

République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique



Université d'Oran 2

Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

Département de Géologie

MEMOIRE

Pour l'obtention du diplôme de Master en Géologie

Option : Géodynamique de la Lithosphère

Thème

La Zonation Volcanique de la chaîne Andine



Presenté par :

CUSSECALA Jurema Alberto Caluanda et

MANUEL Grizela José Luís

Soutenu devant le jury composé de

Mr. SEDDIKI A.	Professeur	Président	Université d'Oran2
Mr. BENDOUKHA .R	Maitre de Conférences (A)	Encadreur	Université d'Oran2
Mr. MAHMOUDI .M	Maitre-Assistant	Examineur	Université d'Oran2

Année 2019/2020

REMERCIEMENTS

On remercie le bon Dieu qui nous a donné le courage la patience et la force d'élaborer ce modeste travail.

Nous tenons à remercier spécialement monsieur SEDDIKI AbdelMadjid d'avoir accepté de présider notre mémoire.

Nos remerciements vont également à monsieur RACHID BENDOUKHA qui nous a proposé ce sujet très intéressant et d'avoir donné de son temps pour nous orienter dans notre travail. Sans son aide notre travail ne serait pas achevé. Nous le remercions encore pour sa grande patience avec nous.

Nous remercions monsieur MAHMOUDI Mohamed d'avoir accepté de faire partie de ce jury.

Nous remercîment vont également au personnel de la faculté de Science de la Terre et de l'Univers, ainsi qu'à l'ensemble des formateurs.

DEDICACE

Je dédie ce modeste travail à :

À la mémoire de mon cher Père José Luis Manuel, qu'était toujours ma force et mon support.

À ma mère Laura Quicas António da Silva, que m'a toujours poussée et motivé dans mes études.

Ce Project de fin d'études représente donc l'aboutissement du Soutient et des encouragements qu'ils m'ont prodigués tout au long de ma formation scolaire.

À mes chers frères et sœurs : Francisca Manuel, Aldmiro Manuel, Darío da Silva, Ludmila Manuel, Narieth Manuel, qui sont ma source de joie, motivation et mon bonheur.

À mon Oncle Claudio da Silva pour son soutien.

À l'église Saint Marie D'ORAN que m'a accueilli depuis mon arrivée en Algérie, j'ai beaucoup grandi avec eux, dans la joie l'amour et dans la simplicité.

À tous les professeurs que ce soit du primaire, lycée et de l'enseignement supérieur.

À tous mes ami(e)s, en particulier Valquíria et à tous mes camarades que comme moi ont terminé une étape de vie Universitaire.

À ma chère copine et binôme Jurema et à vous cher Lecteur.

Grizela MANUEL

DEDICACE

Je dédie ce modeste travail à la mémoire de mon cher père Alberto Cussecala. J'espère que tu es fier de moi.

À ma chère mère María Caluanda pour son amour et pour sa bonne éducation.

À mes chers frères Joaquim, Sanchas, Isabel, Rosa, Jesus et Mario Cussecala qui ont été le moteur de mes études. Merci de m'avoir inspiré et de m'apprendre à être grande quand je voulais être petite.

À mon cher Domingos Miguel, merci pour tes conseils et tes encouragements tout au long de ces années.

Aux meilleurs neveux, merci pour chaque sourire.

À la chère famille (à l'église Sainte Marie d'Oran) que j'ai formée à mon arrivée en Algérie, vous m'avez rempli de joie.

À ma copine Grízela pour m'avoir choisi comme compagnon de travail.

À ma chérie amie Amel Djebal, merci pour ton amitié.

À mes chers amis, merci pour toute votre soutien.

La liste n'étant pas exhaustive, je remercie également ceux que j'aurais pu oublier...

Jurema Cussecala

RÉSUMÉ

Les Andes constituent le plus grand système orogénique développé par subduction de croûte océanique le long d'une marge continentale. La subduction a commencé peu de temps après la rupture de Rodinia à la fin du Protérozoïque, et depuis lors, il a été par intermittence actif jusqu'à présent.

L'évolution de la marge pacifique de l'Amérique du Sud pendant le paléozoïque s'est produite aux stades suivants :

(1) le rifting protérozoïque initial abaissé par subduction et ré-amalgamation finale de la marge au Cambrien inférieur fois, comme illustré par les bassins Puncoviscana et Tucavaca et les granitoïdes apparentés dans le sud de la Bolivie et le nord de l'Argentine ;

(2) une phase ultérieure de rupture au milieu Cambrien, et les collisions subséquentes à l'époque de l'Ordovicien moyen de parautochtone terranes dérivés de Gondwana, comme Paracas, Arequipa et Antofalla, terranes exotiques originaires de Laurentie ;

(3) dernière collision permienne entre l'Amérique du Sud et l'Amérique du Nord pour former Pangaea pendant l'orogénèse des Alleghanides, laissant derrière lui des morceaux de Laurentia déchirés comme les terranes Tahami et Tahuin dans les Andes du Nord et autres mal connus orthogneiss dans la Cordillère Royale de l'Équateur au Permien supérieur – Trias ;

(4) la fusion des terranes de Mejillonia et de Patagonia en début de temps italien, représentant les derniers épisodes de convergence enregistrés en marge l'orogénèse des Gondwanides.

Ces épisodes de rupture et les collisions subséquentes le long de la marge continentale était le résultat de changements du mouvement absolu de Gondwana liés aux réorganisations globales des plaques du Protérozoïque au Paléozoïque.

Généralisé au cours de l'éclatement de Pangaea dans l'extension concentrée du Trias mur suspendu des sutures qui ont fusionné les terranes paléozoïques.

L'ouverture de l'océan Indien au début du Jurassique a été associée à une nouvelle phase du long de la marge continentale.

Le mouvement absolu vers le nord-est de l'ouest Gondwana a produit une vitesse de recul de tranchée négative qui contrôlait la subduction sous un régime d'extension jusqu'à la fin du Crétacé inférieur.

Les Andes du Nord du Venezuela, de la Colombie et de l'Équateur enregistrent une série de collisions d'arcs insulaires et plateaux océaniques du Crétacé inférieur au Miocène moyen en raison des interactions avec la plaque caribéenne.

Le volcanisme andésitique caractérise les marges continentales actives (subduction de la plaque de Nazca). Le volcanisme d'arc insulaire est souvent dénommé abusivement volcanisme calco-alcalin à tendance tholéitique ou même volcanisme tholéitique d'arc, alors que les basaltes rencontrés dans ces arcs n'ont rien à voir avec les tholéites mises en place au niveau des dorsales océaniques.

Les volcans calco-alcalins actifs se trouvent sur le pourtour du Pacifique (la « ceinture de feu » du Pacifique) et dans les arcs insulaires (Caribes, Sandwich du Sud...).

Les volcans du domaine mésogéen (Arcs éolien et égéen, Caucase) ne sont pas tous typiquement calco-alcalins du fait de la complexité géotectonique du bassin méditerranéen.

C'est au domaine andin (du pourtour du Pacifique) qu'appartiennent les volcans les plus élevés en altitude de la Terre (dépassant 6 800 mètres d'altitude).

Cependant, leur hauteur n'excède pas 2 000 mètres. Le volcan Nevados Ojos del Salado (altitude, 6 880 mètres) est le plus élevé.

Cela ne signifie pas que ce soit le plus volumineux. Signalons que l'Aconcagua, sommet des Andes avec 7 015 mètres, n'est pas un volcan mais est constitué essentiellement de terrains sédimentaires d'âge Crétacé.

Il existe une évolution continue entre le volcanisme calco-alcalin des marges continentales typiques, comme celui des Andes Centrales (Pérou-Bolivie-Chili) et celui des arcs insulaires (comme l'arc des îles Sandwich du Sud ou Orcades).

MOTS CLÉS

Andes Centrales, nord Pérou, Série calco-alcaline, Shoshonitique, Subduction, Plaque Nazca, Plateaux océanique, Collision, Arc_ insulaire, Orogenèse.

LISTE DE FIGURES

- Fig. 1** Carte géographique de l'Amérique du Sud.....p.4
- Fig. 2** Plaque de Nazca.....p. 5
- Fig. 3.** Log stratigraphique de la cordillère Occidentale. Les niveaux de décollements de la Cordillère Occidentale sont marqués par les flèches rouges (voir chapitre 5). Modifié de Reyes Rivera, [1980].....p.6
- Fig.4** Variation de K_2O en fonction de SiO_2 (% en poids) des laves prélevées au Nord-Ouest de l'Argentine, dans les Andes Centrales, les Andes Méridionales, à la Soufrière (Guadeloupe) et dans les îles Sandwich du Sud.p.16
- Fig.5** Histogrammes montrant la distribution des phénocristaux dans les laves calco-alcalines des Andes-Centrales (SCA) (a) et Andes Méridionales (MA) (b), pl = plagioclase ; hb = hornblende ; bi = biotite ; qz = quartz ; aug = augite ; ol = olivine et hyp = hypersthène. La distribution inverse de la hornblende dans les laves SCA et de l'olivine dans les laves MA est la principale caractéristique qui oppose ces deux provinces pétrographiques. La ligne en pointillés espacés limite la distribution des laves étudiés dans les régions considérées. N : nombre d'échantillons.....p.5
- Fig.6** Distribution des minéraux et intervalle de composition dans les laves calco-alcalines. Ces compositions des minéraux sont exprimées en %. Les valeurs d'anorthite et de forstérite sont indiquées pour le plagioclase et l'olivine respectivement ; Les teneurs en Ca -Fe-Mg sont indiquées pour l'augite, l'hypersthène (ou la bronzite) et la hornblende ; le rapport $Mg/(Mg+Fe)$ est indiqué pour la biotite ; la teneur en TiO_2 dans les oxydes(ox), magnétite (mt) et ilménite (ilm) et la teneur en SiO_2 pour la mésostase (gm) sont précisées.....p.5
- Fig.7** Diagramme AFM (% en poids) des laves du NW de l'Argentine, des Andes Méridionales (MA) et des Andes Sud-Centrales (SCA).p.7
- Fig.8** Diagrammes de Harker pour les laves des Andes Sud-Centrales et des Andes Méridionales. Les lignes pleines, en pointillés et en tiretrés correspondent aux laves calco-alcalines des Andes Sud-Centrales et des laves shoshonitiques des Andes Sud-Centrales, respectivement. Les éléments majeurs et en traces en % et ppm, respectivement.p.34

Fig.9 Distribution des minéraux et intervalle de composition dans les laves shoshonitiques. Ces compositions des minéraux sont exprimées en %. Les valeurs d anorthite et de forstérite sont indiquées pour le plagioclase et l'olivine, respectivement ; les teneurs en Ca-Fe-Mg sont indiquées pour l'augite, le hypersthène et la hornblende ; le rapport Mg/(Mg + Fe) est indiqué pour la biotite ; la teneur en TiO₂ dans les oxydes (ox), magnétite (mt) et ilménite (ilm) et la teneur en SiO₂ pour la mésostase (gm) sont précises.....p.38

Fig.10 Principaux éléments tectoniques de l'extrémité nord des Andes et des chaînes des Caraïbes associées. Ce secteur se caractérise par la ment de la croûte océanique sur la plaque sud-américaine lié au métamorphisme à haute pression du Crétacé inférieur (basé sur Pindell et al.,2006 ; Costa et al., 2006a ; Acosta et al., 2007; autres sources discutées dans le texte.....p.41

Fig.11 Principaux segments des Andes et des principales zones volcaniques quaternaires et processus tectoniques (modifiés de Ramos, 1999).....p.50

Fig. 12 Principaux éléments tectoniques et cinématique de la plaque Scotia et des microplaques associées, avec indication du socle dans le nord et le sud du Scotia Ridges et les failles de transformation continentales qui déchirent l'île Tierra del Fuego (d'après Barker, 2001 ; Eagles et al., 2006 ; Lodolo et al., 2006 ; autres sources discutées dans le texte). TdFFTB — Ceinture pliable et poussée Tierra del Fuego ; FTF - Défaut de transformation de Fagnano ; FTB—ceinture pliable et poussée.....p.51

Fig. 13 Âge de Grenville dans les terranes du sous-sol le long de la marge ouest du Gondwana basé sur les âges de zircon U-Pb de Restrepo Pace et al. (1997) ; Cordani et al. (2005) ; Chew et al. (2007) ; Wasteneys et al. (1995) ; Kay et al. (1996) ; Casquet et al. (2008) ; Ramos (2004, 2008a, 2008b) ; Rapela et al. (2007) ; Sandhurst et al. (2003, 2006) ; et Hervé et al. (2003).....p.53

Fig.14 Principaux terranes allochtones des Andes du Nord (basés sur Alemán et Ramos, 2000 ; Ordoñez-Carmona et al., 2006). Accrétée au Paléozoïque : Chi — Chibcha ; Moi — Mérida ; Ta — Tahami. Accrétée au Crétacé : Am — Amaime, Da — Dagua; Pi — Piñón. Accrétée dans le Miocène : Cho — Choco terrane.p.54

Fig. 15 Évolution tectonique proposée de la marge nord des Andes (basé sur Alemán et Ramos, 2000 ; Ordoñez-Carmona et al., 2006 ; Pereira et al., 2006 ; Vinasco et al., 2006.....p.60

Fig.16 Terranes du sous-sol du nord-dans les Andes centrales (d'après Litherland et al., 1994 ; Jaillard et al., 2000 ; Chew et al.,2007 ; Ramos, 2008a). La suture orientale indique la protomargin de Gondwana dans Équateur et segments nord et centre du Pérou. Arequipa a été légèrement dé-attaché à la marge, mais il a évolué comme un bassin rétro arc paléozoïque ensialique l'actuel Altiplano le long du sud du Pérou.....	p.16
Fig.17 Séquence des collisions du sous-sol dans l'orogène accréionnaire du secteur nord des Andes Centrales (d'après Feininger 1987 ; Litherland et al, 1994 ; Jaillard et, 2000 ; Ramos, 2008). Voir pour l'remplacent du transect.....	p.63
Fig.18 Principales caractéristiques tectoniques des Andes centrales du sud (d'après Ramos, 2000 ; Martina et al., 2005 ; Casquet et al., 2008 ; Ramos et Coira, 2008). Les lignes pointillées sont des sutures de terranes (dont les noms sont indiqués en lettres ouvertes).	p.70
Fig.19 Terranes du sous-sol du Andes du Sud et leurs potentiels tures (lignes pointillées ; basé sur Mosquera et Ramos, 2006 ; Chernicoff et al., 2008 ; Pankhurst et al., 2006; Hervé et al., 200 Ramos, 2008b.	p.71
Fig.20 Extension généralisée du Trias tardif au Jurassique précoce dans le socle andin. Noter la concentration de rifting dans le mur suspendu des sutures paléozoïques (basé sur Uliana et Biddle, 1988 ; Daly, 1989 ; Parnaud et al., 1995 ; Mathalone et Montoya, 1995 ; Alemán et Ramos, 2000. plus de 2000 km de la cordillère.....	p.73
Fig.21 (A) Extension des provinces rhyolitiques Choiyoi et Chon Aike déposées dans des semi-grabens développés dans le sud de l'Amérique du Sud (d'après,Kay et al., 1989). (B) Les systèmes de rift qui ont suivi l'éclatement de la Pangée et qui étaient liés à l'ouverture de l'océan Atlantique Sud (basé sur Uliana et Biddle, 1988 ; Ramos et Alemán, 2000.....	p.77
Fig.22 Différentes roches océaniques à l'ouest de le système de faille Romeral-Peltetec dans l'ouest- en Colombie et en Équateur sur la base de Mc- Court et al. (1984), Aspden et al. (1992a, 1992b), Reynaud et al. (1999), Aleman et Ramos (2000), Kerr et al. (2003), Cediél et al. (2003) et Vallejo et al. (2006, ce le volume). A noter l'accroissement en trois succès cinq étapes : le terrane Amaime et les roches (Crétacé inférieur) ; le Dagua-Piñón plateau océanique (dernier Crétacé); et le Terrane de choco (Miocène moyen). La col- vue de la terrane Chocó au milieu Miocène enfoncé une partie de la terrane Dagua à l'est le long de la faille Cañas Gordas, au nord de la faille de Garrapatasp.....	p.78

Fig. 23 Evolution tectonique schématique du Les Andes du Nord à la latitude de la Colombie montrent en fonction de la polarité de la subduction et des collisions basées sur Lebras et al. (1987), Mégard (1987), et Aleman et Ramos (2000). Noter la vergence différente de la terrane Dagua au nord et au sud de la faille de Garrapatas (basé sur López Ramos et Barrero, 2003).....p.83

Fig.24 Trois étapes distinctes de subduction à l'époque mésozoïque-cénozoïque (conceptuelle modèle basé sur Daly, 1989; Ramos, 2000). FTB — courroie pliable et poussée.....p.84

Fig.25 Dalles plates dans les Andes au Cénozoïque. Modifié de Ramos et Fol-guera (2009).p.88

Fig.26 Evolution tectonique idéalisée d'un cycle orogénique andin (d'après de nombreux auteurs ; voir la discussion dans le texte).L — lithosphère-asthénosphère de limite; ML - manteau lithosphérique.....p.91

Fig.27 Evolution tectonique idéalisée d'un cycle orogénique andin (d'après de nombreux auteurs ; voir la discussion dans le texte). L — limite de lithosphère-asthénosphère ; ML - manteau lithosphérique...p.92

LISTE DE PHOTOS

- Photo 1.** La cordillère des Andes, vue d'un avion, entre Santiago du Chili et Mendoza, Argentine, en été. Le grand champ de glace correspond au versant sud du volcan San José (à gauche) et de Marmolejo (à droite). Tupungato à leur droite.....p. 2
- Photo 2** Cette photo de l' ISS montre les hautes plaines des Andes au premier plan, avec une ligne de jeunes volcans face au désert d'Atacama beaucoup plus bas.....p.8
- Photo 3** Vallée du Rift près de Quilotoa , Equateurp.10

LISTE DES TABLEAUX

- Tableau 1** Classification chimique des laves calco-alkalines (CA) et shoshonitiques (Sh) d'après la classification de Taylor (1969) et Peccerillo et Taylor (1975).....p.1
- Tableau 2** Composition chimiques (éléments majeurs % et en traces ppm) représentatives des laves calco-alkalines des Andes. Sources : Déruelle et al. (1982).p.34
- Tableau 3** Compositions chimiques représentatives des laves calco-alkalines comparées à celles des laves shoshonitiques des Andes. Données de Déruelle (1982).....p.42

TABLE DES MATIERES

Chapitre I : Généralités

I- Introduction.....	1
II- Cadre Géographique.....	2
III- Cadre Géologique et Structural.....	5
IV- Historique des Travaux.....	10
V-But de Travail.....	14

Chapitre II : Pétrographie des roches de la chaîne Andine

I- Les Laves Calco-alkalines.....	15
II- Pétrographie.....	17
1- Les basaltes alumineux.....	19
2- Les andésites.....	19
3- Les dacites.....	20
4- Les rhyolites calco-alkalines.....	20
III- Roches Shoshonitiques.....	21
1- Transition entre les volcanismes calco-alkalin et alcalin.....	21
2- L'exemple du volcanisme shoshonitique des Andes Centrales.....	21
IV- Les volcans shoshonitiques quaternaires des Andes Centrales.....	21
1- Pétrographie.....	22
2- Absarokites.....	22
3- Shoshonites.....	22
4- Banakites.....	23
Conclusion.....	23
Chapitre III : Minéralogie de la Chaîne Andine.....	24
I- Série Calco-alkaline.....	24
• Plagioclase.....	25

• Pyroxène.....	27
• Clinopyroxène.....	27
• Orthopyroxène.....	28
• Amphibole.....	29
• Biotite.....	30
• Olivine.....	30
• Oxydes.....	30
• La sanidine.....	31
• Quartz, tridymite et cristoballite.....	31
• Apatite.....	31
• Autres minéraux.....	32
II- Géochimie de la série calco-alkaline.....	32
1- Eléments majeurs.....	32
2- Eléments en traces.....	38
3- Terres rares et Y.....	40
III- Minéralogie de la série shoshonitique.....	40
IV- Géochimie de la série shoshonitique	41
Conclusion.....	45

Chapitre IV- Contexte Géodynamique

Introduction.....	46
I- Interaction plaque Andine et la plaque -Caraïbes.....	48
II- Interaction entre plaque continentale Andine et la plaque Scotia	51
III- Initiation De La Marge Andine.....	52
IV- La Marge Proto-Andine De L'ouest Gondwana.....	58
• Segmentation du Nord de la chaîne Andine.....	58
• Segmentation dans le centre de la chaîne Andine.....	64
• Segmentation dans le Sud de la chaîne Andine.....	74
• Rupture de Pingea dans la chaîne Andine.....	75
V- Les modes de collision dans la chaîne Andine.....	79
• Collision d'arc insulaire.....	80

• Collision du plateau océanique.....	82
• Les chocs de la collision dans la chaîne Andine.....	85
• Cycle Orogénique Dans Une Marge De Type Andin.....	86
Conclusion.....	89
• Expansion de l'arc magmatique et déformation associée.....	89
• Réduction de la zone de subduction et épaissement crustal.....	90
• Subduction de dalle plate, accalmie magmatique et déformation.....	91
• Intensification de la subduction et de l'effondrement extensionnel.....	93
• Retrait du magmatisme à l'arc et de la croûte et de la lithosphère Dé laminage.....	94
• Déformation finale de l'avant-pays de la chaîne Andine.....	94
CONCLUSION GENERALE.....	96
Références bibliographiques.....	101
Annexe.....	112

CHAPITRE I

GENERALITÉS

CHAPITRE I : GENERALITÉ

I- INTRODUCTION

La cordillère des Andes , est la plus longue chaîne de montagnes continentale du monde , orientée nord-sud tout le long de la côte occidentale de l'Amérique du Sud.

Elle est longue d'environ 7 100 kilomètres, large de 200 à 800 kilomètres (entre le 18 et le 20° de latitude Sud), la cordillère à une altitude moyenne de 4 000 mètres et culmine à 6 962 mètres.

Les Andes sont la plus haute chaîne de montagnes d'Amérique. Le sommet le plus élevé est l'Aconcagua, avec ses 6 962 mètres d'altitude, situé en Argentine.

Géologiquement, elle est à la fois d'un cylindrisme remarquable et d'une grande complexité. Elle est classiquement subdivisée en trois parties du nord au sud qui correspondent, au premier ordre, aux régimes de subduction et aux directions de convergence.

Les Andes sont donc considérées comme un endroit privilégié pour étudier les couplages entre les processus tectoniques et climatiques.

Au nord du 16° parallèle sud, le contraste climatique est évident avec un versant amazonien (Cordillère Orientale et zone Subandine) soumis à de fortes précipitations et un versant pacifique (Cordillère Occidentale) où domine l'hyperaridité.

Les Andes Centrales se caractérisent par la présence du deuxième plus grand haut plateau au monde derrière le plateau tibétain, le haut plateau Andin (Altiplano-Puna).

Un haut plateau se caractérise par une altitude élevée, un faible relief et la présence d'un drainage interne. Le plateau Andin, comprenant l'Altiplano et le plateau de Puna, se définit par des altitudes dépassant les 3000 m [Isacks, 1988], et s'étend sur plus de 1800 km (12-27°S) tandis que sa largeur est variable, de 350 à 500 km.

Ces caractéristiques font du plateau Andin le deuxième plus grand plateau sur Terre et un type exemple de haut plateau formé en contexte de subduction. Les moteurs de la surrection et de l'érosion du plateau Andin sont fortement débattus.



PHOTO 1 La cordillère des Andes, vue d'un avion, entre Santiago du Chili et Mendoza, Argentine, en été. Le grand champ de glace correspond au versant sud du volcan San José (à gauche) et de Marmolejo (à droite). Tupungato à leur droite.

II- CADRE GEOGRAPHIQUE

Cette chaîne de montagnes s'étend du Venezuela à l'Argentine en passant par la Colombie, l'Équateur, le Pérou, la Bolivie et le Chili (fig. 1).

Elle divise le continent sud-américain en deux bassins versants très inégaux. Le versant occidental débouche directement sur l'océan Pacifique alors que le versant oriental donne naissance à des cours d'eau dont les confluences successives aboutissent à de grands fleuves comme le Paraná au Brésil et en Argentine, l'Orénoque au Venezuela et surtout l'Amazone qui prend sa source dans les Andes péruviennes sous le nom de Rio Apurimac. Elle constitue la frontière naturelle entre le Chili et l'Argentine.

C'est d'ailleurs en Argentine que se situe l'Aconcagua, point culminant de cette chaîne montagneuse et du continent américain. C'est encore dans ce même pays que la cordillère prend fin sous la forme de petits chaînons côtiers situés dans le Sud-Est de la Grande île de la Terre de Feu, à l'est d'Ushuaïa.

À l'est, la chaîne des Andes est délimitée par plusieurs bassins sédimentaires , tels que l' Orénoque , le bassin de l'Amazone , Madre de Dios et Gran Chaco , qui séparent les Andes des anciens cratons de l'est de l'Amérique du Sud. Au sud, les Andes partagent une longue frontière avec l'ancienne Patagonie Terrane.

À l'ouest, les Andes se terminent par l' océan Pacifique , bien que la tranchée Pérou-Chili puisse être considérée comme leur limite ouest ultime.

D'un point de vue géographique, les Andes sont considérées comme ayant leurs limites occidentales marquées par l'apparition de plaines côtières et une topographie moins accidentée.

Les Andes contiennent également de grandes quantités de minerai de fer situées dans de nombreuses montagnes de la chaîne.

- **Topographie**
- **Subdivisions**

La cordillère des Andes est divisée en plusieurs massifs souvent nommés eux-mêmes « cordillère ». Au nord, dans le nord-ouest du Venezuela, la cordillère de Mérida se raccorde au sud-ouest à la cordillère Orientale.

Celle-ci traverse la Colombie et l'Équateur du nord au sud. Elle est accompagnée par la cordillère Centrale jusqu'au nœud de los Pastos ainsi que la cordillère Occidentale.

Ces cordillères Occidentale et Orientale donnent naissance à trois nouvelles cordillères depuis le nord du Pérou jusqu'à l'extrême nord du Chili et de l'Argentine en passant par la Bolivie.

Il s'agit de la cordillère Occidentale séparée des cordillères Centrale du Pérou, Centrale de Bolivie et Orientale par l'Altiplano, prolongé au sud par la Puna de Atacama.

Plus au sud, la cordillère des Andes qui s'étend dans le centre du Chili et le centre-ouest de l'Argentine ne porte pas de nom spécifique si ce n'est le cas de quelques chaînes locales.

Le sud du massif est quant à lui formé par la cordillère de Patagonie qui se prolonge à son extrémité méridionale par les montagnes de la Terre de Feu.

D'autres chaînes et cordillères de taille restreintes et internes à ces grands ensembles sont aussi identifiées.

Certains massifs sont parfois rattachés à la cordillère des Andes. Ce peut être le cas de la sierra Nevada de Santa Marta en Colombie, de la cordillère de la Costa au Venezuela ou encore de la chaîne Côtière du Chili.

Les Andes font environ 200 kilomètres de largeur en moyenne, excepté au niveau de la « flexion bolivienne » où la cordillère atteint environ 800 kilomètres de largeur.



Fig. 1 Carte géographique de l'Amérique du Sud

III- CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL

Les Andes sont une ceinture orogénique mésozoïque - tertiaire de montagnes le long de l'anneau de feu du Pacifique, une zone d'activité volcanique qui englobe le pourtour du Pacifique des Amériques ainsi que la région Asie-Pacifique.

Les Andes sont le résultat de processus de plaques tectoniques, causés par la subduction de la croûte océanique sous la plaque sud-américaine (**Fig. 2**).

C'est le résultat d'une frontière de plaque convergente entre la plaque de Nazca et la plaque sud-américaine. La principale cause de la montée des Andes est la compression du bord ouest de la plaque sud-américaine en raison de la subduction de la plaque de Nazca et de la plaque antarctique.

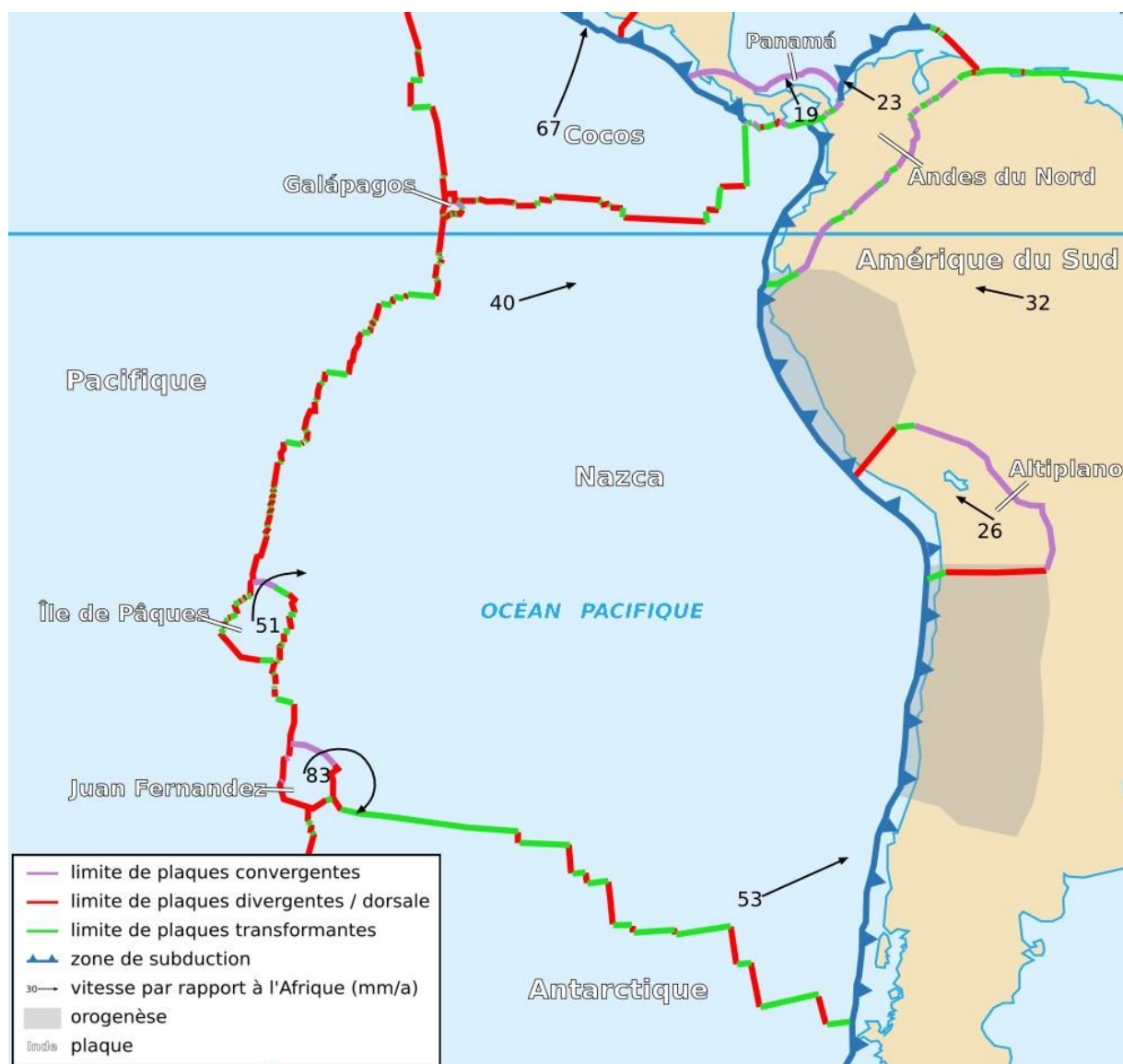


Fig. 2 Plaque de Nazca

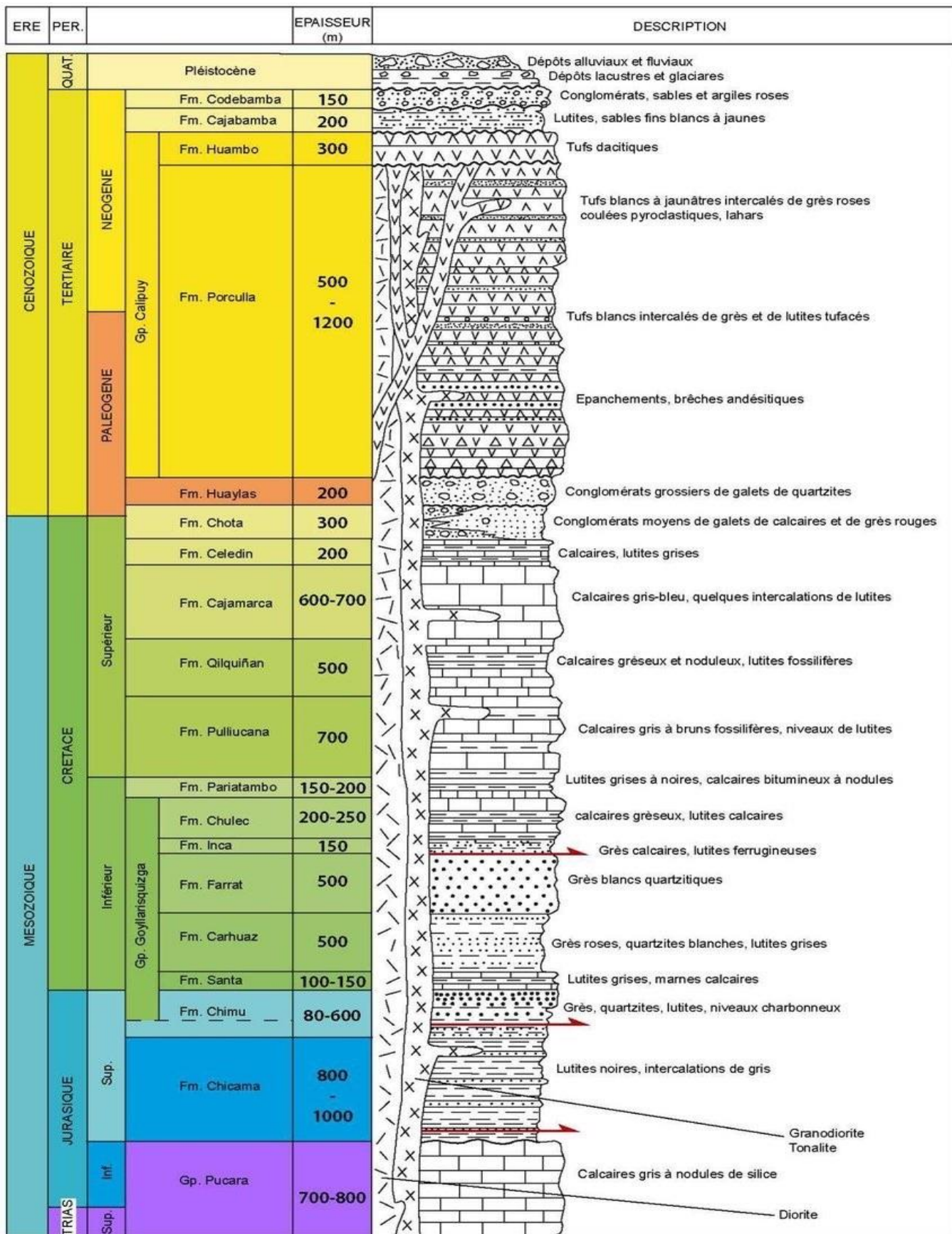


Fig. 3 Log stratigraphique de la cordillère Occidentale. Les niveaux de décollements de la Cordillère Occidentale sont marqués par les flèches rouges. Modifié de Reyes Rivera, [1980].

