Tectonique Cénozoïque du Haut Plateau de la Puna, Nord Ouest Argentin, Andes Centrales.

Isabelle Coutand

▶ **To cite this version:**

Isabelle Coutand. Tectonique Cénozoïque du Haut Plateau de la Puna, Nord Ouest Argentin, Andes Centrales.. Géologie appliquée. Université Rennes 1, 1999. Français. NNT : . tel-00620066

HAL Id: tel-00620066
https://theses.hal.science/tel-00620066

Submitted on 7 Sep 2011

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

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

I. COUTAND

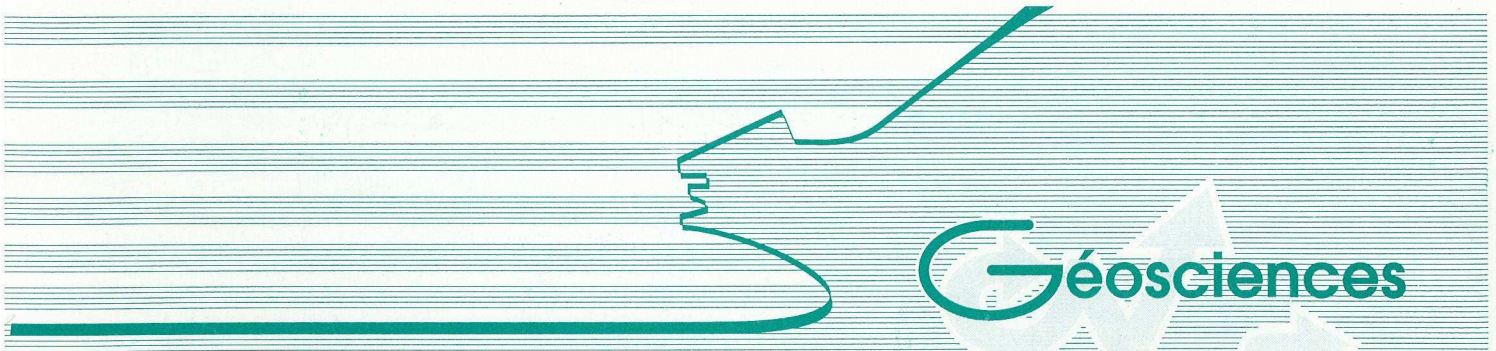
ISSN 1240-1498
ISBN 2-905532-91-2

Tectonique Cénozoïque du Haut Plateau de la Puna

NORD OUEST ARGENTIN
ANDES CENTRALES

MÉMOIRES

1999



Géosciences Rennes

n° 92

MEMOIRE DE GEOSCIENCES - RENNES

N° 92

Isabelle COUTAND

Tectonique Cénozoïque du Haut Plateau de la Puna Nord Ouest Argentin, Andes Centrales

Thèse de Doctorat de l' Université de Rennes
soutenue le 15 Janvier 1999

Géosciences - Rennes
UPR-CNRS 4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
35042 - Rennes Cédex
(France)

1999

MÉMOIRE DE GÉOSCIENCES - RENNES

N° 82

Isabelle COUTAND

Tectonique Cénozoïque du Haut Plateau de la Puna Nord Ouest Argentin, Andes Centrales

Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes
soutenue le 15 Janvier 1999

Géosciences - Rennes
UPR-CNRS 4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
35042 - Rennes Cédex
(France)

1999

ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-91-2

1999

GEOSCIENCES-RENNES
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex (France)

Isabelle COUTAND

Tectonique Cénozoïque du Haut Plateau de la Puna, Nord Ouest Argentin, Andes Centrales.

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 92, 381 p.

Résumé

Les Andes Centrales sont l'exemple type d'une chaîne se développant le long d'une marge active en contexte non collisionel et résultent de la subduction légèrement oblique (~N75°E) de la plaque océanique Nazca sous le continent sud-américain. Elles sont caractérisées par la présence du haut plateau de l'Altiplano-Puna s'étendant depuis le Pérou au Nord jusqu'en Argentine au Sud et présentant une altitude moyenne avoisinant 4000 m. Le plateau est bordé par deux chaînes culminant à près de 6500 m d'altitude : l'arc volcanique chilien à l'Ouest et la Cordillère Orientale à l'Est. Il possède une morphologie particulière s'exprimant sous la forme d'étendues planes montrant une forte extension géographique et est caractérisé par un drainage hydrographique interne. La croûte continentale y est fortement épaissie et atteint localement 80 km.

Le haut plateau de la Puna se localise à l'extrême Nord-Ouest de l'Argentine (22°00'S-26°30'S et 65°30'W et 68°00'W) et correspond à la terminaison Sud de l'Altiplano bolivien. Il se caractérise par une altitude moyenne ≥ 4400 m. Sa structuration interne s'organise en chaînons de socle épimétamorphique précambrien et paléozoïque, bordés par des chevauchements à forts pendages (≥60°), s'orientant suivant une direction N10°E. Ces chaînons alternent avec des bassins compressifs intramontagneux cénozoïques au sein desquels le remplissage sédimentaire, pour majeure partie d'origine continentale, atteint des épaisseurs de l'ordre de 6000 m.

Cette étude met en évidence (1) l'orientation des axes principaux de la déformation finie cénozoïque à travers la Puna. L'axe principal de raccourcissement (λ_3) est subhorizontal et s'oriente suivant une direction ONO-ESE à NO-SE, l'axe principal d'allongement (λ_1) est subvertical. Les chevauchements n'admettent pas de composante décrochante marquée alors que l'on attend de la transpression dextre dans cette région. L'orientation du raccourcissement est oblique par rapport à une direction E-O attendue. Ces directions ont probablement été déviées dans le sens horaire, en réponse à la courbure oroclinale de la chaîne durant le Cénozoïque. Des données d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique permettent de s'affranchir de ces rotations. Elles indiquent qu'à l'échelle de la Puna, les directions principales de raccourcissement s'orientent initialement suivant une direction E-O et qu'à l'échelle des Andes Centrales, elles s'organisent radialement autour de l'arc, au voisinage d'un front de déformation andin possédant une géométrie convexe vers l'Est et dont la courbure doit s'accentuer au cours du Cénozoique, au fur et à mesure de sa propagation vers l'Est, (2) L'âge de l'initiation du raccourcissement horizontal à travers la Puna est considéré comme s'étant essentiellement produit durant la phase Quechua de l'orogenèse andine, au Miocène Moyen à Supérieur (14-10 Ma). Cependant, la nature du remplissage sédimentaire des bassins intramontagneux, la géométrie symptomatique de dépôts syntectoniques de certaines séquences paléogènes et des datations radiométriques par la méthode des traces de fission sur apatites indiquent qu'un raccourcissement significatif s'initie dès l'Eocène Supérieur à travers cette région arrière-arc, (3) A travers la Puna, les rotations tectoniques obtenues par une étude de paléomagnétisme sont horaires. A l'échelle de la chaîne (depuis le Pérou/Nord Bolivie jusqu'au Nord Chili/Nord Argentine), les relations entre l'orientation des structures majeures et les rotations paléomagnétiques valident le modèle d'une courbure oroclinale progressive des Andes Centrales durant le Cénozoique.

Mots-clés :

Andes Centrales, Altiplano-Puna, bassins intramontagneux, cinématique, rotations paléomagnétiques

Avant-Propos et Remerciements

Ce travail a été réalisé dans le laboratoire de Géosciences Rennes et s'inscrit dans le projet "Andean Tectonics of Argentina" commun aux universités de Buenos Aires, Oxford et Rennes I (n° CI1*-CT93-0091) et soutenu financièrement par la Communauté Européenne. La Compañía General de Combustibles et l'IRD ont apporté un soutien logistique indispensable à la réalisation de ce travail. L'obtention de profils sismique a grandement été facilitée par Eduardo Rossello et Oscar Lopez Gamundi et nous tenons à remercier Texaco ainsi que le Ministerio de Minería y Energía de la Republica Argentina, de nous avoir permis de montrer ces documents dans le présent travail.

Je remercie les membres du jury qui ont accepté de juger ce travail : Rick Allmendinger (Cornell University, Ithaca), Manfred Strecker (Universitaet Potsdam), Jean-Pascal Cogné (Université de Paris VII), Jean-Marie Flament (Elf, Pau), Jean-Pierre Brun (Université de Rennes I) et Peter Cobbold (Université de Rennes I). Mon directeur de thèse, Peter Cobbold, m'a fait confiance dès le DEA et je l'en remercie. Jean-Pierre Brun a accepté d'être mon tuteur de monitorat.

Ce travail pluridisciplinaire a été réalisé grâce au soutien et à l'aide de nombreuses personnes :

Les précieux conseils du Titular (Denis Gapais) et sa disponibilité ont été d'une grande aide durant ces trois années. Pierre (Gautier) a toujours accepté de lâcher son boulot pour discuter des problèmes (les plus tordus possibles bien sûr....).

L'initiation au paléomagnétisme a débuté par une campagne d'échantillonnage en tandem avec Pierrick Roperch, qui au retour de notre dur labeur sur la Puna, n'a pas manqué de me montrer son cher Chili et de me faire partager les joies gustatives de Santiago. Annick (Chauvin) a pris le relais au laboratoire, en faisant véritablement office d'initiatrice.

Yves Quété m'a grandement aidé à réaliser la carte topographique numérique du Nord-Ouest argentin, Jean Bertrand et Alain Canova m'ont appris à broyer (proprement...) les cailloux, MAC (Marie-Annick Chassonneau) m'a formé à la séparation de quelques minéraux, Jean-Jacques Peucat m'a guidé dans les stratégies de séparation, Andrew Carter a essayé de m'apprendre à compter les traces de fission dans les apatites (finalement je l'ai laissé faire....), Thierry Nalpas m'a initié avec beaucoup de patience à la lecture des profils de sismique réflexion, JJK (Jean-Jacques Kermarrec) et le comte de Thassos (Dimitrios Sokoutis) ont essuyé des moments de gros découragements au laboratoire de modélisation analogique. Eduardo Rossello m'a fait faire le "tour du propriétaire" lors de ma première mission de terrain.

Merci aux compagnons de Terrain, Peter Cobbold, Marc de Urreiztieta, Pierre Gautier, Eduardo Rossello, Pierrick Roperch.

Merci à tout le personnel technique et particulièrement à Martine Le Coz-Bounhik pour les dosages de poudre urgents, Nicole Morin pour les datations des tufs, Xavier Le Coz pour les lames minces, François Martineau pour la maintenance du Mac, Nicmo (Monique Lemoigne) la wonder

secrétaire du laboratoire de tectonique, Arlette pour les billets d'avion, Annick Lefevre et ses copines, nos fées du logis. Pensées à mes collègues de bureau Marc et Olivier, aux acolytes du labo, Sido, Olivier, Sylvia, Olivier le gars du Sud, nanard, Florence, Tom, Kiki, Delph Miau, Linlin et al..... Pensées particulières pour les deux Bonnets et Juan Cornichet.

L'épopée d'un mois dans le Nord-Ouest argentin en compagnie del Rey Marc de Urreiztieta, la rencontre avec la tribu basque dans le delta del Tigre, la traversée de la Pampa et la décomposition progressive del Romano, El doctor Navarro Garcia et le casino de Catamarca restent de grands souvenirs. Son amitié m'a guidée à distance durant ces trois années. Vincent Chauveau m'a hébergée à Buenos Aires. Il m'a souvent aidé à recharger les batteries au retour du terrain et m'a fait découvrir Buenos Aires, le rock et le tango argentin. Gagner l'amitié des gens du Nord-Ouest n'est pas une mince affaire, certains me l'ont accordée sans limites : Maria de Humahuaca, Faustina Martinez de Casa Grande, Maria Rodo de Toffoli de Salta, les petits de San Antonio de los Cobres, la clique Miralpeix à Susques et tous les autres .....

Cette thèse n'aurait pas pris forme sans le dévouement et "l'abnégation" de mon SAMU de dernière minute et je tiens à remercier spécialement Richard, Delphine, Jimmy, Nico, Phil, Jean-Marie, Florence et Laurie pour leur soutien. La musique fut un carburant indispensable, grands mercis à Asian Dub Fondation, Los Kjarkas, Celia Cruz et al.....

En 1993, un voyage "architectural" au Tibet a changé bien des choses, Lili en a été l'instigateur. Il m'a accompagné depuis et m'a soutenu sans compter.

Merci à la tribu Coutand, à mes deux sœurs Hélène, Valérie et aux joies que nous apporte Lee-Loo la petite dernière du clan. Mes parents ont toujours respecté mes choix et m'ont apporté leur soutien inconditionnel, ce travail leur est dédié.

-SOMMAIRE-

Introduction **9**

Chapitre I. Les Andes Centrales : Présentation morphostructurale et évolution géodynamique. Synthèse bibliographique et problématique. **13**

I.1. Contexte tectonique général et présentation morphostructurale des Andes Centrales 15

I.1.1. Contexte tectonique général

I.1.2. Présentation morphostructurale des Andes Centrales

I.1.3. Présentation

I.2. Zone de subduction Péruvo-chilienne et déformation continentale 25

I.2.1. Orientation et taux de convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud

I.2.2. Géométrie de la zone de subduction péruvo-chilienne

I.2.2.1. Segmentation du plan de Waditi-Benioff

I.2.2.2. Transitions latérales entre segments de pentes différentes

I.2.2.3. Origine de la segmentation du plan de Waditi-Benioff

I.2.3. Zone de subduction et déformation continentale compressive. État des contraintes dans les Andes Centrales

I.2.3.1. Déformation continentale compressive le long d'une zone de subduction

I.2.3.2. État des contraintes intraplaque au niveau des Andes centrales

I.2.3.3. Mécanismes influant sur l'état des contraintes à l'échelle régionale

I.2.4. Bilan

I.3. Segmentation topographique, volcanique et structurale des Andes Centrales 51

I.3.1. Segmentation topographique

I.3.2. Segmentation magmatique

I.3.3. Variations du style tectonique dans les chaînes d'avant-pays

I.3.3.1. Variation du style tectonique des ceintures d'avant-pays

I.3.3.2. Influence de la paléogéographie sur les variations du style tectonique

I.3.3.3. Influence de la rigidité flexurale lithosphérique

I.4. Développement et dynamique du haut-plateau Andin 60

I.4.1. Epaisseur crustale sous les Andes Centrales. Contribution des processus d'épaississement tectonique et d'addition magmatique.

I.4.1.1. Epaisseur crustale sous les Andes centrales

I.4.1.2. Contribution des processus d'épaississement tectonique et d'addition magmatique

I.4.2. Structure de la lithosphère continentale

I.4.3. Mode de compensation isostatique

I.4.4. Développement du haut-plateau andin

I. 5. Modèles de développement cinématique de "l'orocline bolivien" 77

I.6. Objectifs et méthodologie 88

Chapitre II. La Puna argentine : Géologie régionale et stratigraphie **91**

II.1. Introduction 93

II.2. Évolution tardi-protérozoïque à tardi-paléozoïque de la région de la Puna 95

II.2.1. Le socle Protérozoïque Supérieur

II.2.2. Le socle Paléozoïque

II.2.3. Bilan

II.3. Evolution mésozoïque du Nord-Ouest argentin 107

II.4. Bilan de l'évolution anté-andine 115

II.5. Les bassins Cénozoïques compressifs de la Puna 116

II.5.1. Sédimentation éocène-oligocène

II.5.2. Evolution néogène

II.6. Bilan de l'évolution andine des bassins compressifs de la Puna 127

Chapitre III. Analyse structurale et cinématique de la Puna Argentine. Chronologie de la déformation progressive cénozoïque **129**

III.1. Analyse de la topographie 131

III.1.1. Echantillonnage et construction de la carte topographique numérique

III.1.2. Relations entre la topographie et les structures d'échelle régionales

III.2. Analyse structurale de la Puna argentine 147

III.2.1. Style de la déformation, géométrie des chevauchements

III.2.2. Données de sismique réflexion pétrolière

III.2.2.1. Localisation et traitement des données originales

III.2.3.2. Identification des réflecteurs

III.2.3.3. Géométrie des bassins compressifs à travers la Puna

III.2.3.4. Analyse des profils de sismique réflexion pétrolière

III.2.3.5. Bilan de l'étude des informations de sub-surface

III.2.3. Restauration de la coupe régionale CC'-DD'

III.2.3.1 Principe et restrictions de la restauration

III.2.3.2 Restauration de la coupe CC-DD''

III.2.3.3. Discussion

III.3. Chronologie de la déformation à travers la Puna argentine 179

III.3.1. Initiation de la compression à travers la Puna

III.3.2. Arrêt de la compression à travers la Puna

III.3.3. Bilan

III.4. Analyse des populations de failles 186

III.4.1. Echantillonnage

III.4.2. Méthode d'analyse

III.4.3. Description des résultats.

III.4.3.1. Orientation des axes principaux de la déformation

III.4.3.2. Type de la déformation

III.4.4. Bilan

III.4.5. Discussion

III.5. Données d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (AMS) 200

III.5.1. Définition et origine de l'anisotropie de susceptibilité magnétique

III.5.2. Relations entre AMS et champ de déformation régional

III.5.2.1. Démarche adoptée

III.5.2.2. Résultats et discussion

Chapitre IV. Rotations paléomagnétiques et développement cinématique de l'orocline bolivien **207**

IV.1. Introduction 209

IV.2. Publication : Vertical-axis rotations across the Puna plateau (Northwestern Argentina) from paleomagnetic analysis of Cretaceous and Cenozoic rocks 211

IV.3. Etude à l'échelle des Andes Centrales : test de l'hypothèse d'une courbure oroclinale cénozoïque 260

IV.3.1. Méthodologie

IV.3.2. Résultats

IV.3.3. Bilan

IV.4. Discussion 266

IV.4.1. Rotations in-situ de blocs rigides à une échelle locale

IV.4.2. Rotations à l'échelle continentale : développement de l'orocline bolivien

IV.4.2.1. Chronologie de la courbure oroclinale

IV.4.2.2. Mécanismes contrôlant la courbure oroclinale

IV.4.2.3. Bilan

Chapitre V. Synthèse **271**

V.1. Structuration interne du haut plateau de la Puna 273

V.2. Chronologie de la déformation et propagation du front de déformation 275

V.3. Organisation et évolution du champ de déformation cénozoïque 278

V.4. Développement cénozoïque de l'orocline bolivien 279

Annexes **283**

Annexe 1 285

Annexe 2 319

Annexe 3 327

Annexe 4 331

Annexe 5 349

Références bibliographiques **357**

Planche hors-texte **383**

INTRODUCTION

La Cordillère des Andes s'étend sur plus de 8000 km, le long de la marge occidentale du continent sud-américain, depuis le Venezuela au Nord (12°N) jusqu'aux Terres de Feu argentine et chilienne au Sud (55°S). Elle est l'exemple type d'une chaîne se développant le long d'une marge active en contexte non collisionnel, et résulte de la subduction de différentes plaques océaniques sous la plaque continentale Amérique du Sud : plaque de Nazca entre 12°N et 46°S et plaque Antarctique entre 46°S et 55°S (Fig. I.1). La chaîne est limitée au Nord par l'arc des Caraïbes et au Sud par l'arc de Scotia. La zone de subduction péruvo-chilienne est de type contraignant : la subduction oblique de la plaque océanique de Nazca sous la plaque continentale sud-américaine, entraîne le développement d'un régime des contraintes compressif au sein de la plaque continentale chevauchante.

A l'échelle de la Cordillère, les plus grandes quantités de déformation se concentrent au niveau des Andes Centrales entre 10° et 35°S (Fig. I.1). A cet endroit, la chaîne présente une largeur de près de 800 km. La croûte continentale y est fortement épaissie et atteint localement 80 km (*Wigger et al., 1994; Zandt et al., 1994, 1996; Beck et al., 1996*). Elle est compensée par une anomalie topographique positive majeure, le haut plateau de l'Altiplano-Puna, qui culmine à une altitude moyenne supérieure à 3700 mètres (Fig. I.1). Ce segment de chaîne étant associé à une forte activité magmatique et volcanique, les premiers modèles proposent que l'épaississement crustal sous le plateau soit le résultat de processus d'addition magmatique de matériel mantellique à la croûte (*Thorpe et al., 1980, 1981, James, 1971a*). Cependant, des travaux plus récents et actuels s'accordent à montrer que l'épaississement crustal sous les Andes Centrales résulte, pour une grande part, de processus d'épaississement d'origine tectonique (*Allmendinger et al., 1983; Lyon-Caen et al., 1985; Roeder, 1988; Isacks, 1988; Sheffels, 1990; Sempere et al., 1990; Baby et al., 1992; Gubbels et al., 1993; Schmitz 1994; Kley & Reinhardt, 1994; Dunn et al., 1995; ; Roeder & Chamberlain, 1995; Kley et al., 1996; Schmitz & Kley, 1997; Lamb & Hoke, 1997*)

On admet généralement que soulèvement de l'Altiplano-Puna date du Néogène (*Isacks, 1988; Vandervoort et al., 1995; Allmendinger et al., 1997; Baby et al., 1997; Jordan et al., 1997*). Ce soulèvement est attribué à l'épaississement crustal, localement associé à un amincissement du manteau lithosphérique. Cependant, dans les Andes Centrales, une relation chronologique directe entre épaississement de la croûte et soulèvement du plateau n'est pas établie à ce jour. En outre, la chronologie de la déformation et l'initiation d'un raccourcissement significatif dans la région arrière arc restent controversés. Certains auteurs considèrent que la construction des Andes

Centrales est essentiellement d'âge Néogène (*Isacks, 1988; Sempere et al., 1990; Gubbels et al., 1993; Vandervoort et al., 1995; Allmendinger et al., 1997; Baby et al., 1997; Jordan et al., 1997*), alors que des études récentes révèlent que l'orogenèse andine doit s'être produite sur un intervalle de temps bien plus important : elle débuterait dès le Crétacé le long de la marge continentale chilienne (*Sempere, 1995; Sempere et al., 1997*), affecterait les parties les plus occidentales de l'Altiplano dès l'Eocène *(Kennan et al., 1995; Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997*) et les régions orientales de la haute chaîne dès l'Oligocène Inférieur (*Horton & Decelles, 1997; Horton, 1998; Kley, 1998*).

Le premier objectif de ce travail est de mieux contraindre la chronologie de la déformation dans la partie Sud du haut plateau andin, à travers la Puna argentine et d'estimer la contribution du raccourcissement horizontal à l'épaississement crustal observé dans la région.

Les Andes Centrales possèdent une géométrie arquée, concave vers l'Ouest, symétrique par rapport à un plan passant par l'apex de la chaîne à l'Est, et intersectant la fosse de sudbuction péruvo-chilienne à environ 20°S à l'Ouest (Fig. I.1). Cette arcature s'accompagne d'un changement radical des directions structurales de part et d'autre du plan de symétrie. Au Nord, les structures majeures suivent une direction NO-SE; au Sud, elle se réorientent brusquement suivant une direction N-S (Fig. I.1). Des résultats de paléomagnétisme montrent un champ de rotations anti-horaires au Nord du plan de symétrie et horaires au Sud (*Heki et al., 1983, 1984, 1985; Kono et al., 1985; Mitouard et al., 1990; Macedo-Sánchez et al., 1992a, 1992b; Roperch and Carlier, 1992, Lamb et al., 1997; MacFadden et al., 1990, 1995; Butler et al., 1995; Dupont-Nivet et al., 1996; Roperch et al., soumis).* L'origine de cet arc reste encore controversée. Certains auteurs pensent qu'il est d'origine primaire et que les rotations tectoniques observées sont des rotations in situ de blocs d'échelle crustale, en réponse à la subduction oblique de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud et au partitionement de la déformation qui en résulte (*Beck, 1987, 1988; Dewey & Lamb, 1992*). D'autres pensent que la courbure de la chaîne est secondaire, qu'elle s'est accentuée au cours de l'orogenèse andine, en raison d'un gradient décroissant des quantités de raccourcissement horizontal, effectivement observé de part et d'autre du plan de symétrie de l'arc (*Isacks, 1988*). Dans ce dernier cas, le problème est d'identifier les facteurs qui gouvernent la localisation de la déformation et qui permettent un raccourcissement horizontal différentiel à travers la chaîne.

Le deuxième objectif de ce travail est d'apporter de nouvelles contraintes sur le développement de l'arc, tant dans l'espace que dans le temps et sur les mécanismes qui contrôlent ce développement.

L'objet sur lequel nous travaillons pour atteindre nos objectifs est le plateau de la Puna qui correspond à la terminaison Sud du haut plateau andin. Il culmine à une altitude moyenne de près de 4400 mètres. En outre, les conditions aux limites de ce segment de chaîne sont particulières, puisqu'il est bordé au Sud par une zone de transfert transpressive dextre (Tucumán Transfert Zone; *de Urreiztieta, 1996*), le séparant de la province structurale modérément élevée et déformée des Sierras Pampeanas. L'étude du champ de déformation et de la cinématique de la zone de transition que constitue le plateau de la Puna s'est révélée pertinente et apporte de nouveaux éléments dans la compréhension du développement de toute la syntaxe Sud des Andes Centrales. L'approche de terrain, l'analyse de profils de sismiques réflexion pétrolière ainsi que de nouvelles données radiométriques permettent de définir le style de la déformation affectant le plateau, la géométrie des bassins compressifs qui le jalonnent et de caractériser la dynamique de leurs remplissages. Ces données nous conduisent à évaluer des quantités de raccourcissement crustal minimum et à reconsidérer la chronologie de la déformation dans la région. Les résultats des analyses de populations de faille et de l'étude paléomagnétique permettent de discuter les variations latérales des conditions cinématiques à travers la branche Sud de la chaîne. En outre, les données de rotations paléomagnétiques compilées à l'échelle des Andes Centrales permettent de mettre en évidence une courbure oroclinale progressive de l'orogène durant le Cénozoïque.

Le Chapitre I fait l'inventaire des modèles géodynamiques disponibles dans la littérature concernant le développement des Andes Centrales durant le Cénozoïque. Il a également pour objet de replacer la région de la Puna argentine dans le contexte géodynamique général de la chaîne. Le chapitre II présente la géologie régionale de la zone d'étude et plus particulièrement les différentes unités (socle versus couverture sédimentaire) observées à travers la Puna. Le chapitre III traite de l'analyse structurale du champ de déformation et de l'étude cinématique cénozoïque de la région considérée. Le chapitre IV expose les résultats d'une étude paléomagnétique menée à travers les bassins compressifs de la Puna. Ces résultats sont intégrés à ceux qui sont disponibles dans la littérature afin de contraindre l'évolution cinématique cénozoïque de l'arc andin.

Chapitre I

Les Andes Centrales :

Présentation morphostructurale et évolution géodynamique

Synthèse bibliographique et problématique

I.1. Contexte tectonique général et présentation morphostructurale des Andes Centrales

I.1.1. Contexte tectonique général

La Cordillère des Andes appartient à la ceinture sismique et volcanique péri-pacifique et s'étend sur plus de 8000 km le long de la bordure occidentale du continent Sud-américain, depuis le Venezuela au Nord jusqu'aux Terres de Feu argentines et chiliennes au Sud (Fig. I.1). Elle est l'exemple type d'une chaîne de marge active se développant en contexte ne faisant pas intervenir de collision intercontinentale (*Dewey & Bird, 1970; James, 1971b; Jordan & Gardeweg, 1989*) et résulte de la subduction de différentes plaques océaniques sous la plaque continentale Amérique du Sud depuis au moins 200 Ma (*Forsythe, 1982; Coira et al., 1982; Flint et al., 1993*).

La chaîne se décompose en trois segments principaux (Fig. I.1) :

(1) Les Andes Septentrionales qui s'étendent depuis le Venezuela au Nord (12°N) jusqu'au Pérou au Sud (10°S) et se développent dans un contexte cinématique complexe impliquant à la fois les plaques Caraïbes, Cocos, Nazca ainsi que l'isthme de Panama.

(2) Les Andes Australes ou Patagoniennes s'allongeant de part et d'autre des frontières Argentines et Chiliennes entre 35°S et 55°S. Elles résultent de la subduction des plaques océaniques Nazca et Antarctique et interagissent avec la péninsule Antarctique et la plaque de Scotia.

(3) Les Andes Centrales, s'étendant depuis le Pérou et la Bolivie au Nord (10°S) jusqu'au Chili et en Argentine au Sud (35°S). Ce segment de chaîne résulte de la subduction de la plaque Nazca sous le continent Amérique du Sud. Il se caractérise par une géométrie arquée, concave vers l'Ouest, dont la symétrie s'articule autour d'un axe passant par la ville de Santa Cruz de la Sierra (Bolivie) à l'Est et intersectant la fosse péruvo-chilienne aux alentours de 20°S (Fig. I.1., *Gephart, 1994*).

I.1.2. Présentation morphostructurale des Andes Centrales

Les Andes Centrales ont, à leur axe, une largeur de près de 800 kilomètres et atteignent communément des altitudes supérieures à 6500 mètres (Fig. I.2a). Elles sont constituées d'une succession de provinces morphostructurales s'allongeant parallèlement à la chaîne et appartenant à trois domaines principaux, qui d'Ouest en Est sont : la zone avant-arc, l'arc volcanique et la zone arrière-arc (Fig. I.2b).

Le domaine avant-arc est limité à l'Ouest par la fosse péruvo-chilienne dont la profondeur sous le niveau marin peut atteindre 6000 mètres. Il comprend d'Ouest en Est : la Cordillère Côtière (2000 m d'altitude maximale) constituée de plutons et de volcanites, témoins d'un arc magmatique Mésozoïque (*Coira et al., 1982*); la Vallée Centrale Longitudinale, une dépression remplie de sédiments miocènes et quaternaires et la Précordillère Chilienne, une ceinture plissée constituée de socle précambrien, de sédiments crétacés et recouverte d'un manteau ignimbritique miocène (*Scheuber et al., 1994; Lamb et al., 1997*). La Précordillère se localise à des altitudes comprises entre 1000 m et 4000 m et constitue une zone de transition entre la dépression centrale à l'Ouest et la haute chaîne à l'Est.

L'Arc volcanique est souligné par une frange de stratovolcans andésitiques actifs, le long des frontières internationales entre le Chili à l'Ouest et l'Argentine et la Bolivie à l'Est. L'arc correspond à la Cordillère Occidentale et ses sommets définissent la ligne de partage des eaux entre les domaines Atlantique et Pacifique. Les plus hauts centres volcaniques actifs sur terre appartiennent à cette Cordillère et sont le Puna Ojos del Salado (27.1°S, 6887 m) et le Cerro Lullaillaco (24.7°S, 6723 m).

La zone arrière-arc comprend les hauts plateaux de l'Altiplano (Bolivie) et de la Puna (Nord-Ouest Argentin), bordés à l'Est par les Cordillères Orientales du Pérou, de Bolivie et d'Argentine. Le haut plateau de l'Altiplano-Puna s'étend sur près de 500 000 km^2. Il constitue une zone "déprimée", d'altitude moyenne de 3.65 km, encerclée à l'Ouest et à l'Est par les Cordillères Orientale et Occidentale, et se caractérise par un réseau hydrographique à drainage interne (*Isacks, 1988*). En Bolivie, l'Altiplano correspond à un vaste bassin intramontagneux, dont le remplissage continental cénozoïque peut atteindre 10 km d'épaisseur (*Kennan et al., 1995; Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997*). Des chaînons de socle ordovicien et crétacé y affleurent localement à la faveur de chevauchements (*Baby et al., 1990, 1997; Kennan et al., 1995; Lamb et al., 1997*). Vers le Sud, la Puna argentine est constituée de nombreux bassins intramontagneux cénozoïques, de tailles plus réduites (*Jordan et Alonso, 1987;*

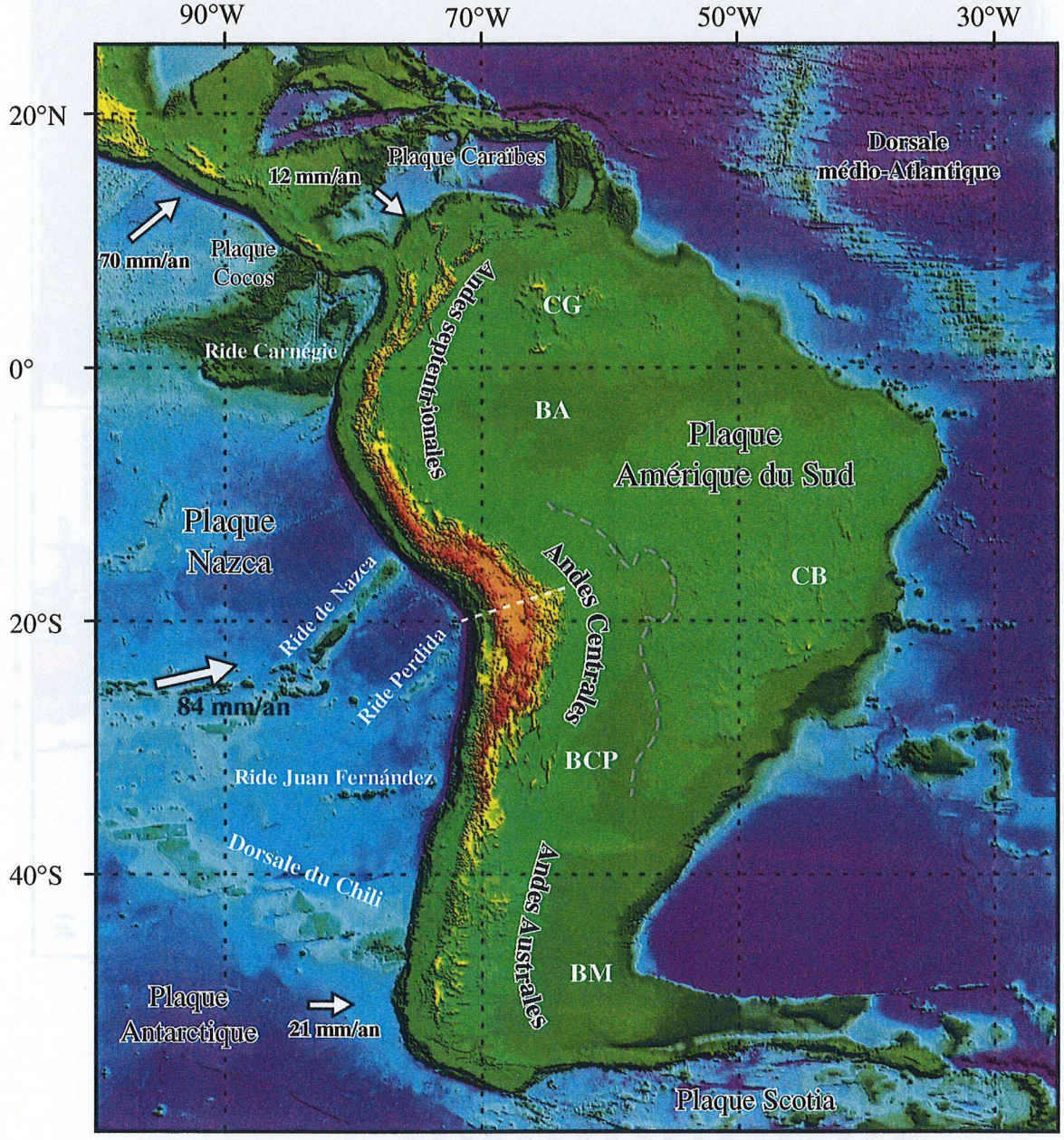


Figure I.1 : Topographie numérique de la plaque Amérique du Sud et bathymétrie des plaques océaniques adjacentes, d'après les données numériques du **G**eophysical **E**xploration **TEC**hnology (**GETEC**, University of Leeds Innovations, un pixel représente 3'x3' soient 5.5x5.5 kms). La Cordillère des Andes longe la marge occidentale de l'Amérique du Sud sur toute sa longueur. Les Andes Centrales (10°-35°S) correspondent au segment le plus large et le plus épaissi de la chaîne et présentent une géométrie arquée, concave vers l'océan (coude ou déflection d'Arica). L'axe de symétrie de cet arc est indiqué par la ligne discontinue blanche. La limite du bassin flexural d'avant-pays assoçié au segment central de la chaîne, est indiqué par la ligne discontinue grise. (CG: Craton Guyanais; CB: Craton Brésilien; BCP: Bassin du Chaco-Paraña; BMG: Bassin de Magellan.

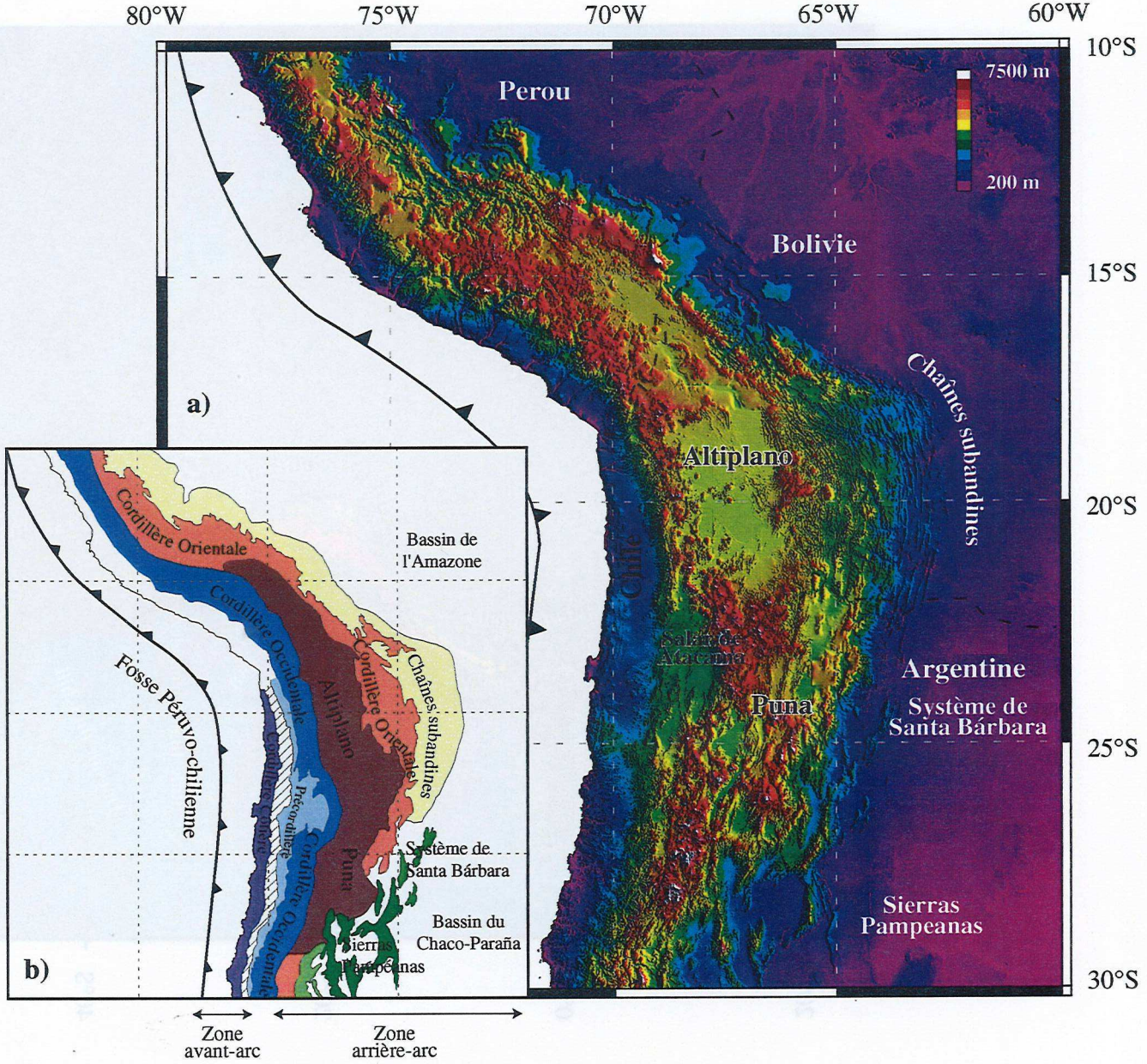


Figure I.2. : a) Topographie des Andes Centrales d'après les données numériques du United States Geological Survey (USGS, un pixel représente 30" x 30" soient environ 1 x 1 km). L'éclairage artificiel provient de l'Est, à une inclinaison de 30°. Les altitudes les plus basses (~ 200 mètres) se localisent à l'Ouest le long de la marge continentale chilienne et à l'Est, dans les grands bassins d'avant-pays bordant la chaîne. Les altitudes les plus élevées (altitudes > 7000 mètres) correspondent majoritairement à la frange de volcans actifs jalonnant l'arc volcanique. b) Carte des unités morphostructurales des Andes Centrales. La carte est dessinée d'après l'image topographique de la figure I.2a et la terminologie des différentes unités est conservée d'après Gansser, (1973) et Jordan et al., (1983). La zone hachurée dans la zone avant-arc correspond à la Vallée Centrale Longitudinale.

Allmendinger et al., 1997), alternant avec des chaînons de socle ordovicien bordés par des chevauchements fortement pentés, à vergence Est et Ouest (*Turner & Méndez, 1979; Coira et al., 1982; Marrett et al., 1994; Cladouhos et al., 1994*). Le haut plateau se pince et disparaît vers le Nord et le Sud (Fig. I.2a & b).

A l'Est, la Cordillère Orientale s'élève à plus de 6500 m d'altitude. Elle est structuralement bordée, à l'Ouest et à l'Est, par des systèmes chevauchants respectivement à vergence Ouest et Est (*Baby et al., 1990; Hérail et al., 1993; Kennan et al., 1995; Kley, 1996; Kley et al., 1996, 1997*). En Bolivie, elle est constituée de flyschs ordoviciens anchimétamorphiques, recouverts localement en discordance par des dépôts crétacés et par des sédiments continentaux néogènes localisés au sein de petits bassins intramontagneux transportés (*piggy-back basins*; *Kennan et al ., 1995; Hérail et al., 1996; Horton, 1996, 1998; Kley et al., 1997*). En Argentine, elle devient plus étroite et se constitue principalement de sédiments marins précambriens dont le degré de métamorphisme augmente progressivement vers le Sud (*Willner et al., 1987*). A l'instar de l'Altiplano-Puna, la Cordillère Orientale est caractérisée par une tectonique de socle (*thick-skinned tectonics*).

Le domaine d'avant-pays borde le flanc oriental de la haute chaîne et correspond aux régions les plus récemment tectonisées. Du Nord au Sud, on distingue les chaînes subandines du Pérou et de Bolivie, le système de Santa Bárbara (24°S-26.5°S) et les Sierras Pampeanas (26.5°S-33°S) en Argentine. Les chaînes subandines se développent au sein d'une séquence sédimentaire cambro-pliocène et constituent une chaîne plissée d'avant-pays à vergence Est, caractérisée par une tectonique de type tégumentaire (*thin-skinned tectonics*; *Mingramm et al., 1979; Roeder, 1988; Baby et al., 1989, 1992, 1994, 1995; Sheffels, 1990; Kley & Reinhardt, 1994; Dunn et al., 1995; Roeder & Chamberlain, 1995; Kley et al., 1996; Schmitz & Kley, 1997*). Au Sud, le système de Santa Bàrbara se développe au sein des séries crétacées du rift de Salta par l'intermédiaire d'un système chevauchant à vergence Ouest (*Grier et al., 1991*). Enfin, les Sierras Pampeanas constituent une large province où alternent chaînons de socle cristallin précambrien et bassins compressifs néogènes (*Allmendinger et al., 1983; Jordan et al., 1983; Jordan & Allmendinger, 1986; Allmendinger et al., 1990; de Urreiztieta et al., 1996a; de Urreiztieta, 1996*). Le système de Santa Bárbara et les Sierras Pampeanas sont des ceintures de type *thick-skinned*. A l'Est, le bassin flexural néogène associé à la chaîne s'étend dans les plaines du Béni et du Chaco sur plusieurs centaines de kilomètres (Fig. I.1). Il est associé à la flexuration et à la subduction intracontinentale du bouclier protérozoïque brésilien au niveau du segment Central de la chaîne (*Lyon-Caen et al., 1985; Coudert et al., 1995; Watts et al., 1995*).

I.1.3. Présentation

La convergence relative entre la plaque océanique de Nazca et la bordure occidentale du continent sud-américain, est le facteur de premier ordre qui contrôle le développement des Andes Centrales. Les modèles globaux des mouvements relatifs entre les plaques permettent de déterminer l'orientation et le taux de convergence entre ces deux plaques lithosphériques. Le convergence est absorbée (1) par la disparition de matière au niveau de la zone de subduction et (2) par le raccourcissement et l'épaississement de la marge occidentale de la plaque continentale. Le couplage entre la plaque océanique et la plaque continentale conditionne l'établissement d'un état de contrainte globalement compressif au sein de la lithosphère continentale et les facteurs contrôlant ce couplage sont énumérés. La distribution et l'organisation des contraintes compressives intraplaque résultent à la fois des forces induites par les mouvements de plaques à l'échelle globale, mais sont également influencées par des processus locaux, conditionnés par des variations latérales de densité de la lithosphère continentale et par la topographie.

