogique et de leur chimie, elle a cherché à remonter aux conditions qui leur ont donné naissance

Ce travail a commencé à Chypre, mais rapidement s'est étendu à toutes les parties du monde, au gré des collaborations que ses compétences et sa disponibilité ont suscitées. Henriette en effet ne concevait pas de travailler autrement qu'en équipe. Ne dit-elle pas dans l'avant-propos de sa thèse, éditée en 1975 par la Société Géologique de France, et qui est bien le seul ouvrage qu'elle ait signé seule (par nécessité) : « Une thèse est, comme la Recherche, un travail d'équipe et ne se conçoit pas comme l'œuvre d'une seule personne. Je n'aurais jamais pu la mener à bien si, en acceptant de m'aider, on ne m'avait point fait confiance. Elle est, non pas un achèvement, mais plutôt la continuation des collaborations déjà commencées et, je l'espère, le départ de nouvelles ».

Après sa thèse, elle a travaillé, en équipe en nouant de nouvelles coopérations, sur des programmes en Amérique du Nord, dans le domaine Caraïbe, en Afrique et plus récemment en Amérique du Sud. Elle a aussi travaillé en Extrême orient, participant notamment à une croisière de 2 mois sur un navire océanographique russe, qui lui avait laissé un souvenir mitigé : excellent en ce qui concernait les contacts scientifiques, et exécrable en ce qui concernait l'hébergement. Mais son territoire de prédilection était bien évidemment le domaine Méditerranéen au sens large ; c'est-à-dire l'ancienne Méditerranée, maintenant refermée au niveau de la chaîne Alpes-Himalaya, en passant par Chypre toujours cher à son coeur.

Elle avait une extraordinaire connaissance des minéraux. Ainsi, elle avait tout de suite repéré, sur les laves que nous avons récupérées avec le sous-marin Cyana sur la marge de Sardaigne, le petit minéral qui n'aurait pas dû être là, et qui allait permettre de caractériser, et de dater, le premier épisode de l'ouverture de la mer Tyrrhénienne. Elle avait acquis une solide formation en chimie des roches, et travaillait désormais beaucoup avec les outils géochimiques ce qui lui faisait passer beaucoup de temps à la paillasse et sur les machines dans différents laboratoires où elle était sûre d'obtenir les meilleurs résultats.

Cette activité se traduit par une excellente production (plus de 120 articles scientifiques). Ces articles ont été cités par d'autres plus de 900 fois. Cela signifie que, en moyenne tous les 15 jours, un chercheur de par le monde, lit un article écrit par Henriette et y trouve une information pour étayer son propre travail.

Henriette aimait communiquer, point important en Sciences. Une science non diffusée, non communiquée, ne sert à rien, sauf peut-être à se faire plaisir à soi-même. Henriette a présenté les recherches de son équipe, ou les a fait présenter par les jeunes, lors de nombreux Colloques et Congrès, comme tout récemment encore à Barcelone et à Izmir. Dans ces réunions, elle participait avec enthousiasme aux discussions et n'hésitait jamais à intervenir pour approuver ou pour contredire, toujours avec fougue mais sans aucune méchanceté.

Toute cette activité scientifique a été distinguée en 2000 par la Société Géologique de France qui lui a décerné le Prix Viquesnel.

L'activité et la notoriété d'un chercheur se mesurent également dans sa participation à la formation des futurs chercheurs et des futurs formateurs. Henriette y a déployé beaucoup d'énergie et beaucoup de dévouement. Elle a assuré l'encadrement souvent partagé, d'une vingtaine de Doctorants, dont une douzaine depuis son arrivée à Grenoble, et ceci sans compter tous les coups de mains qu'elle a pu donner aux uns et aux autres.

Chaque année elle a dirigé des stages de recherche au niveau DEA et maîtrise appelés maintenant master. Ces stages sont importants pour les jeunes, car ils leur permettent de tâter concrètement de la recherche et de tester leur vocation. Le revers de la médaille pour le formateur est que c'est extrêmement mangeur de temps. Il faut définir un projet, aller sur le terrain, passer de longs moments au microscope et à la paillasse, corriger les rapports, préparer les présentations orales ; bref il faut enseigner toutes les ficelles du métier. Et ce temps n'est pas inclus dans le service officiel. Henriette s'y est consacrée avec enthousiasme et énergie et comme toujours sans compter son temps ; tous ses étudiants pourront en témoigner. Bien des vocations sont nées ou ont été confortées grâce à son activité dans ce domaine.

Elle a aussi eu le souci de bien former les futurs enseignants. Elle avait compris que cette voie représentait un débouché pour bon nombre d'étudiants et voulait qu'ils soient formés le mieux possible en Sciences de la Planète. C'est pourquoi elle avait accepté d'assurer la coordination des Sciences de la Terre pour les préparations au CAPES et à l'Agrégation.

Dès son arrivée, elle a adhéré au système mis en place à Grenoble de l'enseignement intégré, où l'enseignant participe à toutes les activités : terrain, cours, TP, TD. C'est ainsi qu'elle a organisé et dirigé, des écoles de terrain (Esterel, Maures, Auvergne) et accompagné des initiatives étudiantes (Iles Eoliennes).

Henriette a également très largement participé à la gestion de la recherche et de l'enseignement. Les tâches sont très variées et pas toujours très gratifiantes. Cela couvre un large spectre d'activités à différents niveaux international ou national : évaluation scientifique de manuscrits ou de projets scientifiques; participation aux instances de recrutement (CSE), préparation des projets d'établissement, gestion des personnels et laboratoires techniques (programmes pédagogiques et programmes de recherche) au niveau de l'Université et du labo ; gestion des emplois du temps, des modules et des jurys au niveau des filières.

Depuis son arrivée à Grenoble nous avons connu 5 contrats de contractualisation et autant de réformes des programmes pédagogiques qu'elle a contribué à préparer et à mettre en œuvre comme elle l'avait déjà fait à Nancy et Orléans.

Sans entrer dans les détails, je préciserai que, reflet de sa notoriété et de sa disponibilité bien connue, elle était très souvent sollicitée par les Comités éditoriaux des grandes revues scientifiques pour évaluer des manuscrits scientifiques et par divers Comités pour des projets scientifiques. Juste avant notre départ en Syrie elle avait rédigé un rapport sur un candidat à une promotion à l'Université de Lausanne.

Il faut aussi souligner ici son implication dans la gestion des Laboratoires techniques et plus spécialement celle des Personnels qui y travaillent. Elle avait un double souci : faciliter et surtout valoriser leur travail. Tous les personnels des corps administratifs et techniques m'ont demandé de témoigner ici de l'extrême qualité des relations humaines qu'elle avait su nouer avec eux et de la chaleur de l'ambiance qu'elle faisait régner au labo.

Toute cette activité allait être reconnue officiellement ; elle nous avait en effet confié qu'elle allait recevoir les Palmes Académiques.

S'il fallait résumer en quelques mots sa personnalité je choiserais passion, ténacité, spontanéité, générosité.

Passion: la recherche était sa passion, sa vie ; elle n'était jamais aussi heureuse que de vous annoncer des résultats, je l'entends encore déclarer «je viens d'avoir les résultats... du plomb de Chypre, c'est formidable, c'est de l'intraplaque» ; il fallait parfois décrypter, mais l'enthousiasme était là.

Ténacité: elle a dû en faire preuve tout au long d'une carrière dans un domaine qui n'était pas précisément féministe comme dans sa lutte contre la maladie.

Spontanéité: qui de nous ne s'est pas fait dire un jour «je te le dis comme je le pense.

Générosité: j'ai dit déjà qu'elle ne ménageait pas son temps, que par ailleurs elle détestait perdre, dès lors qu'il s'agissait d'expliquer des notions ou des techniques ou d'écouter des doléances. C'est aussi le moment de rappeler les «petites fêtes» en particulier à l'occasion de son anniversaire. Henriette aimait être entourée, et partager son bonheur ; il y avait toujours de la place pour les visiteurs, les amis, la famille, même si sa cave devait en souffrir.

Pour finir permettez-moi d'évoquer, notre mission en Syrie, sa dernière mission. Il s'agissait d'échantillonner des roches volcaniques du Trias et du Jurassique (entre 250 et 170 Ma) pour compléter l'étude déjà effectuée sur des roches semblables en Himalaya, Oman, Chypre, Turquie, Grèce Albanie. C'est un projet qu'elle mûrissait depuis 3 ou 4 ans. Elle connaissait l'endroit pour s'y être rendue il y a une trentaine d'années. Malgré le mauvais temps, nous avons bien travaillé, trouvé et échantillonné tout ce qu'elle voulait voir. Elle était donc très heureuse des résultats de cette mission et ravie à l'idée de continuer par une visite de quelques sites historiques.

Voilà, chers amis, le souvenir que nous garderons d'Henriette. Elle nous manque déjà beaucoup, même si nous n'avons pas encore tous complètement réalisé qu'elle n'est pas seulement en mission. Que sera-ce dans quelques jours ou dans quelques semaines ? Rarement le vers de Lamartine aura résonné aussi juste «un seul être vous manque et tout est dépeuplé».

Comité Exécutif d'Organisation
Executive Organising Committee

Pr. Georges Mascle (LGCA, Université de Grenoble)
Dr. Philippe Monjoie
James Allibon (IMG, Université de Lausanne)
Dr Eric Lewin (LGCA, Université de Grenoble)
Pr. Arnaud Pécher (LGCA, Université de Grenoble)
Pr. Etienne Jaillard (IRD, LGCA, Université de Grenoble)
Pr. Christophe Basile (LGCA, Université de Grenoble)
Dr. Stéphane Guillot (LGCA, Université de Grenoble)
François Chauvet (LGCA, Université de Grenoble)
Jérémy Van Melle (LGCA, Université de Grenoble)
Andrea Amortegui (LGCA, Université de Grenoble)

Comité Scientifique
Scientific Committee

Pr. Nicholas Arndt (LGCA, Université de Grenoble)
Pr. Pierre Barbey (CRPG, Nancy)
Dr. Delphine Bosch (ISTEEM, Université de Montpellier)
Dr. François Bussy (IMG, Université de Lausanne)
Pr. Georges Ceuleneer (DTP, Université Paul-Sabatier, Toulouse)
Dr. Alain Demant (Université Paul Cézanne Aix-Marseille III)
Dr. Jean-Luc Epard (IGP, Université de Lausanne)
Pr. Michel Faure (ISTO, Université d'Orléans)
Pr. Hervé Martin (OPGC - LMV, Université de Clermont-Ferrand)
Pr. René Maury (IUEM, Université de Brest)
Pr. Mireille Polvé (IRD - LMTG, Université Paul-Sabatier, Toulouse)
Pr. Marc Tardy (LGCA - Chambéry, Université de Savoie)

Programme des Conférences

Conference Program

PROGRAMME DES CONFERENCES

Jeudi 9 Novembre 2006

9h00 Accueil

9h15 Introduction

9h30 Session 1: Géodynamique pré-Alpine (S1-GpA)

- S1-GpA-1ks: Keynote speaker: H. Masson, F. Bussy, M. Eishenberger, N. Giroud, C. Meilhac et S. Presniakov

Age Carbonifère des ophiolites du Versoyen et conséquences pour la géodynamique des Alpes occidentales. - 30 min

- S1-GpA-2: F. Bussy and D. Mollex

Carboniferous mafic magmatism and coeval anatexis in the Aiguilles rouges massif (Western Alps). Geochemical constraints. - 15 min

- S1-GpA-3: C. Basile, H. Lapiere, T. Berly et E. Canard

Quelle signification géodynamique attribuer à la signature géochimique du volcanisme tardi-orogénique hercynien ? Exemple du volcanisme stéphanien de la région de Decazeville. - 15 min

11h05 Pause

11h20 Session: Dynamique Océanique (S2-DO)

- S2-DO-1ks: Keynote speaker: M. Cannat, D. Sauter, V. Mendel et J. Escartin

Tectonique axiale, apports magmatiques et distribution du volcanisme en contexte de dorsale ultra-lente. - 30 min

- S2-DO-2: G. Ceulener et E. le Sueur

L'ophiolite de Trinity (Californie): l'étrange association d'un manteau fertile et d'une croûte ultra-déprimée. - 15min

- S2-DO-3: J. R. Vidal Solano, H. Lapierre, J. M. Stock, A. Demant, F. A. Paz Moreno, D. Bosch, P. Brunet and A. Amortegui

Isotope geochemistry and petrogenesis of peralkaline middle Miocene ignimbrites from Sonora, Mexico: relationship with continental break-up and the birth of the Gulf of California. - 30 min

12h30 Repas Libre

14h Session: Andes (S3-An)

- S3-An- 1ks: G. Mascle et R. Maury

Les Andes revisitées - 30 min

- S3-An- 2: A. Amortegui, H. Lapierre, E. Jaillard, J.-E. Martelat, D. Bosch, F. Bussy, A. Demant and P. Brunet

Accreted oceanic fragments below the Western Cordillera of Ecuador. - 15 min

- S3-An-3: J. Van Melle, W. Vilema, B. Faure-Brac, M. Ordonez, H. Lapierre, N. Jimenez, E. Jaillard and M. Garcia

Pre-accretion evolution of the Piñon oceanic terrane of SW Ecuador. Stratigraphy and geochemistry of the "Calentura Formation". - 15 min

- S3-An-4: J. Allibon, P. Monjoie, H. Lapierre, E. Jaillard, F. Bussy, D. Bosch and F. Senebier

The role of the Cretaceous Caribbean Oceanic Plateau in the genesis of the late Cretaceous arc magmatism in Ecuador. - 15 min

16h Pause

16h30 Discussion et photo de groupe

PROGRAMME DES CONFERENCES

Vendredi 10 Novembre 2006

9h Café

9h00 Session Géodynamique, NéoTéthys (S4-GNT)

- S4-GNT-1ks: Keynote speaker: R.C. Maury, H. Lapierre, D. Bosch, J. Marcoux, L. Krystyn, J. Cotten, F. Bussy, P. Brunet and F. Senebier

The late Triassic alkaline volcanism of the Antalya Nappes (southwest Turkey): igneous remnants of the NeoTethys opening. - 30min

- S4-GNT-2: F. Chauvet, H. Lapierre, C. Basile, G. Mascle, R. Maury, D. Bosch, J. Cotten, P. Brunet, A. Demant, M. Tardy, C. Perez et A. Samper

Le volcanisme associé à la formation de la marge NéoTéthys au Permo-Trias: caractères géochimiques et modèles géodynamiques. - 15 min.

- S4-GNT-3: P. Monjoie, H. Lapierre, G. H. Mascle, A. Dechamp, A. Brunet, B. Muceku et A. Tashko

Volcanites triasiques en Mirdita (Albanie) et en Othrys (Grèce Centrale): relations avec l'ouverture de la NeoTethys. - 15 min

- S4-GNT-4: H. Lapierre, D. Bosch, A. Narros, G. H. Mascle, M. Tardy and A. Demant

The Mamonia Complex (SW Cyprus) revisited: remnant of Late Triassic intra-oceanic volcanism along the Tethyan southwestern passive margin. - 15 min

10h35 Pause

13h30 Session: Plateaux, Points Chauds (S5-PPC)

- S5-PPC-1ks: Keynote speaker: N. Arndt

Mantle potential temperatures. - 30 min

- S5-PPC-2: J. Allibon, F. Bussy, E. Lewin, H. Lapierre and M. Chiaradia

Geochemical and petrologic attributes of the PX1 Miocene pyroxenitic layered intrusion, root-zone of an ocean island volcano, Fuerteventura (Canary Islands). - 15 min

12h Repas libre

10h50 Session: Géodynamique, Asie (S6-GA)

- S6-GA-1ks: Keynote speaker: M. Faure, B. Wang, D. Cluzel, L. Shu, J. Charvet, K. de Jong and Y. Chen

L'évolution géodynamique de la chaîne paléozoïque du Tianshan. - 30 min

- S6-GA-2: O. Ferrari, G.M. Stampfli and H. Lapierre

Basalts from the Chiang Mai belt (Thailand) inside the Shan Thai block: their importance in the understanding of the paleotectonics of Southeast Asia. - 15 min

14h30 pause

14h50 Session: Adakites (S7-Ad)

- S7-Ad-1ks: Keynote speaker: H. Martin

Adakites: origine mantellique ou crustale ? - 30 min

- S7-Ad-2: A. Amortegui, H. Lapierre, C. Somers, E. Jaillard, F. Bussy and P. Brunet

Miocene Adakitic intrusions in the Western cordillera of Ecuador. - 15 min

- S7-Ad-3: T. Calmus, C. Pallares, H. Bellon, R. Maury, E. P. Segura, A. Robles, A. L. Carreno, J. Bourgeois, J. Cotten et M. Benoit

Origine de la diversité des laves plio-quadernaires de Basse Californie: l'exemple de l'île San Esteban (Golfe de Californie, Mexique). - 15 min

- S7-Ad-4: M. Polvé, R. C. Maury, S. Jago, H. Bellon, G. P. Yumul Jr., B. Payot, R. A. Tamayo Jr. and J. Cotten

Geochemistry and temporal evolution of Neogene magmatism in the Baguio gold-copper mining district (Northern Luzon, Philippines). - 15 min

16h Pause

16h30 Discussion finale

Table des Matières

Table of Contents

Avant- Propos	I
Comités d'Organisation et Comité Scientifique	IV
Programme des Conférences Conference Program	V
Table des Matières Table of Contents	IX

Session 1: Géodynamique préAlpine (S1-GpA)

S1-GpA-1ks: Keynote speaker: H. Masson, F. Bussy, M. Eishenberger, N. Giroud, C. Meilhac et S. Presniakov: Age Carbonifère des ophiolites du Versoyen et conséquences pour la géodynamique des Alpes occidentales. **p 1**

S1-GpA-2: F. Bussy and D. Mollex: Carboniferous mafic magmatism and coeval anatexis in the Aiguilles rouges massif (Western Alps). Geochemical constraints. **p 4**

S1-GpA-3: C. Basile, H. Lapierre, T. Berly et E. Canard: Quelle signification géodynamique attribuer à la signature géochimique du volcanisme tardi-orogénique hercynien ? Exemple du volcanisme stéphanien de la région de Decazeville. **p 7**

Session: Dynamique Océanique (S2-DO)

S2-DO-1ks: Keynote speaker: M. Cannat, D. Sauter, V. Mendel et J. Escartin: Tectonique axiale, apports magmatiques et distribution du volcanisme en contexte de dorsale ultra-lente. **p9**

S2-DO-2: G. Ceulener et E. le Sueur: L'ophiolite de Trinity (Californie): l'étrange association d'un manteau fertile et d'une croûte ultra-déprimée. **p 11**

S2-DO-3: J. R. Vidal Solano, H. Lapierre, J. M. Stock, A. Demant, F. A. Paz Moreno, D. Bosch, P. Brunet and A. Amortegui: Isotope geochemistry and petrogenesis of peralkaline middle Miocene ignimbrites from Sonora, Mexico: relationship with continental break-up and the birth of the Gulf of California. **p 16**

Session: Andes (S3-An)

S3-An-1ks: Keynote speaker: G. Mascle et R. Maury: Les Andes revisitées. **p 23**

S3-An-2: A. Amortegui, H. Lapierre, E. Jaillard, J.-E. Martelat, D. Bosch, F. Bussy, A. Demant and P. Brunet: Accreted oceanic fragments below the Western Cordillera of Ecuador. **p 26**

S3-An-3: J. Van Melle, W. Vilema, B. Faure-Brac, M. Ordonez, H. Lapierre, N. Jimenez, E. Jaillard and M. Garcia: Pre-accretion evolution of the Piñon oceanic terrane of SW Ecuador. Stratigraphy and geochemistry of the “Calentura Formation”. **p 31**

S3-An-4: J. Allibon, P. Monjoie, H. Lapierre, E. Jaillard, F. Bussy, D. Bosch and F. Senebier: The role of the Cretaceous Caribbean Oceanic Plateau in the genesis of the late Cretaceous arc magmatism in Ecuador. **p 35**

Session: Géodynamique, NéoTéthys (S4-GNT)

S4-GNT-1ks: Keynote speaker: R.C. Maury, H. Lapierre, D. Bosch, J. Marcoux, L. Krystyn, J. Cotten, F. Bussy, P. Brunet and F. Senebier: The late Triassic alkaline volcanism of the Antalya Nappes (southwest Turkey): igneous remnants of the NeoTethys opening. **p 38**

S4-GNT-2: F. Chauvet, H. Lapierre, C. Basile, G. Mascle, R. Maury, D. Bosch, J. Cotten, P. Brunet, A. Demant, M. Tardy, C. Perez et A. Samper: Le volcanisme associé à la formation de la marge NéoTéthys au Permo-Trias: caractères géochimiques et modèles géodynamiques. **p 41**

S4-GNT-3: P. Monjoie, H. Lapierre, G. H. Mascle, A. Dechamp, A. Brunet, B. Muceku et A. Tashko: Volcanites triasiques en Mirdita (Albanie) et en Othrys (Grèce Centrale): relations avec l'ouverture de la NeoTethys. **p 46**

S4-GNT-4: H. Lapierre, D. Bosch, A. Narros, G. H. Mascle, M. Tardy and A. Demant: The Mamonia Complex (SW Cyprus) revisited: remnant of Late Triassic intra-oceanic volcanism along the Tethyan southwestern passive margin. **p 49**

Session: Plateaux, Points Chauds (S5-PPC)

S5-PPC-1ks: Keynote speaker: N. Arndt: Mantle potential temperatures. **p 52**

S5-PPC-2: J. Allibon, F. Bussy, E. Lewin, H. Lapierre and M. Chiaradia: Geochemical and petrologic attributes of the PX1 Miocene pyroxenitic layered intrusion, root-zone of an ocean island volcano, Fuerteventura (Canary Islands). **p 54**

Session: Géodynamique, Asie (S6-GA)

S6-GA-1ks: Keynote speaker: M. Faure, B. Wang, D. Cluzel, L. Shu, J. Charvet, K. de Jong and Y. Chen: L'évolution géodynamique de la chaîne paléozoïque du Tianshan. **p 57**

S6-GA-2: O. Ferrari, G.M. Stampfli and H. Lapierre: Basalts from the Chiang Mai belt (Thailand) inside the Shan Thai block: their importance in the understanding of the paleotectonics of Southeast Asia. **p 63**

Session: Adakites (S7-Ad)

S7-Ad-1ks: Keynote speaker: H. Martin: Adakites: origine mantellique ou crustale ? **p 69**

S7-Ad-2: A. Amortegui, H. Lapierre, C. Somers, E. Jaillard, F. Bussy and P. Brunet: Miocene Adakitic intrusions in the Western cordillera of Ecuador. **p 73**

S7-Ad-3: T. Calmus, C. Pallares, H. Bellon, R. Maury, E. P. Segura, A. Robles, A. L. Carreno, J. Bourgeois, J. Cotten et M. Benoit: Origine de la diversité des laves plio-quaternaires de Basse Californie: l'exemple de l'île San Esteban (Golfe de Californie, Mexique). **p 76**

S7-Ad-4: M. Polvé, R. C. Maury, S. Jago, H. Bellon, G. P. Yumul Jr., B. Payot, R. A. Tamayo Jr. and J. Cotten: Geochemistry and temporal evolution of Neogene magmatism in the Baguio gold-copper mining district (Northern Luzon, Philippines). **p 80**

Résumés étendus

Extended abstracts

Session 1

Géodynamique pré-Alpine (S1-GpA)

S1-GpA-1ks: Age carbonifère des ophiolites du Versoyen et conséquences pour la géodynamique des Alpes occidentales

H. Masson¹, F. Bussy², M. Eichenberger¹, N. Giroud¹, C. Meilhac¹ et S. Presniakov³

¹ Institut de Géologie et Paléontologie, Université de Lausanne, CH-1015 Lausanne.

² Institut de Minéralogie et Géochimie, Université de Lausanne, CH-1015 Lausanne.

³ Center of Isotopic Research, VSEGEI, St Petersburg, Russie.

A.- Introduction

Des ophiolites apparaissent en plusieurs endroits dans le Pennique inférieur des Alpes occidentales et centrales. Elles sont généralement attribuées à la croûte océanique d'un océan d'âge crétacé, appelé «Valaisan», qui joue un rôle capital dans de nombreux modèles paléogéographiques et géodynamiques des Alpes. C'est la localité du Versoyen, en Tarentaise, qui a servi de point de départ à la définition d'un «océan Valaisan», et qui constitue sa seule base observationnelle dans les Alpes occidentales s.str.. L'idée d'un «océan Valaisan» repose sur deux propositions qui ont servi de fondement à presque tous les travaux de ces 40 dernières années : (1) Les ophiolites du Versoyen forment la base stratigraphique (renversée) de la série Valaisanne (ou série détritique de Tarentaise) ; (2) elles ont un âge crétacé.

Cette conception a été contestée par Henriette Lapière et son élève S. Cannic qui, en collaboration avec U. Schärer, ont suggéré un âge paléozoïque de ces ophiolites (Schärer et al. 2000). Cependant cette suggestion a été rejetée par la quasi-totalité des géologues alpins, et les modèles basés sur l'existence d'un « océan Valaisan » sont plus en vogue que jamais. Nous apportons de nouvelles données structurales et stratigraphiques, appuyées par des datations U-Pb des ophiolites, qui mettent très sérieusement en doute la conception classique et confirment, en la précisant, la suggestion d'un âge paléozoïque. Les conséquences pour la géologie alpine sont considérables.

B.- Données structurales et stratigraphiques

(1) La base du complexe du Versoyen est un chevauchement marqué par une mylonite qui surmonte un wildflysch (ou complexe chaotique) à blocs de roches du Versoyen et autres. Ce wildflysch, défini comme *Formation de la Méchandeur*, forme le sommet de la série de Valais-Tarentaise. C'est une situation classique dans les Alpes, qui indique toujours un chevauchement important. Les auteurs ont confondu un wildflysch «supra-Tarentaise» à blocs de Versoyen avec une transition stratigraphique (renversée) de la série du Versoyen à celle de Tarentaise. Le contact Versoyen/Tarentaise n'est donc pas stratigraphique mais tectonique, et la série du Versoyen n'a aucun lien avec le bassin Valaisan.

(2) Le contact des ophiolites du Versoyen avec la série Triasique et Jurassique sus-jacente du Petit St-Bernard (PSB) est stratigraphique (et non tectonique, comme admis par tous les auteurs depuis un demi-siècle). Ceci est démontré non seulement par l'absence de marques de chevauchement sur ce contact, mais par des critères positifs tels que : (a) des discordances locales où la base de la série du PSB recoupe par érosion la stratification des sédiments du Versoyen ; (b) des filons sédimentaires de calcschistes PSB pénétrant dans les roches du Versoyen ; (c) le remaniement de matériel détritique érodé au Versoyen à la base des calcschistes PSB. Ces structures sédimentaires polarisent le contact en montrant que la série du PSB est plus jeune que celle du Versoyen. Le complexe ophiolitique du Versoyen est donc *Paléozoïque*.

Conclusions des données de terrain: Le complexe ophiolitique du Versoyen forme le socle Paléozoïque de la série sédimentaire Mésozoïque du PSB. Tous deux appartiennent à une même unité tectonique que nous nommons *nappe du Versoyen - Petit St-Bernard* (Masson 2002). Cette conception tectonique renoue avec les idées de Schoeller (1929), qui plaçait cependant les ophiolites dans le Trias. Le chevauchement de cette nappe sur celle de Tarentaise correspond à une importante discontinuité métamorphique inverse et à un changement abrupt de style tectonique. La nappe du Versoyen-Petit St-Bernard est intensément plissée par au moins deux phases de plis isoclinaux, dont au moins la première est liée à son exhumation, antérieurement à son chevauchement sur celle de Tarentaise.

C.- Données géochronologiques

Le principal corps gabbroïque intrusif dans le complexe du Versoyen (Aiguille du Clapet) a été échantillonné en trois endroits. Les trois échantillons ont fourni des zircons qui ont été datés avec la sonde ionique SHRIMP II du Centre de recherche isotopique de St-Petersburg. Les résultats sont identiques pour les trois échantillons (Bussy et al. 2005): (1) Les zircons magmatiques fournissent des données analytiques bien groupées sur ou très près de la courbe Concordia, qui indiquent un âge de 337.0 ± 4.1 Ma (Viséen, Carbonifère inférieur). Ces zircons montrent en CL un zonage oscillatoire caractéristique d'une cristallisation magmatique et ne présentent ni corrosion ni surcroissance. Nous interprétons cet âge comme celui du magmatisme ophiolitique du Versoyen. (2) Des zircons hérités (p. ex. des cœurs) donnent des âges dispersés entre 450 et 700 Ma. (3) La bordure de quelques zircons donne des âges plus jeunes, jusqu'à environ 250 Ma, que nous attribuons à une faible perte de plomb pendant le métamorphisme alpin.

D.- Roches mafiques et ultramafiques du Pennique inférieur des Alpes centrales (région Viège – Simplon – Val Antigorio)

Près de Viège (Visp), 100 km au NE du Versoyen, à la transition des Alpes occidentales aux Alpes centrales, des roches mafiques et ultramafiques réapparaissent en grandes masses en position pennique inférieure et sont couramment corrélées avec la zone du Versoyen. Elles sont alors interprétées comme la trace de l'océan Valaisan à travers les Alpes centrales. Nos recherches dans cette zone sont toujours en cours, mais révèlent d'ores et déjà que ces roches appartiennent à deux séries magmatiques complètement différentes. Les plissements alpins les mettent presque en contact près de Viège, d'où les confusions :

(1) Une série volcanique épanchée dans un rift sur croûte continentale, d'âge certainement post-triasique et probablement jurassique moyen, appartenant à la nappe du Pizzo del Vallone (Carrupt 2003). Nous l'interprétons comme une tentative avortée d'ouverture océanique, synchrone mais en position plus externe que l'ouverture réussie de l'océan Liguro - Piémontais, dans le cadre d'une compétition entre sites potentiellement favorables à la déchirure crustale. Cette série n'a aucun rapport avec les ophiolites du Versoyen.

(2) Des blocs et grandes écailles de metabasites et de serpentinites emballés dans un wildflysch (mélange ou wildflysch de Viège, Masson 2002). Il est plausible (mais non démontré) que ces roches soient analogues et de même âge que les ophiolites du Versoyen, mais alors leur position tectonique correspondrait au wildflysch de la Méchandeur (cf B ci-dessus) et non à la zone du Versoyen, qui est le socle d'une nappe cohérente. En tous les cas ces roches sont étrangères à la série Valaisanne.

E.- Conclusions générales

(1) Les résultats géochronologiques sont en excellent accord avec nos nouvelles données stratigraphiques et structurales. Ils établissent l'âge Carbonifère inférieur des ophiolites du Versoyen.

(2) L'existence d'un «océan Valaisan» d'âge Crétacé dans les Alpes occidentales devient très improbable.

(3) Nos résultats impliquent l'existence d'un océan d'âge Carbonifère inférieur qui devra être incorporé aux modèles paléogéographiques des Alpes au Paléozoïque. Son existence a été brève, car il a dû se fermer au milieu du Carbonifère, vraisemblablement par obduction.

(4) Si l'«océan Valaisan» disparaît, en revanche la subduction Pennique inférieure subsiste, attestée notamment par le métamorphisme en faciès éclogite de la nappe du Versoyen - Petit St-Bernard. Le point intéressant est que cette zone de subduction, qui détermine la cicatrice séparant le Pennique inférieur du Pennique moyen, suit la suture de l'océan Carbonifère : on peut parler d'une *subduction intracontinentale alpine guidée par une suture océanique Paléozoïque*. De même le chenal d'exhumation de cette unité et, finalement, son chevauchement sur la série de Valais - Tarentaise, suivent presque exactement l'ancienne surface d'obduction : c'est un exemple remarquable du pilotage d'une grande structure alpine par une discontinuité tectonique profonde issue d'une orogénèse plus ancienne. Les Alpes offriront sans doute d'autres exemples de l'influence à long terme de structures héritées de la longue histoire de la lithosphère européenne. Ce pourrait bien être une cause essentielle de leur complexité.

References

- Bussy, F., Eichenberger, M., Giroud, N., Masson, H., Meilhac, C. and Presniakov, S. (2005): Early Carboniferous age of the Versoyen magmatism and consequences: non-existence of a "Valais ocean" in the Western Alps. 3rd Swiss Geoscience Meeting, Zürich, p. 58.
- Carrupt, E. (2003): New stratigraphic, structural and geochemical data from the Val Formazza – Binntal area (Central Alps). *Mém. Géol. (Lausanne)* 41, 118 p.
- Masson, H. (2002): Ophiolites and other (ultra)basic rocks from the West-Central Alps : new data for a puzzle. *Bull. Géol. Lausanne* 356, et *Bull. Soc. v.v Sci. nat.* 88/2, 263-276.
- Schärer, U., Cannic, S. and Lapiere, H. (2000): Preliminary evidence for a Hercynian age of the Versoyen complex, western Alps. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 330, 325-332.
- Schoeller, H. (1929) : La nappe de l'Embrunais au nord de l'Isère. *Bull. Serv. Carte géol. France* (33) 175, 1-422.