- **Orogenèse**

Le bord ouest de la plaque sud-américaine a été le lieu de plusieurs orogénies pré-andines depuis au moins la fin du Protérozoïque et le début du Paléozoïque, lorsque plusieurs terranes et microcontinents sont entrés en collision et ont fusionné avec les anciens cratons de l'est de l'Amérique du Sud, alors l'Amérique du Sud partie de Gondwana.

La formation des Andes modernes a commencé avec les événements du Trias lorsque Pangée a commencé la rupture qui a entraîné le développement de plusieurs failles. Le développement s'est poursuivi tout au long du Jurassique.

C'est au Crétacé que les Andes ont commencé à prendre leur forme actuelle, en soulevant, en faillant et en pliant les roches sédimentaires et métamorphiques des anciens cratons à l'est.

La montée des Andes n'a pas été constante, car différentes régions ont connu différents degrés de stress tectonique, de soulèvement et d'érosion.

Les forces tectoniques au-dessus de la zone de subduction le long de toute la côte ouest de l'Amérique du Sud où la plaque de Nazca et une partie de la plaque antarctique glissent sous la plaque sud-américaine continuent de produire un événement orogénique continu entraînant des tremblements de terre mineurs à majeurs et des éruptions volcaniques.

Dans l'extrême sud, une faille de transformation majeure sépare Tierra del Fuego de la petite plaque Scotia. À travers le passage Drake, large de 1 000 km (620 min.), se trouvent les montagnes de la péninsule antarctique au sud de la plaque Scotia, qui semblent être le prolongement de la chaîne des Andes.

Les régions immédiatement à l'est des Andes connaissent une série de changements résultant de l'orogénèse andine.

Des parties de l'orogène de Sunsás dans le craton amazonien ont disparu de la surface de la terre, envahies par les Andes. Les Sierras de Córdoba, où l'on peut observer les effets de l'ancienne orogénèse pampéenne, doivent leur élévation et leur soulèvement modernes à l'orogénèse andine du Tertiaire.

Plus au sud dans le sud de la Patagonie, le début de l'orogénèse andine a fait évoluer le bassin de Magallanes d'un bassin d'extension d'arc arrière dans le Mésozoïque à un bassin d'avant-pays de compression dans le Cénozoïque.

- **Volcanisme**

La chaîne des Andes compte de nombreux volcans actifs répartis dans quatre zones volcaniques séparées par des zones d'inactivité.



PHOTO 2 Cette photo de l' ISS montre les hautes plaines des Andes au premier plan, avec une ligne de jeunes volcans face au désert d'Atacama beaucoup plus bas .

La ceinture est subdivisée en quatre zones volcaniques principales qui sont séparées les unes des autres par des lacunes volcaniques. Les volcans de la ceinture sont diversifiés en termes de style d'activité, de produits et de morphologie.

Alors que certaines différences peuvent être expliquées par la zone volcanique à laquelle appartient un volcan, il existe des différences significatives à l'intérieur des zones volcaniques et même entre les volcans voisins.

En dépit d'être un emplacement type pour le volcanisme calco-alcalin et de subduction, la ceinture volcanique andine a une large gamme de paramètres volcano-tectoniques, tels que les systèmes de rift et les zones d'extension, les failles transpressionnelles, la subduction de crêtes médio-océaniques et les chaînes de monts sous - marins en dehors d'une large gamme d'épaisseurs crustales et de voies de remontée de magma , et quantité différente d'assimilations crustales.

Les volcans des zones de subduction se trouvent toujours à l'aplomb d'une zone où la croûte subductée est à 100 kilomètres ou plus de profondeur, et ce que la pente de la plaque plongeante soit faible (subduction continentale « de type Chili ») ou forte (subduction intra-océanique d'arc insulaire « de type Mariannes »).

Il existe une nette différence entre le volcanisme andésitique potassique des marges continentales à croûte continentale épaisse et celui pauvre en potassium des arcs insulaires immatures.

C'est ainsi que le volcanisme andésitique des marges continentales à croûte continentale épaisse (60-70 kilomètres, comme dans les Andes Centrales) est riche en potassium, celui des marges continentales à croûte continentale d'épaisseur normale (30-40 kilomètres, comme dans les Andes Méridionales et Septentrionales) n'est ni pauvre ni riche en potassium.

Le volcanisme d'arc insulaire est souvent dénommé abusivement volcanisme calco-alkalin à tendance tholéïtique ou même volcanisme tholéïtique d'arc, alors que les basaltes rencontrés dans ces arcs n'ont rien à voir avec les tholéïtes mises en place au niveau des dorsales océaniques, ne serait-ce que par leurs teneurs en K_2O supérieures à 0,5 %, et surtout, et aussi, parce que par les séries tholéïtiques des rides océaniques ne produisent quasi que des basaltes et n'évoluent qu'extrêmement rarement vers des rhyolites ou même des dacites (cas exceptionnel et atypique de l'Islande) quand les séries des arcs insulaires évoluent au contraire fréquemment vers andésites, dacites et rhyolites.

C'est au domaine andin (du pourtour du Pacifique) qu'appartiennent les volcans les plus élevés en altitude de la Terre (dépassant 6 800 mètres d'altitude).

Cependant, leur hauteur n'excède pas 2 000 mètres. Le volcan Nevados Ojos del Salado (altitude, 6 880 mètres) est le plus élevé.

Cela ne signifie pas que ce soit le plus volumineux. Signalons que l'Aconcagua, sommet des Andes avec 7 015 mètres, n'est pas un volcan mais est constitué essentiellement de terrains sédimentaires d'âge Crétacé.

Il existe une évolution continue entre le volcanisme calco-alkalin des marges continentales typiques, comme celui des Andes Centrales (Pérou-Bolivie-Chili) et celui des arcs insulaires (comme l'arc des îles Sandwich du Sud ou Orcades).



PHOTO 3 Vallée du Rift près de Quilotoa , Equateur

IV- HISTORIQUE DES TRAVAUX

- Les travaux antérieurs

Depuis les années 1970, de nombreuses études se sont attachées à expliquer les variations pétrologiques, géochimiques et isotopiques à l'échelle de l'arc volcanique calco-alcalin du sud du Pérou, en différenciant deux grands régions d'âge différent, à savoir : Arequipa (< 1 Ma) région septentrionale, et la Cordillère de Barroso (5 à 1 Ma) région plus méridionale (Dupuy et Lefèvre, 1974 ; James *et al.*, 1976 ; Dostal *et al.*, 1977 ; Hawkesworth *et al.*, 1979 ; Lefèvre, 1979 ; Thorpe et Francis, 1979).

Ces travaux ont montré que les roches laviques et pyroclastiques de l'arc calco-alcalin du sud du Pérou, et plus particulièrement celles d'Arequipa et la Cordillère de Barroso, sont des andésites sensu lato, dacites et rhyolites, à texture généralement porphyrique.

D'un point de vue géochimique ces roches appartiennent à la série calco-alcaline moyennement à fortement potassique, et sont caractérisées par de fortes concentrations en LILE et LREE, et en K_2O , Rb, Ba, Sr et de faibles teneurs en TiO_2 , Ta, Nb.

Ces caractéristiques ont permis d'expliquer que les magmas sont le résultat de la fusion partielle d'un manteau péridotitique métasomatisé par des fluides issus de la croûte océanique subductée (Dupuy et Lefèvre, 1974 ; James *et al.*, 1976 ; Dostal *et al.*, 1977 ; Lefèvre, 1979).

Ces travaux montrent que les roches des régions d'Arequipa et Barroso ont des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ assez élevés (0,7067 – 0,7079 pour la région d'Arequipa, et 0,7054 – 0,7680 pour la région de Barroso) par rapport aux magmas d'arc insulaires.

Ces rapports isotopiques élevés ont permis d'évaluer le degré de contamination des magmas par la croûte continentale, pendant son ascension et stockage près de la surface (James *et al.*, 1976 ; Lefèvre, 1979 ; Briquieu et Lancelot, 1979).

Cependant, ces travaux n'ont pas pris en compte la diversité pétrologique et géochimique existant entre les différents appareils volcaniques de ces régions, et ils étaient souvent fondés sur un nombre d'échantillons restreint.

Postérieurement, dans les années 1980 et 1990 des études géochimiques effectuées à l'échelle de l'arc volcanique calco-alcalin du sud Pérou et de la CVZ (Tilton et Barreiro, 1980 ; James, 1982, 1984 ; Thorpe *et al.*, 1982 ; Harmon *et al.*, 1981, 1984 ; Taylor, 1986 ; Sébrier et Soler, 1991 ; Davidson *et al.*, 1990, 1991 ; Vatin-Pérignon *et al.*, 1992 ; Feeley et Hacker, 1995) fondés souvent sur le comportement des éléments majeurs, en trace et des isotopes (O, Sr, Nd, Pb) des laves représentées tout au long de l'arc montrent l'occurrence de plusieurs types de processus ou mécanismes intervenant lors de l'évolution des magmas dérivés de la fusion partielle du coin du manteau.

Ces processus sont l'assimilation de magmas génères en base de la croûte continentale (Davidson *et al.*, 1990, 1991 ; Feeley et Hacker, 1995) dans une zone MASH (fusion, assimilation, stockage et homogénéisation - de Hildreth et Moorbath, 1988) ; des processus d'AFC (assimilation - cristallisation fractionnée) à des faibles profondeurs (James, 1982, 1984 ; Taylor, 1986), et/ou la contamination crustale de magmas calco-alcalins lors du stockage et/ou de la remontée du magma vers la surface, du fait de la présence d'une croûte continentale très épaisse (~70 km, James, 1971).

Dans ce contexte, James (1984) a examiné les variations systématiques des isotopes de l'O, Sr, Nd et Pb, ainsi que l'abondance des éléments en trace dans les laves de la région d'Arequipa et de la Cordillère du Barroso.

Ainsi, il a proposé des processus couplés d'assimilation crustale et cristallisation fractionnée (AFC) lors de l'évolution et différenciation des magmas.

James (1984) soutient que ces magmas assimilent le "gneiss de Charcani" (Massif d'Arequipa) d'âge précambrien, à des niveaux superficiels de la croûte continentale, couplé avec le fractionnement du plagioclase.

D'ailleurs, des études pétrologiques effectuées sur d'autres strato-volcans calco-alcalins de la CVZ, tels que les volcans Ollagüe (Feeley et Hacker, 1995), Parinacota et Tata Sabaya (Davidson *et al.*, 1990 ; de Silva *et al.*, 1993), montrent que les produits laviques et pyroclastiques de ces volcans calco-alcalins ont des teneurs en HREE et Y faibles, plus ou moins similaires à celles des volcans plio-quadernaires du sud du Pérou.

En outre, ils présentent des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $\delta^{18}\text{O}$ trop élevés, et des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ faibles par comparaison avec ceux des magmas d'arcs insulaires.

Ce type de signature géochimique a été interprété par la contamination ou l'assimilation de magmas d'origine mantellique en base de la croûte continentale (Wörner *et al.*, 1988 ; Davidson *et al.*, 1990).

Dans les dix dernières années, des études pétrologiques spécifiquement effectuées sur certains volcans plio-quadernaires du Pérou méridional, comme le Nevado Sabancaya (Gerbe et Thouret, 2004) ; le Huaynaputina (Thouret *et al.*, 2001 ; Adams *et al.*, 2001 ; de Silva *et al.*, 2008) ; l'Ubinas (Rivera, 2000 ; Thouret *et al.*, 2005) ; Misti (Legros, 2001) et la région d'Andahuay-Huambo (Delacour *et al.*, 2007 ; Sorensen et Holm, 2008) montrent que chaque volcan possède un ou plusieurs système(s) magmatique(s).

L'évolution de leurs magmas est principalement contrôlée par des processus de cristallisation fractionnée, souvent couplés avec la contamination ou l'assimilation crustale lors de son stockage en base de croûte (par ex. zone de MASH - de Hildreth et Moorbath, 1988) et/ou pendant son ascension et stockage dans des réservoirs superficiels.

Eventuellement, ces magmas évoluent par des processus de cristallisation fractionnée, AFC et/ou de mélange de magmas dans une ou plusieurs chambres magmatiques superficielles ou profondes.

En général, les magmas sont de nature calco-alcaline moyenne à fortement potassique, et résultent principalement de la fusion partielle du coin du manteau métasomaté par des fluides issus de la déshydratation de la croûte océanique subductée.

Malgré une apparente uniformité pétrographique et minéralogique, elles possèdent des caractéristiques géochimiques et isotopiques qui varient suivant leur position au sein de l'arc volcanique.

Ainsi des études pétrologiques et géochimiques effectuées sur les produits émis par les volcans monogéniques d'Andahua-Orcopampa et Huambo (Delacour *et al.*, 2007) montrent qu'ils sont de composition calco-alkaline, depuis des d'andésites basiques riches en olivine aux dacites (52,1 – 68,1 wt% SiO₂).

Les andésites basiques riches en olivine de Huambo constituent les magmas quaternaires les plus primitifs reconnus au Pérou méridional.

Ces roches présentent des similitudes et aussi des différences pétrographiques et géochimiques avec celles des volcans composites.

L'étude pétrologique et géochimique de ces laves démontre que les magmas de ce secteur des Andes proviennent de la fusion partielle du manteau, mais évoluent dans des réservoirs profonds situés en base de croûte où ils interagissent avec les magmas engendrés lors de la fusion partielle d'une granulite à grenat (à haute pression), dans une zone MASH (fusion, assimilation, stockage et homogénéisation).

Dans cet endroit, la fusion de la croûte inférieure est rendue possible par le régime thermique anormal induit par l'épaississement de la croûte (entre 65 et 70 km d'épaisseur) (Whitman *et al.*, 1996 ; Kay *et al.*, 1999).

Ensuite, les magmas déjà "contaminés" montent jusqu'aux zones de stockage des niveaux supérieurs de la croûte où ils subissent les effets combinés des processus de cristallisation fractionnée, d'AFC et de mélange magmatique.

Certaines laves des volcans monogéniques qui remontent rapidement vers la surface, conservent les caractéristiques "primitives" (andésites basiques à olivine).

Malgré quelques indices d'évolution par cristallisation fractionnée en système ouvert, la plupart des magmas ne portent pas de trace significative d'une contamination dans la croûte superficielle.

L'absence d'anomalie en Eu même dans les magmas différenciés, qui serait indicatrice de fractionnement intense de plagioclase à basse pression, suggère que ces magmas sont remontés rapidement depuis les zones profondes.

V- BUT DU TRAVAIL

Notre travail consiste en :

- Décrire la chaîne Andine ;
- Présenter son cadre géographique et structural ;
- Mettre en évidence l'ensemble des roches volcaniques de la chaîne Andine ;
- De discuter la plaque océanique Nazca ;
- De mettre en évidence la zonation volcanique ;
- De présenter la pétrographie des roches volcaniques de la chaîne Andine ;
- De présenter les résultats obtenus à partir de la géochimie des éléments majeurs et traces des roches volcaniques de la chaîne Andine ;
- De présenter son contexte géodynamique ;

CHAPITRE II
PETROGRAPHIE DES
ROCHES DE LA CHAINE
ANDINE

CHAPITRE II- PETROGRAPHIE DES ROCHES DE LA CHAINE ANDINE**I- LES LAVES CALCO-ALCALINES**

Le terme calco-alcalin a été originellement appliqué par opposition au terme alcalin pour des roches ignées dans lesquelles les proportions de CaO et d'alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) sont telles, par comparaison aux autres constituants, que les minéraux principaux sont les feldspaths, la hornblende et/ou l'augite alors que les feldspathoïdes et les pyroxènes et amphiboles sodiques sont absents.

Cette définition a été précisée : une suite est calco-alcaline quand $\text{SiO}_2 > 62\%$ au point où la courbe de la distribution de CaO coupe la bissectrice de celles de Na_2O et de K_2O dans un diagramme de Harker (Holmes, 1920, 1921).

Selon cette définition, la suite andine Plio-Quaternaire d'Atacama est bien calco-alcaline ($\text{SiO}_2 = 66,5\%$ à l'intersection des courbes de distribution de CaO et de la bissectrice des courbes de distribution de Na_2O et K_2O). Il en est de même des suites des Andes Méridionales et des Andes Septentrionales.

La nomenclature des laves andésitiques est basée sur la teneur en silice (% en poids d'oxyde) des laves (fig. 4).

Comme cette teneur en SiO_2 augmente progressivement avec la différenciation, depuis les basaltes alumineux aux rhyolites calco-alcalines, et ce parallèlement à l'augmentation des teneurs en K_2O , toute classification basée sur les corrélations visant à distinguer une série calco-alcaline d'une série calco-alcaline riche en K_2O , devra avoir des limites parallèles aux lignes naturelles $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ à pente positive.

Les différentes séries ont des teneurs comparables en Na_2O , mais diffèrent par celles de K_2O . On distingue ainsi une série calco-alcaline pauvre en K (îles Sandwich), une série calco-alcaline riche en K ($\text{K}_2\text{O} > 1,5\%$) (Andes Centrales) surtout constituée d'andésites riches en K et de dacites riches en K. Entre les séries précédentes, il y a une série intermédiaire en K (Andes Méridionales, Soufrière).

La série shoshonitique (NW Argentine), est clairement shoshonitique (hyperpotassique). Elle est formée par des absarokite, shoshonites, banakites.

A l'intérieur de l'association calco-alcaline, quatre termes (basaltes alumineux, andésites, dacites et rhyolites) ont été définis en fonction de la teneur en silice de ces laves.

Il est évident que selon les auteurs, les valeurs des limites entre ces divers termes varient, ce qui peut se justifier d'ailleurs si référence est effectivement faite à leur minéralogie.

Enfin, le terme andésite a été habituellement subdivisé en andésite basaltique (ou aussi basique, avec la restriction qu'il convient désormais d'apporter à ce qualificatif) et andésite.

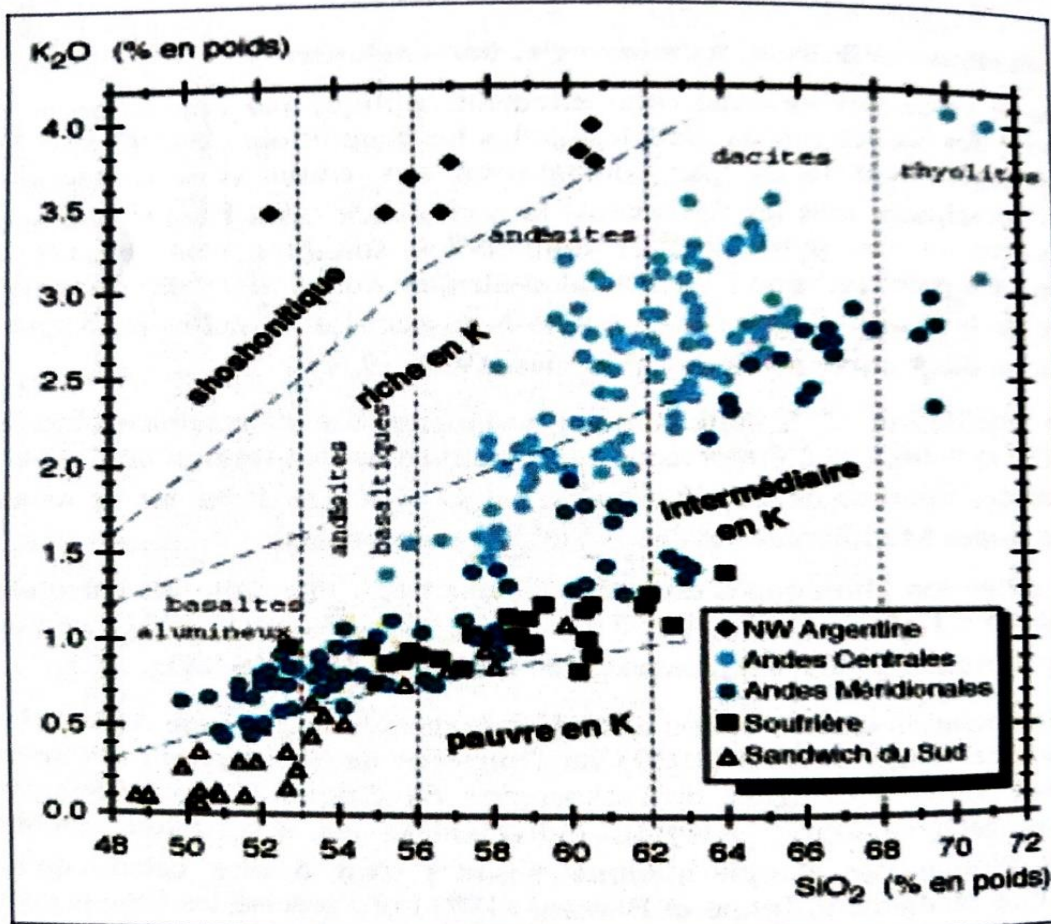


Fig. 4 Variation de K_2O en fonction de SiO_2 (% en poids) des laves prélevées au Nord-Ouest de l'Argentine, dans les Andes Centrales, les Andes Méridionales, à la Soufrière (Guadeloupe) et dans les îles Sandwich du Sud.

Le terme andésite doit être désormais strictement réservé à des laves liées à la subduction, et donc à un magmatisme orogénique.

C'est ainsi que de nombreuses laves autrefois dénommées andésites, par exemple l'andésites de Ngaoundéré (du domaine intraplaque) ou les andésites d'Islande (liées aux dorsales océaniques) seraient désormais respectivement dénommées benmoréite et icelandites.

II- PETROGRAPHIE

Comme pour la classification des laves tholéitiques, celle des laves calco-alkalines, qui appartiennent aussi à la série subalkaline, repose sur leur teneur en silice (pourcentage en poids de SiO₂).

Il y a quatre termes principaux : basalte alumineux, andésite (parfois subdivisée en andésite basaltique et andésite), dacite calco-alkaline et rhyolite calco-alkaline.

Sh	Absarokite	Shoshonitique	Banakite	Latite	Liparite
CA	Basaltes alumineux	Andésite Basaltique	Andésite	Dacite	Rhyolite

Tableau 1 Classification chimique des laves calco-alkalines (CA) et shoshonitiques (Sh) d'après la classification de Taylor (1969) et Peccerillo et Taylor (1975).

La distribution des phénocristaux dans les laves permet une bonne approche de la classification chimique des laves calco-alkalines.

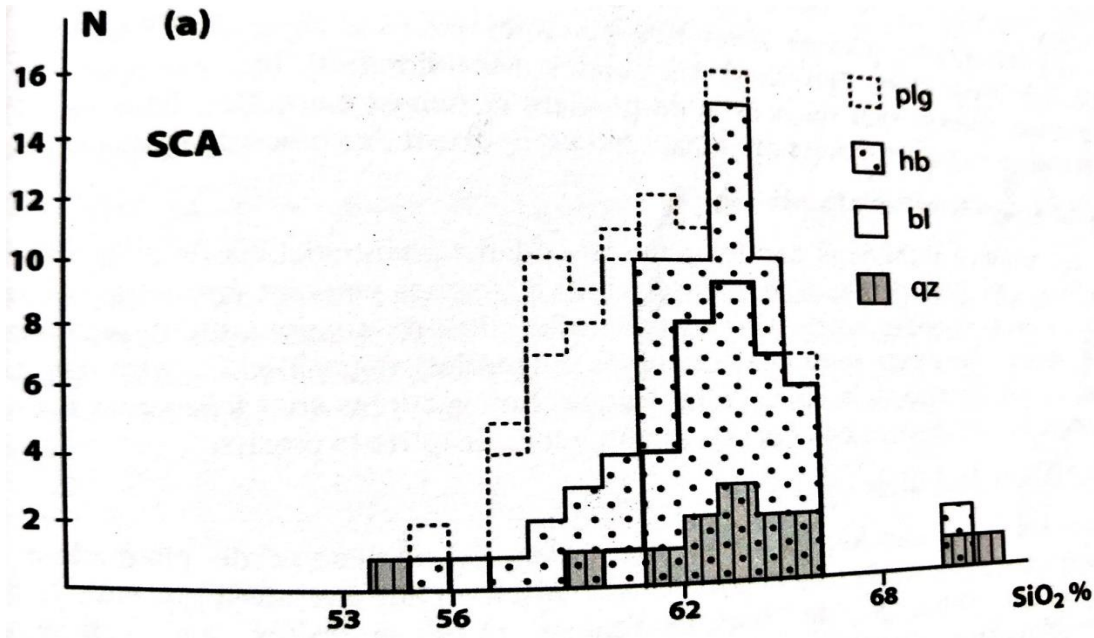


Fig.5 Histogramme

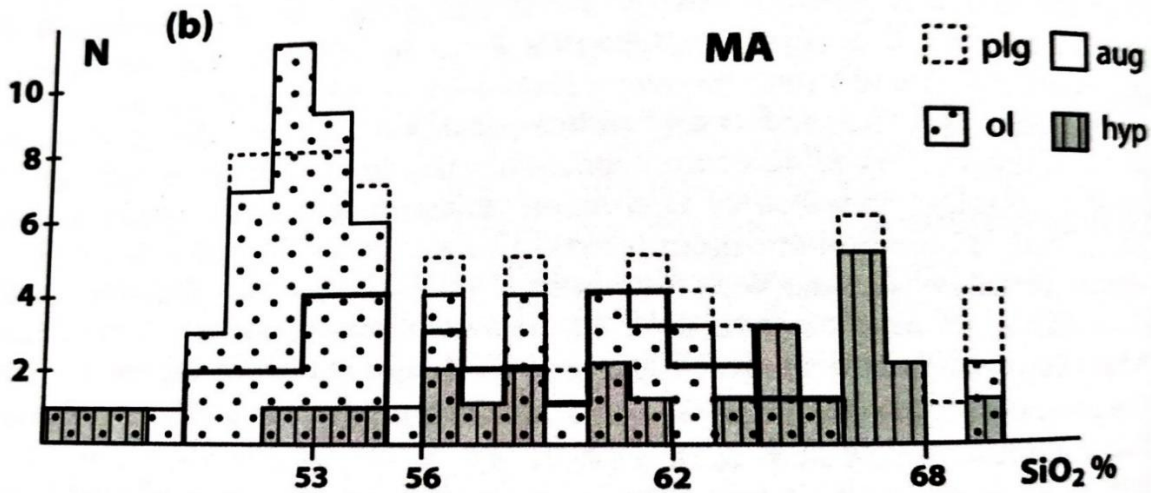


Fig.6 Histogrammes montrant la distribution des phénocristaux dans les laves calco-alcalines des Andes-Centrales (SCA) (a) et Andes Méridionales (MA) (b), pl = plagioclase ; hb = hornblende ; bi = biotite ; qz = quartz ; aug = augite ; ol = olivine et hyp = hypersthène. La distribution inverse de la hornblende dans les laves SCA et de l'olivine dans les laves MA est la principale caractéristique qui oppose ces deux provinces pétrographiques. La ligne en pointillés espacés limite la distribution des laves étudiées dans les régions considérées. N : nombre d'échantillons.

Toutes ces laves ont une structure microlitique porphyrique et sont dans la grande majorité des cas très porphyriques avec un mode (pourcentage en volume des phénocristaux) souvent compris entre 30 et 40.

Ce mode augmente des basaltes aux dacites, les rhyolites étant souvent vitreuses.

Certaines laves, ayant eu une éruption sous-glaciaire qui a permis leur refroidissement rapide, inhabituel sous d'autres conditions, peuvent avoir une structure vitreuse (hyaline), mais elles ne sont pas fréquentes, sauf dans les Andes Méridionales, par exemple, où de nombreux volcans sont recouverts de glaciers et neiges éternelles, leurs éruptions sommitales engendrant alors des lahars qui comportent des blocs des laves trempées.

1) **Les Basaltes Alumineux**

Les basaltes alumineux sont ubiquistes dans les zones de subduction, que ce soit dans les marges continentales ou dans les arcs insulaires.

Par rapport aux basaltes alcalins, ils sont riches en silice ($\text{SiO}_2 > 48\%$) et, par rapport aux tholéïtes, ils ont des teneurs en $\text{K}_2\text{O} > 0,4\%$.

Par comparaison aux tholéïtes, les basaltes alumineux ont de fortes teneurs en Rb, Ba, Th, U, et, par comparaison aux basaltes alcalins, ils ont de très faibles teneurs en Ta et Nb et de faibles teneurs en Rb, Ba, Th, U.

Ils contiennent d'abondants phénocristaux de plagioclase, et d'olivine. Des phénocristaux de clinopyroxène (augite) peuvent être aussi présents.

La mésostase contient essentiellement des microlites de plagioclase, clinopyroxène, et oxydes de fer-titane (essentiellement de magnétite) et parfois du verre.

L'olivine n'est pas présente dans la phase microlitique. Les vacuoles sont fréquentes dans les laves qui ont été émises au cours de phénomènes éruptifs explosifs.

2) **Les Andésites**

Les andésites contiennent des phénocristaux de plagioclase, de clinopyroxène et parfois d'orthopyroxène.

L'olivine peut être aussi présente, le plus souvent en l'absence de l'orthopyroxène. Les andésites contiennent systématiquement des phénocristaux d'orthopyroxène et peuvent contenir, en plus, des phénocristaux de hornblende voire biotite.

La hornblende brune peut être présente dans les termes qui ont des teneurs en silice proches des celles des dacites. Les microlites sont surtout du plagioclase, de l'augite et des oxydes de fer-titane (surtout magnétite mais aussi parfois ilménite).

La phase vitreuse est plus fréquente que dans les basaltes ; la présence de microlites d'orthopyroxène a été signalée comme typique et exclusive des laves calco-alcalines.

En fait, dans les andésites ou basaltes alumineux des Andes, nous n'avons quasiment jamais observé d'orthopyroxène microlitique.

La détermination du pyroxène est délicate au microscope, car les sections des microlites sont le plus souvent des polygones sans direction d'allongement aisément repérable, et il est alors illusoire de prétendre distinguer clinopyroxène et orthopyroxène dans cette phase sans avoir recours à la microsonde électronique qui détectera infailliblement la présence ou non de calcium.

La pigeonite est quelquefois signalée en phénocristaux et en microlites dans des andésites d'arcs insulaires. Les échantillons andins étudiés n'en contiennent pas.

3) Les dacites

Les dacites contiennent, outre des phénocristaux de plagioclase, de clinopyroxène et d'orthopyroxène, des phénocristaux de hornblende et de biotite.

Très rarement, le feldspath potassique et le quartz sont parfois présents en phénocristaux, surtout dans les dacites proches des rhyolites. Le verre est quelques fois abondant. Les dacites peuvent contenir des xénocristaux d'olivine magnésienne (F_{O85}).

4) Les rhyolites calco-alcalines

Dans les rhyolites, le quartz n'est pas systématiquement présent en phénocristaux. Il en est de même du feldspath potassique qui est rare.

La biotite est souvent le minéral le plus abondant après le plagioclase. Des phénocristaux de hornblende sont rencontrés dans les rhyolites proches des dacites. Le verre est fréquent.

III- ROCHES SHOSHONITIQUES**1) Transition entre le volcanisme calco-Alcalin Et alcalin****2) L'exemple du volcanisme shoshonitique des Andes Centrales****Introduction**

Les laves de la série shoshonitique sont intermédiaires entre celles de la série calco-alcaline et de la série alcaline.

Le plus bel exemple récent se trouve dans les Andes, en Argentine. En fait les volcans shoshonitiques Plio-quaternaires (600 mètres de diamètre, 200 mètres de hauteur) ne sont qu'au nombre de 3 et leurs laves représentent un volume quasi insignifiant (en tout nettement inférieur à 1 kilomètre cube) eu égard à ceux de la centaine de volcans calco-alcalins des Andes de l'Altiplano (5 à 10 kilomètres de diamètre, 1 à 2 kilomètres de hauteur, soit plus de 20 kilomètres cubes pour chacun d'entre eux...) et même des quelques volcans alcalins de la Pampa Argentine (520 kilomètres de diamètre, 2 kilomètres de hauteur, soit 200 kilomètres cubes chacun).

Les volcans shoshonitiques, situés à mi-chemin entre les domaines purement andésitiques de la Cordillère andine et purement alcalin extra-andin d'Argentine ont des caractères intermédiaires entre ceux des volcans liés à la subduction et ceux des volcans liés à la présence de points chauds.

Ces caractères intermédiaires sont vérifiés tant par leur situation géodynamique que par leurs caractéristiques minéralogiques et géochimiques.

IV-LES VOLCANS SHOSHONITIQUES QUATERNAIRES DES ANDES CENTRALES

L'association shoshonitique, introduite en 1968 (Joplin, 1968) a été souvent ignorée, critiquée, ou, comme dans les Andes, confondue avec l'association calco-alcaline ou alcaline.

Alors que la zonation à travers la marge andine est bien établie, avec des laves calco-alcalines à l'ouest et des laves shoshonitiques à l'est, et des laves alcalines, loin vers l'est, en dehors du domaine lié à la subduction de la plaque de Nazca sous la plaque américaine.

Les laves shoshonitiques sont classées en absarokites, shoshonites, banakites et latites (figure suivante).

Les volcans Cerro Chorrillos, San Jeronimo et Tuzgle sont d'âge Quaternaire et leurs laves et se sont épanchées sur un substratum d'âge Précambrien couvert de grès cambriens et d'ignimbrites cénozoïques.

Les coulées sont de type en blocs, d'une dizaine de mètres d'épaisseur et de quelques kilomètres de longueur.

Leurs laves, du fait de leur aspect vitreux, de leur couleur noire et de leur cassure conchoïdale, sont semblables aux laves andésitiques de certains petits cônes parasites des grandes volcans calco-alcalins de Andes Centrales (exemple Volcan Socompa) et qui sont parmi les moins évolués (les plus proches des basaltes) des laves andines.

1) Pétrographie

Les laves shoshonitiques sont dépourvues de phénocristaux de plagioclase.

2) Absarokites

Les absarokites sont des laves noires qui contiennent des phénocristaux d'olivine (jusqu'à 3 millimètres de long), des microphénocristaux de clinopyroxène, de gros (4millimètres) xénocristaux de quartz (entourés par une couronne de petits cristaux de clinopyroxène), et des cristaux de feldspath à structure en tamis.

La matrice est constituée d'abondants microlites de plagioclase et de sanidine, d'augite et de rares oxydes de fer-titane, dispersés dans un verre brunâtre.

3) Shoshonites

Les shoshonites ont une texture microlitique porphyrique. Les phénocristaux d'olivine (2 millimètres) sont moins rares que ceux d'augite.

Des microphénocristaux d'hypersthène sont souvent situés au centre d'agrégats avec des microphénocristaux d'olivine et de clinopyroxène. Des phénocristaux de phlogopite sont en voie de résorption.

Des xénocristaux de quartz (entourés d'une couronne vitreuse et de petits cristaux de clinopyroxène) et des cristaux à texture en tamis de feldspath sont aussi présents.

La matrice contient surtout des microlites de plagioclase, sanidine, clinopyroxène et oxydes de fer-titane disséminés dans un verre brun.

4) Banakites

Leur structure est microlitique porphyrique. Les phénocristaux d'hypersthène sont plus gros (3millimètres) que ceux de clinopyroxène.

Des rares phénocristaux de hornblende et de phlogopite sont présents. Des xénocristaux de quartz et des cristaux de feldspath à texture en tamis sont présents.

La matrice est constituée essentiellement de microlites de plagioclase, sanidine, augite, rarement de phlogopite et oxydes de fer-titane, dispersés dans un verre brunâtre peu abondant.

Conclusion

Dans les Andes, le volcanisme calco-alcalin typique des marges continentales (Andes Centrales), riche en potassium, évolue progressivement vers un volcanisme calco-alcalin d'arc (Andes Méridionales) puis vers un volcanisme calco-alcalin d'arc pauvre en potassium (Andes Australes) et souvent dénommé abusivement volcanisme calco-alcalin à tendance tholéitique ou même volcanisme tholéitique d'arc.