Les Andes Centrales sont divisées en segments au sein desquels l'activité magmatique et sismique, les quantités de déformation et le style tectonique varient latéralement. Ces variations longitudinales coïncident avec des changements de géométrie du plan de Waditi-Benioff et avec la localisation d'éléments paléogéographiques pré-andins au sein de la lithosphère continentale.

La déformation continentale se concentre principalement dans le segment central de la chaîne, entre 15° et 27°S, où se développe le haut plateau de l'Altiplano-Puna. La construction du haut plateau résulte d'interactions entre des processus de raccourcissement et d'épaississement crustal d'origine tectonique, d'addition magmatique et des variations latérales de la structuration thermique de la lithosphère. Enfin les différents modèles de l'évolution cinématique de l'arc andin sont abordés.

I.2. Zone de subduction Péruvo-chilienne et déformation continentale

I.2.1. Orientation et taux de convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud

La reconstitution des mouvements relatifs entre les plaques Nazca et Amérique du Sud implique la reconstruction des positions relatives des plaques Caraïbes, Afrique, Scotia, Antarctique, Pacifique, Nazca, Cocos, et Amérique du Sud. Il est en effet nécessaire de considérer le système Nazca-Amérique du Sud depuis la dorsale Est Pacifique jusqu'à la dorsale médio-atlantique et depuis l'arc Caraïbes jusqu'à l'arc de Scotia (Fig. I.3a) (*Minster et al., 1974; Chase, 1978; Minster & Jordan, 1978; Stein et al., 1986; Pardo-Casas & Molnar, 1987; DeMets et al., 1990; Gripp & Gordon, 1990; Meijer & Wortel, 1992; Stefanick & Jurdy, 1992*). Les directions des vecteurs eulériens des mouvements relatifs sont obtenues à partir de la direction des failles transformantes recoupant les rides médio-océaniques, ces failles étant sub-parallèles au vecteur du mouvement relatif des plaques qu'elles limitent, et à partir des mécanismes au foyer des séismes, dont les vecteurs de glissement donnent la direction et le sens du mouvement. Les taux des mouvements relatifs entre les plaques sont fournis par la distribution des anomalies magnétiques, symétriques de part et d'autre des dorsales médio-océaniques, et par des satellites géodésiques.

Les vecteurs de convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud sont déduits de modèles globaux des mouvements relatifs des plaques entre elles (Fig. I.3a) (RM1: *Minster et al., 1974*; PO71: *Chase, 1978*; RM2: *Minster & Jordan, 1978*; NUVEL-1: *DeMets et al., 1990; NUVEL-1A: DeMets et al., 1994*), de modèles globaux des mouvements absolus des plaques par rapport au référentiel des points chauds (Fig. I.3b) (AM1: *Minster et al., 1974*; PO73: *Chase, 1978*; AM2: *Minster & Jordan, 1978*; HS2-NUVEL 1: *Gripp & Gordon, 1990*) et d'observations géodésiques spatiales utilisant les techniques: GPS (Global Positioning System), SLR (Satellite Laser Ranging) et DORIS (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated Satellite System).

Les vecteurs de convergence moyens actuels présentent une orientation quasi-constante le long de la limite entre les deux plaques (N75°-N80°) et un taux variant, du Nord au Sud, entre 78 mm/an et 84 mm/an (Fig. I.3a & Fig. I.4) (*DeMets et al., 1990; 1994*). Ces valeurs sont globalement en accord avec les résultats préliminaires d'une étude basée sur des observations géodésiques spatiales (*Norabuena et al., 1998*). Cette étude rapporte qu'au niveau de la fosse (au point de coordonnées 17°S,

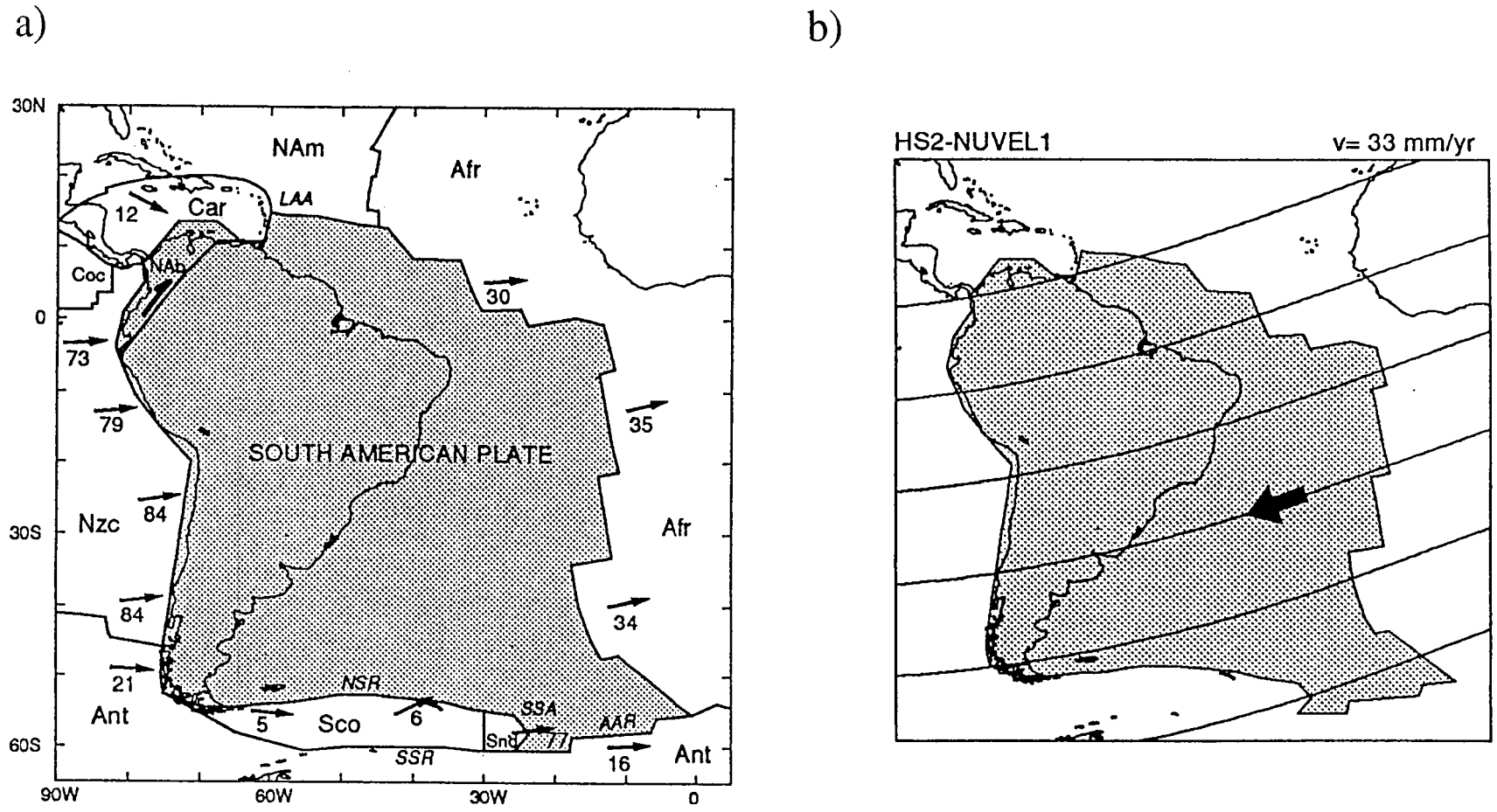


Figure I.3. : a) Limites de la plaque Amérique du Sud. La cinématique actuelle de la plaque est tirée du modèle global NUVEL-1 (DeMets et al., 1990) excepté pour les mouvements relatifs entre les plaques Scotia / Amérique du Sud et Sandwich du Sud / Amérique du Sud obtenus d'après Pelayo & Wiens (1989). Les flèches représentent les vecteurs de mouvement relatif des plaques par rapport à l'Amérique du Sud. Les vitesses actuelles sont indiquées en mm/an. b) Trajectoire des petits cercles eulériens indiquant le mouvement absolu actuel de la plaque Amérique du Sud d'après le modèle global HS2-NUVEL1 (Gripp & Gordon, 1990). La vitesse moyenne du mouvement absolu est indiquée en haut à droite en mm/an. (Modifié d'après Meijer & Wortel, 1992). (AAR: ride Antarctico-américaine; Afr: plaque Afrique; Ant: plaque Antarctique; Car: plaque Caraïbes; CR: ride Carnegie; ChR: dorsale du Chili; Coc, plaque de Cocos; JFR: ride Juan Fernández; LAA: arc des Petites Antilles; Nab: block Nord andin; NAm: plaque Amérique du Nord; NSR: ride Nord Scotia; NR: ride de Nazca; Nzc: plaque de Nazca; Sco: plaque de Scotia; Snd: plaque des Sandwich du Sud; SSA: arc des Sandwich du Sud; SSR: ride des Sandwich du Sud).

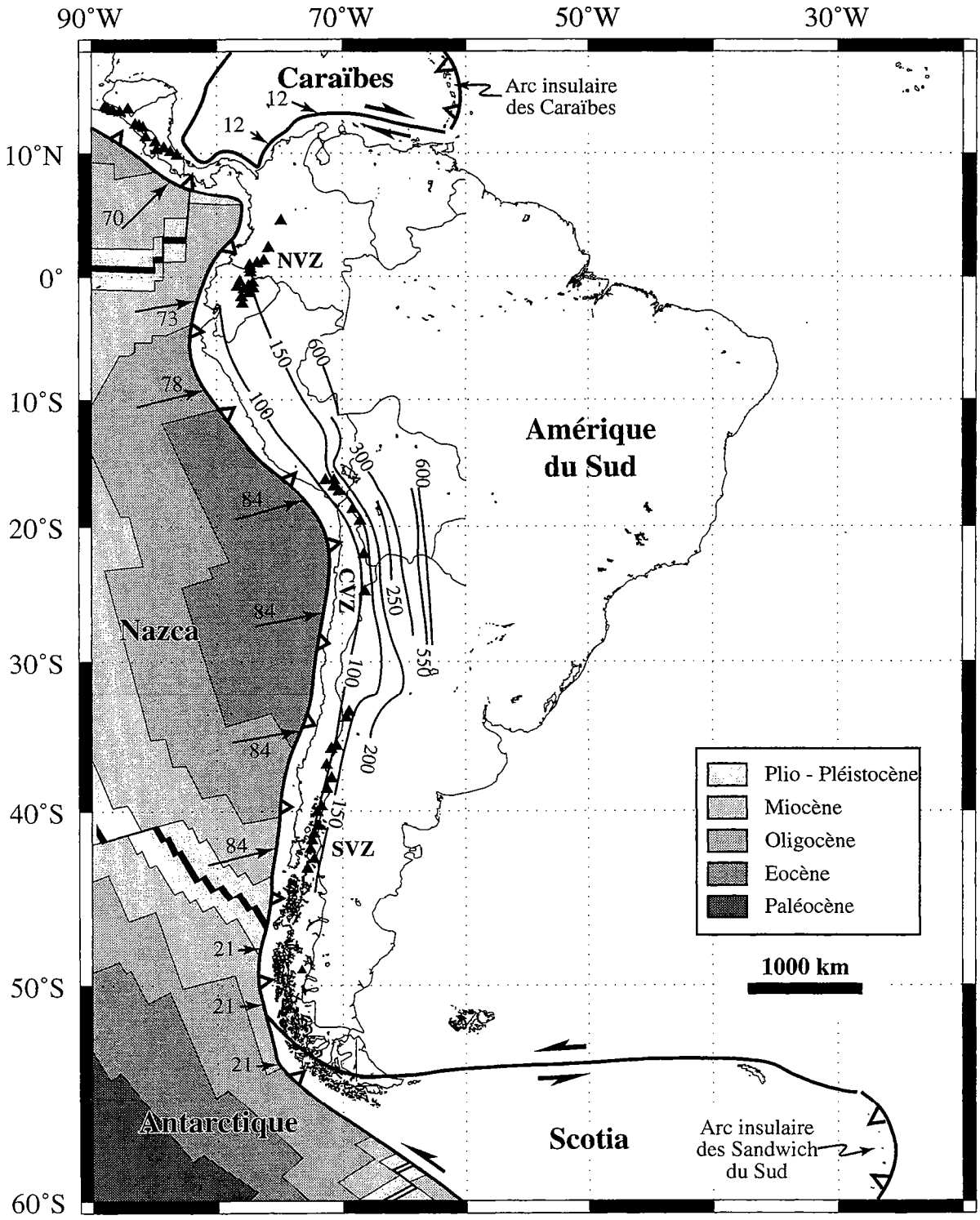


Figure I.4. : Carte des conditions aux limites de la marge occidentale de l'Amérique du Sud. Les flèches représentent les vecteurs des mouvements relatifs des différentes plaques et les chiffres correspondent aux taux actuels de convergence relative en mm/an (d'après NUVEL-1; DeMets et al., 1990). Les niveaux de gris indiquent l'âge des plaques océaniques subductées le long de la marge continentale sud-américaine (d'après Ziegler et al., 1981). Les courbes en gras à l'intérieur du continent correspondent aux isobathes de la plaque Nazca (km) et décrivent la géométrie du panneau plongeant sous les Andes Centrales (d'après Cahill & Isacks, 1992). Les triangles noirs correspondent aux provinces volcaniques actives : la zone volcanique nord (NVZ); la zone volcanique centrale (CVZ); et la zone volcanique sud (SVZ). Noter les coïncidences spatiales entre les segments de panneau plongeant à faible angle et les zones de lacunes de volcanisme actif.

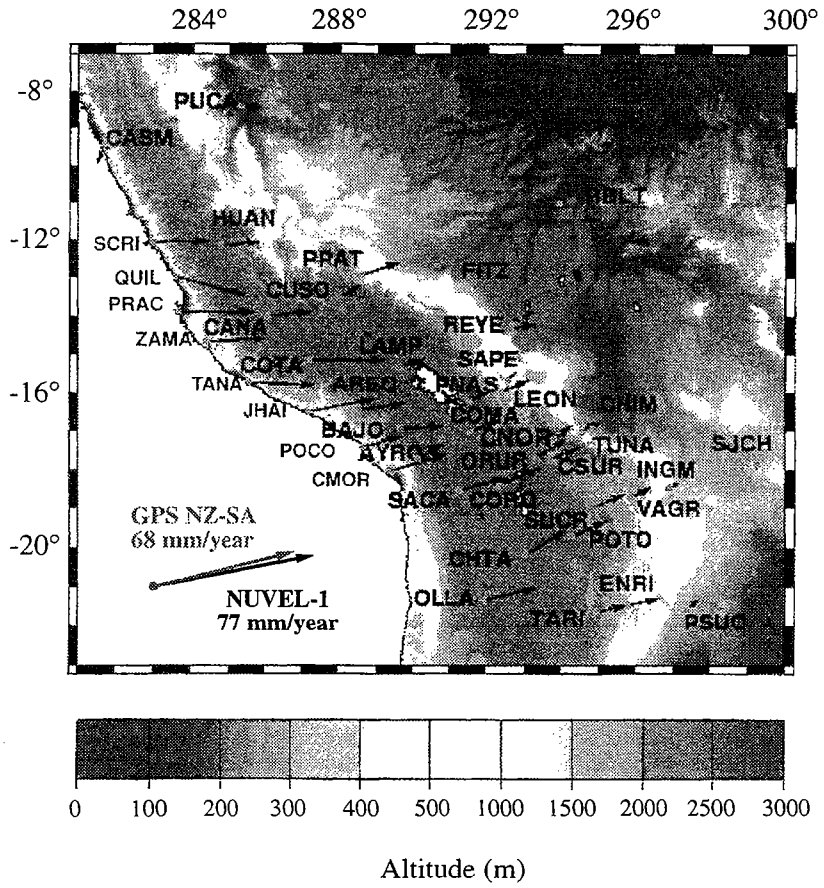


Figure I.5 : Comparaison entre l'orientation et le taux de convergence actuelle prédite par le modèle NUVEL-1A (DeMets et al., 1994) et le vecteur convergence obtenu à partir de données géodésiques spatiales (d'après Norabuena et al., 1998). Les flèches reportées sur la partie continentale correspondent à des vecteurs de déplacement relatifs, déterminés en différents sites (méthode GPS), par rapport à un continent Amérique du Sud stable (modifié d'après Norabuena et al., 1998).

75°O), la convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud se déroule suivant une direction N76°E à un taux de 68 mm/an (Fig. I.5) (*Norabuena et al., 1998*).

La convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud a évolué au cours du temps (Fig. I.6 & Fig. I.7) (*Pilger, 1983, 1984; Wortel, 1980; Pardo-Casas & Molnar, 1987*). L'évolution Crétacé rapporte des taux de convergence élevés entre l'Albien et le Campanien (*Soler & Bonhomme, 1990; Jaillard, 1993*). Cet épisode convergent rapide coïnciderait avec l'initiation de l'orogenèse andine, dès le Crétacé Supérieur, le long de la marge continentale sud-américaine (*Soler & Bonhomme, 1990; Jaillard, 1993; Sempere et al., 1997*). L'évolution Tertiaire montre qu'entre les anomalies 30-31 (~68.5 Ma) et l'anomalie 21 (49.5 Ma), les plaques Nazca et Amérique du Sud convergent entre elles, au moins dans les parties Nord et Centrale de l'Amérique du Sud (Fig. I.6) (*Pardo-Casas & Molnar, 1987*). A partir de 49.5 Ma, la direction de convergence relative entre les deux plaques change radicalement, pour rester relativement stable jusqu'à l'actuel (Fig. I.6) (*Pilger, 1983, 1984; Pardo-Casas & Molnar, 1987*). En revanche, le taux de convergence va varier considérablement au cours du Cénozoïque. Entre 68.5 Ma (anomalies 30-31) et 49.5 Ma (anomalie 21), les taux moyens sont de 50-55 ± 30 mm/an au niveau du Pérou (10°S) (*Pardo-Casas & Molnar, 1987*). Puis, deux périodes d'accélérations sont successivement enregistrées (Fig. I.6 & Fig. I.7):

(1) La première entre 49.5 Ma et 42 Ma (anomalies 21 et 18) durant laquelle le taux de convergence atteint 154 ± 58 mm/an à 10°S. Elle coïncide avec la phase *Inca* de l'orogenèse andine à l'Eocène Moyen.

(2) La seconde s'initie autour de 26 Ma (anomalie 7) et perdure jusqu'à l'actuel. Entre 20 et 10 Ma, le taux de convergence atteint 150 mm/an et coïncide avec la phase *Quechua* de l'orogenèse andine au Miocène Moyen (*Pardo-Casas & Molnar, 1987*).

Ce dernier épisode de convergence rapide s'initie à 26 Ma (anomalie 7) et serait la conséquence directe de la scission, au niveau de l'actuel Panama, de la plaque Farallón en deux plaques indépendantes, Cocos et Nazca (Fig. I.8) (*Handschumacher, 1976; Hey, 1977; Wortel & Cloetingh, 1981; Pilger, 1983, 1984; Wortel, 1984, Pardo-Casas & Molnar, 1987*).

L'incidence du mouvement relatif entre les plaques sur la structuration de la chaîne au sein de la plaque continentale paraît prépondérante. Les deux épisodes de convergence rapide entre les plaques Nazca et Amérique du Sud, durant le Cénozoïque, coïncident temporellement avec des périodes d'intense activité tectonique dans les Andes péruviennes (*Dalmayrac et al., 1980; Mégard, 1984; Mégard et al., 1984*), boliviennes (*Kennan et al., 1995; Lamb et al., 1997*) et dans le Nord-Ouest argentin

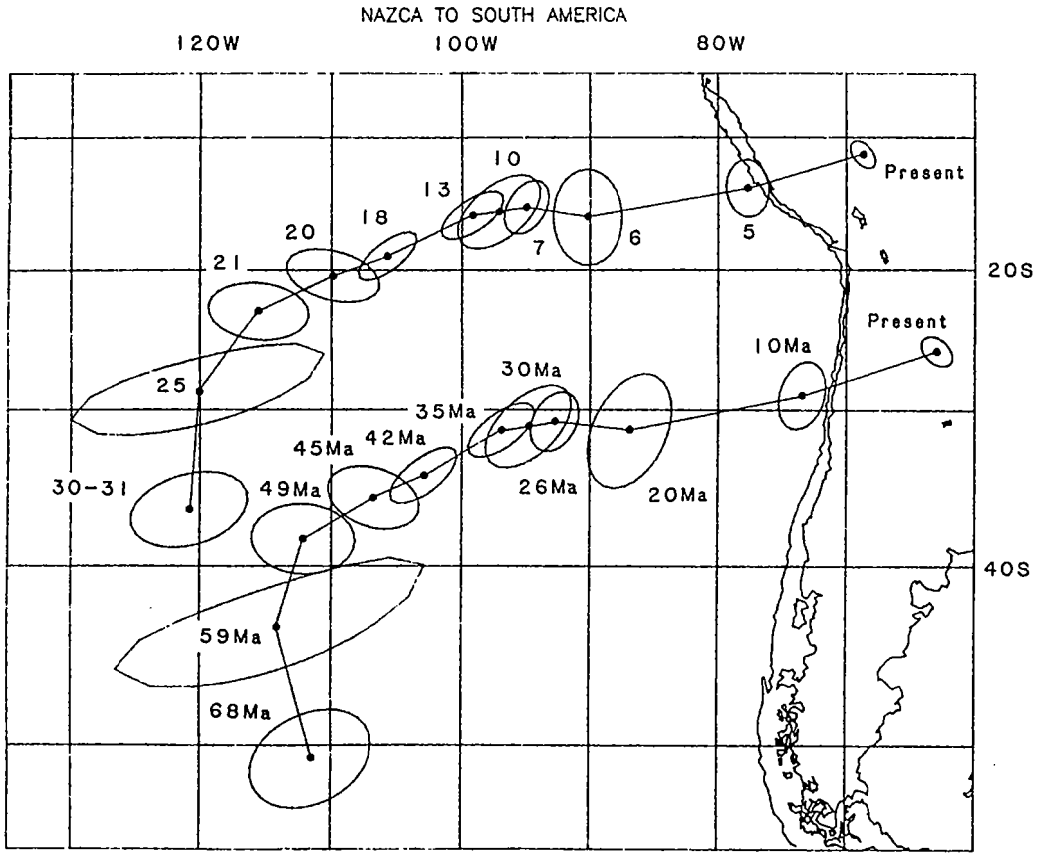


Figure I.6. : Evolution de l'orientation et du taux de convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud depuis le Crétacé . Le schéma reconstitue l'évolution de deux points de la plaque Nazca par rapport à l'Amérique du Sud depuis 68 Ma (anomalies 30-31). Noter que l'orientation de la convergence relative entre les deux plaques est relativement constante depuis 49.5 Ma (anomalie 21) (Modifié d'après Pardo-Casas & Molnar, 1987).

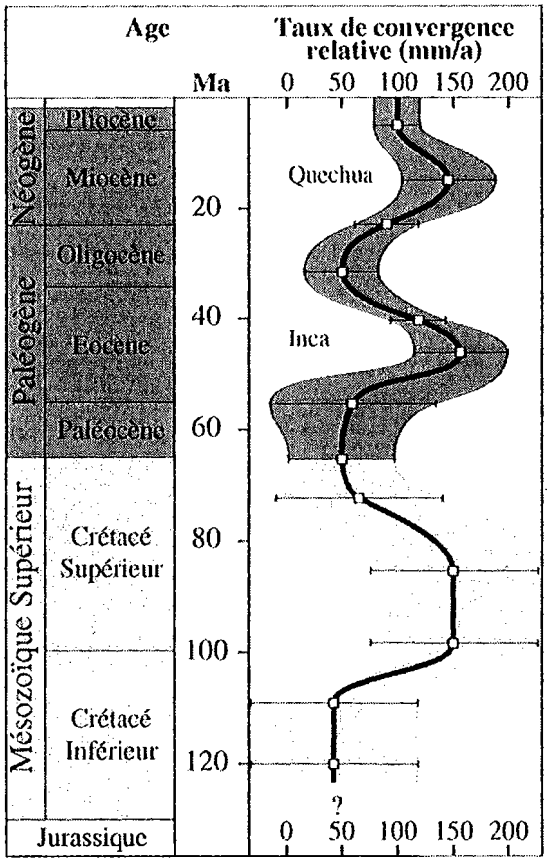


Figure I.7. : Diagramme des variations du taux moyen de convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud au niveau des Andes Centrales, du Crétacé moyen à l'actuel (d'après Pardo-Casas & Molnar, 1987 pour le Tertiaire et Jaillard, 1993 pour le Crétacé). L'augmentation du taux de convergence à l'Albien, marquerait l'initiation de l'orogenèse andine (Soler & Bonhomme, 1990; Jaillard, 1993; Sempere, 1995; Sempere et al., 1997). En outre, les pics de convergence enregistrés à l'Eocène Supérieur et au Miocène Inférieur correspondent respectivement aux phases Inca et Quechua de l'orogenèse andine (Pardo-Casas & Molnar, 1987).

(*Allmendinger et al., 1983; Jordan et al., 1983; Jordan & Allmendinger, 1986; Jordan & Alonso, 1987; Jordan & Gardeweg, 1989; Marrett et al., 1994, Cladouhos et al., 1994; de Urreiztieta et al., 1996a; de Urreiztieta, 1996*). Des taux de convergence rapides le long de la zone de subduction péruvo-chilienne, favoriseraient donc un état des contraintes globalement compressif au sein de la plaque continentale chevauchante.

I.2.2. Géométrie de la zone de subduction péruvo-chilienne

Les principaux facteurs contrôlant la géométrie du plan de Waditi-Benioff dans une zone de subduction sont : le taux de convergence relatif entre les deux plaques, la direction et le taux du mouvement absolu de la plaque supérieure, l'âge de la plaque océanique subductée, et la subduction d'anomalies bathymétriques (rides asismiques, plateaux océaniques, chaînes sous-marines) (*Cross & Pilger, 1982*). Ces facteurs interagissent et permettent de caractériser une zone de subduction dans son ensemble.

La zone de subduction péruvo-chilienne est de type contraignant, associée à un arc continental, par opposition à la zone de subduction des Iles Mariannes, typique d'arcs insulaires et associée à des bassins extensifs d'arrière-arc (Fig. I.9) (*Forsyth & Uyeda, 1975; Uyeda & Kanamori, 1979; Uyeda, 1987; Wortel, 1984; Pilger, 1984*). Elle est caractérisée par un taux de convergence relatif entre les plaques Nazca et Amérique du Sud relativement élevé (voir § I.2.1) (*Minster et al., 1974; Chase, 1978; Minster & Jordan, 1978; Stein et al., 1986; Pardo-Casas & Molnar, 1987; De Mets et al., 1990; Gripp & Gordon, 1990*), par un mouvement absolu de la plaque Amérique du Sud vers la fosse (Fig. I.3b; *Gripp & Gordon, 1990*), par la subduction d'une croûte océanique relativement jeune (Eocène à Actuel) (Fig. I.4; *Ziegler et al., 1981*) et par la subduction de plusieurs anomalies bathymétriques, telles que les rides asismiques de Nazca et Perdida et la chaîne sous-marine Juan Fernández (Fig. I.1). Ces facteurs conjugués conditionnent une inclinaison globalement faible du plan de Waditi-Benioff (pendage sub-horizontal à 30° vers l'Est) et l'établissement d'un état de contraintes compressif dans la plaque continentale chevauchante. Cependant, à l'échelle de la zone de subduction andine, des variations latérales parfois brutales du pendage du panneau plongeant (entre 0° et 30°) sont observées et coïncident avec une segmentation volcanique, topographique et structurale de la chaîne.

I.2.2.1. Segmentation du plan de Waditi-Benioff

Depuis le début des années 1970, de nombreuses études sismologiques ont permis de montrer que le panneau plongeant de la plaque Nazca possède une géométrie

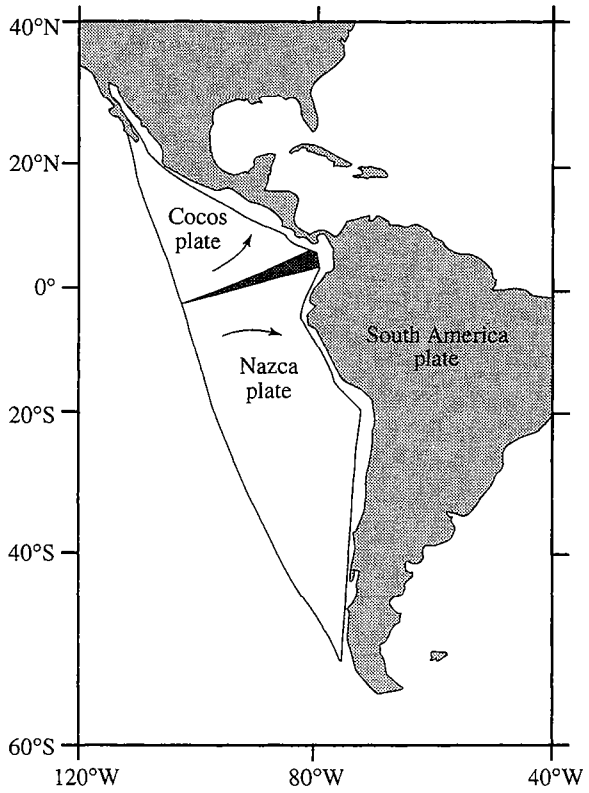


Figure I.8. : Fragmentation de la plaque Farallón en deux plaques indépendantes, Nazca et Cocos, aux alentours de 26 Ma (anomalie 7). Cette modification du cadre géodynamique serait à l'origine de l'augmentation du taux de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud à la même période (d'après Wortel & Cloetingh, 1981).

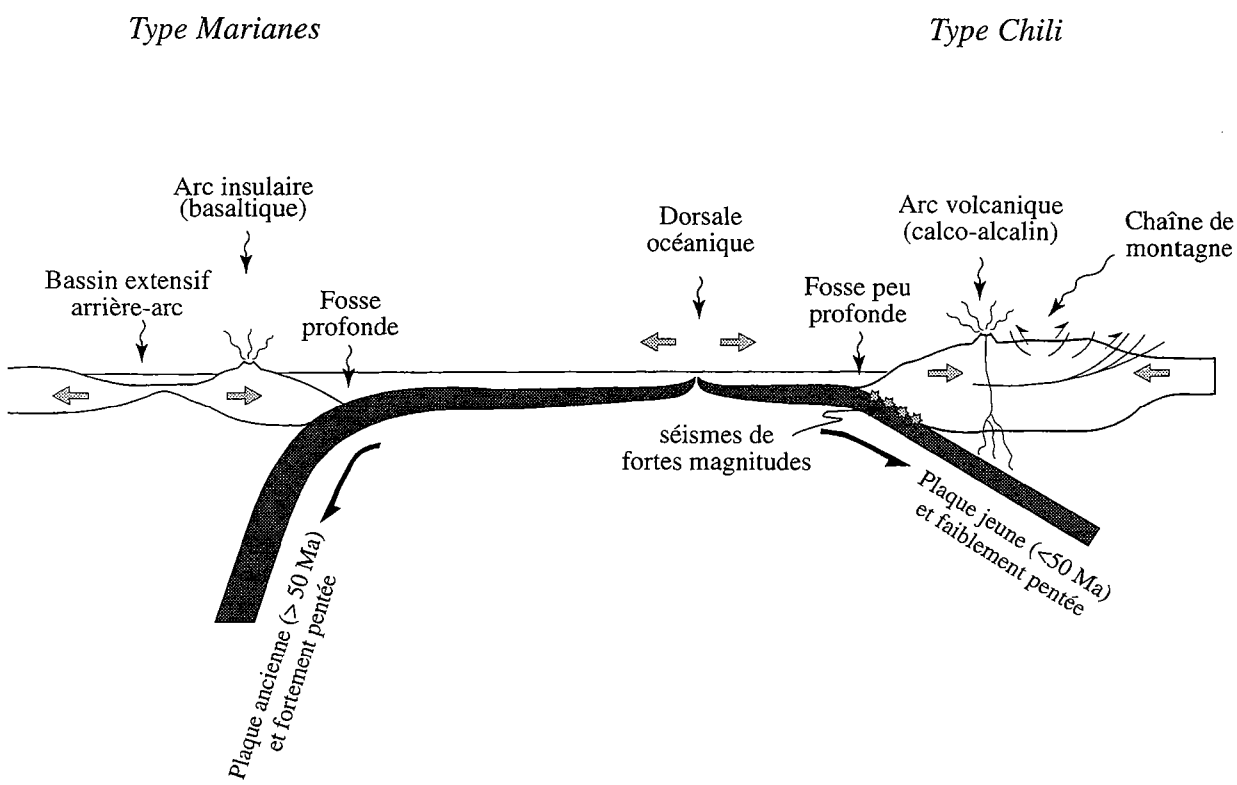


Figure I.9. : Schéma des deux types extrêmes de subduction : type Mariannes et type Chili, définis en fonction du degré de couplage entre la plaque continentale et la plaque océanique. Une subduction de type Mariannes (faible couplage) est caractérisée par un fort pendage du plan de Waditi-Benioff, par l'absence de séismes de forte magnitude et par un régime extensif au niveau de la zone arrière-arc. Inversement, une subduction de type Chili (fort couplage) est associée à un pendage faible du panneau plongeant (≤ 30°), à la présence de séismes de forte magnitude et à un régime des contraintes globalement compressif dans la plaque continentale chevauchante (modifié d'après Uyeda & Kanamori, 1979; Uyeda, 1987; Jolivet, 1995).

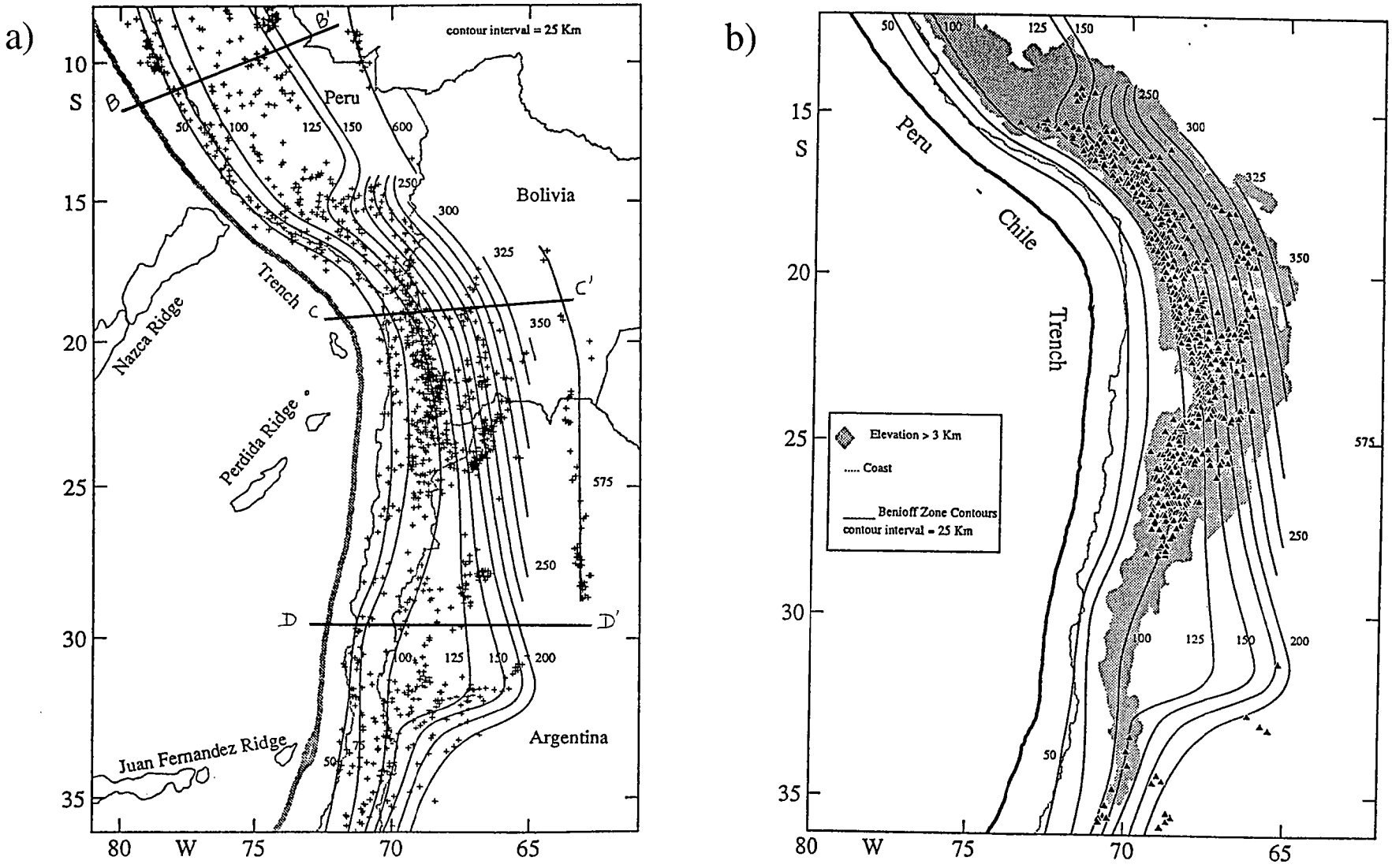


Figure I.10. : Géométrie de la plaque Nazca subductée au niveau des Andes Centrales. a) Les variations de géométrie du panneau plongeant sont indiquées par l'allure cartographique des isobathes (en km) du plan de Waditi-Benioff. Les segments sub-horizontaux se localisent au Nord de 15°S et entre 27 et 33°S. Les segments plus fortement inclinés vers l'Est se localisent entre 15°S et 27°S et au Sud de 33°S. Les isobathes ont une équidistance de 25 km et les croix représentent les épicentres des événements télésismiques considérés pour leur construction. Sur la plaque océanique, les rides Nazca, Perdida et Juan Fernández sont localisées par l'isobathe 3500 mètres. La localisation des coupes de la figure I.11 sont reportées sur cette carte (d'après Cahill & Isacks, 1992). b) Corrélation entre la géométrie du panneau plongeant, la topographie (les zones en grisé correspondent à des altitudes > 3000 mètres) et les zones de volcanisme actif (triangles noirs). Le haut plateau de l'Altiplano-Puna et le volcanisme actif se développent à l'aplomb d'un panneau fortement incliné vers l'Est. Les lacunes de volcanisme actif coïncident avec des segments du panneau sub-horizontaux (d'après Cahill & Isacks, 1992).

complexe due à des variations latérales de son pendage (*Isacks & Molnar, 1971; Sykes & Hayes, 1971; Kelleher, 1972; Stauder, 1973, 1975; Barazangi & Isacks, 1976, 1979; Isacks & Barazangi, 1977; Hasegawa & Sacks, 1981; Sacks, 1983; Bevis & Isacks, 1984; Grange et al., 1984a & b; Smalley & Isacks, 1987; Suárez et al., 1983; Araujo & Suárez, 1994; James & Snoke, 1994; Norabuena et al., 1994; Delouis et al., 1996*).

Au niveau des Andes Centrales, le plan de Waditi-Benioff se découpe géométriquement en 4 segments, alternativement sub-horizontaux ou inclinés d'une trentaine de degrés vers l'Est. Des deux segments sub-horizontaux, l'un se localise sous les Andes péruviennes, entre 2°S et 15°S (*Hasegawa & Sacks, 1981; Sacks, 1983; Jordan et al., 1983; Bevis & Isacks, 1984; Grange et al., 1984a & b; Suárez et al., 1983; Araujo & Suárez, 1994*), l'autre sous les Andes chiliennes et argentines entre 27°S et 33°S (*Malgrange & Madariaga, 1983; Bevis & Isacks, 1984; Kadinsky-Cade et al., 1985; Smalley & Isacks, 1987; Araujo & Suárez, 1994*) (Fig. I.10a & b). Les segments plus pentés se situent sous l'Altiplano-Puna entre 15°S et 27°S (*Stauder, 1973; Barazangi & Isacks, 1976; Bevis & Isacks, 1984*), et au Sud de 33°S (*Smalley & Isacks, 1987; Fuenzalida et al., 1992; Cahill & Isacks, 1992*). Le long de la limite entre les plaques Nazca et Amérique du Sud, le pendage du panneau plongeant est relativement régulier (entre 15° et 30° vers l'Est) jusqu'à des profondeurs avoisinant la centaine de kilomètres. A ce niveau, la plaque subductée s'horizontalise dans les segments concernés (Fig. I.10a & b; Fig. I.11a, b & c) (*Barazangi & Isacks, 1976, 1979; Isacks & Barazangi, 1977; Cahill & Isacks, 1992; Araujo & Suárez, 1994*).

Les deux segments sub-horizontaux sont légèrement concaves vers la surface (Fig. I.11a & c). Les portions sub-horizontales se localisent entre les isobathes 100 km et 125 km et peuvent s'étendre sur près de 300 km, suivant une direction parallèle à la direction de plus grande pente de la plaque (Fig. I.10a & b). Au-delà de 125 km de profondeur, la plaque replonge progressive vers l'Est (Fig. I.11a & c). La profondeur des séismes utilisés pour caractériser la géométrie de ces segments n'excède pas 150-200 km.

Les deux segments inclinés ont une géométrie légèrement convexe vers la surface et un pendage régulier d'une trentaine de degrés vers l'Est (Fig. I.11b). Les séismes intraplaques utilisés pour caractériser la géométrie de ces segments sont détectés jusqu'à des profondeurs de 600 km. En revanche, les auteurs notent l'existence d'une lacune sismique entre 300 km et 525 km (Fig. I.10a).

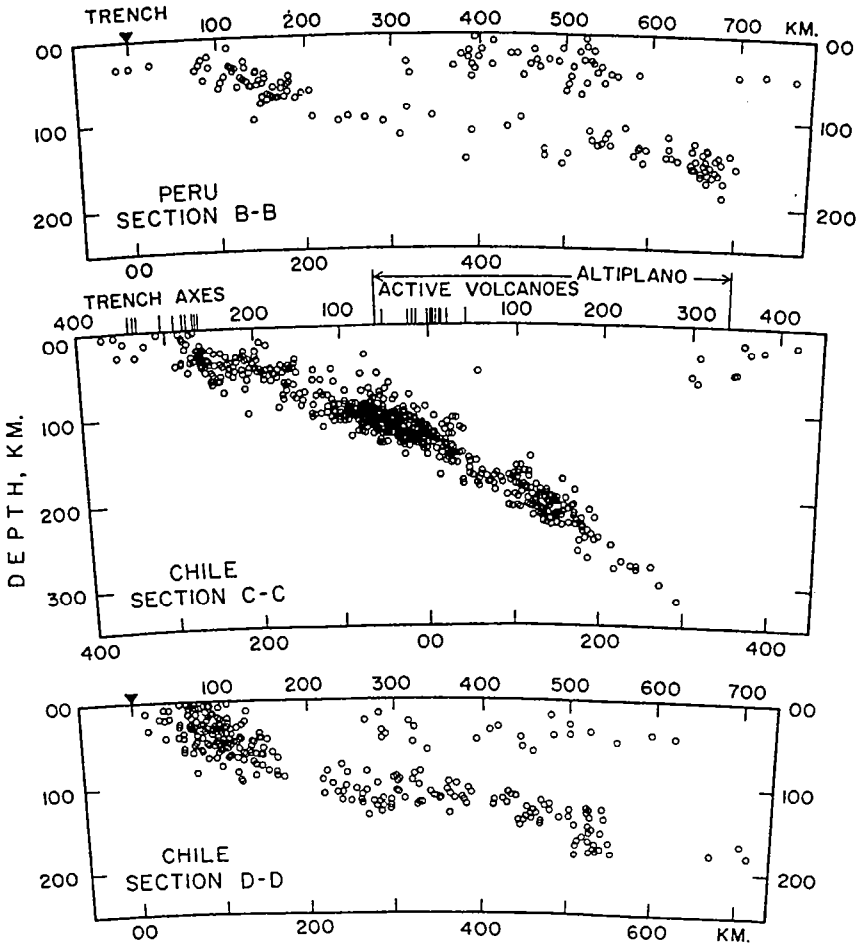


Figure I.11. : a), b), c) Profils montrant les épicentres des séismes enregistrés au sein du panneau plongeant sous les Andes Centrales. La localisation des sections est indiquée sur la carte de la figure I.10a. Les sections B-B et D-D montrent que l'activité sismique de la plaque continentale chevauchante est importante et distribuée à l'aplomb des segments de panneau sub-horizontaux. Au niveau du segment incliné (section C-C), l'activité sismique de la plaque continentale se localise plus à l'Est, au niveau des chaînes subandines (d'après Barazangi & Isacks, 1976).