S1-GpA-2: Carboniferous mafic magmatism and coeval crustal anatexis in the Aiguilles Rouges massif (western Alps) - geochemical constraints

François Bussy¹; Damien Mollex^{1,2}

¹ Institut de Minéralogie et Géo chimie, Anthropole, Université, CH-1015 Lausanne.

² Maison des Géosciences (Bat. IRIGM) 1381, rue de la Piscine, FR-38041 - Grenoble Cedex.

The Aiguilles-Rouges (AR) massif is part of the so-called External Crystalline Massifs (ECM) of the French and Swiss Alps, which represent updomed basement nappes or slices appearing as window-like structures among the Mesozoic-Cenozoic Helvetic-Dauphinois domain. The ECM were part of the former Moldanubian internal zone of the Variscan belt and preserve most of its late orogenic, essentially Carboniferous evolution.

The AR massif (including its northern termination known as the Fully massif) consists of a complex assemblage of tectonic units with contrasting maximum P-T metamorphic conditions (Von Raumer et al., 1999), separated by major, steeply dipping N-S fault and/or mylonitic zones. It is essentially composed of polymetamorphic, amphibolite-facies grade rocks and granitic plutons. The latter record a polyorogenic evolution, comprising Variscan, Ordovician and Early Paleozoic events. Low-grade monometamorphic detrital sediments with interlayered volcanites of Viséan age record an Early Carboniferous basin at the southern end of the massif (Dobmeier 1996). Late Carboniferous, anchizonal detrital sediments deposited into intracontinental troughs are preserved in the Salvan-Dorénaz and Pormenaz Alpine synclines, respectively.

The Variscan magmatic activity in the ECM consists of short-lived pulses, whose typology is evolving through time (e.g. Bussy & Hernandez, 1997; Schaltegger, 1997; Debon & Lemmet, 1999; Bussy et al., 2000). In the AR area, a first pulse at c. 330 Ma is documented by the syntectonic intrusion along major transpressive faults of the mantle-derived, Mg-K-rich Pormenaz monzonite (Bussy et al., 1997) and the crust-derived, Montées-Pélissier peraluminous granite (Bussy et al., 2000). A second pulse occurred at 307±2 Ma with the syntectonic intrusion along dextral transtensional shear-zones of the high-T, cordierite-bearing Vallorcine granite (Brändlein et al., 1994), as well as the Fully anatectic granodiorite (Bovay, 1988). The latter hosts contemporaneous gabbro enclaves, again documenting a mantellic activity. Finally, the large Mont-Blanc ferriferous granite and coeval mafic rocks (Bussy, 1990) intruded at 303±2 Ma in the nearby Mont Blanc massif (Bussy & Von Raumer, 1993); its alkali-calcic nature is in keeping with the general tendency of the late Variscan magmatism to evolve towards increasingly alkaline and post-orogenic types (Bonin et al., 1998; Bussy et al., 2000). Subvolcanic facies occur as late NNE-SSE trending vertical dykes of granitic composition crosscutting the Vallorcine granite and its country rocks.

The overall tectono-magmatic evolution of the AR/MB area has been linked to post-collisional processes of restoration to normal size of a thickened continental lithosphere, experiencing lithospheric mantle erosion and/or delamination as well as fast tectonic exhumation in an overall transtensional tectonic regime (Bussy et al., 2000).

This contribution focuses on the major-, trace-element and Sr-Nd isotope chemistry of the relatively sparse mafic rocks of the AR massif, mostly comagmatic enclaves in granites and lamprophyric dykes, in order to characterize the nature of the underlying lithospheric mantle during the Carboniferous (Mollex, 2003). The analyzed rocks include various mafic enclaves from the 307 Ma Fully migmatitic granodiorite (gabbro, vaugnerite), as well as lamprophyric dykes from the northern and southern parts of the massif. The acidic facies of the migmatites (i.e. diorites, granodiorites, leucocratic syenogranites) have also been investigated.

The mafic enclaves of the Fully migmatites have been separated in two groups: gabbroic enclaves and vaugnerites. The gabbro enclaves have a metric size and are relatively evolved rocks with SiO₂ contents between 49.5 and 52 wt%, mg# (Mg/Mg+Fe_{tot}) between 0.45 and 0.55 and a high content in K₂O (1.6 to 3.2 wt%). They display moderately fractionated REE patterns ([La/Yb]_N = 4.5 to 6.0) without significant Eu negative anomaly. Initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotopic ratios are as high as 0.710-0.712 on whole-rock, but of 0.707 on apatite mineral concentrates, which points to late- to post-magmatic re-equilibration with the migmatitic host rock. Initial εNd values lie between -2.3 and -3.4; which might partly result from contamination by the host rock as well, but also denote an enriched mantle source.

Vaugnerites are dm to meter-sized enclaves with a rounded shape. They are clearly comagmatic with the granitic host rock and contain high proportions of biotite and amphibole, which is reflected in their whole-rock chemical composition by high contents in K₂O, Rb, Ba of 4 wt%, 230 and 1570 ppm, respectively. REE contents are also high (ΣREE = 295 ppm) and display a fractionated pattern ([La/Yb]_N = 10.9). Isotopic measurements on one sample yield initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotopic ratios of 0.707 (on both whole-rock and apatite) and an initial εNd value of -5.4. These results suggest a metasomatized mantle source, but involvement of crustal melts cannot be ruled out.

The Sr and Nd isotopic composition of two lamprophyres has also been determined. A kersantite intruded in the 332 Ma old Montées Pélissiers granite yielded initial Sr and Nd values of 0.704 and -3.37, respectively; whereas a minette intruded in the 307 Ma Vallorcine granite yielded values of 0.710 and -7.0. These results suggest involvement of a metasomatized lithospheric mantle source and most likely additional contamination by crustal material for the minette dyke.

The acidic facies of the migmatites are all peraluminous, cordierite-bearing rocks, as expected for products of crustal partial melting. Isotopic measurements on a granitic dyke yield an initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotopic ratio of 0.712 and an initial εNd value of -6.48, again typical of a crustal source.

Although contamination by local country rock is evidenced by contrasting Sr isotopic results between whole rock and apatite, it cannot account for all the chemical and isotopic characteristics of the analyzed mafic rocks. We favour the existence of a metasomatized mantle source underneath the ECM during the Carboniferous, in accordance with previous work (e.g. Cannic et al. 2002). This mantle activity triggered large-scale partial melting of the continental crust during the Late Carboniferous in supplying the necessary heat to overstep the dehydration reaction curve of biotite. Chemical trends observed in the acidic products of the Fully migmatites and the contemporaneous Vallorcine granite also suggest direct input of mantle material by magma mixing and/or mingling.

References

- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F. and Ferrag, S., 1998. Alkali-calcic to alkaline post-collision granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos*, 45: 45-70.
- Bovay, P., 1988. *Pétrographie et géochimie d'une association de roches acides et basiques, Massif cristallin de Fully (Valais)*. Unpubl. Diploma Thesis, Lausanne, 59 pp.
- Brändlein, P., Nollau, G., Sharp, Z. and von Raumer, J., 1994. Petrography and geochemistry of the Vallorcine granite (Aiguilles-Rouges massif, Western Alps). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 74: 227-243.
- Bussy, F., 1990. *Pétrogenèse des enclaves microgrenues associées aux granitoides calco-alcalins: exemple des massifs Varisque du Mont-Blanc (Alpes occidentales) et Miocène du Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie)*. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, 7: 309.
- Bussy, F. and von Raumer, J.F., 1993. U-Pb dating of Palaeozoic event in the Mont-Blanc crystalline massif, Western Alps. *Terra Nova*, 5 suppl. 1: 382-383.
- Bussy, F., Delitroz, D., Fellay, R. and Hernandez, J., 1997. The Pormenaz monzonite (Aiguilles-Rouges, western Alps): an additional evidence for a 330 Ma-old magnesio-potassic magmatic suite in the Variscan Alps. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 78: 193-194.
- Bussy, F. and Hernandez, J., 1997. Short-Lived Bimodal Magmatism at 307 Ma In The Mont-Blanc/Aiguilles-Rouges Area: A Combination Of Decompression Melting, Basaltic Underplating And Crustal Fracturing. 3rd workshop on Alpine Geological Studies, Oròpa-Biella. *Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria*, 4: 22.
- Bussy, F., Hernandez, J. and von Raumer, J., 2000. Bimodal magmatism as a consequence of the post-collisional readjustment of the thickened Variscan continental lithosphere (Aiguilles-Rouges and Mont-Blanc massifs, Western Alps). *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, in press.
- Cannic, S., Lapiere, H., Monié, P., Briquieu, L. and Basile, C., 2002: Late orogenic evolution of the Variscan lithosphere: Nd isotopic constraints from the western Alps. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 82, 77-99.
- Debon, F. and Lemmet, M., 1999. Evolution of Mg/Fe ratios in late Variscan plutonic rocks from the External Crystalline Massifs of the Alps (France, Italy, Switzerland). *J. Petrol.*, 40: 1151-1185.
- Dobmeier, C., 1996. *Geodynamische Entwicklung des südwestlichen Aiguilles-Rouges-Massivs (Westalpen, Frankreich)*. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, 29: 1-198.
- Mollex, D. (2003): *Le magmatisme basique carbonifère dans le massif des Aiguilles Rouges*, unpubl. DEA work, Lausanne, 119 pp.
- Schaltegger, U., 1997. Magma pulses in the Central Variscan belt: episodic melt generation and emplacement during lithospheric thinning. *Terra Nova*, 9: 242-245.
- von Raumer, J., Abrecht, J., Bussy, F., Lombardo, B., Ménot, R.-P. and Schaltegger, U., 1999. The Palaeozoic metamorphic evolution of the Alpine External Massifs. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 79: 5-22.

S1-GpA-3: Quelle signification géodynamique attribuer à la signature géochimique du volcanisme tardi-orogénique hercynien ? Exemple du volcanisme stéphanien de la région de Decazeville

C. Basile¹, H. Lapierre¹, T. Berly¹ et E. Canard¹

¹Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, CNRS-UMR 5025, OSUG, UJF
1381, rue de la piscine, 38000 St Martin d'Hères, France.

cbasile@ujf-grenoble.fr

Le caractère calco-alcalin, voire shoshonitique, du volcanisme tardi-orogénique hercynien a souvent conduit à l'interpréter comme une conséquence de la subduction océanique, non pas comme un magmatisme d'arc, incompatible avec le contexte géodynamique et le caractère tardi-orogénique, mais comme résultant de la fusion d'un manteau antérieurement métasomatisé par la subduction. Cette interprétation, déjà discutée sur de nombreux exemples, est confrontée à l'étude du volcanisme stéphanien associé au Sillon Houiller du Massif Central dans la région de Decazeville.

Ce volcanisme comprend des basaltes et des trachy-basaltes à clinopyroxène, orthopyroxène et amphibole, des trachytes et rhyolites à biotites. Ces laves se sont épanchées lors des premiers stades de subsidence de bassins étroits contrôlés par des décrochements. Elles sont recouvertes par une épaisse série sédimentaire détritique. L'analyse géochimique de ce volcanisme montre un magmatisme bimodal avec des termes basiques dérivant d'une fusion mantellaire, et enrichis en potassium. L'analyse isotopique ($\epsilon\text{Nd} = -5$) exclut une source asthénosphérique. Les concentrations en Nb et Ta des laves étudiées sont comparables à celles de la croûte inférieure ; par contre les fortes teneurs en Th et U rappellent celles de la croûte supérieure. Ces caractéristiques géochimiques sont comparables à celles du volcanisme de même âge des Pyrénées et des massifs cristallins externes des Alpes.

L'étude détaillée du contexte tectonique contemporain du volcanisme du Sillon Houiller indique qu'il correspond à une période charnière entre deux régimes tectoniques: les épanchements volcaniques sont contemporains des derniers stades tardi-orogéniques au sens strict, avec un régime tectonique dominé par les décrochements accommodant un raccourcissement Nord-Sud par un échappement Est-Ouest. Par contre, les sédiments recouvrant le volcanisme correspondent à un régime tectonique en extension à l'échelle de la chaîne, le Sillon Houiller étant interprété suivant les auteurs soit comme une faille de transfert soit comme une faille transformante connectant deux segments divergents.

Ces résultats pétro-géochimiques et structuraux sont confrontés aux différents modèles d'évolution tardi-orogéniques proposés dans la littérature, et en particuliers aux différentes mécanismes permettant une fusion mantellique tardi-orogénique. Ils conduisent à privilégier le rôle des décrochements crustaux voire lithosphériques dans la genèse et les caractéristiques géochimiques du volcanisme stéphanien: dans un contexte où l'amincissement tardi-orogénique permet une fusion du manteau lithosphérique, les décrochements constituent un double drain vertical, d'une part pour une circulation profonde de fluides crustaux ou superficiels, permettant

une hydratation en profondeur des magmas et expliquant leur enrichissement en potassium et leur contamination par la croûte inférieure ; d'autre part pour faciliter la remontée des magmas et donc l'expression du volcanisme en surface.

Enfin, la coïncidence temporelle entre cet épisode volcanique et la modification du régime tectonique dans cette partie de la chaîne hercynienne permet d'envisager un nouveau rôle du magmatisme dans l'évolution du comportement rhéologique tardi-orogénique : après une phase où le désépaississement provoque une fusion plus ou moins généralisée, et donc un découplage horizontal entre une partie supérieure de la croûte à comportement fragile et la croûte inférieure ductile, la fusion mantellique le long de failles verticales permet de découpler verticalement la lithosphère le long de failles transformantes, et donc de modifier radicalement le régime de déformation à l'échelle de la chaîne.

Session 2

Dynamique Océanique (S2-DO)

S2-DO-1ks: Tectonique axiale, apports magmatiques et distribution du volcanisme en contexte de dorsale ultra-lente

M. Cannat¹, D. Sauter², V. Mendel², J. Escartin¹

¹ Institut de Physique du Globe de Paris, équipe de Géosciences Marines, 4 place Jussieu 75252 Paris cedex 05.

² Institut de Physique du Globe de Strasbourg, 5 rue Descartes Strasbourg 67084 cedex.

Cette présentation concerne la partie la plus orientale de la dorsale ultra-lente Sud Ouest Indienne (taux d'expansion 1.4 cm/an). Nous avons acquis des données bathymétriques, gravimétriques et magnétiques sur plus de 660 km d'axe et jusqu'à plus de 26 Ma hors-axe dans cette région, qui est parmi les centres d'accrétion les plus lents et les plus pauvres en magmas du Globe. Nous avons pu montrer l'existence d'un type nouveau de morphologie du plancher océanique, que nous avons appelé «smooth seafloor» (lisse) et qui se forme sans, ou avec très peu de volcanisme. Ce plancher océanique «a-volcanique», qui représente un extrême mondial en termes de faibles apports magmatiques à la dorsale, est constitué pour une large part de roches ultramafiques remontées tectoniquement depuis la base du manteau lithosphérique axial, et représente 37% de la surface cartographiée. On observe localement la transition entre ce faciès «smooth» et des surfaces corruguées interprétées comme la partie fossile de failles normales à rejet pluri-kilométrique (4% de la surface cartographiée). Les 59% restant sont constitués de fonds dits «volcaniques», présentant une morphologie plus commune dans l'Océan mondial, avec des cônes volcaniques et des escarpements serrés perpendiculaires à la direction d'expansion.

Nous analysons ici plus particulièrement la transition entre ces faciès volcaniques et les domaines de «smooth seafloor». Nous montrons que, si l'absence de volcanisme axial est bien sûr une différence fondamentale, cette transition ne correspond pas à un changement brusque des mécanismes tectoniques axiaux. On peut en effet suivre latéralement les failles normales majeures identifiées dans les domaines «smooth», dans les domaines volcaniques. De plus, la signature gravimétrique et magnétique des domaines volcaniques suggère que, sous la carapace de laves extrusives, la composition des niveaux intermédiaires et profonds de la croûte océanique doit être très variable, essentiellement ultrabasique et proche de celle des domaines de «smooth seafloor» dans certains domaines à croûte mince, et essentiellement basaltique dans les domaines à croûte plus épaisse. Cette variabilité évoque ce qui a déjà été décrit en contexte d'expansion moins lente et plus magmatique pour la dorsale Médio-Atlantique. Au vu des données de notre zone d'étude, nous discutons des valeurs seuil possibles pour l'apport magmatique axial en deçà duquel le volcanisme cesse.

Notre zone d'étude comprend une portion de dorsale très oblique sur la direction d'expansion. Nous montrons que, dans cette portion oblique de la dorsale, les domaines volcaniques sont systématiquement associés à une réorientation des principales failles normales, d'obliques à perpendiculaires à l'expansion. Il a récemment été proposé que

l'obliquité axiale en contexte ultra-lent peut être un facteur contrôlant l'apport magmatique axial. Nous apportons des arguments qui contredisent cette hypothèse et nous proposons au contraire que les processus magmatiques associés au volcanisme axial sont déterminants pour créer et maintenir une zone de faiblesse perpendiculaire au mouvement des plaques dans la lithosphère axiale des dorsales obliques.

S2-DO-2: L'ophiolite de Trinity (Californie): l'étrange association d'un manteau fertile et d'une croûte ultra-déprimée

G. Ceuleneer¹ et E. le Sueur¹

¹ CNRS-UMR 5562 «Dynamique Terrestre et Planétaire». Observatoire Midi Pyrénées, 14, av. E. Belin, 31400 Toulouse, France. georges.ceuleneer@ntp.obs-mip.fr.

Le massif de Trinity, vaste ensemble de roches basiques et ultrabasiques, affleure sur une surface de 3.000 km² dans les monts Klamath au nord de la Californie. On lui attribue un âge ordovicien (Lindsley-Griffin, 1977). Les péridotites de Trinity ont été rendues célèbres par les études de Quick (1981a,b) et de Kelemen et al (1992) qui expliquent leur très grande diversité de composition par des phénomènes d'interaction magma/roche. Boudier et Nicolas (1985), s'appuyant sur l'étude de le Sueur et al (1984), ont élevé le complexe basique-ultrabasique de Trinity au rang de type ophiolitique («Lherzolite Ophiolite Type»). Selon eux, Trinity serait une ancienne dorsale ultra-lente, l'argument clé étant le faible développement de la section crustale, observation qui semble cohérente, à première vue, avec le faible taux de fusion moyen subi par les péridotites associées (abondance des lherzolites à plagioclase). Dans le même temps, d'autres chercheurs dont Henriette Lapierre préféraient voir en Trinity un ensemble ayant évolué dans un contexte d'arc, les arguments étant essentiellement de nature régionale et géochimique (e.g. Lapierre et al, 1986 ; Coleman, 1986 ; Gruau et al, 1991).

Des datations absolues permettent de situer plus précisément, dans une fourchette de 420 à 480 Ma, l'âge du dernier épisode de fusion partielle subi par les péridotites de Trinity, dont témoignent des ségrégations ariégitiques et gabbroïques, et l'âge de cristallisation des roches basiques de la section crustale (Jacobsen et al, 1984 ; Gruau et al, 1991). La fusion partielle pourrait précéder la cristallisation de la croûte de quelques dizaines de millions d'années mais la résolution des méthodes de datation ne permet pas de trancher entre les hypothèses co-génétique et poly-génétique pour les péridotites et les roches basiques de Trinity (Gruau et al, 1991).

En l'absence de datations suffisamment précises, les relations structurales et, surtout pétrogénétiques, entre les péridotites résiduelles, et les lithologies issues de la cristallisation de magmas (cumulats crustaux, filons et ségrégations dans le manteau) sont des éléments essentiels, mais fort mal contraints, pour reconstituer l'histoire de Trinity. Afin de relancer le débat concernant l'origine de ce massif sur de nouvelles bases observationnelles nous avons effectué une étude pétrologique détaillée - 400 lames minces analysées à la microsonde électronique - en nous focalisant plus particulièrement sur le secteur de Bear Creek. Dans cette région peu explorée jusqu'alors, nous avons pu établir en détail les relations entre la section mantellaire et les différentes unités lithologiques constituant la section crustale de cette ophiolite très particulière.

Les «chambres magmatiques» de Trinity ont la réputation d'être de faible extension, constituées en grande partie de brèches magmatiques, et ne présentant pas de stratigraphie lithologique clairement développée (e.g. le Sueur et al, 1984 ; Cannat et Lécuyer, 1991). Les études précédentes s'étaient focalisées sur les secteurs bien dégagés (crêtes, bords de lac, ...) négligeant les parties plus boisées du massif. Il en résulte un biais d'observation et d'échantillonnage en faveur de la partie gabbroïque, superficielle, de la section crustale aux dépens de lithologies plus altérables (cumulats ultrabasiques, pegmatites de pyroxénites, ...). La coupe que nous avons effectuée dans le secteur de Bear Creek a montré que l'importance de ces derniers faciès avait été largement sous-estimée et que les anciennes chambres magmatiques de Trinity pouvaient présenter une stratigraphie bien développée.

La «chambre» de Bear Creek est un ensemble lité montrant une succession lithologique remarquablement cohérente, et raisonnablement peu perturbée par des failles tardives ; le litage y est faiblement penté et parallèle à l'orientation régionale des contacts lithologiques majeurs (pbt proches de la paléo-horizontale). La pile magmatique comprend, de la base au sommet, 200 m de dunités litées (Fig. 1) incluant de rares niveaux millimétriques à centimétriques de harzburgites, d'orthopyroxénites et de chromitites; cette unité est surmontée de 150 m d'une succession très finement litée (lits millimétriques, parfois monominéraux, à centimétriques) de dunités, wehrlites, pyroxénites (Fig. 1) passant progressivement, vers le haut, à des pyroxénites (essentiellement webstérites) d'aspect plus massif du fait de l'absence d'interlits à olivine. Des bouffées de pyroxénites pegmatitiques viennent localement perturber le litage magmatique, qu'elles soient sécantes ou concordantes sur celui-ci. Le plagioclase apparaît une centaine de mètres plus haut, de manière diffuse et interstitielle d'abord (pyroxénites à plagioclase), pour devenir plus abondant vers le haut de la section. L'apparition du plagioclase est corrélée avec celle d'amphiboles (hornblendes) pseudomorphosant tout ou en partie le cpx, si bien que l'on n'observe jamais de «vrais» gabbros, les massifs décrits sur le terrain comme gabbroïques étant, strictement parlant, des roches assez complexes plus proches de diorites que de gabbros ; plus haut dans la section, les brèches magmatiques (éléments de diorites à gros grain emballés dans des diorites à grain fin) deviennent prépondérantes ; la section se termine sur les crêtes avec l'apparition de filons de diabase à septa de diorites et de quartzo-diorites. L'épaisseur de ce complexe lité est de l'ordre de 700 à 800 m et son extension latérale relativement faible (2-3 km). Le passage latéral avec le manteau encaissant se fait toujours par l'intermédiaire d'un «écran» de pegmatites, épais de plusieurs centaines de mètres, de composition pyroxénitique à la base de la section et dioritique vers le sommet. Les minéraux, dans ces pegmatites bordières sont souvent de très grande taille (certains cpx sont longs de 30 cm) et ont une composition chimique semblable à celle des cumulats de la partie interne de l'intrusion. Les enclaves de lherzolite dans la série litée sont fréquentes, leur incorporation dans la chambre étant contemporaine de la cristallisation de celle-ci (le litage magmatique épouse leurs contours).



Fig. 1. Cumulats dunitiques de base de croûte (photo de gauche) ; cumulats sus-jacents (interlits dunitiques, wehrlitiques et pyroxénitiques (photo de droite).

Les relations de terrain et la succession lithologique décrites ci-dessus plaident pour l'injection massive et soudaine d'un volume imposant de magma (atteignant probablement plusieurs Km^3) dans un manteau lithosphérique (T° sub-solidus), suivie de l'évolution par cristallisation fractionnée en système relativement clos de la partie interne de ce corps magmatique. L'affinité boninitique à andésitique des chambres de Trinity est indubitable au vu de l'ordre de cristallisation (ol+sp, ol+sp+opx, ol+sp+opx+cpx, opx+cpx, opx+cpx+plg+hbd). Cette conclusion est confortée par les études à la microsonde : la composition du plagioclase est tamponnée autour de valeurs très élevées en anorthite (An variant de 90-95%), cohérente avec une saturation du système en H_2O au moment de la cristallisation de ce minéral (transformation des cpx en amphiboles). Par ailleurs, la composition des cpx (Fig. 2), des opx et des spinelles est très déprimée en éléments mineurs incompatibles. Ces minéraux définissent des trends de cristallisation fractionnée superposés à celui des phénocristaux des boninites modernes et clairement distincts de celui des gabbros de dorsales lentes à ultra-lentes (Fig. 2). Notre étude pétrologique a également montré que les péridotites mantellaires de ce massif sont toutes plus fertiles, en terme de contenu en éléments incompatibles, que les magmas ayant bâti la section crustale associée (Fig. 2). Ce manteau ne peut donc en aucun cas être la source de magmas parents de la croûte. L'argument de complémentarité manteau-croûte sur lequel repose le modèle de dorsale lente pour Trinity (Boudier et Nicolas, 1985) doit donc être reconsidéré.

De nombreux filons pyroxénitiques recoupent les lherzolites mantellaires de Trinity ; notre étude montre que ces pyroxénites sont proches, sur le plan pétrologique, des cumulats ultrabasiques crustaux, partageant le même caractère ultra-déprimé hérité de leur magma parent (Fig. 2). Ce magma était en déséquilibre flagrant avec la lherzolite. Nous montrons (Fig. 2) qu'une part importante de la variabilité de composition des lherzolites de Trinity est attribuable à un phénomène de défertilisation du manteau au contact du magma boninitique ayant alimenté les chambres magmatiques; par exemple, les minéraux (cpx, opx, sp) des péridotites d'éponte de filons sont systématiquement appauvris en éléments incompatibles par rapport aux péridotites éloignées de tout filon. Cette tendance est illustrée dans la figure 2 pour le cas du Ti dans le cpx.

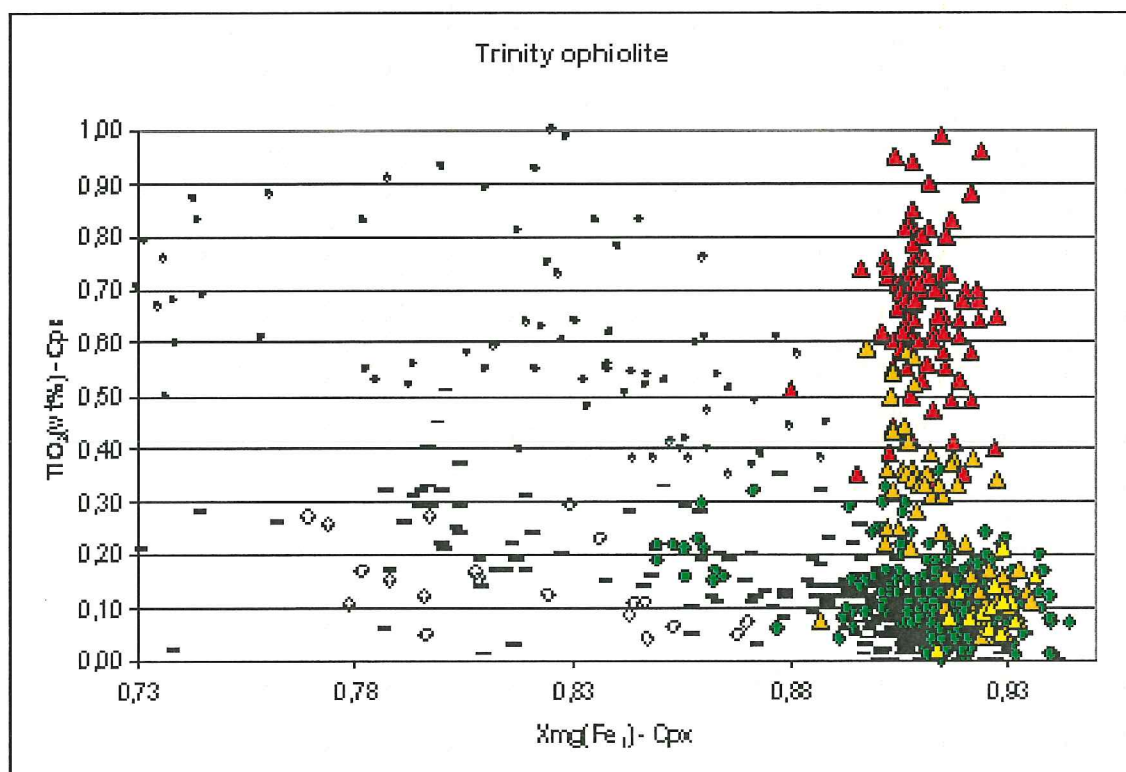


Fig. 2. Composition des clinopyroxènes des différentes lithologies de l'ophiolite de Trinity. Triangles rouges : péridotites résiduelles. Triangles oranges : péridotites résiduelles aux épontes de filons de pyroxénites. Losanges verts : filons de pyroxénites dans la section mantellaire. Triangles jaunes : Dunitites. Traits noirs : cumulats ultrabasiques lités de la section crustale. Grands cercles blancs : Cpx des boninites de la fosse Izu-Bonin (van der Laan et al, 1992). Petits cercles blancs : Cpx de cumulats de MORB (MAR et SWIR) (Ross and Elthon, 1997 ; Natland and Dick, 2001).

En conclusion, notre étude a montré que l'ophiolite de Trinity est un fragment de manteau lithosphérique relativement fertile, profondément modifié par l'intrusion de magmas boninitiques dont il n'est pas la source. Tout indique que ces magmas ont été générés en contexte d'arc, vraisemblablement d'arrière arc, conformément aux vues d'Henriette Lapierre.

References

- Boudier F. and Nicolas A. Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 84-92, 1985.
- Cannat M. and Lécuyer C. Ephemeral magma chambers in the Trinity peridotite, northern California. *Tectonophysics*, 186, 313-328, 1991.
- Coleman R.G. Ophiolites and accretion of the North American Cordillera. *Bull. Soc. Geol. France*, II, 6, 961-968, 1986.
- Gruau G., Lécuyer C., Bernard-Griffiths J. and Morin N. Origin and petrogenesis of the Trinity ophiolite complex (California): new constraints from REE and Nd isotope data. *J. Petrol., Special Lherzolites Issue*, 229-242, 1991.
- Jacobsen S.B., Quick J.E. and Wasserburg G.J. A Nd and Sr isotopic study of the Trinity peridotite; implications for mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 361-378, 1984.

- Kelemen P.B., Dick H.J.B. and Quick J.E. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature*, 358, 635-641, 1992.
- Lapierre H., Brouxel M., Martin Ph., Coulon C., Mascle G. and Cabanis B. The paleozoic and mesozoic geodynamic evolution of the eastern Klamath mountains (North California) inferred from the geochemical characteristics of its magmatism. *Bull. Soc. Geol. France*, II, 6, 969-980, 1986.
- le Sueur E., Boudier F., Cannat M, Ceuleneer G. and Nicolas A. The Trinity mafic-ultramafic complex: first results of the structural study of an untypical ophiolite. *Ophioliti*, 9, 487-498, 1984.
- Lindsley-Griffin N. The Trinity ophiolite, Klamath Mountains, California. In : North American ophiolites, R.G. Coleman and W.P. Irwin, eds. *Oregon Dep. Geol. Miner. Ind. Bull.*, 95, 107-120, 1977.
- Natland J.H. and H.J.B. Dick, Formation of the lower ocean crust and crystallization of gabbroic cumulates at a very slowly spreading ridge. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 110, 2001, pp. 191-233.
- Quick J.E. Petrology and petrogenesis of the Trinity peridotite, an upper mantle diapir in the eastern Klamath Mountains, northern California. *J. Geophys. Res.*, 86, 11837-11863, 1981a.
- Quick J.E. The origin and significance of large, tabular dunite bodies in the Trinity peridotite, Northern California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 413-422, 1981b.
- K. Ross and D. Elthon, Cumulus and post-cumulus crystallization in the oceanic crust: major- and trace-element geochemistry of Leg 153 gabbroic rocks. In J.A. Karson, M. Cannat, D.J. Miller, and D. Elthon, (Eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 153, College Station, TX, 1997, pp. 333-350.
- van der Laan S.R., Arculus R.J., Pearce J.A. and Murton B.J. Petrography, mineral chemistry, and phase relations of the basement boninites series of Site 786, Izu-Bonin forearc. In: P. Fryer, J.A. Pearce, L.B. Stokking (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 125, College Station, TX, 1992, pp. 171-201.