Les basaltes rencontrés dans ces arcs n'ont rien à voir avec les tholéites mises en place au niveau des dorsales océaniques, ne serait-ce que par leurs teneurs en K₂O supérieures à 0,5 %, et surtout, et aussi, parce que les séries tholéitiques des dorsales océaniques n'évoluent pas vers des rhyolites ou même des dacites (cas exceptionnel et atypique de l'Islande) alors qu'au contraire, les séries des arcs insulaires évoluent fréquemment vers des andésites, dacites et rhyolites. Il y a là une ambiguïté nécessaire.

CHAPITRE III
MINERALOGIE DE LA
CHAINE ANDINE

CHAPITRE III : MINERALOGIE DE LA CHAÎNE ANDINE

LA SERIE CALCO-ALCALINE

Les laves calco-alcalines ont, le plus souvent, une structure microlitique fortement porphyrique.

Cependant, actuellement les compositions isotopiques des laves calco-alcalines sont davantage connues que leurs descriptions pétrographiques et encore plus que les compositions des minéraux qui les constituent.

La figure suivante présente la distribution des minéraux dans les laves calco-alcalines en fonction de la teneur en SiO₂.

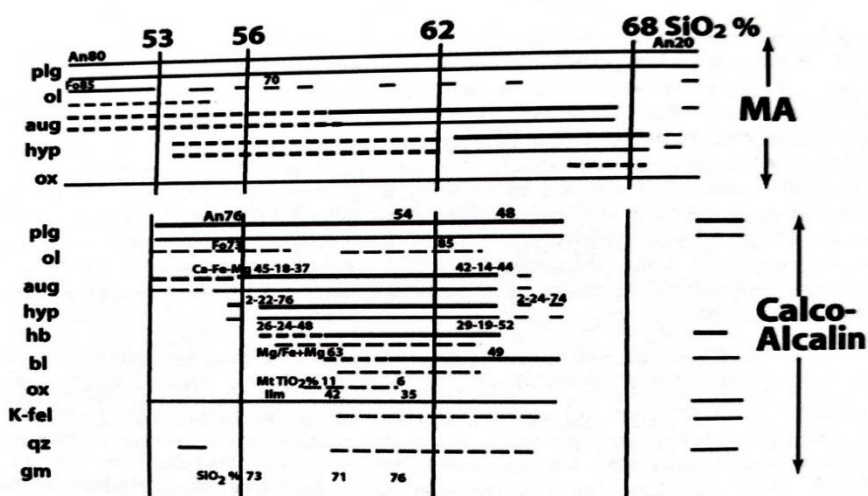


Fig.7 Distribution des minéraux et intervalle de composition dans les laves calco-alcalines. Ces compositions des minéraux sont exprimées en %. Les valeurs d’anorthite et de forstérite sont indiquées pour le plagioclase et l’olivine respectivement ; Les teneurs en Ca -Fe-Mg sont indiquées pour l’augite, l’hypersthène (ou la bronzite) et la hornblende ; le rapport Mg/(Mg+Fe) est indiqué pour la biotite ; la teneur en TiO₂ dans les oxydes(ox), magnétite (mt) et ilménite (ilm) et la teneur en SiO₂ pour la mésostase (gm) sont précisées.

Les phénocristaux présents dans les laves calco-alcalines ont cristallisé dans des systèmes le plus souvent ouverts, sous des conditions de pression et température qui ont varié.

Le résidu liquide entoure les cristaux et a formé la mésostase. Pour le moment, il n'est pas possible de distinguer les divers phénomènes qui ont prévalu à la croissance des phénocristaux.

Prenons le cas des phénocristaux zoné de plagioclase, ubiquistes dans la plupart des andésites.

Résultent-ils d'une accumulation suite à leur cristallisation à partir de liquides co-génétiques de compositions différentes, ou proviennent-ils de magmas d'origine distincte mélangés dans des réservoirs communs ?

La distinction entre phénocristal et xénocristal devient alors délicate, une même lave pouvant d'ailleurs contenir les deux types de cristaux.

- **Plagioclase**

Le plagioclase est le minéral typique des laves calco-alcalines. Les cristaux de plagioclase sont ubiquistes dans les laves calco-alcalines. Mis à part les obsidiennes, très rares sont les laves (celles riches en Mg) qui n'en contiennent pas.

L'abondance des phénocristaux de plagioclase peut même être un critère de reconnaissance de ces laves.

Le plagioclase est donc la phase présente dans les magmas calco-alcalines au liquidus, avant l'éruption, impliquant la présence de 2 à 5 % d'eau (en poids).

La composition des phénocristaux varie de An_{90} dans les basaltes alumineux à An_{35} dans les rhyolites. Dans une même lave, les microlites sont systématiquement plus pauvres en calcium que les phénocristaux.

Les teneurs en potassium restent faibles ($K_2O < 1\%$? or < 6), même dans les rhyolites riches en andésine (Andes Centrales).

Il est un fait que les andésites, décrites comme des laves contenant en abondance de l'andésine, d'où le nom andésite, roche riche en andésine ($An_{30} < \text{andésine} < An_{50}$), n'en contiennent que rarement.

Le plagioclase des andésites est avant tout la bytownite ($An_{70} < \text{bytownite} < An_{90}$) et/ou du labrador ($An_{50} < \text{labrador} < An_{70}$) et rarement de l'andésine.

Du fait que le plagioclase soit quasi toujours le seul feldspath à cristalliser, il en résulte que le verre sera souvent riche en potassium (surtout si la biotite n'est pas présente).

Les phénocristaux de plagioclase sont zonés et contiennent habituellement de nombreuses inclusions fluides et solides.

Ils sont communs en agrégats avec des phénocristaux d'augite et de magnétite. La densité des phénocristaux de plagioclase est voisine de celle de la lave, et peut donc favoriser leur accumulation suite à un non fractionnement.

La composition des phénocristaux de plagioclase dépend des conditions thermodynamiques prévalant lors de leur cristallisation.

Pour qu'un plagioclase de composition plus calcique qu' An_{50} puisse cristalliser dans un magma andésitique, la température doit être inférieure à 1100 degrés et la pression d'eau supérieure à 0, 1 GPa.

Le zonage observé dans les phénocristaux de plagioclase n'est toujours pas interprété de façon consensuelle.

Le zonage habituellement normal (bordures plus sodiques que les cœurs) et interprété comme résultant d'un fractionnement lors d'un refroidissement isobare (An diminue de 10 % si T diminue de 50 degrés à PH_2O constante) ou lors de la montée isotherme d'un magma riche en eau (An diminue 20 % si PH_2O diminue de 0, 1 GPa), ou toute combinaison de ces deux phénomènes.

Le zonage est néanmoins aussi fréquemment oscillatoire et interprété comme résultant d'une remontée isotherme de magma presque anhydre, d'une augmentation locale de température ou encore d'excroissances sur des cristaux squelettiques au cours d'une cristallisation isotherme et isobare.

Enfin, des zonages inverses ne sont pas rares et fréquemment interprétés comme les résultats de mélanges magmatiques ou d'assimilations.

Les inclusions trouvées dans les phénocristaux de plagioclase sont vitreuses (ou issus de la dévitrification) et, mises à part les structures en tamis résultant de mélanges, elles sont généralement localisées dans certaines zones précises.

Diverses interprétations ont été données à ces inclusions : elles résulteraient de gradients de composition entre bordure du cristal et liquide (Bottinga et al., 1966), d'un emprisonnement de gouttelettes de liquide lors d'une croissance très rapide du cristal (Lofgren, 1974), d'une résorption lors de la montée d'un magma anhydre (MacDonald et Katsura, 1965) ou lors d'un mélange magmatique (Anderson, 1976).

Si certains zonages peuvent être clairement explicités, généralement dans le cas des mélanges magmatiques (par exemple, dans une andésite basaltique, le cœur des cristaux zonés issus d'un mélange a une composition An_{30} , habituelle des phénocristaux des rhyolites, totalement distincte de celle An_{70} des autres cristaux de la lave et est incompatible avec la composition de la lave-hôte), les interprétations des zonages et des inclusions restent encore et resteront encore longtemps du domaine des hypothèses puisqu'aucune chronologie de leur cristallisation n'est le plus souvent précisément établie.

- **Pyroxène**

Les clinopyroxène et l'orthopyroxène sont présents dans les laves calco-alkalines, mais le clinopyroxène prédomine.

- **Clinopyroxène**

L'augite est le plus commun des clinopyroxène des laves calco-alkalines. Les phénocristaux de clinopyroxène (de 1 à 5 %) sont moins abondants que ceux de plagioclase.

Le clinopyroxène est plus abondant dans les andésites que dans les autres laves de la série.

Sa composition, du moins celle des cœurs de phénocristaux, est limitée à un domaine réduit. C'est un pyroxène pauvre en titane ($TiO_2 < 1\%$) et en sodium (Na_2O souvent en dessous de 0,50 %).

Plus les laves sont différenciées, plus le clinopyroxène est riche en silice et plus il est pauvre en aluminium alors que sa teneur en fer ne varie guère (le rapport Fe/Mg diminue légèrement de 0,8 à 0,7). Il devient aussi plus riche en calcium.

Plusieurs explications satisfont à cette forte teneur en calcium : température d'équilibre plus basse pour les pyroxènes calciques, plus forte teneur (activité) en silice et partant plus forte teneur en

$\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$, ou, plus vraisemblablement, coexistence avec l'amphibole (elle-même contenant Fe et Mg).

Les microlites sont abondants et souvent de compositions voisines à celles des phénocristaux, ou quelque peu moins calciques et plus riches en fer.

Notons que la distinction entre les microlites de clinopyroxène et d'orthopyroxène sous le microscope polarisant (et sans utiliser des grossissements supérieurs à 400 fois) et réellement illusoire.

En effet, les microlites de pyroxène sont pseudo-circulaires et mesurent habituellement entre 0,3 et 0,5 μm de « diamètre » (sections de 4 à 5 μm de longueur pour 3 à 4 μm de largeur) ; de plus les teintes de polarisation sont systématiquement jaune foncé.

La superposition de microlites de pyroxène avec ceux de magnétite fait que, lors d'une observation en lame mince (30 μm d'épaisseur), il n'est réellement pas possible de distinguer le clinopyroxène de l'orthopyroxène lors de la détermination.

Des cristaux d'augite subcalcique voire de pigeonite ont parfois été signalés dans les laves calco-alcalines. Cependant ces présences ont été rarement confirmées par des analyses effectuées au microanalyseur électronique.

Augite subcalcique et pigeonite sont essentiellement des cristaux en net déséquilibre avec la lave hôte, ou des bordures de phénocristaux d'augite, ou encore des microlites issus d'une trempe.

De tels déséquilibres peuvent résulter de mélanges entre magmas riche et pauvre en silice.

- **Orthopyroxène**

Des phénocristaux d'orthopyroxène (bronzite et rarement hypersthène) sont communs dans les andésites (0,5 millimètre de longueur) et surtout dans les dacites où ils sont plus volumineux (1 millimètre) et plus abondants que ceux de clinopyroxène.

Des microlites d'orthopyroxène sont aussi très rarement présents dans les andésites et les dacites (en fait les microlites de clinopyroxène sont de loin le plus fréquents).

Il a été signalé (Kuno, 1950a), mais, du fait que les microlites ont une taille trop petite (diamètre voisin de 5 μm), comparée à celle du faisceau électronique (diamètre de l'ordre de 5 μm) pour

permettre d'effectuer des analyses distinctes de leur cœur et de leur bordure, ça n'a pas pu possible détecter, s'il est présent, ce type de zonation pour les microlites des laves andines.

Quelques andésites (et rares basaltes alumineux) contiennent à la fois des phénocristaux d'olivine, d'augite et d'hypersthène. Les phénocristaux d'orthopyroxènes sont parfois entourés d'une frange de clinopyroxène.

La composition des phénocristaux d'orthopyroxène, en particulier le rapport Fe/Mg, varie davantage que celle des phénocristaux de clinopyroxène.

Les phénocristaux d'orthopyroxène sont parfois zonés (la variation de la teneur en Fe, atteignant rarement 10% en moles) de façon normale (le rapport Fe/Mg est croissant du cœur vers la bordure des phénocristaux) ou inverse.

Il n'est pas possible de connaître la cause de cette zonation (diffusion lors du refroidissement, décompression, cristallisation de hornblende ou de magnétite, ou encore mélange magmatique...).

- **Amphibole**

L'amphibole n'est présente qu'en phénocristaux et seulement dans les laves calco-alcalines intermédiaires et différenciés (des andésites aux dacites, voire rhyolites). C'est essentiellement une hornblende brune (exceptionnellement verte).

La hornblende est calcique. Il s'agit de hornblende qui appartient au domaine des hornblendes tschermakitique, magnésio-hornblende, edenitique ou pargasitique.

Elle est pauvre en silice ($38\% < \text{SiO}_2 < 50\%$), et sa cristallisation a pour effet d'accroître la teneur en silice des liquides résiduels.

De même la valeur du rapport $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ de la hornblende étant voisin de 0,6-0,7, valeur supérieure à celle du magma où elle se forme, la cristallisation de l'amphibole provoque un enrichissement en fer (relativement au magnésium) des liquides résiduels.

L'amphibole cristallise à des pressions inférieures à 0,9 GPa. Ces pressions sont estimées par comparaison aux teneurs en aluminium des amphiboles obtenues expérimentalement (Hammarstrom et Zen, 1986).

Le remplacement de la hornblende en plagioclase + pyroxène + oxydes de fer-titane à la suite de sa fusion incongruente est fréquent dans certaines andésites.

- **Biotite**

La biotite est surtout présente en phénocristaux dans les andésites riches en silice ($\text{SiO}_2 > 38 \%$), dacites et rhyolites et aussi dans les andésites riches en potassium.

Elle est fréquemment associée à la hornblende. La valeur du rapport $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ est voisine de 0,5.

Elle contient peu de titane ($\text{TiO}_2 < 4 \%$). Les microlites, présents dans certaines dacites et rhyolites, sont plus riches en magnésium ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) > 0,8$), et correspondent à une phlogopite titanifère.

- **Olivine**

Les phénocristaux d'olivine sont présents dans les basaltes et andésites basaltiques. Cependant leur mode reste inférieur à 10 %.

Leur composition varie de Fo_{65} , et ils sont généralement en équilibre avec la lave hôte. De petits cristaux d'olivine (microphénocristaux) sont aussi souvent présents surtout lorsque les laves sont riches en magnésium ($\text{Mg} > 8 \%$), mais ils sont moins riches en magnésium (Fo_{75-55}) que les phénocristaux.

La zonation est exceptionnelle, sauf sur l'extrême bordure qui est systématiquement moins riche en magnésium (exemple cœur Fo_{75} ; bordure Fo_{65}).

La teneur en CaO est inférieure à 0,3. De petits cristaux de chromite ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 35 \%$) sont fréquemment inclus dans les phénocristaux d'olivine.

- **Oxydes**

Deux oxydes sont surtout présents dans les laves calco-alkalines ; la magnétite (plus ou moins titanifère et pouvant être dénommée titanomagnétite si $\text{TiO}_2 > 22 \%$) et plus rarement l'ilménite.

La magnétite est fréquente en phénocristaux, surtout dans les andésites et laves plus différenciées, mais est systématiquement présente en microlites.

L'ilménite est plus rare tant en phénocristaux qu'en microlites. Les cristaux de spinelle chromifère ne sont présents qu'en inclusions dans les phénocristaux d'olivine.

Les phénocristaux de magnétite sont systématiquement présents dans les laves contenant des phénocristaux de hornblende.

La titanomagnétite est aussi présente dans les couronnes réactionnelles autour de cristaux de hornblende.

L'ilménite est plus abondante dans les basaltes que dans les andésites (et dacites) du fait à la fois des faibles teneurs en TiO_2 et des faibles fugacités d'oxygène des magmas andésitiques.

- **La sanidine**

La présence de sanidine en phénocristaux est exceptionnelle. Seules les rhyolites ($\text{SiO}_2 > 72\%$) peuvent en contenir.

La sanidine n'est le plus souvent signalée que sous forme de microphénocristaux ou microlites, dans certaines dacites et rhyolites riches en potassium. Les microlites de sanidine (Or_{60-72}) peuvent alors coexister alors avec ceux de plagioclase (An_{40-50}).

- **Quartz, tridymite et cristoballite**

Le quartz est présent en phénocristaux dans certaines rhyolites. Il est surtout présent dans les rhyolites ignimbritiques. Les cristaux sont le plus souvent corrodés et contiennent de nombreuses inclusions vitreuses.

Des fins cristaux de tridymite et de cristobalite sont aussi présents dans certaines dacites et rhyolites.

- **Apatite**

Commune sous forme de microcristaux dans les andésites et dacites, elle n'est présente en microphénocristaux que dans rares rhyolites ignimbritiques. Elle contient alors de nombreuses inclusions.

- **Autres minéraux**

Parmi les autres minéraux des laves calco-alkalines, signalés ailleurs que dans les Andes, se trouvent le grenat, la cordiérite, la pyrrhotite (en inclusions dans l'olivine), l'anhydrite...

Le grenat et la cordiérite ne sont en fait rencontrés que dans des laves peralumineuses. L'anhydrite n'est présente que dans des laves contenant des xénolites de roches calcaires.

II- Géochimie de la série calco-alkaline

1- Eléments majeurs

La distribution des éléments majeurs dans les différents termes de l'association calco-alkaline a déjà été évoquée.

Rappelons qu'outre l'oxygène, les dix principaux éléments distribués sur la Terre (Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Mn, P) sont présents comme éléments majeurs dans les laves calco-alkalines (tableau suivante).

Les laves calco-alkalines sont riches en Al_2O_3 et surtout K_2O par comparaison aux laves tholéïtiques et ont des teneurs en alcalins ($Na_2O + K_2O$) inférieures à celles des laves alcalines, ceci étant aussi vrai tant pour le sodium que pour le potassium.

L'amplitude des variations des teneurs en éléments majeurs (et traces) dépend du contexte géodynamique de la série, arc insulaire ou marge continentale.

A l'intérieur de ces deux domaines, des variations peuvent aussi être distinguées selon les arcs tout comme selon les régions des marges.

Par la suite, dans les graphiques seront distingués divers domaines. Dans les discussions ne seront considérées que les données calco-alkalines dans leur ensemble.

	Tocorpuri	Sairecabur	Lascar	Socompa	Sierra de	Antuco	Osomo
Ech.	N10J	N3K	N5A	N12Y	Lipez N16M	17L	19D
(% en poids)							
SiO ₂	57,83	58,87	64,93	62,77	70,57	49,91	50,87
TiO ₂	0,94	1,11	0,67	0,97	0,40	0,99	0,93
Al ₂ O ₃	16,04	17,36	16,27	16,00	15,91	18,50	19,90
Fe ₂ O ₃	7,20	2,20	1,46	5,45	2,26	9,73	8,32
FeO		4,39	3,14				
MnO	0,11	0,08	0,10	0,07	0,03	0,15	0,15
MgO	5,01	2,44	2,03	2,98	0,46	7,06	4,69
CaO	6,94	6,79	4,25	5,25	1,70	9,25	0,75
Na ₂ O	2,92	3,44	3,71	4,18	3,95	3,26	2,89
K ₂ O	2,06	1,88	2,75	2,22	3,91	0,64	0,47
P ₂ O ₅	0,23	0,19	0,27			0,15	0,11
H ₂ O ⁺	0,92	0,18	0,52	0,11	0,26	0,33	0,14
H ₂ O ⁻		0,13	0,17				
Li		12	29	21			
(ppm)							
Rb	68	55	16	47	194	16	12
Sr	394	477	366	618	329	475	408
Ba	501	487	463	573	737	199	163
Cs	3,3	1,4	8,2	2,1	8,1	0,9	0,8
V	187	224	120	140	51	211	252
Cu	15	22	18	32	10	60	63
Cr	184	40	29	83	25	120	101
Co	23	17	14	19	5	40	26
Ni	40	10	6	46	4	86	26
Sc	20	18	12	11	6	25	27
Sb	0,4	0,1	1,1	0,3	0,1	0,15	0,2
Zr	147	187	183	187	180	54	95
Hf	4,1	4,9	4,7	5,0	6,7	2,1	1,5
Ta	0,81	0,78	1,27	0,67	0,74	0,18	0,11
La	2,65	2,43	2,77	2,65	3,82	8,0	5,1
Ce	49	60	72			22,7	1,10
Nd							
Sm	46						
Eu	1,17	1,46	1,04	1,33	1,10	1,16	0,86
Tb	0,56	0,65	0,49	0,49	0,40	0,45	0,41
Ho							
Yb	1,43						
Lu	0,29						
Th	9,3	6,4	11,0	4,3	17,1	1,53	1,01
U	2,5	1,8	3,6	1,2	4,7	0,40	0,27

Tableaux 2 Composition chimiques (éléments majeurs % et en traces ppm) représentatives des laves calco- alcalines des Andes. Sources : Déruelle et al. (1982).

Les teneurs des oxydes des éléments majeurs autres que Al, K, et Na décroissent globalement avec les teneurs en silice croissantes.

Par opposition aux laves alcalines et surtout laves tholéitiques, les laves calco-alcalines sont caractérisées par la quasi absence d'enrichissement en fer au tout début de la différenciation (**fig.8**).

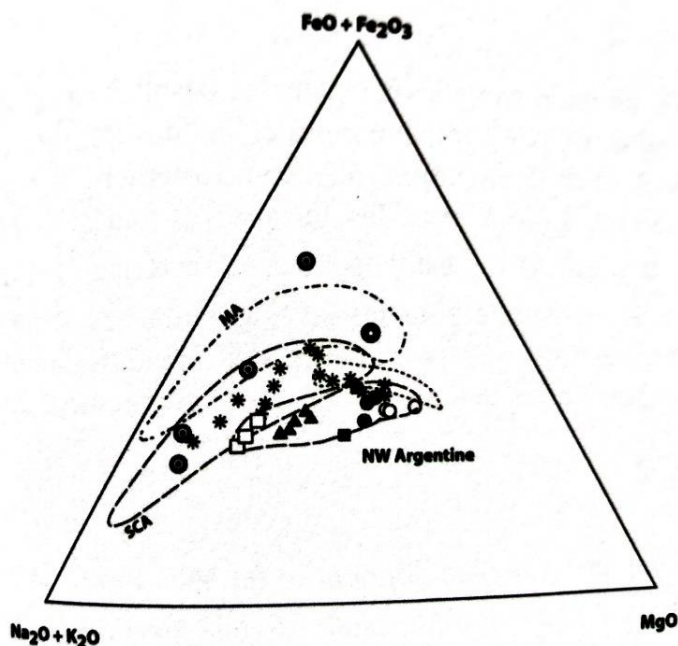


Fig.8 Diagramme AFM (% en poids) des laves du NW de l'Argentine, des Andes Méridionales (MA) et des Andes Sud-Centrales (SCA).

• SiO_2

Les teneurs en silice croissent progressivement avec la différenciation, et c'est bien pourquoi la silice est considérée comme indice de différenciation (**fig. 9**).

Les teneurs en silice varient de 52 à 72 % dans les Andes Centrales, mais pour plus de 90 % des échantillons, l'intervalle de variation se réduit à 57-66 %.

Dans les Andes Méridionales, ces limites se déplacent vers des teneurs plus basses ; de 49 à 68 %, mais pour la grande majorité des volcans étudiés, cet intervalle se réduit à 49-62 %, domaine sensiblement identique à celui des volcans des Andes Australes.

Il se déplace encore d'avantage vers des valeurs légèrement plus basses en SiO_2 (48-60 %) pour l'arc insulaire formé par les îles Shetland et Sandwich du Sud.

Si les basaltes des Monts Caraïbes (47-66 %) atteignent des valeurs encore plus basses (47 %), les dacites sont aussi présentes (jusqu'à 66 %).

- **TiO_2**

Dans les Andes Centrales, les teneurs en TiO_2 diminuent progressivement de 1,2 à 0,6 % avec la silice croissante. Ces teneurs sont plus basses que celles mesurées dans les laves alcalines.

Dans les Andes Méridionales, la diminution des teneurs en TiO_2 n'est nette qu'à partir des andésites, certains volcans ayant même des corrélations positives avec la silice pour les basaltes, tout comme pour les laves basaltiques des Sandwich du Sud.

Cette corrélation positive TiO_2 - SiO_2 pour les laves basaltiques n'est pas systématiquement dans les arcs insulaires, les Antilles (Soufrière de la Guadeloupe et Monts Caraïbes) montrant au contraire une corrélation régulièrement négative).

- **Al_2O_3**

Les teneurs en aluminium sont élevées dans les basaltes calco-alcalins (d'où leur nom : basaltes alumineux), par comparaison à celles des basaltes des autres séries. Elles décroissent avec la différenciation mais sont fortement dispersées (de 16 à 22 % pour 52 % de SiO_2), surtout pour les basaltes et andésites basaltiques.

Cette dispersion des teneurs en Al_2O_3 est l'une des caractéristiques des séries calco-alcalines. Elle est tout aussi vraie pour les laves des marges actives, qu'elles soient riches en potassium ou non, que pour celles des arcs insulaires.

En outre cette dispersion est nette pour chaque volcan considéré séparément comme une entité magmatique.

 $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$

Les analyses chimiques actuelles donnent le fer sous forme de FeO ou de Fe_2O_3 , en conséquence il n'est pas possible, sauf travail spécifique, de connaître l'état d'oxydation du fer.

En général, même si les mesures effectuées sur des andésites donnent de rapports $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} \approx 1$, ou légèrement supérieurs, il est admis qu'elles résultent d'une altération superficielle et qu'en fait dans les magmas, en suivant Fudali (1965), $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} \approx 0,3$, valeur dès lors habituellement utilisée pour calculer, entre autres, le nombre Mg^* .

Les teneurs en fer décroissent progressivement tout au long de la série, des basaltes aux rhyolites.

Il n'y a aucun enrichissement en fer dans la série calco-alkaline considérée dans son ensemble. Certains volcans peuvent, à la limite, avoir des teneurs en fer constantes depuis les basaltes jusqu'aux andésites basaltiques, mais c'est l'exception.

- **MgO**

Les teneurs en MgO décroissent fortement avec les teneurs en silice croissantes pour les basaltes et les andésites basaltiques.

Dès les andésites ($\text{SiO}_2 \approx 56\%$), la pente de la corrélation diminue. Elle devient quasi nulle pour les dacites avec $\text{SiO}_2 > 65\%$ et les rhyolites.

Dans les basaltes et andésites basaltiques, il existe une bonne corrélation entre les modes de l'olivine et les teneurs en MgO.

- **CaO**

Les teneurs en calcium sont négativement corrélées avec la différenciation croissante. La corrélation $\text{SiO}_2\text{-CaO}$ est la plus rectiligne de la série calco-alkaline (coefficient de corrélation voisin de 0,95).

Il existe à peine une petite diminution de la pente au niveau des andésites pour certaines séries.

Les écarts entre les différentes séries sont plus sensibles pour les basaltiques que pour les laves plus différenciées. Les teneurs en CaO sont systématiquement plus faibles que celles en $(\text{FeO}^* + \text{MgO})$.

- **Na₂O**

Les teneurs en Na₂O varient peu avec la différenciation dans les séries calco-alcalines (pente SiO₂-Na₂O très légèrement positive), mais la dispersion est grande (entre 3 et 5 %) des basaltes aux rhyolites.

Il en résulte une décroissance du rapport Na₂O/K₂O avec la différenciation croissante.

- **K₂O**

Les teneurs en K₂O ont permis parfois de distinguer des séries à teneurs faibles, normales ou fortes en K₂O. à teneur en SiO₂ équivalente, les teneurs en K₂O des laves augmentent, pêle-mêle, avec l'épaisseur de la croûte continentale sous-jacente aux volcans, avec la profondeur de la zone de subduction à l'aplomb des volcans, avec l'âge des laves émises.

En effet à mesure que, la distance à la fosse croît, vers le continent, et outre l'augmentation évidente de la distance verticale entre volcan et zone de Benioff :

- La teneur en K₂O dans les andésites des arcs insulaires (épaisseur de la croûte continentale faible, nettement inférieure à 30 kilomètres) est inférieure à celle des andésites des marges continentales (épaisseur de la croûte continentale supérieure à 30 kilomètres et pouvant atteindre 70 kilomètres comme dans les Andes centrales).
- L'activité volcanique, et magmatique en général, est de plus en plus récente.
- L'intensité du métamorphisme de la croûte océanique subductée.

C'est cette observation qui a permis d'écrire que, perpendiculairement à une marge active, les teneurs en K₂O des andésites augmentent avec la distance croissante à la fosse.

Quelle est la cause de cet enrichissement en K₂O vers le continent ? Est-il dû à la diminution progressive des taux de fusion partielle vers le continent à mesure que la profondeur de la subduction augmente ?

Le potassium étant un élément incompatible dans les minéraux dont la fusion engendre les magmas basaltiques, donc apte à se concentrer dans les tous premiers liquides formés, des taux de

fusion décroissants entraîneraient une augmentation de sa concentration dans les produits de fusion ; en effet plus le taux de fusion est faible, plus la concentration est élevée.

Ceci, sans être foncièrement faux, relève cependant d'une extrême simplification qui ne tient pas compte de la complexité des phénomènes intervenant dans la genèse des magmas andésitiques et dans leur différenciation.

• P_2O_5

Les teneurs en P_2O_5 augmentent de 0,05 à 0,4 % avec les teneurs en SiO_2 croissantes dans les basaltes et andésites basaltiques puis diminuent de 0,4 à 0,05 % des andésites aux rhyolites.

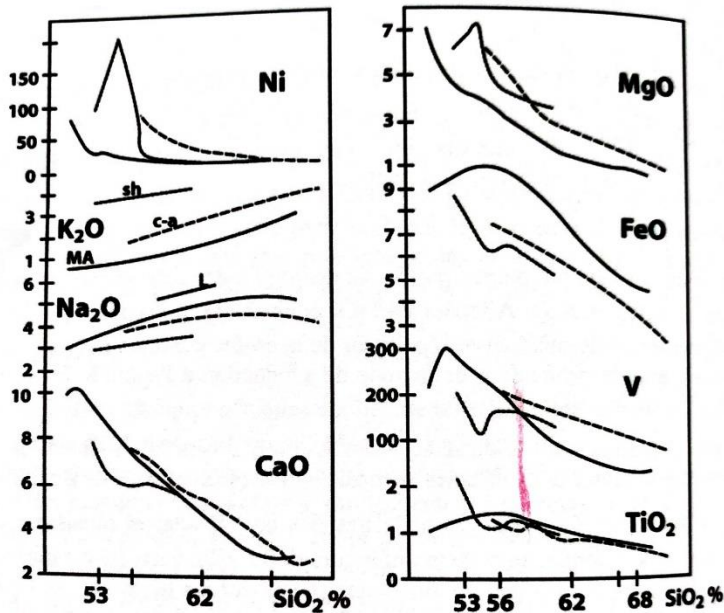


Fig.9 Diagrammes de Harker pour les laves des Andes Sud-Centrales et des Andes Méridionales. Les lignes pleines, en pointillés et en tiretrés correspondent aux laves calco-alkalines des Andes Sud-Centrales et des laves shoshonitiques des Andes Sud-Centrales, respectivement. Les éléments majeurs et en traces en % et ppm, respectivement.

1) **Eléments en traces**

Comparaison des basaltes alumineux avec ceux des autres séries.

La comparaison des teneurs en éléments en traces des laves calco-alkalines avec celles des laves des autres séries sera essentiellement abordée en ne considérant que les laves basaltiques (tholéïtes

et basaltes alcalins), c'est-à-dire en limitant, tant que faire se peut, les effets des fractionnements dus à la cristallisation.

Par rapport aux basaltes des autres séries, les basaltes alumineux sont pauvres en niobium et en tantale.

Cette caractéristique est particulièrement visible dans le type de représentation proposée, le « fossé du tantale et du niobium » y est flagrant.

En effet les teneurs en Ta (0,15 ppm) et Nb (0,8 ppm) y sont beaucoup plus faibles que dans les basaltes alcalins (Ta = 1,95-5,86 ppm, Nb = 39,3-44,8 ppm). Ce « fossé du tantale et du niobium » est souvent signalé comme première caractéristique des basaltes alumineux.

En fait, le terme fossé ne vaut que dans la comparaison avec les basaltes alcalins car les teneurs en Nb et Ta des basaltes alumineux sont voisines ou à peine inférieures à celles des tholéïtes (Ta \approx 0,2 ppm et Nb = 1,05-5,02 ppm) et ce sont surtout les teneurs en autres éléments (Ba, Rb, K, Th, U, et terres rares légères et moyennes, de La à Sm) qui sont plus élevées dans les calco-alcalines.

Les teneurs en Ba, Rb, Th, U, et les terres rares légères sont plus fortes pour les basaltes alumineux que pour les tholéïtes, mais restent en-deçà des teneurs des basaltes alcalins.

Éléments compatibles : Ni, Co, Cr, V, et Sc.

En ce qui concerne les éléments compatibles, les teneurs en éléments de transition Ni (100 ppm), Cr (100 ppm), Co (25 ppm), Sc (30 ppm) et V (250 ppm) des basaltes alumineux sont faibles relativement à celles des basaltes des autres séries.

Éléments chalcophiles : Cu, Zn, et Mo.

Bien que les éléments de ce groupe appartiennent aux gisements métallifères qui le plus souvent accompagnent le magmatisme calco-alcalin, leur lien direct avec ce magmatisme est encore controversé.

Éléments du groupe du potassium : Rb, Cs, Ba, Sr.

Les teneurs en ces éléments sont généralement bien corrélées avec celles en potassium, et donc en silice. Elles sont intermédiaires entre celles des tholéïtes et celles des laves alcalines.

2) Terres rares et Y

Les teneurs en terres rares normalisées au manteau décroissent progressivement du lanthane au lutétium.

Il y a quelques exceptions : le cérium et l'euporium. Alors que parfois, $Ce_N/La_N > 1$, les anomalies en Eu (par rapport au spectre des autres terres rares) sont soit positives soit négatives.

Groupe du thorium : Th, U et Pb

Les teneurs en ces éléments sont plus élevées dans les basaltes alumineux que dans les basaltes des autres séries. Elles sont aussi plus élevées pour des volcans de petite taille par rapport à ceux des gros strato-volcans.

Groupe du titane : Zr, Hf, Nb, et Ta

Le zirconium et l'hafnium, éléments à fort rapport charge/rayon ionique, ont des teneurs qui varient peu avec la différenciation, et le rapport Zr/Hf est constant.

Les teneurs en tantale et niobium croissent avec la différenciation, mais Nb/Ta reste constant.

III- Minéralogie de la série shoshonitique

La composition de l'olivine (cœurs des phénocristaux) varie continuellement de Fo₈₅ dans les absarokites à Fo₇₅ dans les shoshonites.

Le clinopyroxène est plus riche en magnésium dans les absarokites que dans les banakites. L'enrichissement en fer de l'orthopyroxène est net des shoshonites aux banakites. La phlogopite (présente dans les banakites) est riche en magnésium.