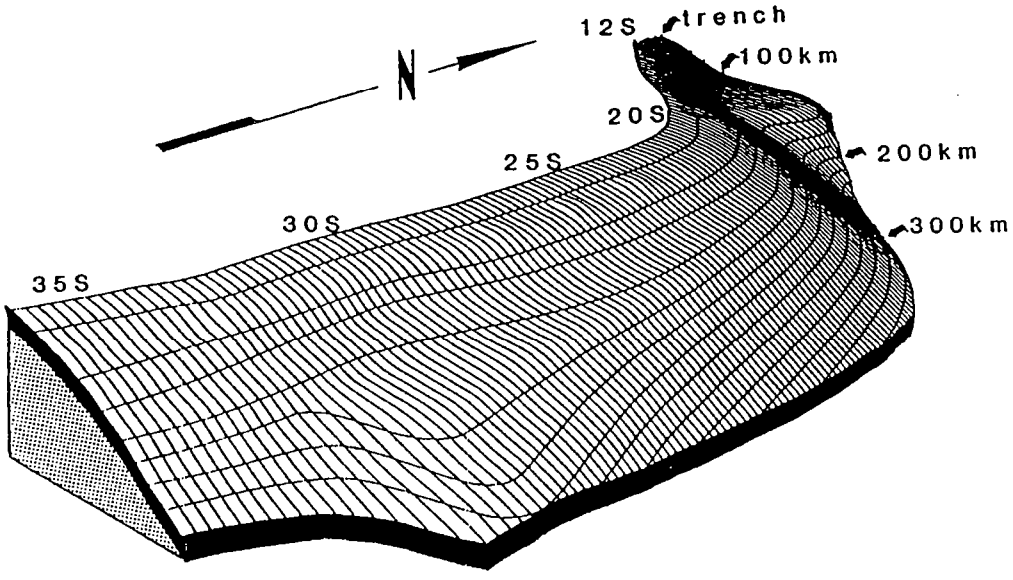


Figure I.12. : Vue en perspective de la plaque océanique subductée entre 36°S et 12°S. Au Sud, le panneau plongeant vers l'Est d'environ 30°, s'horizontalise brusquement à 33°S. Entre 33°S et 27°S, le plan de Waditi-Benioff conserve une attitude sub-horizontale entre les isobathes 100 km et 125 km puis, va s'incliner progressivement vers l'Est. Enfin au Nord, à environ 15°S, le panneau plongeant s'horizontalise à nouveau (d'après Cahill & Isacks, 1992).

I.2.2.2. Transitions latérales entre segments de pentes différentes

Les transitions entre les panneaux sub-horizontaux et ceux plus inclinés interviennent sur des distances variables et se localisent au Sud du Pérou (13°-15°S), dans le Nord-Ouest argentin (24°-28°S) et dans le centre du Chili (32°-34°S) (Fig. I.10a & b).

La transition Nord (13°-15°S) est relativement brusque (Fig. I.10a & b; Fig. I.12). L'augmentation soudaine du pendage du plan de Waditi-Benioff à 15°S a été, dans un premier temps, interprétée comme résultant du déchirement de la plaque plongeante (*Barazangi & Isacks, 1976; 1979*). Des travaux ultérieurs, basés sur des données de microsismicité enregistrées à partir de dispositifs locaux, ont montré qu'il s'agirait plutôt d'une contorsion brutale de la plaque, sans évidence de discontinuité (Fig. I.12) (*Hasegawa & Sacks, 1981; Grange et al., 1984a; Boyd et al., 1984; Bevis & Isacks, 1984; Cahill & Isacks, 1992*).

La deuxième transition localisée entre 24° et 28°S est plus graduelle (*Barazangi & Isacks, 1976, 1979; Isacks & Barazangi, 1977; Chinn & Isacks, 1983; Bevis & Isacks, 1984; Cahill & Isacks, 1992*). L'horizontalisation progressive du panneau plongeant s'initie dès 25°S, lors de l'écartement cartographique progressive des isobathes 100 km et 125 km (Fig. I.10a & b). La zone de transition proprement dite, se localiserait entre 25.5°S et 27.5.°S. L'absence dans cette zone de séismes à des profondeurs intermédiaires rend difficile l'interprétation de la géométrie de la plaque. Bevis & Isacks (1984) proposent cependant que la transition soit continue sous la forme d'un anticlinal évasé dont l'axe plonge vers l'Est. Le flanc Nord de ce pli correspondrait géographiquement à la zone sismiquement calme (Fig. I.12).

Enfin, la géométrie de la transition entre 32° et 34°S est assez mal contrainte. Initialement, les données disponibles dans cette zone n'ont pas permis de mettre en évidence un changement de pente de la plaque (*Stauder, 1973; Santo, 1969*). Toutefois, Barazangi & Isacks, (1976) reconnaissent l'existence de cette transition et des études ultérieures suggèrent que le panneau sub-horizontal acquière, sur une très courte distance, une pente de 30° vers l'Est (*Bevis & Isacks, 1984; Smalley & Isacks, 1987; Cahill & Isacks, 1992*). Si l'hypothèse d'une contorsion brutale du panneau est privilégiée (Fig. I.12) (*Cahill & Isacks, 1992*), le manque de données dans cette zone ne permet pas d'écarter formellement la possibilité d'un déchirement de la plaque.

I.2.2.3. Origine de la segmentation du plan de Waditi-Benioff

La direction et le taux de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud restent globalement constants tout le long de la limite interplaque (Fig. I.4) et l'origine des variations latérales de la pente du panneau plongeant le long de la zone de subduction péruvo-chilienne reste mal contrainte (*Cahill & Isacks, 1992*). Plusieurs facteurs susceptibles de modifier localement la géométrie de la zone de Waditi-Benioff ont été évoqués.

Dans un premier temps, les transitions de pente du plan de Benioff au Pérou (13-15°S) et au Chili et en Argentine (24°-28°S et 33°S) ont été associés à la subduction d'anomalies bathymétriques portées par la plaque Nazca, respectivement la ride asismique de Nazca (*Vogt et al., 1976; Barazangi & Isacks, 1976; Pilger, 1981; Cross & Pilger, 1982*) et la chaîne sous-marine Juan Fernández (*Barazangi & Isacks, 1976; Smalley & Isacks, 1987*) (Fig. I.10a). Cependant, la projection de la ride Nazca sous le continent sud-américain ne coïncide pas géographiquement avec le point de transition à 15°S, mais se localise 150 à 200 km plus au Nord. En outre, l'intersection de la chaîne sous-marine Juan Fernández avec la fosse à ~32°S n'explique pas l'horizontalisation progressive du plan de Benioff qui s'initie dès 25°S, c'est-à-dire près de 800 km plus au nord. Enfin, la subduction de la ride Perdida au niveau du segment central (15°-27°S), ne semble pas affecter significativement la géométrie du panneau plongeant (*Cahill & Isacks, 1992*).

Les segments sub-horizontaux ont également été attribués à la subduction d'une lithosphère océanique plus jeune et donc de plus grande flottabilité (*Pilger, 1984, Wortel, 1984*). Ceci n'est pas vérifié pour la transition Sud (33°S), puisque dans cette zone, l'augmentation, vers le Sud, de la pente du panneau plongeant s'accompagne d'un rajeunissement de la plaque océanique (Fig. I.4) (*Lowrie & Hey, 1981*).

Les travaux les plus récents proposent que les variations latérales de pente du panneau plongeant sous les Andes Centrales, soient majoritairement conditionnées par la géométrie de la limite entre la plaque océanique et la plaque continentale (*Bevis & Isacks, 1984; Cahill & Isacks, 1992*). La géométrie de la zone au niveau de laquelle s'enfonce une calotte sphérique (ici, la plaque océanique) conditionnerait l'angle de son plongement et sa convexité (Fig. I.13a). Au Nord de 15°S, la marge continentale est convexe vers l'océan et le panneau plongeant est sub-horizontal et concave vers le haut. Entre 15° et 27°S, la marge continentale est concave vers l'océan, la plaque plonge de 30° vers l'Est et est convexe vers le haut. Plus au Sud, le long des côtes chiliennes, la limite de plaque est plus rectiligne, cependant, une légère convexité vers l'Ouest de la marge

entre 27° et 32°S coïncide avec un segment sub-horizontal et concave vers le haut, tandis qu'entre 32° et 36°S, une légère concavité vers l'océan de la marge s'accompagne d'une inclinaison accrue d'un panneau plongeant concave vers le haut (Fig. I.13a). Les corrélations spatiales entre les segments de marge concaves ou convexes vers l'Ouest et les variations latérales de pente du plan de Waditi-Benioff, reflètent le rôle probablement important joué par la géométrie en plan de la plaque Amérique du Sud sur l'angle de subduction le long de la marge de toutes les Andes Centrales (*Cahill & Isacks, 1992*). La plaque qui subducte répond à un changement de polarité de la courbure latérale de la marge continentale en inversant l'orientation de sa courbure verticale (*Cahill & Isacks, 1992*).

Ainsi, la géométrie de la limite interplaque serait un facteur déterminant sur les variations latérales de la pente du plan de Waditi-Benioff (*Cahill & Isacks, 1992*).

I.2.3. Zone de subduction et déformation continentale compressive. État des contraintes dans les Andes Centrales.

I.2.3.1. Déformation continentale compressive le long d'une zone de subduction

Les processus liés à la subduction d'une plaque océanique sous une plaque continentale mettent en jeu des forces qui interagissent et vont, au final, conditionner le régime global des contraintes établie à l'arrière de la zone de subduction, dans la plaque continentale sus-jacente (Fig. I.14). Ainsi on distingue, (1) les forces gravitaires qui agissent au niveau des dorsales océaniques, le long des limites de plaques divergentes (*Ridge push*), (2) les forces gravitaires liées au plongement sous la fosse d'une plaque océanique présentant une flottabilité négative par rapport à l'asthénosphère (*Slab pull*), (2) les forces gravitaires de succion qui attirent la bordure de la plaque continentale, topographiquement plus élevée, vers la fosse (*Suction force*), (3) les forces de frottement à l'interface entre la plaque plongeante et la plaque chevauchante (*Plate contact résistance*), (4) les forces de résistance liées à la pénétration du panneau plongeant dans le manteau (*Slab resistance*), (5) les forces agissant en base de plaque et résultant du couplage visqueux entre lithosphère et asthénosphère (*Mantle drag force*), et enfin (6) les forces de frottements s'exerçant le long des failles transformantes (*Transform fault resistance*) (pour une revue, voir *Forsyth & Uyeda, 1975*).

Les raisons pour lesquelles la subduction, au large d'une chaîne, maintient un régime globalement compressif dans la plaque continentale, dépendraient essentiellement de l'efficacité du couplage entre la plaque plongeante et la plaque chevauchante (*Forsyth*

& Uyeda, 1975; Molnar & Atwater, 1978; Uyeda & Kanamori, 1979; Cross & Pilger, 1982; Jarrard, 1986; Uyeda, 1987; Bott et al., 1989; Whittaker et al., 1992; Royden, 1993; Delouis et al., 1996). Il est entendu qu'un couplage sismique important entre les deux plaques lithosphériques (notion de *locked zone*), favorise un régime de contraintes compressif dans la plaque continentale sus-jacente (*Bott et al; 1989; Delouis et al., 1996*). Les facteurs contrôlant ce couplage sont entre autres : (1) les propriétés rhéologiques de l'interface entre les plaques, (2) le pendage de la plaque plongeante qui contrôle en partie la superficie de la zone sismiquement couplée, (3) l'âge de la lithosphère océanique qui va conditionner sa flottabilité par rapport à l'asthénosphère et pourra influencer la vitesse de subduction de la plaque, et (4) le rapport entre vitesse de subduction et vitesse de convergence relative.

I.2.3.2. État des contraintes intraplaques au niveau des Andes centrales

L'état des contraintes intraplaques au niveau des Andes Centrales a été défini dans le cadre du World Stress Map Project (*Zoback, 1992*) et les données concernant le continent sud américain, ont été compilées par Assumpção, (1992). Les données utilisées au niveau des Andes Centrales sont de deux types : (1) analyse des mécanismes aux foyers de séismes intracontinentaux (données provenant de : *Stauder, 1973, 1975; Suàrez et al., 1983; Chinn & Isacks, 1983; Grange et al., 1984a & b; Dorbath et al., 1986; Carey-Gailhardis & Mercier, 1987; Doser, 1987; Deverchere et al., 1989; Kadinsky-Cade et al, 1985; données ajoutées depuis 1992 : Assumpção & Araujo, 1993*) et (2) analyse cinématique de données microtectoniques dans les Andes péruviennes et le Nord de l'Altiplano bolivien (données provenant de : *Mercier, 1981; Sébrier et al., 1985, 1988a & b; Cabrera et al., 1987; Bellier et al., 1989; Bonnot et al., 1988; Mercier et al., 1992*) et le long de la bordure Sud Est de la Puna argentine (*Allmendinger et al., 1989; données ajoutées depuis 1992 : Marrett et al., 1994; Cladouhos et al., 1994; de Urreiztieta et al., 1996; de Urreiztieta, 1996*).

De cette compilation, il ressort que le régime des contraintes le long de la marge occidentale de l'Amérique du Sud est globalement compressif et la contrainte compressive horizontale maximale (SH_{max}) s'oriente suivant une direction E-O (Fig. I.15) (*Assumpção, 1992; Zoback, 1992*). Cependant, cette organisation générale souffre des exceptions.

Au niveau des Andes péruviennes et dans le Nord de l'Altiplano, les donnés rapportent des évidences d'extension active, orientée suivant une direction N-S, à des altitudes supérieures à 3000 mètres (Fig. I.15 & Fig. I.16) (*Silgado, 1951*;

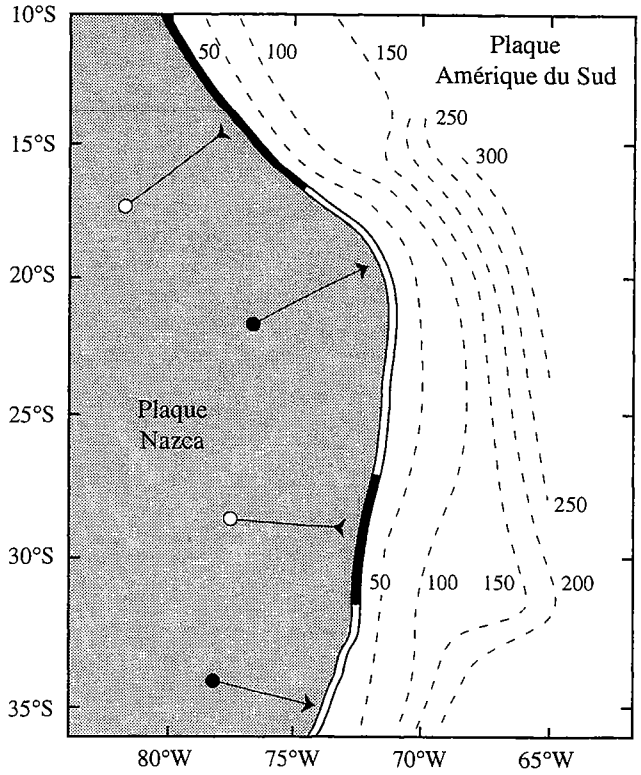


Figure I.13 : a) Corrélations entre la courbure de la frontière des plaques Nazca et Amérique du sud et la géométrie de la plaque subductée. Les zones convexes (concaves) vers la mer sont soulignées par une frange noire (blanche). Les isobathes (en km) du panneau subducté sont représentés en pointillés. Les régions ou le panneau plongeant est sub-horizontal (au Nord de 15°S et entre 27°S et 33°S) et concave vers la surface coïncident avec des limites de plaques convexes vers la mer. Inversement, les régions où la plaque océanique est plus fortement inclinée vers l'Est (entre 15°S et 27°S et au Sud de 33°S) et convexe vers la surface sont associées à des limites concaves vers la mer (modifié d'après Cahill & Isacks, 1992).

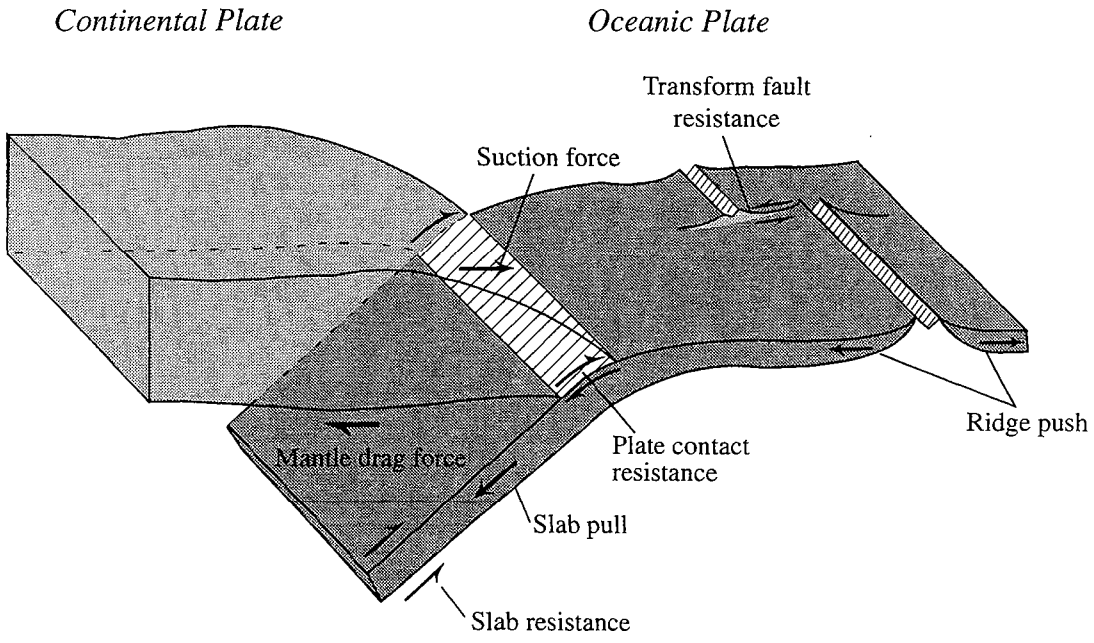


Figure I.14. : Bilan des forces agissant sur les plaques lithosphériques au niveau d'une zone de subduction (modifié d'après Forsyth & Uyeda, 1975).

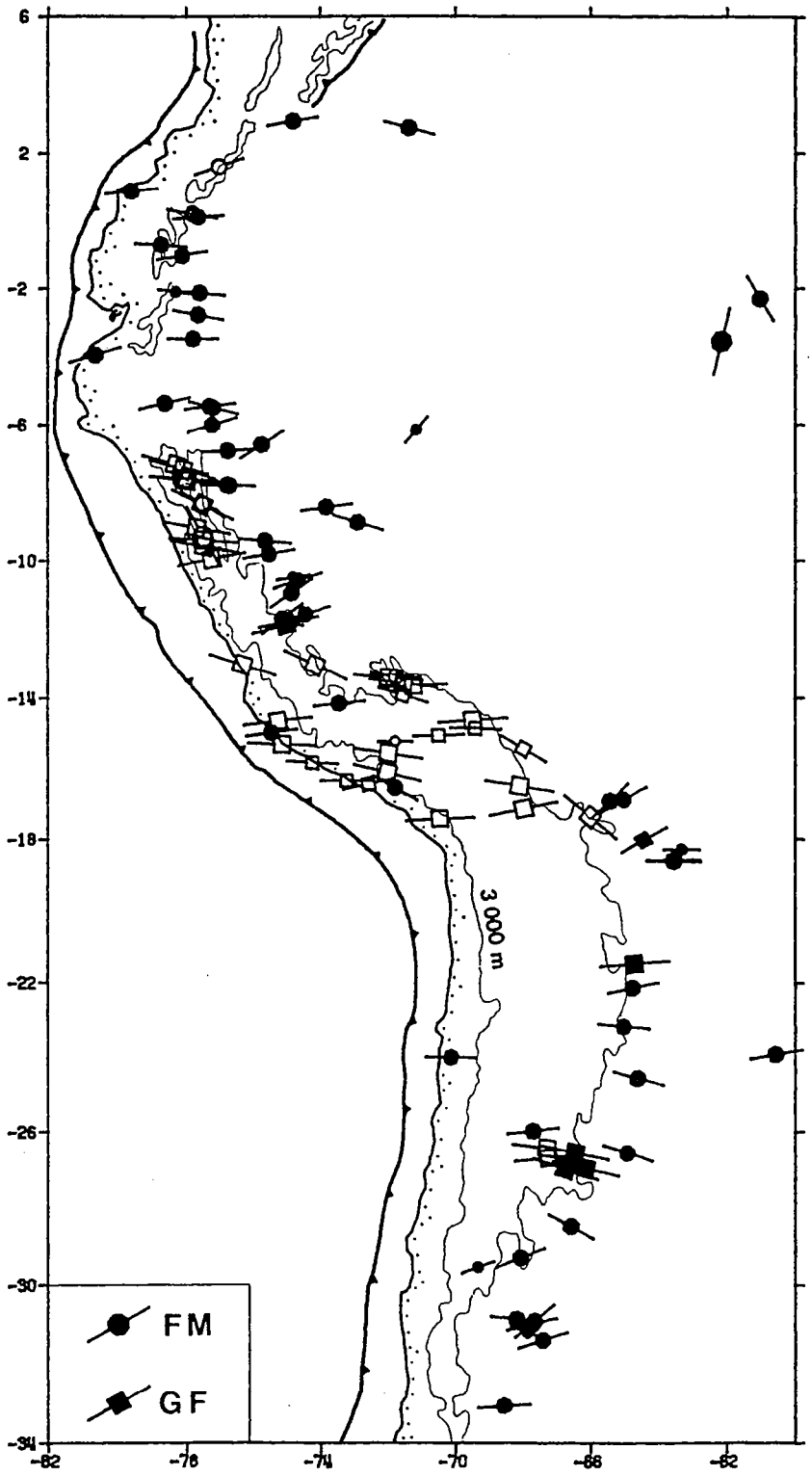


Figure I.15. : Orientation des contraintes horizontales maximales le long de la marge occidentale de l'Amérique du Sud. Les zones d'altitudes supérieures à 3000 mètres sont reportées. Les directions de contraintes horizontales maximales sont déduites de mécanismes aux foyers (FM) et de l'analyse cinématique de populations de failles (GF). Les symboles noirs (blancs) correspondent à une compression horizontale (verticale). Seules les données de populations de failles récentes (Pléistocène à actuel) sont reportées. Noter que les contraintes maximales horizontales déduites des mécanismes aux foyers s'orientent globalement suivant une direction E-O et sont compressives (d'après Assumpção, 1992).

Mégard & Philip, 1976; Dalmayrac & Molnar, 1981; Mercier, 1981; Sébrier et al, 1985, 1988a & b;Cabrera et al., 1987; Doser, 1987; Bellier et al., 1989; Bonnot et al., 1988; Mercier et al., 1992). En outre, certains auteurs suggèrent que les parties élevées (altitudes> 3000 m) du Nord de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale du Pérou, seraient soumises alternativement à (1) un régime extensif durant le Pliocène (σ_1 sub-verticale et σ_3 sub-horizontale orientée suivant une direction E-O à NE-SO), (2) un régime compressif au Pléistocène inférieur (σ_1 sub-horizontale orientée suivant une direction E-O et σ_3 sub-verticale) et (3) à nouveau un régime extensif depuis le Pléistocène supérieur (σ_3 sub-horizontale orientée suivant une direction N-S et σ_1 sub-verticale) (*Mercier, 1981; Sébrier et al., 1985, 1988a & b; Bonnot et al., 1988; Bellier et al., 1989; Mercier et al., 1992*). Cependant, l'origine de l'alternance rapide des régimes des contraintes dans ces régions reste mal connue.

Dans la partie méridionale de l'Altiplano bolivien, à travers la Puna argentine et l'avant-pays adjacent (système de Santa Bárbara et Sierras Pampeanas), les données montrent que la région est soumise à un régime compressif depuis au moins le Néogène (*Allmendinger, 1984, 1986; Allmendinger et al., 1989; Strecker et al., 1989; Grier et al., 1991; Assumpção, 1992, Zoback, 1992, Assumpção & Araujo, 1993; Cladouhos et al., 1994; Marrett et al., 1994; de Urreiztieta et al., 1996a & b; de Urreiztieta, 1996*). La déformation finie est caractérisée, au sein même du plateau, par une direction principale de raccourcissement (λ_3) sub-horizontale et orientée suivant une direction NO-SE à ONO-ESE et par une direction principale d'allongement (λ_1) sub-verticale (*Allmendinger et al., 1989; Cladouhos et al., 1994; Marrett et al., 1994*). Le long de la bordure méridionale du plateau au sein de la zone transpressive dextre de Tucumán, dans la province des Sierras Pampeanas, deux familles de populations de failles néogènes et contemporaines sont mises en évidence (Fig. I.17; *de Urreiztieta et al., 1996a; de Urreiztieta 1996*) : (1) un premier groupe témoignant d'une compression orientée suivant une direction N80°, c'est-à-dire sub-parallèle à la direction de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud et associé à des structures de direction N-S (λ_3 sub-horizontale, orientée suivant une direction N80° et λ_1 sub-verticale), (2) un deuxième groupe témoignant d'une compression NO-SE, sub-perpendiculaire à l'orientation de la bordure méridionale de la Puna et associé à des structures NE-SO (λ_3 sub-horizontale, orientée suivant une direction NO-SE et λ_1 sub-verticale).

A l'instar des régimes extensifs quaternaires observés dans les Andes péruviennes et nord boliviennes, certains auteurs suggèrent que les conditions cinématiques au sein de la Puna se modifient durant le Plio-Quaternaire. Elles se caractériseraient alors par une composante décrochante dextre N-S, subparallèle à la chaîne, avec un λ_3 sub-horizontal

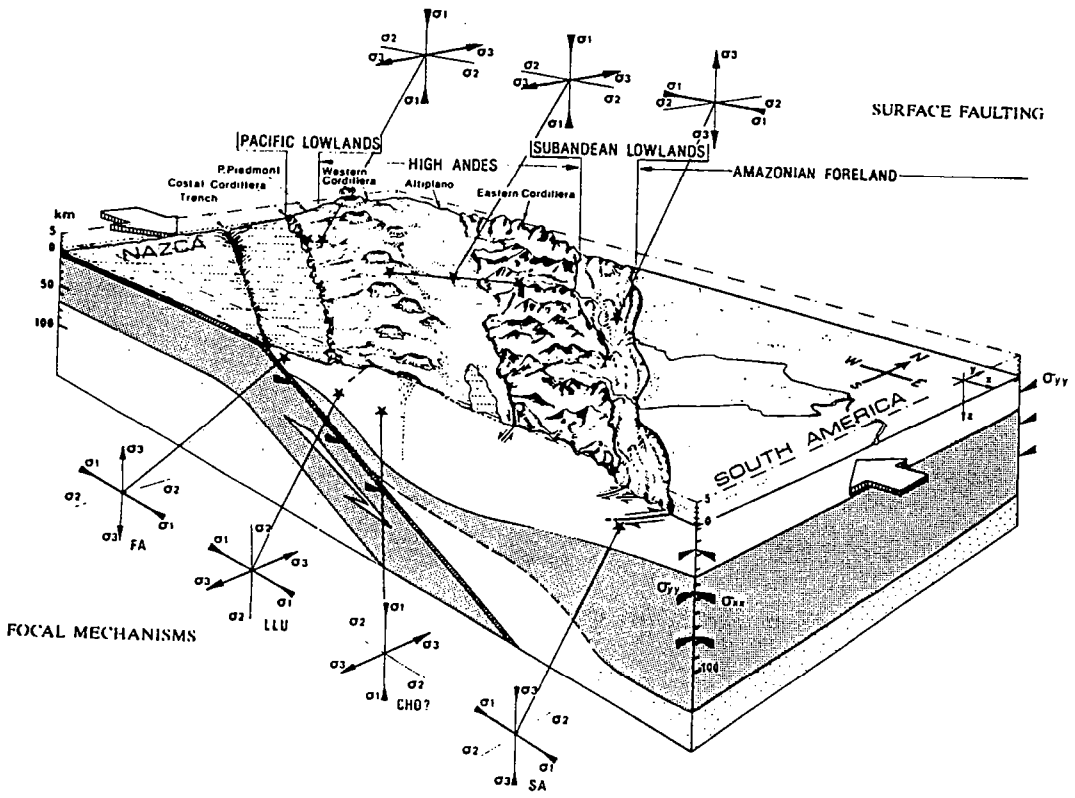


Figure I.16. : Bloc diagramme schématique montrant l'état actuel des contraintes dans les Andes Péruviennes. Les contraintes lithosphériques principales sont σxx (orientée E-O), σyy (orientée N-S) et σzz (verticale). σxx et σyy sont considérées comme étant constantes. σzz varie en fonction de la topographie. σxx est globalement parallèle à la direction de convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud. Noter que la contrainte compressive maximale est horizontale dans les régions de faibles altitudes (vallée côtière et chaînes subandines, altitudes < 3000 mètres) et verticale dans les zones topographiquement élevées (Cordillères Occidentale et Orientale, Altiplano, altitudes > 3000 mètres) (d'après Mercier et al., 1992).

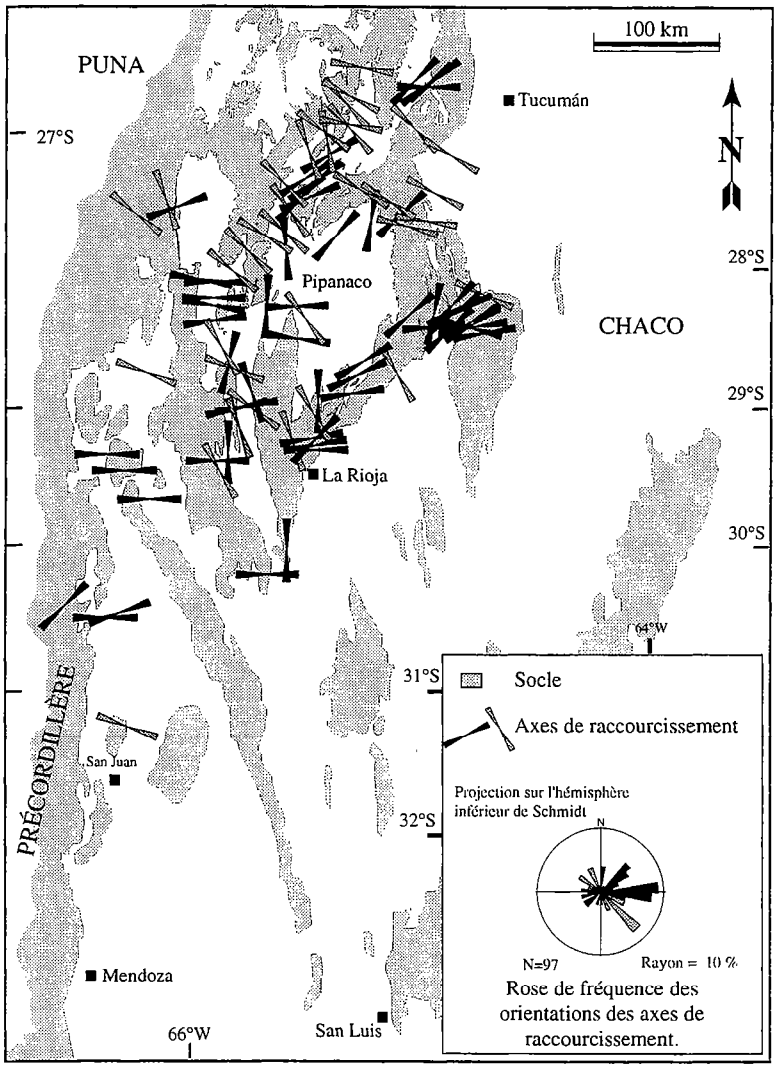


Figure I.17. : Analyse cinématique de populations de failles à travers les Sierras Pampéanas, le long de la bordure australe du haut plateau de la Puna. Les axes principaux de raccourcissement se scindent en deux familles, contemporaines néogènes : (1) les axes de raccourcissement orientés ENE-OSO à E-O (flèches noires), sont les plus représentés à l'échelle régionale et sont subparallèles à la direction de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud, (2) les axes de raccourcissement orientés NO-SE (flèches grises) se cantonnent à la zone décrochante de Tucumán et à la bordure Sud de la Puna. En outre, ils s'orientent perpendiculairement aux structures bordières du plateau (d'après de Urreiztieta, 1996).

et orienté suivant une direction E-O et un λ_1 sub-horizontal et orientée N-S (*Allmendinger et al., 1989; Cladouhos et al., 1994; Marrett et al., 1994; Allmendinger & Gubbels, 1996; Allmendinger et al., 1997*). Les auteurs soulignent cependant que les expressions géomorphologiques et tectonique de cet épisode Plio-Quaternaire sont mineures.

Les mécanismes au foyer, enregistrés à la périphérie de l'Altiplano-Puna, montrent que le régime actuel des contraintes y est compressif (*Assumpção & Araujo, 1993*). En outre, les contraintes compressives se disposent radialement, suivant des directions perpendiculaires à la direction générale de la bordure du plateau (Fig. I.18a & b). En Bolivie, autour de 18°S, la bordure de l'Altiplano s'oriente suivant une direction NNO-SSE, σ_1 est sub-horizontale et s'oriente ENE-OSO. Au Sud, la bordure de la Puna s'oriente suivant une direction NE-SO, σ_1 est sub-horizontale et s'oriente en ONO-ESE.

Au niveau des Andes Centrales, l'état actuel des contraintes est globalement compressif avec une contrainte maximale horizontale orientée en moyenne suivant une direction E-O (*Zoback, 1992, Assumpção, 1992)*. Cependant, cette tendance générale montre des variations, notamment au niveau des terminaisons Nord et Sud du haut plateau et en périphérie orientale de la chaîne. Les indices d'extension observés dans les Andes péruviennes et dans une moindre mesure argentines ainsi que la disposition radiale des contraintes compressives le long du pourtour oriental de la chaîne suggèrent que des processus autres que ceux intervenant à une échelle globale influent sur l'organisation, à l'échelle régionale, de l'état des contraintes au sein de la plaque continentale.

I.2.3.3. Mécanismes influant sur l'état des contraintes à l'échelle régionale

Il apparaît que l'état des contraintes, ainsi que leur distribution au sein de la lithosphère continentale bordant la marge occidentale du continent Amérique du sud, ne résulte pas uniquement des forces induites par les mouvements de plaques à l'échelle globale, mais est également influencé par les hétérogénéités latérales de densité de la lithosphère continentale, ainsi que par la topographie associée (*Dalmayrac & Molnar, 1981; Fleitout & Froidevaux, 1982; Froidevaux & Isacks, 1984; Sébrier et al., 1985, 1988a & b; Froidevaux & Ricard, 1987; Assumpção, 1992; Stephanick & Jurdy, 1992; Meijer & Wortel, 1992; Assumpção & Araujo, 1993; Richardson & Coblentz, 1994; Coblentz & Richardson, 1996; Meijer et al., 1997*).

Des modèles numériques théoriques permettent de prendre en compte l'ensemble des forces s'exerçant aux limites de la plaque Amérique du Sud, ainsi que les

hétérogénéités lithosphériques intraplaques, afin de quantifier la contribution de chaque processus dans la configuration de l'état actuel des contraintes (*Fleitout & Froidevaux, 1982; Stephanick & Jurdy, 1992; Meijer & Wortel, 1992; Richardson & Coblentz, 1994; Coblentz & Richardson, 1996; Meijer et al., 1997)*. Ces modèles rapportent l'effet prépondérant, que peuvent avoir les forces générées au sein même de la plaque, sur l'organisation du champ de contraintes. En outre, ils soulignent que les variations de pente du panneau océanique plongeant sous l'Amérique du Sud, telles qu'elles sont actuellement définies (voir § I.2.2) n'influeraient pas significativement sur l'état des contraintes à une échelle régionale (*Meijer et al., 1997*).

L'état actuel du régime des contraintes dans les hautes Andes (altitudes> 3000 m) du Pérou et du Nord de l'Altiplano résulteraient de forces générées par des hétérogénéités latérales de densité de la lithosphère continentale. Ces forces excéderaient localement les forces compressives horizontales générées au niveau de la zone de subduction (*Dalmayrac & Molnar, 1981; Froidevaux & Isacks, 1984; Sébrier et al., 1985, 1988a & b, Mercier et al., 1992; Assumpção, 1992; Richardson & Coblentz, 1994*). Le régime extensif observé dans ces régions est assimilé à *l'initiation* d'un processus d'extension syn à post-épaississement. Dans un premier temps, (1) Les forces générées aux limites de plaques induisent un régime globalement compressif au sein de la lithosphère continentale. Le plateau se structure et se soulève notamment par des processus d'épaississement crustaux. L'état des contraintes internes au plateau est alors caractérisé par des contraintes horizontales maximales (σ_{Hmax}) et minimales (σ_{Hmin}) supérieures à la contrainte verticale (σ_{zz}) ($\sigma_{Hmax}>\sigma_{Hmin}>\sigma_{zz}$). L'augmentation de la topographie durant ce stade fait varier s_{zz} au cours du temps tandis que σ_{Hmax} et σ_{Hmin} sont supposées constantes. (2) L'excès de charge topographique freine l'épaississement crustal alors que dans le même temps, s_{zz} devient la contrainte intermédiaire ($\sigma_{Hmax}>\sigma_{zz}>\sigma_{Hmin}$). (3) Enfin le plateau flux sous son propre poids, lorsque la contrainte verticale l'emporte sur les contraintes horizontales régnant aux limites du système ($\sigma_{zz}>\sigma_{Hmax}>\sigma_{Hmin}$) (*Dalmayrac & Molnar, 1981; Froidevaux & Isacks, 1984; Sébrier et al., 1985, 1988a & b, Mercier et al., 1992*). Le régime des contraintes pliocène "neutre" à légèrement extensif observé à travers la Puna argentine, résulterait du rééquilibrage isostatique de la lithosphère suite à des processus de délamination du manteau lithosphérique aux alentours de 2 Ma (*Kay et al., 1994; Molnar et al., 1993; Platt, 1993*) (voir § I.4.2).

La distribution radiale des contraintes maximales horizontales à la périphérie du haut plateau de l'Altiplano-Puna (Fig. I.18a & b), depuis la Bolivie au Nord, jusqu'en Argentine au Sud, résulteraient à la fois de la structuration lithosphérique du haut

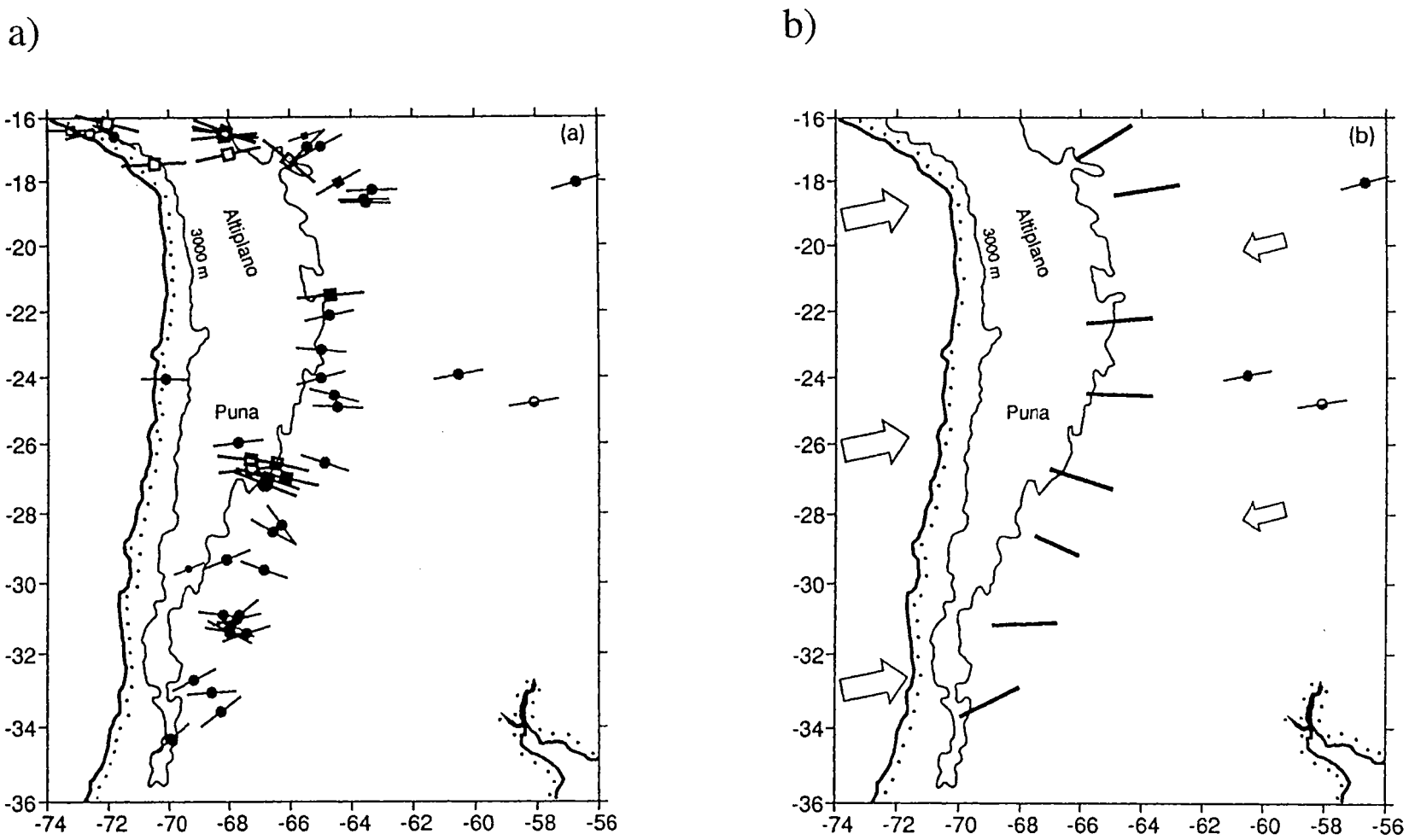


Figure I.18. : Directions des contraintes horizontales maximales à proximité de l'Altiplano-Puna. a) Les données sont extraites du World Stress Map Project (compilation d'Assumpção, 1992 pour l'Amérique du Sud, voir également Fig. I.15) et de huit mécanismes aux foyers supplémentaires (Assumpção & Araujo, 1993). b) Orientations moyennes des contraintes horizontales maximales en périphérie de plateau. Noter que ces contraintes moyennes s'orientent perpendiculairement à la direction bordière du plateau. La direction de convergence relative entre les deux plaques (grandes flèches blanches) et la direction du mouvement absolu de l'Amérique du Sud (petites flèches blanches) sont indiquées (d'après Assumpção & Araujo, 1993).

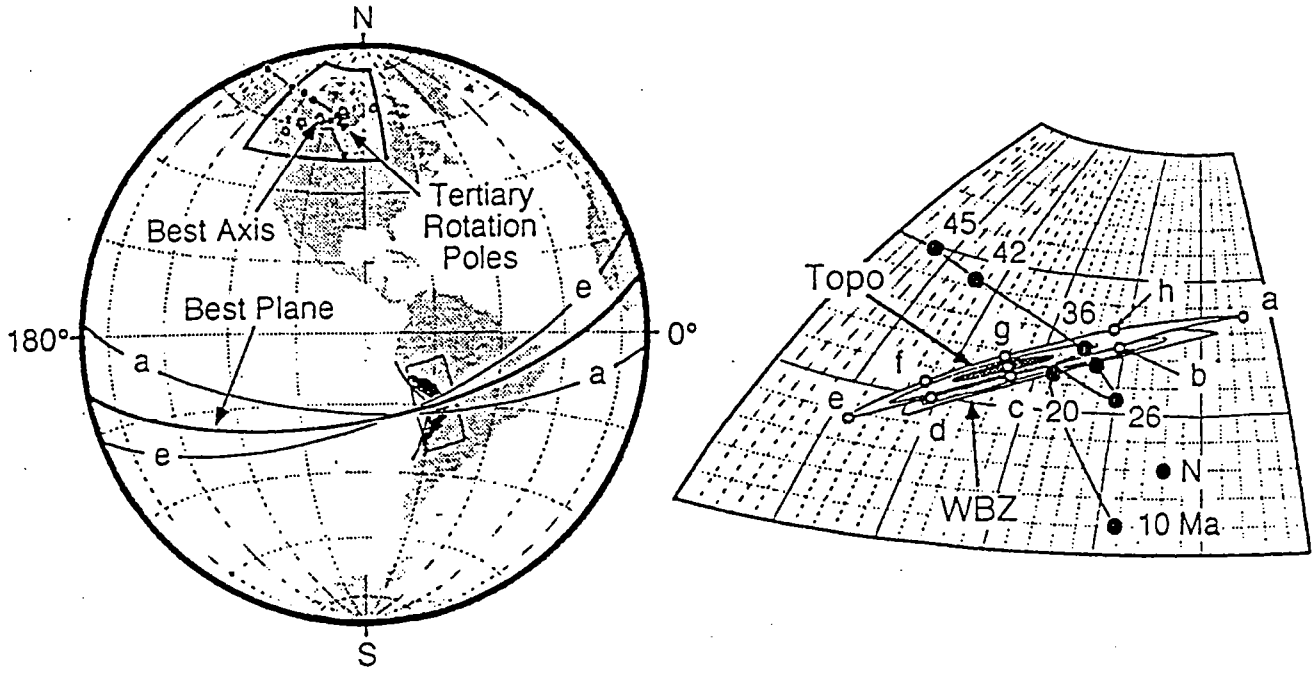


Figure I. 19 : Recherche des coordonnées des axes de symétrie optimales de la topographie des Andes Centrales et de la plaques océanique subductée sous-jacente. a) Carte de l'hémisphère occidental montrant les axes et les plans minimisant l'antisymétrie de la topographie des Andes Centrales. b) Les deux ensembles de contours des composantes antisymétriques moyennes montrent la distribution d'axes de symétrie raisonnablement bons pour la topographie et le plan de Waditi-Benioff (les valeurs des contours sont de 500/625/750 m pour la topographie et 1.6/2.0/2.4° pour le plan de Waditi-Benioff). Les ronds noirs montrent les positions successives des pôles de rotations relatives finis entre les plaques Nazca et Amérique du Sud entre 45 et 10 Ma (d'après Pardo-Casas & Molnar, 1987). Les axes de symétrie les meilleurs coïncident avec le pôle de rotation relative du Tertiaire moyen (apparemment stable entre 36 et 20 Ma) des deux plaques. N marque la position actuelle du pôle eulérien du système Nazca / Amérique du Sud (d'après DeMets et al., 1990). (d'après Gephart, 1994).

plateau (et de la topographie associée), mais également de sa croissance latérale favorisée par un régime des contraintes relativement neutre, au sein même du plateau, durant le Quaternaire (*Assumpção & Araujo, 1993*). Ainsi, le plateau serait plus la cause que le résultat de la sismicité actuellement enregistrée dans l'avant-pays de la chaîne (*Assumpção & Araujo, 1993*).