S2-DO-3: Isotope geochemistry and petrogenesis of peralkaline Middle Miocene ignimbrites from Sonora, Mexico: relationship with continental break-up and the birth of the Gulf of California

*J. R. Vidal Solano¹, H. Lapiere², J. M. Stock³, A. Demant⁴, F. A. Paz Moreno¹,
D. Bosch⁵, P. Brunet⁶ and A. Amortegui²*

¹ Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Apdo. Postal 847, 83000 Hermosillo, Sonora, México.

² Laboratoire Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR 5025, Université J. Fourier, 38041 Grenoble Cedex.

³ California Institute of Technology, Seismo Lab 170-25, 1200 E. California Blvd., Pasadena CA 91125 USA.

⁴ Pétrologie magmatique, Université Paul Cézanne (Aix-Marseille III), CC 441, 13397 Marseille Cedex 20.

⁵ Laboratoire de Tectonophysique, UMR 5568, Université Montpellier II, CC049, 34095 Montpellier Cedex 05.

⁶ Laboratoire Mécanismes de Transfert en Géologie, UMR 5563, Université P. Sabatier, 31400 Toulouse.

Geological setting and petrology

Middle Miocene ignimbrites have long been recorded in central Sonora (Morales-Montaño *et al.*, 1990; Paz-Moreno, 1992; Bartolini *et al.*, 1992, 1994; McDowell *et al.*, 1997; Mora-Álvarez and McDowell, 2000) but never considered, until recently (Vidal Solano *et al.*, 2005), as a specific geodynamic marker. Their peralkaline character (Vidal Solano, 2005) is defined by a peculiar mineralogical association (fayalite + Fe-rich augite + alkali feldspar, without quartz phenocrysts), and major element geochemistry (Al-poor, alkalis- and Fe-rich). Peralkaline ignimbrites are preserved as scattered slightly tilted mesas in a vast area from coastal Sonora toward the foot of the Sierra Madre Occidental (Fig. 1) and from San Miguel de Horcasitas (29°30'N) to Guaymas (28°N).

Stratigraphic columns constrained by five ⁴⁰Ar/³⁹Ar age determinations (Vidal Solano *et al.*, in press), summarize the volcanic successions observed in central Sonora (Fig. 2). Ignimbrites rest on top of poorly-sorted detrital sediments that accumulated in elongated endorheic fault-bounded half-graben basins related with tertiary crustal extension (Gans, 1997; McDowell *et al.*, 1997; Gans *et al.*, 2003). They correspond to a single cooling unit (up to 50 m thick), with a black to dark brown vitrophyre commonly present in the lower part, near the contact with conglomerates that represent the beds of palaeovalleys flooded by the pyroclastic unit. All the geochronological data (*e.g.* Bartolini *et al.*, 1994; McDowell *et al.*, 1997; Oskin, 2002; Oskin and Stock, 2003; Vidal Solano *et al.*, 2005, Vidal Solano *et al.*, in press) converge to show that peralkaline ignimbrites from coastal and central Sonora were erupted in a very short period of time at about 12.5-12 Ma. Rhyolitic domes with similar peralkaline characteristics are exposed at Rancho El Bajío in the northern part of the study area and Cerro Sarpullido, to the south. The 12.1 Ma age obtained on a rhyolite from Cerro Sarpullido (Fig. 2) manifests that rhyolite and ignimbrite are part of the same volcanic episode.

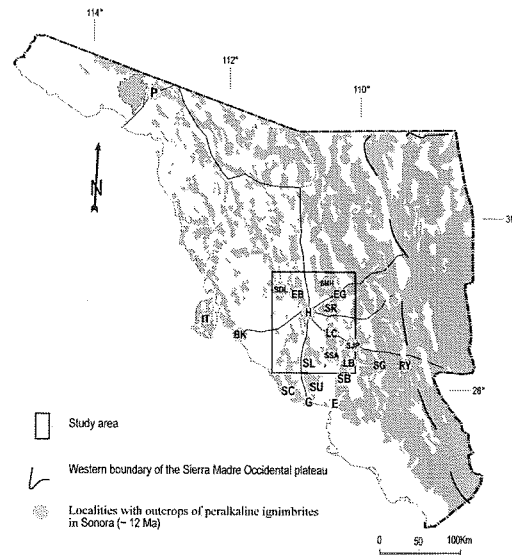


Fig. 1: Basins (grey) and ranges (white) in the State of Sonora. P, Pinacate volcanic field; IT, Isla Tiburón; BH, Bahía de Kino; SC, Bahía de San Carlos; G, Guaymas; SL, Sierra Libre; SU, Sierra Santa Ursula; E, Empalme; H, Hermosillo; SMH, San Miguel de Horcasitas; SR, Santa Rosalía; LC, La Colorada; EG, El Gavilán; EB, El Bajío; SDL, Sierra de López; SG, Suaqui Grande; RY, Río Yaqui.

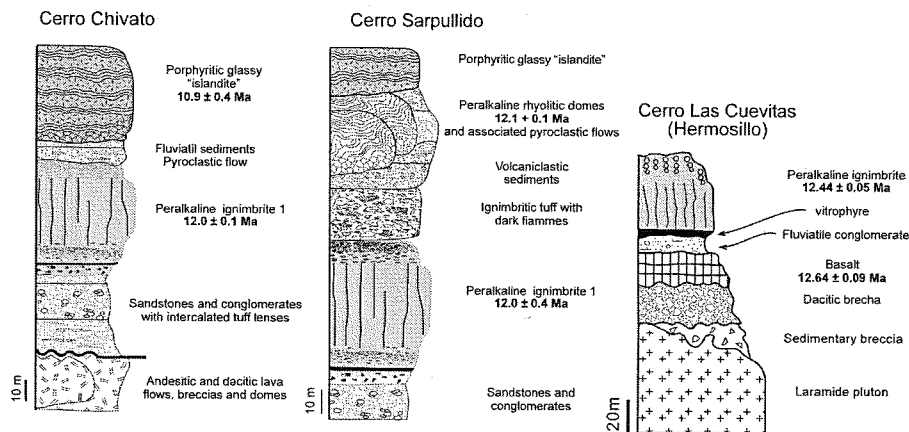


Fig. 2: Representative stratigraphic columns and Ar/Ar ages.

In the southern area, volcanic products exhibit fragmentation and yellow quenched margins that evidence contact with water (Vidal Solano, 2005). Crustal extension was therefore underway in central Sonora during the Middle Miocene. In many places E and SE of Hermosillo (Sierra Lista Blanca, Sierra San Antonio, Fig. 1) ignimbrites or rhyolites are capped by black glomeroporphyritic lava flows, with dominant phenocrysts of plagioclase, augite, pigeonite and Fe-Ti oxides, set in a glassy groundmass with perlitic fractures (Vidal Solano, 2005). At Cerro Chivato (Fig. 2), one of such lava flows was dated at 10.9 ± 0.4 Ma. This Ar/Ar age is concordant with previously published K/Ar dates at Sierra Lista Blanca (Morales-Montaña *et al.*, 1990; McDowell *et al.*, 1997). Middle Miocene basalts are scarce in central Sonora. Nevertheless, a small outcrop is observed at the base of Cerro Las Cuevitas, NW of Hermosillo (Fig. 2). The 12.54 ± 0.84 Ma Ar/Ar age obtained on this basalt shows it is contemporaneous with the peralkaline acidic sequence (Vidal Solano *et al.*, 2005).

Isotope geochemistry

Middle Miocene ignimbrites and rhyolites have high silica contents (~ 75 wt %), low alumina (~ 12 %) and highly variable total alkalis. The mobility of the alkalis has a crucial effect on the absence of acmite in the norm of most of the ignimbrite samples. However, high percentages in iron and low contents in alumina contribute to classify them as comendites (Sutherland, 1974; Macdonald, 1974; Le Maitre, 1989). Peralkaline rocks are enriched in LREE, present a large negative anomaly in Eu and flat HREE pattern (Fig. 3). Evidence for extensive feldspar fractionation also comes from very low Sr abundances. Some kind of petrogenetic link does exist between the basalt, the peralkaline rhyolites and the porphyritic glassy rocks as documented by the REE patterns.

Middle Miocene rocks display a large degree of isotopic heterogeneity on the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 4A). The basalt from Hermosillo has the lower Sr (0.7049) and the higher Nd ratios (0.512798). The porphyritic glassy lava from Sierra Lista Blanca has slightly higher Sr ratios (0.7054) and lower Nd (0.512654), while peralkaline rhyolites exhibit the widest range of Sr (0.706 to 0.718) for a smaller range of Nd ratio (0.512592-0.512703). Relatively constant Nd isotope values and highly variable Sr isotopic ratios show that the opening of the Rb-Sr system occurred in an upper crustal reservoir. The high Sr ratios of some rhyolites imply a highly radiogenic contaminant, which certainly consisted with the Precambrian upper crust of North America (Faure, 2001). Moreover, if peralkaline magmatism is indeed a good marker of upper crustal evolution, its isotopic signatures also reflect the nature of the mantle source (Scott *et al.*, 1995; Edwards and Russell, 2000; Miller *et al.*, 2000).

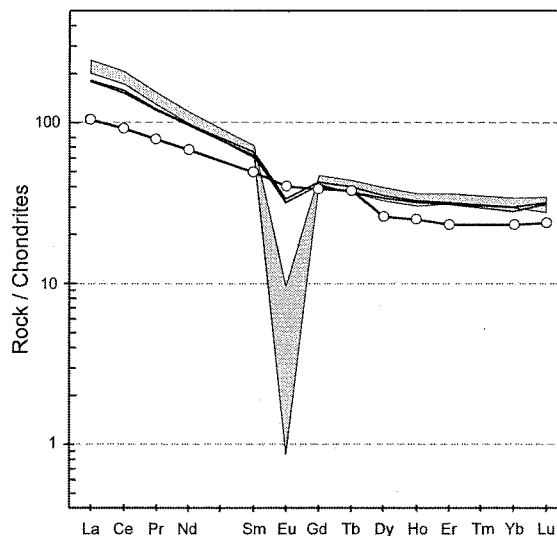


Fig. 3: REE patterns (Grey field, peralkaline ignimbrites; white dots, basalt from Hermosillo (see Fig. 2); heavy black line, 10 Ma porphyritic glassy lavas.

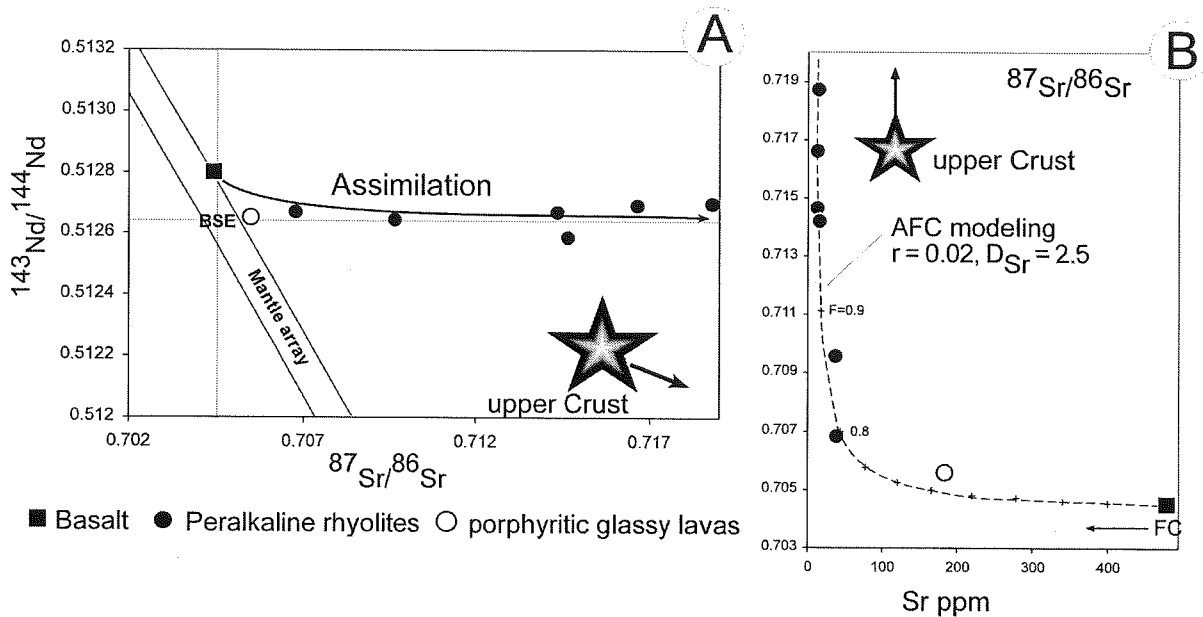


Fig. 4: (A) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope diagram for selected Middle Miocene volcanic rocks. (B) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Sr (ppm) AFC model for the origin of the rhyolitic lavas. Average composition of the Precambrian upper crust deduced from the Old Woman Mountains Proterozoic rocks (Miller et al., 2000).

Petrogenesis and tectonic significance

The generation of peralkaline silicic volcanic rocks is a long-standing debated problem in igneous petrology (e.g. Scaillet and Macdonald, 2001; Peccerillo *et al.*, 2003). An origin through fractional crystallization of mildly alkali to transitional basalts, as exposed in the pioneer works on the Afar Rift, Ethiopia (Barberi *et al.*, 1974; 1975), is a popular model that seems to apply in many cases, either in continental (e.g. Gasparon *et al.*, 1993; Civetta *et al.*, 1998) or oceanic environments (e.g. Mungall and Martin, 1995). Others petrogenetic models such as partial melting of the crust (e.g. Davies and Macdonald, 1987; Black *et al.*, 1997) or partial melting of mafic precursors followed by fractionation and crustal contamination (e.g. Mahood *et al.*, 1990; Lowenstern and Mahood, 1991) have been proposed. AFC modelings, following the method of DePaolo (1981), show that the range of Sr isotopic compositions of the Middle Miocene Sonoran ignimbrites can be reproduced by 70-90% fractional crystallization of a transitional basalt with relatively limited ($r = 0.02$) assimilation of Precambrian crust (Fig. 4B). As the rhyolites have low Sr contents, even a weak assimilation of a highly radiogenic contaminant could rapidly raise the Sr isotopic ratios; this is in agreement with the final stage of differentiation of these liquids in a shallow magma chamber.

Middle Miocene peralkaline ignimbrites of central Sonora correlate with similar rocks in the Puertecitos area, Baja California (Nagy *et al.*, 1999; Stock *et al.*, 1999; Stock, 2000; Oskin, 2002), considered as the conjugate rifted margin of the Upper Delfin Basin (Stock and Hodges, 1989; Oskin and Stock, 2003). This peculiar volcanic episode is therefore a major stratigraphic marker of the pre-rift episode which marks the continental break-up that preceded the Gulf of California opening.

References

- Barberi F., Santacroce R., Varet J., 1974. Silicic peralkaline volcanic rocks of the Afar depression (Ethiopia). In Bailey D.K., Barberi F., Macdonald R. (Eds.), Oversaturated peralkaline volcanic rocks. *Bull. Volcanol.*, 38, 755-790.
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J., 1975. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift Ethiopia). *J. Petrol.*, 16, 22-56.
- Bartolini C., Morales-Montaña M., Damon P., Shafiqullah M., 1992. K-Ar ages of tilted tertiary volcanic rocks associated with continental conglomerates, Sonoran B&R Province, México. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 24, 6.
- Bartolini C., Damon P.E., Shafiqullah M., Morales-Montaña M., 1994. Geochronologic contribution to the Tertiary sedimentary-volcanic sequences (Báucarit Formation) in Sonora, México. *Geofis. Int.*, 33, 67-77.
- Black S., MacDonald R., Kelly M.R., 1997. Crustal origin for peralkaline rhyolites from Kenya: evidence from U-series disequilibria and Th-isotopes. *J. Petrol.*, 38, 277-297.
- Civetta L., D'Antonio M., Orsi G., Tilton G.R., 1998. The geochemistry of volcanic rocks from Pantelleria Island, Sicily channel: petrogenesis and characteristics of the mantle source region. *J. Petrol.*, 39, 1453-1491.
- Davies J.R., Macdonald R., 1987. Crustal influence in the petrogenesis of the Naivasha basalt-comendite complex: combined trace element and Sr-Nd-Pb isotope constraints. *J. Petrol.*, 28, 1009-1031.
- DePaolo D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization: *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 189-202.
- Edwards B.R., Russell J.K., 2000. Distribution, nature, and origin of Neogene-Quaternary magmatism in the northern Cordilleran volcanic province, Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, 1280-1295.
- Faure G., 2001. Origin of igneous rocks: the isotopic evidence. Berlin, Springer-Verlag, 496 p.
- Gans P.B., 1997. Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico. *Tectonics*, 16, 388-408.
- Gans P.B., Blair K., MacMillan I., Wong M., Roldán-Quintana J., 2003. Structural and magmatic evolution of the Sonoran rifted margin: a preliminary report. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 34 (6), electronic abstract.
- Gasparon M., Innocenti F., Manetti P., Peccerillo A., Tsegaye A., 1993. Genesis of the Pliocene to recent bimodal mafic-felsic volcanism in the Debre Zeit area, Central Ethiopia. volcanological and geochemical constraints. *J. Afric. Earth Sci.*, 17, 145-165.
- Le Maitre, R.W., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. *Blackwell Scientific Publi.*, 193 p.
- Lowenstern J.B., Mahood G.A., 1991. New data on magmatic H₂O contents of pantellerite, with implications for petrogenesis and eruptive dynamics at Pantelleria. *Bull. Volcanol.*, 54, 78-83.
- Macdonald R., 1974. Nomenclature and geochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks, in Bailey D.K., Barberi F. & Macdonald R. (Eds.), Oversaturated peralkaline volcanic rocks. *Bull. Volcanol.*, 38, 498-516.
- Mahood, G.A., Hallyday, A.N., Hildreth, W., 1990. Isotopic evidence for the origin of pantellerites in a rift related alkalic suite: Pantelleria, Italy. *IAVCEI Abstr.*, Mainz, Germany.

- McDowell F.W., Roldán-Quintana J., Amaya-Martínez R., 1997. Inter-relationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109, 1349-1360.
- Miller J.S., Glazner A.F., Farmer G.L., Suayah I.B., Keith L.A., 2000. A Sr, Nd, and Pb isotopic study of mantle domains and crustal structure from Miocene volcanic rocks in the Mojave Desert, California: *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, 1264-1279.
- Mora-Álvarez G., McDowell F.W., 2000. Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Ursula of western Sonora, Mexico, in Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G. & Stock, J.M. (Eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 334*, 123-141.
- Morales-Montaña M., Bartolini C., Damon P., Shafiqullah M., 1990. K-Ar dating, stratigraphy and extensional deformation of Sierra Lista Blanca, Central Sonora, México. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 22 (6), 73.
- Mungall J.E., Martin R.F., 1995. Petrogenesis of basalt-comendite and basalt-pantellerite suites, Terzeira, Azores and some implications for the origin of the ocean-islands rhyolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119, 43-55.
- Nagy E.A., Grove M., Stock J.M., 1999. Age and stratigraphic relationships of pre- and syn-rift volcanic deposits in the northern Puertecitos Volcanic Province, Baja California, Mexico: *J. Volcanol. Geother. Res.*, 93, 1-30.
- Oskin M.E., 2002. Tectonic evolution of the northern Gulf of California, México, deduced from conjugate rifted margins of the upper Delfin Basin. PhD thesis, *California Institute of Technology*, Pasadena, 487 p.
- Oskin M.E., Stock J.M., 2003. Pacific-North America plate motion and opening of the Upper Delfin basin, northern Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 115, 1173-1190.
- Paz-Moreno F.A., 1992. Le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Etat du Sonora (nord-ouest du Mexique) : évolution spatiale et chronologique ; implications pétrogénétiques: Thèse Univ. Aix-Marseille III, 220 p.
- Peccerillo A., Barberio M.R., Yirgu G., Ayalew D., Barbieri M., Wu T.W., 2003. Relationship between mafic and peralkaline silicic magmatism in continental rift setting: a petrological, geochemical and isotopic study of the Gedemsa volcano, central Ethiopian rift. *J. Petrol.*, 44, 2003-2032.
- Scaillet B., Macdonald R., 2001. Phase relations of peralkaline silicic magmas and petrogenetic implications: *J. Petrol.*, 42, 825-845.
- Scott R.B., Unruh D.M., Snee L.W., Harding A.E., Nealey L.D., Blank H.R., Budahn J.R., Mehnert H.H., 1995. Relation of peralkaline magmatism to heterogeneous extension during the middle Miocene, southeastern Nevada: *J. Geophys. Res.*, 100, 10381-10401.
- Stock J.M., 2000, Relation 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-Díaz & J.M. Stock (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 334*, 123-141.
- Stock J.M., Hodges K., 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., Lewis C.J., Nagy E.A., 1999, The Tuff of San Felipe: an extensive middle Miocene pyroclastic flow deposit in Baja California, Mexico. *J. Volcanol. Geother. Res.*, 93, 53-74.
- Sutherland D.S., 1974. Petrography and mineralogy of the peralkaline silicic rocks, in Bailey D.K., Barberi F. & Macdonald R. (Eds.), *Oversaturated peralkaline volcanic rocks. Bull. Volcanol.*, 38, 517-547.

- Vidal-Solano, J.R., 2005. Le volcanisme hyperalkalin d'âge miocène moyen du nord-ouest du Mexique (Sonora). Minéralogie, géochimie, cadre géodynamique: Université Paul Cézanne (Aix-Marseille 3), Thèse de doctorat, 256 p.
- Vidal-Solano J.R, Paz-Moreno F.A., Iriando A., Demant A., Cochemé J-J., 2005. Middle Miocene peralkaline ignimbrites in the Hermosillo region (Sonora, México). Geodynamic implications. *CR Geoscience*, 337, 1421-1430.
- Vidal-Solano J.R, Paz-Moreno F.A., Demant A., López-Martínez M., in press. Ignimbritas hiperalcalinas del Mioceno medio en Sonora Central: reevaluación de la estratigrafía y del significado del volcanismo terciario. *Rev. Mexicana Ciencias Geológicas*.

Session 3

Andes (S3-An)

S3-An-1ks: Les Andes revisitées

Mascle G. H.¹ et Maury R. C.²

1 Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, OSUG, Université Grenoble I, B.P. 54, 38041 Grenoble, France

2 Laboratoire Domaines océaniques, UMR-CNRS 6538, Université de Bretagne occidentale, Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France

Les Andes sont considérées comme le modèle de chaîne de subduction. Au point que toute nouvelle méthode ou technique mise au point en sciences de la Terre se doit d'être expérimentée sur le chantier Andes. Cependant les Andes sont très loin de présenter une structure uniforme tout au long des 6000 km de leur longueur, ou même des 4000 km correspondant aux Andes centrales. Les recherches de ces dernières années ont permis de préciser les modèles géodynamiques.

Dans les Andes centrales (Bolivie, Sud Pérou, Nord Chili), le rôle important du sous-placage crustal a été mis en évidence. Cette région des Andes est caractérisée par le fait que la marge y est le siège d'une très importante érosion sous-crustale (marge en érosion) qui ne se limite pas à l'ablation du remplissage sédimentaire de la fosse mais concerne aussi la croûte elle-même. Ce matériel arraché à la marge se retrouve sous-plaqué et participe à l'épaississement crustal de la chaîne. Celle-ci acquiert ainsi une masse suffisante pour entraîner le fléchissement de la lithosphère de la plaque sud-américaine et donc la formation sur le versant amazonien d'un bassin d'avant-chaîne que la chaîne vient chevaucher, ce qui contribue également à l'épaississement crustal.

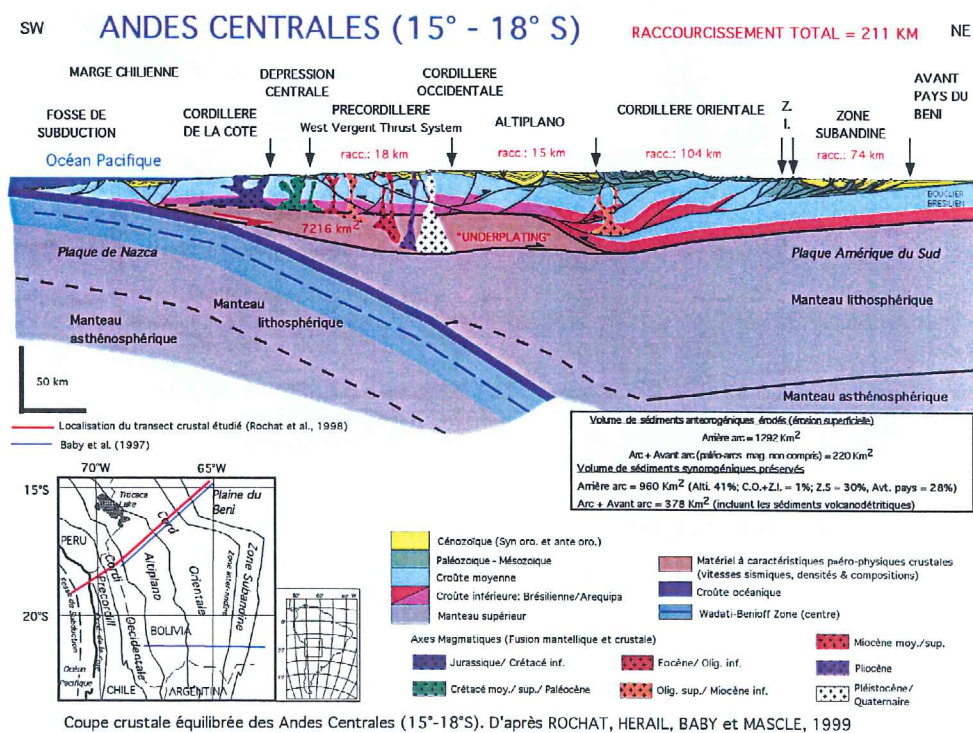


Fig. 1: Structure des Andes centrales (Bolivie, N Chili).

Dans les Andes du Nord (Equateur, Nord Pérou, Colombie), la collision de plateaux océaniques, porteurs ou non d'arcs magmatiques, et leur sous-placage partiel contribuent à l'épaississement crustal et donc au soulèvement de la chaîne. En Equateur, la subduction peu pentée facilite la fusion partielle de la croûte basaltique plongeante (genèse d'adakites).

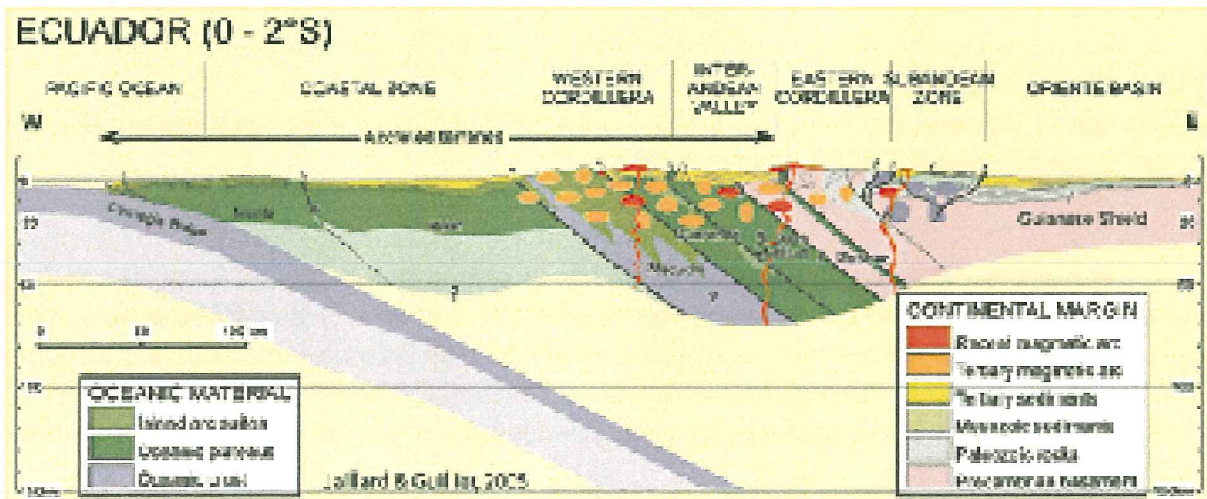


Fig. 2: Structure des Andes du Nord (Equateur).

Dans les Andes patagoniennes, le trait majeur de l'évolution géodynamique néogène est la subduction des segments successifs de la dorsale active du Chili, qui se poursuit actuellement sous la péninsule de Taitao.

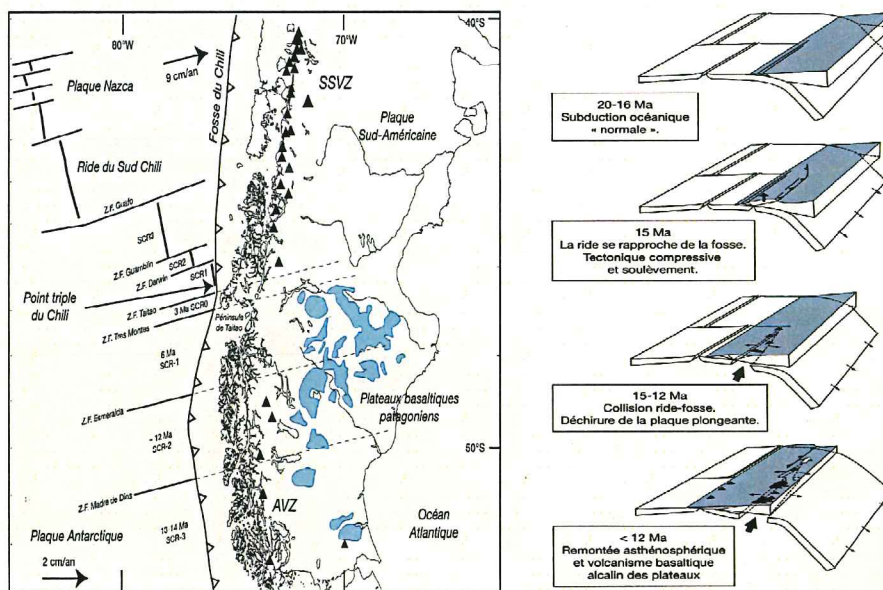


Fig. 3: Subduction de la ride du Chili et position des plateaux basaltiques arrière-arc patagoniens (en bleu). A droite, modèle interprétatif de déchirure de la lithosphère plongeante (d'après Guivel et al., 2006).

Sous cette péninsule, le gradient géothermique extrêmement élevé provoque la fusion à faible profondeur (moins de 40 km) des basaltes océaniques subduits. Ce processus aboutit à la mise en place à proximité immédiate de la fosse de magmas dacitiques, qui diffèrent des adakites plus orientales de Taitao par leur appauvrissement moins marqué en Y et terres rares lourdes.

Dans le domaine arrière-arc patagonien, la présence de grands plateaux de basaltes alcalins et basanites, couvrant une surface totale de l'ordre de 60000 km², a été attribuée à l'ouverture successive de fenêtres asthénosphériques correspondant aux différents segments de dorsale subduits depuis 13-14 Ma. Le synchronisme de la mise en place de ces laves intraplaque plaide en faveur d'une déchirure lithosphérique affectant la plaque océanique plongeante. Ce processus aurait été déclenché par l'arrivée au voisinage de la fosse du segment le plus méridional de la dorsale du Chili, il y a environ 15 Ma. L'asthénosphère enrichie sous-jacente serait remontée au niveau de la déchirure, entrant alors en fusion partielle.

L'altitude élevée (plus de 2000 m) des coulées des plateaux basaltiques mises en place vers 12-10 Ma suggère une importante surrection récente de la région surmontant les segments de dorsale subduits. L'existence de «vallées perchées» comblées par des coulées âgées de 6 à 5 Ma et d'une paléo-surface topographique sub-plane fossilisée par les coulées vieilles de 5 à 4 Ma en témoigne également, de même que l'exhumation de massifs plutoniques de granite alcalin et de syénite âgés d'environ 3 Ma. Ces épisodes de surrection pourraient être attribués au passage en subduction de deux segments de dorsale sous la zone considérée.