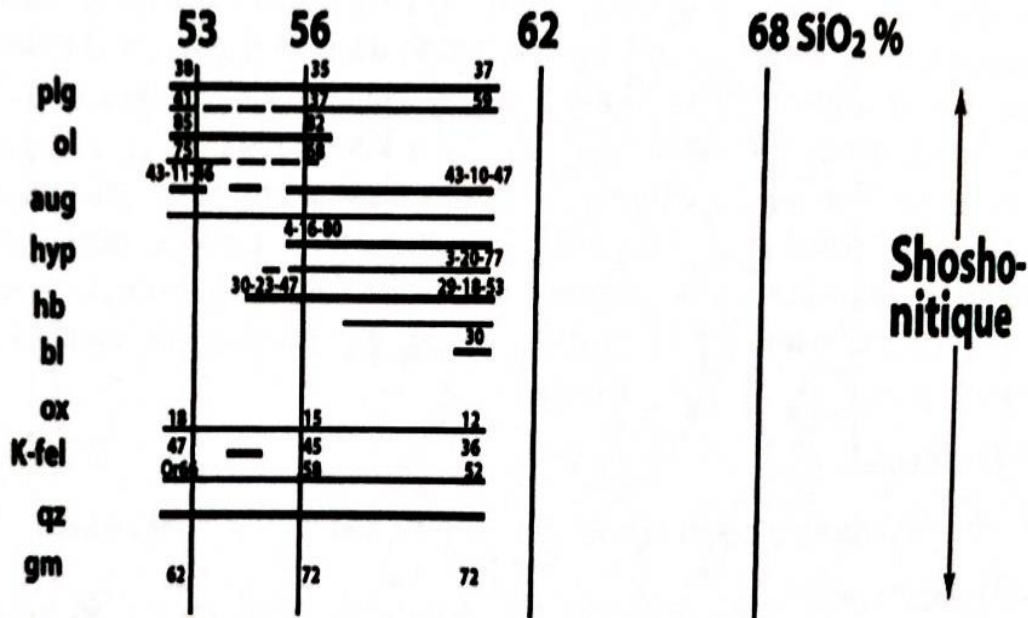


Fig. 10 Distribution des minéraux et intervalle de composition dans les laves shoshonitiques. Ces compositions des minéraux sont exprimées en %.

Les valeurs d anorthite et de forstérite sont indiquées pour le plagioclase et l'olivine, respectivement ; les teneurs en çà-Fe-Mg sont indiquées pour l'augite, l'hypersthène et la hornblende ; le rapport Mg/ (Mg + Fe) est indiqué pour la biotite ; la teneur en TiO₂ dans les oxydes (ox), magnétite (mt) et ilménite (ilm) et la teneur en SiO₂ pour la mésostase (gm) sont précises.

Les cristaux de quartz aussi fréquents dans les laves shoshonitiques de Bolivie, du Pérou, et de l'Absaroka Range et du Yellowstone Park (aux USA), entre autres, sont toujours entourés d'une couronne réactionnelle de clinopyroxène.

Ils contiennent toujours des inclusions fluides similaires en forme et composition à ceux d'origine magmatique.

IV- Géochimie de la série shoshonitique

La distribution des éléments majeurs et en traces est semblable à celle des laves calco-alcalines (tableau suivante).

	Laves calco-alcalines			Laves shoshonitiques		
Roches	Andésite pauvre en Si	Andésite en Si	Dacite	Andésite (Banakite)	Dacite (Latite)	Rhyolite (Liparite)
Ech.	1	13	11	1	4	1
(% en poids)						
SiO ₂	55,20	59,20	63,70	61,00	64,90	70,10
TiO ₂	1,20	1,00	0,77	1,08	0,92	0,50
Al ₂ O ₃	16,50	16,70	15,70	15,70	15,70	15,70
FeO*	7,80	6,70	5,10	6,30	4,90	3,10
MnO	0,12	0,10	0,07	0,10	0,05	0,02
MgO	5,40	3,30	2,70	3,25	2,20	1,10
CaO	7,40	6,10	4,50	5,45	3,80	2,40
Na ₂ O	3,50	3,50	3,55	2,40	2,65	3,80
K ₂ O	1,40	2,00	2,8	3,20	3,70	3,90
H ₂ O	1,20	1,00	1,0	0,90	1,60	0,20
Li (ppm)	18	18	26	23	26	31
Rb	23	59	100	129	158	184
Sr	735	555	470	320	355	360
Ba	1280	570	615	660	680	750
K/Rb	500	280	230	208	192	176
Rb/Sr	0,03	0,11	0,17	0,40	0,45	0,51

Tableau 3 Compositions chimiques représentatives des laves calco-alcalines comparées à celles des laves shoshonitiques des Andes. Données de Déruelle (1982).

Une évolution de la série par cristallisation fractionnée est dès lors présumée et de nombreux auteurs ont alors cru à l'existence d'une série shoshonitique en tant que série magmatique propre, sans envisager d'éventuels mélanges entre magmas alcalins et calco-alcalins.

En fait la preuve de mélange entre des magmas d'origine alcaline, de composition basaltique, issus des points chauds et des magmas d'origine calco-alcaline, de composition dacitique, issus de la subduction est désormais clairement établie.

Les arguments et preuves sont autant :

- **Géodynamiques** : localisation entre deux domaines, calco-alcalin, lié à la subduction et alcalin, lié aux points chauds.

- **Minéralogiques** : présence simultanée dans les laves de cristaux spécifiques des séries calco-alcalines et alcalines et des cristaux réactionnels en rééquilibration.
- **La présence des cristaux d'affinité de basalte alcalin** : les phénocristaux d'olivine ont des cœurs riches en Mg (**F₀₈₈₋₈₂**).

Certains cristaux d'olivine dans les agrégats avec les cristaux de clinopyroxène sont même plus riches en Mg (**F₀₈₈₋₉₉**).

Dans ces agrégats, les cristaux de spinelle chromifère et de chromite (38 % de Cr₂O₃) sont aussi présents. Le clinopyroxène est riche en Mg (Mg* jusqu'à 0,95).

- **La présence des cristaux d'affinité dacitique**

Les cristaux de phlogopite sont fréquents dans les laves shoshonitiques. Ils ont des teneurs élevées en Mg (Mg* ≈ 0,8-0,9) et une bonne corrélation Mg-(Fe + Mn + 2Ti).

Les shoshonites peuvent contenir de larges cristaux de feldspaths, mais tous ces cristaux sont typiquement à structure en tamis.

Le cœur est soit un plagioclase sodique ou un feldspath potassique, entouré par une zone brun noir faite d'un mélange non homogène de plagioclase squelettique et d'anneaux remplis de verre rhyolitique : la zone noire fréquemment entourée elle-même par une intercroissance de plagioclase calcique. Une assimilation des matériaux de surface, surtout des grès, peut être exclue.

Trois hypothèses majeures ont été proposées pour l'origine de tels cristaux. Sont-ils

- Le résultat de mélange entre les magmas basaltiques et rhyolitiques,
- Causés par des événements de chauffage, ou
- Des xénocristaux issus des gneiss à plagioclase-feldspath alcalin-quartz ? Il a été proposé (Déruelle, 1991) que ces cristaux de feldspath proviennent de l'assimilation des matériaux de la croûte supérieure (diorites) au cours de l'ascension de leurs laves-hôtes.

Les cristaux de quartz sont fréquents dans les shoshonites (jusqu'à 9 % en volume). Ils sont toujours fracturés et entourés d'un verre brunâtre lui-même entouré par une couronne de pyroxène.

Quelques fois, le cristal de quartz et sa couronne de pyroxène ont été démantelés et une nouvelle réaction de bordure est apparue autour des parties isolées du premier xénocrystal.

Les restes du premier verre et des couronnes de pyroxène sont aussi présents. Leurs inclusions fluides sont caractéristiques de celles de roches plutoniques.

De tels xénocristaux de quartz issus de granodiorites ont été décrits dans les laves similaires à travers le monde, et particulièrement dans le domaine andin, au Pérou, en Bolivie et en Argentine.

- **Les cristaux d'origine douteuse** : l'orthopyroxène est riche en Mg ($Mg^* \approx 0,85$).

Ces valeurs élevées de Mg^* sont différentes de celles ($Mg^* < 0,70$) habituellement estimées dans les phénocristaux d'orthopyroxène trouvés dans les dacites ignimbritiques calco-alcalines andines de volcans de SCA.

Des valeurs élevées en Mg^* sont cependant trouvées dans les phénocristaux d'orthopyroxène des andésites basaltiques des Andes Centrales (Déruelle, 1991), mais ces andésites basaltiques ne contiennent pas simultanément d'orthopyroxène avec Mg^* compris entre 0,6 et 0,8.

Certains cristaux ont aussi $Mg^* \approx 0,6$ et peuvent provenir de matériau dacitique. Les basaltes alcalins ne contiennent jamais de phénocristaux d'orthopyroxène.

Géochimiques avec caractéristiques ambivalentes calco-alcalines et alcalines, particulièrement bien nettes sur les diagrammes d'éléments majeurs et en traces.

Les concentrations d'éléments en traces dans les shoshonites sont intermédiaires entre celles des dacites calco-alcaline et des basaltes alcalins. Ainsi, les teneurs élevées en éléments de transition (Cr : 200 à 300 ppm ; Ni : 90 à 200 ppm) dans les shoshonites sont compatibles avec la minéralogie de ces laves ; et s'expliquent d'une part par la présence de 10 % en volume de clinopyroxène contenant une moyenne de 0,3 % de Cr_2O_3 (Déruelle, 1991), et d'autre part par la présence de 5 % en volume de phénocristaux d'olivine contenant 0,2 à 0,5 % de NiO.

Ces teneurs élevées en Cr et Ni sont fréquemment trouvées dans les basaltes alcalins. Les données isotopiques du Sr sont intermédiaires entre celles des basaltes alcalins et des dacites.

Les teneurs élevées en Sr des shoshonites comparées à celles d'autres ignimbrites de SCA confirment l'hypothèse de mélange. Des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (8,0-8,1) sont aussi intermédiaires par rapport aux ignimbrites ($\approx 9,5$) et aux basaltes alcalins (≈ 6).

Des calculs permettent de déterminer les proportions (en poids) des deux magmas engagés dans le mélange : environ 3/4 de basalte (alcalin) et 1/4 de dacite (calco-alcaline) ou son équivalent grenu (diorite).

Conclusion

La série shoshonitique n'est donc pas réellement une série en soi. Elle n'existe que par l'existence des séries alcaline et andésitique.

Rien n'est tranché sur la Terre, il y a toujours un continuum entre toutes les séries qui sont, chacune de leur côté, caractéristiques et spécifiques des domaines géodynamiques qu'elles caractérisent.

Les séries intermédiaires sont souvent le résultat de mélanges magmatiques survenant dans des situations géodynamiques bien particulières.

CHAPITRE IV
CONTEXTE
GEODYNAMIQUE

CHAPITRE IV : CONTEXTE GEODYNAMIQUE**INTRODUCTION**

Les Andes sont le plus grand système orogénique actif développé par subduction de croûte océanique sous une marge continentale.

Cette ceinture de montagne continue et complexe est l'expression d'une série de processus associés à la subduction qui ont conduit à la formation de la cordillère des Andes.

Les Andes se sont développées plus de 8000 km de la marge pacifique de l'Amérique du Sud, de la mer des Caraïbes au nord jusqu'au nord de la crête Scotia de l'île de Tierra del Fuego au sud.

Bien que les Andes soient la localité type des orogènes de type andin telle que définie par Dewey et Bird (1970), l'histoire géologique implique un enregistrement complexe d'accrétion, de collision et de subduction de différents types croûte océanique.

Celles-ci ont créé une segmentation compliquée où les processus tectoniques, magmatiques et de sédimentation ont changé dans le temps et l'espace et ont formé les caractéristiques des principales provinces phostructurales observées dans les Andes actuelles (voir Fig. 11).

Il existe plusieurs classifications des Andes, mais les études pionnières de Gansser (1973) ont été les premières à corréler les caractéristiques géologiques observées avec la tectonique des plaques.

Basé sur présence de roches métamorphiques et de ceintures ophiolitiques d'âge andin, Gansser a divisé le système entre le nord, le centre et le sud.

Les segments nord et sud sont caractérisés par les roches métamorphiques du Jurassique et du Crétacé ainsi que diverses présences de croûte océanique obduée à la marge continentale à l'époque andine.

En revanche, les Andes centrales manquent les roches métamorphiques et ophiolitiques du Mésozoïque et du Cénozoïque étaient formé par subduction de la croûte océanique, et sont la localité type d'un orogène de type andin (Ramos, 1999).

Cette triple classification est en fait plus complexe en raison d'autres processus géologiques superposé aux principaux paramètres tectoniques des plaques.

Barazangi et Isacks (1976, 1979) ont identifié les deux premiers segments bien documentés le long des Andes sans Cénozoïque tardif magmatisme d'arc et les a attribués à la subduction en plaque plate (Fig. 11).

Cette subduction froide était associée à une zone subhorizontal observée dans la zone rétroarc et caractérisée par de grandes séismes intracrustaux fréquents provoqués par un important raccourcissement.

En conséquence, d'importants événements de soulèvement du sous-sol de l'avant-pays ont eu lieu à la fin du Cénozoïque, donnant lieu à un avant-pays brisé avec remontées et bassins du sous-sol (Jordan et al., 1983a, 1983b).

D'autres études sismotectoniques détaillées dans les Andes du Nord a reconnu un segment de dalle plate dans le nord des Andes colombiennes avec caractéristiques similaires (Pennington, 1981 ; Gutscher et al., 2000).

Les Andes ont un nord presque continu tendance grève, mais aux deux extrémités nord et sud, ils sont tronqués par une transformation continentale orientée est-ouest et défauts de glissement.

Ces caractéristiques tectoniques relient l'Amérique du Sud aux plaques des Caraïbes et de la Écosse, qui, indépendamment de la première ordonner des similitudes, partager des histoires géologiques complexes mais évolution tectonique différente.

Afin de résumer les principales caractéristiques des Andes, l'initiation de processus orogéniques de l'actuel marché occidental d'Amérique du Sud doit être associée à la création de l'océan Pacifique, à l'origine de l'orientation accréionnaire Terra Australisgen (Cawood, 2005).

Cet orogène a formé les paléo-Andes pendant le temps paléozoïque, qui a conduit à la formation de la Pangée. Subséquent la subduction a formé le système andin tel que nous le connaissons aujourd'hui.

I- INTERACTION PLAQUE ANDINE ET LA PLAQUE CARAIBES

La configuration des Andes du Nord est affectée par les interactions avec la plaque caribéenne. Le cadre tectonique actuel est le résultat d'une évolution tectonique complexe qui a commencé peu après de l'éclatement de la Pangée et la séparation du Nord et du Sud de la plaque Américaine (Fig.12).

L'interaction peut être décrite comme le résultat du déplacement latéral de la Mésio-Amérique vers l'est dans le cadre de la plaque des Caraïbes.

La collision de roches océaniques et associée à sédiments de la plaque caraïbe contre le marché sud-américain a produit le développement de courroies pliantes et de poussée avec de bassins sud de vergence et d'avant-pays sur l'Amérique du Sud stable.

Les données du système de positionnement global (GPS) montrent une combinaison du déplacement vers le nord du bloc nord-andin et translation vers l'est du bloc de Maracaibo et du nord des régions voisines de Guajira et de la Cordillère de la Costa du Venezuela (Fig.12) (Trenkamp et al., 2002 ; Pérez et al., 2006).

Le déplacement vers de Nord était le résultat de la collision oblique du Carnegie Ridge contre la partie sud des Andes du Nord qui a déplacé les Andes du Nord via une série de mouvements nord-actifs des failles de dérapage à tendance comme le Guaicáramo et le Boconó défauts (Audemard et Audemard, 2002).

La conséquence de ce déplacement nord-est, les Andes du Nord avec le bloc de Maracaibo a commencé à l'emporter sur l'océan des plaques Caraïbes, et un nouveau système de subduction formé à la fin du Néogène.

La collision de microplaques Panamá associée à l'accostage et vers l'est du déplacement du Chocó terrane (Duque Caro, 1990 ; Taboada et al., 2000) ont produit l'intense grève de glissement des déplacements latéraux droit dans les failles Oca et Pilar qui contrôlent la néotectonique du nord du Venezuela le long de la Cordillère de la Costa (voir les emplacements sur la fig.12) (Audemard et al., 2006 ; Pérez et al., 2006).

Au sud de Panamá, la microplaque de Coiba (Pennington, 1981), qui s'est séparé de la plaque de Nazca pour libérer le déplacement relatif- avec la plaque Cocos, n'a pas de sismicité profonde le long de la Tranchée colombienne (Sallarés et al., 2003).

L'absence de profonde mixité et le volcanisme dans ce segment est compatible avec le direct transfert de stress sur le continent et raccourcissement croissant des Serranía de Baudo (Acosta et al., 2007).

En résumé, l'interaction entre les Caraïbes et les plaques d'Amérique du Sud ont ajouté une croûte océanique aux Nord des Andes et le nord de l'Amérique du Sud. Les Croûte d'arc insulaire, roches océaniques et l'association des dépôts sédimentaires ont été obstrués du début du Crétacé au Cénozoïque pour former l'Ouest et le littoral Cordillères et les Caraïbes.

Ce processus est toujours en cours en conséquence du prisme de la Barbade dominant l'Amérique du Sud (Jácome et al., 2003), comme témoigne de poussée active à l'est de la Serranía del Interior dans l'est du Venezuela et par l'affaissement rapide du delta du Quaternaire supérieur de l'Orénoque.



Fig.11 Principaux segments des Andes et des principales zones volcaniques quaternaires et processus tectoniques (modifiés de Ramos, 1999).

I- INTERACTION ENTRE PLAQUE CONTINENTALE ANDINE ET LA PLAQUE SCOTIA

La pointe sud des Andes est délimitée par la plaque de Scotia, qui en général a une géométrie et une distribution similaires à la plaque des Caraïbes, mais il a également des différences importantes.

La plaque des Caraïbes est entrée en collision avec la plaque sud-américaine en ajoutant du matériel océanique, tandis que la plaque Scotia, à travers une série de fautes de glissement, tronque et déchire des morceaux de croûte, transportée à des centaines de kilomètres pour former le nord de la crête de Scotia, représentée par une série de blocs sialiques de Burwood Bank à Georgia Island Bank (Klepeis, 1994a ; Cunningham et al., 1995 ; Barker, 2001).

Celles-ci les défauts sont toujours actifs et sont responsables des principaux intracrustaux tremblements de terre et activité néotectonique (voir Costa et al., 2006b ; Smalley et al., 2007).

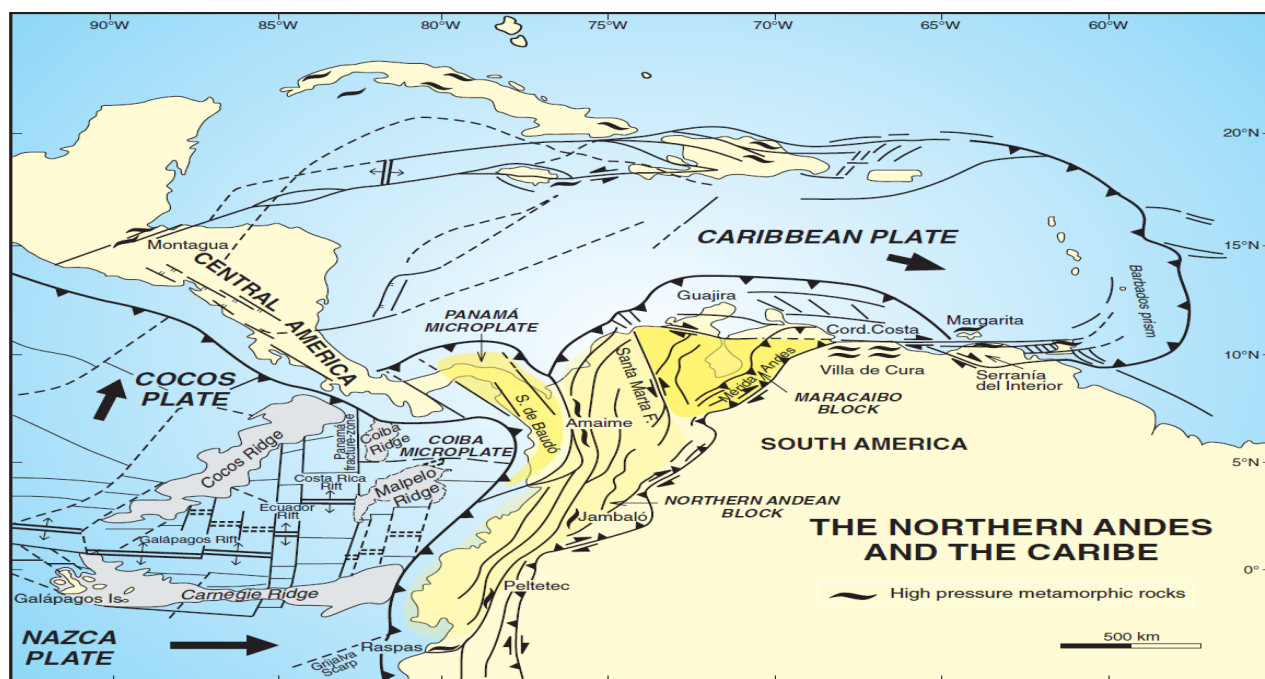


Fig.12 Principaux éléments tectoniques de l'extrémité nord des Andes et des chaînes des Caraïbes associées. Ce secteur se caractérise par le glissement de la croûte océanique sur la plaque sud-américaine lié au métamorphisme à haute pression du Crétacé inférieur (basé sur Pindell et al., 2006 ; Costa et al., 2006a ; Acosta et al., 2007 ; autres sources discutées dans le texte.

Le sous-sol des banques Aurora et Shag, ainsi que le sud Sous-sol de l'île Georgia (**Fig.16**), composé de fragments de Tierra del Fuego Island qui ont été transportés au cours des 30 dernières Interaction entre la plaque Scotia et l'Amérique du Sud par le biais de la faille transformée de Fagnano a contrôlé l'évolution du Ceinture pliable et poussée de la Terre de Feu depuis l'Oligocène (Dalziel et al., 1974; Klepeis, 1994b; Olivero, 1998; Lodolo et al., 2003; Ghiglione et Ramos, 2005).

La formation de la plaque océanique de Scotia a conduit à du passage de Drake à l'époque oligocène à travers un complexe système de bassins de rupture et de séparation, qui ont été récemment décrit par Ghiglione et al. (2008).

Cette ouverture, qui est prétend avoir changé le climat mondial, produit des changements dans la configuration du courant océanique et conduit à l'isolement et refroidissement de la plaque antarctique (Kennett, 1977 ; Lawver et Gaha-gan, 2003 ; Eagles et al., 2006 ; Lodolo et al., 2006 ; Ghiglione et Cristallini, 2007).

L'évolution de cette zone, bien que grande importance pour la géologie de la pointe sud des Andes, dépasse le cadre de cet article (voir les critiques récentes de Barker, 2001 ; Livermore et al., 2005).

Une compréhension des interactions entre les Caraïbes, Scotia, et les plaques d'Amérique du Sud est important pour l'analyse des éléments tectoniques des Andes du Nord et du Sud, et leurs processus associés et seront discutés dans les chapitres.

II- INITIATION DE LA MARGE ANDINE

La marge pacifique de l'Amérique du Sud s'est formée rupture de Rodinia. Premières propositions de Moores (1991), Dal-ziel (1991) et Hoffman (1991) ont conduit à une vague des études

géochronologiques du socle andin qui ont démontré l'importance d'une signature à l'âge de Grenville dans la plupart des terranes le long de toute la marge continentale occidentale (voir Fig. 14).

Les terranes du sous-sol à l'âge de Grenville sont largement distribués dans le sud d'Amérique (voir Fuck et al., 2008), et ils forment un tous une ceinture le long de la marge ouest de la Colombie à la Patagonie, dans le sud du Chili et le sud de l'Argentine.

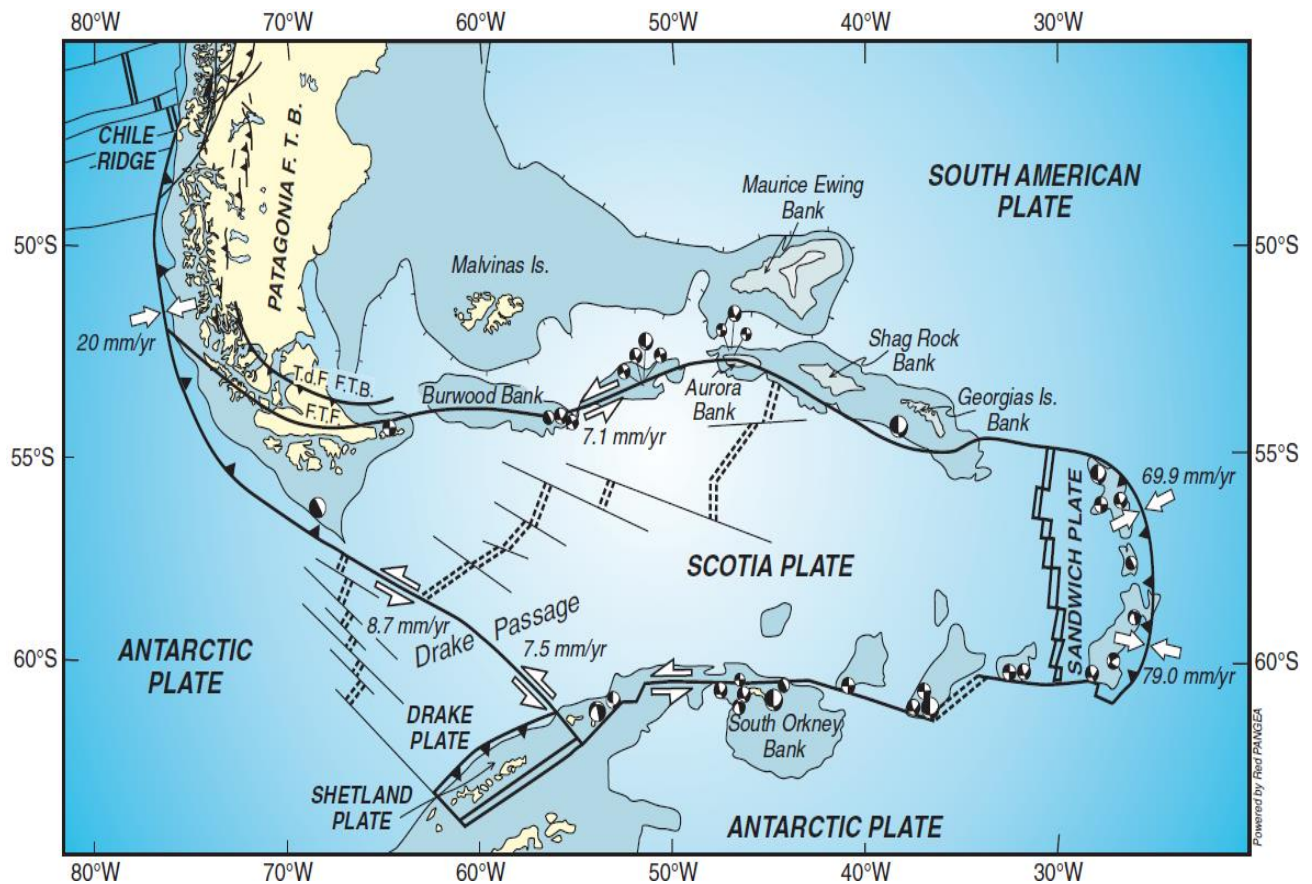


Fig.13 Principaux éléments tectoniques et cinématique de la plaque Scotia et des microplaques associées, avec indication du socle dans le nord et le sud du Scotia Ridges et les failles de transformation continentales qui déchirent l'île Tierra del Fuego (d'après Barker, 2001 ; Eagles et al., 2006 ; Lodolo et al., 2006 ; autres sources discutées dans le texte). TdFFTb — Ceinture pliable et poussée Tierra del Fuego ; FTF - Défaut de transformation de Fagnano ; FTB—ceinture pliable et poussée.



Fig.14 Âge de Grenville dans les terranes du sous-sol le long de la marge ouest du Gondwana basé sur les âges de zircon U-Pb de Restrepo Pace et al. (1997) ; Cordani et al. (2005) ; Chew et al. (2007) ; Wasteneys et al. (1995) ; Kay et al. (1996) ; Casquet et al. (2008) ; Ramos (2004, 2008a, 2008b) ; Rapela et al. (2007) ; Sandhurst et al. (2003, 2006) ; et Hervé et al. (2003).

Les histogrammes d'âge de probabilité sont indiqués en utilisant des zircons détritiques de la couverture et des zircons hérités de roches ignées (dans les zones où le sous-sol de Grenville n'est pas exposé).

Le terrane colombien central, également connu sous le nom de Chibcha terrane (Restrepo et Toussaint, 1988 ; Restrepo-Pace, 1993 ; Aleman et Ramos, 2000), a été restauré de manière palinspastique à sa position pré-andine (basé sur Pindell et al., 1998).

La reconstruction du déplacement de Santa Marta, Guajira et les blocs de sous-sol de Santander forment un seul terrane avec le Chibcha, décrivant la protomarge de Gondwana (Fig.14).

Les terranes andin qui faisait partie de l'Amérique du Sud autochtone, a également des âges à Grenville (Cordani et al., 2005), similaires à du bassin de Putumayo.

La paléogéographie de la protomarge Equateur est plus difficile à établir en raison de la déformation intense au cours du temps paléozoïques de la caractéristique orographique orientale et principale correspond à la Cordillera Real (Litherland et al., 1985).

Identification d'une source d'âge de Grenville était indirectement basée sur les études de Chew et al. (2007).

Le sous-sol Cordillera Real, qui était considérée comme autochtone par Pratt et al. (2005), a une couverture sédimentaire de zircons détritiques de l'âge de Grenville qui étaient dérivé d'un sous-sol adjacent aux Andes.

Dans le bassin Orient, situé à l'est des Andes, les anciens dépôts de plate-forme provenant du sous-sol ont une plus forte signification que les gisements synorogéniques andins (Martin-Gombojav et Winkler, 2008).

Le long de la protomarge péruvienne, les expositions sont limitées de roches ignées et métamorphiques d'âge Mésoprotérozoïque (Dal-mayrac et al., 1980).

Récemment, les études de Chew et al. (2007) et Cardona et al. (2007) ont montré un héritage presque constant des zircons de Grenville dans les milieux ignés et métamorphiques.

Roches paléozoïques au nord de la déviation d'Abancay (environ $13^{\circ} 50' S$, à la latitude de la péninsule de Paracas).

Ces roches sont alignées avec l'orogène de Sunsás (Fig.14). Une ceinture bien connue des roches métamorphiques et ignées de l'âge de Grenville décrites la Bolivie orientale le long de la frontière avec le Brésil par Litherland et al. (1985, 1989).

Le bloc cratonique d'Arequipa est un bloc Mésoprotérozoïque terrane interprétée comme étant la pointe d'un pré-Grenville Promontoire des Laurentides (comprenant le Labrador, le Groenland et Écosse) incorporé dans l'orogène de Grenville (Dalziel, 1994 ; Wasteneys et al., 1995).

Les compositions isotopiques de Pb semblent traduites ce modèle, indiquant plutôt des liens plus étroits avec le craton Amazonien (Tosdal, 1996 ; Loewy et al., 2003, 2004). Une reconstruction des restes d'orogènes de Grenville en Amérique du Sud (Sadowski et Bettencourt, 1996) indique que le centre péruvien le sous-sol des Andes correspond à une zone indépendante entre l'arc magmatique, représenté par la province ignée des Sunsás dans l'est de la Bolivie et l'ouest du Brésil, et le front de Grenville du sud-est du Canada et l'est des États-Unis (Ramos, 2008a).

Cela explique les tendances similaires rencontrées dans le Protérozoïque affleurements le long des Andes et du bouclier brésilien (Litherland et al., 1985, 1989).

Âges Paléoprotérozoïque indiqués par U-Pb la géochronologie du zircon représente la région protolite amazonien et âges Mésoprotérozoïque des granulites métamorphisme du faciès indiqué par la géochronologie du zircon U-Pb représentent les principaux événements de collision de l'orogène de Grenville (Wasteneys et al., 1995 ; Sadowski et Bettencourt, 1996 ; Tosdal, 1996).

Lors de l'éclatement de Rodinia dans le Néoprotérozoïque conduit à la séparation de Laurentia d'Amazonie, laissant derrière bloc cratonique parautochtone d'Arequipa attaché à l'Amazonie (Jaillard et al., 2000 ; Díaz Martínez et al., 2000 ; Ramos, 2008a).

Des expositions de roches de Grenville ont été signalées dans le nord du Chili et l'extrême ouest de la Bolivie (Damm et al., 1990 ; Wörner et al., 2000a, 2000b) et dans de gros rochers de Mio-conglomérats de Cene dans le nord de la Bolivie (Tosdal, 1996).

La protomarginie du Protérozoïque tardif du Gondwana dans l'ouest- Pampia terrane du nord et du centre de l'Argentine montre de nombreux enregistrements de roches de Grenville (Vujovich et al., 2004 ; Escayola et al., 2007 ; Rapela et al., 2007 ; Casquet et al., 2008).

Ces roches montrent que la Pampia était impliquée dans l'assemblage de Rodinia, et il a été détaché lors de la rupture de Rodinia (Baldo et al., 2006). Des profils d'âge similaires sont observés dans la Cuyanie (Ramos et al., 1993 ; Kay et al., 1996 ; Ramos, 2004) et sous-sols chilien (Ramos et Basei, 1997).

Les différentes expositions au sous-sol de la Patagonie ont également une signature d'âge Grenville importante, comme l'indiquent les zircons dans les roches à prisme d'accrétion (Hervé et al., 2003), bien que certains considèrent que ces zircons proviennent de la zone adjacente craton de Kaapvaal en Afrique du Sud à l'époque du Gondwana.

Cependant, des études récentes ont montré une signature persistante ville vieillit dans des roches ignées et métamorphiques qui pointent vers un plus origine locale.

En résumé, un socle d'âge mésoproterozoïque allant entre 1000 et 1200 Ma est un élément important de la tous les terranes le long de la marge du Pacifique.

La seule exception est le Paracas terrane, où les sous-sols limités du sous-sol nord du Pérou après le détachement du terrane d'Oaxaquia n'ont pas daté (voir Keppie et Dostal, 2007 ; Ramos, 2008a).

Là sont des âges similaires dans la protomarge autochtone de l'ouest du Gondwana, non seulement dans la ceinture bien exposée de Sunsás en Bolivie, mais également dans toutes les autres plates-formes stables délimitant l'allochtone et / ou terranes parautochtone, comme en Colombie, au Pérou, et l'Argentine.

À la suite de la fragmentation de la super construction de Rodinia, certains des blocs sont restés attachés au sud actuel Amérique, tandis que d'autres ont été perturbés et sont restés à Laurentia.

La dissolution de Rodinia a précipité l'ouverture de l'océan Pacifique et développement de l'accrétionnaire Terra Australis orogène le long de la marge occidentale active du Gondwana pendant la Paléozoïque (Cawood, 2005).

III- LA MARGE PROTO-ANDINE DE L'OUEST GONDWANA

Le tablier des terranes de Grenville qui délimite le présent la marge pacifique de l'Amérique du Sud représente soit blocs de Laurentia pris au piège dans la collision entre les deux continents qui ont conduit à la formation de Rodinia (par exemple, le Centre Terranes colombiens), ou des fragments détachés de Laurentia qui ont été laissés à côté du craton amazonien après la collision Mésoprotérozoïque (p. ex., Arequipa terrane).

Il y a aussi des terranes détaché de Laurentia à l'époque paléozoïque qui a ensuite accosté dans Gondwana (p. Ex. Terranes de Cuyania et de Chilenia).

Tous ces les transferts entre Laurentia et Gondwana montrent une protection complexe modèle tectonique (voir Keppie et Ramos, 1999), mais ils indiquent également la proximité des deux continents après l'éclatement de Rodinia lors de l'ouverture du sud de l'océan Iapetus au début Paléozoïque (Dalziel, 1997).