Dans la zone arrière-arc des Andes Centrales, l'orientation des contraintes compressives horizontales intracontinentales n'est pas nécessairement parallèle à la direction de convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud. Les données de mécanismes au foyer enregistrées dans l'avant-pays, montrent que la contrainte maximale horizontale actuelle adopte différentes orientations suivant sa position géographique par rapport à l'anomalie topographique que constitue la haute chaîne (*Assumpção & Araujo, 1993*). En outre, la restauration numérique en carte de la province des Sierras Pampeanas (*de Urreiztieta, 1996; de Urreiztieta et al., 1996b*) montre que deux champs de déformation distincts s'y superposent durant le Néogène. Ces différents champs de déformation résultent de l'interférence entre des forces engendrées par des phénomènes d'échelle globale, ici la convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud, et par des phénomènes d'échelle plus locale : la cinématique transpressive dextre de la TTZ (Tucumán Transfer Zone) et la croissance latérale vers le Sud-Est de la haute chaîne.

I.2.4. Bilan

Actuellement, la convergence relative entre la plaque océanique Nazca et la plaque continentale Amérique du Sud s'oriente suivant une direction N75°±5° à un taux d'environ 80 mm/an et reste globalement constante tout le long de la frontière entre les plaques. L'orientation de la convergence relative est stable depuis l'Eocène Moyen, le taux de convergence enregistre deux accélérations successives durant lesquelles il atteint 150 mm/an. La première se produit à l'Eocène Moyen entre 49.5 et 42 Ma et coïncide avec la phase *Inca* de l'orogenèse andine, la seconde se produit au Miocène Moyen et coïncide avec la phase *Quechua*. Les épisodes de convergence rapide entre les plaques favoriseraient l'établissement de contraintes compressives et le développement de phases tectoniques compressives au sein de la lithosphère continentale.

Le pendage du plan de Waditi-Benioff varie du Nord au Sud. Le panneau océanique plongeant est sub-horizontal et concave vers la surface sous les Andes péruviennes (2°-15°S) ainsi que sous les Andes chiliennes et argentines, au niveau des Sierras Pampeanas (27°-33°S). A l'aplomb du haut plateau, entre 15°S et 27°, ainsi qu'au

Sud de 33°S, le plan de Waditi-Benioff est penté d'environ 30°vers l'Est et présente une convexité dirigée vers la surface. La pente du panneau océanique plongeant et sa convexité accommoderaient la géométrie courbe de la limite entre les plaques Nazca et Amérique du Sud.

Le long de la marge occidentale de l'Amérique du Sud, le régime des contraintes est globalement compressif et la contrainte maximale horizontale s'oriente, en moyenne, suivant une direction E-O (*Zoback, 1992; Assumpção, 1992*). L'écart angulaire entre la contrainte horizontale maximale transmise à la lithosphère continentale et le vecteur de convergence relatif, les indices d'extension observés dans les hautes Andes péruviennes et dans une moindre mesure argentine, ainsi que la disposition radiale des contraintes compressives sur le flanc oriental de la chaîne impliquent que le couplage entre la plaque Nazca et la plaque Amérique du Sud n'est pas le seul mécanisme responsable de l'état des contraintes intraplaques.

I.3. Segmentation topographique, volcanique et structurale des Andes Centrales

Les relations spatiales qu'entretiennent la géométrie de la plaque subductée d'une part, et la segmentation topographique, volcanique et, dans une moindre mesure, structurale des Andes Centrales d'autre part, sont de premier ordre (*Barazangi & Isacks, 1976; Pilger, 1981; Allmendinger et al., 1983; Jordan et al., 1983; Isacks, 1988; Cahill & Isacks, 1992; Whitman, 1994; Whitman et al., 1996*). La segmentation de la chaîne serait, pour une large part, contrôlée par les variations latérales de pendage du plan de Waditi-Benioff (*Jordan et al., 1983*) et par les variations subséquentes de largeur et d'épaisseur du biseau asthénosphérique présent sous la lithosphère continentale (*Isacks, 1988*).

Entre 15°S et 27°S, à l'aplomb du segment de plaque océanique fortement penté vers l'Est, se développent, du volcanisme actif (post-Pliocène) au sein de la Cordillère Occidentale (Fig. I.10b), le haut plateau de l'Altiplano-Puna (Fig. I.10b), et dans l'avant-pays, les chaînes subandines caractérisées par une tectonique de type *thin-skinned* (Fig. I.2b). A l'inverse, au Nord de 15°S et au Sud de 27°S, à l'aplomb des segments de panneaux faiblement pentés à sub-horizontaux, existe une lacune de volcanisme actif (Fig. I.10b), le haut plateau se pince en une chaîne plus étroite (Fig. I.2a & b) et en bordure Sud de Puna, se développent les ceintures d'avant-pays du système de Santa

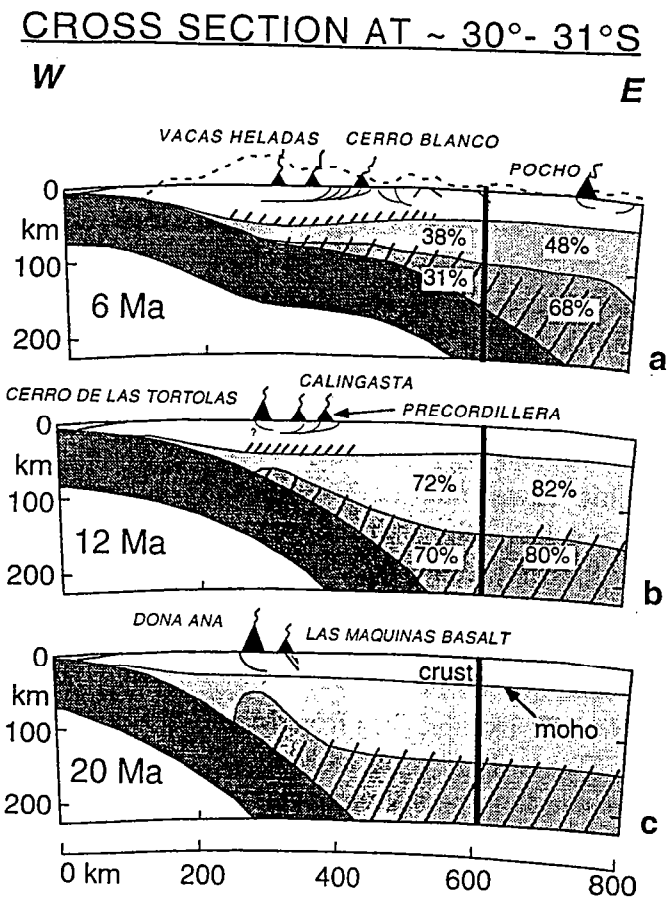
Bárbara et des Sierras Pampeanas, caractérisées par une tectonique de type *thick-skinned* (Fig. I.2b).

I.3.1. Segmentation topographique

La topographie des Andes Centrales se caractérise à la fois par sa géométrie arquée, concave vers l'Ouest et par la présence du haut plateau de l'Altiplano-Puna (Figs. I.1; I.2a). Le haut plateau s'étend sur une longueur de près de 2000 km et sur des largeurs atteignant 300 km en Bolivie. Son altitude moyenne, entre 13 et 29°S, est de 3.65 km (*Isacks, 1988*). L'aridité du climat des régions de hautes altitudes, préserve la topographie telle qu'elle a été façonnée par le magmatisme et la tectonique cénozoïque (*Isacks, 1988; Gephart, 1994; Allmendinger et al., 1997*). Au sein des différents segments du plateau, les altitudes moyennes, les reliefs locaux et la physiographie diffèrent significativement (Fig. I.2a). L'Altiplano est essentiellement constitué d'un grand bassin intramontagneux tandis qu'à travers la Puna argentine, des bassins fragmentés et plus petits affleurent. Ils sont séparés par des chaînons de socle, qui localement surplombent le plancher du plateau de près de 1000 à 1500 mètres (*Turner & Méndez 1979*). En outre, la Puna supporte de nombreux édifices volcaniques. Ces variations physiographiques se reflètent bien dans l'altitude moyenne des deux segments. L'Altiplano bolivien présente une altitude moyenne d'environ 3.8 km, tandis que celle de la Puna avoisine 4.4 km (*Whitman et al., 1996; Allmendinger & Gubbels, 1996; Allmendinger et al., 1997*). Cette distribution différentielle des altitudes est attribuée d'une part, à une évolution tectonique cénozoïque distincte entre les deux segments de plateau, et d'autre part, à l'amincissement du manteau lithosphérique sous la Puna (voir § I.4.2) (*Whitman, 1994; Whitman et al., 1992, 1996; Allmendinger et al., 1997*).

Les connections intimes entre la topographie de la chaîne et la géométrie de la plaque océanique subductée (Fig. I.10a & b) ont été quantifiées par Gephart (1994). La topographie des Andes Centrales et la zone de Waditi-Benioff sous-jacente sont remarquablement symétriques par rapport à un plan vertical unique orienté suivant une direction ENE et intersectant les côtes chiliennes à ~21°S (Fig. I.1 & Fig. I.19a). Le pôle de ce plan (axe de symétrie) se localise au point de coordonnées 63°N-113°O et coïncide spatialement avec le pôle de rotation finie du système Nazca / Amérique du Sud entre 36 et 20 Ma (Fig. I.19b). Ce plan de symétrie coïncide donc avec l'équateur eulérien du mouvement relatif entre les plaques Nazca et Amérique du Sud durant le Tertiaire Moyen. La symétrie des deux plaques suggère que les processus dynamiques liés à la subduction sont les facteurs majeurs contrôlant la distribution de la topographie dans les

a)



b)

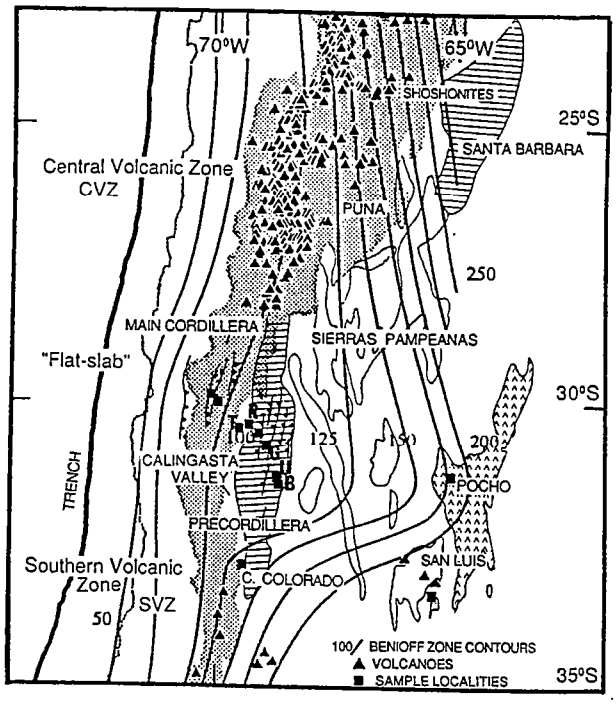


Figure I.20 : a) Carte de la partie Sud des Andes Centrales illustrant les relations spatiales qu'entretiennent la géométrie du plan de Waditi-Benioff et la présence ou non de volcanisme actif en surface. Les isobathes (en km) du panneau plongeant (courbes noires en gras) et la distribution des volcans post-Pliocènes (triangles noirs) illustrent la lacune de volcanisme actif à l'aplomb de la plaque subductée sub-horizontale. Les régions en grisés correspondent à des zones d'altitudes supérieures à 3000 mètres. Les carrés noirs représentent les localités d'échantillonnage (d'après Kay & Abruzzi, 1996). b) Coupes schématiques (modifiées d'après Kay et al., 1991) montrant l'horizontalisation progressive de la plaque Nazca autour de 30°-31°S. Au dessus du panneau océanique (gris foncé), sont représentés le manteau lithosphérique (gris clair) et le manteau asthénosphérique (gris foncé hachuré). Les triangles noirs et leurs tailles indiquent respectivement la localisation et le volume relatif de l'activité volcanique. Les pourcentages indiquent les quantités résiduelles de lithosphère continentale et d'asthénosphère par rapport au stade initial (20 Ma) (d'après Kay & Abruzzi, 1996).

Andes Centrales (*Gephart, 1994*) ou à l'inverse, que la distribution de la déformation continentale influe sur la géométrie de la plaque subductée. Les variations géologiques substantielles à travers la chaîne et le fort gradient climatique actuel, enregistré le long de son flanc oriental (fortes précipitations au Nord, climat désertique au Sud; *Masek et al., 1994*), ne perturbent pas significativement "l'ordre topographique" de la chaîne (*Gephart, 1994*).

I.3.2. Segmentation magmatique

La localisation des zones de volcanisme actif est fortement contrôlée par la géométrie du plan de subduction (Fig. I.10.b). Le volcanisme actif se développe à l'aplomb de segments de panneaux, plongeant d'une trentaine de degrés vers l'Est (entre 15° et 27°S et au Sud de 35°S), tandis qu'il est absent à l'aplomb des segments faiblement pentés à sub-horizontaux (au Nord de 15°S et entre 27°S et 33°S) (Fig. I.10b). La présence ou non de volcanisme à l'aplomb de la zone de subduction dépend essentiellement de l'épaisseur du biseau asténosphérique présent sous la lithosphère continentale. Des études pétrologiques, géochimiques et géochronologiques des roches volcaniques émises entre 28°S et 33°S permettent de proposer un modèle chronologique d'évolution de la géométrie de la plaque plongeante dans cette région (Fig. I.20a & b; *Kay et al., 1987, 1988, 1991; Kay & Abruzzi, 1996*). Entre 25-20 Ma, la géométrie du panneau océanique serait identique à celle actuellement observée à 35°S, dans l'actuel SVZ (*South Volcanic Zone*). Les magmas alors émis dans la Cordillère Principale (Fig. I.20a & b) résultent d'un processus "normal" de déshydratation de la plaque océanique causant la fusion du biseau asthénosphérique sus-jacent. Le processus d'horizontalisation de la plaque océanique s'initie autour de 20 Ma (Fig. I.20a & b). Il s'exprime par l'élargissement de l'arc magmatique à la Précordillère argentine vers l'Est. Entre 10 et 5 Ma l'horizontalisation s'achève avec l'extinction du volcanisme andésitique dans la Cordillère Principale à 10 Ma et l'extension de l'arc volcanique vers l'Est, jusqu'aux Sierras Pampeanas à ~7 Ma. Finalement l'arrêt généralisé de tout volcanisme dans la Cordillère Principale, la Précordillère et les Sierras Pampeanas autour de 4.7 Ma marque le stade final du processus d'horizontalisation. En l'espace de 20 Ma, les épaisseurs du biseau asthénosphérique et du manteau lithosphérique se réduisent considérablement (Fig. I.20b) et les conditions nécessaires à la genèse de magmas dans ces régions ne sont plus réunies (*Kay et al., 1987, 1988, 1991; Kay & Abruzzi, 1996*).

I.3.3. Variations du style tectonique dans les chaînes d'avant-pays

Les unités internes des Andes Centrales (Altiplano-Puna et Cordillère Orientale) sont globalement caractérisées par une tectonique de socle. En revanche, le style structural des ceintures plissées de l'avant-pays varie considérablement du Nord au Sud (*Allmendinger et al., 1983; Allmendinger & Gubbels, 1996; Baby et al., 1989; Kley, 1998*). Ces variations du style structural ont longtemps été attribuées aux variations de pentes du plan de Waditi-Benioff sous la chaîne (*Jordan et al., 1983*) puisque géographiquement, les unes coïncident avec les autres. Cependant, les mécanismes suivant lesquels le pendage du panneau océanique plongeant contrôlerait le style structural des chaînes d'avant-pays restent très mal connus. Des facteurs comme la paléogéographie pré-andine et les variations de la rigidité flexurale de la lithosphère en bordure orientale de chaîne exercent clairement un contrôle sur le style tectonique des chaînes d'avant-pays.

I.3.3.1. Variation du style tectonique des ceintures d'avant-pays

Au Nord de 24°S, les chaînes subandines de Bolivie flanquent la Cordillère Orientale à l'Est. Elles se développent au sein d'une épaisse séquence sédimentaire (> 10km) cambrienne à néogène et se caractérisent par une tectonique de type *thin-skinned* (Fig. I.21a & b; *Mingramm et al., 1979; Roeder, 1988; Baby et al., 1989, 1992, 1994, 1995; Sheffels, 1990; Kley & Reinhardt, 1994; Dunn et al., 1995; Roeder & Chamberlain, 1995, Kley et al., 1996; Schmitz & Kley, 1997*). La couverture s'y détache du socle sous-jacent par l'intermédiaire de plusieurs niveaux de décollements localisés dans des niveaux de shales siluriens, dévoniens et permiens (*Baby et al., 1995; Kley, 1996*). Le développement de ce style structural est conditionné par la présence d'une couverture sédimentaire assez épaisse, antérieure à la déformation néogène, par la présence de niveaux de décollement potentiels et d'un socle rigide pouvant être chevauché (*Kley, 1998*). Les quantités de raccourcissement horizontal encaissées par ce type de ceinture sont significatives par rapport à leur taille initiale et équilibrent les chevauchements de lames de socle dans la Cordillère Orientale, plus à l'Ouest (Fig. I.21b) (*Kley et al., 1996; Kley, 1998*). Les quantités de raccourcissement horizontal documentées dans les chaînes subandines de Bolivie varient entre 100 et 135 km au Nord et à l'apex du coude de Santa Cruz de la Sierra (*Baby et al., 1995, 1997; Roeder & Chamberlain, 1995; Dunn et al., 1995*). Elles décroissent vers le Sud et des valeurs comprises entre 85 et 60 km sont reportées dans le Nord-Ouest argentin (*Baby et al., 1997; Mingramm et al., 1979; Allmendinger et al., 1983*).

Au Sud de 24°S, les chaînes subandines disparaissent, le système de Santa Bárbara et les Sierras Pampeanas se développent alors successivement (Fig. I.21a,c & d) (*Mingramm et al., 1979; Russo & Serriatto, 1979; Jordan & Alonso, 1987*; *Grier et al;, 1991; Jordan & Allmendinger, 1986; de Urreiztieta et al., 1996a; de Urreiztieta, 1996*). Ces deux systèmes chevauchants sont caractérisés par une tectonique de type *thick-skinned* (Fig. I.21a, c & d) (*Allmendinger et al., 1983; Jordan & Allmendinger, 1986; Grier et al., 1991; de Urreiztieta et al., 1996a; De Urreztieta, 1996*). Les chevauchements affectent le socle précambrien, traversent une grande partie de la croûte et s'enracinent probablement sur un niveau de décollement intra-crustal, à l'interface fragile-ductile, entre 10 et 20 km de profondeur (*Jordan & Allmendinger, 1986; Grier et al., 1991; de Urreiztieta et al., 1996a; de Urreiztieta, 1996; Kley, 1998*). Pour des raisons purement géométriques, ces ceintures produisent peu de raccourcissement horizontal, les failles étant fortement pentées probablement jusqu'à des profondeurs importantes (*Kley, 1998*). Le système de Santa Bárbara enregistre environ 30 km de raccourcissement néogène à 25°S (*Grier et al., 1991*) et les Sierras Pampeanas entre 10 et 20 km (*Allmendinger et al., 1990*).

La quantité de raccourcissement horizontal décroît depuis les chaînes subandines au Nord, vers les Sierras Pampeanas au Sud. Cette tendance se retrouve à l'échelle de toute la chaîne. Dans les Andes Centrales, les plus grandes quantités de raccourcissement sont observées à l'apex de l'orocline bolivien, à l'endroit où la chaîne est la plus large, pour décroître symétriquement vers le Nord et le Sud (*Isacks, 1988*).

I.3.3.2. Influence de la paléogéographie sur les variations du style tectonique

La variation du style de la déformation dans les ceintures d'avant-pays se corrèle avec de profondes variations des unités paléogéographiques pré-andines (Fig. I.22; *Allmendinger et al., 1983; Baby et al., 1989; Allmendinger & Gubbels, 1996; Allmendinger et al., 1997; Kley, 1998*). Au Néogène, les chaînes subandines de Bolivie se développent au sein d'une épaisse séquence cambro-carbonifère (Fig. I.22) qui s'est déposé successivement le long d'une marge passive et dans un bassin d'avant-pays (*Coira et al., 1982; Allmendinger et al., 1983; Bahlburg, 1991; Bahlburg & Breikreutz, 1991; Bahlburg & Furlong, 1996*). Elles disparaissent aux alentours de 24°S alors que les séries paléozoïques se biseautent brusquement et butent contre l'épaule septentrionale d'une des branches du rift crétacé de Salta (Fig. I.22) (*Allmendinger et al., 1983; Allmendinger & Gubbels, 1996; Kley, 1998*). Le système de Santa Bárbara apparaît alors entre 24° et 26°S et affecte la couverture sédimentaire crétacée préexistante ainsi que le socle paléozoïque et précambrien sous-jacent (Figs. I.21c &

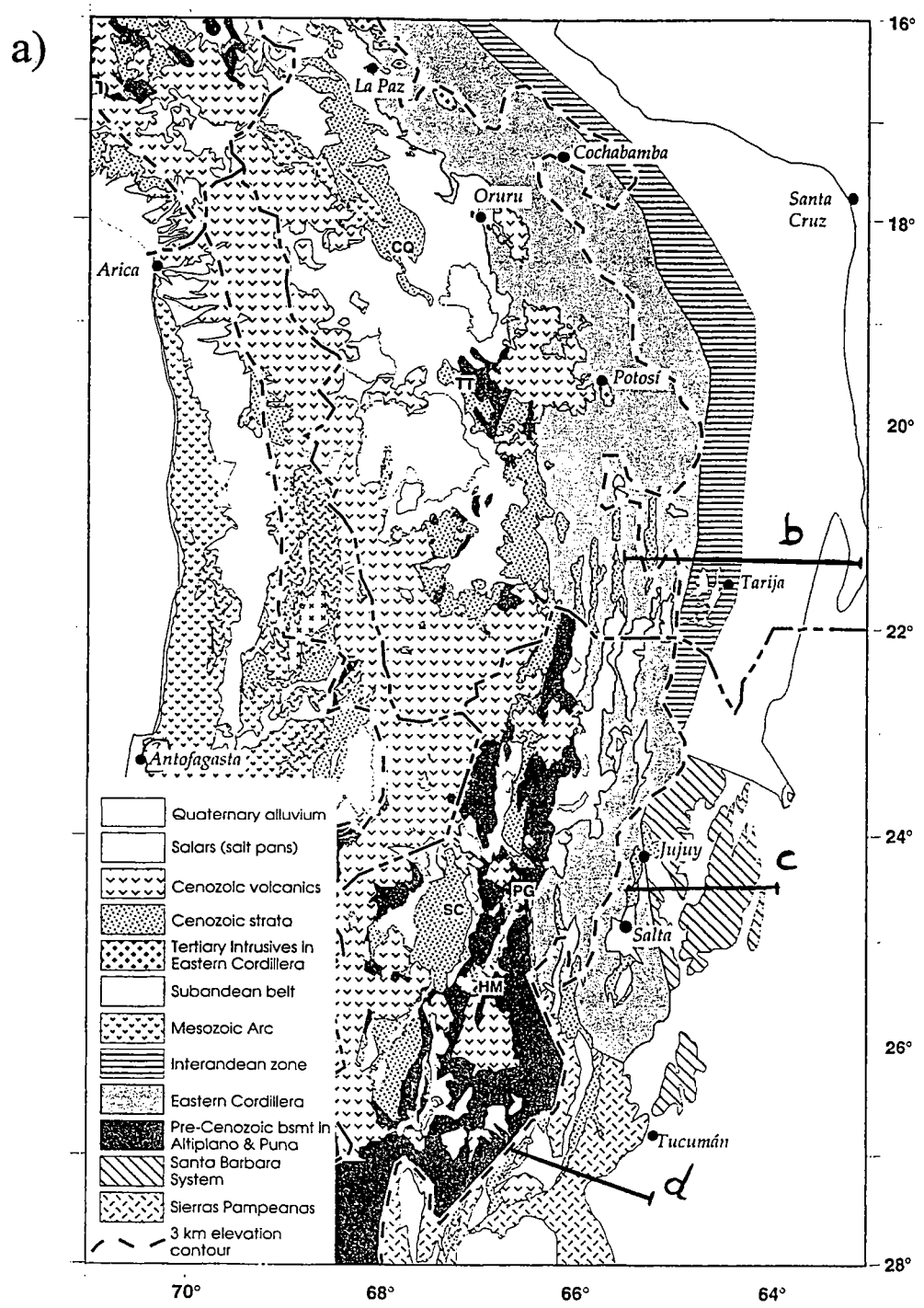
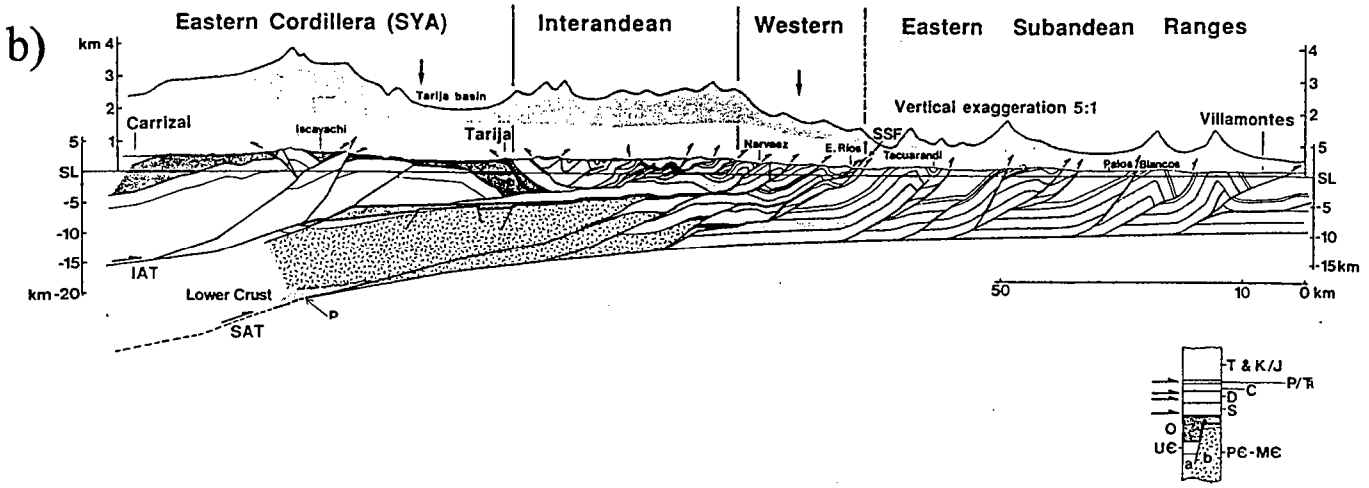
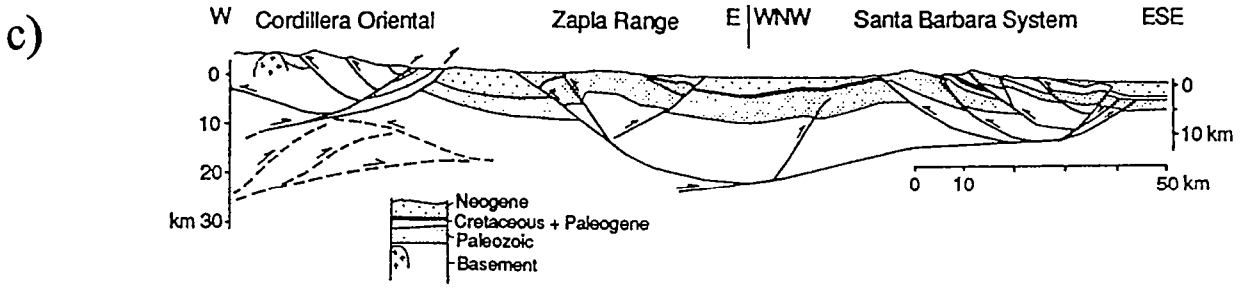


Figure I.21 : Carte et coupes illustrant les variations du style tectonique dans l'avant-pays andin. a) Carte géologique simplifiée des Andes Centrales. Les unités morpho-structurales de l'avant-pays sont reportées (d'après Allmendinger et al., 1997). b) Coupe géologique au Sud de la Bolivie (21°15'S) (pour localisation voir Fig. I.21a). Le profil topographique au-dessus de la coupe a une exagération verticale de 5:1. Les flèches accolées à la colonne stratigraphique, en bas à droite, indiquent les niveaux de décollement. (T & K/J : Tertiaire + Crétacé/Jurassique; P/Tr : Permien + Trias; C : Carbonifère; D : Dévonien; S : Silurien; O : Ordovicien; Ue : Cambrien Supérieur; Pe-Me : Protérozoïque Supérieur à Cambrien Moyen; a : sédiments anchimétamorphiques; b : roches intrusives et métamorphiques). Les chaînes subandines à l'Est, se développent au sein d'une épaisse séquence sédimentaire paléozoïque désolidarisées du socle par un détachement majeur, le SAT (subandean thrust). Elles sont caractéristiques d'une tectonique de type thin-skinned (D'après Schmitz & Kley, 1997, modifié d'après Kley et al., 1996). c) Coupe du système chevauchant de Santa Bárbara, dans le Nord Ouest de l'Argentine (pour localisation voir Fig. I.21a). Les chevauchements affectent à la fois la couverture sédimentaire cénozoïque et crétacée mais aussi le socle paléozoïque sous-jacent. Ce système est caractéristique d'une tectonique de type thick-skinned (d'après Kley, 1998). d) Coupe de la partie Nord des Sierras Pampéanas (pour localisation voir Fig. I.21a). Les chaînons de socle cristallin précambrien alternent avec des bassins compressifs néogènes. Ce système est caractérisé par une tectonique de type thick-skinned, les chevauchements majeurs affectant essentiellement le socle (d'après de Urreiztieta, 1996).





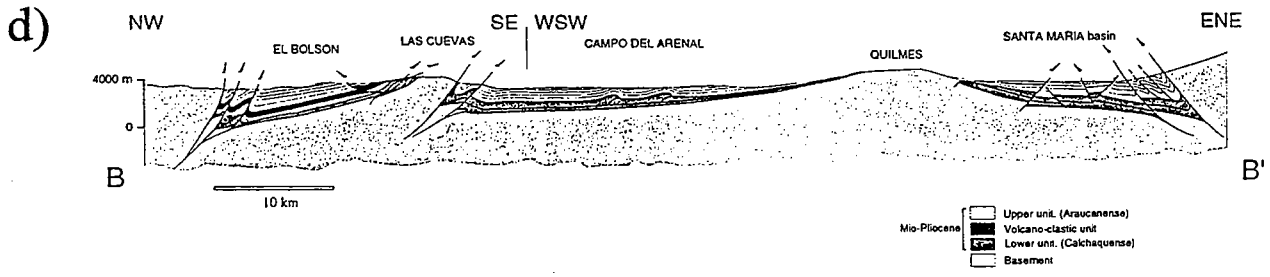


Figure I.21 : (fin).

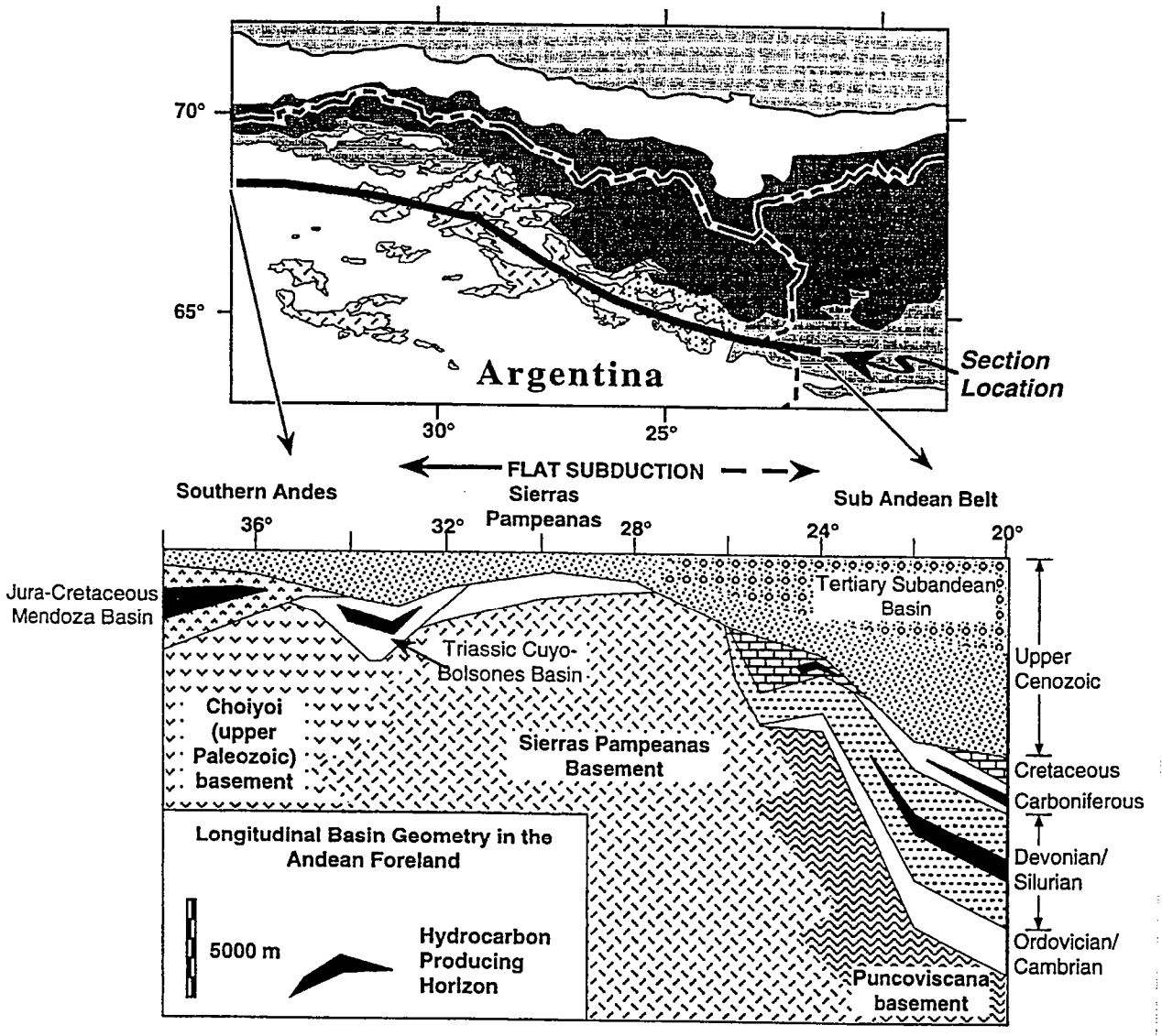


Figure I.22 : Séquence stratigraphique longitudinale simplifiée de l'avant-pays des Andes Centrales entre 20° et 38°S. Le trait de coupe est indiqué en gras sur le carte. Les chaînes d'avant-pays développent des styles tectoniques distincts en fonction des variations de la paléogéographie anté-andine (d'après Allmendinger & Gubbels, 1996).

I.22) (*Grier et al., 1991*). Vers le Sud, la couverture sédimentaire crétacée disparaît à son tour et les Sierras Pampeanas se développent durant le Néogène, dans une région ou le socle cristallin précambrien sub-affleurerait depuis environ 200 Ma (*Jordan et al., 1989*).

I.3.3.3. Influence de la rigidité flexurale lithosphérique

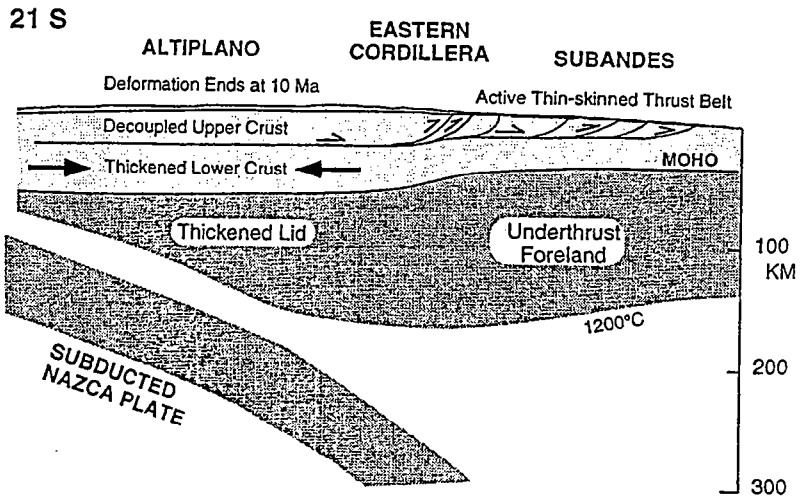
La rigidité flexurale de la lithosphère continentale dépend de son épaisseur et varie le long du flanc oriental du haut plateau (*Watts et al., 1995; Whitman, 1994; Whitman et al., 1996;* pour plus de détails sur la structuration lithosphérique, voir § I.4.3). Dans la branche Sud des Andes Centrales, elle décroît depuis la Bolivie au Nord, vers l'Argentine au Sud. La rigidité flexurale de la lithosphère continentale serait un des facteurs déterminant le style de la déformation dans les chaînes d'avant-pays. Une rigidité flexurale élevée (Te> 25 km, Te : épaisseur élastique) permettrait le développement de ceintures de type *thin-skinned* à l'aplomb d'un décollement basal, comme c'est le cas dans les chaînes subandines de Bolivie (Fig. I.23a; *Watts et al., 1995; Whitman et al., 1996*). A l'inverse, une faible rigidité flexurale (Te< 25 km) favoriserait le développement d'un style tectonique de type *thick-skinned*, tel qu'il est observé au niveau du système de Santa Bárbara et les Sierras Pampeanas (Fig. I.23b).

Les différents styles structuraux observés dans l'avant-pays andin sont inégalement efficaces en terme de raccourcissement horizontal. Les hétérogénéités structurales et stratigraphiques héritées doivent être la raison principale des variations du style structural et des quantités de raccourcissement observées à travers l'orogène (*Kley, 1998*). Ce modèle contraste avec les modèles d'affaiblissement thermique d'une plaque homogène comme étant le principal facteur gouvernant la localisation de la déformation dans les Andes Centrales (*voir § I.5; Isacks, 1988; Wdowinsky & Bock, 1994*).

I.4. Développement et dynamique du haut plateau Andin

L'Altiplano-Puna s'étend sur près de 2000 km de long et 300 km de large, à une altitude moyenne de 3.65 km (Figs. I.1 & I.2a; *Isacks, 1988*). C'est le plus vaste haut plateau sur terre, associé à du volcanisme actif. Sa topographie serait majoritairement acquise entre le Cénozoïque Supérieur (post- 30 Ma) et l'actuel avec une accélération au Miocène Supérieur (*Jordan & Alonso, 1987; Jordan & Gardeweg, 1989; Sempere et al., 1990, Vandervoort et al., 1995*). A la différence du plateau tibétain, l'Altiplano-Puna se

a)



b)

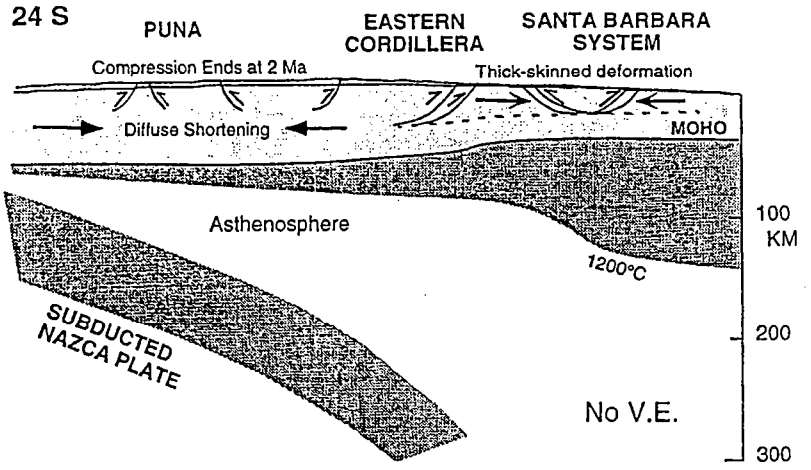


Figure I.23 : Modèle tectonique reliant la formation du haut plateau, la segmentation structurale de l'avant-pays et l'épaisseur lithosphérique. a) Sous l'Altiplano et dans l'avant-pays bolivien, le bouclier brésilien subducte vers l'Ouest et la rigidité flexurale élevée de la lithosphère permettrait le développement des chaînes subandines de type thin-skinned (Whitman, 1994; Whitman et al., 1996; Watts et al., 1995). b) A l'inverse, sous la Puna argentine, la lithosphère est amincie par des processus de délamination lithosphérique et les chaînes d'avant-pays du système de Santa Bárbara sont de type thick-skinned (d'après Whitman et al., 1996).

développe dans un contexte géodynamique de marge active ne faisant pas intervenir de collision intercontinentale (*Dewey & Bird, 1970; James, 1971b, Jordan & Gardeweg, 1989*) et son origine est longtemps restée controversée. En effet, les conditions aux limites du système doivent permettre à la fois le soulèvement mais aussi le maintien à haute altitude d'un plateau d'une superficie de près de 500 000 km^2.

La topographie des Andes Centrales serait la conséquence de la présence d'une croûte anormalement épaisse sous la chaîne et de structures lithosphériques (thermiques) particulières (voir § I.4.1.1 & § 1.4.2). Les Andes Centrales étant associées à une forte activité magmatique et volcanique, les premiers modèles proposent que l'épaississement crustal sous le plateau soit le résultat de processus d'addition magmatique de matériel mantellique à la croûte (*Thorpe et al., 1980, 1981, James, 1971a*). Cependant, des travaux plus récents et actuels s'accordent à montrer que l'épaississement crustal sous les Andes Centrales résulte, pour une grande part, de processus d'épaississement d'origine tectonique (*Allmendinger et al., 1983; Lyon-Caen et al., 1985; Roeder, 1988; Isacks, 1988; Sheffels, 1990; Sempere et al., 1990; Baby et al., 1992; Gubbels et al., 1993; Schmitz, 1994; Kley & Reinhardt, 1994; Dunn et al., 1995; ; Roeder & Chamberlain, 1995; Kley et al., 1996; Schmitz & Kley, 1997; Lamb & Hoke, 1997*)

I.4.1. Epaisseur crustale sous les Andes Centrales. Contribution des processus d'épaississement tectonique et d'addition magmatique.