S3-An- 2: Accreted oceanic fragments below the Western Cordillera of Ecuador

A. Amortegui¹, H. Lapierre¹, E. Jaillard^{1,6}, J.-E. Martelat¹, D. Bosch², F. Bussy³, A. Demant⁴ and P. Brunet⁵

¹ LGCA, UMR-CNRS-5025-OSUG, University Grenoble I. B. 53 F. 8041 Grenoble

² Lab. Tectonophysique, UMR-CNRS-5568, University Montpellier II-DSTU. Montpellier

³ Institute of Mineralogy and Geochemistry. BFSH-2. University of Lausann, .Lausanne

⁴ Lab. de Pétrologie Magmatique, St Jérôme University Aix-Marseille III, Marseille

⁵ LMTG, OMP-DTP, 14 Av. E. Belin, F. 31400 Toulouse

⁶ IRD - LMTG, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 Av. Edouard Belin, F. 31400 Toulouse

Keywords: Oceanic plateau and arcs, mafic metamorphic rocks, Andean crustal root, Ecuador

Ecuador is part of the northern Andes. From east to west, it comprises the Oriente basin, the Andean Cordilleras and the Coastal zone. The Andes of Ecuador consist of two cordilleras separated by the inter-Andean valley. The Western Cordillera and Coastal zone are mainly composed of accreted oceanic terranes of Cretaceous to Eocene age, which consist of crustal fragments of oceanic plateaus, locally overlain by island arcs, which accreted to the passive margin of Ecuador between ~ 80 and 40 Ma (Jaillard et al. 2000, Mamberti et al. 2004).

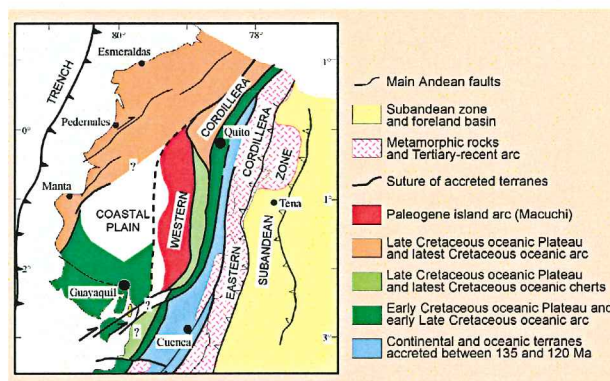


Fig. 1: Schematic geological map of Ecuador.

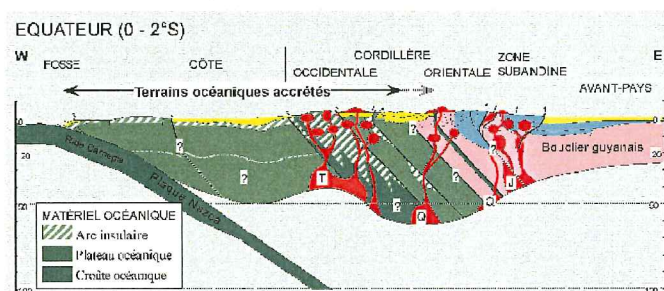


Fig. 2: Schematic cross-section of accreted oceanic terranes of Ecuador.

From the latest Eocene onwards, a continent-based arc developed first in the Western Cordillera and then, farther east. Since the Oligocene, dextral transpressive kilometre-scale faults crosscut the Western Cordillera and exhumed slices of magmatic and metamorphic rocks, thus sampling the deep levels of the Western Cordillera. The exhumed metamorphic rocks are amphibolites, granulites, and garnet-bearing metasediments. Lherzolites, pyroxenites, harzburgites, as well as gabbros, basalts and radiolarian cherts have been also recognized. The aim of this study is (i) to characterize the protoliths of the exhumed metamorphic and ultramafic rocks, (ii) to determine their thermodynamic evolution and (iii) to characterize the magmatic affinities of the gabbros and basalts.

Petrography, geochemistry

The foliated amphibolites are formed of Mg-rich hornblende + bytownite + magnetite ± quartz. Their major and trace element chemistry is similar to that of oceanic plateau basalts (flat REE patterns, $La/Nb = 0.86$, $\epsilon Ndi = +5.9, +2$), or of cumulate gabbros of arc affinity (REE patterns, $La/Nb = 2.95$, $\epsilon Ndi = +1.8$).

The granulites are formed of Ca-rich plagioclase (An_{55-75}) + enstatite + diopside + quartz and share with oceanic plateau basalts similar trace element chemistry (flat REE patterns, $La/Nb < 1$) and ϵNdi values (+7.6).

The garnet bearing meta-sediments are formed of chlorite + quartz + muscovite + garnet. Their REE patterns are enriched in LREE ($La/Yb = 4.8$) and show marked Eu negative anomaly. These features are similar to those of pelites (Bosch et al. 2002).

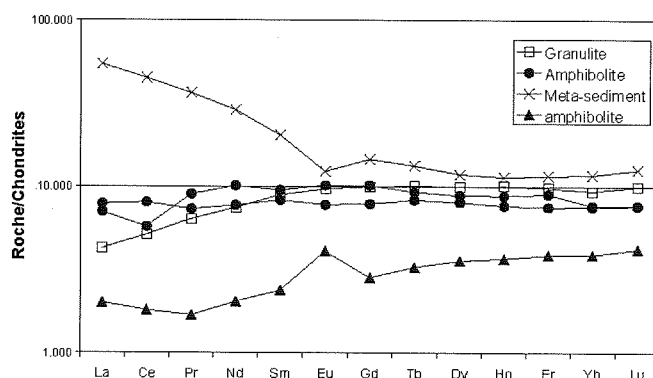


Fig. 3: REE of metamorphic rocks.

The foliated lherzolite and clinopyroxenites consist of serpentinized olivine + cpx + opx ± Ca-plagioclase. The trace element abundances of the ultramafic rocks are very low (0.1 to 1 times the chondritic and primitive mantle values). Lherzolite and clinopyroxenites are LREE-depleted with positive Eu anomalies. However, the ϵNdi values of the clinopyroxenites (+6.2, +7.04) suggest that these rocks represent deformed cumulates and do not represent depleted mantle rocks. The very low and negative ϵNdi value (-2.31) of the lherzolite and the presence of plagioclase suggest that this rock represents a fragment either of continental mantle, or of a depleted mantle contaminated by subduction fluids. The harzburgite displays an U-shaped REE pattern, which is a feature of the depleted mantle.

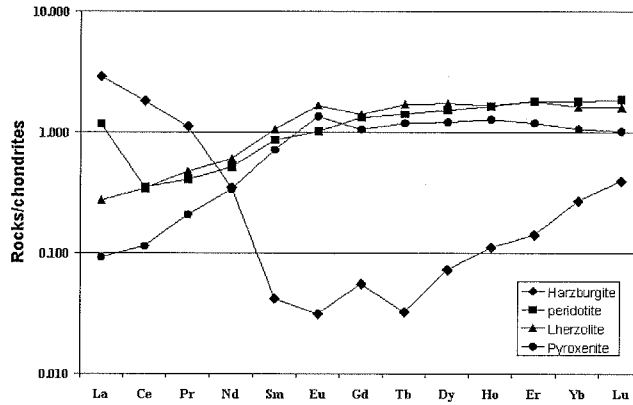


Fig. 4: REE of mantelic rocks.

The basalts (Cpx, plagioclase, Ti-magnetite) show geochemical (flat REE patterns, $La/Nb = 0.85$) and isotopic ($\epsilon Ndi = +6.6$) characters of oceanic plateau basalts. The gabbros (Ca-rich plagioclase + enstatite + diopside) differ from the basalts by lower REE levels, positive Eu anomalies, Nb and Ta marked negative anomalies. However, the two analysed gabbros differ by their ϵNdi values. One sample characterized by a positive ϵNdi value of +6 likely developed in an intra-oceanic environment (pre-accretion?) while the other sample with negative ϵNdi (-3.67) could belong to the latest Eocene or younger continent-based island arc.

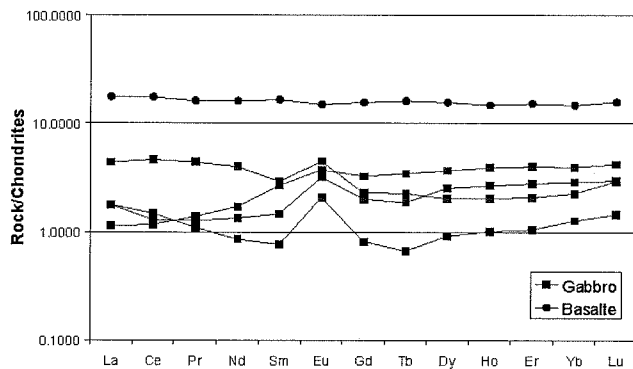


Fig. 5. REE of magmatic rocks.

Figure 6 illustrates the $\epsilon Ndi - (^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ of some of these exhumed rocks. All the analyzed rocks are aligned between the MORB and EMII fields. This suggests that the amphibolites and one gabbro have been contaminated by the upper continental crust (EMII).

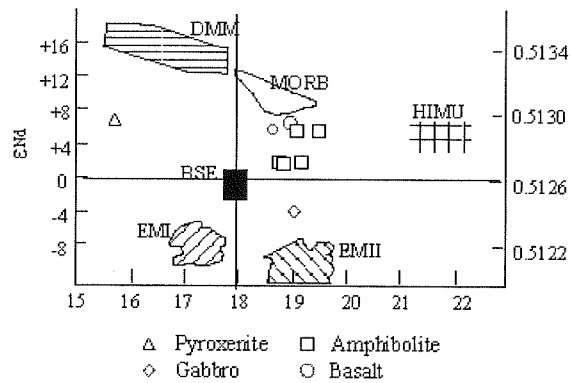


Fig. 6: ϵNd vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Thermobarometry

Based on the granulite mineral assemblage (quartz + opx + cpx) the thermobarometric analysis indicates temperatures of 800°-850°C and pressures (lack of garnet) lower than 6-9 kbars (Beaudon et al. 2004). The amphibolites show two types of mineral assemblages: Mg-hornblende + labrador (An_{55-65}) or tschermakite amphibole + bytownite-anorthite (An_{85-95}). The differences in the amphibole and plagioclase compositions suggest that the two amphibolite types were formed at similar temperatures (between 630° and 850°C) and rather low pressures (6-9Kbars for 800°C). The association of tschermakite + Ca-rich plagioclase indicates higher pressures (lower than 15 kbars for similar temperatures of 800°C). Finally, the Cpx + Opx paragenesis of the pyroxenites suggests that these rocks were deformed at higher temperatures than the granulites (lower than 950°C). New data (in progress) based on the chemistry of the garnet-bearing metasediments will allow to better constrain the thermobarometric conditions of these exhumed metamorphic rocks. Thus, these preliminary data suggest that, during Miocene times, a high geothermal gradient ($\sim 40^\circ\text{C km}^{-1}$) occurred beneath the volcanic arc.

Conclusions

In the Western Cordillera of Ecuador, mafic igneous rocks (basalts, gabbros), ultramafic deformed rocks and metamorphic rocks were exhumed during the Miocene. The latter are granulites, amphibolites and garnet-bearing metasediments. The mafic igneous and metamorphic rocks exhibit oceanic plateaus or arc affinities, and represent remnants of the oceanic plateaus and associated arcs that accreted the Ecuadorian margin between ~ 80 and 40 My. The ultramafic rocks represent fragments of depleted mantle, deformed cpx-rich cumulate and continental lithospheric mantle or subduction-fluid contaminated mantle. Thus, these rocks likely constitute the root of the Western Cordillera. The metamorphic assemblages indicate a high geothermal gradient related to arc activity, during the Miocene.

References

- D. Bosch, P. Gabriele, H. Lapierre, J-L. Malfere, E. Jaillard (2002). Geodynamic significance of the Raspas Metamorphic Complex (SW Ecuador): geochemical and isotopic constraints, *Tectonophysics* 345, 83-102.

- E. Beaudon, J-M. Martelat, A. Amortegui, H. Lapierre, E. Jaillard (2005). Métabasites de la cordillère d'Equateur, témoins du soubassement océanique des Andes d'Equateur, C. R Geosciences, in press.
- E. Jaillard, G. Hérial, T. Monfret, E. Diaz Martinez, P. Baby, A. Lavenue, J-F. Dumont (2000). Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile, in: U.G. Cordani et al. (Eds.), Tectonic evolution of South America, Publ. 31st Int. Geol. Cong. Rio de Janeiro, 481-559.
- M. Mamberti, H. Lapierre, D. Bosch, E. Jaillard, J. Hernandez, M. Polvé (2004). The Early Cretaceous San Juan plutonic suite, Ecuador: a magma chamber in an Oceanic Plateau, Can. J. Earth Sci. 41, 1237-1258.

S3-An-3: Pre-accretion evolution of the Piñón oceanic terrane of SW Ecuador. Stratigraphy and geochemistry of the “Calentura Formation”

J. Van Melle¹, W. Vilema², B. Faure-Brac¹, M. Ordoñez², H. Lapierre[†], N. Jiménez², E. Jaillard^{1,3} and M. García²

¹ LGCA, UMR-CNRS 5025, Univ. Joseph Fourier, Maison Géosciences, BP 53, F-38041 Grenoble Cedex 9.

² Petroproducción, Centro de Investigaciones Geológicas-Guayaquil, km 6,5 vía a la Costa, Guayaquil, Ecuador. ³ IRD-UR 154, LMTG, 14 av. Edouard Belin, F-31400 Toulouse.

The coastal zone of Ecuador is made up of a Cretaceous oceanic terranes, accreted in the Late Paleocene. In the Guayaquil area, the oceanic basement (Piñón Fm.) is overlain by a fine-grained sedimentary unit (Calentura Fm.), in turn overlain by arc-derived coarse-grained turbidites Cayo Fm. ; Thalmann 1946, Bristow 1976, Jaillard et al. 1995). Farther NW, the Piñón Fm. is overlain by lava flows and conglomerates (San Lorenzo Fm.) of island arc affinity (Lebras et al. 1987). These units are, however, still poorly defined and loosely dated. In the Guayaquil area, they are overlain by black siliceous cherts and limestones of Maastrichtian-Paleocene age (Thalmann 1946, Jaillard et al. 1995).

The aim of this work is to refine both the stratigraphy and geodynamic significance of the series comprised between the Piñón and Cayo Fm., in order to depict the pre-accretion evolution of this accreted terranes.

Stratigraphy

The study of two stratigraphic sections of the Chongón - Colonche Cordillera, allows recognizing the following lithologic units, from base to top.

A. The Piñón Fm. consists mainly of pillowed basalts, associated with scarce dolerites. It was considered as Albian in age (Jaillard et al. 1995). Interpillow cherts yielded a radiolarian assemblage of Coniacian-Middle Campanian age. Because of its stratigraphic position, it is ascribed to the Coniacian, thus suggesting that in this area, the Piñón Fm. belongs to the Colombian - Caribbean Oceanic Plateau (CCOP), Kerr et al. 1997), of Turonian - Coniacian age (92-86 Ma, Sinton et al. 1998).

B. The Orquideas Member (10-150 m, Benítez 1995, Reynaud et al. 1999) stratigraphically overlies the Piñón Fm.. It consists mainly of volcanic breccias and subordinate lavas flows, of basic to intermediate composition. Few interbeds of siliceous cherts and breccias can be observed.

C. This explosive volcanic event is locally followed by a well bedded succession (10-30 m) of black, bituminous and siliceous limestones (Gómez and Minchala 2002). Inoceramids, planktic foraminiferas and radiolarians ensure a Coniacian, probably Middle Coniacian, age (Velasco and Mendoza 2003).

D. The black limestones are overlain by a highly variable series of red, siliceous cherts and shales (10 to 50 m). Radiolarian assemblages indicate the Cenomanian-Santonian interval.

E. The red cherts are overlain by alternations of shales, marls and green welded tuffs (100-200 m). Radiolarians and nannofossils unambiguously indicate a Middle Campanian age.

Units B to E correspond to the Calentura Mb (or Fm.) as defined by Thalmann (1946) and Benítez (1995). This unit had been formerly ascribed to the Cenomanian (Thalmann 1946), Cenomanian-Turonian (Jaillard et al. 1995) or Turonian-Coniacian (Marksteiner and Alemán 1991).

F. The base of the Cayo Fm. is arbitrarily defined as the base of the first erosive, coarse-grained volcanoclastic turbidite. It overlies conformably the "Calentura" Fm., and its lowermost part exhibits a thickening and coarsening-upward trend. Fine-grained interbeds yielded a benthic foraminifera, radiolarians, and nannofossil assemblage of Middle Campanian age.

Therefore, The Cayo Fm. is coeval with the San Lorenzo Fm. of Middle Campanian to Middle Maastrichtian age (Sigal 1969, Savoyat 1971, Lebras et al. 1987, Romero 1990, Ordoñez 1996, Luzieux et al. 2006).

Petrography and geochemistry

Four magmatic units have been studied.

1. The Piñón Fm. has been formerly studied by Reynaud et al. (1999) and Pourtier (2001), who showed that it was a fragment of an oceanic plateau. The analyzed basalts of the Piñón Fm. near Guayaquil exhibit tholeiitic affinities and flat REE patterns, thus confirming that they were generated by a mantle plume.

2. Volcanic rocks of the Las Orquídeas Mb were studied by Reynaud et al. (1999), who concluded that they were produced by an island arc. Our acidic lavas and breccias ($62 \leq \text{SiO}_2 \leq 68,5\%$) present Nb, Ta and Ti negative anomalies, and enrichment in Light REE. Although these are typical features of magmatic arc lavas, such an interpretation appears unlikely. As a matter of fact, stratigraphic constraints indicate that (1) they immediately follow the oceanic plateau emplacement, while a few million years are necessary for subduction to initiate magma genesis and production, (2) this supposed magmatic arc would be very short-lived (after 90 Ma and before 88 Ma), (3) this magmatic arc would have produced only a 10 to 150 m thick lava pile, and (4) arc magmatism would have ceased for nearly 10 Ma before to resume in the Middle Campanian (80-78 Ma).

3. The green tuffs of the unit E exhibit typical are acidic products, which exhibit a large amount of glass containing small crystals of clinopyroxenes and plagioclases. They exhibit Nb, Ta and Ti negative anomalies, are enriched in light REE. They are, therefore, interpreted as the early manifestations of the overlying San Lorenzo-Cayo island arc of Middle Campanian-Middle Maastrichtian age.

4. The volcanic component of the Cayo Fm. has been studied by Benítez (1995), who concluded that the pyroxenes reworked in the turbidites derive from an island arc. Therefore, the Cayo Fm. can be interpreted as the distal, back-arc deposits of the San Lorenzo island arc (see also Luzieux et al. 2006).

Geodynamic implications

The pre-accretion evolution of the Piñón terrane can be summarized as follows:

≈ 90 Ma (Turonian): Formation of the Piñón Fm., as part of the Caribbean Oceanic Plateau.

≈ 90 to 88 Ma: Outpouring of a thin succession of breccias and lavas (Las Orquídeas Mb), possibly as the result of similar processes as described by Haase et al. (2005) for arc-like lavas associated with mid-ocean ridges.

88 to 86 Ma (Middle-Late Coniacian): Black, organic-rich siliceous limestones were deposited above the CCD, maybe during the anoxic oceanic event identified near the Coniacian-Santonian boundary (Jenkyns et al. 1980).

86 to ≈ 80 Ma (Santonian-Early Campanian): Deposition of red, radiolarian cherts, below the CCD. This change would be due either to thermal subsidence of the now oceanic plateau, or to a shallowing of the CCD.

80 to 71 Ma (Middle-Late Campanian): Deposition of deep marine marls and sandstones, and development of an island arc (tuffs), giving way to the deposition of thick volcanoclastic turbidites (Cayo Fm.).

71 to 58 Ma (Maastrichtian-Middle Thanetian): Deposition of pelagic, radiolarian-rich, black siliceous cherts (Guayaquil Fm.).

≈ 58 Ma (Late Paleocene): Probable accretion of the Piñón terrane, as coarse, quartz-rich conglomerates uncomfortably overly the fine-grained oceanic cover of the Piñón terrane.

These new data, however, point to a complex tectonic history of the oceanic realm. As a matter of fact, part of the CCOP is known to have been accreted to the ecuadorian margin in the Late Maastrichtian (Jaillard et al. 2004). If the Piñón terrane belonged to the CCOP, this implies that the CCOP had been splitted into several independent tectonic units, either early in its evolution (i.e. before the Maastrichtian), or during, and likely thanks to, its progressive accretion.

References

- Benítez, S., 1995. *Géologie Alpine*, 71, 3-163.
- Bristow, C.R., 1976. *Newsletter on Stratigraphy*, 4, 169-173.
- Gómez H., E., Minchala G., J., 2003. Tesis Ing. Esc. Sup. Politecn. Litoral, Guayaquil, 293 pp., unpublished.
- Haase, K.M., Stroncik, N.A., Hékinian, R., Stoffers, P., 2005. *Geology*, 33, 921-924.
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Benítez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G., Zambrano, I., 1995. *Am. Ass. Petr. Geol. Mem.*, 62, 615-631.
- Jenkyns, H.C., 1980. *J. Geol. Soc.*, London, 137, 171-188.
- Kerr, A.C., J. Tarney, G.F. Marriner, A. Nivia, A.D. Saunders, 1997. *AGU Geophys. Monograph*, 100, 123-144.
- Lebrat, M., Megard, F., Dupuy, C., Dostal, J., 1987. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 99, 569-578.
- Luzieux, L., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C., Winkler, W., 2006. *Earth Planet. Sci. Lett.*, in press.
- Marksteiner, R., Alemán, A., 1991. Amoco Prod. Co & Petroecuador, unpublished report, 1° vol., 218 p.
- Ordoñez, M., 1996. *Actas VII Cong. Ecuat. Geol. Min. Petrol.*, 38-52, Quito.
- Pourtier, E., 2001. DEA thesis, Univ. Aix-Marseille, 35 pp. + Annexes.

- Reynaud, C., Jaillard, É., Lapierre, H., Mamberti, M., Mascle, G.H., 1999. *Tectonophysics*, 307, 235-254.
- Romero, J., 1990. Tesis Ing. Geol., Esc. Sup. Pol. Lit., Guayaquil, 259 p., unpublished.
- Savoyat, E., 1971. Mapa y leyenda explicativa de la hoja de Manta al 1/100.000. Dir. Gen. Geol. Minas, Minist. Recurs. Natur. Turismo, Quito, 1971.
- Sigal, J., 1969.. *Rev. Española Micropaleont.*, 1, 205-236,
- Sinton, C.W., Duncan, R.A., Storey, M., Lewis, J., Estrada, J.J., 1998. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 155, 221-235.
- Thalman, H.E., 1946. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 30, 337-347.
- Velasco S., M.-L., Mendoza I., K., 2003. Tesis Ing. Univ. Guayaquil, 182 pp.

S3-An-4: The role of the Cretaceous Caribbean Oceanic Plateau in the genesis of late cretaceous arc magmatism in Ecuador

J. Allibon^{1,2}, P. Monjoie, H. Lapierre[†], E. Jaillard^{2,3}, F. Bussy¹, D. Bosch⁴

¹ Institut de minéralogie et de géochimie, BFSH2, University of Lausanne, CH1015, Lausanne, Switzerland.

² Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR 5025, Maison des Géosciences, 1381 rue de la piscine, 38000 Grenoble, France.

³ IRD-LMTG, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 av. Edouard Belin, F31400, Toulouse, France.

⁴ Lab. Tectonophysique, UMR-CNRS 5568, cc049 Université Montpellier II, Pl. E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France.

The eastern part of the Western Cordillera of Ecuador comprises thick buoyant oceanic plateaus associated to island arc-tholeiites and subduction related calc-alkaline series, accreted to the continental margin of Ecuador from late Cretaceous to Eocene times (Kerr et al. 2002, Mamberti et al. 2003). Two oceanic plateau sequences have been identified: the San Juan oceanic plateau (dated to 123 Ma Mamberti et al. 2004.) and the Guaranda oceanic plateau (90-86 Ma, Mamberti et al. 2001) considered as remnant of the Cretaceous Caribbean Oceanic Province (CCOP). Mamberti et al. (2003) suggest that this plateau is radiogenically enriched in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and contains a HIMU component similar to that observed in the Gorgona basalts and Galapagos lavas (Kerr et al. 1997). Guaranda plateau Pb isotopes plot in a restricted field overlapping those of Pacific MORB (Thompson et al. 2004).

Samples studied here were taken from four Upper Cretaceous arc-sequences in the northern part of the Western Cordillera of Ecuador (Rio Cala, Macuchi) and in the Chogòn-Colonche Cordillera (Las Orquideas and Cayo, Fig 1).

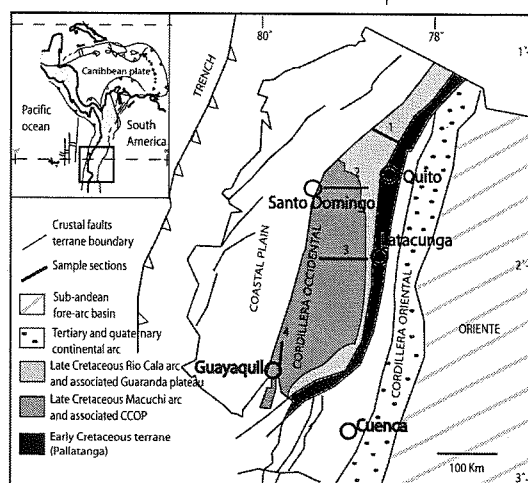


Fig. 1: Revised map of Ecuador showing main lithological units from post-cretaceous accretion episodes. Modified from Jaillard et al. (2004) and Chiaradia et al. (2004). Numbers 1 to 4 are respectively Otavalo, Santo Domingo, Latacunga and La Derecha y Guaragua cross sections on which sampling was undertaken.

These four island arcs rest on the CCOP. They consist predominantly of clinopyroxene-bearing basalts and andesites. The complete petrological and geochemical study of these rocks reveals that some have a primitive island-arc nature (MgO values range from 6 to 11 wt%). Their arc-affinity is shown by the Nb, Ta and Ti negative anomalies. These rocks are LREE-enriched and their bearing clinopyroxenes show a tholeiitic affinity (FeO_i - TiO_2 enrichment and CaO depletion from core to rim within a single crystal and the whole sample).

Initial Nd, and Pb isotope ratios are very homogeneous and suggest that these rocks result from mixing of three components: an E-Pacific Morb (Chiaradia et al. 2002) end member, an EM2 enriched component, and a HIMU (Zindler and Hart. 1986) component. Characterising the EM2 and HIMU components is important to constrain the genesis of these arc-volcanics. The subduction zone that generated the late Cretaceous arcs occurred far from the continental margin, in an oceanic environment (Jaillard et al., 1995). This implies that no terrigenous detrital sediments have interacted with the source at this period. Thus, the EM2 component can only result from the melting of subducted pelagic sediments. The CCOP that supports these arc sequences is characterised by a HIMU component (Révillon et al. 1999, Mamberti et al. 2001) that could have been assimilated by the island arc lavas.

Mixing models reveal that proportions of 12% of the HIMU component and 10% of the pelagic sediment end-member are needed to explain sample isotope ratios (Fig. 2). These surprisingly high proportions can be explained by the young age of the CCOP (5 to 10 Ma) when the Late Cretaceous arcs developed. The CCOP, basement of these arc sequences, was probably still hot and easily assimilated at the island arc lava source.

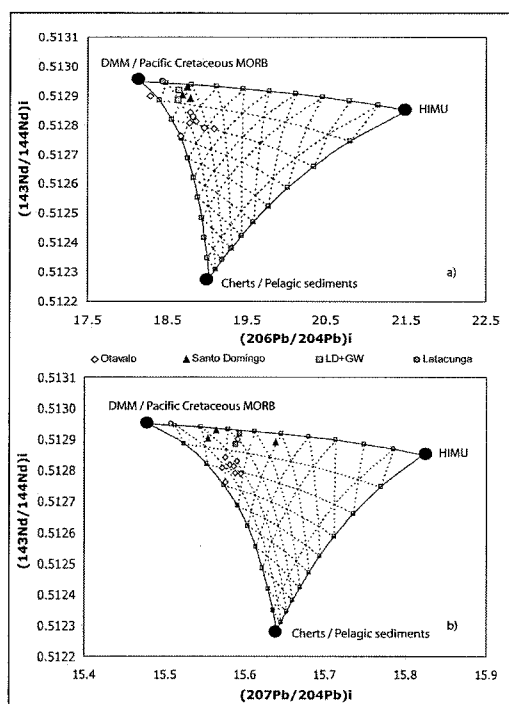


Fig. 2: Tripolar mixing modelisation diagram according to (Chen et al., 1986) plotting $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ vs. $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ and (b.) $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ vs. $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$. The HIMU mantle reservoir shown here is the barycentre of Zindler and Hart (1986) HIMU field. The cherts/Pelagic sediment reservoir are an average composition for cherts dated from 70 to 100 Ma by Hauff et al.(2003). The DMM / Pacific cretaceous Morb is an average of DMM ratios by Peucat (1988), Goldstein (1988), McCulloch and Black (1984), Allegre (1983) and McCulloch and Chappell (1982) and E-pacific MORB values from Hauff et al. (2003) and Chauvel et al. (2001).

References

- Chauvel C. and Blichert-Toft J. (2001). A Hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 190, 131-151.
- Chiaradia M. and Fontboté L., (2001). Radiogenic Lead signatures in Au-rich Volcanic-Hosted Massive Sulfide Ores and associated volcanic rocks of the early Tertiary Macuchi island arc (Western Cordillera of Ecuador). *Economic Geology*, 96, 1361-1378.
- Chiaradia M. and Fontboté L., 2002. Lead isotope systematics of Late Cretaceous - Tertiary Andean arc magmas and associated ores between 8°N and 40°S: evidence for latitudinal mantle heterogeneity beneath the Andes. *Terra Nova*, 14, 337-342.
- Hauff, F., Hoernle, K. and Schmidt Angelika. (2003). Sr-Nd-Pb composition of Mesozoic Pacific oceanic crust (site 1149 and 801, ODP Leg 185): Implications for alteration of ocean crust and the input into the Izu-Bonin-Mariana subduction system. *Geochem., Geophys., Geosyst.* V.4, N°8.
- Hofmann A.W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 297-314.
- Jaillard, E., Ordoñez, O., Suárez, J., Toro, J., Iza, D., Lugo, W., 1995. Stratigraphy of the Late Cretaceous-Paleogene deposits of the Western Cordillera of Central Ecuador: Geodynamic implications. *J. South Am. Earth Sci.*, 17, 49-58.
- Kerr, A.C., J. Tarney, G.F. Marriner, A. Nivia, and A.D. Saunders, 1997. The Caribbean-Colombian Cretaceous igneous province: The internal anatomy of an oceanic plateau. in *Large Igneous Provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism*, edited by M. F. Coffin and J.J. Mahoney, AGU Geophys. Monograph, 100, 123-144.
- Kerr, A.C., Marriner, G.F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A.D., Thirlwall, M.F. and Sinton, C.W., 1997. Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: Elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis. *J. Petrology*, 38, 677-702.
- Kerr, A.C., Aspden, J.A., Tarney, J. and Pilatasig, L.F., 2002. The nature and provenance of accreted terranes in Western Ecuador: Geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society, London*, 159, 577-594.
- Mamberti, M. (2001). Origin and evolution of two Cretaceous oceanic plateaus accreted in Western Ecuador (South America), evidenced by petrology, geochemistry and isotopic chemistry. Thèse univ. Lausanne-Grenoble,
- Mamberti, M., Lapierre, H., Bosch, D., Ethien, R., Jaillard, É., Hernandez, J., Polvé, M. (2003). Accreted fragments of the Late Cretaceous Caribbean-Colombian Plateau in Ecuador. *Lithos*, 66, 173-199.
- Mamberti, M., Lapierre, H., Bosch, D., Jaillard, É., Hernandez, J. and Polvé, M. (2004).- The Early Cretaceous San Juan plutonic suite, Ecuador: a magma chamber in an Oceanic Plateau. *Canad. J. Earth Sci.*, 41, 1237-1258.
- Révillon, S., Arndt, N.T., Hallot, E., Kerr, A.C., Tarney, J., 1999. Petrogenesis of picrites from the Caribbean Plateau and the North Atlantic magmatic province. *Lithos*, 49, 1-21.
- Révillon, S., Arndt, N.T., Chauvel, C., Hallot, E., 2000, Geochemical study of ultramafic volcanic and plutonic rocks from Gorgona island, Colombia: the Plumbing system of an oceanic plateau. *J. Petrol.*, 41, 1127-1153.
- Thompson, P.M.E., Kempton, P.D., White, R.V., Kerr, A.C., Tarney, J., Sauders, A.D., and Fitton, J.G.. (2004). Hf-Nd isotope constraints on the origin of the Cretaceous Caribbean plateau and its relationship to the Galapagos plume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.217, p. 59-75.
- Zindler, A. and Hart, S.R. (1986). Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, 14: 493-571.

Session 4

Géodynamique, NéoTéthys (S4-GNT)

S4-GNT-1ks: The Late Triassic alkaline volcanism of the Antalya nappes (south-western Turkey): igneous remnants of the NeoTethys opening

R.C. Maury¹, H. Lapiere², D. Bosch³, J. Marcoux⁴, L. Krystyn⁵, J. Cotten¹, F. Bussy⁶, P. Brunet⁷ and F. Sénebier²

¹ Laboratoire Domaines océaniques, UMR-CNRS 6538, Université de Bretagne occidentale, Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France.