Ensuite, donne une description de la différente province du sous-sol et terranes continentaux impliqués dans l'évolution précoce de la marge proto-andine en trois segmentations, les segments nord, central et sud des Andes.

- **SEGMENTATION DU NORD DE LA CHAINE ANDINE**

Le sous-sol sous-jacent à la plateforme paléozoïque primitive du bassin de Los Llanos et Oriente en Colombie et en Équateur, respectivement est mal connu.

Le sous-sol de Grenville connu dans et bassin de Putumayo semble avoir connu une certaine extension à la fin du Protérozoïque.

L'exploration Chigüiro1 et Pato1 puits dans la partie nord du bassin de Los Llanos se croisent à faible teneur roches sédimentaires, métamorphiques portant des tissus algaux et des morphologies des acritiques de l'époque vendéenne (Cáceres et al., 2003).

Celles-ci les roches ont un âge et un caractère similaires à ceux de Tucavaca et Ceintures de Puncoviscana en Bolivie et en Argentine, qui ont été interprété comme des bassins d'extension liés à l'éclatement de Rodinia (Aceñolaza et Aceñolaza, 2005 ; Ramos, 2008a).

La couverture paléozoïque inférieure est représentée par un milieu de transgression marine cambrienne qui a produit le faciès carbonaté portant les *Paradoxides* trilobites celtiques (Harrington et Kay, 1951 ; Bordonaro, 1992).

Trümpy (1943) a décrit les dépôts de plate-forme de Serranía de la Macarena (à l'est de la terrane d'Andaqui), formée des carbonates, schistes et grès du Cambrien moyen Trémadoc à l'Ordovicien précoce.

Il n'y a pas de fossiles de l'Ordovicien supérieur. Ces dépôts de plate-forme sont bordés de l'ouest par des turbidites et des schistes appelés faciès graptolitiques, qui portent des fossiles de l'Ordovicien ancien (Ordóñez-Carmona et al., 2006).

Les roches ordoviciennes du massif du Quetame dans le terrane est partiellement métamorphosé en faciès de schiste vert.

Des roches mafiques et ultramafiques ont été signalées dans les eaux d'amont de la rivière Ariarí associée à des basaltes sous-marins représentant roches océaniques (Cáceres et al., 2003).

Ces roches sont interprétées comme une suture potentielle formée au début du Paléozoïque entre le sous-sol du massif du Quetame dans la terrane de Chibcha et le sous-sol autochtone de l'âge de Grenville (Fig.15).

Sur le côté est de la Cordillère centrale, à faible teneur schistes portant des graptolites de l'Ordovicien inférieur de manière non conforme recouvrent les gneiss El Vapor de Grenville, qui font partie de la terrane Chibcha.

À l'ouest de la suture entre le Chibcha et Terranes Tahami, la plupart des sous-sols précambriens suspects a produit des âges U-Pb de zircon pas plus anciens que le Permien précoce (Ordóñez-Carmona et al., 2006 ; Vinasco et al., 2006).

Cette moyenne à le sous-sol de haute qualité est formée d'orthogneiss et de mylonites, comme les gneiss granitiques Las Palmitas et Abejorral, qui ont une signature calco-alkaline et représentent

des fusions crustales qui ont été produites en arc. U-Pb vieillit en zircons de Californie. 275 Ma sont associés à des âges Ar-Ar entre 240 et 215 Ma liés à l'éclatement de Pangaea.

Ces roches sont en contact avec une ceinture d'amphibolites, grenat, péridotites et des dunités stratifiées à l'est de Medellín, qui représentent des nants d'une suite ophiolitique d'âge permien possible (Restrepo, 2003 ; Martens et Dunlap, 2003), retravaillées pendant le Trias événement de rupture (Restrepo et al., 2008).

Indicateurs cinématiques des amphibolites feuillues montrent une vergence au nord-est (Pereira et al., 2006).

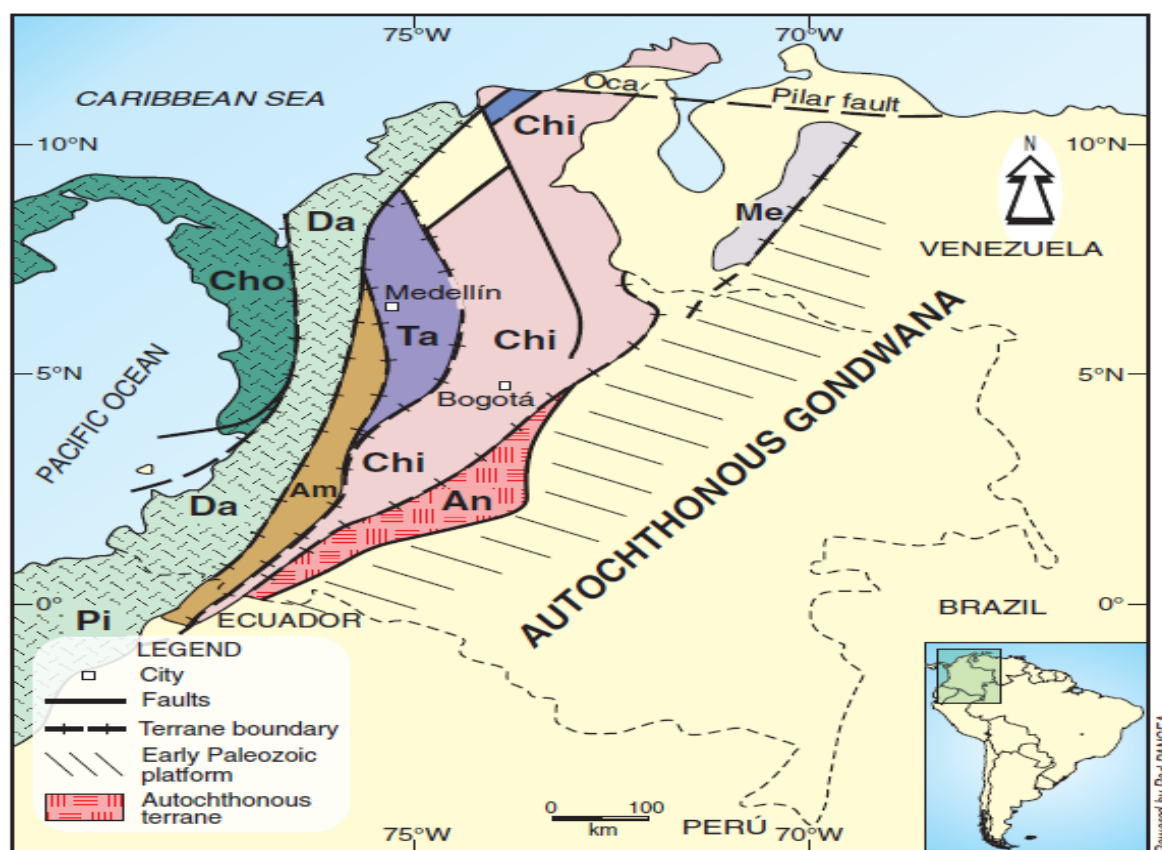


Fig.15 Principaux terranes allochtones des Andes du Nord (basés sur Alemán et Ramos, 2000 ; Ordoñez-Carmona et al., 2006). Accrétée au Paléozoïque : Chi — Chibcha ; Moi — Mérida ; Ta — Tahami. Accrétée au Crétacé : Am — Amaime, Da — Dagua ; Pi — Piñón. Accrétée dans le Miocène : terrane Cho-Choco.

Cette évolution multi épisodique est caractérisée par une série de épisodes métamorphiques superposés alternant avec des extensions périodes envisagées, par Restrepo et Toussaint (1982, 1988).

Les preuves de cette évolution sont préservées dans la protomarge de les Andes du Nord. Une série d'étages tectoniques est illustrée dans Figure 16, y compris :

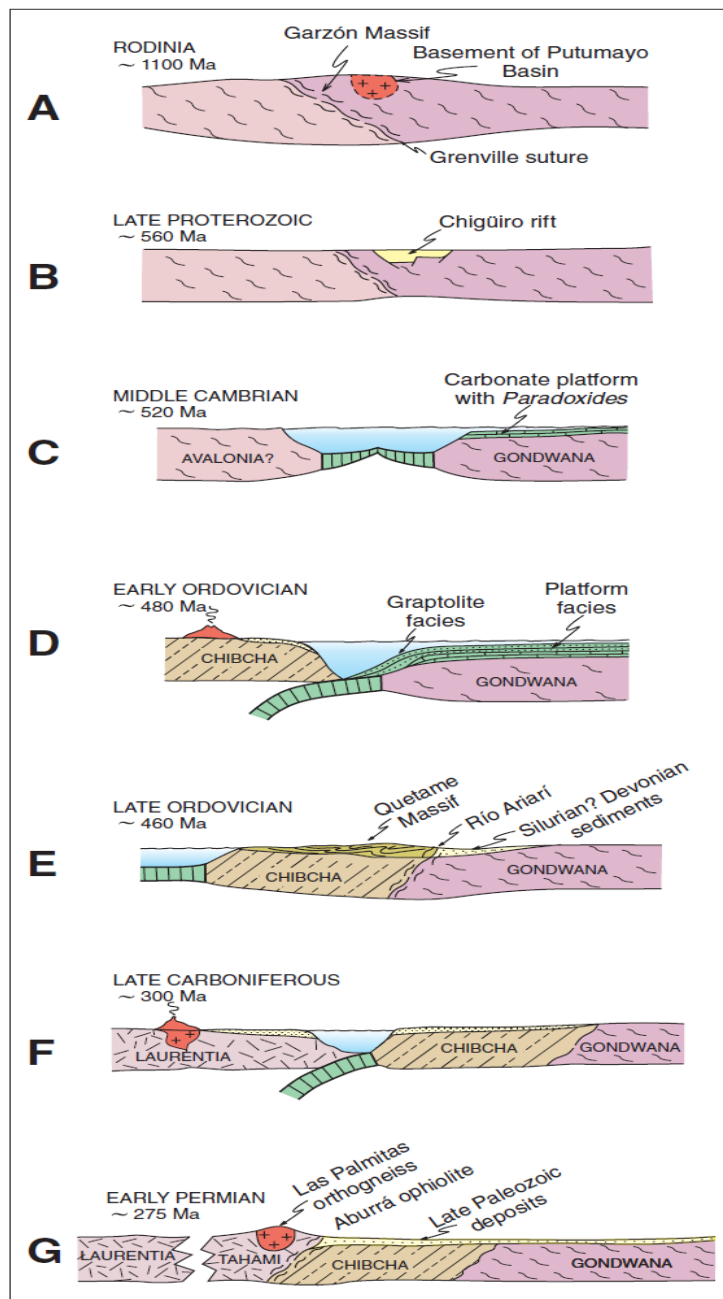


Fig.16 Évolution tectonique proposée de la marge nord des Andes (basé sur Alemán et Ramos, 2000 ; Ordoñez-Carmona et al., 2006 ; Pereira et al., 2006 ; Vinasco et al., 2006.

- (1) fusion de Rodinia dans le Mésoprotérozoïque ;
- (2) le rift intracontinental lors de l'éclatement de Rodinia en la fin du Protérozoïque ;
- (3) développement d'une marge passive carbonatée portant trilobite Paradoxides en tant que fossile d'index après l'est de l'Avalonien les terranes ont dérivé au Cambrien moyen (Murphy et al., 2006) ;
- (4) affaissement thermique jusqu'à l'Ordovicien moyen, qui est devenu une plate-forme clastique et un faciès de pente associé à un arc magmatique ;
- (5) Déformation ordovicienne et métamorphisme de bas grade liés à l'amarrage du terrane de Chibcha au protomarge et mise en place des roches océaniques de la rivière Ariarí suture ;
- (6) un arc magmatique, conservé comme orthogneiss de la fin du l'âge du Paléozoïque s'est développé dans le flanc ouest de l'actuelle Cordillère sur un sous-sol laurentien ; et
- (7) une ceinture mafique à ultramafique d'ophiolites du Permien mise en place dans le terrane de Tahami lors de l'orogène des Alleghanides, qui conduit à la formation d'un large bassin d'avant-pays qui couvrait le sous-sol de la Cordillère orientale actuelle et du bassin de Llanos.

La rupture ultérieure du Trias de Laurentia a laissé un morceau, connu sous le nom de terrane Tahami, du côté Gondwana.

Gneiss et granitoïdes du Paléozoïque supérieur au Trias comme les granitoïdes feuilletés, similaires au terrane de Tahami, sont bien connus le long de la marge est de la Cordillère Royale de l'Équateur (Aspden et al., 1992a ; Litherland et al., 1994 ; Sánchez et al., 2006).

Ces roches gneissiques et les granitoïdes feuillés sont également exposés dans le bloc Amotape-Tahuín le long de la déviation de Huacabamba (Fig.17), qui était interprète par Feininger (1987) et Mourier et al. (1988) comme une terrane allochtone.

Ces roches sont associées à la Amphibolite de Río Piedras, décrite comme complexe mafique, Feininger (1978) et Litherland et al. (1994), et qui représente des roches océaniques possibles du Paléozoïque supérieur.

Ces âges du Trias sont interprétés comme étant associés avec une fonte crustale lors de l'effondrement de l'orogène Alleghanides et l'éclatement ultérieur de Pangaea (Alemán et Ramos, 2000 ; Cediél et al., 2003 ; Martin-Gombojav et Winkler, 2008).

La collision a eu lieu pendant le Permien tel qu'établi par U / Pb microsonde ionique haute résolution sensible (SHRIMP) et datation Ar-Ar de l'événement métamorphique qui a touché le massif d'Illescas (Cardona et al., 2008), qui représente l'extension la plus méridionale son de cette ceinture le long de la côte nord-est du Pérou.

Le terrane Tahuín de Feininger (1987) est entré en collision avec la marge Gondwana au début du Permien, peut-être dans le cadre de Laurentia, et il a été laissé sur le côté Gondwana après avoir été détaché de Laurentia.

Réactivations tectoniques ultérieures au Mésozoïque produit la rotation détectée par le paléomagnétisme comme déduit par Mourier et al. (1988).

Les dépôts du Paléozoïque supérieur ont été recoupés par plusieurs puits dans le bassin de l'Oriente en Équateur (Moreno-Sanchez, 2004), et ils sont interprétés comme la preuve d'un bassin d'avant-pays qui s'est formé lors de la fusion de Gondwana.

Aucun enregistrements de Permien n'ont pas été signalés pour le bassin de Los Llanos.

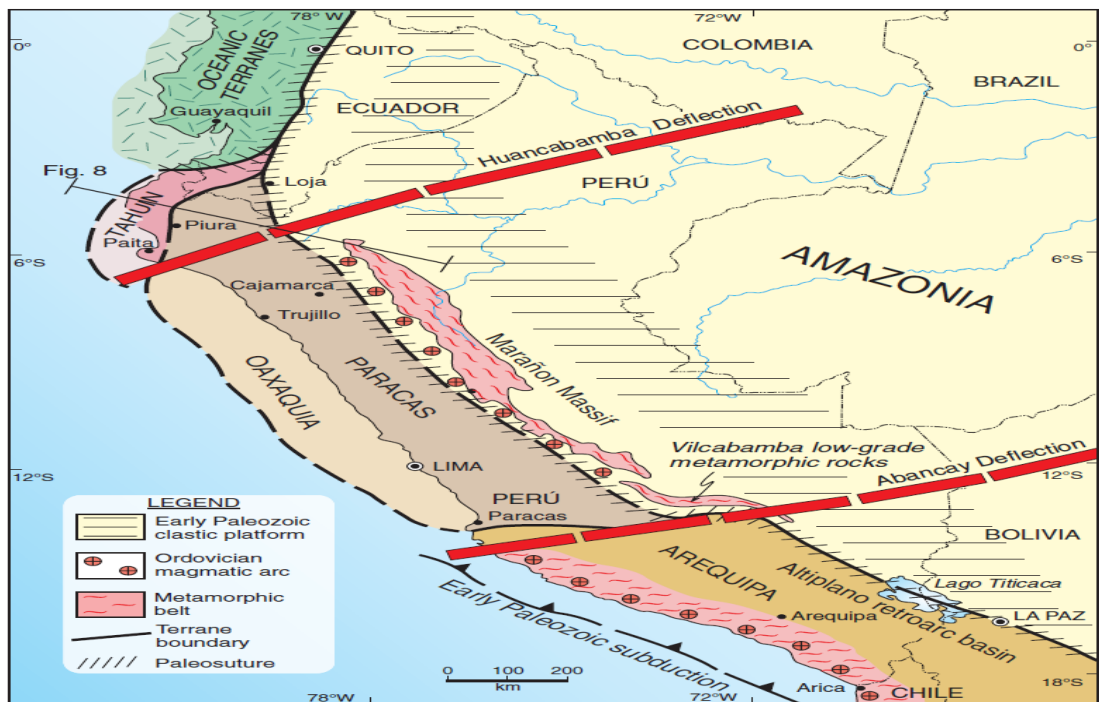


Fig.17 Terranes du sous-sol du nord-dans les Andes centrales (d'après Litherland et al., 1994 ; Jaillard et al., 2000 ; Chew et al., 2007 ; Ramos, 2008a). La suture orientale indique la protomarge de Gondwana dans Équateur et segments nord et centre du Pérou. Arequipa a été légèrement détaché à la marge, mais il a évolué comme un bassin rétro arc paléozoïque ensialique l'actuel Altiplano le long du sud du Pérou.

- **SEGMENTATION DANS LE CENTRE DE LA CHAÎNE ANDINE**

Le sous-sol andin des Andes centrales a des caractéristiques distinctes du Pérou au centre de l'Argentine.

Il se caractérise par deux ceintures, une ceinture orientale et une ceinture occidentale.

La ceinture orientale définit la protomarge de Gondwana, qui s'est développé sur la marge ouest de l'Amazonie et Terranes cratoniques de Pampia décrits par Ramos et Alemán (2000).

Cette protomarge montre des preuves mineures en Equateur et Pérou du cycle orogénique brésilien-panafricain avec subduction magmatique lié à la formation.

Ceci est indiqué par la des grains de zircon hérités dans des orthogneiss de 0,65 à 0,45 Ga (Martin-Gombajav et Winkler, 2008 ; Chew et al., 2007), qui montrent une marge active du Gondwana à la fin du Protérozoïque – début du temps Paléozoïques.

Ces âges Néoproterozoïque peuvent être liés à la réintégration ultérieure des blocs de Grenville contre Gondwana (Fig.14). L'absence de preuves positives de la rupture dès les terranes de Paracas et Arequipa dans le segment nord du Pérou, par rapport à ce qui s'était passé dans le sud d'Antofalla (**Fig.12**), soulève la question de savoir si les deux segments - Les éléments faisaient partie d'un seul terrane (voir la discussion suivante).

L'ouverture des bassins de Puncoviscana et Tucavaca en Bolivie et le nord de l'Argentine peuvent s'expliquer par la rotation relative du bloc cratonique de la Pampia, qui n'était pas attaché à l'époque jusqu'au craton Río de la Plata.

La ceinture orientale du Pérou est représentée par les roches plutonique, roches métamorphiques et métasédimentaires exposées le long de l'est Cordillère, et par quelques expositions mineures au nord qui atteignent la frontière avec l'Équateur (Fig. 17).

Ce sous-sol a été étudié dans la Cordillère de Marañón par Cardona et al. (2005a, 2005b) et Chew et al. (2007), qui a reconnu un arc magmatique de l'Ordovicien inférieur à moyen dans la cordillère orientale, qui s'est déformée à environ 475 Ma, a déduit par l'âge de la ceinture métamorphique.

Ce plutonique et la ceinture métamorphique est décalée vers le sud-ouest et continue la marge ouest du socle d'Arequipa (Ramos, 2008a), où encore un arc magmatique ordovicien et

d'importantes métamorphisme a été documenté par Loewy et al. (2004) avant l'intrusion de granodiorites massives à 473 Ma.

Ces données démontrent la présence d'une ceinture magmatique et métamorphique canadienne qui longe la marge extérieure du sous-sol du massif d'Arequipa, et qui est compensée vers le nord-est dans la cordillère orientale (Fig. 17).

Chew et al. (2007) ont suggéré que le changement de grève de la ceinture résulte de la présence d'une baie originale dans l'ouest du Gondwana marquée au début du Paléozoïque, alors que Ramos (2008a) a favorisé l'hypothèse selon laquelle un bloc de sous-sol, le Paracas terrane autochtone, est entré en collision à la fin de l'Ordovicien inférieur contre la marge du Gondwana.

Un vestige de ce continent un bloc de socle métamorphique est observé sur le plateau continental comme le Paracas High (Ramos et Alemán, 2000).

La présence de ce sous-sol sialique dans la plate-forme centre du Pérou au nord de la déviation d'Abancay à ~ 14 ° S, entre les localités de Paracas et Trujillo, est bien établie sur la base de la gravimétrie, des données de réfraction et de réfraction. Les données montrent une densité élevée (2,7–2,8 g / cm³) et continental continu à grande vitesse (5,9–6,0 km / s) crête (Thornburg et Kulm, 1981 ; Atherton et Webb, 1989), qui est exposée dans les îles Las Hormigas de Afuera à la latitude de Lima, et qui a été recoupée dans certaines régions puits de rationnement à la latitude de Trujillo (Ramos, 2008a).

Le détachement d'un bloc de sous-sol de la marge péruvienne au nord de la déviation d'Abancay, tel que proposé par Keppie et Ortega Gutiérrez (1995) et Ramos et Alemán (2000), peuvent expliquer les affinités géologiques du terrane d'Oaxaquia (Fig. 17) avec cette partie de la marge du Gondwana.

Les deux terranes partagent un point commun sous-sol métamorphique à haute teneur de l'âge de Grenville et similaire des trilobites gondwaniens uniques décrits par Moya et al. (1993), qui sont différents de la faune typique des Laurentides.

Par conséquent, suite à la collision du bloc de Paracas avec la marge en l'Ordovicien inférieur, le terrane d'Oaxaquia a été détaché de Gondwana à l'époque de l'Ordovicien supérieur-Silurien et conservé dans le Mexique central (Keppie et Dostal, 2007).

Au sud de la déviation d'Abancay à 14 ° S de latitude, le début de l'histoire paléozoïque est différente (Fig.17), et deux blocs crustaux avec différentes origines sont présentes : le bloc cratonique

d'Arequipa (Dalziel et Forsythe, 1985 ; Ramos et al., 1986 ; Jaillard et al., 2000) et le craton d'Amazonie (Teixeira et al., 1989).

Le cratonique d'Arequipa bloc a été déchiré lors de l'éclatement de Rodinia dans le Néoprotérozoïque, et à nouveau au début du Paléozoïque, pour former une arrière-cour bassin sialique de l'Altiplano (Sempere, 1995).

La zone limite entre le bloc Arequipa et la croûte gondwanienne est situé dans le sous l'Altiplano oriental et la Cordillère orientale. Il représente un paléo suture et une zone de faiblesse crustale héritée de l'évolution Mésoprotérozoïque de l'orogène de Grenville (Jaillard et al., 2000 ; Ramos, 2008a).

Cette zone est restée active pendant le Paléozoïque, et depuis lors, caractérisé par un comportement variable en fonction de l'état régional des contraintes (Ramos, 1988a ; Dorbath et al., 1993 ; Forsythe et al., 1993).

Le segment sud péruvien et nord bolivien enregistre un historique de subduction le long de la marge actuelle, y compris un bassin d'arrière-cour contemporain qui s'est développé dans une croûte fortement atténuée (Ramos, 2008a).

Le bassin arrière était rempli de séquences clastiques de plateformes épaisses conservées dans l'Altiplano et la cordillère orientale (Sempere, 1995 ; Suárez Soruco, 2000).

Le bassin a été fermé lors de la déformation Oculoyique en période de l'Ordovicien moyen à tardif (Ramos, 1986 ; Bahlburg, 1990).

Variations des conditions métamorphiques de la basse les dépôts paléozoïques sont remarquables le long de la ceinture orientale Cordillère orientale du Pérou et de la Bolivie, clairement établie par Dalmayrac et al. (1980).

Orthogneiss et micaschistes aux faciès amphibolites du nord du Pérou correspondent à la région où le terrane de Paracas était accréte à l'époque ordovicienne.

Le sud du Pérou et la majeure partie de la Bolivie n'ont que des roches sédimentaires de cet âge, fortement déformé le long de l'Altiplano occidental.

Épais les faciès clastiques silurien et dévonien se sont accumulés à l'étape terrestre après la déformation Ocloyic dans la plupart de l'Altiplano et Cordillère orientale de la Bolivie (Sempere, 1995).

La transition entre les deux régions se trouve dans la Cordillère de Vilcabamba (Fig.17), où les dépôts pré-Ocloyiques sont préservés dans des faciès de schiste vert (Dalmayrac et al., 1980).

L'Abancay la déviation coïncide avec une perturbation de la grève de l'Est Cordillera et avec un changement significatif dans la conformation métamorphique.

Il y a aussi un changement important dans l'entrée du sous-sol du magmatisme crétacé, comme l'ont remarqué Petford et al (1996), qui affirment que la déviation Abancay au Pérou est en corrélation avec un changement par rapport au segment sud, qui a une ϵ Nd compositions thématiques, à des valeurs positives plus primitives en Perú.

Ce changement coïncide également avec une croûte atténuée, la terrane Paracas après détachement du terrane d'Oaxaquia, et une croûte Paléoprotérozoïque plus épaisse dans le massif d'Arequipa.

La déviation de Huancabamba coïncide avec le sud fin de la terrane Tahuín de Feininger (1987), qui englobe des passe les amphibolites, les orthogneiss et les schistes du Paléozoïque supérieur exposés dans les chaînes Amotapes du sud de l'Équateur et du nord au Pérou au nord de Piura (Fig. 17) (Litherland et al., 1994).

Ce bloc est entré en collision avec la marge gondwanienne au début du Permien, après l'amarrage de la terrane de Paracas (Fig. 18).

L'évolution du nord du Chili et de la Bolivie adjacente le sous-sol montre à nouveau quelques différences (Fig. 19).

La haute qualité sous-sol métamorphique dans la Puna occidentale du nord de l'Argentine près d'Antofalla (Segerstrom et Turner, 1972) a été la première des affleurements précambriens apparents à l'ouest du protomarge de Gondwana (Coira et al., 1982).

Ces affleurements étaient connectés avec les abords du sous-sol d'Arequipa, en supposant un seul Arequipa- Massif d'Antofalla (Ramos, 1988a).

Les études de Baeza et Pichowiak (1988) après les premières descriptions de González Bonorino et Aguirre (1970) ont reconnu une base métamorphique dans la précordillère du nord du Chili (~ 18 ° S à 23 ° S lat.) le long de affleurements de Belén, Choja, Sierra Moreno et Limón Verde.

Sur la base d'un âge U-Pb préliminaire (Damm et al., 1986), il a été attribué au Mésoprotérozoïque. Cependant, le Pb isotopique les études de Loewy et al. (2003, 2004) et Wörner et al. (2000a, 2000b) a montré que le sous-sol d'Antofalla est différent de celui du segment Arequipa.

Bien que la base nord d'Antofalla montre des signes de métamorphisme à l'âge de Grenville, au sud, le dernier segment semble avoir été complètement retravaillé entre 0,5 et 0,4 Ga (Franz et al., 2006).

Le segment nord a un signature isotopique Pb caractéristique qui indique clairement une relation sous-sol relativement non radiogène d'âge précambrien, selon Mamaní et al. (2007).

Le sous-sol d'Antofalla au nord du Chili et le nord-ouest de l'Argentine ont un remarquable anomalie de gravité qui caractérise un caractère distinctif et sous-sol monial sous-jacent à l'épais volcanoclastique couverture andin (Götze et al., 1994).

Une ceinture de métasédiments de faible qualité, allant des ardoises aux schistes, est enregistré dans la Puna et la cordillère orientale adjacente du nord-ouest de l'Argentine et de l'extrême sud de la Bolivie (Aceñolaza et Aceñolaza, 2005).

Cette ceinture s'étend dans une direction nord-sud de 22 ° S à 27 ° S sur plus de 800 km. Les plusieurs milliers séquence sédimentaire d'un mètre d'épaisseur, connue sous le nom de Puncoviscana.

La formation est composée de turbidites, d'argiles pélagiques et de calcaires en eau peu profonde, avec des lentilles locales de conglomérats à la base (Ramos et Coira, 2008).

Les rochers du Punco, la formation de Puncoviscana en Bolivie est corrélée avec le groupe Tucavaca (Durand, 1993 ; Omarini et al., 1999).

Zircons détritiques et les fossiles indiquent un âge Néoprotérozoïque-cambrien pour le bassin de Puncoviscana et l'extension nord de Tucavaca (Ramos, 2008a).

Ces strates ont été envahies par des tonalités et d'autres granitoïdes à 530 Ma et se sont déformés intensivement au cours de la déformation pampéenne au Cambrien inférieur.

Une série de ceintures ophiolitiques et leurs magmatiques associés les arcs indiquent une activité dans un orogène accréionnaire de longue durée dans le centre-ouest de l'Argentine (Ramos et al., 1986, 2000 ; Ramos, 1988a).

Accrétion initiale du bloc cratonique de Pampia et du Terrane de Cordoue dans les derniers temps du Protérozoïque et du Cambrien caractérisé l'orogénèse pampéenne dans les Sierras orientales de Pampeanas (Ramos et Vujovich, 1993 ; Rapela et al., 1998, 2007 ; Leal et al., 2004 ; Escayola et al., 2007).

Les âges du zircon U-Pb ainsi que les âges de la hornblende K-Ar des roches métamorphiques du faciès amphibolite supérieur indiquent une déformation significative à la fin de l'Ordovicien liée à la Collision ocloyique (Ramos, 1986 ; Wörner et al., 2000a).

Roches de des âges similaires, entre 490 et 470 Ma, représentent le cycle Famatinien dans le nord du Chili et la Puna Argentine.

Ces roches sont bien connues dans la phase éruptive de la Puna occidentale (Palma et al., 1986 ; Niemeyer, 1989 ; Coira et al., 1999) et dans l'est de la phase éruptive de la Puna (Ramos, 1986 ; Bahlburg et Hervé, 1997 ; Viramonte et al., 2007).

Les caractéristiques de la ceinture occidentale de Puna sont typiques d'un arc magmatique (Coira et al., 1982, 1999).

Cependant, la ceinture orientale de Puna, la continuation nord du Famatina Cambrien supérieur-Ordovicien arc magmatique canadien des Sierras Pampeanas (Ramos, 1988a ; Pan- khurst et Rapela, 1998 ; Quenardelle et Ramos, 1999), perd sa signature typique en arc continental et s'éteint au nord de 23 ° S.

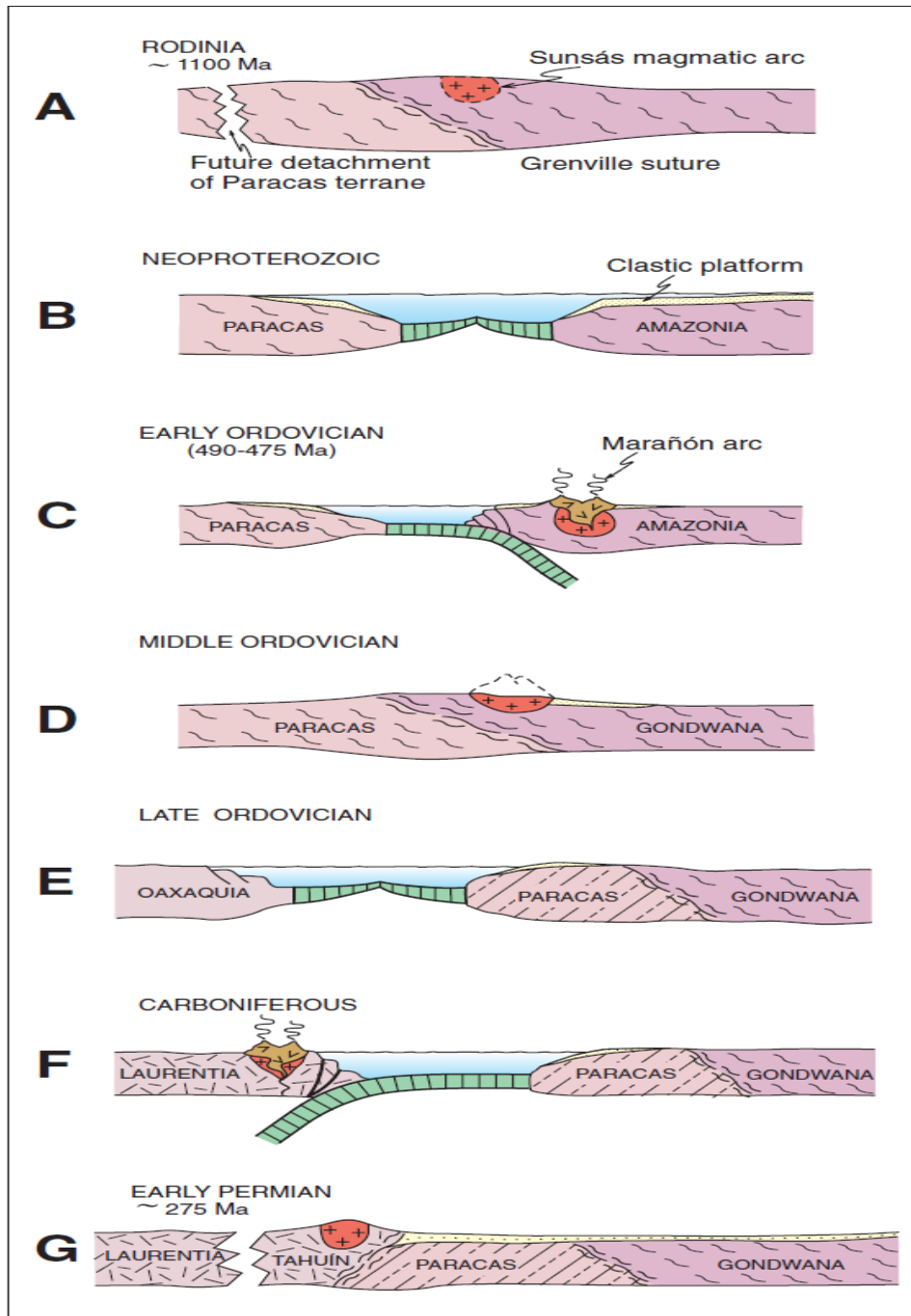


Fig.18 Séquence des collisions du sous-sol dans l’orogène accréionnaire du secteur nord des Andes Centrales (d’après Feininger 1987 ; Litherland et al, 1994 ; Jaillard et, 2000 ; Ramos, 2008). Voir pour l’remplacent du transect.