I.4.1.1. Epaisseur crustale sous les Andes centrales

Les premières estimations de l'épaisseur crustale sous les Andes péruviennes (*James, 1971a*) par l'interprétation d'ondes de surfaces suggèrent que la croûte excède une épaisseur de 50 km sous les Cordillères Orientale et Occidentale du Pérou (Fig. I.24). Des données de sismique réfraction permettent d'estimer l'épaisseur de la croûte sous les bordures du haut plateau (Cordillères Occidentale et Orientale), cependant, sous le plateau lui-même, la profondeur du moho est indétectable en raison du caractère hautement atténuant de la croûte (*Ocola & Meyer, 1972; Wigger et al., 1994*). Des enregistrements larges bandes de sources de séismes obtenus récemment (projet BANJO : *Broad Band Andean Joint* et projet SEDA: *Seismic Exploration of the Deep Altiplano*) permettent de résoudre ce problème d'atténuation (*Beck et al., 1996*). Les données estiment que la croûte atteint des épaisseurs de 70 km et très localement de 80 km sous les Andes Centrales et se réduit à 35-40 km dans l'avant-pays (Fig. I.24*) (Wigger et al., 1994; Zandt et al., 1994, 1996; Beck et al., 1996*). La modélisation de données

gravimétriques collectées au Pérou (*Fukao et al., 1989; Kono et al., 1989*) et sous le haut plateau (*Götze et al., 1994; Götze & Kirchner, 1997*) sont compatibles avec ces résultats. Sous l'Altiplano, la croûte présente une épaisseur de 60-65 km et elle atteint 70-74 km sous les Cordillères Occidentale et Orientale (*Beck et al., 1996*). Des zones de haute conductivité suggèrent que le croûte inférieure est affaiblie et contient des zones partiellement fondues ou riches en fluides (*Schwarz et al., 1994, Schmitz et al., 1997*).

I.4.1.2. Contribution des processus d'épaississement tectonique et d'addition magmatique

Les coupes équilibrées sont utilisées afin d'illustrer la distribution du raccourcissement crustal à travers la chaîne et d'estimer sa contribution à l'épaississement crustal. Dans les Andes Centrales, ces coupes s'orientent suivant une direction ~ E-O, perpendiculairement aux structures majeures et se localisent à l'apex de l'orocline bolivien, ou à son voisinage, c'est-à-dire à l'endroit ou la chaîne est la plus large (Fig. I.2a).

Roeder (1988) estime un raccourcissement horizontal de 230 km dans la région arrière-arc nord bolivienne (15°S) et l'interprète comme résultant principalement d'un grand détachement intracrustal. Il attribue 10% du volume crustal total à des processus d'addition magmatique (Fig. I.25a). Le long d'un transect incluant l'Altiplano et les chaînes subandines en Bolivie Centrale (18°S), Sheffels (1990) calcule une quantité de raccourcissement minimal de 210 km, en considérant une épaisseur crustale initiale de 40 km et attribue 1/3 de l'épaississement crustal à de l'addition magmatique localisé dans l'arc volcanique (Fig. I.25b). Isacks (1988) suggère que le taux de raccourcissement nécessaire pour rendre compte de l'épaisseur crustale est de 230 km. Ce raccourcissement s'initierait au sein d'une lithosphère continentale préalablement affaiblie thermiquement et affecterait principalement la croûte inférieure ductile. Il considère une épaisseur crustale initiale de 40 km et estime que le raccourcissement calculé suffit à rendre compte de l'épaisseur crustale observée. Pour tous ces calculs de surfaces équilibrées, les volumes crustaux de références sont ceux fournis par James (1971a).

Les données géophysiques publiées durant les années 90 (voir § I.4.1.1) ont récemment permis à plusieurs auteurs de proposer des coupes mieux contraintes. Schmitz (1994), propose une coupe à travers la chaîne à 21°S (Fig. I.25c) et calcule un raccourcissement horizontal de 320 km depuis le Crétacé Supérieur. Il estime que ce raccourcissement ne rend compte que de 80% du volume crustal observé. Les lacunes se

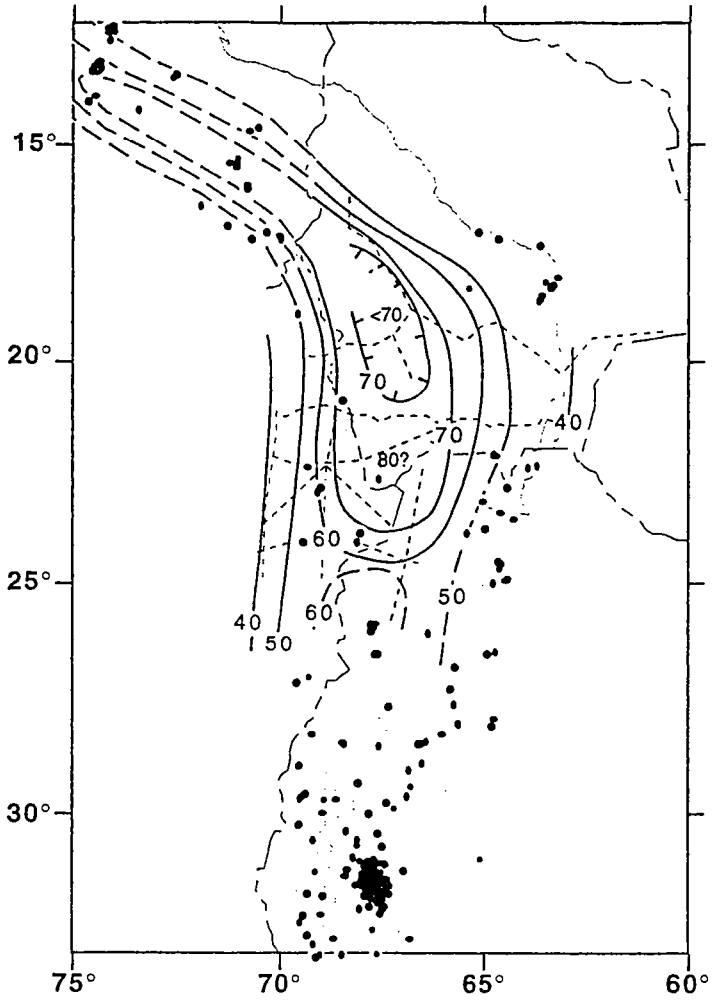
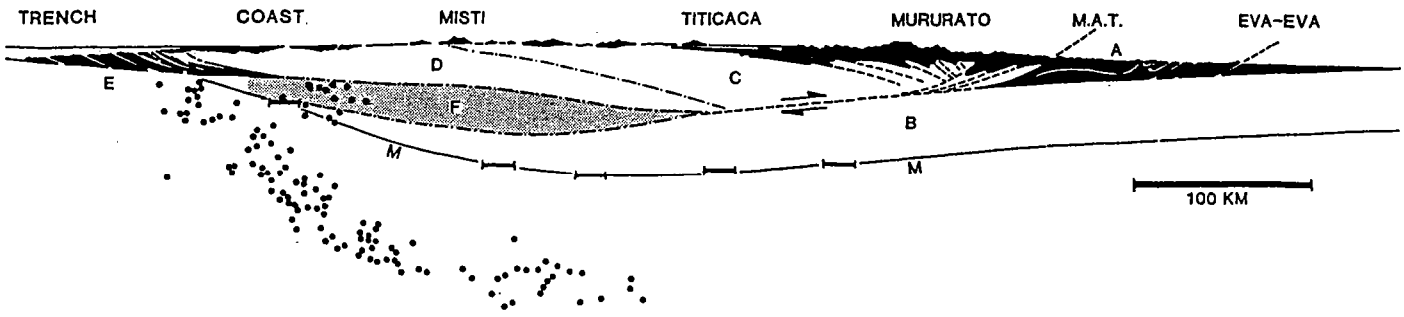


Figure I.24 : Sismicité crustal à des profondeurs inférieures à 60 km dans les Andes Centrales, à l'Est de l'isobathe 75 km du plan de Waditi-Benioff. Noter la quasi-absence de sismicité sous le haut plateau. Les contours du Moho proviennent d'une compilation de données de types et de qualités différentes. Les contours en trait continus sont tirés de données de sismique réfraction (Wigger et al., 1994) et d'enregistrements large bande (Zandt et al., 1994; Beck et al., 1996). Les petits pointillés indiquent la localisation des dispositifs utilisés. Les contours du Moho reportés en larges pointillés dans le Nord de la Bolivie et au Pérou proviennent de James (1971a) et dans la Puna australes de Götze et al., (1994) (d'après Allmendinger et al., 1997).

a)



b)

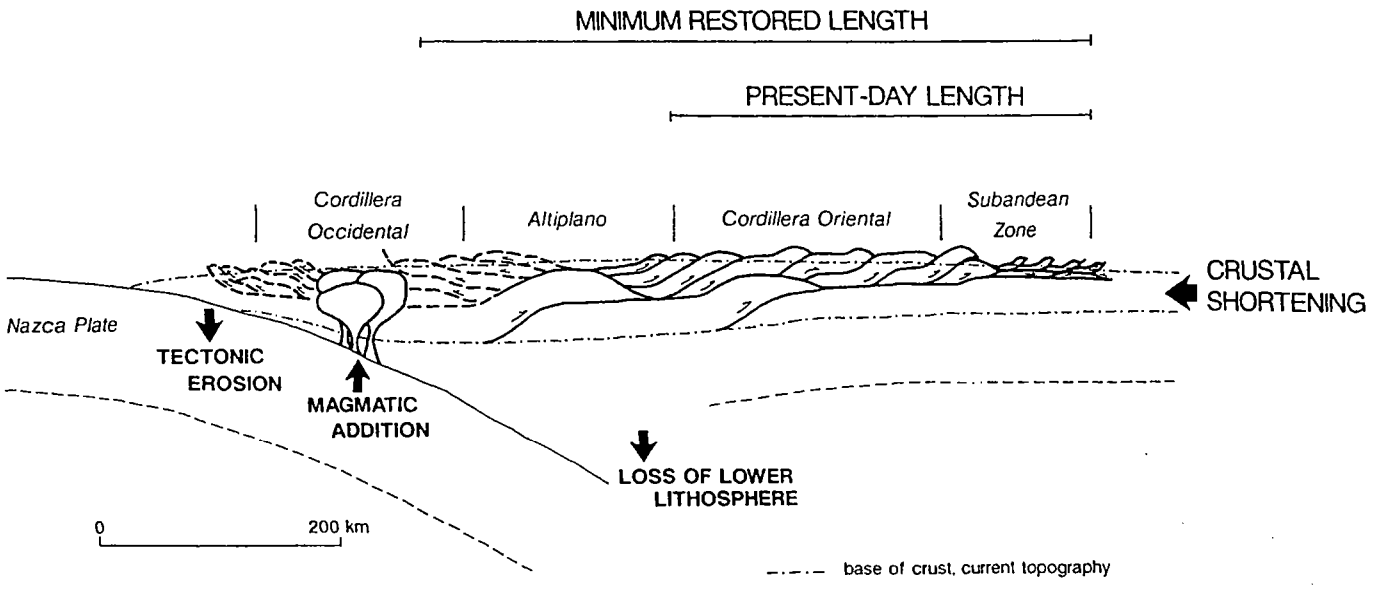
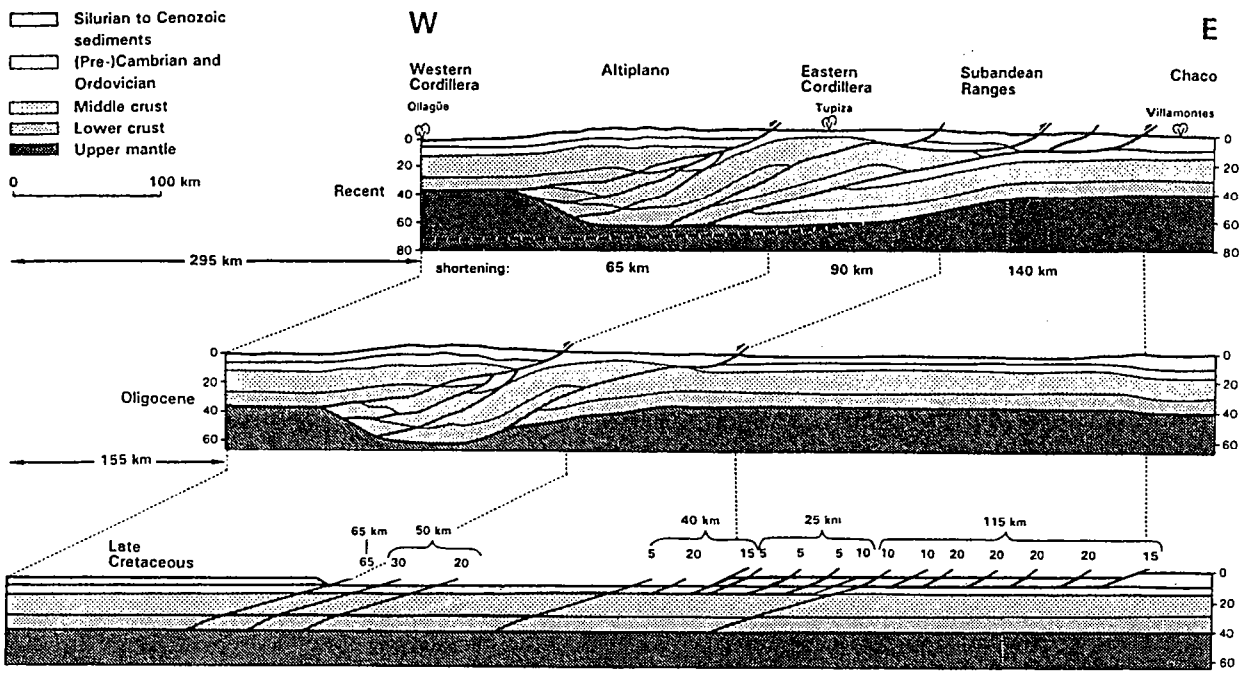


Figure I.25 : Coupes équilibrées d'échelle crustale à travers les Andes Centrales estimant la contribution du raccourcissement horizontal à l'épaisseur crustale. a) Coupe à travers le Nord de la Bolivie (15°S). Les zones en noir correspondent aux sédiments phanérozoïques dans la Cordillère Orientale, aux roches volcaniques et au prisme d'accrétion néogènes le long de la marge chilienne. L'essentiel du raccourcissement horizontal résulterait d'un grand chevauchement crustal à vergence Est et est estimé à 230 km. La zone en gris (F) correspond au volume crustal accreté par des processus d'addition magmatique. M : indique la position du Moho (James, 1971a; d'après Roeder, 1988). b) Coupe à travers la Bolivie Centrale (18°S). La quantité de raccourcissement horizontal est estimée à 210 km et les processus d'addition magmatique se cantonnent à l'arc volcanique (d'après Sheffels, 1990). c) Coupe à travers le Sud de la Bolivie. Le raccourcissement horizontal Cénozoïque est estimé à ~ 300 km. La ligne en pointillé correspond au Moho (d'après Schmitz, 1994). d) Coupes de part et d'autre de l'orocline bolivien illustrant la distribution du raccourcissement tectonique néogène. Les quantités de raccourcissement sont estimées à 191 km au Nord et 231 km au Sud. Des mécanismes d'underplating sont proposés pour rendre compte de l'épaisseur crustale sous l'Altiplano (d'après Baby et al., 1997).

c)



d)

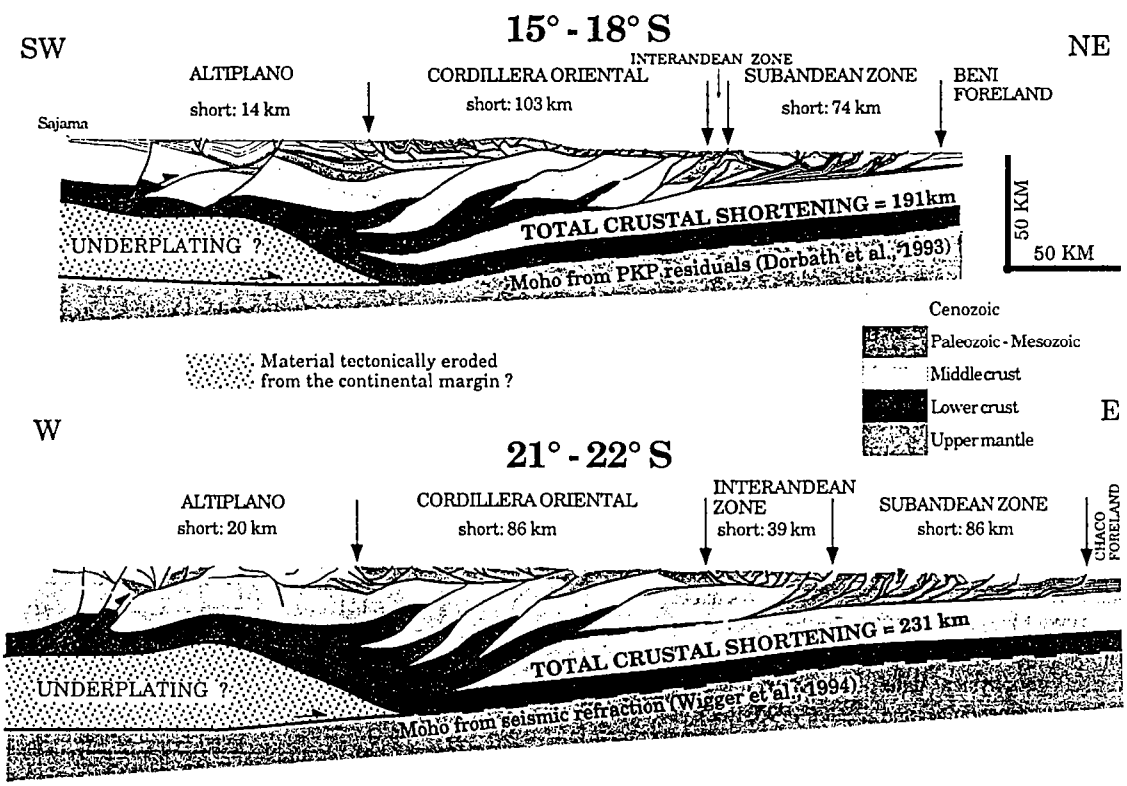


Figure I.25 : (fin).

localisent dans la région avant-arc et sous la Cordillère Occidentale (arc magmatique). Un mécanisme de sous-plaquage (*underplating*) de matériel marginal tectoniquement érodé est proposé pour la région avant-arc et des processus d'addition magmatique de produits dérivés de la déshydratation de la lithosphère océanique subductée et du biseau asténosphérique permettraient de rendre compte des 70 km de croûte observés sous l'arc magmatique (*Schmitz, 1994*).

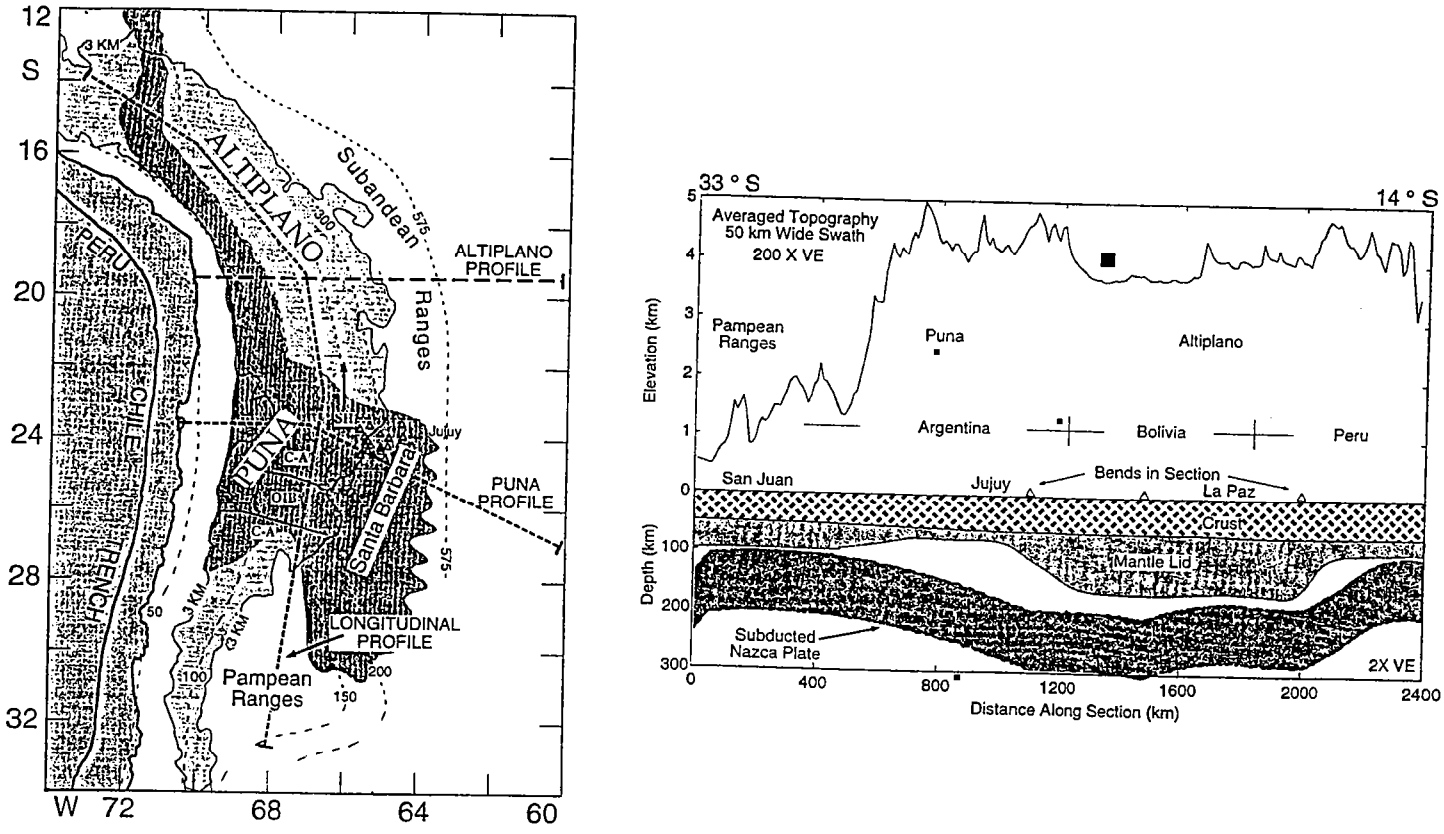
Deux coupes construites de part et d'autre de l'orocline bolivien (Fig. I.25d) (*Baby et al., 1997*) permettent d'estimer des quantités de raccourcissement néogène d'environ 191 km entre 15-18°S et 231 km à 21-22°S, à partir d'une épaisseur crustale initiale de 35-40 km. Dans cette région, l'augmentation du raccourcissement vers le Sud coïncide, d'une part, avec l'augmentation dans la même direction de l'épaisseur crustale sous la Cordillère Orientale (*Beck et al., 1996*) et d'autre part, avec l'élargissement de la chaîne (Fig. I. 25d) (*Baby et al., 1997*). Les quantités de raccourcissement horizontal sont insuffisantes pour rendre compte de l'épaississement crustal sous l'Altiplano et l'arc magmatique (*Baby et al., 1997*). Les auteurs estiment que les quantités de raccourcissement enregistrées à travers la chaîne durant le Cénozoïque Inférieur sont négligeables. En outre, ils rejètent l'hypothèse d'une quelconque addition magmatique et proposent des processus d'*underplatting* efficaces depuis l'arc magmatique jusque sous l'Altiplano pour rendre compte de l'épaisseur crustal (Fig. I.24d).

Ces coupes équilibrées à travers les Andes Centrales montrent que les quantités de raccourcissement horizontal estimées varient entre 200 et 300 km au niveau des Andes boliviennes. En outre, les quantités de raccourcissement horizontal sont insuffisantes pour rendre compte de l'épaisseur crustale observée et des phénomènes d'addition magmatique et/ou d'*underplating* sont proposés. Cependant, en ce qui concerne l'estimation du raccourcissement à travers les Andes Centrales, deux problèmes persistent (1) l'épaisseur crustale initiale (i.e. anté-compression andine) reste mal contrainte; (2) la chronologie de la déformation et l'initiation d'un raccourcissement crustal dans la région arrière-arc reste un point de désaccord important entre les auteurs. Tandis que certains auteurs rapportent des quantités de raccourcissement non négligeables durant le Cénozoïque Inférieur (*Schmitz, 1994; Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997*), d'autres auteurs considèrent que la déformation actuellement observée résulte uniquement de la phase Quechua (Néogène) de l'orogenèse andine (*Isacks, 1988; Baby et al., 1997; Okaya et al., 1997*).

I.4.2. Structure de la lithosphère continentale

L'atténuation des ondes P et S de hautes fréquences permet de déterminer la géométrie des structures lithosphériques et thermiques du manteau supérieur. La profondeur d'atténuation détermine l'épaisseur de la lithosphère (*Whitman et al., 1992*). Au niveau de l'Altiplano, les zones de haute atténuation se confinent dans les régions de volcanisme actif le long de la Cordillère Occidentale. En revanche, sous la Puna elles se localisent sous tout le plateau et s'étendent plus à l'Est, sous le système chevauchant de Santa Bárbara (Fig. I.26a). Les variations d'atténuation des ondes P et S de hautes fréquences traduisent l'amincissement de la lithosphère sous le haut plateau andin, depuis le Nord vers le Sud (Fig. I.26b; Fig. I.23a & b) (*Whitman, 1994; Whitman et al., 1992, 1996*). La distribution du volcanisme basique (<60% SiO2) récent corrobore cette interprétation (*Kay & Kay, 1993; Kay et al., 1994*). A travers l'Altiplano et le Nord de la Puna, les centres volcaniques basiques sont constitués de laves shoshonitiques, c'est-à-dire composées d'une faible fraction de manteau lithosphérique fondu (*Kay & Kay, 1993; Kay et al., 1994*). Vers le Sud, le volume des centres volcaniques augmente et la composition des laves émises change progressivement (Fig. I.26a). D'une composition shoshonitique au Nord, elles passent à une composition calco-alcaline puis de type *OIB* (*Oceanic Island Basalt*) puis à nouveau calco-alcaline vers le Sud (Fig. I.26a). La transition d'une composition shoshonitique à une composition de type OIB témoigne d'une augmentation progressive du pourcentage de fusion du manteau et d'une baisse des composantes en lithosphère enrichie (*Kay & Kay, 1993; Kay et al., 1994)*. En outre, les centres volcaniques les plus larges se localisent à l'aplomb d'une zone de lacune sismique au sein de la plaque océanique subductée (voir § I.2.2.2) et reflètent des températures anormalement élevées au sein du biseau asténosphérique (*Fielding, 1989; Knox et al., 1989; Coira et al., 1993; Kay & Kay, 1993; Kay et al., 1994*). Ces résultats sont compatibles, d'une part avec une baisse générale de l'épaisseur lithosphérique depuis le Nord vers le Sud et d'autre part avec une augmentation de la température dans le biseau asténosphérique.

A travers l'Altiplano bolivien et la Puna, l'analyse des isotopes de l'hélium sur des prélèvements d'eau et de gaz dans des sources hydrothermales rapportent des signatures anormalement élevées en ^{3}He par rapport à ceux classiquement dérivés d'une croûte continentale (*Hilton et al., 1993; Hoke et al., 1994a & b, Lamb & Hoke, 1997*). Cette anomalie est détectée depuis l'arc magmatique à l'Ouest, se prolonge sous l'Altiplano et disparaît au niveau de la Cordillère Orientale. Elle résulte de processus de fusion mantellique et illustre l'épaississement de la lithosphère continentale depuis l'Ouest



a) b)

Figure I.26 : a) Carte des zones de haute atténuation sismique (gris foncé) localisées entre la plaque subductante Nazca et la plaque continentale chevauchante (d'après Whitman et al., 1992). Les zones d'altitudes supérieures à 3000 m sont reportées (gris clair). Les sigles correspondent aux variations de composition des laves arrière-arc le long de la chaîne (d'après Kay & Kay, 1993). (SH : shoshonitique; C-A : calco-alcalin). b) Coupe longitudinale à travers les Andes Centrales. La topographie moyenne est reportée en haut de la section. La structure du manteau supérieur (gris clair) est déduite du modèle d'atténuation des ondes sismiques (d'après Chinn et al., 1980; Whitman et al., 1992). Le sommet de la plaque Nazca (gris foncé) se localise 15 km au dessus des contours du plan de Waditi-Benioff reportés par Cahill & Isacks (1992), (d'après Whitman et al., 1996).

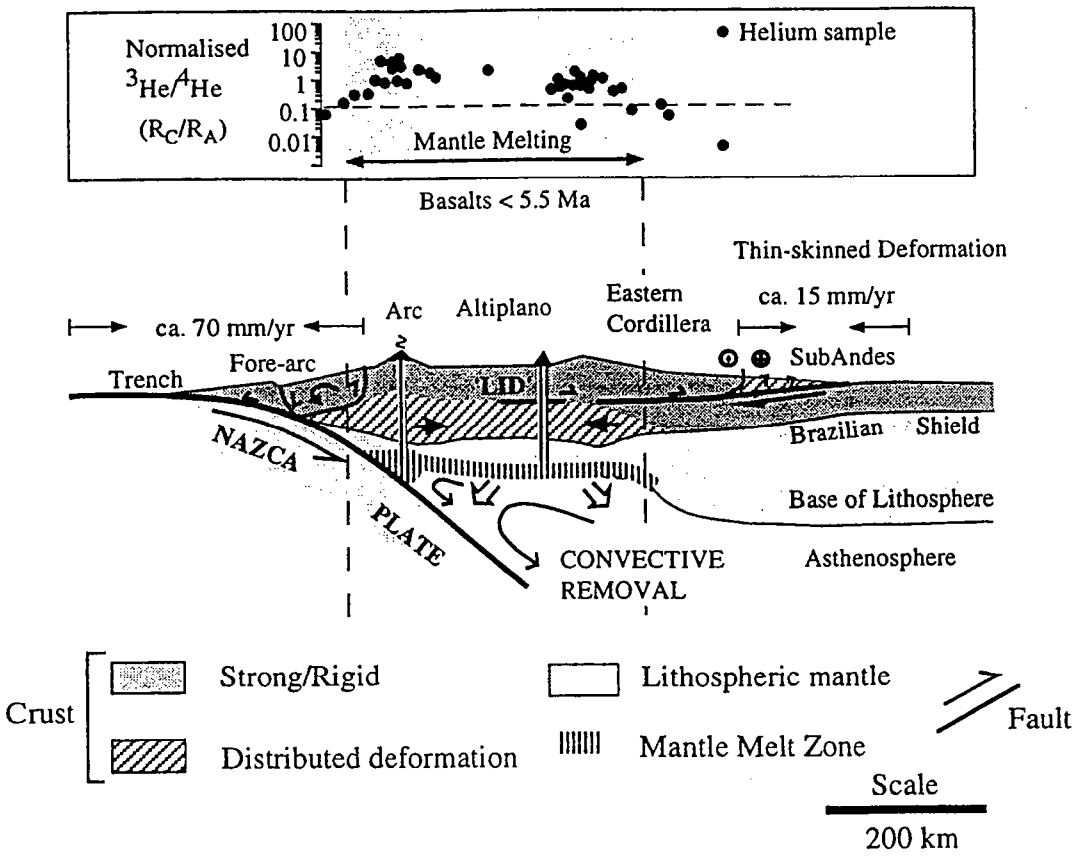


Figure I.27 : Diagramme illustrant la structuration lithosphérique dans les Andes Centrales du Nord de la Bolivie et du Chili le long d'une section E-O à ~20°S. L'épaisseur de la lithosphère continentale est partiellement basée sur l'interprétation des données topographiques et d'analyses géochimiques concernant les isotopes de l'hélium, d'après les données de Hoke et al., (1994b). Le rapport élevé de 3He/4He et le volcanisme basaltique sont interprétés comme résultant de fusion mantellique en position arrière-arc. Les données sur l'hélium suggèrent que la lithosphère n'excède pas 120 km d'épaisseur sous la Cordillère Occidentale, l'Altiplano et une partie de la Cordillère Orientale. La chute brutale du rapport 3He/4He plus à l'Ouest marque la présence du bouclier brésilien et d'une lithosphère "épaisse" ancienne. La cinématique de la déformation depuis le Miocène Supérieur est également indiquée, avec la subduction intracontinentale du bouclier brésilien sous les chaînes subandines et la Cordillère Orientale. Cette subduction serait cinématiquement liée au raccourcissement distribué de la croûte inférieure ductile (d'après Lamb & Hoke, 1997).

(< 120 km sous l'Altiplano) vers l'Est (> 200 km sous la Cordillère Orientale et l'avant-pays) (Fig. I.27; *Hoke et al., 1994a & b*).

La distribution temporelle et spatiale des ignimbrites sur le haut plateau fournissent des informations sur l'évolution cénozoïque de la géométrie de la lithosphère (*Coira et al., 1993; Kay et al., 1994*). Avant 11 Ma, les éruptions d'ignimbrites se localisent au Nord de 21°S (*De Silva, 1989*). Durant le Miocène Supérieur, de larges volumes ignimbritiques sont émis dans la Cordillère Orientale de Bolivie, dans le Sud-Ouest du Pérou, dans l'arc volcanique et le long de linéaments transversaux E-O à travers la Puna. A la fin du Miocène, ce type de volcanisme cesse dans l'Altiplano et le Nord Puna. En relais, de grandes quantités d'ignimbrites post-miocènes sont émises dans le Sud de la Puna (*Coira et al., 1993; Kay et al., 1994*). L'émission d'importants volumes ignimbritiques résulteraient de processus de fusion crustale à grande échelle, associés à un manteau lithosphérique aminci. Ainsi, depuis le Miocène moyen, la lithosphère se serait moins aminci sous l'Altiplano et le Nord de la Puna que sous le Sud de la Puna (*Coira et al., 1993; Kay & Kay, 1993; Kay et al., 1994*).

L'épaississement post-miocène de la lithosphère sous la Cordillère Orientale de Bolivie et, dans une moindre mesure sous l'Altiplano, résulterait de la subduction intracontinentale du bouclier brésilien sous la chaîne, à l'apex de la déflexion de Santa Cruz (Fig. I.27) (*Lyon-Caen et al., 1985; Hoke et al., 1994a & b; Kay & Kay, 1993; Kay et al., 1994; Watts et al., 1995; Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997*). En revanche, l'amincissement lithosphérique sous la Puna résulterait de processus de *délamination* du manteau lithosphérique (autour de 2 Ma (?); *Kay & Kay, 1993; Kay et al., 1994*). Ces processus, décrits au niveau du plateau tibétain (*England & Houseman, 1989; Molnar et al., 1993*), résulteraient de l'épaississement de la lithosphère. Celui-ci génère des instabilités gravitaires qui seraient conséquemment érodées (*délaminées*) par convection asténosphérique.

Etant donnée l'amplitude du raccourcissement dans les Andes boliviennes depuis l'Oligocène et la probabilité que non seulement la croûte mais aussi le manteau lithosphérique doit se raccourcir et s'épaissir (*Laubscher, 1988*), il est probable qu'une partie du manteau lithosphérique a également été *délaminée* sous l'Altiplano (*Allmendinger et al., 1997*). La lithosphère de l'Altiplano est actuellement moins fine que celle de la Puna, probablement en raison de la subduction du bouclier brésilien qui contribue à épaissir la lithosphère continentale sous la Bolivie (*Allmendinger et al., 1997*).

La réponse isostatique à la délamination des racines lithosphériques et leur remplacement par de l'asténosphère chaude provoque un soulèvement topographique rapide en surface (*Molnar et al., 1993; Platt & England, 1993*), difficile à quantifier dans les Andes Centrales (*Lamb et al., 1997*). En outre, la délamination initierait le volcanisme basaltique pliocène observé à travers la Puna (*Kay et al., 1994*), induirait le changement de l'état des contraintes (d'un régime globalement compressif à un régime neutre à légèrement extensif au Quaternaire, voir § I.2.3.2.) à travers les Andes péruviennes et la Puna argentine. Cependant ces changements restent de faible magnitude (*Lamb et al., 1997*).

I.4.3. Mode de compensation isostatique

L'amincissement du manteau lithoshérique depuis la Bolivie au Nord, vers l'Argentine au Sud (Fig. I.26a & b; Fig. I.23), est concomitante avec la baisse de l'épaisseur élastique apparente effective de la lithosphère le long de la marge orientale du plateau et dans l'avant-pays (*Lyon-Caen et al., 1985; Watts et al., 1995; Whitman et al., 1992, 1993, 1996; Whitman, 1994*). A 20°S, l'épaisseur élastique de la lithosphère est comprise entre 50 et 75 km (*Lyon-Caen et al., 1985; Watts et al., 1995*). Plus au Sud, dans le Nord-Ouest argentin elle décroît à ~25km (*Watts et al., 1995*) et atteint 12-6 km à 24°S (*Whitman, 1994*). La subduction du bouclier brésilien à l'apex de l'orocline bolivien, sous les chaînes subandines et la Cordillère Orientale confèrent à la lithosphère continentale une forte rigidité flexurale (*Lyon-Caen et al., 1985; Watts et al., 1995; Lamb & Hoke, 1997*). Dans le sud de la Bolivie (20°S), la marge Est des Andes est en partie compensée régionalement par la flexure et la subduction du bouclier brésilien (*Whitman et al., 1993; Lyon-Caen et al., 1985; Watts et al., 1995*). En revanche, au Sud de 24°S, la marge orientale des Andes est dans un état d'équilibre isostatique de type Airy (*Whitman, 1994*). Les différences d'altitude moyenne entre l'Altiplano (~ 3700 m) et la Puna (~4400 m) coïncident avec l'amincissement du manteau lithosphérique vers le Sud (Fig. I.26b) (*Whitman, 1994; Whitman et al., 1996*). La topographie de la Puna, en plus de l'épaississement crustal, serait une conséquence isostatique thermique de l'amincissement lithosphérique (*Whitman et al., 1996*).

La topographie de l'Altiplano bolivien est compensée à la fois par l'épaississement de la croûte et par le support flexural que procure la subduction du bouclier brésilien sous la chaîne; la Puna l'est par de l'épaississement crustal et par des racines thermiques d'origine mantellique ***(Fig. I.23;*** *Froidevaux & Isacks, 1984; Lyon-Caen et al., 1985; Isacks, 1988; Watts et al., 1995; Whitman et al., 1992, 1993, 1996; Whitman, 1994*).

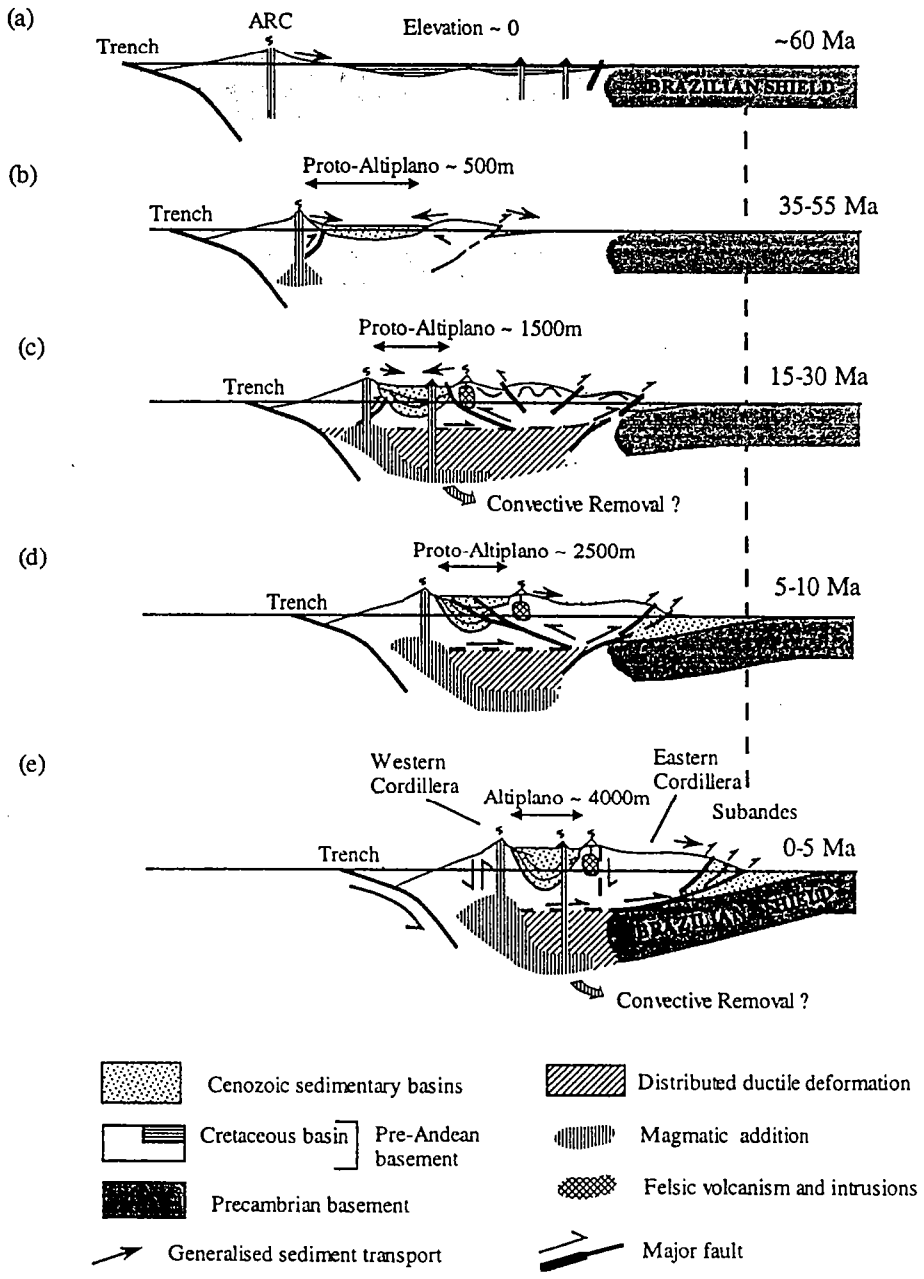


Figure I.28 : Schémas évolutifs illustrant l'évolution des Andes Centrales de Bolivie durant les 60 derniers millions d'années (d'après Lamb et al., 1997). a) au Crétacé Supérieur, les Andes boliviennes forment un large bassin, proche du niveau marin et bordé à l'Est par le bouclier brésilien. b) une zone étroite en soulèvement se développe au centre du bassin, divisant le bassin de l'Altiplano à l'Ouest d'un bassin d'avant-pays à l'Est. c) La zone de déformation thick-skinned s'élargit et la Cordillère Orientale chevauche à la fois l'Altiplano vers l'Ouest et l'avant-pays vers l'Est. De petits bassins compressifs se développent au sein de la Cordillère Orientale. Le volcanisme basaltique arrière-arc observé à travers l'Altiplano durant cette période, résulte de processus de délamination du manteau lithosphérique en profondeur. d) Le bouclier brésilien commence à s'enfoncer sous la marge orientale des Andes avec le développement des chaînes subandines caractéristiques d'une tectonique de type thin-skinned. Un raccourcissement moindre se produit à travers le bassin de l'Altiplano. e) La subduction du bouclier brésilien est accommodée en surface par la déformation dans les chaînes subandines et en profondeur, par du raccourcissement distribué au sein de la croûte inférieure ductile. Le volcanisme plio-pleistocène à travers l'altiplano résulte de processus de délamination lithosphérique (d'après Lamb et al., 1997).

I.4.4. Développement du haut plateau andin

Dans les Andes Centrales, l'épaississement crustal résultant du raccourcissement horizontal serait la principale cause du soulèvement du haut plateau (*Allmendinger et al., 1997; Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997*). Dans ce cas, dater le soulèvement du haut plateau revient à contraindre l'âge de la déformation et de l'épaississement crustal à travers la chaîne.

Le front de déformation au sein de l'actuel haut plateau s'est globalement propagé d'Ouest en Est durant le Cénozoïque (*Sempere, 1990; Kley et al., 1996; Allmendinger et al., 1997; Allmendinger & Gubbels, 1996; Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997*). La préservation à travers l'Altiplano et la Cordillère Orientale de séquences sédimentaires marines et lacustres maestrichtiennes et paléocènes indique qu'à cette époque, les Andes boliviennes sont proches du niveau de la mer (*Rouchy et al., 1993; Gayet et al., 1991*). Elles se sont donc élevées de près de 4000 m depuis le Paléocène.

Entre le Paléocène et l'Oligocène Inférieur, la déformation dans l'avant-arc chilien et la Cordillère Occidentale est mal comprise. Par exemple, dans la Cordillère de Domeyko et dans la précordillère chilienne, Mpodozis et al., (1993) décrivent de la déformation décrochante senestre à l'Eocène et dextre à l'Oligocène, tandis que Reutter et al., (1993) décrivent exactement l'inverse. Cependant, de la compression au Crétacé Supérieur et au Paléocène est documentée dans le Salar d'Atacama (*Muñoz et al., 1997*). A l'Est de l'actuel arc volcanique, le bassin de l'Altiplano se développe sous la forme d'un bassin d'avant-pays (Fig. I.28a) (*Sempere et al., 1997, Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997*). La déformation interne des sédiments du bassin de l'Altiplano, en contexte compressif, est enregistrée dès l'Eocène (*Sempere et al., 1997*). Du raccourcissement crustal se produit durant le Cénozoïque Inférieur le long de la marge orientale du bassin de l'Altiplano, au sein de l'actuelle Cordillère Orientale (Fig. I.28b; *Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997*). Des ages K/Ar sur micas (*Mc Bride et al., 1987; Farrar et al., 1988*) et des analyses de traces de fission sur apatites et zircons (*Benjamin et al., 1987; Lamb & Hurford, données non publiées*) suggèrent l'initiation du refroidissement des batholites de la Cordillera Real et de Quimsa Cruz (Cordillère Orientale de Bolivie) aux alentours de 40 Ma. La Cordillère Orientale de Bolivie commencerait donc à se soulever dès l'Eocène (Fig. I.28a; *Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997*). Le bassin de l'Altiplano se retrouve alors coincé entre les Cordillères Occidentale et Orientale tandis qu'un réseau hydrographique à drainage interne s'y installe. Une épaisseur de 5 km de sédiments détritiques s'y accumule durant le Cénozoïque Inférieur (*Kennan et al., 1995; Lamb et al., 1997*).