² Laboratoire Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR-CNRS 5025, Université J. Fourier, Maison des Géosciences, B. P. 53, 38041 Grenoble Cedex, France.

³ Laboratoire de Tectonophysique, UMR-CNRS 5568, Institut des Sciences de la Terre, de l'Eau et de l'Espace de Montpellier, Université de Montpellier II, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05, France.

⁴ UMR-CNRS 7578, Institut de Physique du Globe de Paris, Université Paris VII, 4 Place Jussieu, 75252, Paris, France.

⁵ Institute of Paleontology, Althanstr. 14, University of Vienna, 1090 Vienna, Austria.

⁶ Institute of Mineralogy and Geochemistry, BFSH-2 University of Lausanne, CH-1015 Lausanne, Switzerland.

⁷ Laboratoire Mécanismes de Transfert en Géologie, UMR-CNRS 5563, Université P. Sabatier, OMP-DTP, 14 Avenue E. Belin, 31400 Toulouse, France.

The Neotethyan ophiolitic suites which extend from the eastern Mediterranean (Antalya, Troodos, Hatay, Baër-Bassit) to the Persian Gulf (Samail nappes in Oman) and the Himalayas (Spontang ophiolites) are often tectonically associated with Permian and Late Triassic volcanic rocks stratigraphically capped by pelagic and/or reef limestones. In the eastern Mediterranean area (Antalya, Hatay from southern Turkey and Mamonia complex from southwestern Cyprus; Baër-Bassit, northern Syria), this volcanism is dated to Late Triassic.

The Antalya Nappes are exposed near the southwestern coast of Turkey, between the towns of Antalya and Finike. They overlie tectonically the parautochthonous Bey Daglari limestone units, which range in age from Mesozoic to Miocene. Three major sets of nappes can be distinguished. The Lower Antalya Nappe (Dereköy Unit), mostly made up of platform limestones, is tectonically overlain by the Middle Antalya Nappes, which include ophiolitic and basaltic units, and is in turn overlain by the calcareous Upper Antalya Nappes including the Kemer Gorge, Bakirli Dag and Tahtali Dag units.

The Middle Antalya Nappes comprise three major tectonically superimposed units. The lowermost one, the Alakir Çay Unit, is composed of an Upper Triassic thick sedimentary sequence tectonically associated with slices of ophiolitic plutonic rocks and Upper Triassic volcanics. The Alakir Çay Unit, is overlain by the Kara Dere–Sayrun Unit, made up of submarine (pillow) basalts with intercalated pelagic Halobia-bearing Upper Triassic limestones. This unit is tectonically overlain by the Ophiolitic Unit, studied in detail by Juteau (1975), which includes peridotites, serpentinites, layered gabbros and norites. This latter unit displays many petrographic and geochemical similarities with the Troodos (Cyprus) ultramafic and gabbroic

sequences and is generally considered as formed in a supra-subduction zone setting.

We have studied the Kara Dere – Sayrun Unit near its type locality, the Kara Dere gully. The cross-section along the dirt road from Dereköy to Saklikent allows to sample two superimposed basaltic tectonic slices, each of them ca. 400 m thick and showing a normal polarity together with a general 50°-70° dip towards East. The upper slice outcrops between altitudes ranging from 1920 m (top) to 1765 m (bottom), and is overlain by a klippe of Triassic Hallstatt-type limestones. It is made up of basaltic pillows, 50 cm to 3 m in diameter, with occasional pillow breccia levels and minor intercalated pelagic Halobia-bearing limestones. The lower tectonic slice, which outcrops between altitudes of 1870 m (top) and 1590 m (bottom), is characterized by much larger pillows, some of which reach unusual diameters (5 to 20 m), and display well-preserved radial columnar jointing and thick glassy margins. Up to 15 m thick columnar-jointed lava flows are common in the lower part of this slice. This unit, which also contains intercalated pillow breccias usually associated with pelagic limestone beds, tectonically overlies a serpentinite body.

New determinations on conodont faunas allow us to precise the age of the Antalya submarine volcanism. Sediment sample 87/75 collected near the base of the lower tectonic slice (altitude: 1680 m) in Karadere section yielded the following Lower Carnian (Julian) fauna: *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), *Metapolygnathus polygnathiformis*. The top of the section (sample 86/79 overlying the pillow basalts from the upper tectonic slice, altitude: 1920 m) is of Upper Carnian age (Tuvalian 3/I) according to the fauna found: *Metapolygnathus polygnathiformis*, *Metapolygnathus nodosus* (Hatashi). A third sediment sample (86/81) collected at an altitude of 2000 m, i.e. 80 m above the top of the upper tectonic slice, yielded *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), *Metapolygnathus foliatus* (Burudov and Stefanov), also indicative of a Lower Carnian (Julian) age. The mafic volcanism exposed in the Karadere section is thus unequivocally Late Triassic (Carnian: 227.4 – 220.7 Ma).

Twenty three basaltic samples have been selected for the petrologic and geochemical investigations, and analyzed for major and trace elements by ICP-AES. ICP-MS and Nd, Sr and Pb isotope analyses were performed on 9 and 6 samples, respectively. The selection was based on the facies and overall freshness of the volcanic rocks. Plagioclase and clinopyroxene major and trace element analyses (laser ablation) were performed on four rocks (Ay04, Ay08, Ay20, Ay21). The Late Triassic volcanic rocks show rather homogeneous major element compositions, characterized by high TiO₂ (2.7 to 4.2 wt%) and relatively low MgO and Ni contents that suggest olivine fractionation. SiO₂ does not exceed 50 % while Fe₂O₃ is not lower than 10 %. The high Cr and V contents are linked to the abundance of clinopyroxene and Fe-Ti oxides. All the analyzed rocks are LREE-enriched [$18.27 < (La/Yb)_N < 12.33$] and show a more or less marked Eu negative ($0.98 < Eu/Eu^* < 0.92$) suggesting plagioclase early removal. Their primitive mantle-normalized multi-elements plots are characterized by Nb and Ta enrichment relative to La ($La/Nb \leq 1$), Pb and Sr negative anomalies and HREE and Y depletions. Most of these features are typical of alkali basaltic melts. This conclusion is consistent with the major and trace element compositions of their primary clinopyroxene phenocrysts.

In addition, the studied Late Triassic alkaline volcanics display a restricted range of ϵNd values (+4.6 to +5.2) which falls within the range of oceanic island basalts (OIB). In contrast, their $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ show a wide range of values (0.70312 to 0.70376) suggesting that the Rb/Sr system has been modified by the low grade alteration experienced by these rocks. When considering the $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ ratios of the Antalya alkaline suite, the Nd compositions of the rocks are too low to be explained by a simple mixing line between DMM and HIMU components. The Pb and Nd compositions of the studied alkaline volcanics plot along a mixing line between a HIMU component and an enriched mantle. The composition of this enriched mantle could be the result of the addition about 4 to 8 % of an EMII component to a depleted mantle source (DMM).

In short, the major, trace element and Nd and Pb isotopic features of the alkali basalts exposed in the Antalya Nappes are typical of oceanic within-plate alkali basalts. The lack of evidence for any continental crustal component in their genesis could be consistent with an intra-oceanic setting for this Late Triassic volcanism.

S4-GNT-2: Le volcanisme associé à la formation de la marge de la NéoTéthys au Permo-Trias : caractères géochimiques et modèles géodynamiques

F. Chauvet¹, H. Lapiere¹, C. Basile¹, G. Mascle¹, R. Maury², D. Bosch³, J Cotten², P. Brunet⁴, A. Demant⁵, M. Tardy⁶, C. Perez¹ et A. Samper⁷

¹ LGCA, UMR-CNRS 5025, Univ. J. Fourier, B. P. 53, 38041 Grenoble Cedex, France.

² Laboratoire Domaines océaniques, UMR-CNRS 6538, Univ. de Bretagne occidentale, Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France.

³ Laboratoire de Tectonophysique, UMR-CNRS 5568, ISTEEM, Univ. de Montpellier II, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05, France.

⁴ Laboratoire des Mécanismes de Transferts en Géologie, UMR-CNRS 5563, Université Paul Sabatier, 38 rue des 36 ponts, 31400 Toulouse, France.

⁵ Lab. Pétrologie magmatique, Fac. des Sciences de St Jérôme, case 441, 13397 Marseille cedex 20.

⁶ LGCA, Univ. Savoie, 73376 Le Bourget du Lac Cedex, France.

⁷ LGMT, UMR-CNRS 8148 IDES, Univ. Paris Sud XI, 91405 Orsay, France.

Au cours des premiers stades d'ouverture de la NéoTéthys, la formation de la marge continentale est accompagnée par un volcanisme qui s'exprime au Permien Moyen et Supérieur, depuis le Nord de la plaque indienne jusqu'en Oman. Au Trias Sup. (Carnien - Norien) alors que le domaine océanique téthysien se développe vers le NE, un second épisode volcanique semble concerner l'ensemble de la marge sud-téthysienne, depuis l'Australie jusqu'à la Méditerranée orientale (Syrie, Turquie et Chypre, Fig. 1).

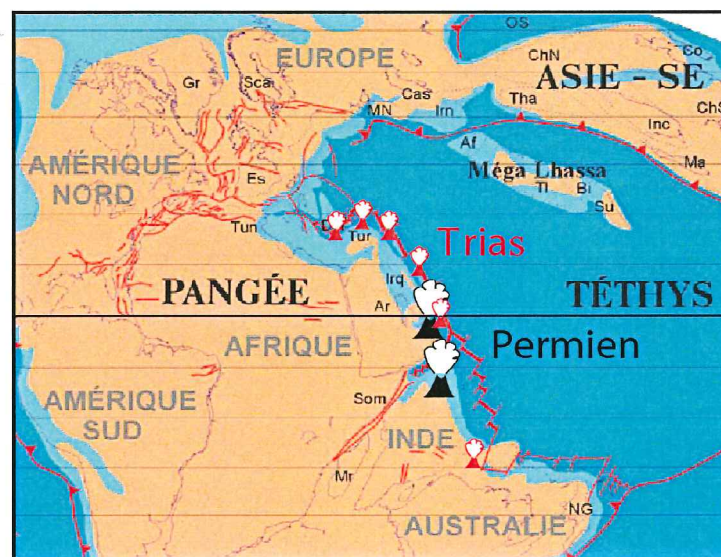


Fig. 1: Localisation des principaux témoins du volcanisme permo-triasique téthysien, reportés sur une reconstitution paléogéographique de la Tethys au Norien (modifié d'après Vrielynck et Bouysse, 2001).

Au Permien Moyen et Supérieur, le volcanisme est rencontré à la base des successions de plate-forme de la marge continentale ainsi que dans des unités sédimentaires distales qui ont été charriées et tectonisées, depuis la fin du Mésozoïque (orogénèse alpine).

En Himalaya, Les trapps de Panjal témoignent de l'épanchement de coulées magmatiques volumineuses et principalement basaltiques sur la plate-forme nord indienne. Très développées au Kashmir, elles atteignent 2500 m d'épaisseur et s'étendent sur plus de 400 km. Le volcanisme apparaît également à la base d'écailles volcano-sédimentaires de la zone de suture de l'Indus (Ophiolites de Spontang et de Nidar). La succession volcano-sédimentaire de Photaksar étudiée ici (Spontang), débute par un volcanisme massif incluant des calcaires du Permien Sup., qui sont recouverts en discordance par les calcaires de faciès Halstatt et pillows lavas du Trias Sup.

En Oman, les séquences volcaniques interstratifiées dans la plate-forme permienne sont géographiquement limitées à la succession métamorphique permienne du Saih Hatat. Par contre, le volcanisme couvre l'ensemble du domaine de bassin adjacent (nappes d'Hawasina) qui comprend également des dépôts de radiolarites et de calcarénites murghabiennes.

Au Trias Supérieur, le magmatisme est observé sur une étendue beaucoup plus vaste. Il apparaît dans les bassins triasiques déjà différenciés au nord des marges NE arabe et N africaine. En Oman et en Inde, sa mise en place est nettement associée à une nouvelle phase de rifting et d'extension qui affecte l'ancienne marge permienne sud-téthysienne.

En Himalaya, il est retrouvé tout au long de la marge, inclus dans les mélanges tectoniques de la zone de suture de l'Indus-Tsangpo et au sein de l'unité de Photaksar.

Il est encore mieux représenté dans la chaîne omanaise où il est associé aux unités sédimentaires triasiques les plus distales des nappes d'Hawasina. Celles-ci correspondent notamment au bassin d'Umar et à la plate-forme carbonatée de Misfah. Cette plate-forme se construit sur le substratum permien du bassin d'Hawasina et se démantèle au cours de phases successives d'intrusions magmatiques (Basile et Chauvet, soumis). Une coupe réalisée dans l'unité d'Umar montre que le bassin triasique (Fm. de Sinni) reçoit les produits du démantèlement de la plate-forme adjacente de Misfah. Ce domaine est également le siège d'une sédimentation de calcaires pélagiques et d'argilites siliceuses.

En Méditerranée orientale (Chypre, Turquie, Syrie), le volcanisme est associé à des écailles volcano-sédimentaires mésozoïques qui sont représentatives de la sédimentation triasique et jurassique de nouveaux bassins téthysiens. Au Nord-Ouest de la Syrie le Trias supérieur est constitué presque exclusivement de matériaux volcaniques (basaltes en coussins, brèches et tufs) interstratifiés dans des radiolarites, des calcaires pélagiques et récifaux. Il s'y adjoint ici une puissante séquence du Jurassique Supérieur – Crétacé Inférieur, constituée de plusieurs centaines de mètres de laves et de lamprophyres, associés à une sédimentation pélagique et siliceuse à intercalations de calcaires pélagiques.

Nos travaux traitent des analyses pétrologiques, géochimiques et isotopiques qui ont été réalisées sur les volcanites permienes et triasiques dans le NW de l'Himalaya (16 basaltes des Trapps de Panjal du SW Zanskar; 4 phonolites du Permien et 4 basaltes triasiques de l'unité de Photaksar) et sur le volcanisme triasique omanais. Ces nouvelles données sont comparées aux résultats sur l'ensemble du volcanisme Permien Omanais (Maury et al., 2003 ; Lapierre et al., 2004). Le volcanisme triasique omanais est échantillonné le long de 3 coupes dans les unités de bassin (Fm. de Sinni et Gp. d'Al Aridh), 2 coupes dans l'unité de Misfah (Maury, Cotten et Béchenec ainsi que Chauvet, Lapierre et Basile). Enfin la mission d'échantillonnage de 2006 a permis de préciser la nature du volcanisme Triasique et Jurassique des écailles du Baër Bassit (Syrie, Perez, 2006). Celles-ci sont comparées aux résultats obtenus pour le volcanisme

contemporain des nappes d'Antalya (Turquie, Maury et al., in prep.) et du Mamonia Complex (Chypre, Lapiere et al., sous presse).

Cet échantillonnage reflète les variations dans le temps, du volcanisme émis dans les différents compartiments de la marge passive sud-néotéthysienne ainsi que dans les zones de bassin qui la bordent. L'outil pétro-géochimique est utilisé dans cette étude, afin de déterminer l'affinité d'un ensemble représentatif du volcanisme téthysien, et d'en préciser le contexte géodynamique de mise en place au Permien et au Trias. Le but est de proposer un modèle d'évolution du volcanisme et de la marge sud-téthysienne, au cours des principales étapes de l'ouverture de la Néotéthys.

Après une détermination des faciès pétrographiques de chaque section étudiée, les échantillons sélectionnés ont été analysés pour déterminer leur composition en éléments majeurs, traces et terres-rares (ICP-AES Brest par J. Cotten et ICP-MS Grenoble F. Keller, S. Campillo). Les compositions isotopiques en Nd et en Pb ont été déterminées (après leaching), sur l'ICPMS-MC de l'ENS Lyon et le TIMS de Toulouse (P. Brunet).

Le volcanisme permien

Quelle que soit la région considérée, le magmatisme permien présente des caractéristiques de volcanisme intraplaque : les basaltes de Panjal montrent des compositions de tholéiites continentales Low-Ti, légèrement enrichies ($0.8 < (La/Yb)_N < 4.7$; $TiO_2 < 1.6 \%$), alors que en Oman les basaltes continentaux correspondent à des liquides tholéiitiques et alcalins. L'ensemble des laves émises sur la plate-forme sud-néotéthysienne dérive d'une source mantellique de type OIB (Fig. 2). Les teneurs en traces (Th-Nb-Ta) et les corrélations entre l' $\epsilon(Nd)$ et le $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ sont interprétées comme liées à une contamination des liquides primaires par la croûte continentale supérieure en Inde (signature enrichie de type EM II) et par la croûte continentale inférieure en Oman (EM I).

Inversement, les laves émises dans les bassins océaniques bordant les marges nord-indienne (phonolites de Photaksar) et nord-arabique (tholéiites appauvries et enrichies et basaltes alcalins des nappes d'Hawasina) dérivent du mélange de sources de type MORB et OIB, dépourvues de toute contamination par la lithosphère continentale (Lapiere et al., 2004). En Oman, les tholéiites appauvries qui témoignent de la participation d'une source de type DMM sont associées aux faciès les plus distaux des nappes d'Hawasina. La contamination par le composant lithosphérique semble donc liée à l'amincissement de la lithosphère.

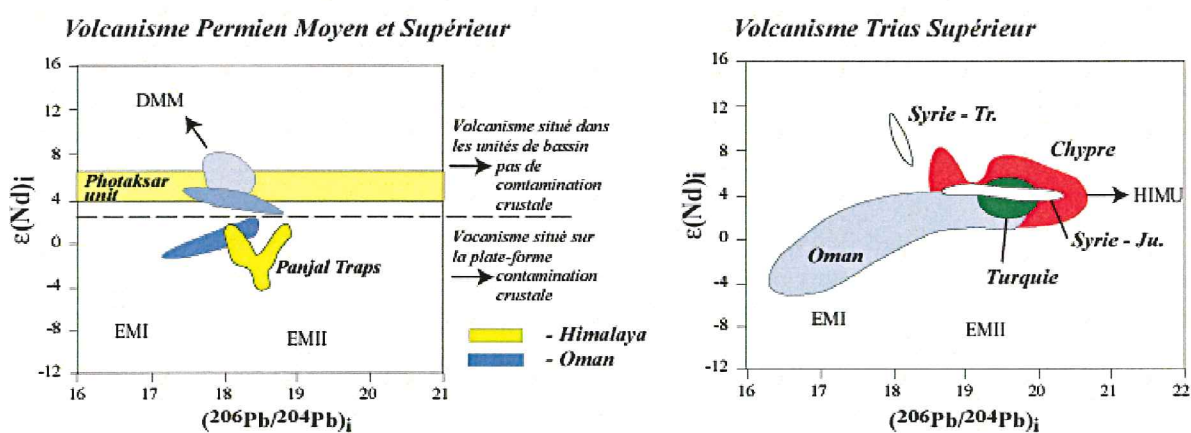


Fig. 2: Diagramme synthétique présentant les compositions isotopiques du volcanisme permien et triasique de la marge sud-néotéthysienne et des bassins adjacents.

Le volcanisme triasique

Nos résultats sur la partie NW de la marge indienne indiquent que les quatre basaltes alcalins ($\text{TiO}_2 > 2\%$; $3 < (\text{La}/\text{Yb})_N < 6$) analysés ont des valeurs en $\varepsilon(\text{Nd})_1$ entre +4 et +5. Ainsi, dans l'unité de Photaksar comme sur l'ensemble du pourtour nord indien, les laves émises dans le bassin dérivent d'une source enrichie de type point-chaud (Honegger et al., 1982 ; Sinha et Mishra, 1992 ; Ahmad et al., 1996 ; Dupuis et al., 2005).

Les coupes réalisées en Oman montrent que le magmatisme triasique est caractérisé par des faciès principalement effusifs (hormis à Misfah) aphyriques ou ankaramitiques, qui sont régulièrement coiffés par des trachytes et recoupés par des dolérites. Il s'agit principalement de basaltes alcalins à rares olivines altérées, montrant des teneurs en TiO_2 comprises entre 1.5 et 3.5 %, et en MgO entre 3 et 9 %. Ces laves sont fortement enrichies en LREE (Terres Rares Légères, $8 < (\text{La}/\text{Yb})_N < 25$) et leurs spectres multi-élémentaires indiquent un appauvrissement généralisé en Terres Rares Lourdes (HREE) et en Y. De faibles anomalies négatives en Nb-Ta ($\text{La}/\text{Nb} < 1.3$) sont trouvées dans certains basaltes du bassin d'Umar. Les compositions isotopiques de ces laves suggèrent qu'elles dérivent de source de type point-chaud identique à celles du Permien, avec un composant enrichi de type EM I échantillonné particulièrement par les laves du bassin d'Umar.

Vers le nord de la marge arabe, les tholeiites appauvries du Trias Supérieur de Syrie (Perez, 2006) passent à des coulées typiquement alcalines au cours du Jurassique. En Turquie et à Chypre, le volcanisme triasique semble beaucoup plus varié. Il comprend des tholéiites appauvries et enrichies en LREE, et se termine par des basaltes alcalins et des trachytes (Lapierre et al., sous presse; Maury et al., in prep). Les compositions isotopiques en Nd et Pb des laves intraplaques de méditerranée orientale (Syrie, Turquie, Chypre) peuvent être expliquées par le mélange entre un manteau appauvri, échantillonné par les tholéiites de Chypre et de Syrie, et des composantes mantelliques enrichies de type HIMU et EMII (Perez, 2006 ; Lapierre et al., sous presse ; Maury et al., in prep). Aucune de ces compositions géochimiques ou isotopiques ne reflètent la participation de la croûte continentale dans la genèse de ces laves.

Discussion

La formation de la marge sud-néotéthysienne au Permien Moyen-Supérieur est donc contemporaine d'un volcanisme intraplaque issu de sources mantelliques de type point-chaud. L'interaction des magmas avec la lithosphère continentale diminue vers les zones amincies de la marge. Les épanchements volumineux des trapps de Panjal et des laves couvrant le bassin d'Hawasina correspondent probablement à l'activité d'un panache mantellique centré sur le point triple séparant les plaques arabe et indienne (Lapierre et al., 2004 ; Chauvet et al., in prep.). Compte tenu de la proximité des plaques indienne et arabe dans les reconstitutions paléogéographiques à la fin du Paléozoïque, il est probable que les marges nord-indienne et nord-arabe aient évolué comme une marge volcanique.

Au Trias Supérieur, le volcanisme de point-chaud est systématiquement localisée dans les nouveaux bassins riftés sud-téthysiens depuis le nord de l'Inde jusqu'au nord de la plaque africaine. La signature isotopique de type manteau appauvri est reconnue principalement en Syrie et à Chypre. Cela suggère que le volcanisme alcalin du Trias (et probablement du Jurassique) correspond à l'édification d'îles intra-océaniques au cœur des nouveaux bassins pélagiques téthysiens.

L'absence de contamination continentale des séquences volcaniques permienne et triasique de l'unité de Photaksar suggère également la présence de volcanisme intra-océanique le long de la marge NW indienne.

Péné-contemporain depuis l'Himalaya jusqu'aux confins de la Méditerranée orientale, ce volcanisme d'îles océaniques serait lié à l'activité de plusieurs points chauds qui bordaient la dorsale néo-téthysienne (cadre géodynamique comparable aux points chauds actuels bordant la dorsale médio-atlantique).

Il faut néanmoins souligner que, en Oman, le magmatisme alcalin du Trias est rattaché aux unités distales de la marge arabique et qu'un composant enrichi (EM1, manteau enrichi ou intervention de la lithosphère continentale) intervient dans leur genèse. La présence de deux événements magmatiques sur une même marge peut suggérer une remobilisation tectonique de la marge en réponse à une modification cinématique.

Les observations structurales en Oman (Chauvet et al., 2004) indiquent que cette partie de la marge au Permien, n'était pas cylindrique, mais correspondait probablement à des segments divergents et transformants. Le volcanisme intraplaque du Trias Supérieur pourrait résulter de la réactivation d'une zone de faiblesse lithosphérique majeure, permettant un amincissement très rapide et une fusion importante du manteau sous-lithosphérique mis en place lors de l'épisode Permien (signature géochimique et isotopique héritée). La remobilisation en divergence de la marge permienne au Trias Supérieur correspondrait à l'expansion rapide du domaine océanique de la Néo-Téthys, attestée par la dérive des blocs cimmériens.

Références

- Basile, C. and Chauvet, F., soumis à GSA, Phreatomagmatic eruption during the buildup of a Triassic carbonate platform (Oman Exotics): eruptive style, associated deformations, and implications on CO₂ release by volcanism.
- Chauvet, F., Lapierre, H., Bosch, D., Guillot, S., Mascle, G.H., Vannay, J.-Cl., Cotten, J. and Brunet, P., in prep., Geochemical records of Pangea break-up in North-western India during Permian times.
- Chauvet, F., Basile, C. and Dumont T., 2004, Tectonic remnants of Permian rifting in Oman autochton (Saih Hatat and Jabal Akhdar windows), RST Strasbourg.
- Lapierre, H., Bosch, D., Narros, A., Mascle, G. H., Tardy, M. and Demant, A, The Mamonnia Complex (SW Cyprus) revisited : remnant of Late Triassic intra-oceanic volcanism along the Tethyan southwestern passive margin. Geological Magazine, sous presse.
- Lapierre, H., Samper, A., Bosch, D., Maury, R.C., Béchenec, F., Cotten, J., Demant, A., Brunet, P., Keller, F., and Marcoux, J., 2004, The Tethyan plume: Geochemical diversity of Middle Permian basalts from the Oman rifted margin. Lithos, 74, 167-198.
- Maury, R.C., Béchenec, F., Cotton, J., Caroff, M., Cordey, F., and Marcoux, J. 2003. Middle Permian plume-related magmatism of the Hawasina Nappes and the Arabian Platform: implications on the evolution of the Neotethyan margin in Oman. Tectonics, 22, 12 p.
- Maury, R.C., Lapierre, H., Bosch, D., Marcoux, J., Krystyn, L., Cotten, J., Bussy, F., Brunet P. and Sénebier, F., in prep., The Upper Triassic alkaline volcanics of the Antalya Nappes (southwestern Turkey): igneous remnants of the Neotethys opening.
- Perez, C., 2006, Le magmatisme de la marge arabique au Trias et Jurassique: analyses pétrogéochimiques dans la région du Baër-Bassit (Syrie) et implications géodynamiques. Mém. de M2R, LGCA, UJF, Grenoble, 46 p.

S4-GNT-3: Volcanites triasiques en Mirdita (Albanie) et en Othrys (Grèce) : relations avec l'ouverture de la NeoTethys

Monjoie, P.¹, Lapierre, H.¹, Masclé, G.¹, Dechamp, A.¹, Brunet P.², Muceku B.² et Tashko A.²

¹ Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, OSUG, Université Grenoble I, B.P. 54, 38041 Grenoble Cedex (France).

² Laboratoire Mécanismes de Transfert en Géologie, Université Paul Sabatier, OMP-DTP, 14 Avenue E. Belin, 31400 Toulouse (France).

³ Faculté de Géologie et des Mines, Université Polytechnique, R. El Bassani Tirana (Albanie).

Des volcanites triasiques associées stratigraphiquement à des séquences sédimentaires pélagiques, et plus rarement récifales, apparaissent tectoniquement juxtaposées aux unités ophiolitiques mésozoïques dans l'ensemble du domaine Téthysien depuis l'Apennin jusqu'à Timor. Elles sont en particulier présentes dans le domaine Méditerranéen central (Dinarides, Hellenides), où elles apparaissent sous formes d'écaïlles tectoniques, parfois métamorphiques («semelle métamorphique»), coincées entre les ophiolites et leur substratum tectonique constitué par les nappes pélagoniennes.

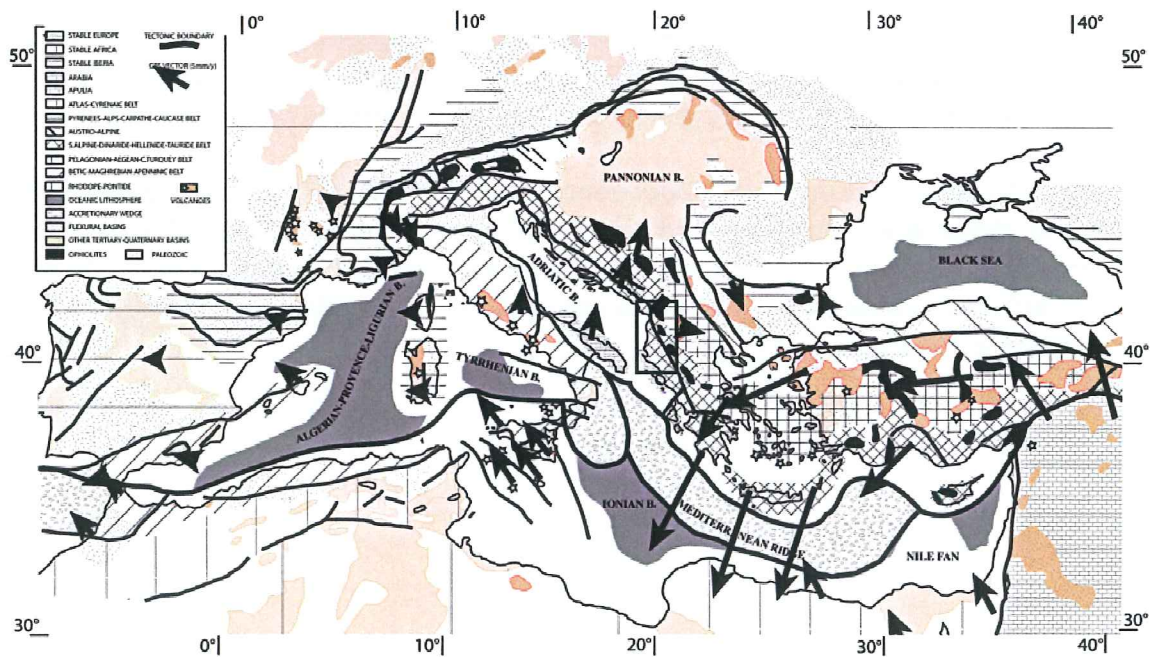


Fig. 1: Schéma structural de la Méditerranée.

En Albanie, ces unités constituent une série d'imbrications tectoniques regroupées sous le nom de complexe de Rubik; les laves sont présentes sous forme de pillow-lavas et plus rarement de coulées massives, intercalées dans des calcaires pélagiques et des radiolarites bien datés du Trias moyen-supérieur (Ladinien supérieur - Norien) par des Radiolaires. Des basaltes sont aussi intercalés dans le Trias de la nappe pélagonienne supérieure (Korabi).

En Othrys les volcanites triasiques sont constituées de pillow-lavas et coulées massives basaltiques, associés localement avec des dolérites et des trachytes et de séquences volcanoclastiques. Plusieurs unités sont distinguées (Ferrière, 1982) entre l'ophiolite d'Othrys et le substratum Pélagonien. L'unité supérieure (Garmeni Rachi) comporte à sa base une séquence carbonatée du Trias inférieur à moyen, recouverte par une succession de volcanites «spilitiques» et doléritiques intercalées de radiolarites, puis par des calcaires du Trias supérieur à Conodontes et Foraminifères. Une seconde unité, (nappe de Loggitsion) comporte un Permien gréseux à Fusulines, suivi par un Trias inférieur grésodolomitique, puis par des volcanites, tufs et radiolarites du Ladinien - Carnian supérieur, et couronné des calcaires siliceux du Norien supérieur. Dans la région de Lamia une unité inférieure est distinguée (Profitis Ilias); elle est formée de radiolarites rouges, et de pillow-basalts et calcaires noduleux rouges du Carnien - Norien inférieur.

De nouvelles données géochimiques (éléments traces, isotopes du Nd du Pb) permettent de caractériser 3 types de séries volcaniques : (1) un ensemble océanique intraplaque alcalin et tholéiitique s, (2) un ensemble de tholeiïtes d'arc intra-océaniques, (3) et un ensemble de basaltes caractérisant un bassin d'arrière-arc. Les rapports initiaux du Nd et du Pb suggèrent que le matériel intraplaque dérive d'une source mantellique de type OIB (Oceanic Island Basalt) complètement indemne de toute contamination crustale continentale. Les faibles valeurs de ϵ_{Nd} obtenues sur les trachytes pourraient provenir de l'assimilation de croûte océanique altérée ou de sédiments au sein d'une chambre magmatique relativement peu profonde. Les tholeiïtes d'arc insulaire et les basaltes d'arrière-arc montrent des valeurs similaires de ϵ_{Nd} . L'absence d'anomalies négatives en Nb dans les basaltes d'arrière-arc permet d'envisager que le bassin où ces basaltes se sont mis en place était assez large et mature. Le taux élevé en Th des tholeiïtes d'arc insulaire suggère que l'arc volcanique n'était pas situé très loin d'une marge continentale.