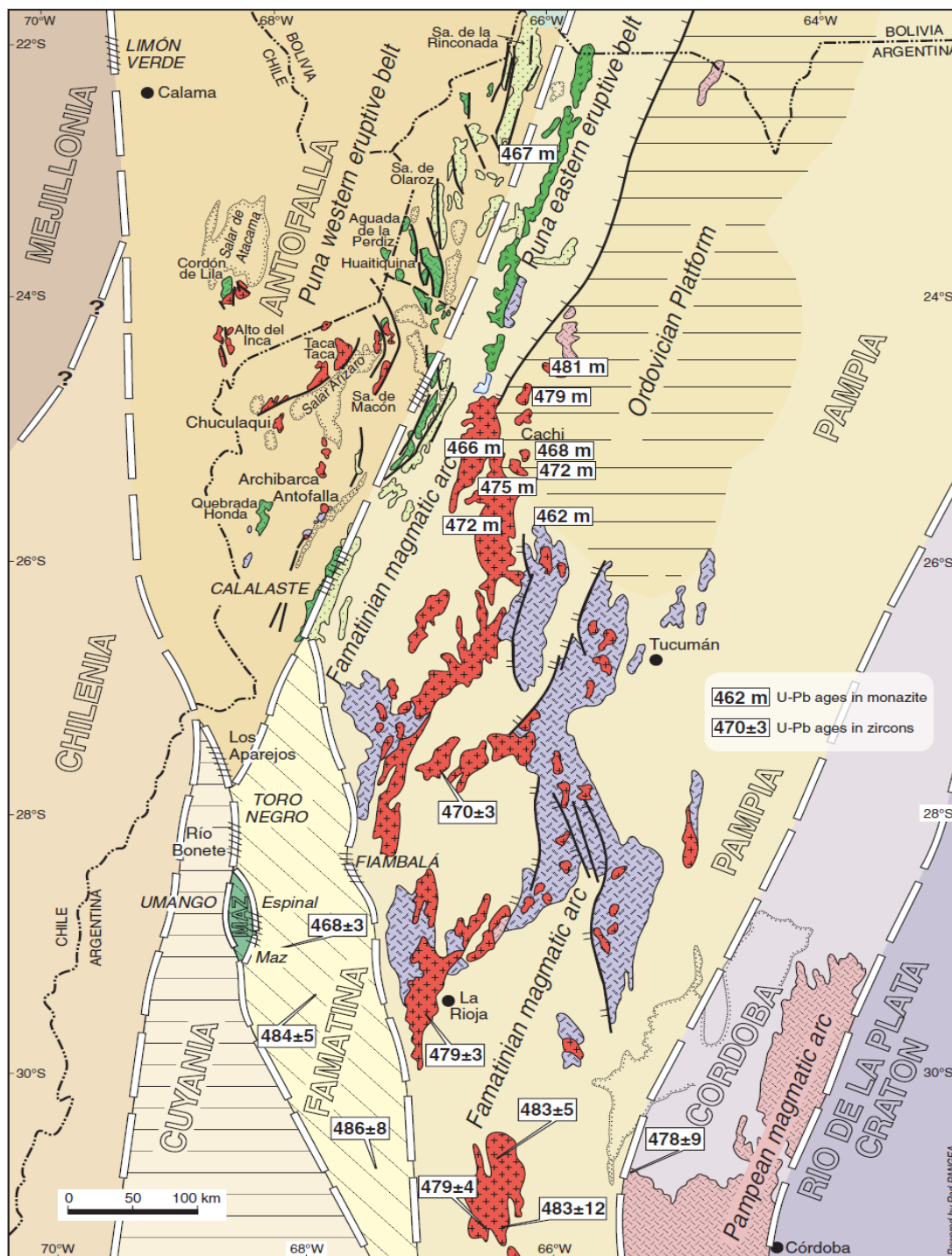


Fig.19 Principales caractéristiques tectoniques des Andes centrales du sud (d'après Ramos, 2000 ; Martina et al., 2005 ; Casquet et al., 2008 ; Ramos et Coira, 2008). Les lignes pointillées sont des sutures de terranes (dont les noms sont indiqués en lettres ouvertes).

Ces roches sont associées au fin bassin clastique d'arrière-cour du Cambrien à l'Ordovicien, qui sont bien daté en raison d'un contrôle biostratigraphique étendu (Astini, 2003 ; Benedetto, 2003). Le socle métamorphique de la Précordillère du nord le Chili exposé à Sierra de Limón Verde a des amphibolites, grenatites de composition tholéïtiques et gneiss à haute pression en contact tectonique avec des gabbros, des diorites et des granitoïdes calco-alcalins (Baeza, 1984).

Ces haute pression-basse température (HP-LT) les roches correspondent à une profondeur de 45 km, selon Lucassen et al. (1999), et ont été datées par le zircon U-Pb comme Permien précoce. Celles-ci les roches ont été interprétées par Hervé et al. (1985) comme représentant paramètre de subduction accréionnaire pour le Paléozoïque supérieur.

Ils recadrent dans la Précordillère du nord du Chili, loin de la continuité marge à l'est des gneiss et schistes de l'amphibolite supérieure faciès du sous-sol exposé dans la péninsule de Mejillones et dans Río Loa le long de la côte plus à l'ouest (Baeza, 1984).

Accrétions du terrane de Famatina, un bloc parautochtone avec la signature Gondwana, et le terrane de Cuyania (Fig.20), un terrane dérivé des Laurentides et premier terrane allochtone la marge du Gondwana à ces latitudes, a entraîné une importante déformation au temps de l'Ordovicien moyen (environ 460 Ma) (Astini et al., 1995, 1996 ; Pankhurst et al., 1998 ; Quenardelle et Ramos, 1999).

Ces épisodes de collision faisaient partie de la Famatinien orogénèse, un événement de premier ordre qui peut être retracé du l'Argentine jusqu'au nord du Pérou et au sud de l'Équateur (Chew et al., 2007).

Les processus associés à l'accrétion de Cuyania sont les meilleurs enregistrés le long de la marge du Pacifique (Ramos et Keppie, 1999).

Cuyania est un terrane composite formé par l'amalgama, des terranes Précordillère et Pie de Palo en Mésoprotérozoïque, qui est entré en collision avec Gondwana en Ordovicien moyen. Biostratigraphique, isotopique, chronologique, paléomagnétique, et les données structurales contraignent l'origine, le transfert, l'ancrage et déformation du terrane de Cuyania et consensus général existe sur sa dérivation de Laurentia (voir résumés de Thomas et Astini, 2003 ; Ramos, 2004).

Cependant, des articles récents la source des Laurentides en fonction de la complexité de l'interprétation interprétée à partir des données détritiques sur le zircon (voir Finney, 2007, pour autres alternatives).

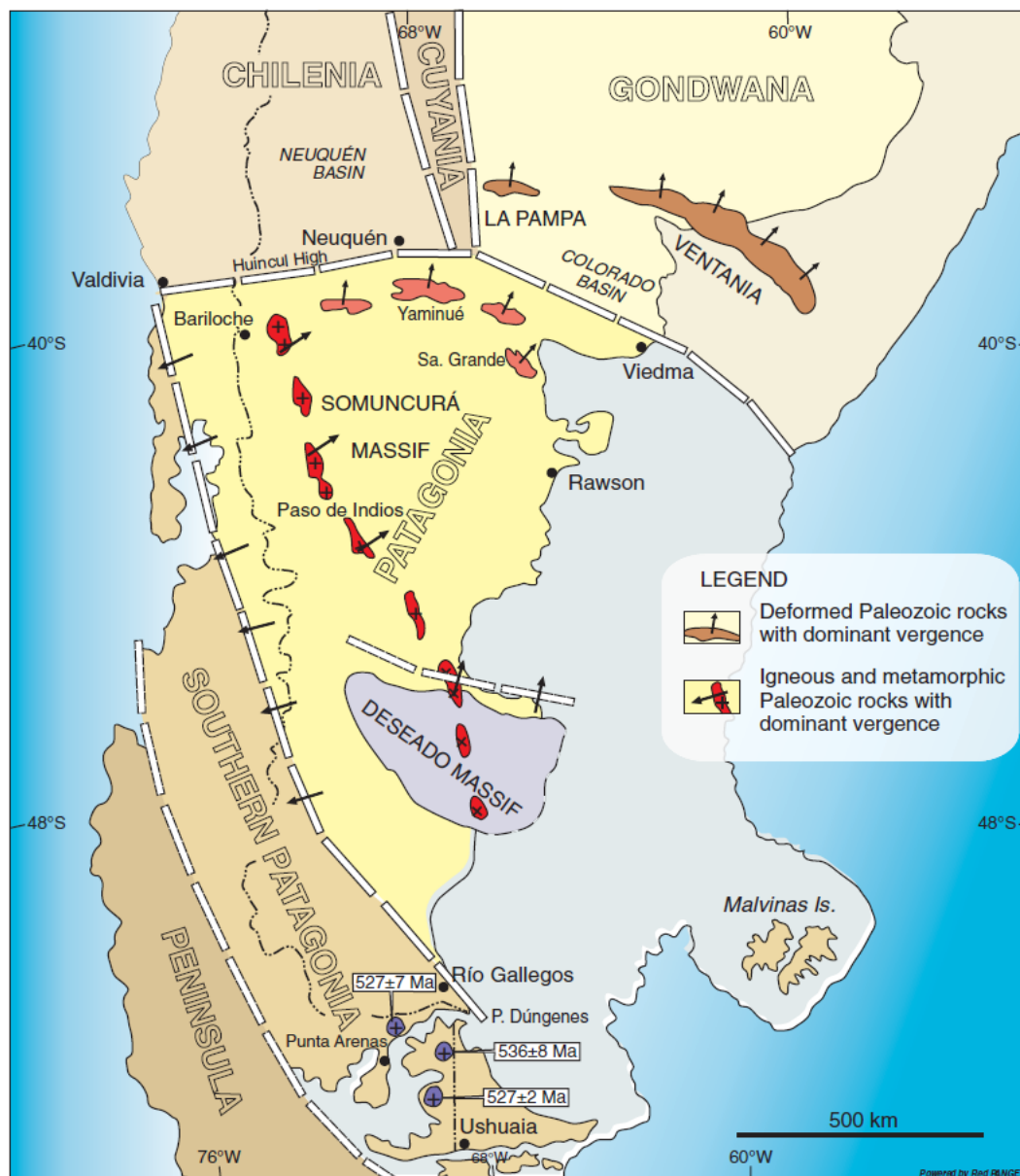


Fig.20 Terranes du sous-sol du Andes du Sud et leurs potentiels tures (lignes pointillées ; basé sur Mosquera et Ramos, 2006 ; Chernicoff et al., 2008 ; Pankhurst et al., 2006 ; Hervé et al., 2008 Ramos, 2008b.

- **SEGMENTATIONS DANS LE SUD DE LA CHAÎNE ANDINE**

Les limites sud des terranes décrites dans le segment andin central est couvert de sédiments du Cénozoïque dans l'avant-pays extra-andin (Fig. 20).

Par conséquent, leur reconnaissance est basée sur des cartes magnétiques aéroportées où une forte anomalie positive est liée aux roches mafiques et ultramafiques mis en place le long des sutures (Chernicoff et al., 2008).

Sismique interprétation des données de l'industrie en trois dimensions (3-D) le bassin de Neuquén montre que le sous-sol à tendance NNE les tissus au nord de Huincul High sont tronqués par l'est-ouest tissu au sud du Huincul High. Ce changement important a été liée à la déformation produite par la collision de Patagonie (Mosquera et Ramos, 2006).

La région de Patagonie présente deux métamorphes et ceintures magmatiques : les ceintures nord et ouest.

Le nord la ceinture métamorphique et magmatique moderne est préservée parallèlement marge sud des bassins de Neuquén et du Colorado le long de la Vallée du Río Limay depuis la ville de Bariloche à l'ouest jusqu'à la Région de la Sierra Grande le long de la côte atlantique (Fig.20) (Ramos, 1984 ; Varela et al., 1998 ; Basei et al., 1999).

La méta- la ceinture morphique et magmatique traverse la Patagonie centrale tendance nord-nord-ouest – sud-sud-est et se poursuit jusqu'à le Massif Deseado et plus au sud le long de la Punta Dungeness Élevé (Pankhurst et al., 2006 ; Ramos, 2008b).

La ceinture métamorphique nord du terrane de Patagonie a été étudié à Yaminué, où Llambías et al. (2002) ont décrit après l'Orthogneiss carbonifères métamorphosés dans les amphibole faciès lite et envahi par des granitoïdes du Permien tardif non déformés.

Des études récentes basées sur le tissu magnétique montrent une déformation ductile tissu national compatible avec la compression SW-NE, qui est absent dans les granites du Permien supérieur (Rapalini et al., 2008).

La deuxième ceinture ouest de direction nord-ouest à nord-ouest de des roches métamorphiques de Patagonie sont exposées de Bariloche à Paso de Indios (Fig.20).

Les gneiss tonalitiques et biotitiques granodiorites du Dévonien au Carbonifère avec magmatique les affinités de l'arc ont été interprétées comme un magma oblique du Paléozoïque supérieur par Ramos (1983), Pankhurst et al. (2006) et Ramos (2008b).

Ces études n'ont pas réussi à reconnaître une suture entre Patagonie et sous-sol plus ancien au sud de l'arc magmatique, ici appelé « Patagonie du Sud ». Ce bloc du sud de la Patagonie a évidence de sous-sol plus ancien que le Cambrien précoce.

Zircon U-Pb âges d'une granodiorite rapportée par Söllner et al. (2000), ainsi comme de nouveaux âges de crevettes obtenus à partir du sous-sol de la Terre de Terre Fuego, indiquent des âges autour de 325 Ma (Hervé et al., 2008).

Celles-ci les derniers auteurs ont également signalé l'âge des protolite du Cambrien Darwin Cordillera.

S'il est admis que la péninsule antarctique a été détachée du sud de la Patagonie au début du Jurassique moyen (Ghidella et al., 2002), la collision qui a produit l'ouest les roches métamorphiques et ignées de Patagonie peuvent être liées à terrane de la péninsule, seul ou associé au sud-ouest en bloc de Patagonie, qui aurait pu être un terrane composite avec la péninsule Antarctique (Fig. 20).

La majeure partie du sous-sol continental du nord, du centre, et le sud des Andes avaient été fusionnés à la fin de la Paléozoïque. Le Paléozoïque tardif a été caractérisé par des extension et rifting qui ont suivi la formation de la Pangée supercontinent.

- **RUPTURE DE PANGEA DANS LA CHAÎNE ANDINE**

Les premières preuves de fissures peuvent être vues dans le nord des Andes avec la séparation de Laurentia et l'ouverture du Mexique Golfe, qui a précédé la formation de l'océan Atlantique. Plusieurs systèmes de failles, comme Uribantes, Machiques et Espino grabens au Venezuela (Alemán et Ramos, 2000 ; Cediél et al., 2003), ou les diverses failles reconnues dans le sous-sol du sous-sol de la cordillère orientale de la Colombie (Sarmiento-Rojas et al., 2006), développé entre le dernier Trias et le Jurassique ancien.

A cette époque, la majeure partie du sous-sol s'accrétait contre le protomarge de Gondwana a été soumis à une extension.

Les structures du Rift étaient concentrées dans le mur suspendu des sutures précédentes, comme on le voit dans les bassins du rift Pucara du centre et du nord du Pérou et décrit par Mathalone et Montoya (1995) (Fig.21).

Extension continue utiliser le long du mur suspendu de la suture des terranes d'Arequipa dans le sud du Pérou, avec le dépôt du Permien supérieur - Groupe Mitu du Trias précoce, une séquence de lits rouges, s'évapore, et basaltes alcalins avec des roches acides mineures décrites par Kontak et al. (1990), Carlotto (2002) et Sempere et al. (2002).

Ces roches sont également associées à quelques petits granitiques stocks et intrusions de syénite. Comme l'a souligné Kontak (1985) et Sempere (1995), l'interface entre le craton d'Amazonie et l'orogène était une zone faible qui contrôlait la mise en place des granites, comme le batholite de Carabaya, et certains alcalins roches volcaniques loin de l'arc magmatique.

Díaz Martínez et al. (2000) et Ramos (2008a) ont reconnu que cette ancienne suture entre le craton d'Amazonie et le terrane d'Arequipa a été réactivée tirées pendant l'extension, mais aussi par une réactivation du au début du Paléozoïque et à la fin du Paléozoïque-Trias précoce.

La mise en place de granites peralumineux intraplaque à haut K et les roches volcaniques shoshonitiques se sont poursuivies au cours de la foncée et miocène le long de la suture dans ce que Jiménez et López- Velázquez (2008) identifié comme la ceinture Huarinas.

Une grande province ignimbritique de composition rhyolitique connue comme la province de Choiyoi (Kay et al., 1989) s'est développée à partir du sud du Chili à la latitude du Salar de Atacama (23 ° 30'S lat.) à travers les Andes principales jusqu'à la Patagonie extra-andine (42 ° S).

Cette province est composée de granitoïdes du Paléozoïque supérieur et roches volcaniques acides associées qui montrent un changement par rapport à un ensemble d'arc magmatique lié à la subduction au volcanisme extensionnel répandu (Fig. 22A) à la fin Permien – Trias précoce (Mpodozis et Ramos, 1989 ; Mpodozis et Kay, 1992 ; Llambías et Sato, 1995).



Fig.21 Extension généralisée du Trias tardif au Jurassique précoce dans le socle andin. Noter la concentration de rifting dans le mur suspendu des sutures paléozoïques (basé sur Uliana et Biddle, 1988 ; Daly, 1989 ; Parnaud et al., 1995 ; Mathalone et Montoya, 1995 ; Alemán et Ramos, 2000. Plus de 2000 km de la cordillère.

Ce changement a été attribué à un effondrement extensionnel après une compères- événement de déformation sensible connu sous le nom de phase orogénique de San Rafael (Kay et al., 1989) ou à l'intensification de la zone de subduction après grande migration vers l'avant de l'arc associée à une dalle plate période (Martínez, 2005 ; Ramos et Folguera, 2009).

Cette extension se propageait au sud et à l'est dans le Chon Aike province, une autre province ignimbritique rhyolitique du début âge jurassique (Kay et al., 1989) qui a été déposée dans un volcan- réglage du rift antérieur à l'ouverture de l'Atlantique Sud (Ramos, 2002).

Une série de systèmes de rift du Trias avec une tendance NW dans le nord- Le Chili et l'Argentine sont bien connus depuis les premiers travaux Charrier (1973).

Les failles ont été placées dans le mur suspendu des sutures précédentes parmi les différents terranes paléozoïques (Figure 22B), comme l'ont établi Uliana et Biddle (1988) et Ramos et Kay (1991).

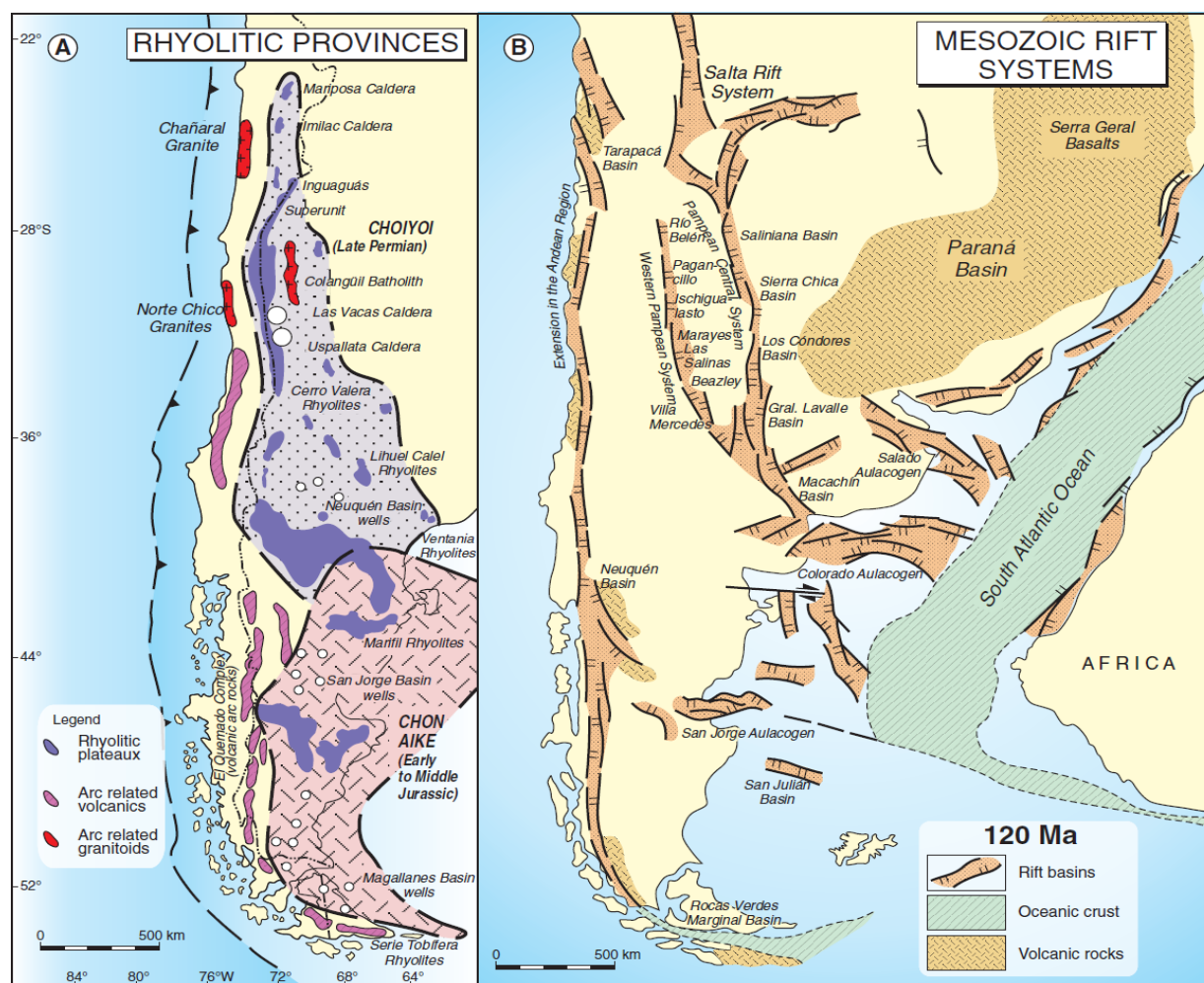


Fig.22 (A) Extension des provinces rhyolitiques Choyoi et Chon Aike déposées dans des semi-grabens développés dans le sud de l'Amérique du Sud (d'après, Kay et al., 1989). (B) Les systèmes de rift qui ont suivi l'éclatement de la Pangée et qui étaient liés à l'ouverture de l'océan Atlantique Sud (basé sur Uliana et Biddle, 1988 ; Ramos et Alemán, 2000).

Le système de rift Trias-Jurassique précoce, qui était étroitement liée à l'éclatement de la Pangée, a été suivie dans le sud d'Amérique par extension du Jurassique moyen, qui s'est développé comme Bassin du rift du Cañadón Asfalto en Patagonie centrale (Figari et al., 1996).

L'extension s'était développée aussi loin au sud que les Rocas Verdes Bassin marginal à la fin du Jurassique (Dalziel et al., 1974 ; Hervé et al., 2000).

Ces bassins se sont formés à la suite de l'ouverture de la mer de Weddell entre la péninsule antarctique et la Cordillère de Patagonie à 160 Ma, comme indiqué par l'âge des anomalies magnétiques et reconstructions paléogéographiques (Ghidella et al., 2007 ; Ramos et Ghiglione, 2008).

La marge ouest du centre et du sud de l'Amérique du Sud a subi une extension majeure du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur qui a abouti au développement du système de rift de Salta dans le nord- en Argentine et en Bolivie occidentale (Salfity et Marquillas, 1994).

Cette extension s'est propagée à la marge atlantique au moyen d'une série de fractures de tendance nord-sud, qui se sont conclues par l'ouverture de l'océan Atlantique Sud (Fig.22B).

IV- LES MODES DES COLLISION DANS LA CHAÎNE ANDINE

Dans son travail de pionnier, Irving (1971) a reconnu que la plupart des Andes du nord occidentales ont été formées par des roches océaniques à l'ouest du système de faille Dolores-Romeral (actuellement connu sous le nom Faille Romeral-Peltetec ; Fig.23).

Ce concept a été développé par Barrero (1979) et Restrepo et Toussaint (1988) en Colombie, et par Feininger (1987) en Équateur et dans le nord du Pérou.

Géochimique, données pétrologiques, isotopiques et géochronologiques, ainsi que preuve d'une déformation intense, associée en partie à des métamorphisme schiste, contraignent l'évolution en trois grandes étapes suivant les propositions d'Aspden et McCourt (1986), Mégard (1987, 1989), Duque Caro (1990), Aleman et Ramos (2000), Cediél et al. (2003), López Ramos et Barrero (2003), et Vallejo (2007), entre autres.

Ces trois étapes sont : initiale collision d'une série d'arcs insulaires au début du Crétacé (Aspden et al., 1987) ; collision du plateau océanique des Caraïbes le long de la marge au Crétacé supérieur – Paléocène (Dewey et Pindell, 1986 ; Burke, 1988) ; et collision finale d'un arc insulaire des affinités caribéennes au Miocène (Dengo, 1983 ; Duque Caro, 1990).

- **COLLISION D'ARC INSULAIRE**

Des fragments de roches océaniques associés à des méta-les faciès morphiques le long du système de failles sont interprétés comme la suture entre ces roches et la marge du début du Mésozoïque d'Amérique du Sud (Fig.23).

Ceux-ci se sont considérablement déformés et modifiés, les fragments océaniques ont reçu plusieurs noms depuis le terrane proposition d'Etayo Serna et Barrero (1983).

Un des plus des études détaillées ont été menées dans la région d'Amaime, où dès que les schistes glaucophane et, localement, les éclogites étaient tectoniquement mises en place dans les roches métamorphiques du Paléozoïque du Mésozoïque (Aspden et McCourt, 1984).

Associé à accrétion, il y a eu une période importante de métamorphisme dynamique dans toute la Cordillère centrale de Colombie et la Cordillère Réel de l'Équateur.

Cet épisode, connu dans le sud de l'Équateur sous le nom de l'événement Peltetec, survenu entre 125 et 132 Ma, sur la base des âges des roches métamorphiques à haute pression considérées comme ressentent l'âge de mise en place des schistes bleus (Feininger, 1982 ; Aspden et al., 1992b ; Litherland et al., 1994).

Cet événement reflète l'accrétion d'un arc insulaire du Crétacé inférieur le long de marge extérieure de la Cordillera Real, reconnue par Aspden et Litherland (1992) et Litherland et al. (1994). Ils ont reconnu la suture du Crétacé inférieur plus au sud, ainsi que la mise en place du complexe ophiolitique de Raspas et des schistes bleus associés à 132 Ma (Aspden et al., 1995 ; Reynaud et al., 1999).

L'étude par Bosch et al. (2002) ont conclu que le dernier Jurassique – Early Suture crétacée observée le long du système de faille Romeral-Peltetec tem présente des assemblages haute pression et des roches métamorphiques, suggérant que cette suture était impliquée dans au moins deux épisodes distincts liés à l'accrétion d'un arc insulaire et collision subséquente d'un plateau océanique.

D'autres auteurs ont interprété une partie de ces collisions comme fermeture d'un bassin d'arrière-cour qui a enregistré des sédiments du Crétacé (Bourgeois et al., 1987 ; Nivia et al., 2006).

Le principal l'hypothèse est liée à la nature du sous-sol métamorphique de la marge ouest du bassin d'arrière-cour connu sous le nom d'Arquíá terrane en Colombie, qui pour certains auteurs pourrait être plus âgé que Paléozoïque (Nivia et al., 2006).

En raison de la déformation intense et les déplacements de glissement de la faille, il ne peut être négligé cette partie du protolite de ce terrane Arquíá pourrait proviennent du socle paléozoïque du centre Cordillera.

Des problèmes similaires existent dans le sud de l'Équateur, où le terrane Chaucha de Feininger (1986) a été interprété comme non océanique ou différent du terrane de Piñón sur la base de l'existence des grès quartzitiques.

Toutes les expositions océaniques le long du Romeral-Peltetec système de failles sont regroupés ici en un seul épisode (Fig.23) et liée à l'accumulation précoce de certains terranes insulaires océaniques tels comme les Amaime, Peltetec, Raspas et Chaucha, entre autres.

Cette accrétion s'est produite avant la collision du Crétacé supérieur du plateau tel que proposé par Pindell et Tabbutt (1995), Aleman et Ramos (2000), et Bosch et al. (2002).

Pendant le milieu Du Jurassique au Crétacé inférieur, un arc magmatique ouvert sur le sous-sol continental à l'approche de l'arc insulaire la Cordillère Centrale, reconnue par Toussaint et Restrepo (1994) et Aleman et Ramos (2000) (voir figure 24).

- **COLLISION DU PLATEAU OCEANIQUE**

Les cordillères occidentales de Colombie et d'Equateur certaines turbidités du Crétacé supérieur avec des éclats délimités de basaltes et de roches ultramafiques qui étaient anciennement interprétés comme une roche basaltique de la dorsale océanique (MORB).

(Lebras et al., 1987) mais reconnu plus tard comme une séquence de plateau anique (Cosma et al., 1998 ; Reynaud et al., 1999 ; Lapiere et al., 2000) et un mélange tectonique. Il y a eu diverses interprétations de la caractéristique et genèse de ce plateau océanique.

La proposition originale de Feininger (1986), que des morceaux de roches océaniques regroupés en un seul Piñón terrane a été accrétée à la marge continentale, a été engagés par des travailleurs subséquents (Kerr et al., 2002 ; Hughes et Pilatasig, 2002, entre autres), qui a proposé une série entre le Crétacé supérieur et l'Éocène.

Cependant, travaux basés sur la pétrologie, la géochronologie et la paléomagnétique terrain, a démontré que plusieurs plateaux (ou terranes) peuvent être exclu.

Par exemple, les données paléomagnétiques indiquent un sinus plateau océanique qui s'est fragmenté lors de la collision avec le sud Plaque américaine, donnant naissance à des blocs structurels distincts (Luzieux et al., 2006).

De même, les nouvelles données U-Pb SHRIMP zircon montrent intervalle de temps compris entre $87,10 \pm 1,66$ Ma et $85,5 \pm 1,4$ Ma pour la formation du plateau océanique (Vallejo et al., 2006, ce volume).

Le plateau océanique se poursuit en Colombie dans le cadre de le terrane de Dagua (Etayo Serna et Barrero, 1983 ; Alemán et Ramos, 2000), bien que d'autres auteurs tels que Cediél et al.

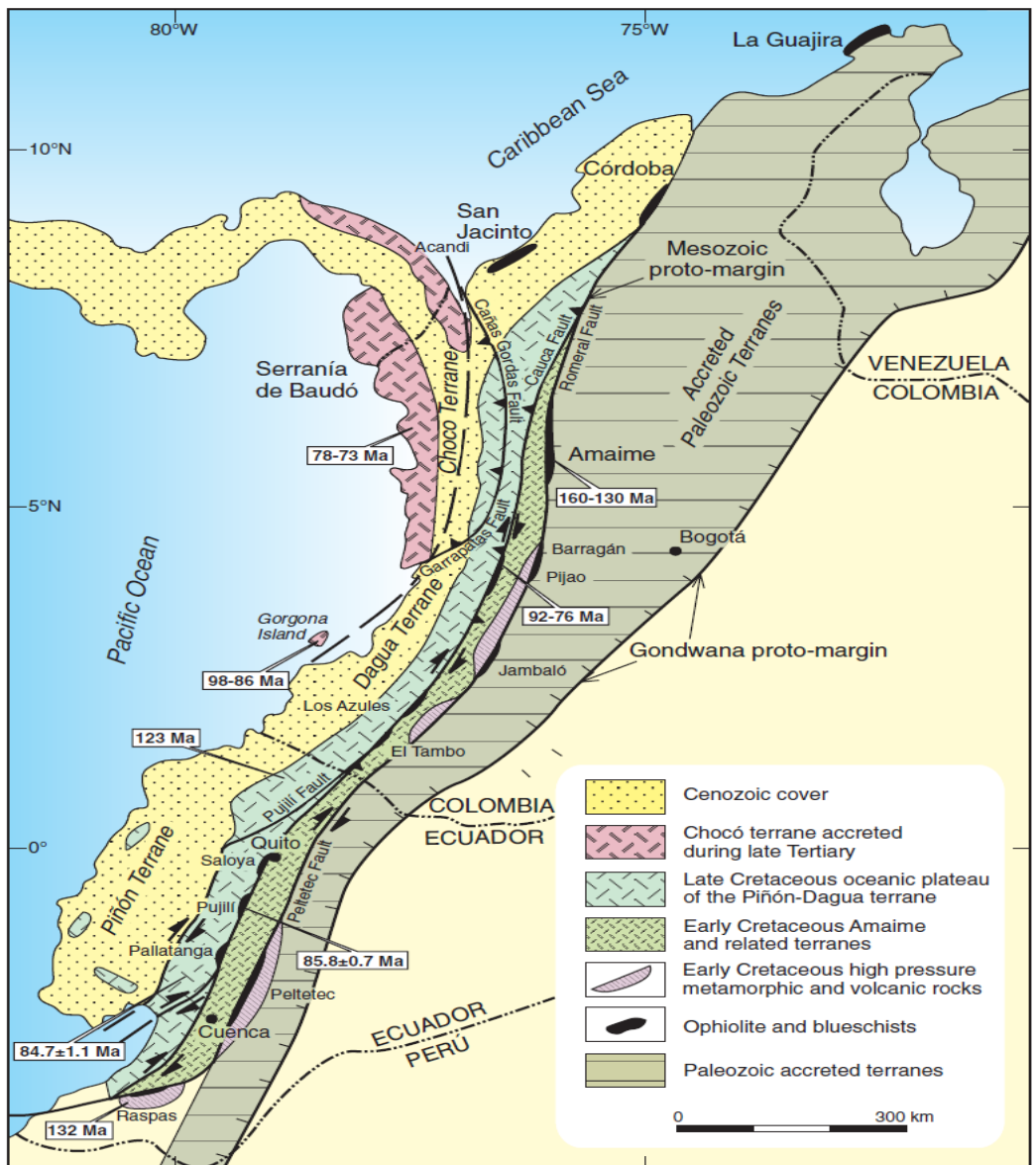


Fig.23 Différentes roches océaniques à l'ouest du système de faille Romeral-Peltetec dans l'ouest-en Colombie et en Équateur sur la base de Mc- Court et al. (1984), Aspden et al. (1992a, 1992b), Reynaud et al. (1999), Aleman et Ramos (2000), Kerr et al. (2003), Cediél et al. (2003) et Vallejo et al. (2006, ce le volume). A noter l'accroissement en trois succès cinq étapes : le terrane Amaime et les roches (Crétacé inférieur) ; le Dagua-Piñón plateau océanique (dernier Crétacé) ; et le Terrane de chocó (Miocène moyen). La col- vue de la terrane Chocó au milieu Miocène enfoncé une partie de la terrane Dagua à l'est le long de la faille Cañas Gordas, au nord de la faille de Garrapatas.