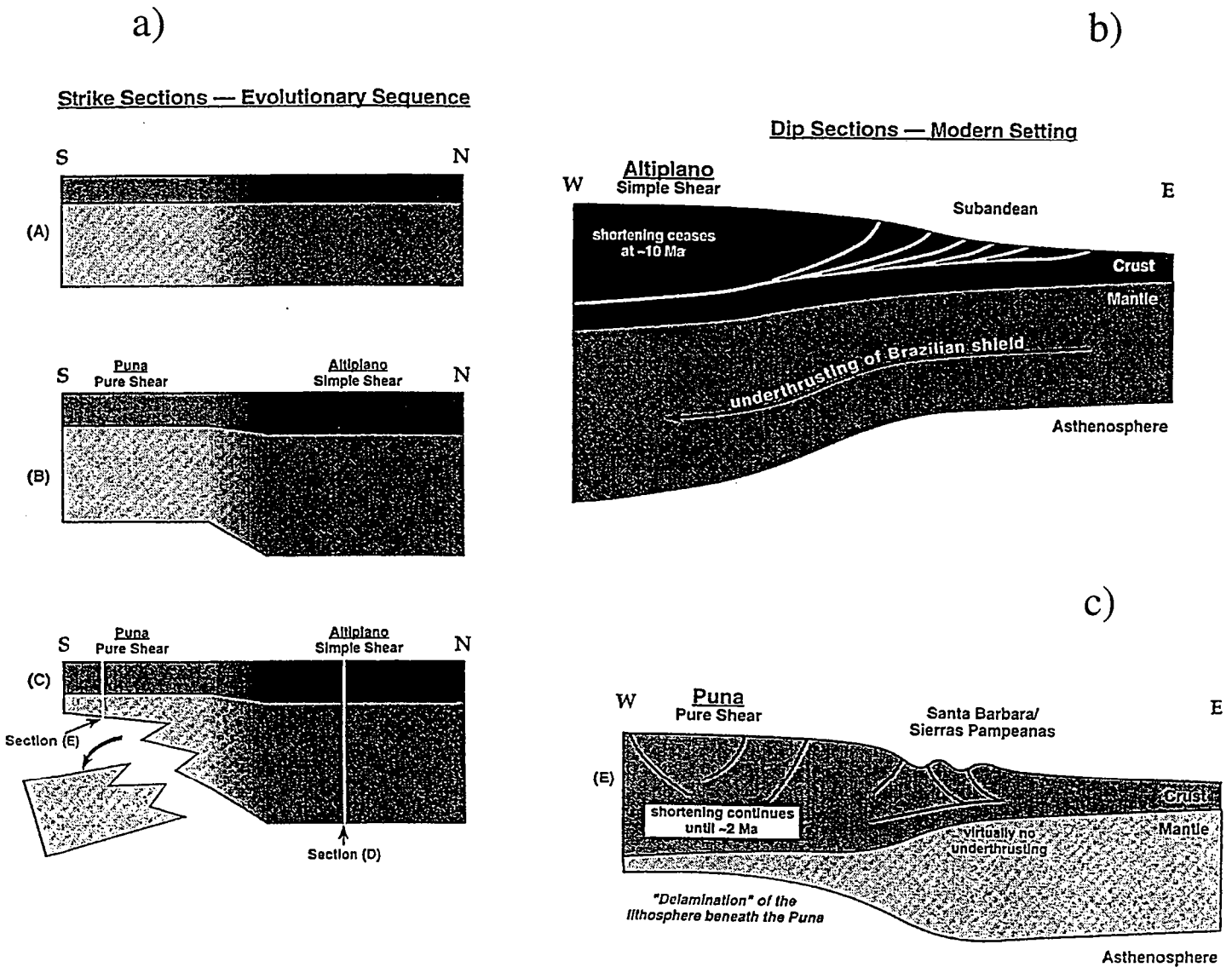


Figure I.29 : Coupes schématiques comparatives illustrant l'évolution temporelle et la géométrie actuelle de la lithosphère sous l'Altiplano bolivien et la Puna argentine. a) (A) les événements tectoniques pré-cénozoïques produiraient des variations latérales de la rigidité de la lithosphère continentale. (B) le raccourcissement postérieur à 10 Ma varie le long des Andes Centrales. Il est plus important au niveau de l'Altiplano bolivien, probablement en raison de la pré-structuration de la lithosphère dans cette région et de la subduction intracontinentale du bouclier brésilien sous la chaîne. (C) délamination d'une partie du manteau lithosphérique sous la Puna argentine autour de 2 Ma. Les lignes verticales blanches indiquent approximativement la localisation des sections perpendiculaires (b) et (c). b) coupe E-O à la latitude de l'Altiplano bolivien, montrant la subduction du bouclier brésilien sous la chaîne, la localisation de la déformation dans les zones subandines postérieurement à 10 Ma et le soulèvement "en masse" du haut plateau par l'intermédiaire d'un chevauchement intra-crustal principal. c) coupe E-O à la latitude de la Puna argentine montrant l'amincissement lithosphérique vers le Sud et la distribution du raccourcissement à travers le plateau jusqu'au Pliocène (d'après Allmendinger & Gubbels, 1997).

Le raccourcissement distribué à travers l'Altiplano et la Puna s'accélérerait à partir de l'Oligocène Supérieur (post-30 Ma) (*Jordan & Alonso, 1987; Jordan & Gardeweg, 1989; Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997*). D'épaisses séries conglomératiques se déposant dans le bassin de l'Altiplano entre l'Oligocène Supérieur et le Miocène Inférieur, constituent les marqueurs d'une activité tectonique significative à travers l'Altiplano durant cette période (*Kennan et al., 1995; Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997*). Ces dépôts se corrèlent avec une accélération marquée du refroidissement du batholithe de Quimsa Cruz entre 27-22 Ma (Fig. I.28c) (*Lamb & Hurford, données non publiées*). Durant le Miocène Inférieur et Moyen (27-10 Ma) l'essentiel du raccourcissement se cantonne le long de la marge orientale de l'Altiplano et au sein de la Cordillère Orientale (*Sempere et al., 1990; Marshall & Sempere, 1991; Marshall et al., 1993; Hérail et al., 1993*). Des bassins intramontagneux néogènes (bassins en *piggy back*) se développent au sein de la Cordillère Orientale de Bolivie (*Gubbels et al., 1993; Kennan et al., 1995; Sempere et al., 1990; Horton, 1996*). La Cordillère Orientale est bordée à l'Ouest et à l'Est par des systèmes chevauchants de vergences opposées (Fig. I.28c) (*Hérail et al., 1996; Horton, 1996; Tawackoli et al., 1996; Kley et al., 1996 & 1997, Schmitz & Kley, 1997*). Entre 16 et 8.5 Ma, des sédiments anté-tectoniques se déposent dans le bassin d'avant-pays à l'Est, le long du flanc oriental de la chaîne (Fig. I.28c) (*Hernández et al., 1996*).

L'arrêt du raccourcissement dans la Cordillère Orientale aux latitudes de l'Altiplano et du Nord Puna est daté aux alentours de 9-10 Ma (*Gubbels et al., 1993; Cladouhos et al., 1994*) par la distribution de la surface d'érosion de San Juan del Oro et des dépôts locaux non déformés (mais encore soulevés ?) qui lui sont associés (Fig. I.28d; *Gubbels et al., 1993; Kennan et al., 1995*). Le bassin asymétrique Paléozoïque faciliterait la propagation du front de déformation vers l'Est au sein des chaînes subandines (Fig. I.29b) (*Allmendinger et al., 1997*). Le front de déformation pénètre au sein de la zone subandine postérieurement à 10 Ma (*Baby et al., 1990, 1995; Gubbels et al., 1993; Kley et al., 1996; Moretti et al., 1996; Hernández et al., 1996*). Ceci implique que la déformation au sein de la zone subandine ne contribue pas à l'épaississement crustal avant le Miocène Supérieur (*Lamb et al., 1997*). Dans le même temps, la subduction intracontinentale du bouclier brésilien s'initie sous la chaîne et épaissie la lithosphère sous l'Altiplano Oriental (Fig. I.28d & e; Fig. I.29b; *Lyon-Caen et al., 1985; Watts et al., 1995; Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997; Allmendinger et al., 1997*). Cette subduction se ferait par l'intermédiaire d'un détachement majeur. La convergence est accommodée en profondeur par une zone de déformation distribuée dans la croûte inférieure ductile et dans le manteau lithosphérique (Fig. I.27; Fig. I.28c, d & e; *Isacks,*

1988; Gubbels et al., 1993; Okaya et al., 1997; Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997).

Plus au Sud, au niveau de la Puna argentine, l'absence d'un biseau sédimentaire préexistant dans l'avant-pays, ne permet pas facilement la propagation du front de la déformation vers l'Est. Du raccourcissement distribué se produit donc au sein de la Puna jusqu'au Pliocène Supérieur (~2-4 Ma) (Fig. I.29c) (*Marrett et al., 1994; Allmendinger & Gubbels, 1996; Allmendinger et al., 1997*).

La délamination du manteau lithosphérique sous la Puna au Pliocène Supérieur (Fig. I.29a) (*Kay & Kay, 1993; Kay et al., 1994*) provoquerait le soulèvement topographique différentiel observé entre l'Altiplano et la Puna. En outre elle s'accompagnerait de volcanisme basaltique à travers la Puna et d'une modification du champ des contraintes dans les segments concernés (*Kay & Kay, 1993; Kay et al., 1994*).

I. 5. Modèles de développement cinématique de "l'orocline bolivien"

Les Andes Centrales possèdent une géométrie arquée, concave vers l'Ouest, symétrique par rapport à un plan passant par la localité de Santa Cruz de la Sierra (Bolivie) à l'Est et intersectant la fosse péruvo-chilienne à environ 20°S à l'Ouest (Fig. I.1, Fig. I.2a). De part et d'autre de ce plan de symétrie, les directions structurales changent radicalement. Entre 6° et 18°S, les structures majeures s'orientent suivant une direction NO-SE et au Sud de la déflexion de Santa Cruz, elles se réorientent brusquement suivant une direction N-S (Fig. I.2a).

Une orocline est une chaîne initialement rectiligne ou légèrement arquée, qui se courbe autour d'un axe vertical au cours ou postérieurement à sa formation (*Carey, 1955; Marshak, 1988*). En 1958, Carey applique le terme "d'orocline bolivien" aux Andes Centrales, proposant ainsi une première interprétation sur l'origine de la géométrie courbe de cette chaîne. Depuis lors, de nombreuses études ont été publiées pour confirmer ou contredire cette interprétation initiale et actuellement, l'origine de cet arc reste controversée.

Les analyses paléomagnétiques sont fréquemment utilisées pour étudier le développement des orogènes courbes, puisque les déclinaisons paléomagnétiques permettent qualitativement et quantitativement de mettre en évidence des rotations autour d'axes verticaux (*Eldredge et al., 1985*). En ce qui concerne "l'orocline bolivien", les données paléomagnétiques disponibles indiquent des rotations anti-horaires au niveau

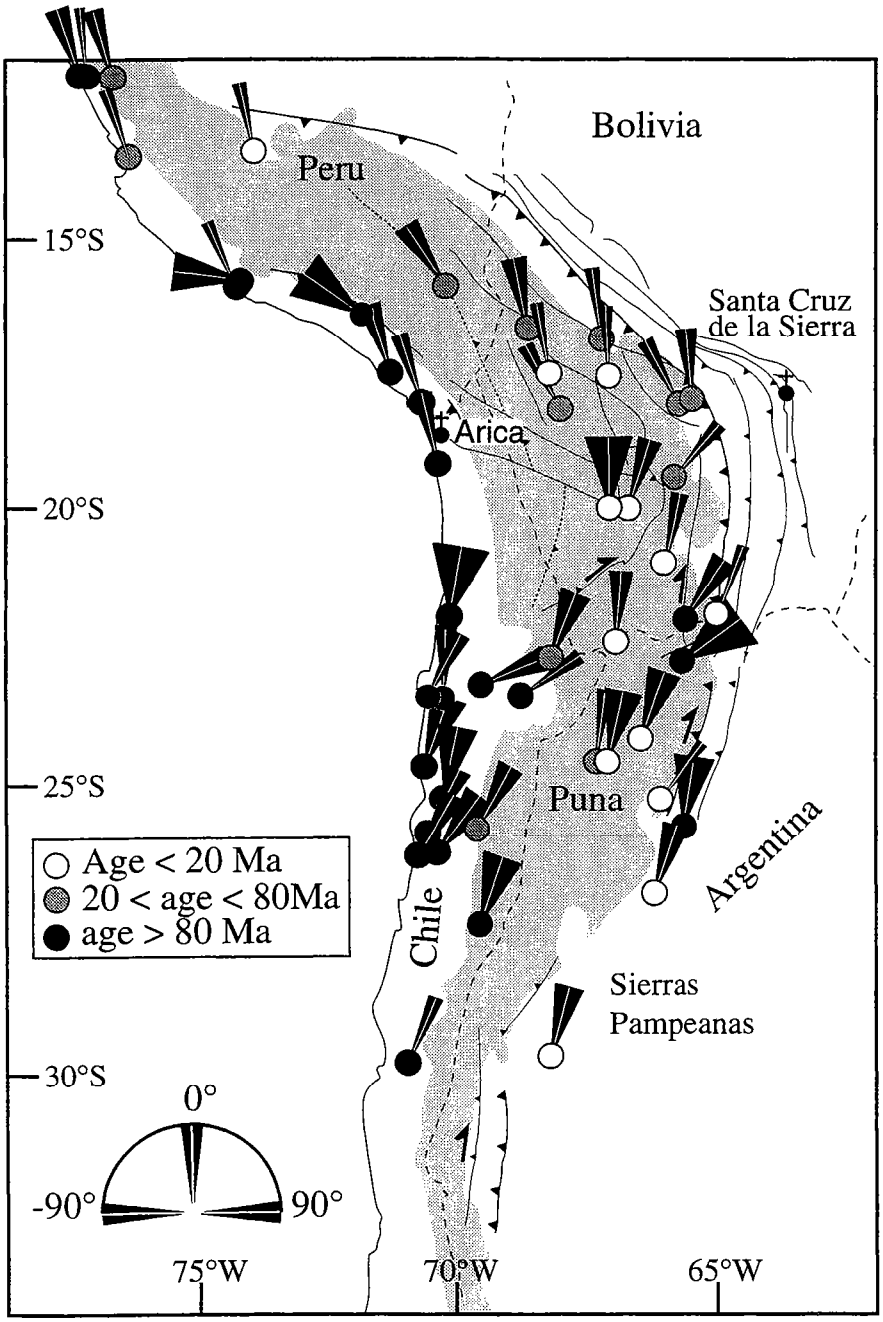


Figure I.30 : Carte des données paléomagnétiques disponibles à travers les Andes Centrales. Les cercles indiquent la localisation géographique des localités. La couleur des cercles correspond à l'age des roches échantillonnées. Les volants noirs indiquent le sens et l'amplitude des rotations, ainsi que les barres d'erreur associées.

Références : Palmer et al., 1980a ; Heki et al., 1983 ; Heki et al., 1984 ; Turner et al., 1984 ; May and Butler., 1985 ; Mac Fadden et al., 1990 ; Hartley et al., 1992 ; Macedo-Sánchez et al., 1992a ; Macedo-Sánchez et al., 1992b ; Roperch and Carlier, 1992 ; Scanlan and Turner, 1992 ; Riley et al., 1993 ; Forsythe and Chisholm., 1994 ; Aubry et al., 1995 ; Butler et al., 1995 ; Mac Fadden et al., 1995 ;Aubry et al., 1996 ; Dupont-Nivet et al., 1996 ; Randall et al., 1996 ; Somoza et al., 1996 ; Coutand et al., sous presse ; Roperch et al., soumis.

de la branche Nord, au Pérou, dans le Nord du Chili et de la Bolivie (Fig. I.30; *Heki et al., 1983, 1984, 1985; Kono et al., 1985; Mitouard et al., 1990; Macedo-Sánchez et al., 1992a & b; Roperch & Carlier, 1992, Lamb et al., 1997; Roperch et al., soumis*) et des rotations horaires au niveau de la branche Sud, dans le Sud de la Bolivie, le Nord-Ouest de l'Argentine et le Nord du Chili (*MacFadden et al., 1990, 1995; Roperch & Carlier, 1992; Butler et al., 1995; Dupont-Nivet et al., 1996; Roperch et al, soumis*). Les rotations sont insignifiantes le long du plan de symétrie de la chaîne.

A la fin des années 80, deux modèles différents ont été proposés pour rendre compte de la géométrie courbe et du réseau de rotations tectoniques associées observés dans les Andes Centrales (*Beck, 1987; Isacks, 1988*)

Modèle de courbure oroclinale

Le modèle de courbure oroclinale des Andes Centrales, initialement proposé par Carey (1958) à été revu par Isacks en 1988. Ce modèle propose que l'arcature actuelle des Andes Centrales soit *secondaire* et résulte des variations des quantités de raccourcissement horizontal, effectivement observées le long de la chaîne (voir § I.3.3). Le raccourcissement atteint son maximum le long du plan de symétrie de la chaîne, à l'endroit où elle est la plus large, et décroît à la fois vers le Nord et vers le Sud. Les variations latérales des quantités de déformation conditionnent le changement, en plan, de la géométrie de la marge continentale avec accentuation de sa concavité vers l'Ouest au niveau des zones les plus raccourcies (Fig. I.31). Le long des Andes Centrales, l'orientation et le taux de la convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud sont relativement constants depuis l'Eocène (*Pardo-Casas & Molnar, 1987*). Si l'on admet que la convergence représente la somme de la subduction de la plaque plongeante par glissement et de la déformation continentale, alors les variations des quantités de raccourcissement le long de l'orogène doivent être compensées par des changements des vitesses de subduction (Fig. I.31; *Isacks, 1988*).

Dans le modèle de courbure oroclinale des Andes centrales, le problème est d'identifier les mécanismes qui vont permettre le raccourcissement différentiel observé le long de la chaîne. Trois mécanismes sont évoqués de façon récurrente : influence de la paléogéographie (voir § I.3.3.2, *Allmendinger et al., 1983, 1997*), influence de la géométrie de la plaque plongeante (*Isacks, 1988*) et influence de la rigidité flexurale de la lithosphère continentale (voir § I.3.3.3; *Whitman, 1994; Whitman et al. 1996; Watts et al., 1995*). Ces différents facteurs sont communément pris en compte séparément, mais

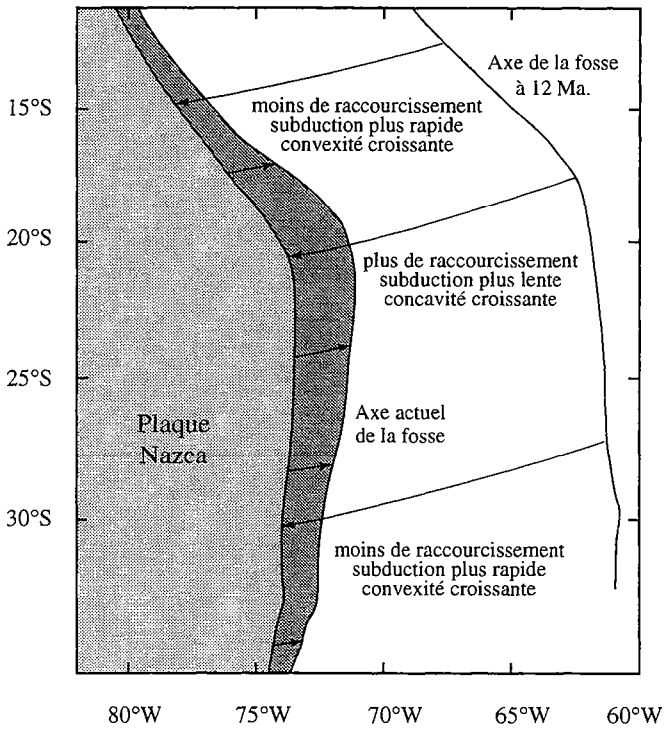


Figure I.31 : Modèle d'évolution et de migration de la limite des plaques Nazca et Amérique du Sud depuis 12 Ma (modèle de courbure oroclinale des Andes Centrales). La plaque Nazca est considérée comme étant fixe par rapport à l'Amérique du Sud dont la marge occidentale est restaurée vers son état supposé à 12 Ma. La zone en gris foncé illustre la quantité variable de raccourcissement le long de la plaque continentale. Ainsi, les plus grandes quantités de raccourcissement horizontal sont enregistrées à l'axe de l'orocline bolivien et provoquent l'accentuation de la concavité vers la mer de la limite de plaque dans cette région. Inversement, les zones périphériques enregistrant des quantités moindres de raccourcissement voient leur convexité vers la mer s'accentuer (d'après Isacks, 1988).

doivent évoluer au cours du temps et interagir pour former les champs de déformation actuellement observés dans les Andes Centrales.

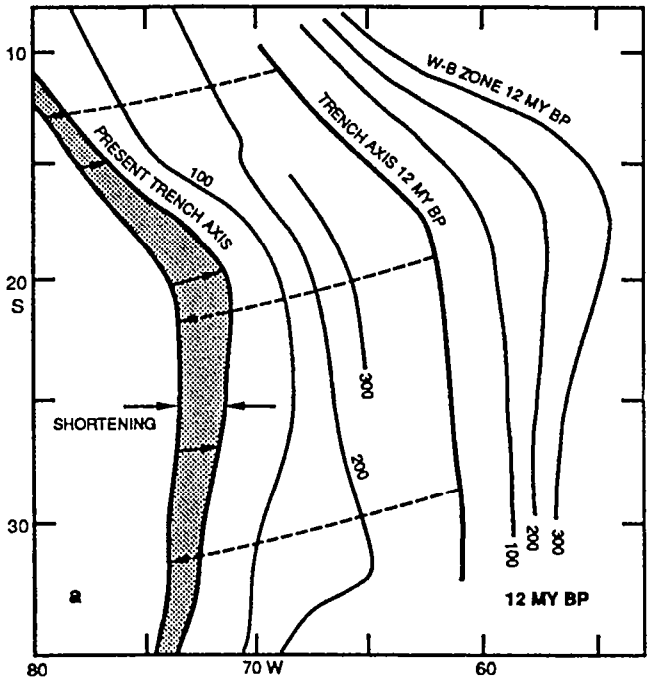
Le modèle évolutif d'Isacks (1988) est basé sur l'hypothèse que l'affaiblissement thermique de la lithosphère continentale serait le principal facteur gouvernant la localisation de la déformation (*Isacks, 1988; Wdowinsky & Bock, 1994*). L'affaiblissement thermique résulterait de processus convectifs et magmatiques se déroulant au sein du biseau asténosphérique, entre la plaque plongeante et la plaque chevauchante. Le raccourcissement néogène affecterait préférentiellement les zones thermiquement affaiblies (*Isacks, 1988*). Ainsi, suivant ce modèle, les variations latérales de quantités de raccourcissement seraient fonction des variations de la largeur horizontale de la zone thermiquement affaiblie au sein de la plaque continentale. Etant donné que la géométrie du biseau asténosphérique est conditionnée par le pendage de la plaque plongeante, les variations de pendage de la plaque Nazca contrôleraient directement les quantités de raccourcissements générées au sein de la plaque continentale (Fig. I.32a & b; *Isacks, 1988*). Isacks (1988) admet qu'au Miocène, la marge continentale sud américaine présente déjà une concavité vers l'Ouest centrée sur l'actuel plan de symétrie de la chaîne (Fig. I.32a & b). Dans la mesure ou la géométrie de la limite interplaque conditionne en retour la géométrie du panneau plongeant (voir § I.2.2.3; *Cahill & Isacks, 1992*), si la concavité de cette limite s'accentue au cours du temps en réponse au raccourcissement différentiel à travers l'orogène, alors la plaque plongeante de Nazca va progressivement s'horizontaliser de part et d'autre du plan de symétrie de l'orocline (Fig. I.32a; *Isacks, 1988*). Les variations de géométrie du panneau plongeant et l'accentuation des courbures de la marge continentale s'entretiennent mutuellement par un phénomène de *feed-back* (Fig. I.32a & b; Isacks, 1988).

Watts et al., (1995) proposent également que les variations latérales des quantités de raccourcissement, particulièrement dans les zones subandines, soient accommodées par une rotation régionale autour d'un axe vertical de l'ensemble des Andes Centrales par rapport à une Amérique du Sud stable (Figure I.33). Cependant, suivant ce modèle, les variations latérales des quantités de raccourcissement résulteraient des variations latérales de la rigidité flexurale de la lithosphère continentale (voir § I.3.3.3.; *Whitman et al., 1996; Whitman, 1994; Watts et al., 1995*).

Modèle de rotations de blocs in-situ

Ce modèle considère que la courbure de la marge continentale des Andes centrales est *primaire* (*Beck, 1987, 1988, Dewey & Lamb, 1992*). Les rotations enregistrées par le

a)



b)

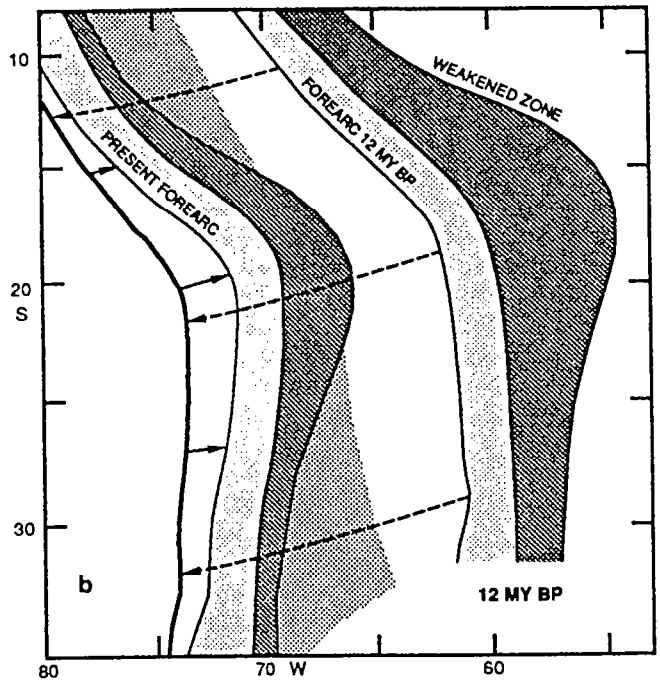


Figure I.32 : Modèle d'évolution de a) la plaque subductée Nazca et b) la plaque chevauchante Amérique du Sud depuis 12 Ma. La plaque Nazca est considérée comme étant fixe par rapport à l'Amérique du Sud dont la marge occidentale est restaurée vers son état supposé à 12 Ma. a) schéma illustrant l'évolution de la géométrie du panneau océanique plongeant entre 12 Ma et l'actuel. L'horizontalisation des panneaux latéraux est symétrique par rapport à l'axe de courbure de la chaîne et la zone en grisé représente la perte de surface de la plaque chevauchante lors du raccourcissement néogène. b) la zone en gris foncé représente le segment lithosphérique thermiquement affaiblie par le biseau asténosphérique. La géométrie en carte de cette zone affaiblie se modifie au cours du temps, de façon synchrone avec les modifications de pentes du panneau océanique subducté (d'après Isacks, 1988).

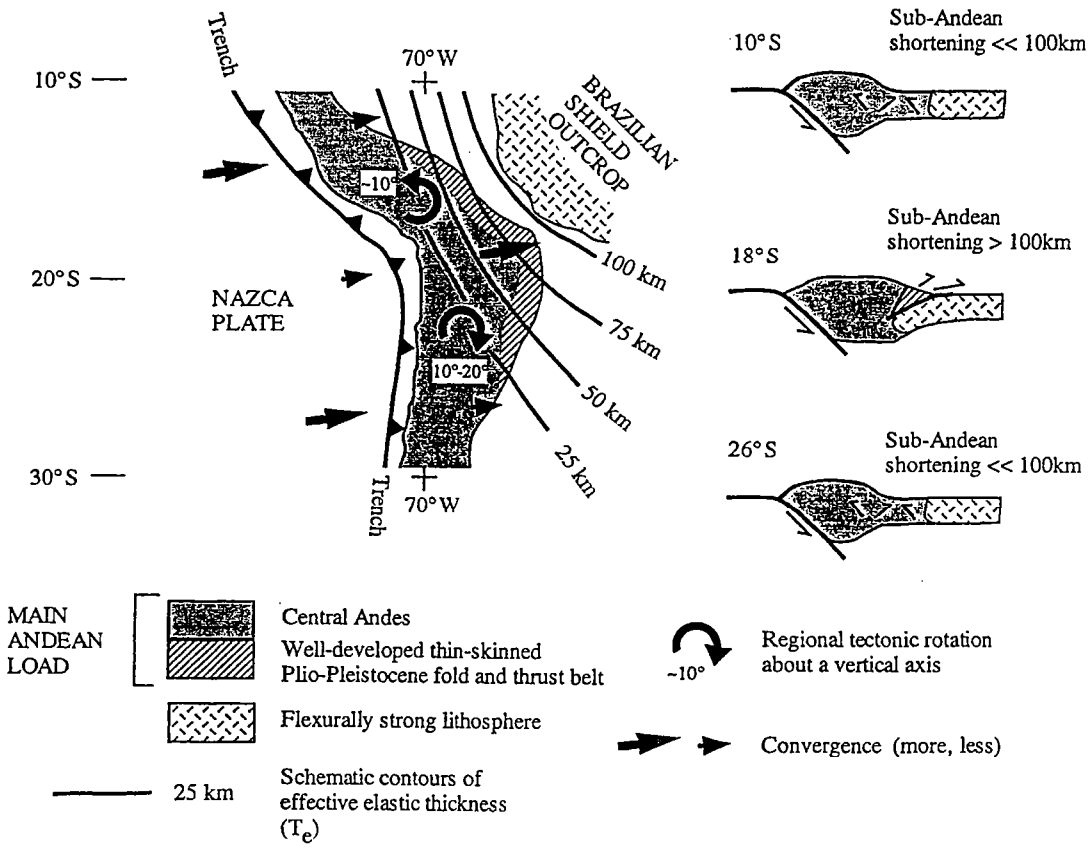


Figure I.33 : Schéma montrant les relations entre l'épaisseur élastique effective de la lithosphère continentale (Te) et la quantité et la nature du raccourcissement dans les Andes Centrales. Les flèches courbes indiquent les rotations tectoniques régionales depuis le Miocène Moyen, témoignant d'une courbure générale de la chaîne. Les flèches rectilignes à droite, schématisent les quantités de raccourcissement horizontal absorbées dans l'avant-pays andin durant le Plio-Pleistocène. Les profils de droite illustrent également les quantités de raccourcissement différentielles observées au niveau de l'avant-pays andin (d'après Watts et al., 1995).

paléomagnétisme seraient des rotations in-situ de blocs d'échelle crustale qui résulteraient de la convergence oblique entre les plaques Nazca et Amérique du Sud (Fig. I.34).

Au niveau des Andes Centrales, la convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud est constante et s'oriente suivant une direction N75°±5° (*Pardo-Casas & Molnar, 1987, DeMets et al., 1990, 1994; Norabuena et al., 1998*). En revanche, l'orientation de la marge continentale varie du Nord vers le Sud. Au Nord de 18°S, elle s'oriente suivant une direction NO-SE et au Sud de 18°S, elle s'oriente brusquement suivant une direction N-S (Fig. I.1; Fig. I.2a & b). Ainsi, la convergence relative est légèrement oblique dans les branches Nord et Sud de l'arc andin (Fig. I.34; Fig. I.35).

Dans le cadre de la subduction oblique d'une plaque océanique sous une plaque continentale, la convergence relative absorbée par la plaque continentale chevauchante se divise en deux composantes (*partitionnement* de la déformation). Une première composante parallèle à la limite de plaque qui induit des déplacements horizontaux tels que des décrochements et des rotations de blocs autour d'axes verticaux. Une deuxième composante perpendiculaire à la limite de plaque qui se traduit par la formation de chevauchements, en contexte compressif (Fig. I.35; Fig. I.36; *Fitch, 1972; Beck, 1987, 1988; Dewey & Lamb, 1992; Lamb et al., 1997*). Dans les Andes Centrales, la convergence oblique entre les plaques Nazca et Amérique du Sud induirait une composante décrochante senestre le long des structures orientées NO-SE, entre 6° et 18°S et une composante décrochante dextre le long des structures orientées suivant une direction N-S, au Sud de la déflexion d'Arica (Fig. I.34; Fig. I.35; Fig. I.36; *Beck, 1987, 1988; Dewey & Lamb, 1992*). Les décrochements senestres au Nord seraient associés à des rotations de blocs in situ antihoraires, tandis que les décrochements dextres au Sud, le seraient avec des rotations horaires (*Beck, 1987, 1988; Dewey & lamb, 1992*). Au niveau de la déflexion d'Arica, la convergence est purement frontale et les rotations sont nulles. Ainsi, le *partitionnement* du vecteur de convergence relatif entre les plaques suffirait à rendre compte de la distribution des rotations paléomagnétiques observées à travers les Andes Centrales (*Beck, 1987, 1988; Dewey & Lamb, 1992*).

Ultérieurement, Beck et al., (1994) a suggéré que des rotations de blocs in situ et une courbure oroclinale de la chaîne se sont produites successivement dans le temps. Un premier stade de rotations in situ se serait produit au Sud de 18°S durant un épisode Crétacé Moyen à pré-Eocène de convergence rapide et très oblique entre les plaques Nazca et Amérique du Sud. Alors que durant le Cénozoïque Supérieur, les rotations résulteraient essentiellement d'un processus de courbure oroclinale.

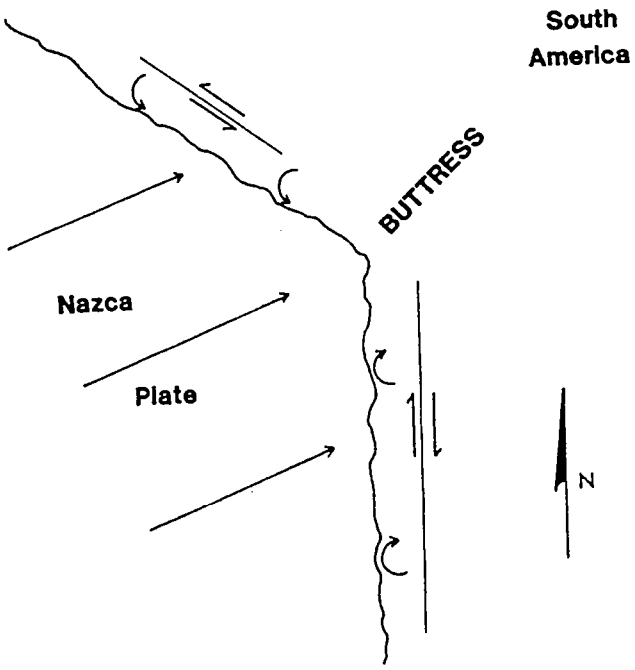


Figure I.34 : La subduction oblique de la plaque océanique Nazca sous la plaque continentale Amérique du Sud cause des rotations de blocs in-situ le long de la marge sud-américaine. Suivant ce modèle, la courbure de la marge continentale est primaire. La composante oblique de la convergence relative produit un champs de déplacements symétrique par rapport à la déflexion d'Arica. Au Nord de la déflexion, des rotations anti-horaires sont associées à des décrochements senestres et au Sud, des rotations horaires sont associées à des décrochements dextres (d'après Beck, 1987).

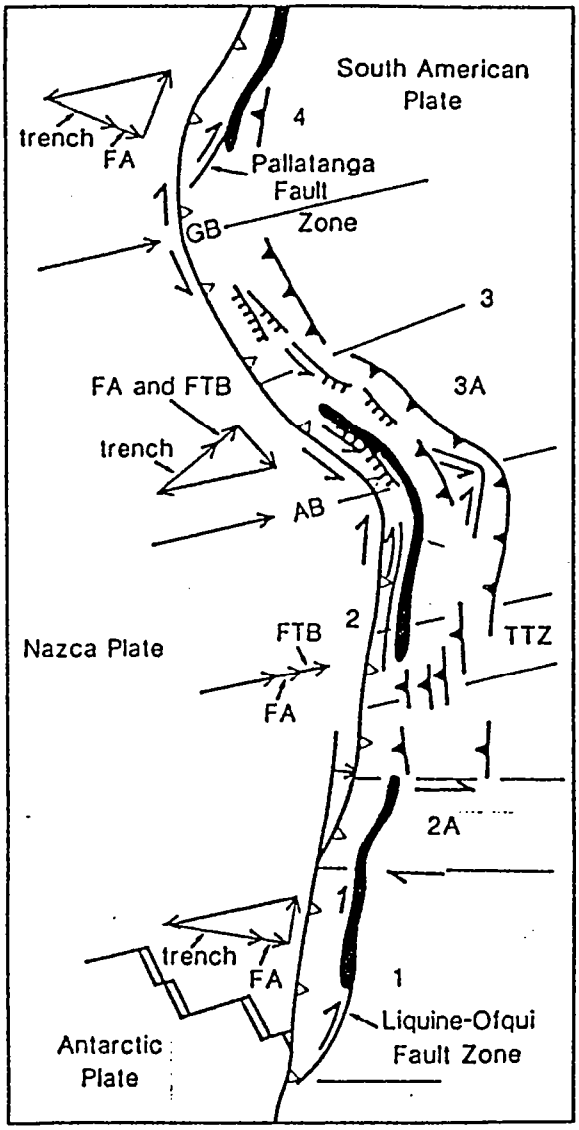


Figure I.35 : Modèle de décomposition du vecteur convergence relative le long de la limite entre les plaque Nazca et Amérique du Sud. La convergence est absorbée par le glissement de la plaque au niveau de la fosse (trench), par raccourcissement dans la région avant-arc (FA) et arrière-arc (FTB) et par des déplacements horizontaux parallèles aux différents segments de chaîne. Les zones en noir représentent l'arc volcanique actif. (GB : déflexion de Guayaquil; AB, coude d'Arica) (d'après Dewey & Lamb, 1992).

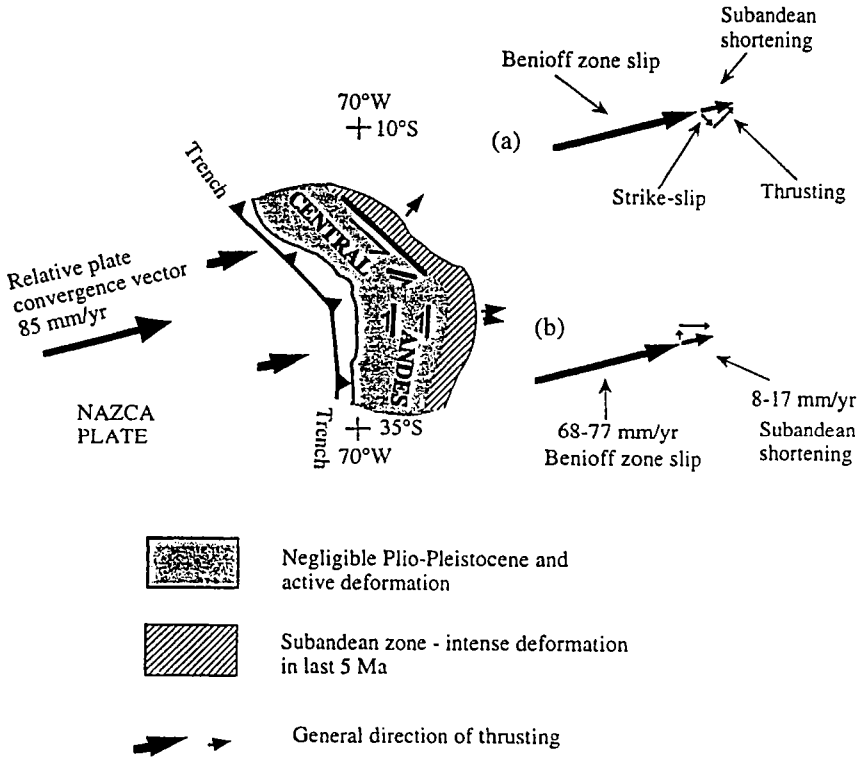


Figure I.36 : Diagramme illustrant le partitionement de la convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud aux latitudes des Andes boliviennes. Ce modèle est proposé pour la déformation Plio-Pleistocène. Le vecteur de convergence relative de la plaque Nazca par rapport à la plaque Amérique du Sud s'orientent suivant une direction N75°±5° (DeMets et al., 1990). La convergence est absorbée d'une part, au niveau de la zone de subduction et d'autre part, par la déformation interne de la plaque chevauchante. Au sein de la plaque continentale, le vecteur de convergence se divise en deux composantes (partitionement). Un première composante décrochante qui s'exprimerait par des mouvements horizontaux parallèles aux différents segments de chaînes et un deuxième composante, perpendiculaire aux directions structurales, qui produit du raccourcissement (d'après Lamb et al., 1997).

Il est cependant important de souligner que ces modèles de rotations de blocs in situ considèrent uniquement les rotations tectoniques enregistrées dans la zone avant-arc, alors que des données paléomagnétiques plus récentes montrent que des rotations existent plus à l'Est, au sein de la croûte épaissie de l'Altiplano-Puna et de la Cordillère Orientale (*Butler et al., 1995; Mac Fadden et al., 1990, 1995; Roperch et al., soumis; Coutand et al., accepté*). En outre le rôle joué par la déformation décrochante à travers la région arrière-arc des Andes Centrales et son action éventuelle sur des rotations de blocs in situ sont encore mal connus (*Allmendinger et al., 1997*).

I.6. Objectifs et méthodologie

Notre étude porte sur la Puna argentine, c'est-à-dire la terminaison Sud du haut plateau andin. Cette région correspond à une zone de transition entre d'une part, l'Altiplano bolivien au Nord et la province des Sierras Pampeanas bordant le plateau au Sud. La syntaxe Sud des Andes Centrales est caractérisée par des variations rapides du style de la déformation des chaînes d'avant-pays, qui se corrèlent avec la présence d'éléments paléogéographiques pré-andins, une réduction vers le Sud de la pente du plan de Waditi-Benioff et des variations de la structuration de la lithosphère continentale. Ces éléments induisent un gradient décroissant des quantités de raccourcissement crustal depuis le Nord vers le Sud qui a des conséquences sur le développement cinématique de toute la branche Sud de la chaîne.

Le soulèvement du haut plateau de la Puna est généralement daté au Néogène et résulterait d'un épaississement crustal associé à l'amincissement du manteau lithosphérique sous le plateau. L'étude pluridisciplinaire que nous présentons ici se propose d'apporter de nouvelles informations structurales, chronologiques et cinématiques sur le champ de déformation de la Puna argentine. L'approche structurale de terrain, l'analyse de profils de sismique réflexion et l'acquisition de données radiométriques nous permettent de caractériser le style de la déformation, la géométrie des bassins intramontagneux, la dynamique de leur remplissage sédimentaire et d'apporter des contraintes sur la chronologie de la déformation. En outre, ces informations permettent d'estimer des quantités minimales de raccourcissement crustal à travers le plateau et nous conduisent à reconsidérer la chronologie de la compression andine dans la région. L'analyse cinématique de populations de failles permet à la fois de caractériser le champ de déformation finie cénozoïque de la région et le régime de la déformation. En outre, des données d'anisotropie de susceptibilité magnétique

permettent de restituer l'orientation initiale des axes de la déformation au sein de la Puna et le long de sa bordure Sud. Enfin, l'acquisition de nouvelles données paléomagnétiques au niveau du plateau, permettent de caractériser les rotations tectoniques autour d'axes verticaux à travers la région et de resituer la Puna au sein du développement de la chaîne. En outre, la compilation des données paléomagnétiques à l'échelle de tout l'arc andin, nous conduit à proposer un nouveau modèle d'évolution cinématique des Andes Centrales au Cénozoïque.