Le volcanisme Triasique de Méditerranée centrale (Grèce, Albanie), apparaît différent de celui de même âge de Méditerranée centrale (Chypre, Turquie) où seule l'activité de hot-spots triasiques est caractérisée. La présence simultanée en Méditerranée centrale de basaltes d'arrière-arcs et de volcanites d'arc indique une situation à proximité d'une zone de subduction active durant le Trias supérieur (Fig. 2).

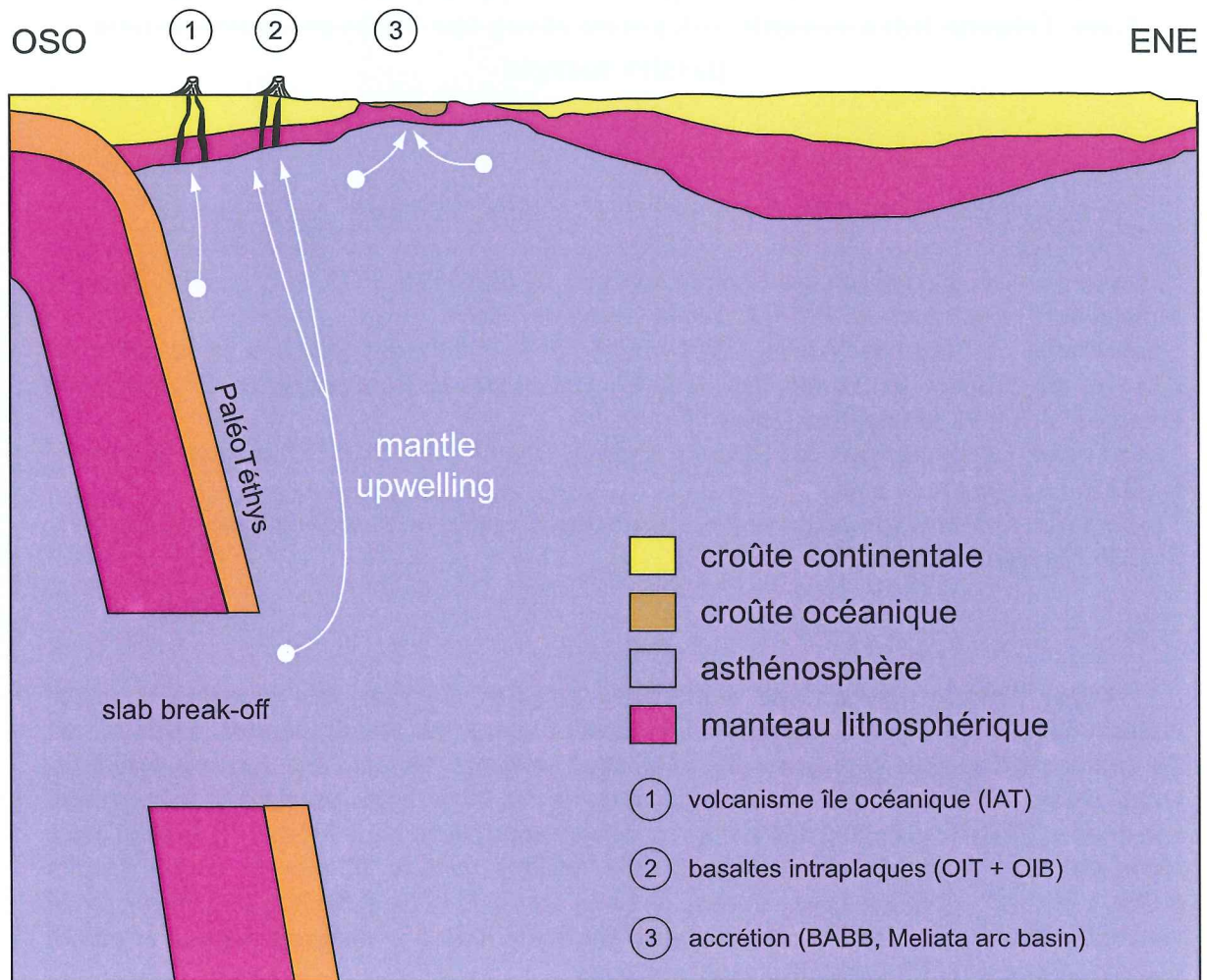


Fig. 2: Modèle géodynamique pour le volcanisme du Trias de Méditerranée centrale (Mirdita-Othrys).

S4-GNT-4: The Mamonia Complex (SW Cyprus) revisited : remnant of Late Triassic intra-oceanic volcanism along the Tethyan southwestern passive margin

H. Lapierre¹, D. Bosch², A. Narros¹, G. H. Mascle¹, M. Tardy³ and A. Demant⁴

¹ Laboratoire Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR-CNRS 5025, Université J. Fourier, Maison des Géosciences, B. P. 53, F. 38041 Grenoble Cedex.

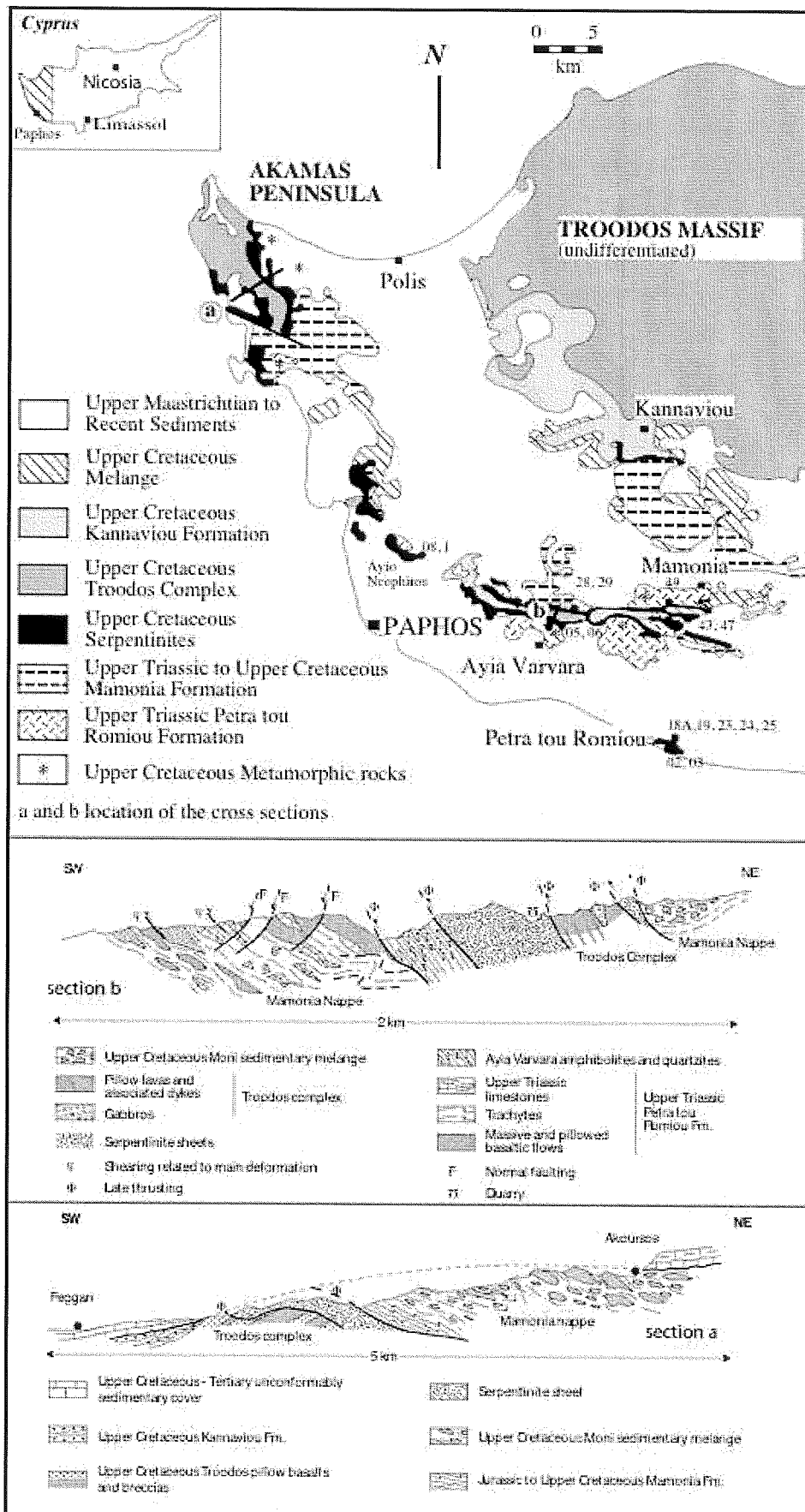
² Laboratoire de Tectonophysique, UMR-CNRS 5568, Institut des Sciences de la Terre, de l'Eau et de l'Espace de Montpellier, CC049, Université de Montpellier II, Place Eugène Bataillon, F. 34095 Montpellier Cedex 05.

³ Laboratoire Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR-CNRS 5025, Université de Savoie, F. 73376 Le Bourget du Lac.

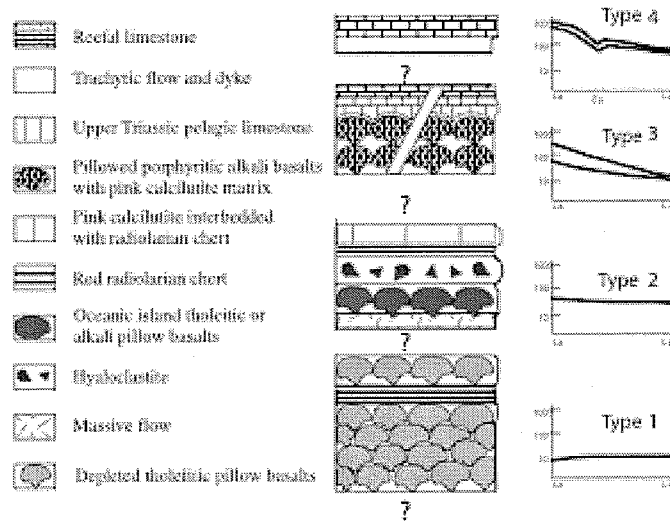
⁴ Laboratoire de Pétrologie magmatique, Faculté des Sciences de St Jérôme, case courrier 441, F. 13397 Marseille Cedex 20.

Upper Triassic volcanic and sedimentary rocks of the Mamonia Complex in southwestern Cyprus are exposed in erosional windows through the post-Cretaceous cover, where the Mamonia Complex is tectonically imbricated with the Troodos and Akamas ophiolitic suites. Most of these Upper Triassic volcanic rocks have been considered to represent remnants of Triassic oceanic crust and its associated seamounts. New Nd and Pb isotopic data show that the whole Mamonia volcanic suite exhibits features of oceanic island basalts (OIB). Four rock types have been distinguished on the basis of the petrology and chemistry of the rocks. Their trace element characteristics are likely linked to different degrees of partial melting of heterogeneous enriched mantle sources.

Volcanism began with the eruption of depleted olivine tholeiites (Type 1) and oceanic island tholeiites (Type 2) associated with deep basin siliceous and/or calcareous sediments. The tholeiites were followed by highly phyric alkali basalts (Type 3) interbedded with pelagic Halobia-bearing limestones or white reefal limestones. Strongly LREE-enriched trachytes (Type 4) were emplaced during the final stage of volcanic activity. Nd and Pb isotopic ratios suggest that tholeiites and mildly alkali basalts derived from heterogeneous enriched mantle sources. Fractional crystallization alone cannot account for the derivation of trachytes from most alkaline basalts. The trachytes could derive from the partial melting at depth of mafic material which share with the alkali basalts similar trace elements and isotopic compositions. This is corroborated by the rather similar isotopic compositions of the alkali basalts and trachytes. The correlations observed between incompatible elements (Nb, Th) and ϵNd and Pb isotopic initial ratios suggest that the Mamonia suite derived from the mixing of a depleted mantle (DMM) and an enriched component of High Mu ($\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$, HIMU) type. Models using both Nd and Pb isotopic initial ratios suggest that the depleted tholeiites (type 1) derived from a DMM source contaminated by about 4 to 8 % of an Enriched Mantle type 2 (EM2) component, and that the oceanic tholeiites (Type 2), alkali basalts (Type 3) and trachytes (Type 4) derived from the mixing of the enriched mantle source of the depleted tholeiites with Himu. None of the Mamonia volcanic rocks show evidence of crustal contamination.



The Late Triassic within-plate volcanism likely erupted in a small southerly NeoTethyan basin, located north of the Erathsthene seamount and likely floored by oceanic crust.



Session 5

Plateaux, Points Chauds (S5-PPC)

S5-PPC-1ks: Mantle potential temperatures

Nick Arndt¹

¹ Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR-CNRS 5025 Université Joseph Fourier, 1381, rue de la Piscine, 38401 Grenoble.

According to one school of thought, high potential temperature is the defining characteristic of a mantle plume. As indicated by the term «hotspot», the sources of oceanic islands and other such features are parts of the mantle that melt preferentially because they are hotter than ambient mantle. Another school disputes this interpretation and attributes high magma flux to a more «fertile» (easily fusible) source, or to the presence of water or other volatiles, or to tectonic factors. The debate started over a decade ago and continues to be active; it has fuelled discussion at several international conferences and workshops and has provided the basis for several books and special volumes.

The hot hotspot school generally envisages a plume as a roughly cylinder-shaped region of mantle that rises from a site deep in the mantle and well beneath moving plates. The plume rises from a boundary layer, perhaps the core-mantle boundary, perhaps at the base of the upper mantle, and it ascends because its high temperature decreases its density. From this viewpoint, plumes are seen as a mode of mantle convection that operates largely independently from plate tectonics. From the other viewpoint, hotspots are commonly seen as an integral part of the plate tectonic process and unrelated to deep mantle processes. Resolution of the question therefore has profound implications for our understanding of mantle dynamics, including the composition and heterogeneity of the mantle, its heat balance, and the way it melts.

Taking the argument one step further, the large igneous provinces that formed episodically through geological history are, in the view of the first school, the product of melting of a vast hot mantle plume. The other school prefers to relate their formation to the distribution and dynamics of the lithospheric plates.

One of the keys to resolving the argument is the determination of the temperatures of magmas generated from hot spots. To obtain this information is not a simple matter of measuring the eruption temperatures of erupting basalts because most lavas have undergone some degree of fractional crystallization and their temperatures are lower than those of primary melts of the mantle source. To determine the temperature of the source requires that the temperature at the site of melting is determined. In most cases the source is thermally zoned; in the ideal case, the temperatures of formation of a series of primary magmas would be established so as to characterize the complete temperature variation of the source. Petrological/geochemical methods provide little information, however, about median temperatures in the source because of the camouflaging effects of fractional crystallization. The maximum temperatures in the source can, however, be established.

The approach is to use composition of the most magnesian olivine analyzed in a suite of samples. There is a direct relation between the Mg/Fe of olivine and that of the liquid from which the olivine crystallized. The FeO contents of basaltic to picritic liquids vary little during fractional crystallization and the FeO of probably parental liquids are readily estimated. From this we can calculate the MgO content of the liquid, a parameter that is directly related to the temperature of the magma. The final step is to translate the temperature of crystallization at low pressure prior to or during eruption of the magma to that at the site of melting deeper in the mantle. The source temperature is commonly expressed as “potential temperature”, which is the temperature at the site of melting extrapolated along a solid adiabat to the surface.

Application (by members of the hot hotspot school) of this approach to mafic and ultramafic magmas worldwide yields a wide range of temperatures: for normal MORB the maximum eruption temperature is about 1200°C and the potential temperature is about 1350°C; for lavas from Hawaii, the hottest modern plume, the figures are 1400°C and > 1800°C; and for Archean komatiites they are 1650°C and > 2000°C. Members of the opposing school dispute these figures, arguing that by selection of another set of assumptions and different choices of partition coefficients, the calculated temperatures are far lower. In particular, it has been argued that by assuming moderate to high water contents in the source, the eruption temperatures of Hawaiian basalts, and even those of komatiites, are little higher than those of MORB.

To obtain information about the average temperature, and the distribution of temperatures in the source of magmas at hot spots, indirect methods can be used. In well-dated, well-studied volcanoes, magma fluxes can be estimated by calculating the volume of emplaced magma as a function of their ages, or by using geophysical and tectonic data to determine the extent and nature of deformation of the lithosphere above a hot spot. Seismic tomography in some cases can be used to image the geometry and physical characteristics of the region in which melting takes place. In theory it is possible to relate seismic properties to the temperature of the source; in practice this is not straightforward because it is very difficult to take into account the influence of composition, mineralogy and physical state of the source.

A particularly important issue is the composition of the source. Up until now most attempts to extract information about source temperatures have been based implicitly or explicitly on the assumption that the source was broadly peridotitic. Various lines of evidence have shown that the sources of many mafic-ultramafic magmas contain a significant proportion of recycled oceanic crust. The presence of this crust must be taken into account when calculated magma fluxes and temperatures. Other elements that require attention are the oxygen fugacity in the source, which affects melting relations and Mg-Fe partitioning, and of course the nature and amount of volatiles.

S5-PPC-2: Geochemical and Petrologic attributes of the PX1 Miocene pyroxenitic layered intrusion, root-zone of an ocean-island volcano, Fuerteventura (Canary Islands)

J. Allibon^{1,2}, F. Bussy¹, E. Lewin², H. Lapierre[†], M. Chiaradia³

¹Institut de minéralogie et géochimie, Anthropôle, University of Lausanne, CH1015, Lausanne, Switzerland.

²Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR 5025, Maison des Géosciences, 1381, rue de la piscine, 38000 Grenoble, France.

³Section des sciences de la Terre, University of Geneva, rue des maraîchers 13, 1205 Geneva, Switzerland.

Keywords: Ocean island volcanics, layered intrusion, pyroxenites, geochemistry, isotopes

Fuerteventura is the easternmost island of the Canary archipelago, lying about 100 Km west of the Moroccan coast. This island allows direct observation of the hypabyssal root zone of an ocean island volcano, which is best illustrated in its uplifted Basal Complex Unit. This complex is composed of oceanic sediments of Mesozoic and Cenozoic age and records a remarkable magmatic activity, characterized by the intrusion of numerous magma batches as small plutons, dykes, dyke swarms and ring-dyke complexes of alkali-gabbros, pyroxenites, syenites and carbonatites. This alkaline-carbonatitic magmatism took place in short spanned episodes clustered around 26-20Ma (Muñoz et al., 2005) in a NNE-SSW transtensive dextral tectonic regime. The tectonic control of the magmatic intrusions is well illustrated by an extremely dense (up to 100% of the outcrop) dyke swarm, emplaced in-between and after the different magmatic pulses.

This study focuses on a specific gabbro-pyroxenite intrusion, called PX1 or Pajàra, which displays a remarkable magmatic layering. The layering is vertical, without gravitational component, NNE trending, parallel to the general tectonic trend and dyke swarm, which suggests a tight dependence on the regional NE-SW transtensional dextral stress field. This tectonically-controlled vertical magmatic layering can be seen at all scales. On the intrusion scale (Fig.1), 100 meter-wide alternating horizons of gabbros and pyroxenites are clearly noticeable and were generated by successive magma pluses injected into a progressively widening dyke system. At sample scale, the compositional layering is underlined by syn- to late-magmatic compaction and shearing, which generated schistosity in the pyroxenites and banding in the gabbros.

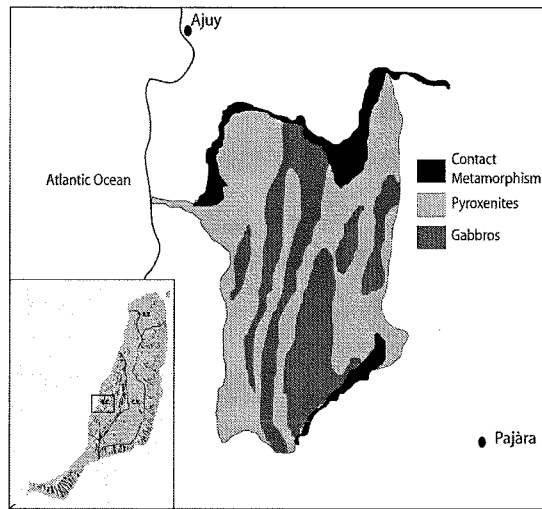


Fig. 1: Geological map of the Px1 gabbro-pyroxenite pluton. Modified from A. Hobson (unpublished).

Variations in rock types are identical from one gabbro-pyroxenite horizon to the next and can, on a smaller scale, also be seen in smaller sequences (on a metric and centimetric scale). On a large scale, rock facies variation is symmetrical around a main gabbroic horizon that is non-cumulative in its central part. As seen in Fig. 2, the two end-member facies are non-cumulative gabbro and olivine-rich clinopyroxenite. These are separated by different rock types derived from these two extreme compositional modes, from pure clinopyroxenite to plagioclase-rich clinopyroxenite. A preliminary mineralogical study of clinopyroxenes shows different core/rim crystal zonings from one micro-horizon to the next, revealing chemical variations linked to fractionation and to the existence or non-existence (due to compaction-linked expulsion) of trapped liquids and/or localised magma replenishment as expected in a multiple-pulsed system.

Preliminary results for whole-rock major- and trace-element analysis do not allow us to estimate the effects of residual trapped liquid on cumulate-mineral crystallising in this pluton. However incoming data should allow us to estimate these effects following Cawthorn's (1996) method. Pb, Sr and Nd isotopic determinations on non-cumulative gabbros and separated clinopyroxenes are under way; they will allow characterization of the initial magmatic source and possibly its evolution during the build up of the PX1 pluton. Hoernle et al. (1991) and Demény et al. (2004) have shown the influence of an enriched mantle component and possibly of a depleted mantle component on the HIMU hotspot source responsible for Canary Island volcanics.

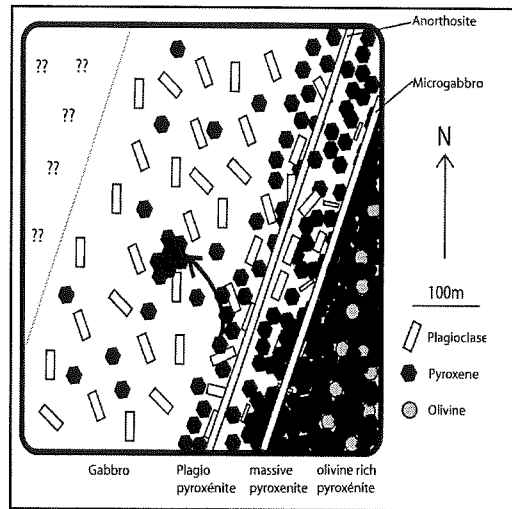


Fig. 2: Schematic drawing of the rock type variations found within PX1 micro-horizons.

References

- Cawthorn R. Grant, (1996): Models for incompatible trace-element abundances in cumulus minerals and their application to plagioclase and pyroxenes in the Bushveld Complex. *Contrib. Min Pet.* 123, pp 109-115.
- Demeny A., Vennemann T.W., Hegner E., Ahijado A., Casillas R., Nagy, Hommonay Z., Gutierrez M. & Szabo Cs. (2004): H, O, Sr, Nd and Pb isotopic evidence of recycled oceanic crust in the transitional volcanic group of Fuerteventura, Canary islands, Spain. *Chem. Geol.* 206, pp 35-54.
- Hoernle K., Tilton G. & Schmincke H-U. (1991): Sr-Nd-Pb isotopic evolution of Gran Canaria: evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary Islands. *EPSL* 106, pp 44-63.
- Muñoz M., Sagredo J., de Ignacio C., Fernandez-Suarez J. & Jeffries T.E. (2005): New data (U-Pb, K-Ar) on the geochronology of the alkaline-carbonatitic association of Fuerteventura, Canary islands, Spain. In press, *Lithos*.

S6-GA-1ks: L'évolution géodynamique de la chaîne paléozoïque du Tianshan

M. Faure¹, B. Wang^{1,2}, D. Cluzell, L. Shu², J. Charvet¹, K. de Jong¹, Y. Chen¹

¹ URM CNRS 6113 ISTO, Orléans, 45067 Orléans cedex 2.

² Département des Sciences de la Terre, Université de Nanjing, Nanjing, Chine.

La chaîne du Tianshan s'étend sur plus de 3000 km en Asie centrale, elle sépare le Tarim au Sud du Junggar et du Kazakhstan au Nord (Fig. 1a). La collision indienne est responsable du haut-relief actuel, mais l'architecture de la chaîne est due à plusieurs événements d'âge Paléozoïque. Classiquement, la chaîne du Tianshan est divisée en Tianshan Nord, Tianshan Central, Tianshan Sud et Bloc de Yili (Fig. 1b). Ce dernier est souvent considéré comme l'extension occidentale du Tianshan Central, mais nos données structurales, géochimiques et paléomagnétiques suggèrent que ces domaines et leurs limites doivent être redéfinis.

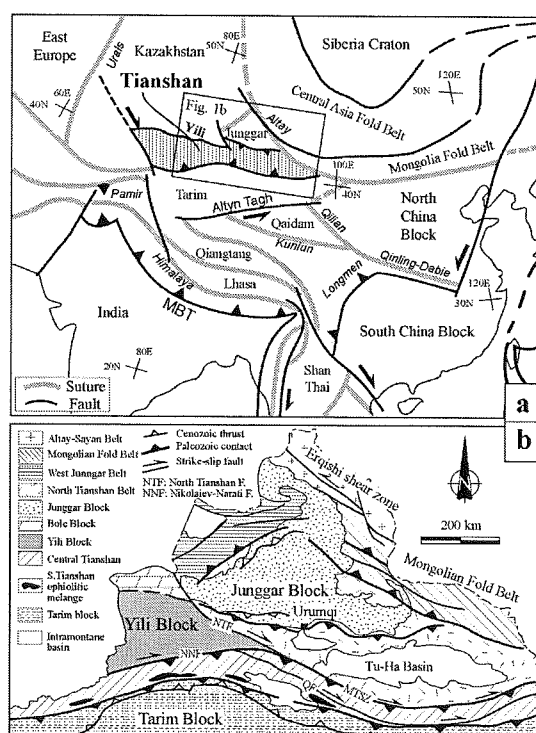


Fig. 1a: Situation de la chaîne du Tianshan en Asie centrale ; 1b: subdivisions de la chaîne en N. Tianshan, Yili, Tianshan Central, S. Tianshan, compris entre les grands blocs crustaux du Tarim et du Junggar.

Le **Tianshan Nord** est formé par des turbidites du Carbonifère supérieur et un mélange ophiolitique dont les radiolarites contiennent des microfaunes d'âge Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur. Cet ensemble représente un prisme d'accrétion formé pendant la subduction du bassin océanique du Nord Tianshan. Le charriage cénozoïque, vers le Nord, sur le bassin du Junggar, masque la véritable suture ophiolitique (Fig. 2). La limite sud du Tianshan Nord est la faille du N. Tianshan (NTF, Fig. 1). C'est un décrochement ductile dextre d'âge Permien.

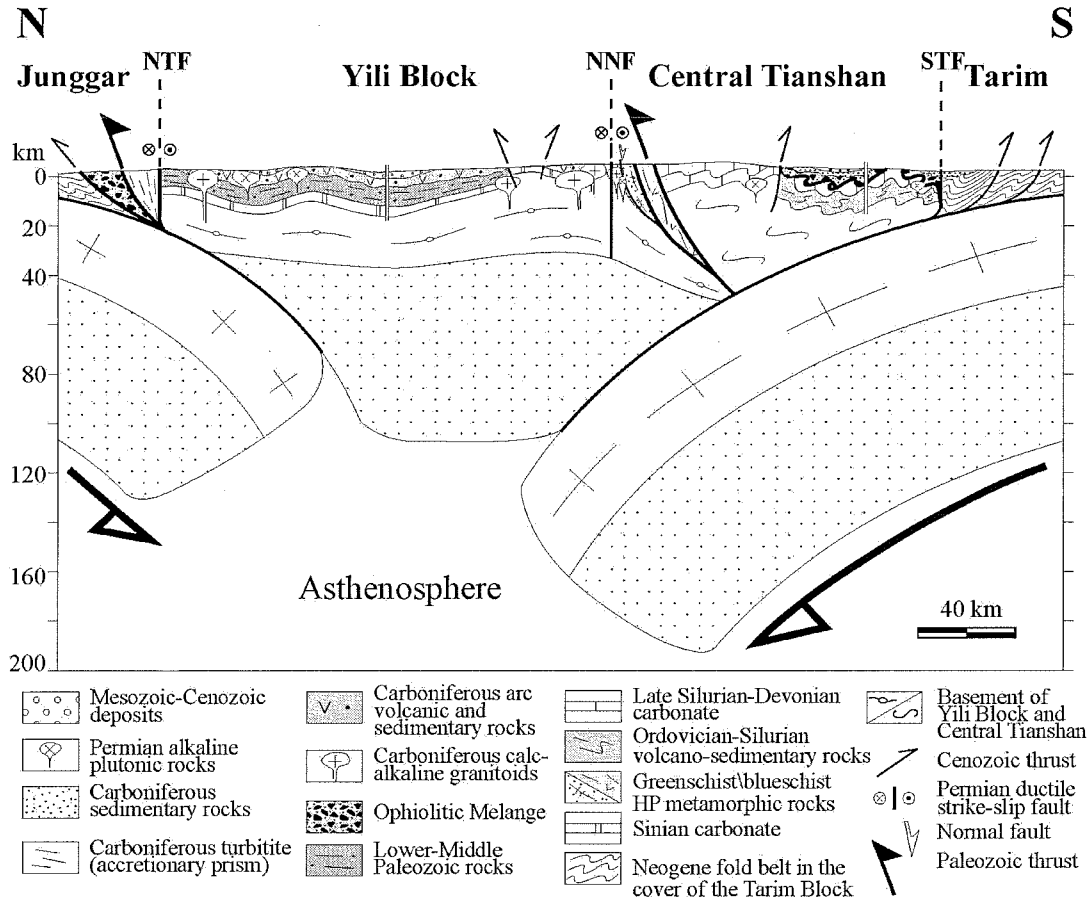


Fig. 2: Coupe à l'échelle lithosphérique montrant l'état actuel des subductions intracontinentales du Tarim et du Junggar. NTF: North Tianshan Fault, NNF: Nikolaiev-Nalati Fault, STF: South Tianshan Fault.

Au Sud de la faille du N. Tianshan, se développe un arc magmatique Dévonien-Carbonifère installé sur un socle continental protérozoïque et une plateforme sédimentaire paléozoïque inférieur qui constituent le Bloc de Yili. Les roches volcaniques d'âge Carbonifère sont très répandues sur le Bloc de Yili. Leurs caractéristiques pétrologiques et géochimiques montrent qu'il s'agit surtout d'andésites, de rhyolites et parfois de basaltes appartenant à la série calco-alkaline. Les importantes anomalies en Nb et Ta s'accordent avec des magmas liés à une subduction et les discriminations des HFSE placent ces roches dans le champ des arcs continentaux. Les études isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd indiquent que ces roches magmatiques sont issues d'un réservoir situé dans le manteau appauvri. Les formations sédimentaires de faible profondeur associées au magmatisme suggèrent que les roches magmatiques d'âge Carbonifère se sont formées sur une marge continentale active. Des datations ICP-MS-ablation laser de zircons issus de roches volcaniques et granitiques échantillonnés dans l'ensemble

du Bloc de Yili, indiquent des âges compris entre 360 et 310 Ma, (Dévonien à Carbonifère supérieur). Les données structurales, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques du Tianshan Nord et du Bloc de Yili sont en faveur d'une subduction de l'Océan Nord Tianshan vers le Sud, sous le Bloc de Yili responsable de la formation de l'arc magmatique Carbonifère et du complexe d'accrétion. La prolongation orientale du Nord Tianshan est l'arc de Bogda qui est composé de sédiments carbonifères, de volcanites et de granitoïdes. La cohérence temporelle et spatiale entre le complexe de subduction du Tianshan Nord et l'arc de Bogda suggère que la suture du Tianshan Nord se prolonge vers l'Est, où elle serait cachée sous l'arc de Bogda par le chevauchement tertiaire.