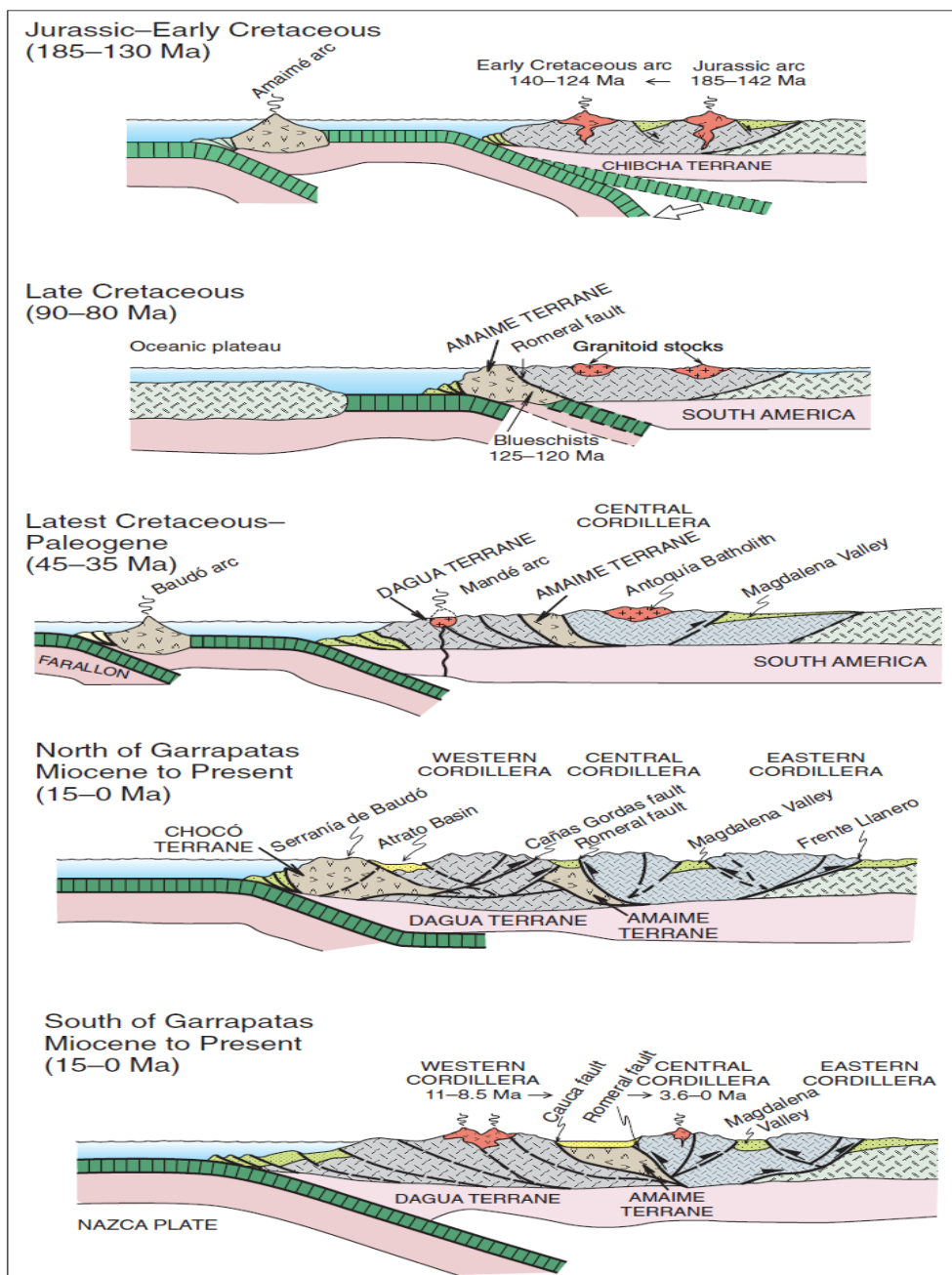


Fig. 24 Evolution tectonique schématique du Les Andes du Nord à la latitude de la Colombie montrent en fonction de la polarité de la subduction et des collisions basées sur Lebras et al. (1987), Mégard (1987), et Aleman et Ramos (2000). Noter la vergence différente de la terrane Dagua au nord et au sud de la faille de Garrapatas (basé sur López Ramos et Barrero, 2003).

- **LES CHOCS DE LA COLLISION DANS LA CHAÎNE ANDINE**

La Serranía de Baudó le long de la marge pacifique de la Colombie a été décrit comme un terrane océanique allochtone accrétée en Amérique du Sud au Cénozoïque (Dengo, 1983 ; Case et al., 1984 ; Restrepo et Toussaint, 1988).

Cette zone a été interprété comme faisant partie d'un bloc plus grand qui comprend le Dariende Panamá, l'arc Acandí (Fig. 23), et un ruban de l'ouest Cordillère, nommée terrane Chocó par Duque Caro (1990), d'après Dengo (1983).

Basé sur une datation biostratigraphique précise, Duque Caro (1990) a contraint l'amarrage de la terrane Chocó à Californie. 13 Ma.

Le sous-sol de cette terrane a été interprété comme une partie différente du plateau des Caraïbes basée sur géochimie et des données isotopiques (Kerr et Tarney, 2005), bien qu'elle ait un âge semblable au plateau océanique de Dagua.

Un secteur important de la cordillère occidentale au de la terrane Chocó, au nord de la faille de Garrapatas, est considéré comme un terrane indépendant (Cediél et al., 2003) nommé terrane Cañas Gordas après Etayo Serna et Barrero (1983). Basé sur les mêmes isotopes et géochimiques caractéristiques au nord et au sud de cette faille, Aleman et Ramos (2000) considérait le bloc de Cañas Gordas comme faisant partie de la terrane de Dagua.

La vergence tectonique inhabituelle vers l'est de le terrane de Cañas Gordas (Bourgeois et al., 1987 ; López Ramos et Barrero, 2003), en comparaison avec la partie sud de terrane de Dagua, peut s'expliquer par une transposition de la structure liée à la déformation du Miocène associée à l'amarrage de la terrane Chocó (Fig.24).

Les données isotopiques et paléomagnétiques ont conduit Kerr et Tarney (2005) considérer les roches mafiques et ultramafiques de l'île de Gorgona font partie de la terrane Chocó et, en même temps, être indépendante du plateau océanique de la cordillère occidentale.

L'évolution tectonique générale des roches océaniques de la secteur ouest des Andes du Nord qui faisait partie de la Plateau des Caraïbes et formé au-dessus du point chaud des Galápagos est Résumées à la figure 24.

- **CYCLE OROGÉNIQUE DANS UNE MARGE DE TYPE ANDIN**

Le concept selon lequel les processus orogéniques étaient intermittents et sporadique dans un système andin a été ancrée dans tous les hypothèses et les théories de la construction de la montagne, telles que la géosynclinal (Groeber, 1951), ou le géoliminar (terme inventé de Auboin et Borrello, 1966) Cycle andin.

Avec le nouveau approches dérivées de l'application de la tectonique des plaques, Plusieurs tentatives ont été faites pour expliquer la rareté et les caractères d'épisodes de construction de montagnes à travers le temps.

La première proposition, comme celle de Charrier (1973), concernaient des changements taux de convergence. Pour Charrier (1973), il existe une corrélation étroite entre les interruptions d'épandage et la compression globale périodes suivies d'extension, qui alternaient dans un rythme modèle.

Cette proposition a été améliorée par Frutos (1981), pour qui changements dans les directions et les taux d'épandage des fonds de courtes phases orogéniques compressives traînées alternant avec des périodes d'extension sensiblement plus longues.

Il envisageait le début de périodes de taux de convergence des plaques relativement plus élevés, à 110–85, 76–70, 63–60, 49–45, 35–33, 16–13 et 7 Ma, comme responsable de la compression et d'une périodicité orogénique après épisodes de repos relatif.

La découverte que de longues périodes d'extension ont été ponctués de courts épisodes de compression fourni le cadre du modèle andin des années 80 (Aguirre, 1987).

Cependant, les modèles abordant les variations de là les taux de convergence développés par Pardo Casas et Molnar (1987) et Somoza (1998) a démontré que la déformation à certains moments accéléré lorsque les taux de convergence ont diminué, comme dans les 20 derniers (Oncken et al., 2006).

Ces données ont également montré que l'alternance entre la compression et l'extension n'était ni rythmique ni mondiale, pas même le long des Andes, comme cela avait été accepté précédemment. Déformation épisodes d'information n'étaient pas contemporains et les phases diastrophiques,

datées avec précision, ne coïncidaient pas dans les différents segments les Andes (Mpodozis et Ramos, 1989).

Il a été démontré que les périodes de subduction en dalle plate importance dans la construction de montagnes, basée sur la corrélation précise entre les épisodes de déformation et le magmatisme dans différents segments (Jordan et al., 1983a, 1983b ; Kay et al., 1987, 1988, 1991).

Des études récentes ont montré des processus similaires dans le Bucaramanga dalle plate dans le nord de la Colombie comme dans l'actuel Pérou et Segments de dalles plates pampéennes (Gutscher et al., 2000 ; Ramos et al., 2002).

Des travaux récents ont révélé que la configuration actuelle de la subduction en dalle plate n'était pas unique, mais a plutôt été caractéristique au fil du temps.

Processus peu profonds et d'approfondissement affectant la marge andine a été reconnue dans différents segments, comme décrit par Coira et al. (1993), Sandeman et coll. (1995), Kay et al. (1999) et James et Sacks (1999).

De nouvelles évidences permet de reconnaître une séquence presque complète de subduction de dalle le long de la marge andine (Fig.25) vers la fin. Les époques mésozoïque et cénozoïque, décrites par Ramos et Fol-guera (2009).

La proposition selon laquelle ces épisodes ne sont pas a conduit à suggérer que ces processus sont des facteurs clés dans le contrôle de la construction des montagnes et dans la reconnaissance des cycles orogénique qui ressemble aux processus décrits depuis longtemps il y a par Dickinson et Snyder (1979) dans l'ouest de l'Amérique du Nord.

Sur la base de ces nouvelles preuves, un cycle orogénique conceptuel est proposé avec les étapes suivantes. Ces étapes ont conduit à déformation importante, magmatisme et épisodes répétés de construction de montagnes dans la marge andine.

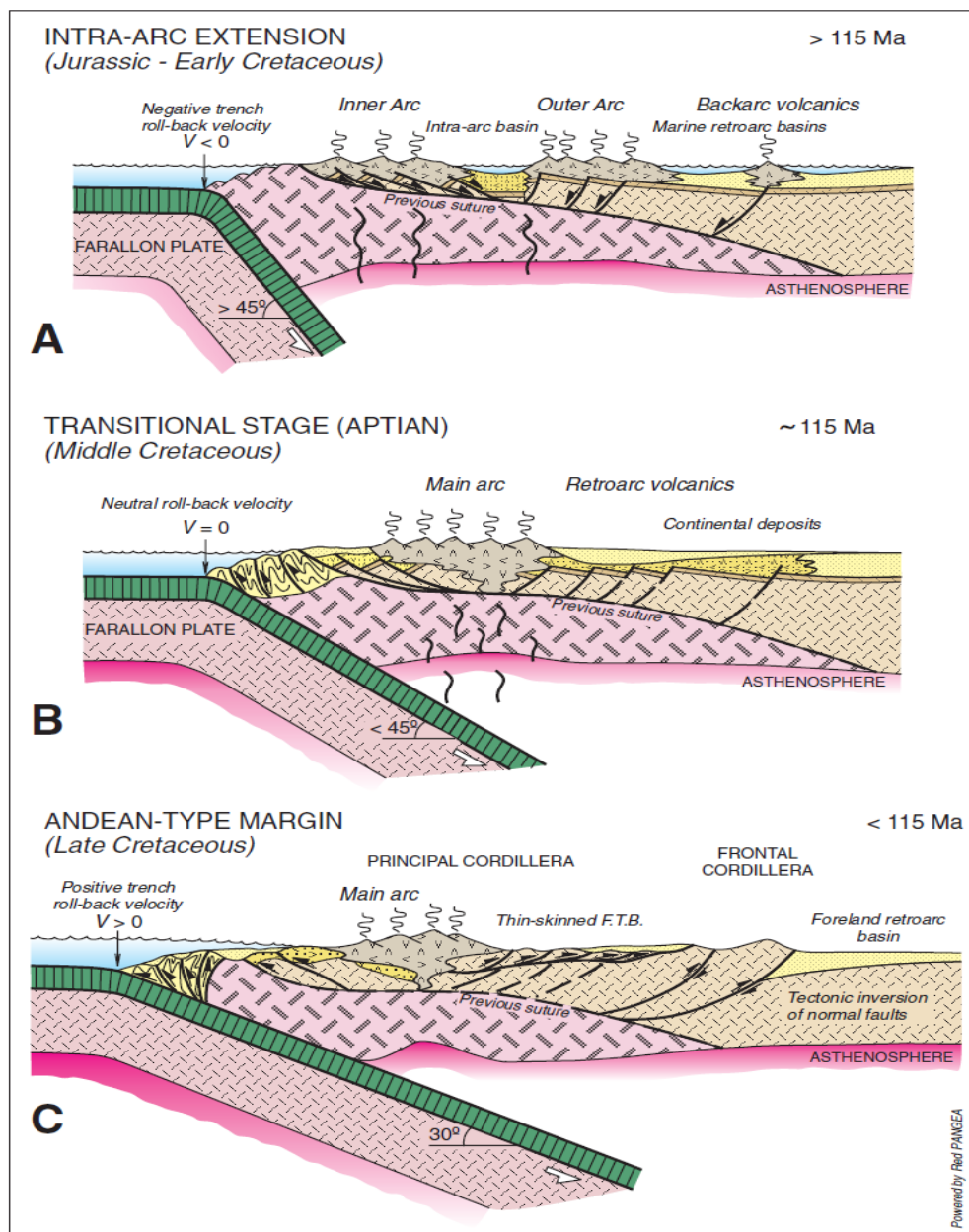


Fig.25 Trois étapes distinctes de subduction à l'époque mésozoïque-cénozoïque (conceptuelle Modèle basé sur Daly, 1989 ; Ramos, 2000). FTB — courroie pliable et poussée.

Conclusion

Les périodes de repos, sans déformation, ont été reconnus à diverses époques dans des segments andins.

L'un des plus remarquables a été le début d'une nouvelle période de subduction active après l'éclatement du Farallon plaque après 27 Ma, marquant une nouvelle période de magmatisme à l'arc.

La subduction plus orthogonale de la plaque de Nazca récemment formée a coïncidé avec un magmatisme naissant.

L'activité volcanique a commencé avec un magmatisme mafique peu évolué qui changé à une composition plus andésitique à dacitique formée dans le front volcanique à ~ 280–300 km de la tranchée. Il y a peu preuve de déformation en compression à ce moment. Crustal l'épaisseur était normale ou légèrement atténuée.

Il y avait des affaissements localisés du bassin toujours lié à l'extension active dans le Forearc chilien (Jordan et al., 2006, 2007), mais dans le rétro arc, il était principalement lié à l'affaissement thermique de l'atténuation précédente.

L'oligocène a été une période d'extension significative à travers les Andes liées à une diminution significative du mouvement absolu d'Amérique du Sud (Russo et Silver, 1996).

- **EXPANSION DE L'ARC MAGMATIQUE ET DEFORMATION ASSOCIÉE**

Dans certains cas, l'activité magmatique a commencé à l'avant-pays, tandis que dans d'autres, il est resté constant (Kay et al., 1987, 1988 ; Mpodozis et Ramos, 1989).

Ce changement dans le volcanique le front variait d'un segment à l'autre. Certaines zones peuvent avoir subi une érosion crustale importante par subduction, comme le posée par Ramos (1988b), Stern (1991) et Stern et Mpodozis (1991), tandis que d'autres sont stables.

Dans les segments où l'érosion crustale a été avancée, une corrélation frappante entre les la composition, le déplacement de l'arc et la déformation ont été reconnus par Haschke et al. (2002) à 21 ° S – 23 ° S et Kay et al. (2005) à Latitudes 33 ° S – 36 ° S. La migration du magmatisme

augmente la chaleur flux et développement ultérieur de transitions cassantes-ductiles dans la croûte, favorisant la déformation du socle.

Affaiblissement thermique de la croûte produit une vague de raccourcissement, qui est clairement représentée à travers les Andes (Ramos, 1988b ; Mpodozis et Ramos, 1989 ; Kay et Abbruzzi, 1996), et également confirmée par des qui montre que le déplacement de la déformation vers l'avant les terres sont associées au chauffage thermique (Quinteros et al., 2006).

La formation du bassin est contrôlée par les sédiments (Jordanie, 1995).

- **REDUCTION DE LA ZONE DE SUBDUCTION ET ÉPAISSEMENT CRUSTAL**

Les zones où les eaux peu profondes de la zone de Benioff survenue montrent un élargissement nettement marqué de l'arc, comme dans segment entre 30 ° S et 33 ° S de latitude.

Thermique associée l'affaiblissement améliore l'épaississement crustal dans les zones où sutures ou rhéologies faibles focalisent la déformation dans la base (Ramos et al., 2002), conduisant à une fragmentation de l'avant-pays comme on en voit dans les Sierras Pampeanas (Jordanie et Mendinger, 1986).

En raison de l'épaississement crustal, la composition des magmas et leurs produits d'arc changent (Kay et al., 1991 ; Kay et Mpodozis, 2002).

Le développement de l'arc magmatique dans une croûte épaissie fait caler les magmas à la base de la croûte dans le domaine de la stabilité du grenat, produisant un résidu écolitique à l'interface croûte-manteau (Kay et al., 1991).

Inversions tectoniques des failles d'extension formées dans les précédentes les réglages sont courants, mais la déformation est concentrée dans front génique où la tectonique à peau épaisse et à peau mince est active.

La formation de bassins accompagne la migration du front de poussée (Jordan et al., 1988).

• SUBDUCTION DE DALLE PLATE ACCALMIE MAGMATIQUE ET DEFORMATION

Les zones où la subduction en plaques planes a été développée centraliser le couplage important entre les plaques supérieure et inférieure, conduisant à une déformation intracrustale importante. Terre crustale- des tremblements de terre liés au raccourcissement du sous-sol sont observés dans le centre.

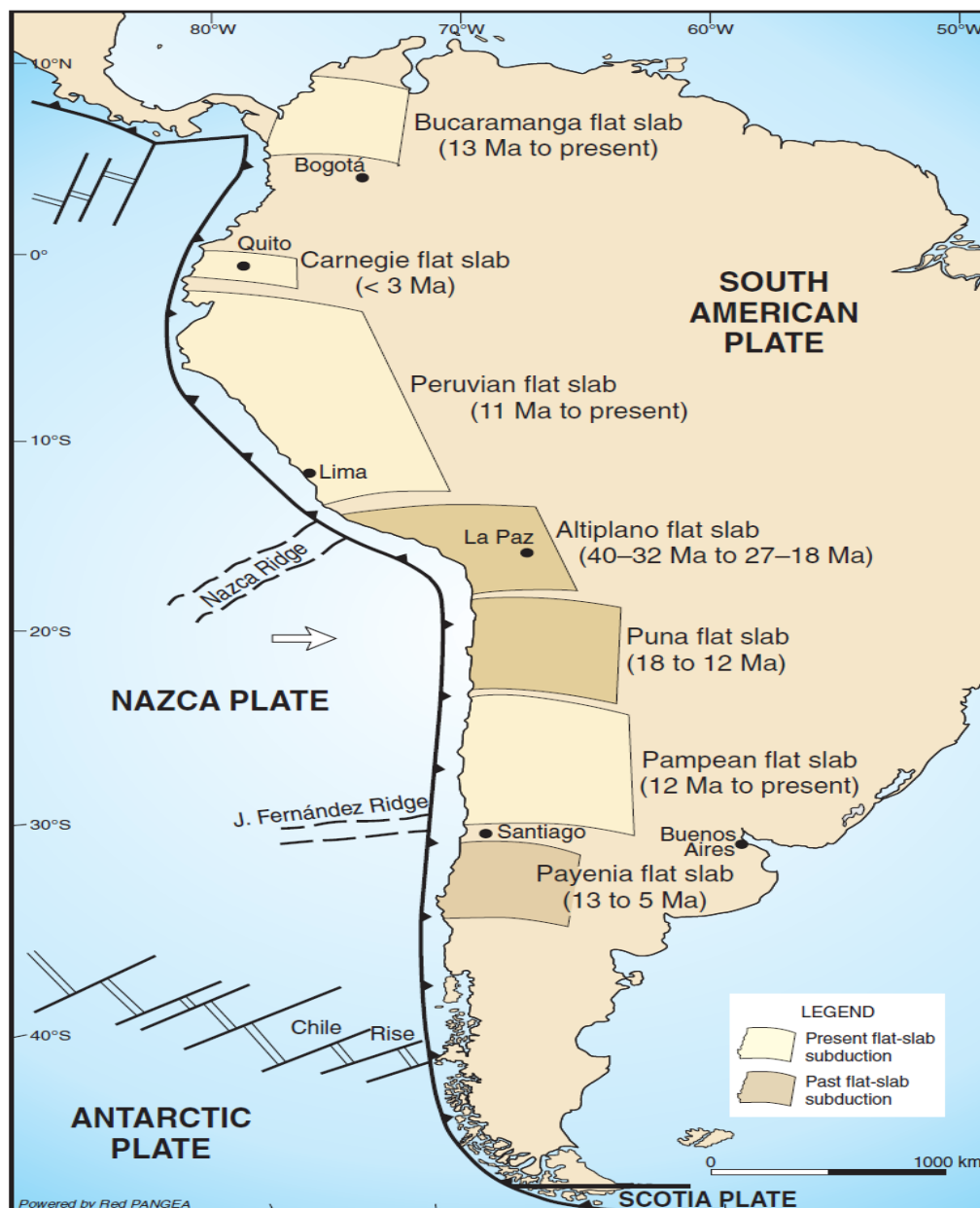


Fig.26 Dalles plates dans les Andes au Cénozoïque. Modifié de Ramos et Folguera (2009).

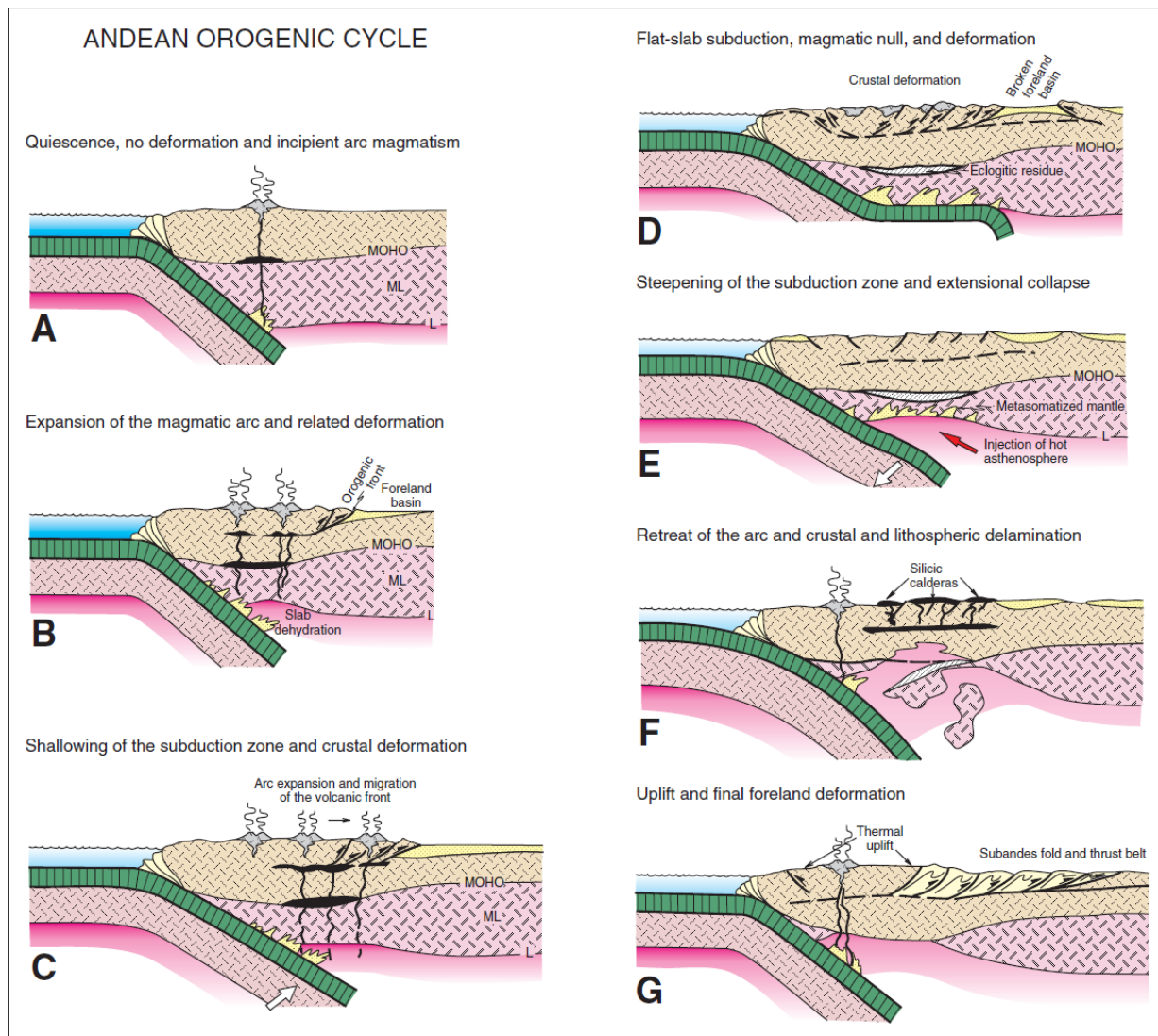


Fig.27 Evolution tectonique idéalisée d'un cycle orogénique andin (d'après de nombreux auteurs ; voir la discussion dans le texte). L — limite de lithosphère-asthénosphère ; ML - manteau lithosphérique.

Segments péruvien et pampéen (Dorbath et al., 1991 ; Cahill et Isacks, 1992 ; Smalley et al., 1993). Ces domaines concentrent libération maximale d'énergie sismique, comme illustré à Bucaramanga, une zone concentrée de libération d'énergie, le Pérou et la région pampéenne (Gutscher et al., 2000). Déshydratation de la dalle océanique ne contribue pas au coin asthénosphérique, produisant la dernière activité éphémère jusqu'à 700 km de la tranchée, comme vu à 33 ° S de latitude (Kay et Gordillo, 1994).

La formation contribue au métasomatisme du manteau lithosphérique, posée par James et Sacks (1999). La déformation crustale est à son maximum, et les bassins terrestres dominent (Jordan et al., 1983a, 1993). Les bassins tannés sont fréquents, comme ceux du centre du Pérou (Maroc et al., 1995) et dans les *bolsones* des Sierras Pampeanas (Ramos, 2000).

La faible profondeur de la zone de subduction ne signifie pas toujours atteindre un stade de dalle plate, et plusieurs exemples montrent que la fin de la subduction peut commencer avant l'horizontalisation de la dalle océanique dans la zone rétroarc (Ramos et Folguera, 2005 ; Ramos et Kay, 2006 ; Kay et al., 2006 ; Kay et Coira, ce volume).

- **INTENSIFICATION DE LA SUBDUCTION ET L'EFFONDREMENT EXTENSIONNEL**

Après une période sans magmatisme, l'arc magmatique reprend dans les zones extérieures de l'Est et commence à se retirer vers la tranchée, comme décrit dans le sud du Pérou par James et Sacks (1999) et dans le haut plateau nord de la Puna par Kay et al. (1999).

Cette période coïncide avec l'instabilité du champ de contraintes, comme le montre Allmendinger et al. (1997) dans l'Altiplano bolivien, et localisé les failles d'extension sont actives en même temps que le magmatisme de base des plaques (Allmendinger et al., 1989 ; Riller et al., 2001 ; Matteini et al., 2002).

Une évolution contrastée par rapport à l'épaisseur précédemment décrite croûte de l'Altiplano ou Puna, qui dépasse 65 km d'épaisseur Götze et al., 1994 ; Götze et Krause, 2002 ; Beck et Zandt, (2002), est observée dans les zones où la pentification est produite dans une croûte mince ou normale.

Dans des régions comme le sud de Mendoza segment (35 ° S à 36 ° S), la pentification est associée à une extension magmatisme de base basique océan-île (OIB) dans l'avant-pays (Ramos et Kay, 2006 ; Kay et al. 2006) et des extensions importantes effondrement provisoire (Folguera et al., 2003, 2007, 2008).

- **RETRAIT DU MAGMATISME A L'ARC ET DE LA CROUTE ET LA DELAMINATION LIHOSPHERIQUE**

Le recul d'un arc magmatique dans une croûte épaissie se produit partiellement contemporaine avec un développement important des caldeiras et les écoulements ignimbritiques, tels que ceux du volcanique Puna-Altiplano complexe (de Silva, 1989 ; Kay et al., 1999 ; Caffè et al., 2002 ; Zandt et al., 2003).

Ce magmatisme dacitique répandu est associée à un soulèvement du plateau, comme décrit par Coira et al. (1993), Gubbels et al. (1993), Beck et Zandt (2002) et Garzzone et al. (2006). Ces fusions dacitiques omniprésentes sont l'expression de délaminage crustal, postulé par Kay et Mahlburg-Kay (1993) comme une conséquence de l'instabilité crustale générée par une croûte inférieure éclogitique plus dense en contact avec une noosphère.

Ces dernières années, de nombreuses expériences géophysiques ont confirmé le flux de chaleur anormal de cette zone, le manque de densité lithosphère du manteau, le naufrage partiel de la lithosphère du manteau dans l'asthénosphère, la composition acide de la croûte inférieure, et plusieurs autres caractéristiques produites lors du raidissement de la dalle et injection d'asthénosphère chaude dans le système métasomatisé (voir Oncken et al., 2006).

Pour plus de détails sur la région Puna-Altiplano.

- **DEFORMATION FINALE DE L'AVANT-PAYS DE LA CHAINE ANDINE**

Le soulèvement thermique, tel que prédit par Isacks (1988), a été confirmé par un nouvel ensemble de données. Les restaurations tiques des sections structurales de la croûte seulement un raccourcissement considérable de plus de 300 km, mais aussi une quantité importante de déséquilibre crustal. Ces études ont montré qu'une partie de la croûte inférieure manquait, ainsi que les manteaux lithosphériques. Les études (Beck et al., 2002) dans la région Altiplano montre que l'ancienne interface entre le craton et le terrane d'Arequipa accrété, une zone de faiblesse qui contrôlait extension et magmatisme intraplaque à travers le temps (Jiménez et López-Velázquez, 2008), est à nouveau réactivé avec crustal délaminage.

Cela a également été confirmé paries qui ont montré le détachement du manteau lithosphérique sous la Puna (Schurr et al., 2006).

Tous ces processus ont conduit à une augmentation du flux thermique du Altiplano et Puna, qui favorise un comportement ductile du bas croûte, comme envisagé par Isacks (1988), et les extrusions subséquentes de la croûte supérieure pour former la ceinture pliable et poussée du Subandes.

Cette ceinture a raccourci plus de 130 km au cours des derniers 7 à 6 mois (Baby et al., 1995 ; Allmendinger et al., 1997 ; McQuarrie, 2002 ; DeCelles et Horton, 2003).

Les différentes étapes reconnues dans l'orogénique proposé cycle sont résumés dans la figure 17. Bien qu'il s'agisse d'un concept modèle, il aborde différents segments des Andes au cours de la Cénozoïque, et son application est proposée pour certains segments du Mésozoïque, et même spéculativement pour le Paléozoïque.

C'est remarquable car c'est un modèle testable qui peut expliquer la structurelle, magmatique et la formation du bassin dans un type andin marge dans le temps.

CONCLUSION GENERALE

La Cordillère des Andes est la plus longue chaîne de montagne du monde et la seconde plus élevée. Elle s'étend le long de la marge occidentale de la plaque sud-américaine sur plus de 8000 km. Elle culmine à presque 7000 m d'altitude et est large de 800 km au maximum.

- Le début de la formation des Andes Centrales reste controversé. En particulier, l'initiation de la formation du bassin d'avant-pays rétroarc et donc de la compression reste débattu.

Par leur extension Nord-Sud, les Andes constituent la seule barrière aux flux atmosphériques dans l'hémisphère sud. Il en résulte des climats contrastés de part et d'autre de la chaîne.

Les Andes sont donc considérées comme un endroit privilégié pour étudier les couplages entre les processus tectoniques et climatiques.

- D'un point de vue géodynamique, les Andes centrales péruviennes sont situées au-dessus d'une portion où la subduction a lieu avec un pendage faible à nul.

Mis en évidence par la sismicité les Andes possèdent actuellement deux zones où le panneau plongeant (slab) est plat ou presque sous la croûte continentale

- Les Andes sont le résultat de processus de plaques tectoniques, causés par la subduction de la croûte océanique sous la plaque sud-américaine.

C'est le résultat d'une frontière de plaque convergente entre la plaque de Nazca et la plaque sud-américaine. La principale cause de la montée des Andes est la compression du bord ouest de la plaque sud-américaine en raison de la subduction de la plaque de Nazca et de la plaque antarctique

- La montée des Andes n'a pas été constante, car différentes régions ont connu différents degrés de forces tectoniques au-dessus de la zone de subduction le long de toute la côte ouest de l'Amérique du Sud où la plaque de Nazca et une partie de la plaque antarctique glissent sous la plaque sud-américaine continuent de produire un événement orogénique continu entraînant des tremblements de terre mineurs à majeurs et des éruptions volcaniques.
- Le volcanisme andin est le résultat de la subduction de la plaque de Nazca et de la plaque antarctique sous la plaque sud-américaine

La chaîne des Andes compte de nombreux volcans actifs répartis dans quatre zones volcaniques séparées par des zones d'inactivité.

Alors que certaines différences peuvent être expliquées par la zone volcanique à laquelle appartient un volcan, il existe des différences significatives à l'intérieur des zones volcaniques et même entre les volcans voisins.

- En dépit d'être un emplacement type pour le volcanisme calco-alkalin et de subduction, la ceinture volcanique andine a une large gamme de paramètres volcano-tectoniques, tels que les systèmes de rift et les zones d'extension, les failles transpressionnelles, la subduction de crêtes médio-océaniques et les chaînes de monts sous-marins en dehors d'une large gamme d'épaisseurs crustales et de voies de remontée de magma, et quantité différente d'assimilations crustales.
- L'étude pétrologique et géochimique de ces laves démontre que les magmas de ce secteur des Andes proviennent de la fusion partielle du manteau, mais évoluent dans des réservoirs profonds situés en base de croûte où ils interagissent avec les magmas engendrés lors de la fusion partielle d'une granulite à grenat (à haute pression), dans une zone MASH (fusion, assimilation, stockage et homogénéisation).

Dans cet endroit, la fusion de la croûte inférieure est rendue possible par le régime thermique anormal induit par l'épaississement de la croûte (entre 65 et 70 km d'épaisseur).

- La ceinture est subdivisée en quatre zones volcaniques principales qui sont séparées les unes des autres par des lacunes volcaniques.

Les volcans de la ceinture sont diversifiés en termes de style d'activité, de produits et de morphologie.

- D'un point de vue géochimique ces roches appartiennent à la série calco-alkaline moyennement à fortement potassique, et sont caractérisées par de fortes concentrations en LILE et LREE, et en K_2O , Rb, Ba, Sr et de faibles teneurs en TiO_2 , Ta, Nb.

Ces caractéristiques ont permis d'expliquer que les magmas sont le résultat de la fusion partielle d'un manteau péridotitique métasomatisé par des fluides issus de la croûte océanique

subductée.

- Les andésites basiques riches en olivine de Huambo constituent les magmas quaternaires les plus primitifs reconnus au Pérou méridional.

Ces roches présentent des similitudes et aussi des différences pétrographiques et géochimiques avec celles des volcans composites.

- Les laves calco-alkalines ont, le plus souvent, une structure microlitique fortement porphyrique.

Cependant, actuellement les compositions isotopiques des laves calco-alkalines sont davantage connues que leurs descriptions pétrographiques et encore plus que les compositions des minéraux qui les constituent.

Les phénocristaux présents dans les laves calco-alkalines ont cristallisé dans des systèmes le plus souvent ouverts, sous des conditions de pression et température qui ont varié.

Le résidu liquide entoure les cristaux et a formé la mésostase. Pour le moment, il n'est pas possible de distinguer les divers phénomènes qui ont prévalu à la croissance des phénocristaux.

La distribution des éléments majeurs dans les différents termes de l'association calco-alkaline a déjà été évoquée.

- Les laves calco-alkalines sont riches en Al_2O_3 et surtout K_2O par comparaison aux laves tholéitiques et ont des teneurs en alcalins ($Na_2O + K_2O$) inférieures à celles des laves alcalines, ceci étant aussi vrai tant pour le sodium que pour le potassium.

L'amplitude des variations des teneurs en éléments majeurs (et traces) dépend du contexte géodynamique de la série, arc insulaire ou marge continentale.