Chapitre II

La Puna argentine : Géologie régionale et stratigraphie

II.1. Introduction

Le haut plateau de la Puna correspond à la terminaison Sud de l'Altiplano bolivien (Fig. I.2a & b). La Puna a été définie en tant qu'unités géographiques et géologique pour la première fois par Brackebusch en 1883. Ultérieurement, les Punas d'Atacama et d'argentine, qui sont séparées géographiquement par l'arc volcanique actif (Fig. I.2a), seront définies en tant qu'unités distinctes (*Keidel, 1927, 1937*). D'un point de vu topographique, la Puna argentine constitue une zone d'altitude moyenne avoisinant les 4500 m, déprimée par rapport aux unités morphostructurales qui l'entourent. Elle est en effet bordée à l'Ouest, par l'arc volcanique actif longeant la frontière internationale entre le Chili et l'Argentine et à L'Est par la Cordillère Orientale, ces deux unités culminant à des altitudes supérieures à 6500 mètres (Fig. I.2a & b). C'est une région désertique à semi-désertique, l'humidité provenant des plaines de l'Amazone et du Chaco à l'Est étant arrêtée par une barrière naturelle, la Cordillère Orientale. La Puna s'étend sur les provinces argentines de Jujuy, Salta et Catamarca.

La Puna argentine est constituée d'alternances de bassins intramontagneux cénozoïques et de chaînons de socle épimétamorphique précambrien et paléozoïque alignés suivant une direction approximativement NNE-SSO (Fig. II.1). Les chaînons de socle peuvent culminer à plus de 1000 m au-dessus de l'altitude moyenne du plateau et affleurent par l'intermédiaire de chevauchements, fortement pentés, à vergences alternativement Est et Ouest. C'est donc une province géologique caractérisée par une tectonique de type *thick-skinned.*

Les principales unités géologiques constitutives de la Puna sont : (1) le socle protéro-paléozoïque, (2) la couverture mésozoïque, affleurant essentiellement le long de la marge orientale du plateau et (3) la couverture volcano-sédimentaire cénozoïque, souvent confinée aux bassins compressifs intramontagneux (Fig. II.1).

Dans le Nord-Ouest argentin, le développement des Andes depuis le Crétacé jusqu'à l'actuel ne représente que le dernier cycle orogénique d'une évolution qui se poursuit depuis le Protérozoïque. En effet, durant le Protérozoïque et le Paléozoïque, la partie Sud des Andes Centrales appartient à la marge Sud Ouest du Gondwana (*Scotese, 1986*) qui va successivement enregistrer (1) l'agglomération protérozoïque à tardi-paléozoïque du super continent (*Ramos et al., 1986; Ramos, 1988a & b; de Wit & Ransome, 1992*), (2) sa dislocation du Trias au Crétacé Supérieur (*Dickson et al., 1968; Le Pichon & Hayes, 1971; Rabinowitz & Labrecque, 1979; Nürnberg & Müller, 1991*) et enfin (3) l'orogenèse andine, du Crétacé Supérieur à l'actuel le long de la marge occidentale du continent sud-américain.

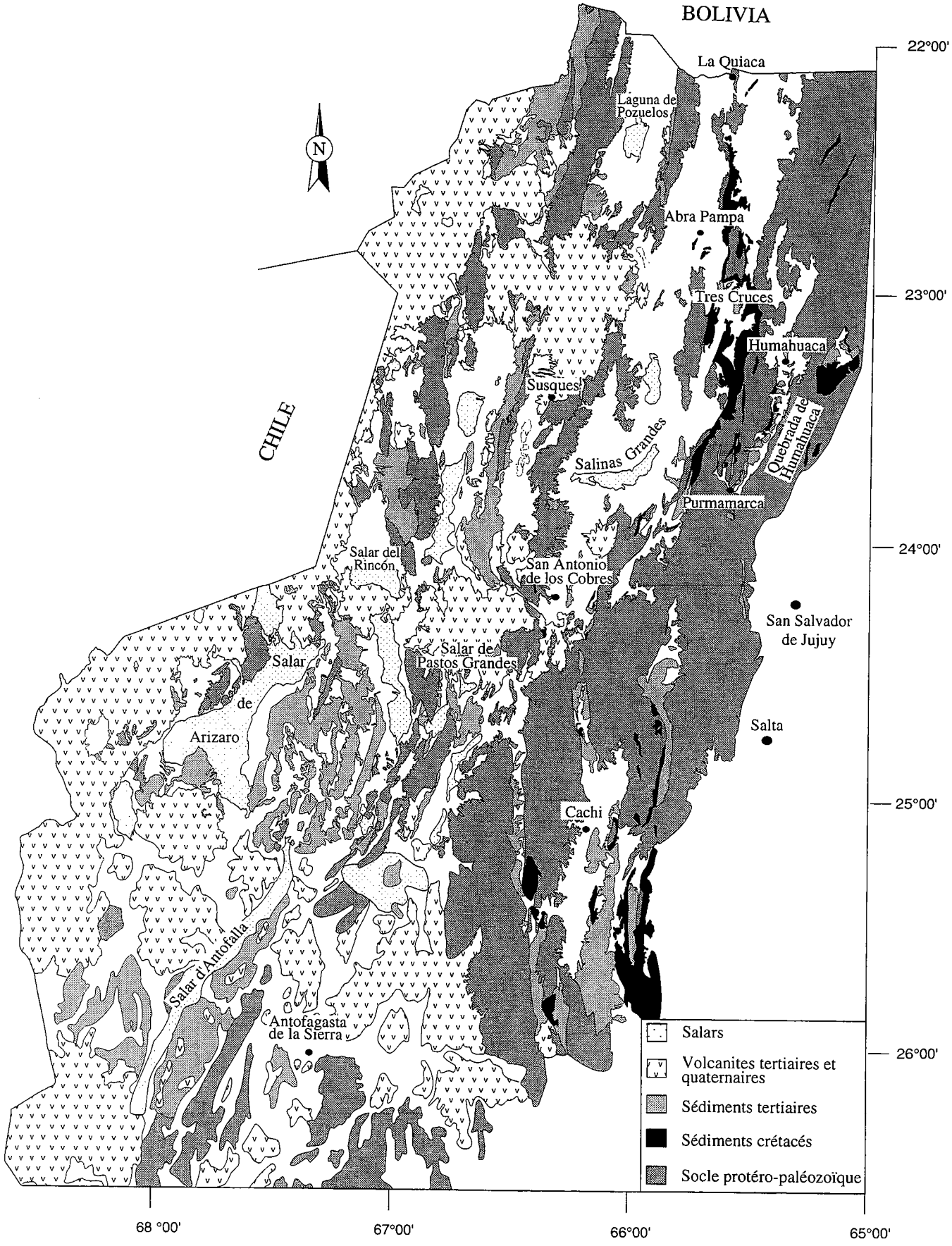


Figure II.1 : Carte géologique du haut plateau de la Puna (modifié d'après Amengual et al., 1979).

Le socle sur lequel se sont édifiées les Andes modernes est donc le résultat d'une évolution géodynamique et tectonique complexe et encore très controversée (pour une synthèse de l'évolution géodynamique de la marge occidentale de l'Amérique du Sud, du Protérozoïque au Mésozoïque, voir *Diraison, 1998*). Il est établi que ce socle est fortement structuré lors de l'initiation de l'orogenèse andine au Crétacé Supérieur, et que l'héritage paléogéographique et structural conditionne, pour partie, la géométrie et la structuration des Andes Centrales actuelles (voir chapitre I, § I.3.3.2.; *Allmendinger et al., 1983, 1997; Ramos, 1988b; Grier et al., 1991; Mon & Salfity, 1995*).

II.2. Évolution tardi-protérozoïque à tardi-paléozoïque de la région de la Puna

Le socle du continent sud américain est constitué d'une complexe mosaïque de blocs cratoniques protérozoïques autochtones, et de blocs allochtones accrétés durant plusieurs orogenèses successives au Paléozoïque (Fig. II.2 ; Ramos, 1988b). Du Protérozoïque Supérieur au Paléozoïque Supérieur, l'évolution du Nord-Ouest argentin est classiquement divisée en trois cycles principaux (*Ramos et al., 1986; Ramos, 1988b; de Wit & Ransome, 1992*) :

(1) Le cycle Brésilien d'âge Pan-africain (650±100 Ma) correspondant, dans le Nord-Ouest argentin à l'orogenèse pampéenne (*Almeida et al., 1976*).

(2) Le cycle Famatinien d'âge siluro-dévonien (400-360 Ma) correspondant à l'orogenèse ocloyique (*Aceñolaza & Tosselli, 1976*).

(3) Le cycle varisque carbonifère-permien correspondant à l'orogenèse Chanique

Le socle protéro-paléozoïque affleure largement au niveau de la Cordillère Orientale et au sein des chaînons de socle séparant entre eux les bassins cénozoïques de la Puna (Fig. II.1).

II.2.1. Le socle Protérozoïque Supérieur

Dans le Nord-Ouest argentin, le socle protérozoïque affleure entre 22° et 34°S et sépare la haute chaîne à l'Ouest, de la zone subandine et du bassin du Chaco à l'Est (Fig. II.3). Au niveau de la Puna et de la Cordillère Orientale adjacente, il est constitué de sédiments marins pélitiques affectés par un métamorphisme de bas grade, n'excédant pas le faciès schistes verts (*Ruiz Huidobro, 1960; Turner, 1960a & b; Aceñolaza, 1973; Omarini, 1983*). Ces sédiments sont datés du Protérozoïque Supérieur et atteignent

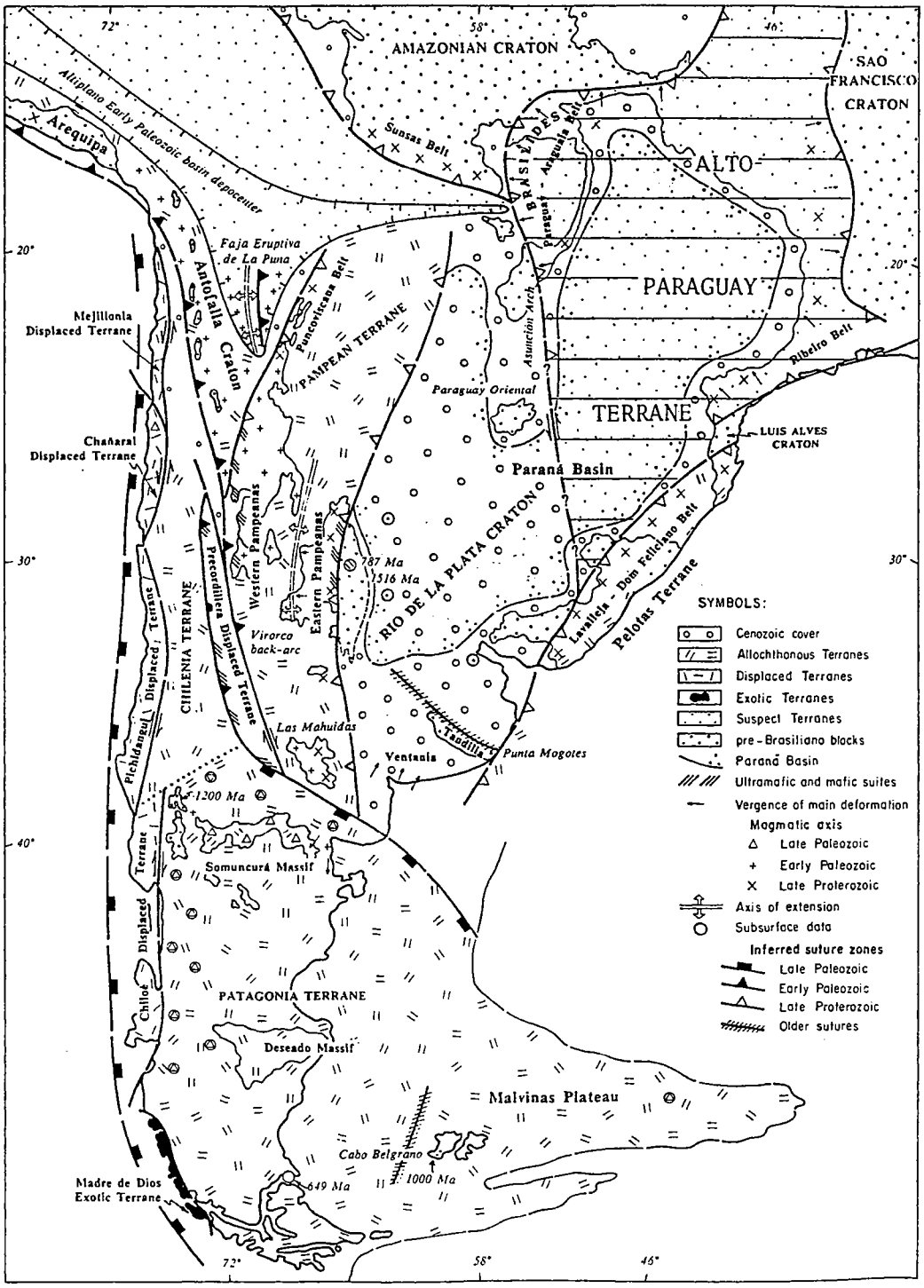


Figure II.2 : Principaux terrains cratoniques autochtones et terrains allochtones de la partie Sud de l'Amérique du Sud. La ligne droite en gras localise les coupes de la figure II.5 (d'après Ramos, 1988b).

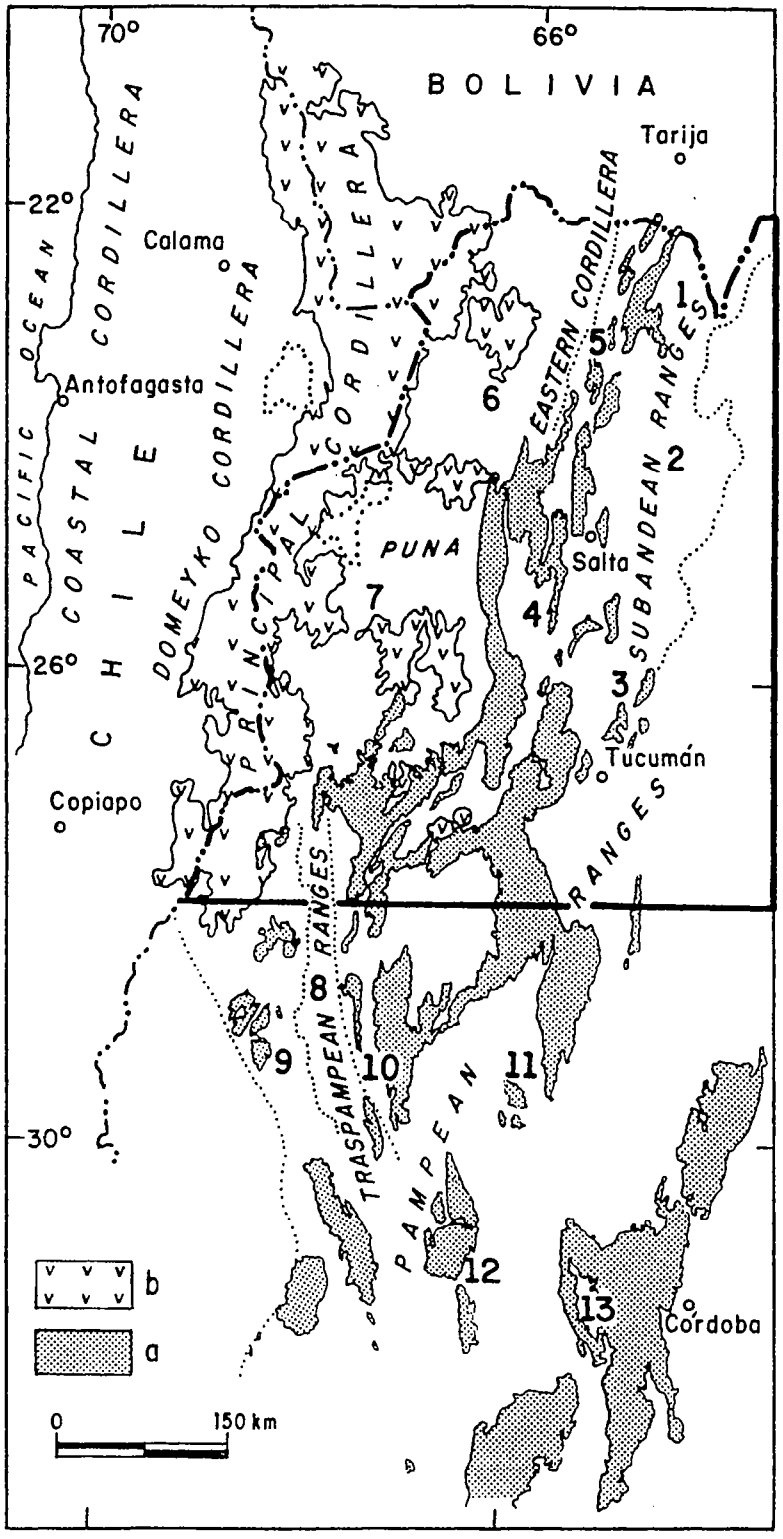


Figure II.3 : Carte des affleurements du socle protérozoïque (en grisé) à travers le Nord-Ouest argentin. Au niveau de la Puna, le socle protérozoïque se cantonne à la Cordillère Orientale. Vers le Sud, il s'étend à travers les Sierras Pampéanas et les Sierras de Córdoba (d'après Mon & Salfity, 1995).

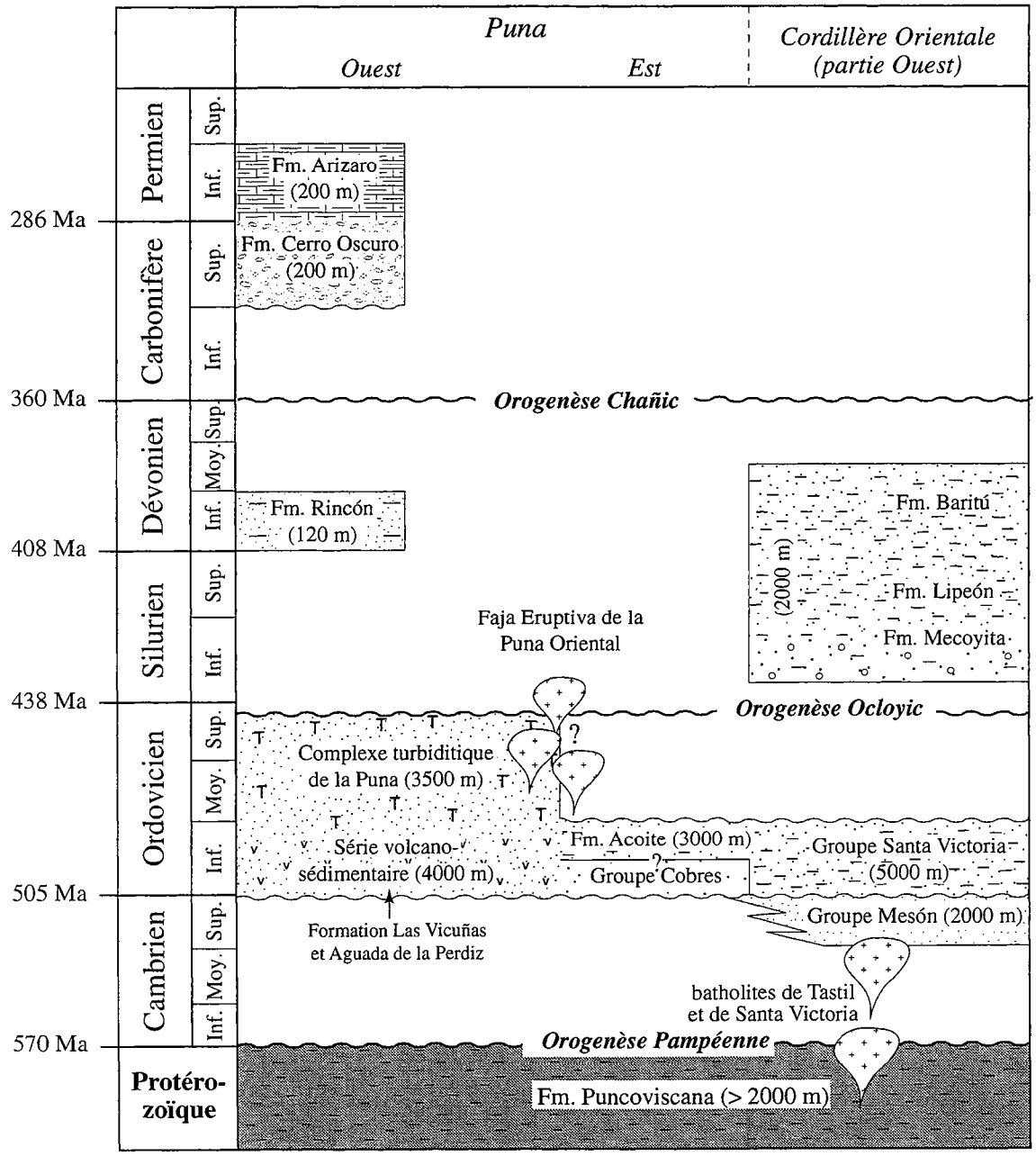


Figure II.4 : Colonnes stratigraphiques du socle protéro-paléozoïque de la Puna argentine et de la partie Ouest de la Cordillère Orientale (modifié d'après Bahlburg & Breitkreuz, 1991; Bahlburg & Furlong, 1996).

localement des épaisseurs de 2000 mètres (**Formation Puncoviscana**, Planche II.1a; Fig. II.4 ; *Turner, 1960a & b*). Ils se seraient déposé dans un contexte de marge active, au sein d'un bassin localisé entre le craton pampéen à l'Est et le craton d'Aréquipa-Antofalla à l'Ouest (Fig. II.5a ; *Ramos, 1988b*).

À partir de la latitude de 25-26°S le grade du métamorphisme augmente significativement vers le Sud et le socle "sédimentaire" protérozoïque passe à un "socle cristallin". Il est alors composé de gneiss et de migmatites au niveau des Sierras Pampeanas (*Mon, 1979; Garrasino, 1985; Ramos et al., 1986*). Les ceintures métamorphiques protérozoïques sont intrudées par plusieurs générations de granitoïdes tardi-protérozoïques à paléozoïques inférieur (Fig. II.4 & Fig. II.5b ; Plutons de Santa Rosa de Tastil et de Santa Victoria; *Halpern & Latorre, 1973; Aceñolaza & Miller, 1982; Omarini et al., 1985; Bachmann et al., 1987; Lork & Bahlburg, 1993*). Ces granitoïdes sont interprétés comme correspondant à un arc volcanique se développant à l'Ouest du talus continental du bloc pampéen (Fig. II.5a & b; *Ramos, 1988b*). A la fin du Protérozoïque et au Cambrien Inférieur, les sédiments de la Formation Puncoviscana sont affectés par l'orogenèse pampéenne (Fig. II.4 & II.5b). Cette orogenèse résulterait de la collision entre le bloc d'Aréquipa-Antofalla et le bloc pampéen (Fig. II.2 & Fig. II.5b; *Aceñolaza & Miller, 1982*; *Ramos et al., 1986; Bahlburg & Breitkreuz, 1991*).

II.2.2. Le socle Paléozoïque

La sédimentation, au Paléozoïque Inférieur, s'initie avec le dépôt d'une séquence de quartzites cambriennes (**groupe Mesón**, *Hausen, 1925*), de près de 2000 mètres d'épaisseur (Fig. II.4 ; *Turner, 1960a & b; Kumpa & Sanchez, 1988*). Ces sédiments affleurent le long d'une ceinture étroite au sein de l'actuelle Cordillère Orientale et reposent en discordance angulaire sur les unités protérozoïques (*Turner, 1964a & b*). En outre, ils se seraient déposé au sein d'un bassin extensif arrière-arc allongé suivant une direction NS (Fig. II.5c; *Salfity et al., 1975*). Le développement de ce bassin marquerait l'initiation d'un épisode cambrien d'extension le long de la marge Sud-Ouest de Gondwana (Fig. II.5c; *Ramos et al., 1986; Mpodozis & Ramos, 1989; Ramos, 1988b; de Wit & Ransome, 1992; Bahlburg & Furlong, 1996*). Durant l'Ordovicien Inférieur, le bassin s'élargit (Fig. II.6a) et une épaisse séquence de sédiments de plate-forme et de turbidites s'y dépose (*Turner & Méndez, 1975; Moya, 1988; Bahlburg, 1990a, 1991; Bahlburg & Furlong, 1996*) en discordance érosive sur les unités protérozoïques et cambriennes (*Turner, 1960a & b, 1964b; Turner & Méndez, 1979; Sanchez & Salfity, 1990*). Au Llanvirnien, l'émersion de la région correspondant à l'actuelle Cordillère Orientale, individualise deux dépôcentres durant le reste de l'Ordovicien (Fig. II.6b;

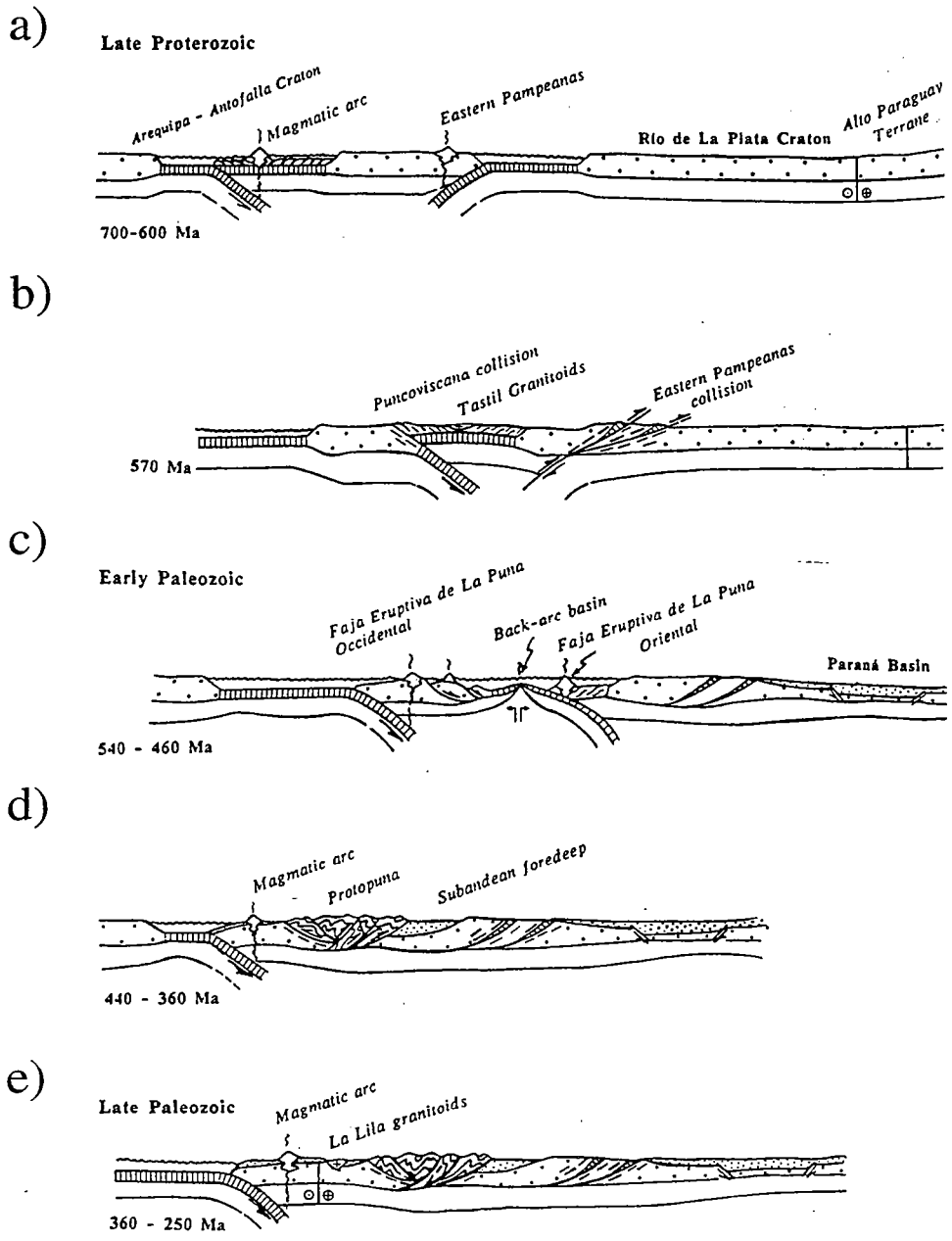
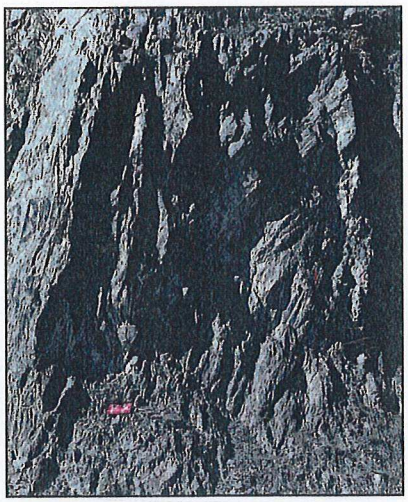
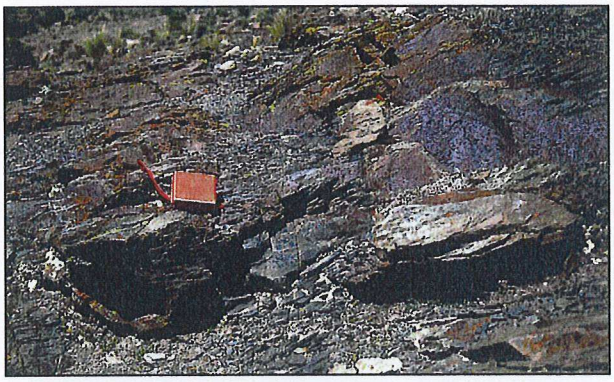


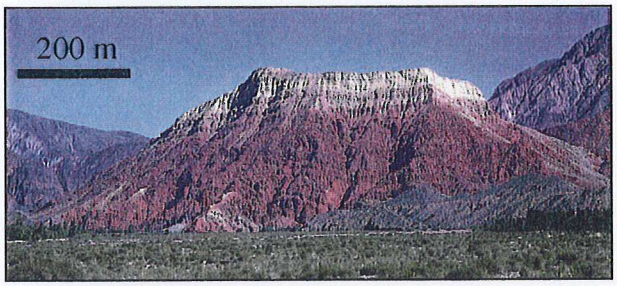
Figure II.5 : Coupes schématisant l'évolution géodynamique et tectonique protérozoïque à paléozoïque inférieur des Andes Centrales à la latitude de la Puna argentine (23°-25°S) (d'après Ramos, 1988b). Le trait de coupe est localisé sur la Figure II.2.



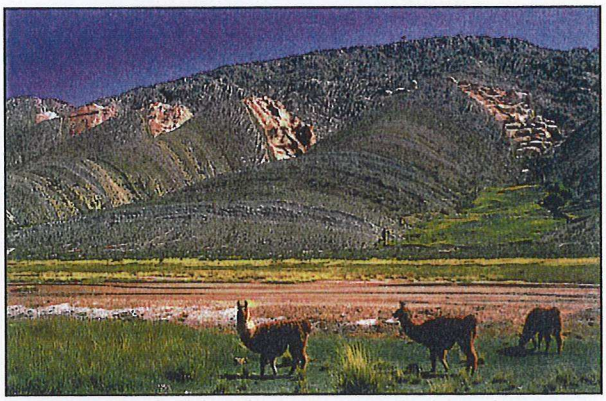
a)



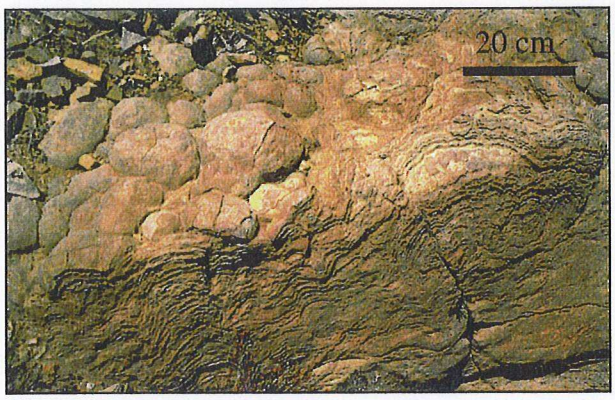
b)



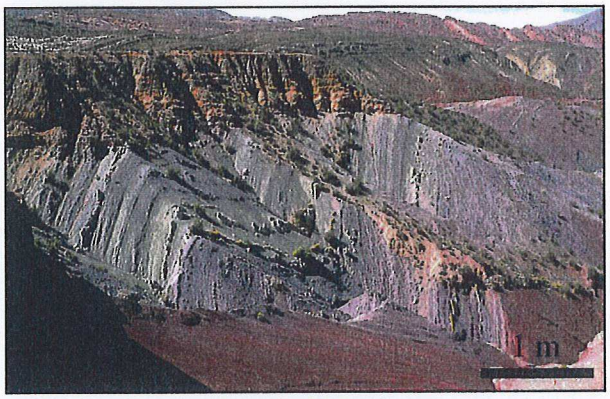
c)



d)



e)



f)

Planche II.1 : photographies illustrant les différents faciès des unités sédimentaires observées à travers la Puna argentine. **a)** Sédiments marins pélitiques précambriens de la Formation Puncoviscana, **b)** Turbidites ordoviciennes, **c)** Grès rouges continentaux du sous-groupe Pirgua recouverts au sommet par les calcaires maestrichtiens de la formation Yacoraite (Cerro Yacoraite, Quebrada de Humahuaca), **d)** Strates massives des grès blanchâtres de la formation Lecho (Bassin de Tres Cruces), **e)** Calcaires stromatolithiques de la Formation Yacoraite (Bassin de Tres Cruces), **f)** Sédiments paléocènes du sous-groupe Santa Bárbara, en gris, Formation Maiz Gordo, en Rouge, Formation Lumbrera (Bassin de Tres Cruces).

Salfity et al., 1984; Moya, 1988; Bahlburg & Furlong, 1996). A l'Est du "haut" topographique de Cobres (*"Cobres high"; Moya, 1988*), les dépôts ordoviciens atteignent 4000 m d'épaisseur. A l'Ouest, le bassin correspond à l'actuelle Puna et à la partie Ouest de la Cordillère Orientale (Fig. II.6b). Dans la Cordillère Orientale et la partie Est de la Puna, la sédimentation ordovicienne s'initie avec le dépôt de grès quartzeux (Planche II.1b; Fig. II.4; **Groupe Santa Victoria** dans la Cordillère Orientale; **Groupe Cobres et Formation Acoite** (membre supérieur du groupe Santa Victoria) sur la Puna, *Harrington & Leanza, 1957*). Dans la partie Ouest de la Puna, les unités ordoviciennes débutent par une séquence volcano-sédimentaire de près de 4000 mètres d'épaisseur (Fig. II.4; **Formations Las Vicuñas et Aguada de la Perdiz**, *Garcia et al., 1962; Moya et al., 1993*) liées à l'activité d'un arc volcanique actif à l'Ordovicien Inférieur (Fig. II.5c & Fig. II.6a; *Koukharsky et al., 1988; Breitkreutz et al., 1989; Bahlburg, 1990a*). Cette séquence est recouverte par le "**complexe turbiditique de la Puna**", d'âge ordovicien moyen à supérieur atteignant près de 3500 m d'épaisseur (Fig. II.4; *Bahlburg, 1990a, 1991; Aceñolaza & Baldis, 1987*).

A l'Ordovicien Supérieur (Ashgillien), les unités ordoviciennes sont affectées par l'orogenèse ocloyique (Fig. II.5d; *Turner & Méndez, 1979; Coira et al., 1982; Mon & Hongn, 1987, 1991; Bahlburg, 1990a; Mon, 1993*) qui métamorphise les sédiments dans le faciès schistes verts. Consécutivement à cette orogenèse, la Puna devient une zone topographiquement positive (*Arco Puneño; Padula et al., 1967* ou *protopuna, Ramos, 1988b;* Fig. II.5d).

Les unités ordoviciennes plissées sont intrudées par une ceinture de granitoïdes allongée suivant une direction NNE-SSO, la Faja Eruptiva de la Puna Orientale (FEPO, *Méndez et al., 1973*) constituée de granites, granodiorites et rhyodacites (Fig. II.4 & Fig. II.7; *Méndez et al., 1973; Salfity et al., 1975; Turner & Méndez, 1975; Bahlburg, 1990b*). L'âge et l'origine de ces granitoïdes restent très controversés. Deux principales écoles s'affrontent sur ce sujet. La première considère que la FEPO est principalement constituée d'ignimbrites synsédimentaires intercalées dans des sédiments d'âge Ordovicien Inférieur. Elle correspondrait à un arc magmatique se développant à l'aplomb d'une zone de subduction plongeant vers l'Est, durant le Paléozoïque Inférieur (Fig. II.5c; *Coira, 1979; Coira et al., 1982; Allmendinger et al., 1983; Ramos, 1988b ; Coira & Koukharsky, 1991*). La seconde école insiste à la fois sur la texture clairement plutonique des roches appartenant à la FEPO et sur les relations intrusives qu'elles entretiennent avec leur encaissant. Dans la région d'Abra Pampa, les séquences ordoviciennes plissées datées sur Graptolites, comme étant d'âge Ordovicien Moyen-Supérieur *(Bahlburg, 1990a)* sont intrudées post-tectoniquement par les granitoïdes de la Faja Eruptiva de la Puna. Ces observations suggèrent que les granitoïdes de la FEPO sont d'âge post-ordovicien (Silurien). Ils se seraient mis en place au sein d'une zone cisaillante

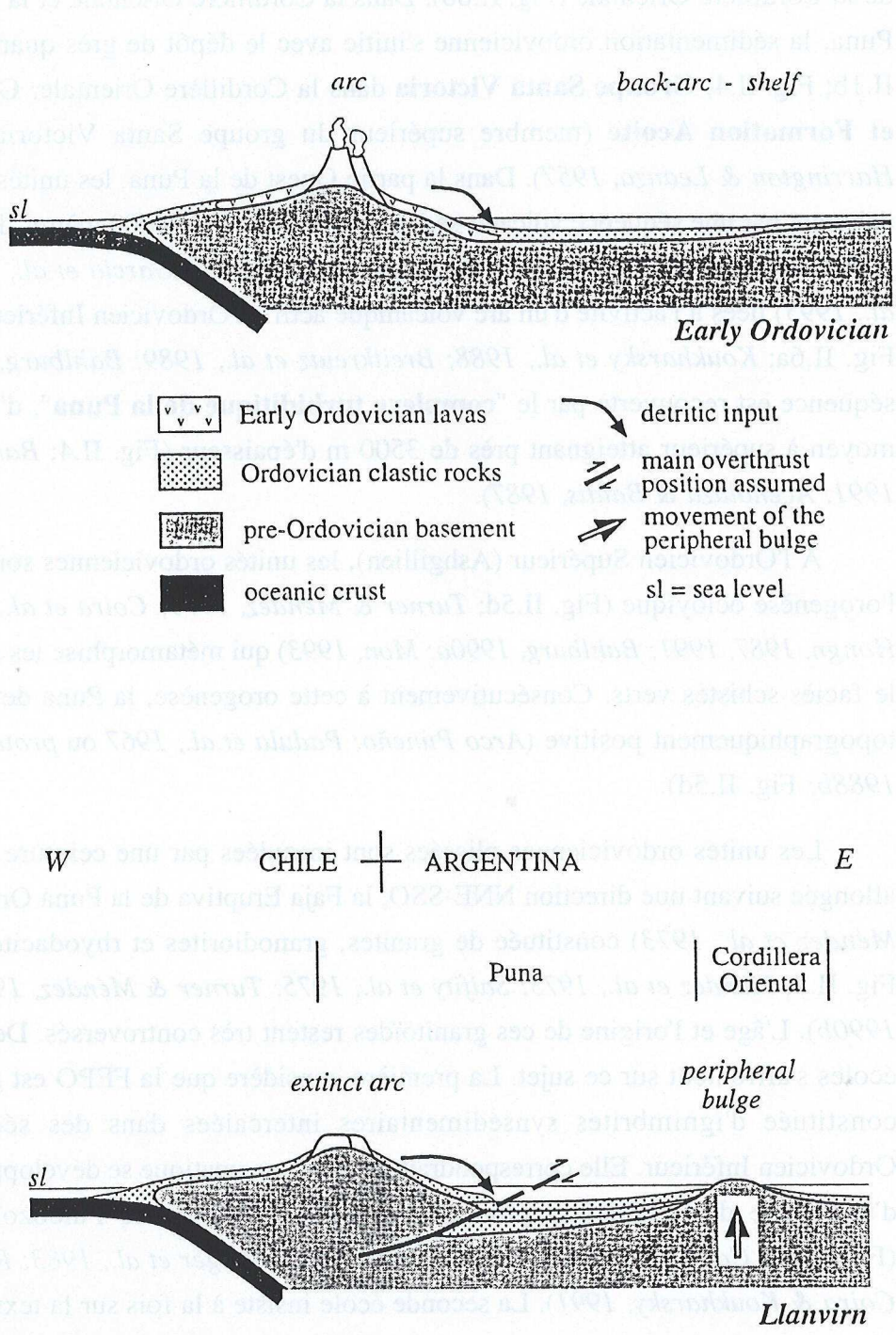


Figure II.6 : Coupes schématisant l'évolution géodynamique du bassin de la Puna entre l'Ordovicien Inférieur et l'Ordovicien Moyen. Le bombement périphérique correspond au haut topographique de Cobres décrit dans la littérature (d'après Bahlburg & Furlong, 1996).

senestre postérieurement à l'orogenèse ocloyique (*Méndez et al., 1973; Schwab, 1973; Salfity et al., 1975; Turner & Méndez, 1979; Bahlburg, 1990a & b*). Cependant, une étude récente propose des datations radiométriques U-Pb sur monazite des granitoïdes de la FEPO (*Lork & Bahlburg, 1993*). Les âges obtenus se situent entre 467 et 476 Ma (Ordovicien Moyen) et seraient, d'après les auteurs, représentatifs de l'âge de cristallisation des plutons. Ces datations radiométriques sont incompatibles avec l'âge relatif des plutons déduit des observations de terrain. L'âge et l'origine de la Faja Eruptiva de la Puna Oriental restent donc encore mal connus.

Dans le Nord-Ouest argentin, la sédimentation siluro-dévonienne se déroule dans deux bassins, séparés par l'arche de la Puna (Fig. II.5d). Le bassin oriental coïncide avec l'actuelle zone subandine et la partie Est de la Cordillère Orientale. Plus de 2000 m de grès marins peu profonds et de shales s'y déposent durant le Silurien (**Formations Mecoyita et Lipeón**; *Turner, 1960a & b; Turner & Méndez, 1979*) et le Dévonien Inférieur (**Formation Baritú**; *Padula et al., 1967*; Fig. II.4). Au niveau du bassin occidental (partie Ouest de l'actuelle Puna), les dépôts siluriens sont absents et les séquences dévoniennes, carbonifères et permiennes sont représentées par des affleurements isolés, localisés à l'Ouest du salar de Rincón (Fig. II.1). L'unité dévonienne n'excède pas 120 m d'épaisseur (**Formation Rincón**; *Aceñolaza et al., 1972*) et est constituée de dépôts gréseux caractéristiques d'un environnement marin peu profond (Fig. II.4; *Donato & Vergani, 1985*). elle repose en discordance sur les séries ordoviciennes plissées lors de l'orogenèse ocloyique. Au Dévonien Supérieur-Carbonifère Inférieur, l'orogenèse Chanique produit une discordance à l'échelle régionale. Au niveau de la Puna, une unité Carbonifère Supérieur, de 200 m d'épaisseur de sédiments continentaux (**Formation Cerro Oscuro**, *Aceñolaza et al., 1972*), se dépose en discordance sur les séries dévoniennes (Fig. II.4). Enfin, la série paléozoïque s'achève par le dépôt, au Permien Inférieur, de calcaires et de shales de 200 m d'épaisseur, témoin d'un milieu marin peu profond (**Formation Arizaro**, *Aceñolaza et al., 1972*).