La limite sud du bloc de Yili est une zone polydéformée qui contient des roches métamorphiques de haute pression (HP), des mélanges ophiolitiques, un socle fait de roches métamorphiques crustales et de roches sédimentaires de plateforme. L'étude géologique détaillée le long de la rivière Kekesu révèle l'existence d'une déformation ductile formée avec un faible pendage. La linéation d'allongement subméridienne est associée à des critères cinématiques indiquant un cisaillement du Sud vers le Nord qui affecte des roches océaniques métamorphisées dans des faciès de HP (schistes bleus et éclogite) et des roches continentales correspondant à la bordure méridionale du bloc de Yili. Une déformation ductile extensive développée dans le faciès schiste vert résultant de la rétroformation des schistes bleus est également rencontrée. Des datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ par sonde laser de micas blancs dans des métapélites issues de schistes bleus rétroformés et de quartzites dans le faciès schistes verts donnent des âges compris entre 330 et 315 Ma qui sont interprétés comme l'âge de la fin de l'exhumation des roches de HP. Enfin, les roches métamorphiques sont recoupées par le décrochement ductile dextre de Nikolaiev-Nalati (NNF Figs. 1, 2).

La formation des roches de HP a été interprétée comme associée à une subduction vers le nord de l'Océan du Tianshan, également responsable du magmatisme d'arc de la partie sud du Bloc de Yili. Cependant, cette interprétation n'est pas étayée par nos données puisque le magmatisme d'arc du Bloc de Yili est significativement plus jeune que le pic du métamorphisme prograde de HP (antérieur à 350 Ma) et même que leur rétroformation carbonifère. En outre, l'analyse cinématique indique un cisaillement ductile vers le Nord. Ces données cinématiques sont en accord avec les observations structurales acquises plus à l'Est (région de Mishigou-Gangou au Sud de Urumqi). Cette unité formée de roches basiques et ultrabasiques et de sédiments marins profonds, métamorphisés dans les faciès HP et éclogite avant le Carbonifère, correspond à une suture ophiolitique entre le Bloc de Yili et le Tianshan Central (S1, Fig. 3). A l'Est d'Urumqi, le Bloc de Yili n'est plus reconnu, car les décrochements ductiles juxtaposent directement le Tianshan Nord et le Tianshan Central.

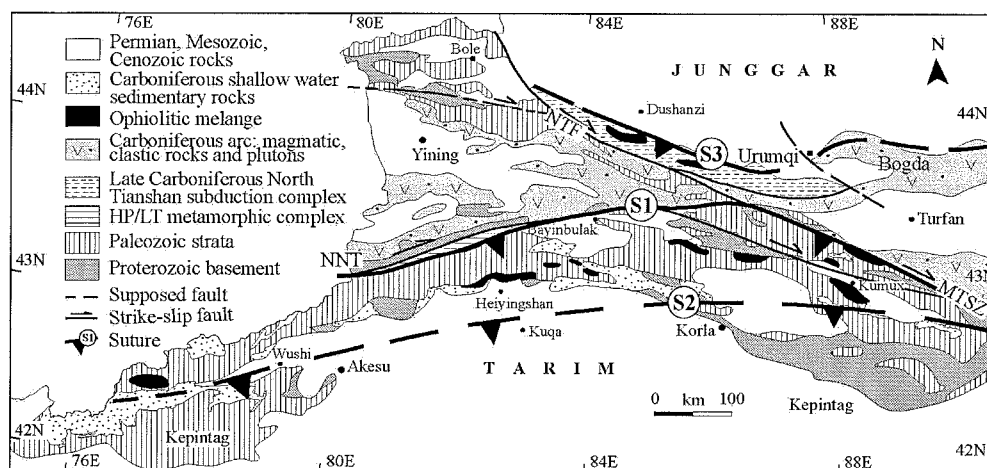


Fig. 3: Schéma structural simplifié de l'Ouest du Tianshan Chinois montrant les trois sutures S1, S2, S3.

Dans le Tianshan Central, l'arc magmatique Carbonifère n'existe pas, mais on y trouve un arc et des turbidites d'âge Ordovicien terminal-Silurien. Des calcaires et des grès du Carbonifère inférieur recouvrent en discordance l'arc Paléozoïque inférieur. La partie sud du Tianshan Central est formée de roches métamorphiques protérozoïques surmontées par une série de roches terrigènes et carbonatées d'âge Ordovicien, Silurien et Dévonien. Ainsi, le Tianshan Central représente un arc magmatique paléozoïque inférieur installé sur un substratum continental.

Sur le versant sud du Tianshan, (régions de Wushi, Heiyingshan, Kumux, Fig. 3), on rencontre un mélange ophiolitique contenant des blocs de radiolarites, calcaires, serpentinites, basaltes en pillows, diabases et gabbros. Ces derniers, datés à 390 Ma, ont une signature géochimique de bassin d'arrière arc. Les radiolarites contiennent des microfaunes du Tournaisien, la matrice pélitique des blocs n'est pas datée mais ce mélange est recouvert en discordance par des dépôts du Viséen. Par ailleurs, l'évolution de la plateforme carbonatée d'âge Ordovicien-Silurien du Tianshan Central vers des roches siliceuses (cherts rubanés et pélites siliceuses) suggère un approfondissement de cette marge continentale pendant le Dévonien inférieur à moyen. Ces données s'accordent avec l'existence d'un bassin marginal entre le Tianshan Central et le Tarim pendant le Paléozoïque inférieur et le Dévonien.

Les observations de terrain indiquent que le mélange du S. Tianshan est charrié du Sud vers le Nord sur les séries carbonatées dévoniennes du Tianshan Central. Cette déformation ductile s'est produite avant le dépôt des séries terrigènes et carbonatées du Carbonifère inférieur-moyen recouvrant en discordance le mélange ophiolitique et son substratum tectonique. Il faut cependant remarquer que les séries carbonifères sont elles-mêmes déformées par des plis, parfois synschisteux, à vergence Sud. Mais l'âge de cette déformation n'est pas établi avec certitude. Il est peut-être Cénozoïque, mais des âges compris entre le Permien et le Paléocène ne peuvent pas être écartés. Ce mélange ophiolitique a été interprété comme une nappe déplacée du Nord vers le Sud. Dans notre interprétation, il est au contraire, issu d'une suture méridionale qui sépare le Tianshan du Tarim (S2 in Fig. 3). En effet, sur la bordure septentrionale du Tarim dans les massifs de Kulukutag et Kepintag (Fig. 3), les roches du Dévonien présentent des faciès de grès rouges continentaux, et toutes les séries paléozoïques, (Carbonifère et Permien inclus), sont plissées, décollées et charriées vers le Sud pendant la tectonique néogène (Fig. 2).

Les limites des blocs de Yili et Tianshan Central ont été redéformées par des décrochements ductiles dextres. Nos datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (biotite et roche totale) des ardoises associées aux

failles NTF et NNT (Fig. 1) indiquent des âges de 270-250 Ma correspondant au mouvement de ces failles. Ces datations s'accordent avec les données disponibles sur la Faille Principale du Tianshan (MTSZ, Fig. 1). Ces mouvements coulissants sont associés à l'ouverture de pull-aparts et à un magmatisme intraplaque, représenté par des granites alcalins, des basaltes tholéïtiques continentaux et des rhyolites et tufs acides. Les décrochements permien apparaissent comme complètement indépendants de la tectonique de convergence N-S antérieure.

Enfin, un modèle simple de l'évolution du bloc de Yili et de l'ouest du Tianshan chinois est proposé (Fig. 4). Pendant l'Ordovicien et le Silurien inférieur, l'Océan Tianshan séparait le Bloc de Yili du Tianshan Central. Cet océan a commencé à se fermer par subduction vers le Sud pendant l'Ordovicien supérieur et le Silurien inférieur en produisant l'arc du Tianshan Central. L'océan Tianshan s'est fermé au Dévonien. La subduction océanique est suivie par la subduction continentale du Bloc de Yili sous le Tianshan Central. Elle est responsable de la formation des roches métamorphiques de HP. Simultanément à la fermeture de l'Océan Tianshan, une mer marginale s'ouvre au sud du Tianshan Central. Pendant le Paléozoïque inférieur, les dépôts de grès et de calcaires suggèrent que la marge nord du bloc de Yili était une marge passive. Entre le Dévonien terminal et le Carbonifère inférieur, à cause de la fermeture de l'Océan Tianshan, les blocs de Yili et du Tianshan Central formaient une seule masse continentale. A ce moment-là, les roches de HP sont exhumées et rétro-morphosées. La fermeture du bassin d'arrière arc est associée au charriage du mélange ophiolitique du Tianshan Sud. Simultanément, la subduction vers le sud d'un bassin océanique, appelé Océan Nord Tianshan, est responsable de la formation de l'arc magmatique de Yili et du complexe de subduction du Tianshan Nord. La subduction de l'Océan Nord Tianshan s'est achevée au Carbonifère supérieur avec la collision entre Bloc de Yili et le Junggar. A la fin du Carbonifère, la convergence subméridienne (par rapport aux coordonnées actuelles) est achevée. Tous les blocs continentaux sont alors soudés. Au Permien, les décrochements dextres d'ampleur plurikilométrique perturbent la géométrie initiale.

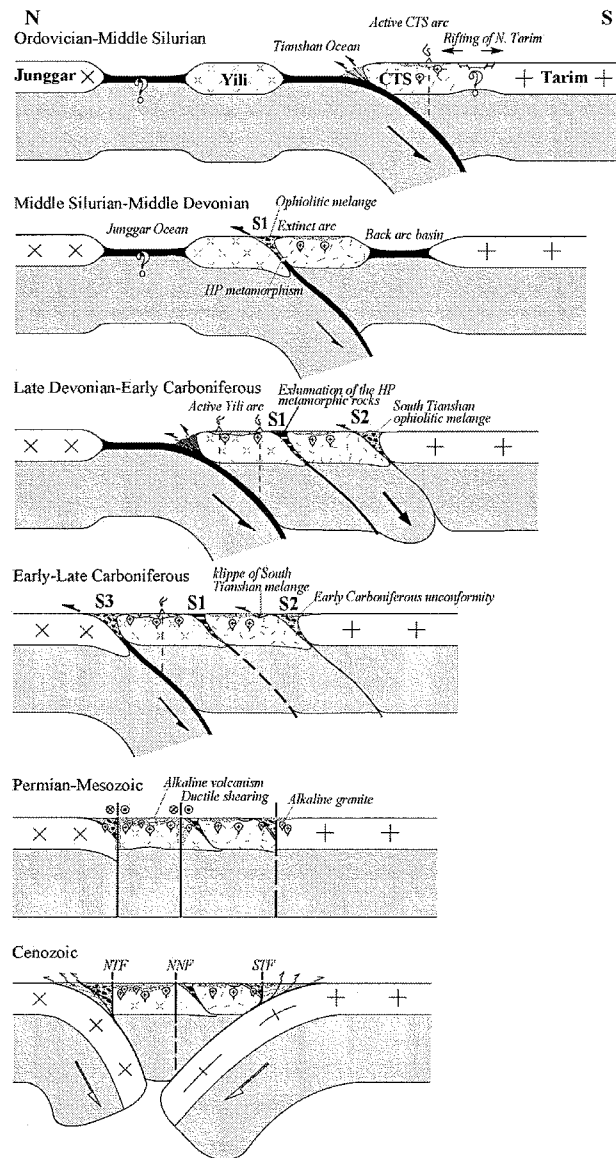


Fig. 4: Modèle d'évolution géodynamique du Tianshan. La convergence continentale paléozoïque entre Junggar et Tarim est accommodée par trois subductions diachrones vers le Sud.

S6-GA-2: Basalts from the Chiang Mai Belt (Thailand) inside the Shan Thai block: their importance in the understanding of the palaeotectonics of Southeast Asia

O.M. Ferrari¹, G.M. Stampfli¹, H. Lapiere†*

¹ Université de Lausanne, faculté des Géosciences et de l'Environnement, IGP, bâtiment Anthropôle, 1015 Lausanne.

Corresponding author: olivier-michel.ferrari@unil.ch

Thailand and adjacent areas are subdivided into four geological zones (Fig. 1), namely, from West to East, (I) the Cimmerian Sibumasu block, showing typical glaciomarine Carboniferous-Lower Permian sediments, (II) the Inthanon zone, (III) the Sukhothai zone and (IV) the Indochina block (Ueno, 1999; 2002, 2003). The divide between these blocks are respectively (I/II) the Tertiary strike-slip Mae Yuam fault, (II/III) the Chiang Rai Line or “cryptic suture” (Barr and Macdonald, 1991) and (III/IV) the Nan-Uttaradit Suture Zone.

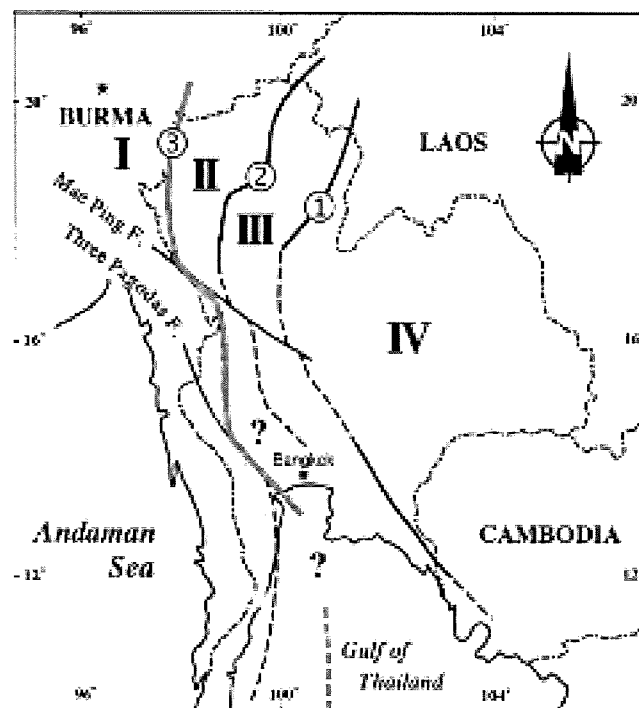


Fig. 1: Subdivision of Thailand into four zones; I: Sibumasu Block, II: Inthanon zone, III: Sukhothai zone, IV: Indochina Block, 1: Nan-Uttaradit Suture, 2: “cryptic suture”, 3: Mae Yuam fault. (modified after Ueno, 1999).

The Nan Uttaradit suture has long been considered as the Palaeotethys suture (Barr et al., 1986; Bunopas, 1981), but it is now widely accepted that this is not the case, due to the age range of the sediments found in this zone (Early Permian to Middle Triassic) and to the faunal affinities between the Sukhothai zone and the Indochina Block (Ueno and Hisada, 2001). However, controversies still exist about the location of the Palaeotethys suture.

Barr and MacDonald (Barr and Macdonald, 1991) proposed to place it along the Chaing Rai line, allowing the Lampang volcanic Belt to represent the arc related to this subduction. In fact, the Chiang Rai Line is a zone containing scattered mafic to ultramafic rocks, still poorly studied due to the outcrop conditions and weathering. As the geology East and West of the Line is clearly similar in terms of faunal affinities (typical equatorial faunas during the Carboniferous-Lower Permian contrary to the Sibumasu Block that shows glaciomarine features), Ueno and Hisada (2001) proposed to interpret the Inthanon zone as a nappe pile displaced from the East and overthrusting a Cimmerian basement. However, no structural nor metamorphic features allow us to support this hypothesis. Indeed, there are no evidences for the Chiang Rai line to represent a suture zone, and the northern equivalent of the Lampang volcanic belt (the Lincang-Jinghong volcanic belt) has been proved by Heppe (2004) not to be an arc but an embryonic back-arc rift, as already suggested by Barr et al. (2000).

We proposed a model (Fig. 2) in which the Tertiary Mae Yuam fault developed along the Upper Triassic Palaeotethys suture and in which the Inthanon and the Sukhothai zones form together a block detached from Indochina during the opening of the Nan-Uttaradit basin, in the Early Permian (Ferrari et al., in prep.). For this block we kept the name Shan-Thai, formerly used to define the region West of the Nan-Uttaradit suture, when the latter was considered to be the main Palaeotethys suture (Bunopas and Vella, 1978). This nomenclatural choice was made on the basis of the geographical extension of the block (Thailand and the Shan states in Burma), in order not to introduce new confusing terminology.

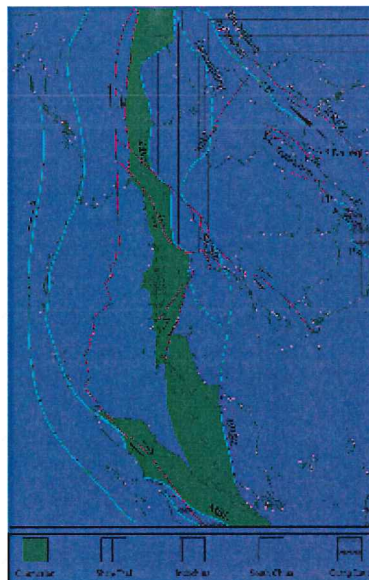


Fig. 2: Tectonic map of Southeast Asia, showing the continental blocks and the sutures. MSL: Median Sumatra Line, MYFZ: Mae Yuam Fault Zone, BRSZ: Bentong-Raub Suture Zone, SKSZ: Sra Kaeo Suture Zone, NSZ: Nan-Uttaradit Suture Zone, SC: Song Ca, TP: Tamky-Phuoc Son Suture, SM: Song Ma Line, Pk: Poko Suture, RRFZ: Red River Fault Zone.

On the basis of that, our interest now focuses in the Inthanon zone, inside the Shan Thai block. We consider this region as representing the long lived Palaeotethyan Northern margin. In fact, the stratigraphy of this zone, as well as its faunal affinities is in agreement with such an interpretation. The absence of sections showing typical syn-rift deposits makes the dating of the opening of the Eastern Palaeotethys Ocean quite imprecise. However, during the Silurian, the deposition of coeval basin and shelf sediments on the Shan-Thai block tends to indicate passive margin geometry with tilted blocks forming basins and highs, and suggesting that the extension began at that time. From the Devonian on, the sediments became more pelagic with graptolite shales and radiolarian cherts, accompanied during the Carboniferous and the Permian by the deposition of thick sequences of sandstone and shales containing coal. The same depositional environments persist until the late Triassic, before the deposition of the Mae Sariang flysch and molasse.

In the same area (Fig. 3), is located the Chiang Mai Volcanic belt, a scattered zone of Permo-Carboniferous volcanic rocks, extending from Chiang Rai, to the north-east, to the Thai-Burmese border, in the region of Mae Hong Son. It is located between the “Inthanon zone” and the “Sukhothai zone”, but mainly inside the Inthanon zone as the basalts are also found between Chiang Mai and Mae Hong Son. This belt has been interpreted in various ways in the last decades. Hutchinson (1975) interpreted it as an “uncertain ophiolite”, Bunopas and Vella (1978), as well as MacDonald and Barr (1978) attributed the volcanics to a remnant volcanic arc. Later on, Barr et al (1990) interpreted the belt as consisting essentially of basalts, related to a within plate continental rifting phase and not subduction related. Metcalfe (2002) named part of this belt (near Chiang Mai and Chiang Dao) “Chiang Mai Suture”, but, as noticed by Ueno (2002), this name was used by Copper et al. (1989) to define a line which corresponds more to the Chiang Rai line.

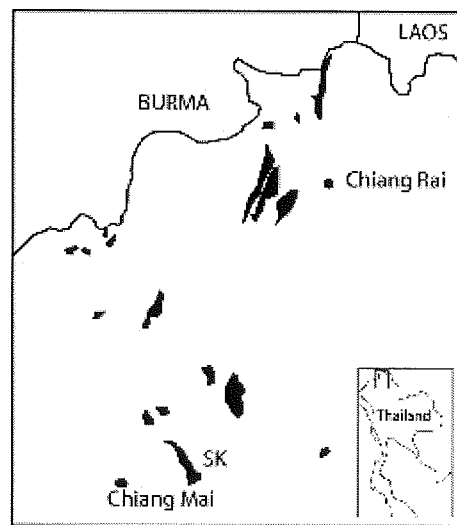


Fig. 3: Localization of the basalts of the Chiang Mai Belt. SK: San Kamphaeng.

These basalts are of different types; Barr et al. (1990) studied samples from drillholes made for geothermal exploration in San Kamphaeng, east of Chiang Mai (Chuaviroj et al., 1980; Japan-International-Cooperation-Agency, 1983) and identified porphyric amygdoidal basalts, lythic crystal tuff, with minor pillowed units and intrusive units. During our fieldwork, we noticed that they are characterized by the fact that, when their top is visible, they are capped by massive limestone of Visean age. This limestone is quite pure and contains no quartz grains, indicating that it was protected from the surrounding detritism, witnessed by the

Carboniferous shales and sandstones. Barr et al. (1990) suggested that these basalts are likely to be within plate, possibly set in an intracontinental rifting phase. In fact in the drillholes in San Kamphaeng, the basalts seem to rest in a graben-like structure, flanked by sedimentary rocks. Due to their emplacement and to the absence of detritism inside the limestone, we express the possibility that the basalts formed, at least locally, islands on the Palaeotethys passive margin, allowing carbonate platforms to develop.

The understanding of the tectonic setting of these basalts is a key in the understanding of the Early Carboniferous tectonic regime of Southeast Asia. In fact, discordances and magmatic events are described in Thailand and surrounding areas at that time. In the region of Loei, in Northeastern Thailand, Devonian-Carboniferous ocean floor tholeiites are found, forming the Loei belt, in which the volcanites are dated (Sr-Nd) by Intasopa and Dunn (1994) at 361 ± 11 Ma, whereas an Early Carboniferous angular unconformity is described between the Loei Group and the Saraburi group in the Khorat plateau (Chonglakmani and Helmcke, 2001; Mouret, 1994). In the Shan States of Burma, Bender (1983) describes a Devonian-Carboniferous hiatus that Wu (1993) puts into relation with the "basin and range morphology of Northwestern Thailand". In the Truong Son belt of Central Vietnam and in the Song Ma area, an angular unconformity has been mentioned at the base of the Visean (Fontaine and Workman, 1978; Morgunov, 1970).

These data led us to undertake geochemical studies and Sr-Nd-Pb isotopic analysis, which, together with our field observations and the dating of the limestone, will allow a better understanding of the tectonic regime that the Northern Palaeotethyan margin underwent during the Early Carboniferous.

References

- Barr, S. M., and A. S. Macdonald, 1991, Toward a late Palaeozoic-early Mesozoic tectonic model for Thailand: *Journal of Thai Geosciences*, v. 1, p. 11-22.
- Barr, S. M., A. S. Macdonald, G. R. Dunning, P. Ounchanum, and W. Yaowanoyothin, 2000, Petrochemistry, U-Pb (zircon) age, and palaeotectonic setting of the Lampang volcanic belt, northern Thailand: *Journal of the Geological Society of London*, v. 157 Part 3, p. 553-563.
- Barr, S. M., A. S. Macdonald, and W. Yaowanoyothin, 1986, Blueschist, "ophiolite", and paired metavolcanic belts in northern Thailand; tectonic interpretations, *in* Anonymous, ed., GAC, MAC, CGU; 1986 joint annual meeting; program with abstracts.: Program with Abstracts - Geological Association of Canada; Mineralogical Association of Canada; Canadian Geophysical Union, Joint Annual Meeting, v. 11: Waterloo, ON, Canada, Geological Association of Canada, p. 44.
- Barr, S. M., C. Tantisukrit, W. Yaowanoyothin, and A. S. Macdonald, 1990, Petrology and tectonic implications of upper Paleozoic volcanic rocks of the Chiang Mai Belt, northern Thailand: *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, v. 4, p. 37-47.
- Bender, F., D. Bannert, J. Brinckmann, F. Gramann, and D. Helmcke, 1983, *Geology of Burma: Beitrage zur Regionalen Geologie der Erde*, v. 16: Berlin-Stuttgart, Federal Republic of Germany, Gebrueder Borntraeger Verlagsbuchhandlung, 294 p.
- Bunopas, S., 1981, Paleogeographic history of western Thailand and adjacent parts of Southeast Asia - a plate tectonic interpretation., Victoria University of Wellington, New Zealand, 810 p.
- Bunopas, S., and P. Vella, 1978, Late Palaeozoic and Mesozoic structural evolution of northern Thailand; a plate tectonics model: *Proceedings of the Regional Conference on Geology, Mineral and Energy Resources of Southeast Asia (GEOSEA)*. p. 133-140.

- Chonglakmani, C., and D. Helmcke, 2001, Geodynamic evolution of Loei and Phetchabun regions; does the discovery of detrital chromian spinels from the Nam Duk Formation (Permian, north-central Thailand) provide new constraint?, *in* M. Santosh, and S. Dasgupta, eds., Special issue in honour of Prof. Masaru Yoshida., International Association for Gondwana Research. Osaka, Japan. 2001.
- Chuaviroj, S., S. Chaturongkawanich, and S. Sukowattanan, 1980, Geology of Geothermal Resources of Northern Thailand, part 1, Geological Survey Division, DMR, Thailand.
- Cooper, M. A., R. Herbert, and G. S. Hill, 1989, The structural evolution of Triassic intermontane basins in northeastern Thailand, *in* T. Thanasuthipitak, and P. Ounchanum, eds., Proceedings of the international symposium on Intermontane basins; geology and resources.: Chiang Mai, Thailand, Chiang Mai Univ., p. 231-242.
- Ferrari, O. M., C. Hochard, and G. M. Stampfli, in prep., An alternative plate tectonic constrained model for the Palaeozoic-Early Mesozoic Palaeotethyan evolution of Southeast Asia, with special attention to Northern Thailand, AAPG Special Publication, "Out of Tethys".
- Fontaine, H., and D. R. Workman, 1978, Review of the geology and mineral resources of Kampuchea, Laos and Vietnam.: Third Regional Conference on Geology and Mineral Resources of Southeast Asia, p. 541-603.
- Heppe, K., 2004, Plate Tectonic Evolution and Mineral Resource Potential of the Lancang River zone, Southwestern Yunnan, People's Republic of China: Doctoral thesis, Georg-August Universität, Göttingen, 115 pp p.
- Hutchinson, C. S., 1975, Ophiolite in Southeast Asia: Bulletin of the Geological Society of America, v. 86, p. 797-806.
- Intasopa, S., and T. Dunn, 1994, Petrology and Sr-Nd isotopic systems of the basalts and rhyolites, Loei, Thailand: Journal of Southeast Asian Earth Sciences, v. 9, p. 167-180.
- Japan-International-Cooperation-Agency, 1983, The San Kamphaeng Geothermal Development Project in the Kingdom of Thailand: Intern. report.
- MacDonald, A. S., and S. M. Barr, 1978, Tectonic significance of a Late Carboniferous volcanic arc in northern Thailand.
- Metcalfe, I., 2002, Permian tectonic framework and palaeogeography of SE Asia: Journal of Asian Earth Sciences, v. 20, p. 551-566.
- Morgunov, Y. G., 1970, Basic features of the tectonics of North Vietnam (translation from Russian): Int. Geol. Rev, v. 12, p. 1333-1345.
- Mouret, C., 1994, Geological history of Northeastern Thailand since the Carboniferous. Relations with Indochina and Carboniferous to early Cenozoic evolution model.: Proceedings of the International Symposium on Stratigraphic Correlation of Southeast Asia, p. 132-158.
- Ueno, K., 1999, Gondwana/ Tethys divide in East Asia; solution from late Paleozoic foraminiferal paleobiogeography, *in* B. Ratanasthien, and S. L. Rieb, eds., Proceedings of the International symposium on Shallow Tethys (ST) 5.: Proceedings of the International Symposium on Shallow Tethys, v. 5: [location varies], International, [publisher varies], p. 45-54.
- Ueno, K., 2002, Geotectonic linkage between West Yunnan and mainland Thailand: Toward the unified geotectonic evolution model of East Asia: Geodynamic processes of Gondwanaland-derived terranes in East and Southeast Asia. Their Crustal Evolution, Emplacement and Natural Resources Potential; Fourth Symposium of IGCP Project No. 411

- Ueno, K., 2003, The Permian fusulinoidean faunas of the Sibumasu and Baoshan blocks; their implications for the paleogeographic and paleoclimatologic reconstruction of the Cimmerian continent: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 193, p. 1-24.
- Ueno, K., and K. i. Hisada, 2001, The Nan-Uttaradit-Sa Kaeo Suture as a main Paleo-Tethyan suture in Thailand; is it real?, *in* M. Santosh, S. Biju Sekhar, and K. P. Shabeer, eds., *Rodinia, Gondwana and Asia.*, International Association for Gondwana Research. Osaka, Japan. 2001.
- Wu, G., 1993, Late Paleozoic tectonic framework and paleotethyan evolution in western Yunnan, China: *Scientia Geologica Sinica*, v. 2, p. 129-140.

Session 7

Adakites (S7-Ad)

S7-Ad-1ks: Adakites. Origine crustale ou mantellique ?

H. Martin¹

¹ Laboratoire Magmas et Volcans, OPGC - Université Blaise Pascal – CNRS, 5, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex (France).

Certainement dû à un effet de mode, ces dernières années on vu fleurir de très nombreuses études pétrogénétiques et géodynamiques sur les adakites. Tous ces travaux mettent en évidence l'existence de deux grandes familles d'adakites qui diffèrent non seulement par leur composition mais surtout par leur source et leur mécanisme de genèse.

Adakite et adakites

A l'échelle mondiale, il existe effectivement deux grandes familles d'adakites avec des signatures géochimiques contrastées (Martin et al. 2005):

1) Les HSA (High Silica Adakites) avec $\text{SiO}_2 > 60\%$, de faibles teneurs en Y et Yb, l'absence d'anomalie en Sr ; un K/Rb faible et un SiO_2/MgO élevé (Fig. 1). Elles proviennent directement de la fusion des basaltes hydratés de la croûte océanique subductée.

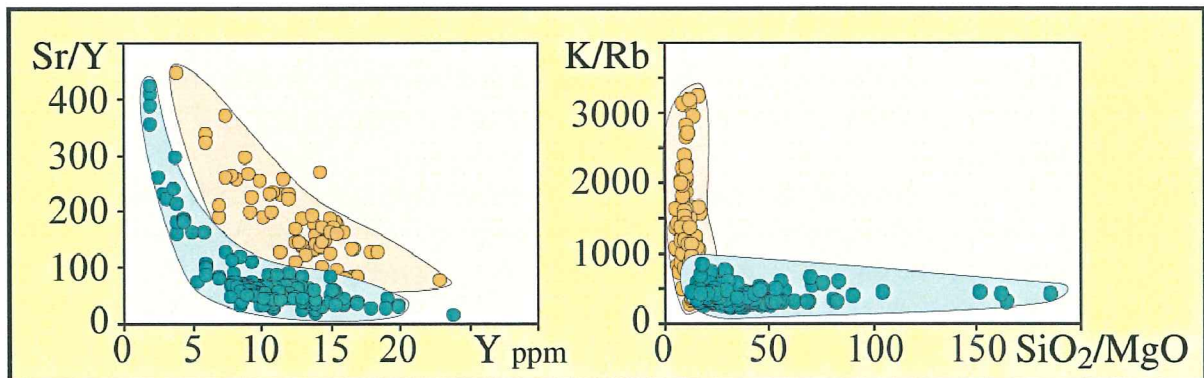


Fig. 1: Diagramme (Sr/Y) vs. Y (gauche) et (K/Rb) vs. (SiO_2/MgO) (droite) montrant quelques grandes différences entre LSA (points jaunes) et HSA (points verts).

2) Les LSA (Low Silica Adakites), avec $\text{SiO}_2 < 60\%$, aussi de faibles teneurs en Y et Yb, une forte anomalie positive en Sr ; un K/Rb élevé et un SiO_2/MgO bas (Fig. 1). Elles proviennent de la fusion d'une péridotite mantellique, préalablement métasomatisée par des magmas felsiques de type HSA.

Les Adakites pauvres en Silice (LSA)

Les adakites pauvres en silice sont de composition basaltique à andésitique, et globalement leur composition chimique en éléments majeurs et en traces est compatible avec une origine par fusion d'une péridotite mantellique. A titre d'exemple, globalement, leur composition chimique est très semblable à celle des magmas d'arc calco-alcalins (Fig. 2) qui proviennent eux aussi de la fusion d'une péridotite mantellique ; celle-ci ayant été métasomatisée par les fluides issus de la déshydratation de la croûte océanique subductée.

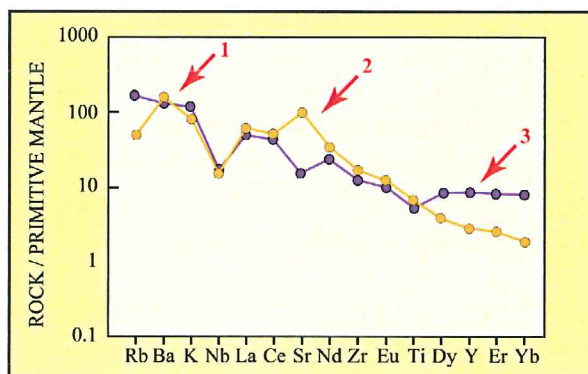


Fig. 2: Diagramme multi-élémentaire normé au manteau primitif montrant les principales différences existant entre les LSA et les magmas calco-alcalins classiques d'arc.