- La comparaison des teneurs en éléments en traces des laves calco-alkalines avec celles des laves des autres séries sera essentiellement abordée en ne considérant que les laves basaltiques (tholéïtes et basaltes alcalins), c'est-à-dire en limitant, tant que faire se peut, les effets des fractionnements dus à la cristallisation.
- Par rapport aux basaltes des autres séries, les basaltes alumineux sont pauvres en niobium et en tantale.

Cette caractéristique est particulièrement visible dans le type de représentation proposée, le « fossé du tantale et du niobium » y est flagrant.

En effet les teneurs en Ta (0,15 ppm) et Nb (0,8 ppm) y sont beaucoup plus faibles que dans les basaltes alcalins (Ta = 1,95-5,86 ppm, Nb = 39,3-44,8 ppm). Ce « fossé du tantale et du niobium » est souvent signalé comme première caractéristique des basaltes alumineux.

En fait, le terme fossé ne vaut que dans la comparaison avec les basaltes alcalins car les teneurs en Nb et Ta des basaltes alumineux sont voisines ou à peine inférieures à celles des tholéïtes (Ta \approx 0,2 ppm et Nb = 1,05-5,02 ppm) et ce sont surtout les teneurs en autres éléments (Ba, Rb, K, Th, U, et terres rares légères et moyennes, de La à Sm) qui sont plus élevées dans les calco-alcalines.

- Les teneurs en Ba, Rb, Th, U, et les terres rares légères sont plus fortes pour les basaltes alumineux que pour les tholéïtes, mais restent en-deçà des teneurs des basaltes alcalins.

Éléments compatibles : Ni, Co, Cr, V, et Sc.

- En ce qui concerne les éléments compatibles, les teneurs en éléments de transition Ni (100 ppm), Cr (100 ppm), Co (25 ppm), Sc (30 ppm) et V (250 ppm) des basaltes alumineux sont faibles relativement à celles des basaltes des autres séries.

-Les teneurs en terres rares normalisées au manteau décroissent progressivement du lanthane au lutétium.

Il y a quelques exceptions : le cérium et l'euporium. Alors que parfois, $Ce_N/La_N > 1$, les anomalies en Eu (par rapport au spectre des autres terres rares) sont soit positives soit négatives

- **La minéralogie de la série shoshonitique montre une** composition de l'olivine (cœurs des phénocristaux) varient continuellement de Fo₈₅ dans les absarokites à Fo₇₅ dans les shoshonite.

Le clinopyroxène est plus riche en magnésium dans les **absarokites** que dans les **banakites**.

- **La présence des cristaux d'affinité de basalte alcalin** : les phénocristaux d'olivine ont des cœurs riches en Mg (**F₀₈₈₋₈₂**).

Certains cristaux d'olivine dans les agrégats avec les cristaux de clinopyroxène sont même plus riches en Mg (**F₀₈₈₋₉₉**).

- **La présence des cristaux d'affinité dacitique**

Les cristaux de phlogopite sont fréquents dans les laves shoshonitiques. Ils ont des teneurs élevées en Mg ($Mg^* \approx 0,8-0,9$) et une bonne corrélation $Mg-(Fe + Mn + 2Ti)$.

Les shoshonites peuvent contenir de larges cristaux de feldspaths, mais tous ces cristaux sont typiquement à structure en tamis.

- Les Andes sont le plus grand système orogénique actif développé par subduction de croûte océanique sous une marge continentale.
- Cette ceinture de montagne continue et complexe est l'expression d'une série de processus associés à la subduction qui ont conduit à la formation de la cordillère des Andes.
- Cet orogène a formé les paléo-Andes pendant le temps paléozoïque, qui a conduit à la formation de la Pangée. Subséquent la subduction a formé le système andin tel que nous le connaissons aujourd'hui.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aceñolaza, F.G., and Aceñolaza, G.F., 2005, La Formación Puncoviscana y unidades estratigráficas vinculadas en el Neoproterozoico–Cámbrico Temprano del Noroeste Argentino: *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, v. 12, p. 65–87.
- Acosta, J., Velandia, F., Osorio, J., Lonergan, L., and Mora, H., 2007, Strike-slip deformation within the Colombian Andes, *in* Ries, A.C., Butler, R.W.H., and Graham, R.H., eds., *Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward*: Geological Society of London Special Publication 272, p. 303–319.
- Aguirre, L., 1987, Andean modeling: *Geology Today*, v. 3, p. 47–48.
- Aitcheson S.J., Harmon, S., Moorbath, A., Schneider, P., Soler, E., Soria-Escalante, G., Steele, I., Swainbank, G., Wörner., 1995. Pb isotopes define basement domains of the Altiplano, Central Andes, *Geology* 23, 555-558.
- Alemán, A., and Ramos, V.A., 2000, The Northern Andes, *in* Cordani, U.J., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., and Campos, D.A, eds., *Tectonic Evolution of South America: Río de Janeiro, 31st International Geological Congress*, p. 453–480.
- Allmendinger, R.W., Strecker, M., Eremchuk, J.E., and Francis, P., 1989, Neo-tectonic deformation of the southern Puna Plateau, northwestern Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 2, p. 111–130, doi: 10.1016/0895-9811(89)90040-0.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., and Isacks, B.L., 1997, The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the central Andes: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 25, p. 139–174: 10.1146/annurev earth.25.1.139.
- Aspden, J.A., and Litherland, M., 1992, The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador: *Tectonophysics*, v. 205, p. 187– 204, doi: 10.1016/0040-1951(92)90426-7.

- Aspden, J.A., and McCourt, W.J., 1986, Mesozoic oceanic terrane in the Central Andes of Colombia: *Geology*, v. 14, p. 415–418, doi: 10.1130/0091-7613(1986)14<415: MOTITC>2.0.CO;2.
- Aspden, J.A., Harrison, S.H., and Rundle, C.C., 1992b, New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement: Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 6, p. 77–96.
- Astini, R.A., 2003, The Ordovician proto-Andean basins, *in* Benedetto, J.L., ed., *Ordovician Fossils of Argentina: Córdoba*, Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, p. 1–74.
- Astini, R.A., Ramos, V.A., Benedetto, J.L., Vaccari, N.E., and Cañas, F.L., 1996, La Precordillera: Un terreno exótico a Gondwana, *in* 13th Congreso Geológico Argentino y 3rd Congreso Exploración de Hidrocarburos: *Actas*, v. 5, p. 293–324.
- Atherton, M.P., and Webb, S., 1989, Volcanic facies, structure and geochemistry of the marginal basin rocks of central Perú: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 2, p. 241–261, doi: 10.1016/0895-9811(89)90032-1.
- Auboin, J., and Borrello, V.A., 1966, Chaînes alpines et chaînes Andines : Regard sur la géologie de la cordillère des Andes au parallèle de l'Argentine moyenne : *Bulletin de la Société Géologique de France, Série 7*, v. 8, p. 1050–1070.
- Babeyco, A.Y., Sobolev, S.V., Trumbull, R.B., Oncken, O., Lavier, L.L., 2002. Numerical models of crustal scale convection and partial melting beneath the Altiplano-Puna plateau. *Earth and Planetary Science Letters* 199, 373 – 388.
- Baby, P., Moretti, I., Guillier, B., Limachi, R., Méndez, E., Oller, J., and Specht, M., 1995, Petroleum system of the northern and central Bolivian Subandean zone, *in* Tankard, A.J., Suárez Soruco, R., and Welsink, H.J., eds., *Petroleum Basins of South America: American Association of Petroleum Geologists Memoir 62*, p. 445–458.
- Baeza, L., 1984, Petrography and Tectonics of the Plutonic and Metamorphic Complexes of Limón Verde and Mejillones Península, Northern Chile [Ph.D. thesis]: Tübingen, University of Tübingen, 205 p.

- Barazangi, M., and Isacks, B., 1979, Subduction of the Nazca plate beneath Perú; evidence from spatial distribution of earthquakes:
- Barreiro, B.A., Clark, A.H. 1984. Lead isotopic evidence for evolutionary changes in magma-crust interaction, Central Andes, southern Peru. *Earth and Planetary Science Letters* 69, 30–42
- Beate, B., Monzier, M., Spikings, R., Cotten J., Silva, J., Bourdon, E., Eissen, J.-P. 2001. Miocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: the Quimsacocha volcanic center. *Earth and Planetary Science Letters* 192, 561–570.
- Beck, S.L., and Zandt, G., 2002, The nature of orogenic crust in the central Andes: *Journal of Geophysical Research*, v. 107, doi: 10.1029/2000JB000124.
- Benedetto, J.L., 2003, The Ordovician brachiopod fauna of Argentina: Chronology and biostratigraphic succession, *in* Albanesi, G.L., Beresi, M.S., and Peralta, S.H., eds., *Ordovician from the Andes: INSUGEO (Instituto Superior de Geología de la Universidad Nacional de Tucumán), Serie Correlación Geológica*, v. 17, p. 87–106.
- Blisniuk, P.N., Stern, L.A., Chamberlain, C.T., Zeitler, T.K., Ramos, V.A., Sobel, E.R., Haschke, M., Strecker, M.R., and Warkus, F., 2006, Links between mountain uplift, climates, and surface processes in the southern Patagonian Andes, *in* Oncken, O., et al., eds., *The Andes—Active Subduction Orogeny: Berlin, Springer, Frontiers in Earth Sciences Series 1*, p. 429–440.
- Bordonaro, O., 1992, El Cámbrico de Sudamérica, *in* Gutiérrez Marco, J.C., Saavedra, J., and Rábano, I., eds., *Paleozoico Inferior de Ibero-América: Mérida, Universidad de Extremadura*, p. 69–84.
- Bourdon E., Eissen J.-P., Monzier M., Robin C., Martin H., J. Cotton J., Hall M.L., 2002. Adakite-like lavas from Antisana volcano (Ecuador): evidence for slab melt metasomatism beneath the Andean Northern Volcanic Zone, *J. Petrol.* 43, 199-217.
- Bourdon E., G. Wörner, A. Zindler., 2000. U-series evidence for crustal involvement and magma residence times in the petrogenesis of Parinacota volcano, Chile, *Contrib. Mineral. Petrol.* 139, 458-469.

- Bourgeois, J., Toussaint, J.F., Gonzalez, H., Azema, J., Calle, B., Desmet, A., Murcia, L.A., Acevedo, A.P., Parra, E., and Tournon, J., 1987, Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes of northwestern South America (Colombian Andes): *Tectonophysics*, v. 143, p. 307–327, doi: 10.1016/0040-1951(87)90215-0.
- Burke, K., 1988, Tectonic evolution of the Caribbean: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 16, p. 201–230, doi: 10.1146/annurev.
.ea.16.050188.001221.
- Cabrera, J., Sébrier, M., Mercier, J.L., 1991. Plio-Quaternary geodynamic evolution of a segment of the Andean Peruvian Cordillera located the change in the subduction geometry; The Cuzco region. *Tectonophysics* 190, 331–362.
- Cáceres, C., Cediél, F., and Etayo, F., 2003, Mapas de Distribución de Facies Sedimentarias y Armazón Tectónico de Colombia a Través del Proterozoico y del Fanerozoico: Bogotá, Ingeominas, 40 p.
- Caffe, P.J., Trumbull, R.B., Coira, B.L., and Romer, R., 2002, Petrogenesis of early Neogene magmatism in the northern Puna; implications for magma genesis and crustal processes in the central Andean Plateau: *Journal of Petrology*, v. 43, p. 907–942, doi: 10.1093/petrology/43.5.907.
- Cahill, T.A., Isacks, B.L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate *Journal of Geophysical Research* 97, 17503–17529.
- Cordani, U.G., Cardonna, A., Jiménez, D.M., Liu, D., and Nutran, A.P., 2005, Geochronology of Proterozoic basement inliers from the Colombian Andes: Tectonic history of remnants from a fragmented Grenville belt, *in* Vaughan, A.P.M., Leat, P.T., and Pankhurst, R.J., eds., *Terrane Processes at the Margins of Gondwana: Geological Society of London Special Publication* 246, p. 329–46.
- Costa, C.H., Smalley, R., Jr., Schwartz, D.P., Stenner, H.D., Ellis, M., Ahumada, E.A., and Velasco, M.S., 2006b, Paleoseismic observations of an onshore transform boundary: The Magallanes-Fagnano fault, Tierra del Fuego Argentina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 61, p. 647–657.

- Cunningham, D.W., Dalziel, I.A.W., Tung-Yi, L., and Lawver, L.A., 1995, Southernmost South America–Antarctic Peninsula relative plate motions since 84 Ma: Implications for the tectonic evolution of the Scotia Arc region: *Journal of Geophysical Research*, v. 100, no. B5, p. 8257–8266, doi: 10.1029/95JB00033.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., Martinez, C., and Tomasi, P., 1980, La Chaîne Hercynienne d’Amérique du Sud. Structure et évolution d’une orogène intracratonique : *Geologische Rundschau*, v. 69, p. 1–21, doi : 10.1007/BF01869020.
- Daly, M., 1989, Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc evolution in Ecuador: *Tectonics*, v. 8, p. 769–790, doi: 10.1029/TC008i004p00769.
- Dalziel, I.W.D., 1991, Pacific margins of Laurentia and East-Antarctica– Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent: *Geology*, v. 19, p. 598–601, doi: 10.1130/0091-7613(1991)019<0598: PMOLAE>2.3.CO;2.
- Dalziel, I.W., and Forsythe, R.D., 1985, Andean evolution and the terrane concept: Tectonostratigraphic terranes of the circum-Pacific region: *Earth Sciences Series*, v. 1, p. 565–581.
- Damm, K.W., Pichowiak, S., Harmon, R.S., Todt, W., Kelley, S., Omarini, R., and Niemeyer, H., 1990, Pre-Mesozoic evolution of the central Andes; the basement revisited, *in* Kay, S.M., and Rapela, C.W., eds., *Plutonism from Antarctica to Alaska*: Geological Society of America Special Paper 241, p. 101–126.
- Hidrocarburos: *Actas*, v. 2, p. 260–267.
- David, C., 2007. Comportement actuel de l’avant arc et de l’arc du coude d’Arica dans l’Orogénèse des Andes Centrales. Thèse de Doctorat. Université Paul Sabatier, Toulouse, France, 290 pp.
- Davidson, J.P., de Silva, S.L., 1995. Late cenozoic magmatism of the Bolivian Altiplano. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119, 387–408.
- Davies, J.H., Stevenson, D.J., 1992. Physical model of source region of subduction zone volcanics. *Journal of Geophysical Research* 97, 2037-2070.

- Davis, B.T.C, Boyd D.R., 1966. The join $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. *Journal of Geophysical Research* 71, 3567-3576.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman J., 1969. An introduction to the rock-forming minerals. John Wiley et Sons, London and Harlow, 528 pp.
- Deer, W.A., Howie, R., Zussman J., 1978. *Rocks forming minerals*. Longman Group Limited, London.
- Defant, M.J., 2002. *Forum. EOS* 83(23), 256-257.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662 – 665.
- Eagles, G., Livermore, R., and Morris, P., 2006, Small basins in the Scotia Sea: The Eocene Drake Passage gateway: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 242, p. 343–353, doi: 10.1016/j.epsl.2005.11.060.
- Ed Darack, *Wild Winds: Adventures in the Highest Andes, Cordée / DPP*, 2001 (ISBN 978-1-884980-81-7).
- Escayola, M.P., Pimentel, M., and Armstrong, R., 2007, Neoproterozoic back- arc basin: Sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina: *Geology*, v. 35, p. 495–498, doi: 10.1130/G23549A.1.
- Etayo-Serna, F., and Barrero, D., 1983, *Mapa de Terrenos Geológicos de Colombia: Ingeominas Publicación Especial 14-I*, 235 p.
- Feininger, T., 1978, *Geologic Map of Western El Oro Province: Quito, Politécnica Nacional*, scale 1:50,000.
- Feininger, T., 1982, Glaucophane schist in the Andes at Jambaló, Colombia: *Canadian Mineralogist*, v. 20, p. 41–48.
- Figari, E.G., Courtade, S.F., and Constantini, L.A., 1996, Stratigraphy and tectonics of Cañadón Asfalto basin, lows of Gastre and Gan Gan, north of Chubut province, Argentina, *in* Riccardi, A.C., ed., *Advances in Jurassic Research: GeoResearch Forum*, v. 1–2, p. 359–368.

- Folguera, A., Ramos, V., and Melnick, D., 2003, Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco. Colapso de estructuras orogénicas. Cordillera Neuquina (37°30'): Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 58, p. 3–19.
- Folguera, A., Introcaso, A., Giménez, M., Ruiz, F., Martínez, P., Tunstall, C., García Morabito, E., and Ramos, V.A., 2007, Crustal attenuation in the southern Andean retroarc determined from gravimetric studies (38°–39°30'S): The Lonco-Luán asthenospheric anomaly: Tectonophysics, v. 439, p. 129–147, doi: 10.1016/j.tecto.2007.04.001.
- Gana, P., Wall, R., and Yáñez, G., 1994, Evolución geotectónica de la Cordillera de la Costa de Chile central (33–34°S): Control geológico y geofísico, in 7th Congreso Geológico Chileno: Actas, v. 1, p. 38–42.
- Gansser, A., 1973, Facts and theories on the Andes: Journal of the Geological Society of London, v. 129, p. 93–131, doi: 10.1144/gsjgs.129.2.0093.
- Groeber, P., 1951, La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30': Instituto Investigaciones de las Ciencias Naturales: Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia: Revista, v. 1, no. 5, p. 1–352.
- Gutscher, M.A., Spakman, W., Bijwaard, H., and Engdahl, E.R., 2000, Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin: Tectonics, v. 19, p. 814–833, doi: 10.1029/1999TC001152.
- Harrington, H.J., and Kay, M., 1951, Cambrian and Ordovician faunas of eastern Colombia: Journal of Paleontology, v. 25, p. 655–668.
- Haschke, M.R., Scheuber, E., Gunther, A., and Reutter, K.-J., 2002, Evolutionary cycles during the Andean orogeny: Repeated slab breakoff and flat subduction? Terra Nova, v. 14, p. 49–55, doi: 10.1046/j.1365-3121.2002.00387.x.
- Hervé, F., Munizaga, F., Marinovic, N., Kawashita, K., Brook, M., and Snelling, N., 1985, Geocronología Rb-Sr y K-Ar del basamento cristalino de Sierra Limón Verde, Antofagasta, Chile, in 4th Congreso Geológico Chileno: Actas, v. 3, p. 435–453.

Ismaila Ngounouno – La Pétrologie Eruptive Moderne – Le Cameroun, l’Islande, les Andes.
Tome 2

Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F., and Drake, R.E., 1993, Chronology of motion in a complete thrust belt: The Precordillera, 30–31°S, Andes Mountains: *Journal of Geology*, v. 101, p. 137–158.

Jordan, T.E., Blanco, N., Dávila, F.M., and Tomlinson, A., 2006, Seismostratigrafía de la cuenca Calama (22°–23°LS), Chile, *in* 11th Congreso Geológico Chileno, Antofagasta: Actas, v. 2, p. 53–56.

John Biggar, *The Andes: A Guide for Climbers*, Andes Publishing, 2005 (ISBN 978-0-9536087-2-0, présentation en ligne [archive]).

Jordan, T.E., Mpodozis, C., Muñoz, N., Blanco, N., Pananont, P., and Gardeweg, M., 2007, Cenozoic subsurface stratigraphy and structure of the Salar de Atacama Basin, northern Chile: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 23, p. 122–146, doi: 10.1016/j.jsames.2006.09.024.

Kay, S.M., and Abbruzzi, J.M., 1996, Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the Central Andean flat-slab between 30°S and 32°S: *Tectonophysics*, v. 259, p. 15–28, doi: 10.1016/0040-1951(96)00032-7.

Kay, S.M., and Coira, B.L., 2009, this volume, Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau, *in* Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W.R., eds., *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*: Geological Society of America Memoir 204, doi: 10.1130/2009.1204(11).

Kay, S.M., and Gordillo, C.E., 1994, Pocho volcanic rocks and the melting of depleted continental lithosphere above a shallowly dipping subduction zone in the Central Andes: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 117, p. 25–44, doi: 10.1007/BF00307727.

López Ramos, E., and Barrero, D., 2003, *Upper Crust Models of Colombia*: Bogotá, Ingeominas, 64 p.

- Lucassen, F., Franz, G., and Laber, A., 1999, Permian high-pressure rocks—The basement of the Sierra de Limón Verde in northern Chile: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, no. 2, p. 183–199, doi: 10.1016/S0895-9811(99)00013-9.
- Luzieux, L.D.A., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C.F., and Winkler, W., 2006, Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 249, p. 400–414, doi: 10.1016/j.epsl.2006.07.008.
- Marocco, R., Lavenu, A., and Baudino, R., 1995, Intermontane late Paleogene–Neogene basins of the Andes of Ecuador and Perú: Sedimentologic and tectonic characteristics, *in* Tankard, A.J., Suarez, S.R., and Welsink, H.J., eds., *Petroleum Basins of South America: American Association of Petroleum Geologists Memoir 62*, p. 597–613.
- Olivero, E.B., 1998, Mesozoic-Paleogene geology of the marginal-Austral basin of Tierra del Fuego, *in* Mesozoic-Paleogene geology of the marginal-Austral basin of Tierra del Fuego: Third Annual Conference, IGCP Project 381, South Atlantic Mesozoic Correlations, Field Trip Guide: Ushuaia, Argentina, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, p. 1–42.
- Omarini, R.H., Sureda, R.J., Götze, H.J., Seilacher, A., and Plüger, F., 1999, Puncovicana fold belt in northwestern Argentina: Testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and pre-Gondwana collisional episodes: *International Journal of Earth Sciences*, v. 88, p. 76–97, doi: 10.1007/s005310050247.
- Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., and Wigger, P., eds., 2006, *The Andes—Active Subduction Orogeny*: Berlin, Springer, *Frontiers in Earth Sciences Series 1*, 570 p.
- Ordóñez-Carmona, O., Restrepo, J.J., Álvarez, A., and Pimentel, M.M., 2006, Geochronological and isotopic review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, p. 372–382, doi: 10.1016/j.jsames.2006.07.005.

- Palma, M.A., Parica, P., and Ramos, V.A., 1986, El Granito Archibarca: Su edad y significado tectónico: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 41, p. 414–418.
- Pankhurst, R.J., and Rapela, C.W., eds., 1998, *The Proto-Andean Margin of Gondwana*: Geological Society of London Special Publication 142, 382 p.
- Quenardelle, S., and Ramos, V.A., 1999, The Ordovician western Sierras Pampeanas magmatic belt: Record of Precordillera accretion in Argentina, in Ramos, V.A., and Keppie, D., eds., *Laurentia Gondwana Connections before Pangea*: Geological Society of America Special Paper 336, p. 63–86.
- Quinteros, J., Jacovkis, P., and Ramos, V.A., 2006, Evolution of the upper crustal deformation in subduction zones: *Journal of Applied Mechanics*, v. 73, p. 984–994, doi: 10.1115/1.2204962.
- Ramos, V.A., 1983, Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica, in 2nd Congreso Nacional Geología Económica: Actas, v. 1: San Juan, Argentina, p. 108–124.
- Ramos, V.A., 1984, Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva?, in 9th Congreso Geológico Argentino: Actas, v. 2: Bariloche, Argentina, p. 311–325.
- Sadowski, G.R., and Bettencourt, J.S., 1996, Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazon craton: *Precambrian Research*, v. 76, p. 213–227, doi: 10.1016/0301-9268 (95)00026-7.
- Salfity, J.A., and Marquillas, R.A., 1994, Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group Basin, Argentina, in Salfity, J., ed., *Cretaceous Tectonics in the Andes*: Vieweg, Braunschweig, Earth Evolution Sciences, p. 266–315.
- Sallarés, V., Charvis, P., Flueh, E.R., and Bialas, J., 2003, Seismic structure of Cocos and Malpelo volcanic ridges and implications for hot spot-ridge interaction: *Journal of Geophysical Research*, v. 108, no. B12, p. 2564, doi: 10.1029/2003JB002431.
- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., and Rivera, C., 2000, Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia): *Tectonics*, v. 19, p. 787–813, doi: 10.1029/2000TC900004.

- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., and Kawashita, K., 1989, A review of the geochronology of the Amazonian craton: Tectonic implications: *Pre-cambrian Research*, v. 42, p. 213–227, doi: 10.1016/0301-9268(89)90012-0.
- Thomas, W.A., and Astini, R.A., 2003, Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: A review: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 67–79, doi: 10.1016/S0895-9811(03)00019-1.
- Uliana, M.A., and Biddle, K.T., 1988, Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America: *Revista Brasileira de Geociencias*, v. 18, p. 172–190.
- Vallejo, C., 2007, Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous–Paleogene) [Ph.D. thesis]: Zürich, Swiss Federal Institute of Technology Zürich, 215 p.
- Vallejo, C., Spikings, R.A., Winkler, W., Luzieux, L., Chew, D., and Page, L., 2006, The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American plate: *Terra Nova*, v. 18, p. 264–269. doi: 10.1016/S1342-937X(05)71083-2.
- Wasteneys, H.A., Clark, A.H., Ferrar, E., and Langridge, R.J., 1995, Grenvillian granulite facies metamorphism in the Arequipa Massif, Peru: A Laurentia Gondwana link: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 132, p. 63–73, doi: 10.1016/0012-821X(95)00055-H.
- Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunt, F., Lezaun, J., and Wilke, H., 2000a, Geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar, and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18–22°S): Implications for magmatism and tectonic evolution of the Central Andes: *Revista Geológica de Chile*, v. 27, p. 205–240.
- Wörner, G., Lezaun, J., Beck, A., Heber, V., Lucassen, F., Zinngrebe, E., Rössling, R., and Wilcke, H.G., 2000b, Geochronology, petrology, and geochemistry of basement rocks from Belén (N. Chile) and C. Uyarani (W. Bolivian Altiplano): Implication for the evolution of the basement: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 717–737, doi: 10.1016/S0895-9811(00)00056-0.
- Zandt, G., Leidig, M., Chmielowski, J., Baumont, D., and Yuan, X., 2003, Seismic detection and characterization of the Altiplano-Puna magma body, Central Andes: *Pure and Applied Geophysics*, v. 160, p. 789–807, doi: 10.1007/PL00012557.

ANNEXE

Absarokite : De l’Absaroka Range, parc de Yellowstone, Wyoming, U.S.A.

Première définition par J.P. Iddings, en 1895.

Lave à structure microlitique porphyrique, constitué de phénocristaux d’olivine, augite, oxydes de fer-titane et xénolites d’hypersthène, hornblende brune, biotite et plagioclase à structure microlitique porphyrique.

La matrice comprend des microlites d’augite, oxydes de fer-titane, hypersthène, hornblende brune, biotite, plagioclase et feldspath alcalin.

Situées à mi-chemin entre les domaines de subduction et intraplaques, ces laves sont l’illustration par excellence des mélanges magmatiques.

Leur double origine, calco-alcaline et alcaline, leur ont valu un synonyme malheureux (trachybasalte) utilisant la terminologie de ces deux séries, mais jamais perçu légitimement avec ce sens.

Andésite : De Hoyada, ville de la Cordillère des Andes, Argentine.

Première définition par L. von Buch, en 1826. Lave à structure microlitique fortement porphyrique, constituée essentiellement de phénocristaux de plagioclase (**An₃₀₋₅₀**), d’augite et d’orthopyroxène, parfois de hornblende brune, dans une mésostase microlitique de plagioclase, oxydes de fer-titane et augite.

Des andésites peuvent être prélevées aux Antilles françaises.

Banakite : Du nom de tribus indiennes (les Indiens Barnock) localisées dans l’Absaroka Range, parc de Yellowstone, Wyoming, U.S.A.

Première définition par J.P. Iddings, en 1895.

Lave à structure microlitique porphyrique, constitué de phénocristaux d’hypersthène et de clinopyroxène dans une mésostase constitué de plagioclase, d’augite, et rarement de phlogopite, associé aux absarokites et shoshonites.

Basalte : Terme de l'Antiquité, d'origine probable égyptienne ou éthiopienne (basalt = cuit) ; attribué parfois à Pline (77 avant J-C.) ou à ses traducteurs.

Lave noire ou gris -noire à structure microlitique porphyrique constituée de phénocristaux d'olivine, augite et oxydes de fer titane dans une mésostase de microlites de plagioclase, augite et oxydes de fer-titane.

Ce terme général ne permet pas seule la distinction entre les laves originaires de domaines géodynamiques différents comme :

- Les dorsales océaniques (basaltes tholéitique) ;
- Les zones de subduction, marges continentales actives ou arcs insulaires (basalte alumineux) ;
- Les domaines intraplaques liés à des points chauds ou des lignes chaudes (basalte alcalin).

Il doit de ce fait être systématiquement complété par un qualificatif :

Basalte tholéitique (ou, plus simplement tholéite)

Basalte alumineux

Basalte alcalin.

Benmoréite : De Ben More, Ile de Mull (Ecosse).

Première définition par Tilley et Muir, en 1963.

Lave alcaline sodique à structure microlitique porphyrique. Elle contient de rares phénocristaux de sanidine ou d'anorthose et d'augite agyrinique.

Cliniquement proche des trachytes, son indice de différenciation ($65 < I.D. < 80$) la situe dans le « Daly gap ». De nombreuses laves doivent être désormais dénommées benmoréites.

Icelandite : De Iceland, nom anglais de l'Islande.

Première définition par Carmichael, en 1964.

Lave intermédiaire de la série tholéitique, équivalent des andésites dans la série calco-alcaline, composée de phénocristaux de plagioclase (andésine), de clinopyroxène et d'oxydes de fer-titane dans une matrice contenant des microlites des mêmes minéraux.

Ignimbrite : Du grec ignis, feu et imber, pluie.

Première définition par P. Marshall, en 1935.

Lave mise en place lors d'une nuée ardente, constituée de particules de verre brisées (structures en Y), de phénocristaux plus ou moins déformés ou brisés, pouvant contenir de xénolites.

Le terme ignimbrite correspond à une lave mise en place au cours d'une nuée ardente et n'est pas génétique : les ignimbrites se rencontrent dans les trois séries calco-alcaline, alcaline et tholéitique.

Dans la série calco-alcaline, par exemple, il existe des ignimbrites rhyolitique, dacitiques et parfois andésitiques.

Lors d'une née ardente, la majeure partie du matériel s'écoule dans les vallées.

Une faible proportion du matériel émis (hormis les gaz) accompagne la coulée sous forme de projections strictement aériennes.

Les ignimbrites sont souvent dénommées tufs, tufs ignimbritiques. La terminologie anglaise distingue les ignimbrites des laves, celles-ci étant émises.

Ce terme ne peut être employé seul, et doit servir de qualificatif, traduisant une façon de mise en place, lors d'une nuée ardente ; exemple : dacite calco-alcaline ignimbritique.

Latites : fragments de lave volcanique en forme de baguette.

Obsidienne : D'obsianos, nom donné par les grecs de l'Antiquité à des roches vitreuses.

Première définition vraisemblablement par Théophraste, 320 avant J.C.

Le nom obsidienne qualifie désormais une lave vitreuse, un verre volcanique noir à noirâtre, à la cassure conchoïdale, généralement homogène mais parfois rubané ou à structure sphérolitique.

Les obsidiennes sont généralement des rhyolites, mais des obsidiennes basaltiques peuvent aussi provenir des enveloppes trompées des coussins de tholéïtes.

Pigeonite : La pigeonite tire son nom de Pigeon Point dans le comté de Cook (Minnesota), péninsule inhabitée des rives du Lac Supérieur où elle a été découverte en 1900 par Alexander N. Winchell.

La pigeonite est minéral d'aspect vitreux et mat, et de couleur brune ; qui peut être un brun pourpré, violet ou verdâtre ou noire.

De formule chimique $(\text{Mg, Fe, Ca})_2 (\text{SiO}_2)$ c'est un clinopyroxène, c'est-à-dire un silicate de la famille des inosilicates à chaîne simple ; c'est une solution solide peu calcique, variant surtout d'un pôle ferrifère à un pôle magnésien.

Cristallisant dans le système cristallin monoclinique comme l'augite, elle en est cependant séparée par un hiatus de miscibilité.

La pigeonite est présent dans des roches lunaires et des météorites.

Pyrrhotite : Décrit par Johann August Friedrich Breithaupt en 1835. Du grec "PYRROTHES" = roux, en référence à sa couleur.

La pyrrhotite est une espèce minérale composée de sulfure de fer, de formule Fe_{1-x}S , $0 < x < 0,20$, à structure type nickéline, dureté $3\frac{1}{2}$ - $4\frac{1}{2}$, de couleur jaune-bronze, noircissant à l'air. La pyrrhotite cristallise en lamelles.

La pyrrhotite s'oxyde au contact de l'air et de l'humidité. Le minéral produit alors de l'acide sulfurique qui réagit avec le calcium et les aluminates du béton. La réaction entraîne alors la fissuration et la désagrégation la fondation.

Rhyolite : Du grec « rheo », couleur et « lithos », pierre.

Première définition par Von Richthofen, 1860.

Lave siliceuse contenant plus de $\approx 70\%$ de SiO_2 . En fait, le quartz est rarement présent en phénocristaux.

La matrice est souvent vitreuse, et fluidale (d'où le nom de la lave). Exemple : les rhyolites du plateau Kapsiki et de la vallée de la haute Bénoué (nord du Cameroun).

Roches laviques : assemblage de lave volcanique.

Roches pyroclastiques : fragments de roches volcaniques et produits de projections.

Shoshonite : De la rivière Shoshone, parc de Yellowstone, Wyoming, U.S.A.

Première définition par Iddings en 1895.

Lave à structure microlitique porphyrique, constituée de phénocristaux d'olivine, augite, oxydes de fer-titane et xénolites d'hypersthène, hornblende brune, biotite et plagioclase.

Du fait de ses caractères hybrides de basalte alcalin et de dacite calco-alcaline, est souvent nommée, malencontreusement, trachyandésite.

Tholéite : D'une colline proche de Tholey, en Sarre (Allemagne).

Première définition par J. Steininger, en 1840.

Lave dont la définition est controversée (en particulier du fait de la référence à la norme CIPW par la plupart des géologues anglo-saxons). Nous nous bornerons à définir une tholéite comme une lave basaltique émise au niveau des dorsales océaniques.

Les tholéites ($\text{SiO}_2 < 53\%$) contiennent de rares phénocristaux de plagioclase, d'augite et parfois d'olivine, dans une matrice des mêmes minéraux et d'oxydes de Fe-Ti.

Les tholéites les moins différenciées peuvent contenir des phénocristaux de chromite. Leur structure est typique, avec les microlites de plagioclase entourant ceux d'augite (structure de type doléritique).



Fig. 1 Panorama du site depuis le Huayna Picchu.



Fig. 2 Vue panoramique de Machu Picchu. Le site de Machu Picchu est bâti sur des roches d'origines magmatiques appartenant au pluton granitique du Machu Picchu (Pérou).



Fig. 3 Llullaillaco, Chili/Argentine.



Fig. 4 La cordillère des Andes s'étendant à perte de vue.



Fig. 5 La cordillère Centrale. Photo prise entre Santiago, Chile et Cordoba, Argentina.



Fig. 6 La Paz est l'une des villes les plus peuplées des Andes et la capitale la plus haute du monde. Certaines villes de la cordillère sont nichées à une altitude de plus que 3 000 mètres.



Fig. 7 Volcan Tuzgle (altiplano argentin).



Fig. 8 Volcan Licancabur. Le Licancabur est un stratovolcan situé entre le Chili et la Bolivie. Il contient un lac de cratère qui est l'un des lacs les plus élevés du monde.



Fig. 9 Le volcan Nevado Ojos del Salado. C'est un volcan situé au Nord Est du Chili entre le Chili et l'Argentine. Il culmine à 6893 mètres d'altitude. C'est le point culminant du Chili.