Cependant les LSA diffèrent des magmas calco alcalins classiques par un certain nombre de caractères:

1) Les LSA ont des K_2O/Na_2O plus faibles, et d'une manière générale sont plus pauvres en Rb et K. Ceci est interprété comme reflétant l'enrichissement en K et Rb de la péridotite mantellique par les fluides issus de la déshydratation de la croûte océanique subductée. Les HSA, relativement pauvres en K_2O ne permettent pas d'enrichir autant la péridotite.

2) Contrairement aux magmas calco-alcalins classiques les LSA possèdent une forte anomalie positive en Sr. Les HSA contiennent en moyenne 560 ppm Sr et sont donc à même de significativement enrichir le coin du manteau en cet élément ; ce qui n'est pas le cas des fluides aqueux.

3) Les LSA sont pauvres en HREE ce qui est classiquement interprété comme reflétant la présence de grenat résiduel lors de la fusion de leur source.

Le paradoxe des faibles teneurs en HREE

Lors de la fusion d'une péridotite mantellique tous les minéraux résiduels ont $KD_{Yb}^{min/liq} \ll 1$ de telle sorte que l'Yb affiche un comportement fortement incompatible (une dacite d'arc moyenne contient 4.4 ppm Yb). La teneur moyenne en Yb d'une péridotite est de 0.37 ppm et celle d'une HSA de 0.93 ppm. En conséquence l'adjonction de HSA au manteau, au lieu de faire baisser la teneur en Yb au contraire la fait augmenter.

En d'autres termes, les faibles teneurs en HREE des LSA impliquent nécessairement l'existence de phases résiduelles avec $KD_{Yb}^{min/liq} \gg 1$; à haute pression cette phase peut être un grenat. Toutefois, le grenat sera l'une des toutes premières phases minérales à fondre et en conséquence n'étant plus au résidu, les magmas produits ne seront pas appauvris en HREE.

Prouteau et al. (2001) ont montré que les magmas acides étaient des agents métasomatiques de 10 à 15 fois plus efficaces que les fluides aqueux. En conséquence il vont pouvoir par réaction avec les minéraux de la péridotite donner naissance à des paragenèses métasomatiques à : pyroxène+ grenat+richtérite+phlogopite. Dans une telle configuration, l'amphibole puis le phlogopite fondent en premier permettant au grenat de rester stable plus longtemps dans le résidu. L'amphibole disparaît la première expliquant ainsi les rapports K/Rb élevés des LSA. De plus Dalphé et Baker (2000) ont montré que la fusion de l'amphibole se faisait selon la réaction amphibole → clinopyroxène (10%) + grenat (30%) + liquide (60%), réaction qui permet d'accroître encore la quantité de grenat résiduel. Dans ces conditions, le grenat peut rester dans le résidu de fusion de la péridotite pendant une période suffisamment longue pour que des magmas appauvris en HREE (LSA) soient produits.

Paradoxalement ce n'est donc pas l'adjonction directe de HSA à la péridotite mantellique qui donne aux LSA leur caractère adakitique (Yb faible). Ce sont en fait les réactions métasomatiques qui permettent au grenat de rester stable plus longtemps lors de la fusion de la péridotite ; l'effet des HSA n'est donc qu'indirect.

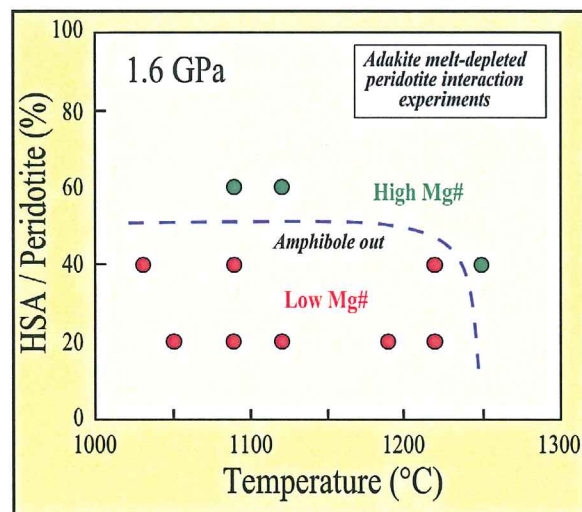


Fig. 3: Diagramme HSA/péridotite vs. Température montrant les résultats des travaux de pétrologie expérimentale démontrant le rôle primordial joué l'amphibole dans la composition des magmas en équilibre avec un manteau métasomatisé par des HSA.

Les travaux de pétrologie expérimentale de Rapp et al. (1999) ont montré que c'était le rapport magma adakitique/péridotite, qui régissait la composition du magma adakitique final. Lorsque ce rapport est élevé, par exemple parce que, le taux de fusion des basaltes subductés est important, alors, une partie de ces magmas interagit avec la péridotite mais une autre grande partie atteint la surface et se met en place sous forme de HSA. Au contraire lorsque ce rapport est bas, par exemple pour cause de faible taux de fusion de la plaque subductée, alors tout le magma adakitique est consommé par réaction métasomatique avec la péridotite. C'est alors la fusion ultérieure de cette péridotite métasomatisée qui donnera naissance aux LSA.

Références

- Dalpe, 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. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 140, 233-250.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.-F. et Champion, D., (2005). An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79 (1-2): 1-24.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R.C., 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, 410, 197-200.
- 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. *Chem. Geol.*, 160, 335-356.

S7-Ad-2: Miocene Adakitic intrusions in the Western cordillera of Ecuador

A. Amortegui¹, H. Lapierre¹, C. Somers¹, E. Jaillard^{1,6}, F. Bussy³, and P. Brunet⁵

¹LGCA,UMR-CNRS-5025-OSUG, University Grenoble I. B. 53 38041 Grenoble.

³Institute of Mineralogy and Geochemistry, BFSH-2, University of Lausanne, Lausanne.

⁵LMTG, OMP-DTP, 14 Av. E. Belin, F. 31400 Toulouse.

⁶IRD - LMTG, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 Av. Edouard Belin, 31400 Toulouse.

Keywords: Adakite, shallow level intrusions, partial melting, Andean crustal root, Ecuador

Introduction

Ecuador is part of the northern Andes, which comprise accreted oceanic terranes on their western part. In Ecuador, these terranes are underplated, and form the crustal root of the Western Cordillera (Guillier et al. 2001). On the other hand, Recent arc magmatism is marked by abundant volcanic rocks of adakitic affinity (Bourdon et al. 2002, 2003). This led to the hypothesis that the adakitic products derive from the partial melting of the deeply buried accreted oceanic material (Arculus et al. 1999, Beaudon et al. 2005).

The aim of this paper is to present new geochemical results on Miocene intrusions sampled in the Western Cordillera (Fig. 1), in order to check whether adakites occur, and if so, to constrain their origin.

Sampling

11 intrusions have been sampled west of Latacunga, and near Guaranda, i.e. south of the Pichincha volcano and East and South of the Chimborazo volcano, where recent adakites are abundant (Kilian et al. 1995, Bourdon et al. 2002). In the Latacunga area, some intrusions yielded 6.3 ± 0.7 Ma, and all studied rocks crosscut the Zumbagua Fm, of Middle to Late Miocene age (Hughes et al. 1998). In the Chimborazo area, some of the studied intrusions crosscut the Zumbagua Fm ($\approx 17-8$ Ma, McCourt et al. 1998), while others are injected within major Miocene faults that crosscut Oligocene rocks. Additionally, a small granodioritic stock yielded farther East a 10.1 ± 0.2 Ma (McCourt et al. 1998). Therefore, the age of the studied samples are probably of Middle to Late Miocene age.

Petrography

The intrusions are hypovolcanic stocks, which range in composition from microgabbros to tonalites and dacites, through microdiorites. The microgabbros are formed of abundant cpx, opx and amphibole phenocrysts. The microdiorites differ from the microgabbros by the presence of green or brown zoned amphiboles, coexisting in some facies with plagioclase phenocrysts. Among the most differentiated rocks, represented by tonalites and dacites, biotite and quartz phenocrysts are observed.

Geochemistry

All these shallow level intrusions are characterized by LREE-enriched patterns ($3.50 \leq \text{La}/\text{Yb}_N \leq 10.17$), Nb and Ta negative anomalies ($1.70 \leq \text{La}/\text{Nb} \leq 4.06$). Their Sr/Y ratios range from 30.17 to 107.88. These features are typical of calc-alkaline melts. Among these rocks, some fall in the range of adakites ($\text{Sr}/\text{Y} \geq 45$, Fig. 3). Compared with the recent adakites from the Pichincha volcano, the Miocene adakites show similar primitive mantle normalized patterns (Fig. 2).

In the Sr/Y vs. Y (ppm) diagram, the hypovolcanic Miocene intrusions show a trend between calc-alkaline rocks and adakitic s.s. melts (Fig. 3). This trend is often observed in present-day calc-alkaline adakitic suites.

Discussion, conclusions

Among the analyzed rocks, most exhibit adakitic affinities. In spite of the lack of complementary chronological data, this suggests that adakitic magmas do not occur only in Recent times, but also probably in the Late Miocene. Therefore, their genesis is not necessarily related to flat slab subduction induced by the subduction of the Carnegie Ridge (Bourdon et al. 2003), which is considered as no older than 5 Ma. Moreover, flat slab subduction does not occur north of 4°S (Guillier et al. 2001).

As a consequence, we propose an alternative hypothesis for the genesis of adakitic melts. The latter could derive from the partial melting of the deep mafic root of the Western Cordillera, as supported by the high geothermal gradient evidenced by metamorphic assemblages (Amórtégui et al., this volume).

References

- Amórtégui, A., Lapierre, E., Jaillard, J.-E., Martelat, D., Bosch, F., Buss, A., Demant, P., Brunet, 2005. Accreted oceanic fragments below the Western Cordillera of Ecuador. 6th ISAG Extended Abstract, this volume.
- Arculus, R.J., Lapierre, H., Jaillard, É. (1999). A geochemical window into subduction-accretion processes: the Raspas Metamorphic Complex, Ecuador. *Geology*, 27, 547-550.
- Beaudon E., Martelat J.-M., Amórtégui A., Lapierre H., Jaillard E. (2005). Métabasites de la cordillère d'Equateur, témoins du soubassement océanique des Andes d'Equateur, C. R. Geosciences, in press.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Samaniego, P., Robin, C., Bollinger, C. and Cotten, J., 2002. Slab melting and slab melt metasomatism in the Northern Andean Volcanic Zone: adakites and high-Mg andesites from Pinchincha volcano (Ecuador). *Bull. Soc. Géol. France*, 173, 195-206.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Hall, M.-L. and Cotten, J., 2003. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 205, 123-138.
- Guillier, B., Chatelain, J.-L., Jaillard, É., Yepes, H., Poupinet, G. & Fels, J.-F. (2001). Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in Central-Northern Ecuador (South America). *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3749-3752.
- Hughes, R.A., Bermúdez, R. & Espinel, G. (1998). Mapa geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 0°-1°S, escala 1:200.000. CODIGEM-Min. Energ. Min.-BGS pubs., Quito, Nottingham.

- Jaillard E., Hérail G., Monfret T., Diaz Martinez E., Baby P., Lavenu A., Dumont J-F. (2000). Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile, in: U.G. Cordani et al. (Eds.), Tectonic evolution of South America, Publ. 31st Int. Geol. Cong. Rio de Janeiro, 481-559.
- Kilian, R., Hegner, E., Fortier, S., Satir, M., 1995. Magma evolution within the accretionary mafic basement of Quaternary Chimborazo and associated volcanoes (Western Ecuador). *Revista Geol. Chile*, 22, 203-218.
- McCourt, W.J., Duque, P., Pilatasig, L.F., Villagómez, R. (1998). Mapa geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 1° - 2°S., escala 1/200.000. CODIGEM-Min. Energ. Min.-BGS publ., Quito.

S7-Ad-3: Origine de la diversité pétrologique des laves plio-quadernaires de Basse Californie : l'exemple de l'île San Esteban (golfe de Californie, Mexique)

T. Calmus¹, C. Pallares², H. Bellon², R. C. Maury², E. Pérez Segura³, A. Aguilón Robles⁴, A. L. Carreño⁵, J. Bourgois⁶, J. Cotten² et M. Benoit²

¹ Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, UNAM, 83000, Hermosillo, Mexique.

² Unité Mixte de Recherche 6538, Institut Universitaire Européen de la Mer, Université de Bretagne Occidentale, 29238 Brest Cedex 3, France.

³ Centro de Geociencias, UNAM, Juriquilla, Mexique.

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

⁵ Instituto de Geología, UNAM, 04510, México D.F., Mexique.

⁶ Géosciences Azur (UPMC-UNSA-CNRS-IRD), BP48, 06235 Villefranche-sur-Mer, France.

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 (Fig. 1). Ainsi, des basaltes tholéitiques de type N-MORB constituent les îles Tortuga (<1,7 Ma) et San Luis, et sont également représentés dans le bassin de Guaymas. Des adakites âgées de 4,9 Ma sont signalées dans l'île de Santa Margarita. A terre, le type magmatique dominant correspond aux andésites magnésiennes ou "bajaites", très abondantes dans les champs volcaniques de Jaraguay, San Borja, San Ignacio et La Purisima où leurs âges varient de 5,07 Ma à 0,20 Ma. Des basaltes alcalins d'âge Pléistocène-Holocène constituent par ailleurs le champ volcanique de San Quintin. Cependant, le volcanisme calco-alcalin se manifeste épisodiquement, entre 4,32 Ma et l'Holocène, dans l'île Coronados, le volcan de Mecenares, la province volcanique de Puertecitos, le complexe volcanique de Reforma-El Aguajito, le volcan actif de Tres Virgenes, et l'île San Esteban [Desonie, 1992], objet de cette étude.

L'île San Esteban, d'une superficie de 43 km², se situe dans la partie centrale du golfe de Californie (28° 41' 50"N et 112° 34' 2"W). Elle a un relief très accidenté et comporte quatre unités géologiques (Fig. 2). De la base vers le sommet, on observe (1a) l'unité 1, constituée de coulées pyroclastiques et de coulées massives d'andésite à pyroxène visibles ~~de le long des côtes ouest et nord-ouest~~; (2b) l'unité 2, ensemble de coulées, de dômes et d'intrusions dacitiques reposant en discordance angulaire sur l'unité précédente; (3c) l'unité 3, ~~sédimentaire, des constituée de niveaux de~~ sédiments marins de faible profondeur, très peu consolidés, contenant des foraminifères planctoniques pliocènes (*Neogloboquadrina acostaensis*, *Neogloboquadrina dutertrei*); ~~et enfin~~ (4d) enfin, l'unité 4, ~~faite constituée de~~ dépôts pyroclastiques dacitiques en contact discordant avec les sédiments (Fig. 2). Les roches volcaniques et les sédiments de l'île San Esteban sont généralement basculés et affectés par un réseau de failles normales liées à l'ouverture du Golfe de Californie. D'après Stock [2000] et Nagy et Stock (2000), l'extension correspondante s'est produite entre 4 et 2 Ma dans la partie sud du bassin de Tiburon.

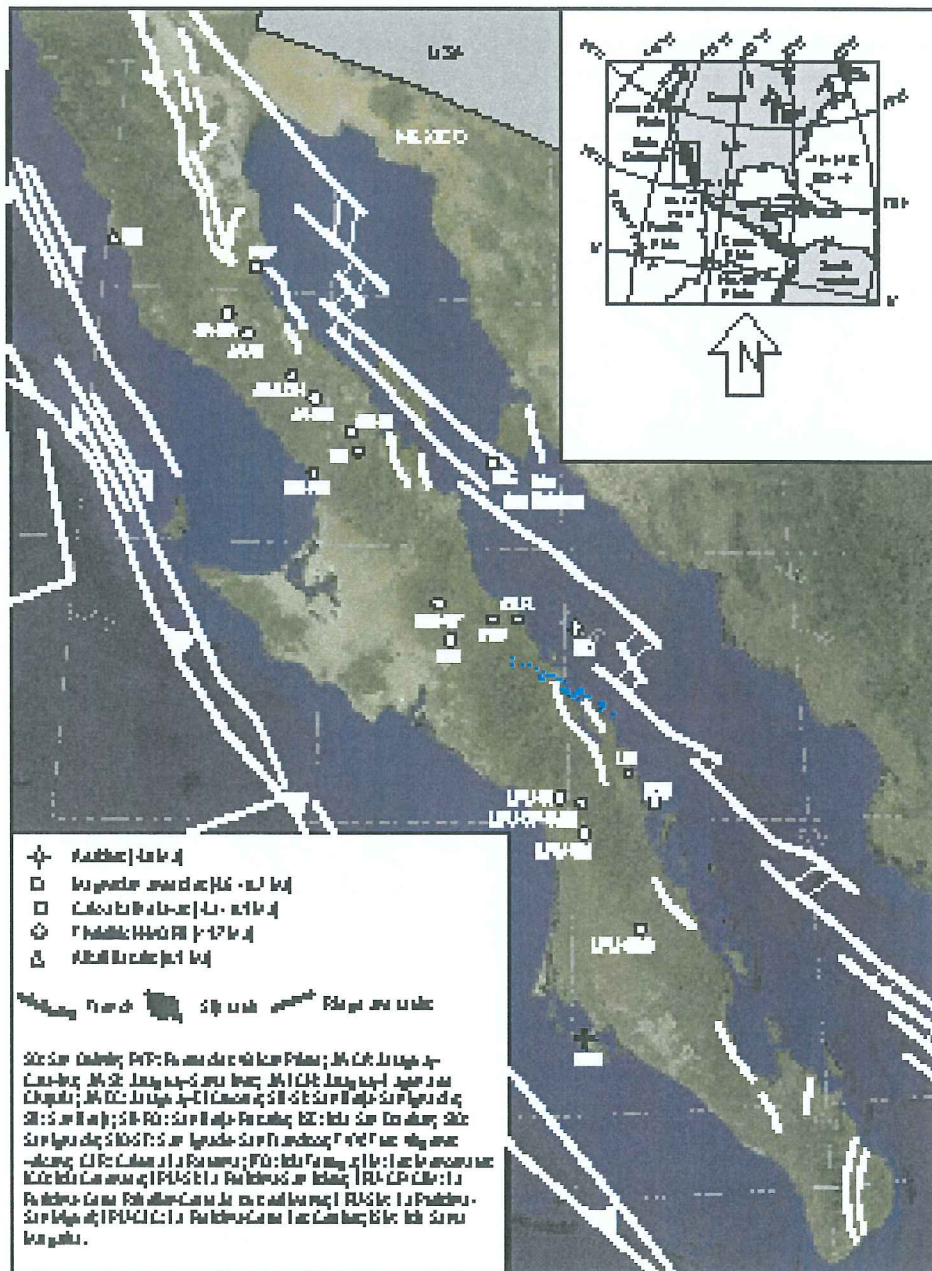


Fig. 1: Localisation du volcanisme plio-quadernaire de Basse Californie.

Les laves de San Esteban sont de type calco-alcalin modérément potassique, et incluent des andésites basaltiques (rares), des andésites et des dacites. Ces laves ont été datées sur roche totale par la méthode Potassium - Argon. Une coulée rhyolitique a également été signalée (Desonie, 1992). Deux lignées géochimiques légèrement différentes peuvent être distinguées sur la base de la distribution des éléments en traces incompatibles, et en particulier sur les spectres multiélémentaires normalisés au manteau primitif. La première lignée, typiquement calco-alcaline, correspond principalement aux andésites de l'unité 1 ainsi qu'à certaines dacites de l'unité 2, ces laves étant datées entre 4,4 et 3,4 Ma. La seconde lignée, mise en place de 4,1 à 2,5 Ma, regroupe la plupart des dacites de l'unité 2 et les dacites récentes de l'unité 4. Par rapport à la précédente, elle se caractérise par des teneurs plus faibles en Y et terres rares lourdes, ainsi que par des anomalies positives en Sr sur les spectres multiélémentaires. Dans le diagramme (Sr/Y) / Y, les laves de cette seconde lignée se regroupent principalement dans

le champ des roches adakitiques défini par Defant et Drummond (1990). La mise en place plus ou moins synchrone des laves des deux lignées suggère qu'elles dérivent de sources voisines, présentant une empreinte adakitique d'intensité variable.

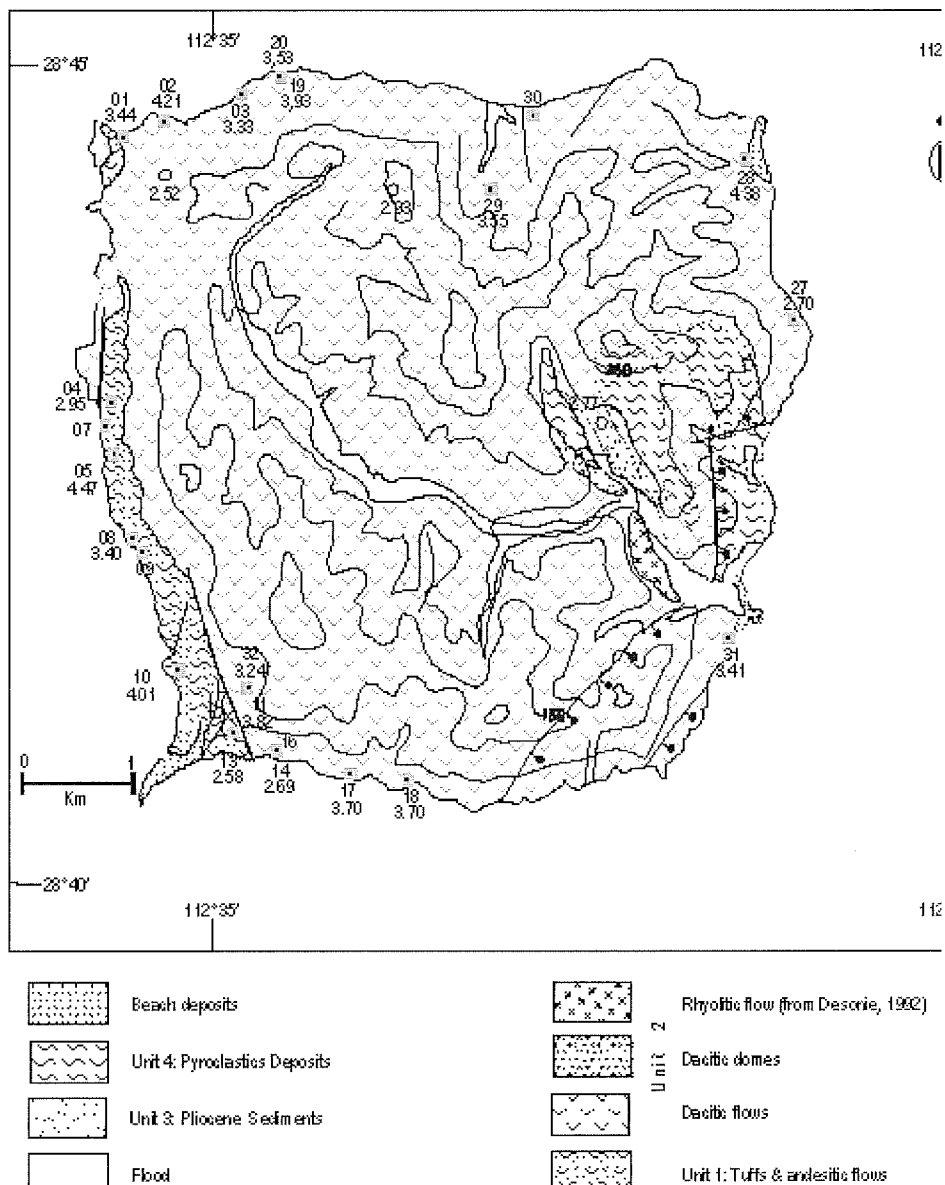


Fig. 2: Carte géologique simplifiée de l'île San Esteban.

Nous proposons un modèle génétique basé sur la fusion partielle, dans un contexte de flux thermique élevé lié à l'ouverture du golfe de Californie durant le Pliocène, de sources mantelliques héritées de l'évolution géodynamique complexe antérieure de la Péninsule. La Basse Californie a en effet connu au Miocène un long épisode de subduction, qui s'est terminé vers 12,5 Ma par la rupture de la plaque plongeante. Cet événement a provoqué la fusion partielle de la jeune croûte océanique constituant les lèvres de la déchirure. Les magmas adakitiques ainsi formés ont été en grande partie consommés par des réactions métasomatiques impliquant le manteau lithosphérique, aboutissant à la genèse des sources potentielles des andésites magnésiennes ("bajaites"), des laves calco-alcalines et des laves à tendance adakitique (San Esteban, Tres Virgenes).

Références

- Defant, M.J. and Drummond, M.S. (1990), Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. – *Nature*, 347, 662-75-96. 665.
- Desonie, D. L. (1992). Geologic 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.
- Nagy, E. A. and Stock, J. M. (2000). Structural controls of the continent-ocean transition in the northern Gulf of California. – *Journal of Geophysical Research*, 105, 16251-16269.
- Stock, J. M., (2000). Relation of the Puertecitos Volcanic Province, Baja California, Mexico, to development of the plate boundary in the Gulf of California, *In* : H. Deldado-Granados, G. J. Aguirre-Diaz and J. M. Stock, Eds., *Cenozoic Tectonics and Volcanism in Mexico*. – *Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 334*, 143- 156.

S7-Ad-4: Geochemistry and temporal evolution of Neogene magmatism in the Baguio gold-copper mining district (Northern Luzon, Philippines)

M. Polvé¹, R. C. Maury², S. Jago³, H. Bellon², G. P. Yumul Jr.^{4,5}, B. Payot⁴, R. A. Tamayo Jr.⁴ and J. Cotten²

¹ LMTG-UMR5563, CNRS/IRD/Université Toulouse 3.14 Av. E. Belin. 31400 Toulouse, France.

²UMR 6538 Domaines Océaniques, Université de Bretagne Occidentale, 6, avenue Le Gorgeu, C.S. 93837, 29238 Brest Cedex 3, France.

³ Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), 1A, rue de la Férellerie, 45071 Orléans, France.

⁴ National Institute of Geological Sciences, University of the Philippines, Diliman, 1101 Quezon City, Philippines.

⁵ Philippine Council for Industry and Energy Research and Development-DOST, Gen. Santos Avenue, Bicutan, 1631 Taguig, Philippines.

Documenting geochemical variations of island arc magmas is a potentially useful way to investigate the nature of the mantle or crustal sources involved in their genesis, and eventually to identify tectonic events which induced changes in the contribution of these sources. Most of the published studies concern spatial variations (either along-arc or across-arc), and there are comparatively few studies dealing with temporal variations, either in a whole arc or in a given location within this arc. The northern part of the Luzon arc, which extends from Northern Luzon to Taiwan through the Babuyan and Batan archipelagos (and which has been referred to as the Bashi segment, Yang et al., 1996), has been rather extensively investigated from a geochemical point of view. Most of these studies have dealt with along-arc variations. They have shown that the increase, from south (Baguio District in Northern Luzon) to north (Batan archipelago and Luta, Lanyu and Hsiaolanyu islands), of incompatible element contents and radiogenic Sr and Pb coupled with the decrease in radiogenic Nd, traduces an increasing subducted sediment contribution complicated by a change in the nature of these sediments.

Temporal variations have been discussed by Maury et al. (1998) and Sajona et al. (2000) who showed that the increase through time of most incompatible elements in Batan lavas traduces their progressive input into the mantle wedge coupled with a change in the nature of the metasomatic agent (from hydrous fluids to adakitic melts). However, despite the fact that the Luzon arc activity started during the Middle Miocene in Taiwan (ca. 16-15 Ma, Richard et al., 1986a), the above-mentioned geochemical studies did not include old samples (with the exception of a 9.36 Ma old lava from Batan, Richard et al., 1986b), simply because the volcanic islands north of Luzon are mostly younger than 6.5 Ma.

The district of Baguio, located in the Central Cordillera of Northern Luzon, is one of the major mining districts of the Philippines. Porphyry copper and epithermal gold mineralizations are associated with Early Miocene to Plio-Quaternary calc-alkaline and adakitic intrusions. Due to the rugged morphology of the area and the number of mines, it is a privileged target to investigate geochemical variations associated to a long and rather complex subduction history.

Systematic sampling, K-Ar dating, major, trace elements and Sr, Nd, Pb isotopic analyses of fresh magmatic rocks have been performed and allowed us to distinguish, within the adakitic group, 2 sub-groups following Jago et al, (2005): intermediate adakites and typical adakites. Most of the studied rocks plot in the fields of either low-K or medium-K series, the adakitic samples having K_2O contents quite similar to that of their calc-alkaline counterparts. These three types: typical adakites, intermediate adakites and normal calc-alkaline rocks coexist both in space and time.

K-Ar dating (Maletterre, 1989; Margoum, 2002; Sajona, 1995; Payot et al, 2006 + unpublished data) allows to recognize three magmatic pulses: an Early Miocene phase (21.2 to 18.7 Ma), a Middle to Late Miocene phase (15.3 to 8 Ma) and finally a Plio-Quaternary event (3 to 1 Ma).

1) The first phase emplaced evolved calc-alkaline magmas, essentially within the Agno Batholith complex, and is thought to be related to the westward-dipping subduction of the West Philippine Basin.

2) After a quiescence period during which the Kennon limestone was deposited, magmatic activity resumed at 15.3 Ma, in connection with the start of the subduction of the South China Sea along the Manila Trench. It emplaced first petrogenetically related and relatively unradiogenic low-K calc-alkaline lavas and intermediate adakites. Temporal geochemical patterns observed from 15.3 to 1 Ma include progressive enrichment in K and other Large Ion Lithophile Elements, increase in radiogenic Sr and Pb and corresponding decrease in radiogenic Nd. These features are thought to reflect the progressive addition to the Luzon arc mantle wedge of incompatible element largely inherited from South China Sea sediments.

3) The origin of the long quiescence period from 8 to 3 Ma, remains problematic. We suggest that it might represent a local consequence of the docking of the Zambales ophiolitic terrane to Northern Luzon.

4) Then, magmatic activity resumed at 3 Ma, emplacing chemically diversified rocks ranging from low-K to high-K and including a large proportion of intermediate adakites, especially during the Quaternary (dacitic plugs). We tentatively relate this diversity to the development of a slab tear linked with the subduction of the fossil South China Sea ridge beneath Baguio area.

References

- Jago, S., Maury, R.C., Polve, M., Yumul, G.P. Jr., Bellon, H., Tamayo, R.A. Jr. and Cotten, J. (2005) Geochemistry of adakites from the Philippines: constraints on their origins. *Res. Geol.*, 55, 163-187.
- Maletterre, P. (1989) Contribution à l'étude géologique de la frontière occidentale de la plaque de la Mer des Philippines. Histoire sédimentaire, magmatique, tectonique et métallogénique d'un arc cénozoïque déformé en régime de transpression: la Cordillère Centrale de Luzon, à l'extrémité de la faille Philippine, sur les transects de Baguio et de Cervantes-Bontoc. Contexte structural et géodynamique des minéralisations épithermales aurifères. Thèse de Doctorat, Univ. Bretagne Occ., Brest, 367 p.
- Margoum, A. (2002) Géochimie et géochronologie du magmatisme de la région de Baguio (Ile de Luzon, Philippines). Mémoire de DEA «Géosciences Marines» - EDSM – Univ. Bret. Occ., Brest, 53p.
- Marini, J.-C., Chauvel, C. and Maury, R.C. (2005) Hf isotope compositions of Northern Luzon arc lavas suggest involvement of pelagic sediments in their source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 149, 216-232, DOI 10.1007/s00410-00460645-4.

- Maury, R.C., Defant, M.J., Bellon, H., Jacques, D., Joron, J.-L., McDermott, F. and Vidal P. (1998) Temporal geochemical trends in northern Luzon arc lavas (Philippines): implications on metasomatic processes in the island arc mantle. *Bull. Soc. géol. France*, 169, 69-80.
- Richard, M., Bellon, H., Maury, R.C., Barrier, E. and Juang, W.-S. (1986a) Miocene to Recent calc-alkalic volcanism in Eastern Taiwan: K-Ar ages and petrography. *Tectonophys.*, 125, 87-102.
- Richard, M., Maury, R.C., Bellon, H., Stephan, J.F., Boirat, J.M. and Calderon, A. (1986b) Geology of Mt Iraya volcano and Batan Island, northern Philippines. *Ph. Bull. Volcanology*, no.3, 1-27.
- Sajona, F.G. (1995) Fusion de la croûte océanique en contexte de subduction/collision: géochimie, géochronologie et pétrologie du magmatisme plio-quadernaire de Mindanao (Philippines). Thèse Doctorat, Univ. Bret. Occ., Brest, 223 p.