II.2.3. Bilan

Le socle protéro-paléozoïque du haut plateau de la Puna est principalement constitué d'unités d'origine sédimentaire métamorphisées dans des faciès de bas grade. Ces sédiments sont recoupés par des granitoïdes lors de deux pics d'activité magmatique. Le premier pic est enregistré au Protérozoïque Supérieur et le second l'est à l'Ordovicien (Moyen-Supérieur ?). A travers le territoire argentin, les structures compressives majeures et la foliation associée aux épisodes orogéniques tardi-protérozoïques et

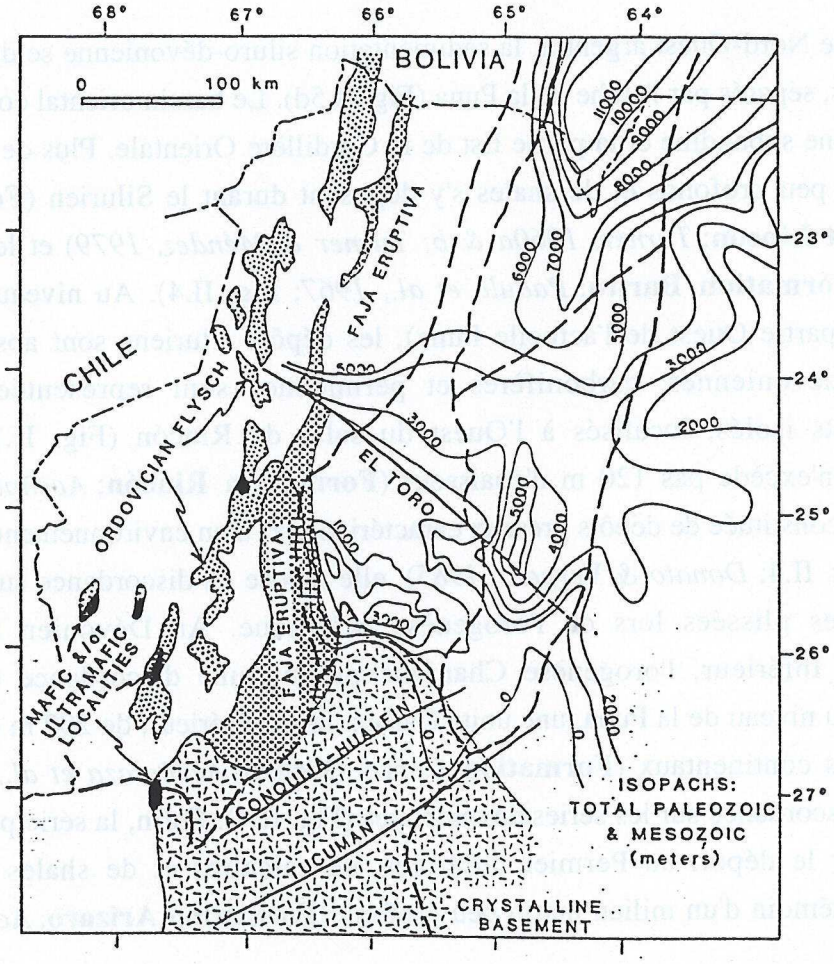


Figure II.7 : Carte des principaux éléments paléogéographiques observés dans le Nord Ouest argentin. Noter la localisation de la Faja Eruptiva de la Puna Oriental (FEPO). Le socle cristallin précambrien se localise au Sud, au niveau des Sierras Pampéanas. Les isopaques des séquences paléozoïques et mésozoïques sont reportés pour la zone d'avant-pays, à l'Est (d'après Allmendinger et al., 1983).

paléozoïques s'orientent suivant une direction N-S à NO-SE *(Aceñolaza & Tosselli, 1976; Ramos et al., 1986; Mon, 1993; Le Corre & Rossello, 1994 ; Mon & Salfity, 1995*). Ces structures constituent des zones de faiblesses qui seront largement réactivées durant l'évolution mésozoïque et cénozoïque du Nord-Ouest argentin (*Uliana et al., 1989; Ramos & Kay, 1991; Mon & Salfity, 1995*).

II.3. Evolution mésozoïque du Nord-Ouest argentin

Suite aux orogenèses protéro-paléozoïques successives, ayant conduit, au Paléozoïque Supérieur, à l'assemblage final de la marge Sud-Ouest de Gondwana (*de Wit, 1977; Miller, 1979*), le régime tectonique, jusqu'ici globalement compressif, enregistre un changement majeur durant le mésozoïque. La marge Sud-Ouest de Gondwana est en effet soumise à une phase extensive généralisée (*Uliana & Biddle, 1988; Uliana et al., 1989; Ramos & Kay, 1991*) qui affecte le continent sud-américain depuis le Trias (230 Ma ?) jusqu'au Crétacé Inférieur (100 Ma ?) (*Uliana et al., 1989*). L'extension observée en Argentine est une réponse locale au changement de régime tectonique responsable de la séparation des plaques Amérique du Sud et Afrique lors de l'ouverture de l'Atlantique Sud (*Uliana et al., 1989*). Au Trias, l'extension précoce se cantonne à la frange de blocs accrétés à Gondwana durant le Paléozoïque (Fig. II.8; *Uliana et al., 1989; Ramos & kay, 1991*). L'extension se traduit, à travers le territoire argentin, par la formation d'un réseau complexe de bassins extensifs, globalement orientés suivant une direction NN0-SSE. L'orientation préférentielle des structures suggère que l'extension mésozoïque réactive largement la fabrique structurale paléozoïque (*Uliana et al., 1989, Salfity, 1979*). Entre le Jurassique Supérieur et le Crétacé Inférieur, l'extension se propage à travers les zones "cratoniques"et affecte l'extrême Nord-Ouest du territoire argentin (Fig. II.9).

Au Crétacé Inférieur (Kimméridgien ?) une série de rifts, d'abord isolés puis interconnectés, s'ouvre dans le Nord-Ouest argentin (Fig. II.10; *Riccardi, 1988; Uliana & Biddle, 1988; Uliana et al., 1989; Grier et al., 1991; Salfity & Marquillas, 1994*) et dans les régions adjacentes telles que la Bolivie (*Cherroni, 1977; Sempere et al., 1997*), le Paraguay (*Clebsch, 1991*) et le Chili (*Bogdanic, 1990*). En Argentine, ce bassin est connu sous le nom de rift de Salta et se développe sur un substratum précambrien à paléozoïque (voir § II.2). Il se présente sous la forme d'un bassin à trois branches qui se développe suivant trois directions structurales majeures s'orientant N-S, NE-SO et NO-SE (Fig. II.10; *Salfity, 1982; Grier et al., 1991*). Cinq principaux dépôcentres d'importances variables y sont observés : Lomas de Olmedo, Alemánia, Metán, Sey et Tres Cruces (Fig. II.10; *Reyes, 1972; Salfity, 1980; Schwab, 1984, 1985*). La localisation

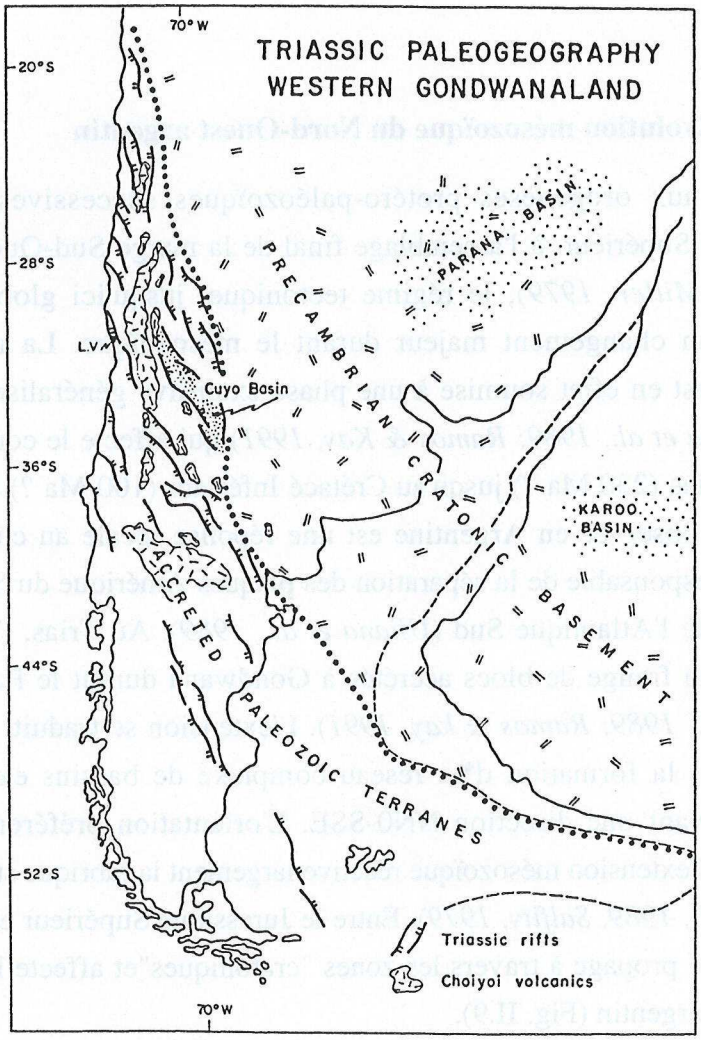


Figure II.8 : Carte montrant la paléogéographie de la marge occidentale de Gondwana au Trias. Les principaux systèmes de rifts se seraient développés autour du socle cratonique précambrien, au sein des terrains paléozoïques accretés (d'après Ramos & Kay, 1991).

Figure II.9 : Localisation des zones extensives au sein de la partie Sud du continent sud-américain durant le Crétacé Inférieur (120 Ma) alors que l'Atlantique Sud est en cours d'ouverture. Noter le développement d'un rift à trois branches (rift de Salta) dans le Nord-Ouest argentin (d'après Uliana et al., 1989).

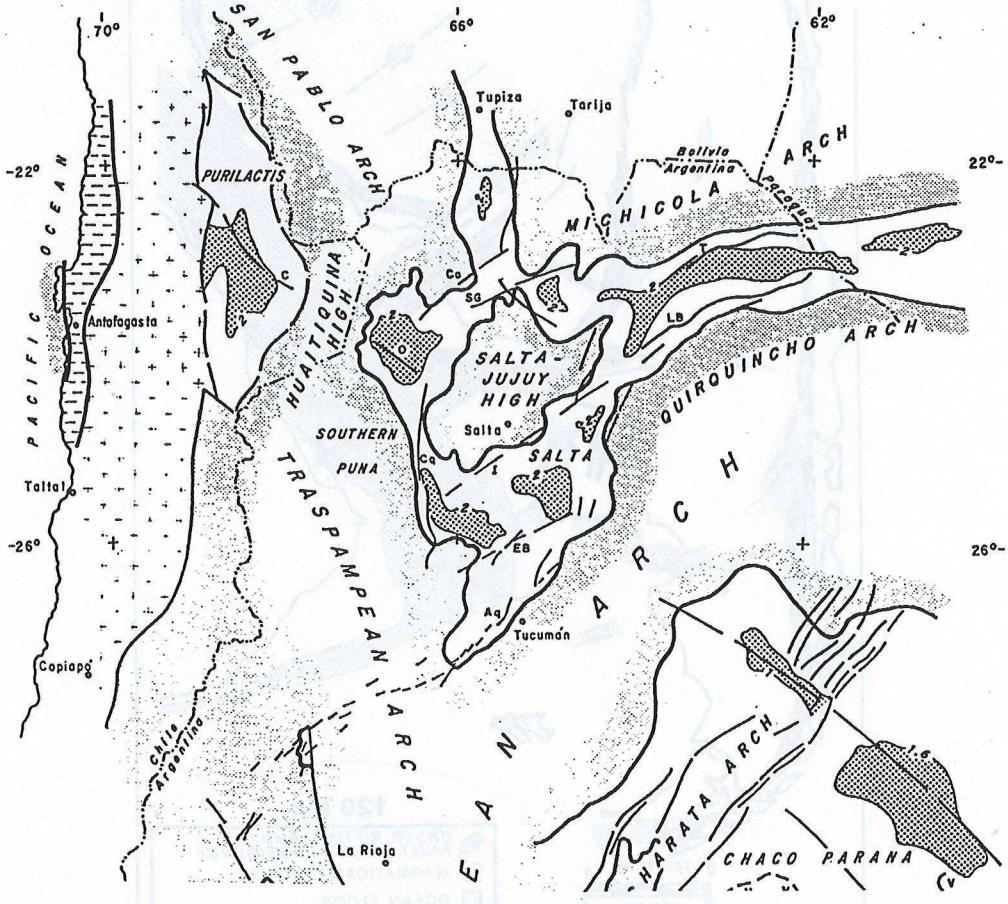


Figure II.10. : Géométrie des bassins extensifs du Crétacé Inférieur dans le Nord-Ouest de l'Argentine et régions adjacentes. Les traits en gras représentent les bordures des bassins (d'après Salfity & Marquillas, 1994).

de la sédimentation y est contrôlée par des éléments structuraux topographiquement positifs qui sont les arches : de Michicola (*Vilela, 1965*), de Quirquincho (*Salfity, 1980*), pampéenne et traspampéenne (*Padula & Mingramm, 1968*), de San Pablo et Salta-Jujuy (*Reyes, 1972*) (Fig. II.10).

Les sédiments comblant le rift de Salta sont regroupés au sein du **Groupe Salta** (*Turner, 1959*) (Fig. II.11). Ce groupe est subdivisé en séquences syn-rift (**sous-groupe Pirgua**; *Vilela, 1951; Reyes & Salfity, 1973*) et post-rift (**sous-groupes Balbuena** et **Santa Bárbara**; *Moreno, 1970*) (*Bianucci et al., 1981*).

Les séquences Néocomiennes à Campaniennes du sous-groupe Pirgua sont des sédiments continentaux détritiques (Planche II.1c). Ils correspondent à des cônes alluviaux, distaux à proximaux, et à des dépôts de réseaux en tresses (*Moreno, 1970; Reyes & Salfity, 1973; Salfity & Marquillas, 1981*). La section complète affleure au sein du dépôcentre de Alemanía (Fig. II.12a) et y est divisée en trois formations distinctes (Fig. II.11): la formation conglomératique **La Yesera** (615 m), la formation pélitique **Las Curtiembres** (1170 m) et l'unité sommitale **Los Blanquitos** (1500 m) constituée de grès rouges (*Reyes & Salfity, 1973; Boso et al., 1984*). Le dépôcentre y excède 3000 m d'épaisseur (Fig. II.12). Le Sous-groupe Pirgua ne contient des fossiles indicatifs de son âge qu'au sommet du membre supérieur de la série. Ce sont des restes de dinosaures campaniens observés au sommet de la Formation Los Blanquitos (*Bonaparte, 1984*). La chronologie du reste de la séquence est basée sur des âges radiométriques de coulées basaltiques intercalées dans les sédiments au sein du bassin d'Alemanía. Le premier épisode volcanique correspond aux basaltes de Alto de las Salinas, intercalés dans les conglomérats de la formation La Yesera et dont les âges radiométriques s'échelonnent entre 128 et 96 Ma (Fig. II.11; *Bossi & Wampler, 1969; Reyes et al., 1976; Valencio et al., 1976; Galliski & Viramonte, 1988*). Le second épisode est représenté par les basaltes de Las Conchas qui s'intercalent au sommet des pélites de la formation Las Curtiembres et sont datés entre 78-76 Ma (Fig. II.11; *Reyes et al., 1976; Valencio et al., 1976*).

Les dépôcentres du rift crétacé de Salta coïncidant avec l'actuelle Puna, correspondent aux bassins de Sey et de Tres Cruces (Fig. II.12). La stratigraphie crétacée du bassin de Tres Cruces est bien connue puisque les séries y affleurent largement (Planche II.1c; Figs. II.11 & II.13). Le sous-groupe Pirgua y est uniquement représenté par son membre supérieur, la Formation Los Blanquitos, constituée de grès rouges à fins niveaux calcaires intercalés et dont les épaisseurs à l'affleurement sont comprises entre 150 et 900 m (*Coira, 1979; Boll & Hernández, 1986; Gómez Omil et al., 1989; Galli & Marquillas, 1990; Salfity & Marquillas, 1994*). Des plutons granitiques (Rangel, Tusaquillas, Abra Laite, Aguilar) affleurent le long du flanc Ouest du bassin de Tres Cruces (Fig. II.13; *Halpern & Latorre, 1973; Galliski & Viramonte, 1988;*

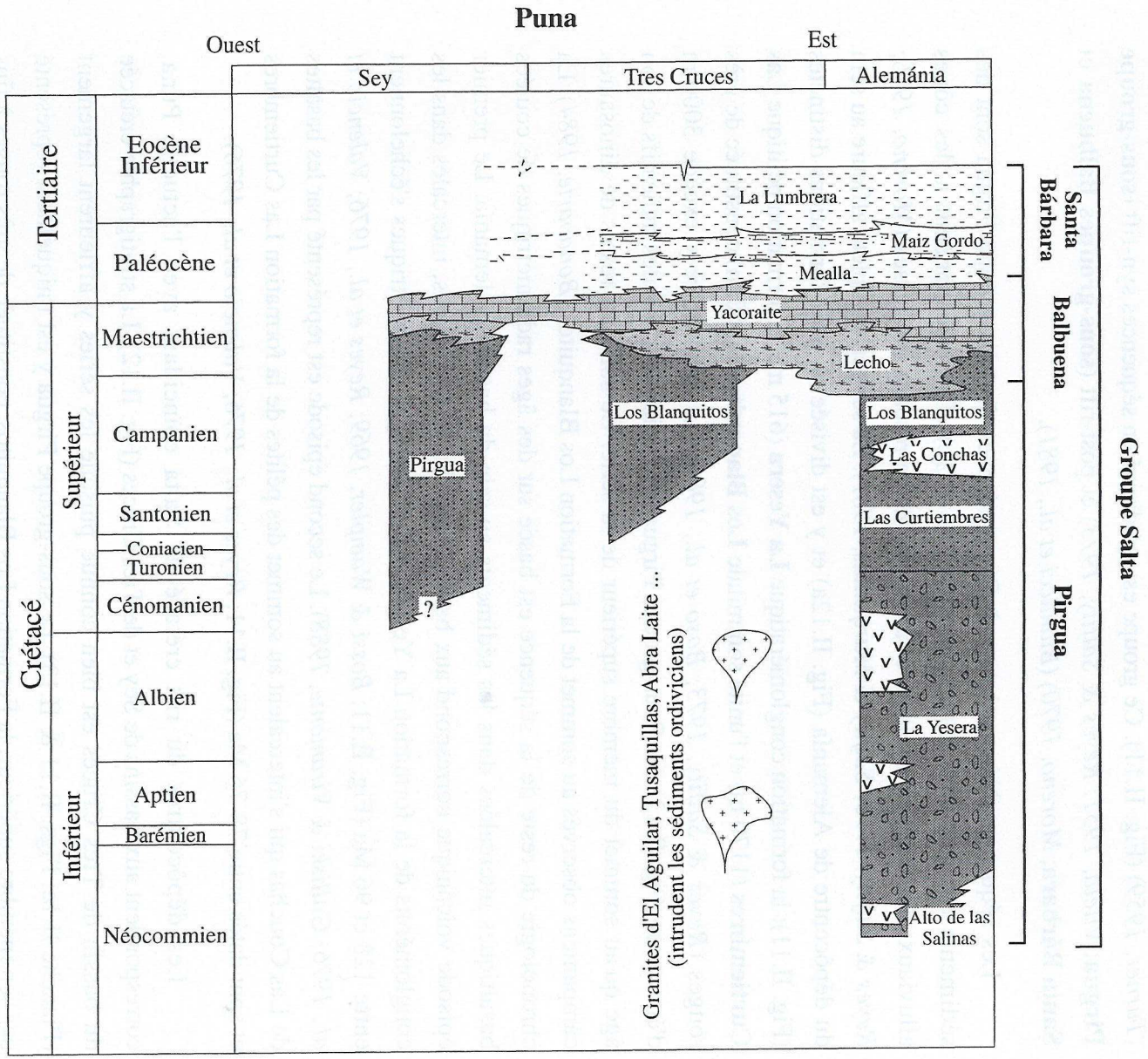


Figure II.11 : Colonnes stratigraphiques des sédiments crétacés à paléocènes du groupe de Salta (modifié d'après Salfity & Marquillas, 1994).

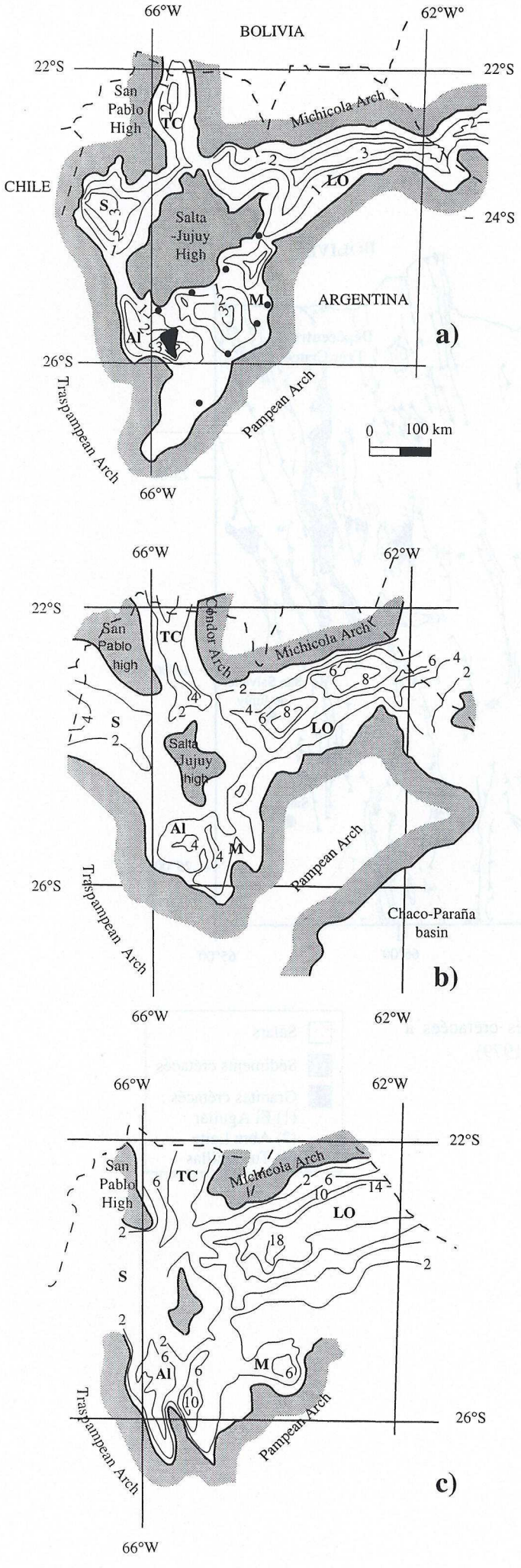


Figure II.12 : Carte des principaux dépôcentres du bassin de Salta du Crétacé Inférieur au Paléocène. TC : dépôcentre de Tres Cruces, S : Sey, Al : Alemánia, M : Metán, LO : Lomas de Olmedo. a) remplissage du rift de Salta par les sédiments syntectoniques du sous-groupe Pirgua entre le Néocomien et le Campanien. Les lignes isopaques sont en km. Les points noirs au sein des dépôcentres d'Alemánia et de Metán correspondent aux volcanites Alto de las Salinas. La surface noire dans le bassin de Alemánia correspond aux basaltes de Las Conchas. b) Remplissage post-tectonique par les sédiments marins transgressifs du sous-groupe Balbuena au Maestrichtien. Les lignes isopaques sont en centaines de mètres. c) Dépôt des séquences sédimentaires du sous-groupe Santa Bárbara du Paléocène à l'Eocène Inférieur. Les lignes isopaques sont en centaines de mètres (d'après Salfity & Marquillas, 1994).

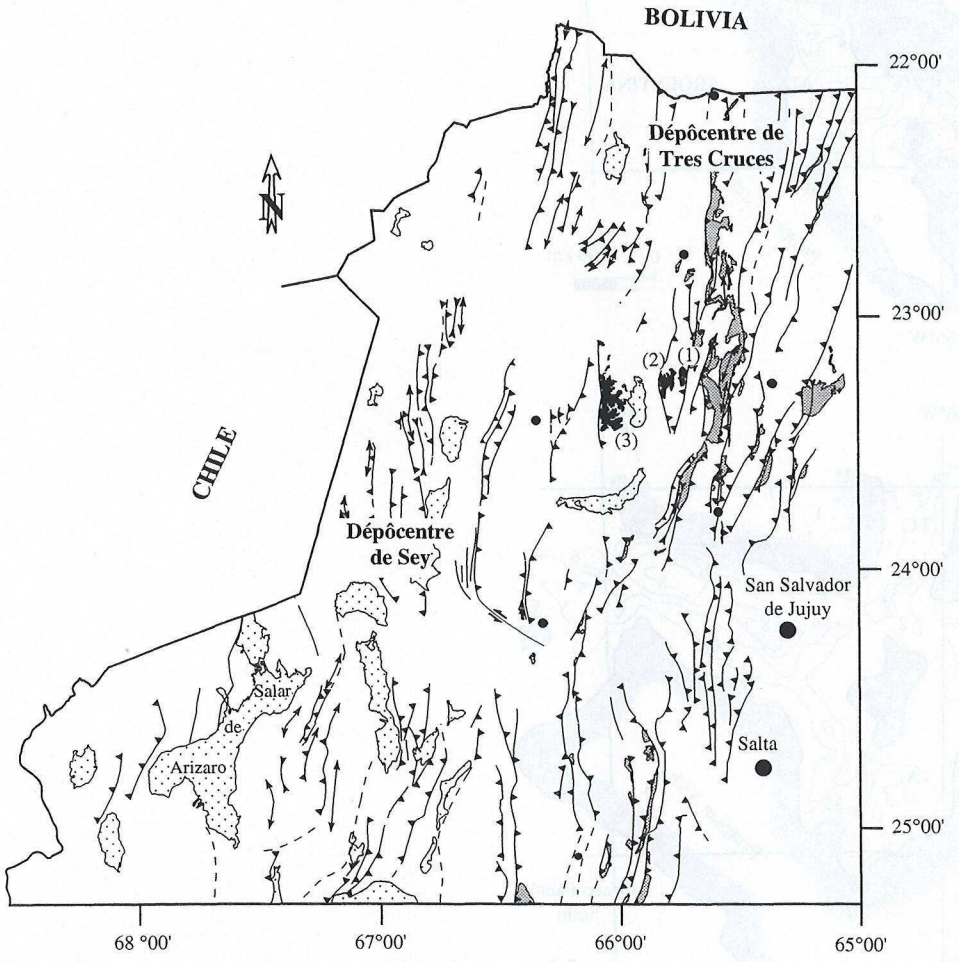


Figure II.13 : Carte des affleurements des unités crétacées à travers la Puna (modifié d'après Amengual et al., 1979).

Tosselli, 1992). Ils intrudent les sédiments ordoviciens et sont datés du Crétacé Inférieur (*Halpern & Latorre, 1973; Turner & Méndez, 1979*). Enfin, au niveau du dépôcentre de Sey, les trois membres du sous-groupe Pirgua seraient représentés et atteindraient une épaisseur totale de près de 3500 m (Figs. II.11 & II.12; *Schwab, 1984*).

Durant le Maestrichtien, le sous-groupe Pirgua est recouvert par les séquences post-rift du sous-groupe Balbuena. Le domaine de sédimentation de ces séries transgressives, lacustres à marines peu profondes, s'élargit aux reliefs bordant le bassin de Salta durant le Crétacé Inférieur, excepté dans la partie Sud (comparer les Fig. II.12a & II.12b; *Salfity, 1982; Uliana et al., 1989; Gómez Omil et al., 1989; Salfity & Marquillas, 1994*). Ces dépôts s'initient avec les grès grossiers calcaires blancs de la **Formation Lecho** (Planche II.1d; *Turner, 1959; Salfity, 1980*) et se poursuivent avec le dépôt de calcaires oolithiques, stromatholitiques et de marnes calcaires de la **Formation Yacoraite** (Planche II.1c & e; *Turner, 1959; Marquillas, 1984, 1985, 1986*). L'épaisseur du sous-groupe Balbuena n'excède pas 400 m au sein des dépôcentres de la Puna (Fig. II.12b; *Salfity & Marquillas, 1994*). La Formation Yacoraite est le principal horizon producteur d'hydrocarbures dans le bassin Crétacé du Nord-Ouest argentin (*Turic et al., 1987*).

A partir du Paléocène, les séries régressives continentales du sous-groupe Santa Bárbara se déposent dans un environnement lacustre (Planche II.1f). La sédimentation s'initie au Paléocène avec les marnes lie-de-vin de la **Formation Mealla** (*Marquillas & Salfity, 1989, 1992*), recouvertes par les dépôts pélitiques et carbonatés gris-bleu de la **Formation Maiz Gordo** (*del Papa & Marquillas, 1990*). La séquence s'achève avec les pélites rouges de la **Formation Lumbrera**, à l'Eocène Inférieur (*Pascual et al., 1981; Pascual, 1984*). Le passage d'un cycle de dépôts marins maestrichtiens vers un cycle de dépôts continentaux paléocènes marque l'initiation de l'orogenèse andine dans la région arrière-arc des Andes Centrales (*Riccardi, 1988; Sempere et al., 1997*).

II.4. Bilan de l'évolution anté-andine

L'évolution tectono-sédimentaire tardi-protérozoïque à mésozoïque du Nord-Ouest argentin joue un rôle prépondérant sur la localisation de la déformation et sur le développement des structures lors de l'orogenèse andine au Cénozoïque (*Allmendinger et al., 1983, 1997; Sheffels, 1990, 1995; Kley, 1998*). Plusieurs facteurs sont à considérer : d'une part l'héritage structural compressif paléozoïque et extensif mésozoïque, d'autre part, la distribution géographique des dépôcentres anté-cénozoïques.

Dans le Nord-Ouest argentin, le socle tardi-protérozoïque à paléozoïque est affecté par une intense structuration orientée suivant une direction NS à NO-SE. Ces structures

sont reprises lors de la phase extensive mésozoïque qui produit également des failles normales d'orientation variant entre NE-SO et NO-SE. Ces réseaux préexistants de failles seront largement réactivés durant l'orogenèse andine au Cénozoïque.

La distribution des principaux dépôcentres anté-cénozoïques conditionne la présence ou non d'une couverture sédimentaire lors de l'initiation de la compression andine et va directement influencer le style de la déformation dans les différentes provinces concernées (voir chapitre I, § I.3.3).

II.5. Les bassins cénozoïques compressifs de la Puna

Les bassins compressifs de l'Altiplano-Puna contiennent des séquences sédimentaires cénozoïques, constituées de dépôts détritiques continentaux, intercalés de niveaux volcaniques et volcano-clastiques, s'échelonnant en âge depuis l'Eocène (Inférieur ?) jusqu'à l'actuel. Le caractère continental détritique de ces sédiments marque le changement de milieu de sédimentation entre le Paléocène et l'Eocène. Les sédiments tertiaires affleurent au sein même des bassins intramontagneux ou seulement en périphérie, le long des chevauchements bordiers à l'interface socle-couverture. L'épaisseur préservée, les faciès et l'âge des séries cénozoïques apportent des indications sur l'activité tectonique locale, lors du remplissage des bassins. En outre, lorsque les sédiments sont datés, ils permettent de contraindre la chronologie et la localisation de la déformation à une échelle plus régionale.

Il faut noter que le caractère continental des dépôts cénozoïques induit des variations de faciès importantes au sein d'un même bassin et à fortiori, entre différents bassins. Par exemple, une série de même âge peut être représentée par des dépôts grossiers de cônes alluviaux en bordure de bassin (position proximale) et par des dépôts fins de *playa* au centre (position distale). Les corrélations stratigraphiques entre différentes unités dépendent alors essentiellement de la combinaison de données paléontologiques sur vertébrés, d'âges radiométriques de niveaux volcaniques intercalés dans les sédiments. En ce qui concerne les bassins de la Puna, ces données sont relativement peu nombreuses, particulièrement pour les unités paléogènes, et les corrélations temporelles entre les séquences sédimentaires de différents bassins ne sont pas toujours possibles.

Trois dépôcentres ont été choisis pour illustrer la sédimentation cénozoïque de la Puna argentine : les bassins d'Arizaro (*Donato, 1987*), de Pastos Grandes (*Alonso, 1992*) et de Tres Cruces (*Boll & Hernández, 1985*) (Fig. II.14). En outre, une colonne stratigraphique est proposée pour les séries se déposant entre Abra Pampa et la frontière bolivienne, dans le Nord de la Puna (*Coira, 1979; Cladouhos et al., 1994*).

II.5.1. Sédimentation éocène-oligocène

A travers l'Altiplano-Puna, les dépôts paléogènes sont constitués de sédiments détritiques continentaux rouges, plutôt conglomératiques à l'Ouest et plutôt gréseux fins à grossiers à L'Est (*Jordan & Alonso, 1987*). Ils excèdent 1500 mètres d'épaisseur dans le dépôcentre de Pastos Grandes (Fig. II.15a & b; *Alonso, 1992*) et peuvent atteindre 5000-6000 m d'épaisseur dans la région de Tambo Tambillo et au niveau du synclinal de Corque en Bolivie (Fig. II.16a & b; **Formation Potoco** et équivalents, *Evernden et al., 1977; Kennan et al., 1995; Sempere et al., 1997*). Sur la Puna, ils sont représentés par les unités des **formations Geste** et **Pozuelos Inférieur** (*Turner, 1960b*) et équivalents (**Formation Casa Grande**, *Fernández et al., 1973*; **Formation Rio Grande**, *Pascual et al., 1978*; et **Formation Candado**, *Coira, 1979;* Planche II.2a, b & c; Fig. II.15a & b). La répartition des faciès à travers la région suggère qu'au Paléogène, un grand bassin d'avant-pays, résultant d'une compression venant de l'Ouest, s'étend depuis la Bolivie au Nord, jusque dans la partie sud de la Puna au Sud (*Jordan & Alonso, 1987; Sempere et al., 1990, 1997*). Cependant, les avis des auteurs divergent, quant à l'initiation du fonctionnement de ce bassin d'avant-pays. Au niveau de l'Altiplano bolivien, certains considèrent qu'il se développe à partir de la transition Paléocène-Eocène (~58 Ma), lors du passage d'une sédimentation continentale lacustre à une sédimentation continentale détritique (*Sempere et al., 1997*). Au niveau de la Puna, d'autres estiment que la sédimentation détritique paléogène ne se met en place véritablement qu'à partir de l'Eocène Supérieur, lors de la phase Inca (~38 Ma) de l'orogenèse andine (*Jordan & Alonso, 1987*).

Il faut noter que le bassin de Tres Cruces, actuellement localisé le long de la bordure orientale de la Puna (Fig. II.14), enregistre à l'Oligocène le dépôt d'une séquence conglomératique pouvant atteindre 2000 mètres d'épaisseur (Formation Rio Grande; *Pascual et al., 1978; Boll & Hernández, 1986*). Ces dépôts de domaines proximaux indiquent la contiguïté d'un relief en érosion. Jordan et Alonso (1987) évoquent la possibilité de la présence d'un paléorelief paléozoïque sur le flanc Est de la protopuna, constituant véritablement une source de matériaux détritique. Par analogie avec la Bolivie (voir Chapitre I, § I.4.4), il faut également considérer la possibilité, au niveau de la Puna argentine, d'un soulèvement précoce de la Cordillère Orientale dès le Paléogène.

Dans les zones d'arrière-arc boliviennes et argentines et particulièrement au niveau de l'actuel Altiplano-Puna, le raccourcissement crustal paléogène et les processus de développement de bassins compressifs qui leur sont associés ont, par le passé, souvent été considérés comme étant d'une intensité mineure par rapport à l'intensité de la phase compressive Miocène Supérieur de l'orogenèse andine (phase Quechua, 10-14 Ma). Cependant, au Chili, le rift crétacé occupant l'actuel bassin d'Atacama (*Purilactis Basin*,

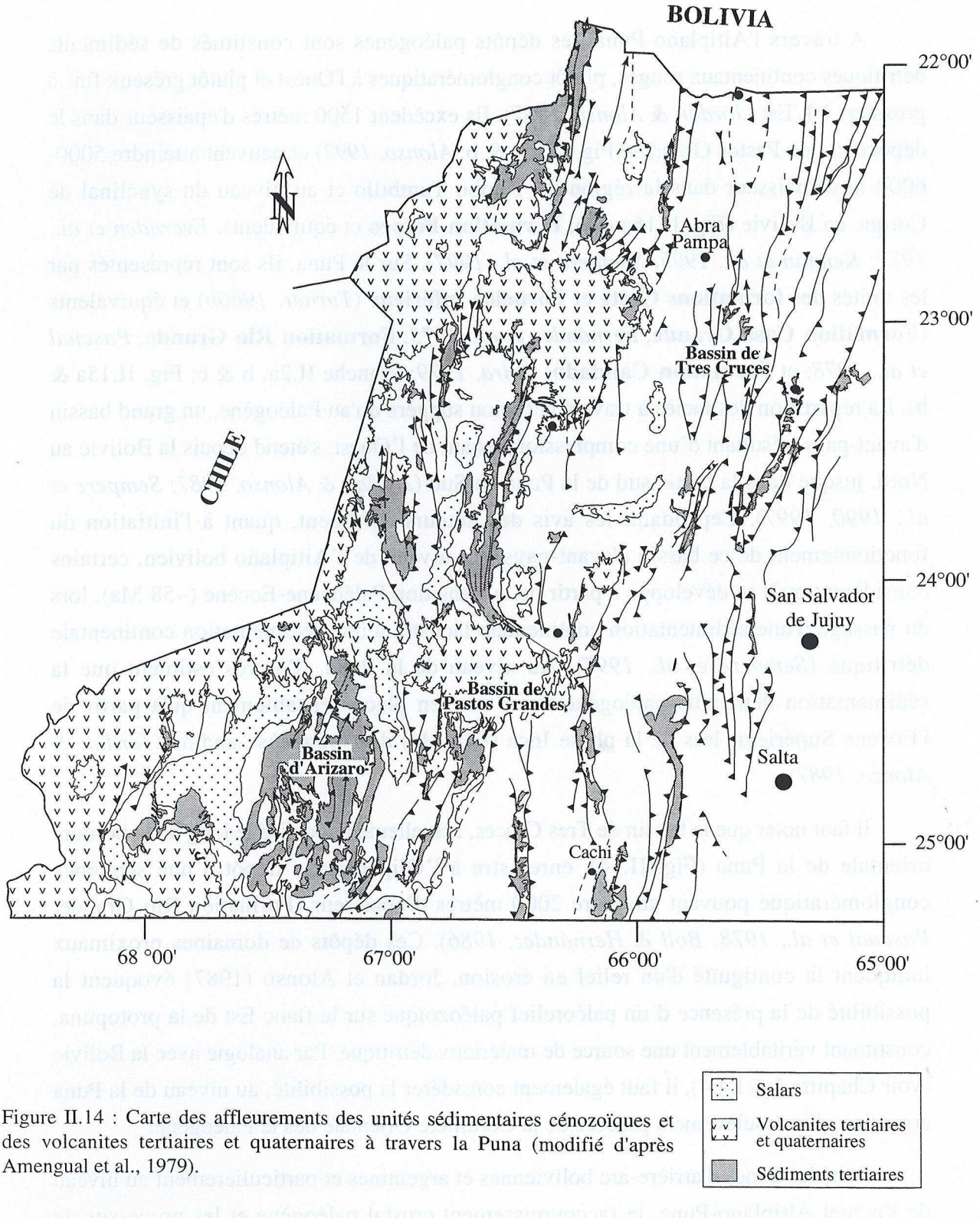
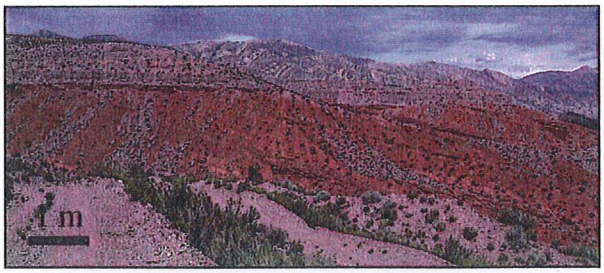
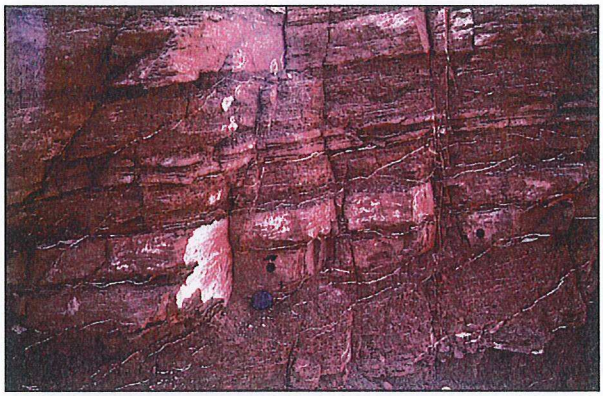


Figure II.14 : Carte des affleurements des unités sédimentaires cénozoïques et des volcanites tertiaires et quaternaires à travers la Puna (modifié d'après Amengual et al., 1979).



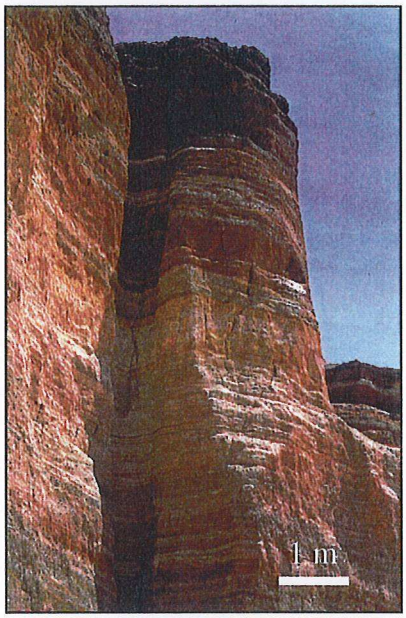
a)

b)



c)

d)



e)

f)

Planche II.2 : photographies illustrant les différents faciès des unités sédimentaires observées à travers la Puna argentine. **a)** Grès rouges éocènes de la Formation Casa Grande (bassin de Tres Cruces), **b)** grès à lamines entrecroisées et à chenaux conglomératiques de la Formation Geste (bassin d'Arizaro), **c)** Arénites brunes à lamines millimétriques d'évaporites de la Formation Pozuelos Inférieur (bassin d'Arizaro), **d)** Pélites rouges intercalées de fins niveaux d'évaporites de la Formation Pozuelos Supérieur (bassin d'Arizaro), **e)** Alternance de pélites, d'évaporites et de tufs, Formation Sijes (bassin d'Arizaro), **f)** Conglomérats de la Formation Batín (bassin d'Arizaro).

Fig. II.10), à l'époque localisé en arrière de l'arc magmatique, se serait inversé dès le Paléocène (*Muñoz et al., 1997*). En outre, la compression andine éocène est depuis longtemps documentée au Pérou et dans le Nord du Chili *(Maksaev, 1979; Lavenu & Marocco, 1984; Mégard, 1984*). En Bolivie, des campagnes de datations radiométriques et d'études magnétostratigraphiques visant à mieux dater les sédiments continentaux des dépôcentres de Tambo Tambillo et du synclinal de Corque, ainsi que des travaux portant sur l'évolution tectono-sédimentaire du bassin de l'Altiplano s'accordent à montrer que le raccourcissement paléogène enregistré par cette région a été, jusqu'ici, sous-estimé (*Sempere et al, 1994; Kennan et al., 1995; Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997; Sempere et al., 1997; Kley, 1998; Kley & Monaldi, 1998; Horton, 1998*). Les premiers indices de déformation interne au bassin bolivien sont observés dès l'Eocène (*Kennan et al., 1995; Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997; Horton, 1998*). En revanche au niveau de la Puna argentine, cette phase compressive n'est pas considérée comme ayant significativement influencé la structuration des bassins intramontagneux (*Jordan & Alonso, 1987*). Cependant, le dépôt d'épaisses séquences détritiques gréseuses et conglomératiques (Fig. II.15a & Fig. II.17), attestent d'une activité tectonique non négligeable à travers la Puna durant le Paléogène.

II.5.2. Evolution néogène

Durant le Néogène, les bassins de l'Altiplano et de la Puna vont évoluer distinctement (*Allmendinger et al., 1997*). Le bassin de la Puna va se fragmenter en plusieurs petits bassins intramontagneux, isolés structuralement par des chaînons de socle protéro-paléozoïques, soulevés à la faveur de chevauchements fortement pentés. La discontinuité et le diachronisme des dépôts néogènes des bassins de la Puna, ainsi que la taille réduite des dépôcentres, suggère que leur subsidence y est principalement contrôlée par des processus structuraux locaux (*Allmendinger et al., 1997*). La fragmentation des bassins de la Puna serait principalement causée par la phase compressive Quechua, entre 15-10 Ma (*Jordan & Alonso, 1987; Marrett et al., 1994; Allmendinger et al., 1997*).

Les unités déposées à la transition Oligocène Supérieur-Miocène Inférieur sont constituées d'arénites et de pélites rouges, associées à des basaltes et à des tufs dacitiques. Ces unités sont reconnues depuis les dépôcentres de Tambo Tambillo et Corque en Bolivie (**Formation Azurita** et équivalents, Fig. II.16a & b *Kennan et al., 1995 ; Lamb et al., 1997 ; Lamb & Hoke, 1997*), jusqu'au bassin d'Arizaro dans le Sud de la Puna (Base de **la Formation Pozuelos Supérieur**, *Vandervoort et al., 1995*) (Fig.II.15a & b). Ces niveaux volcaniques sont datés à la limite Paléogène-Néogène, autour de 23 Ma (*Kennan et al., 1995 ; Vandervoort et al., 1995*).

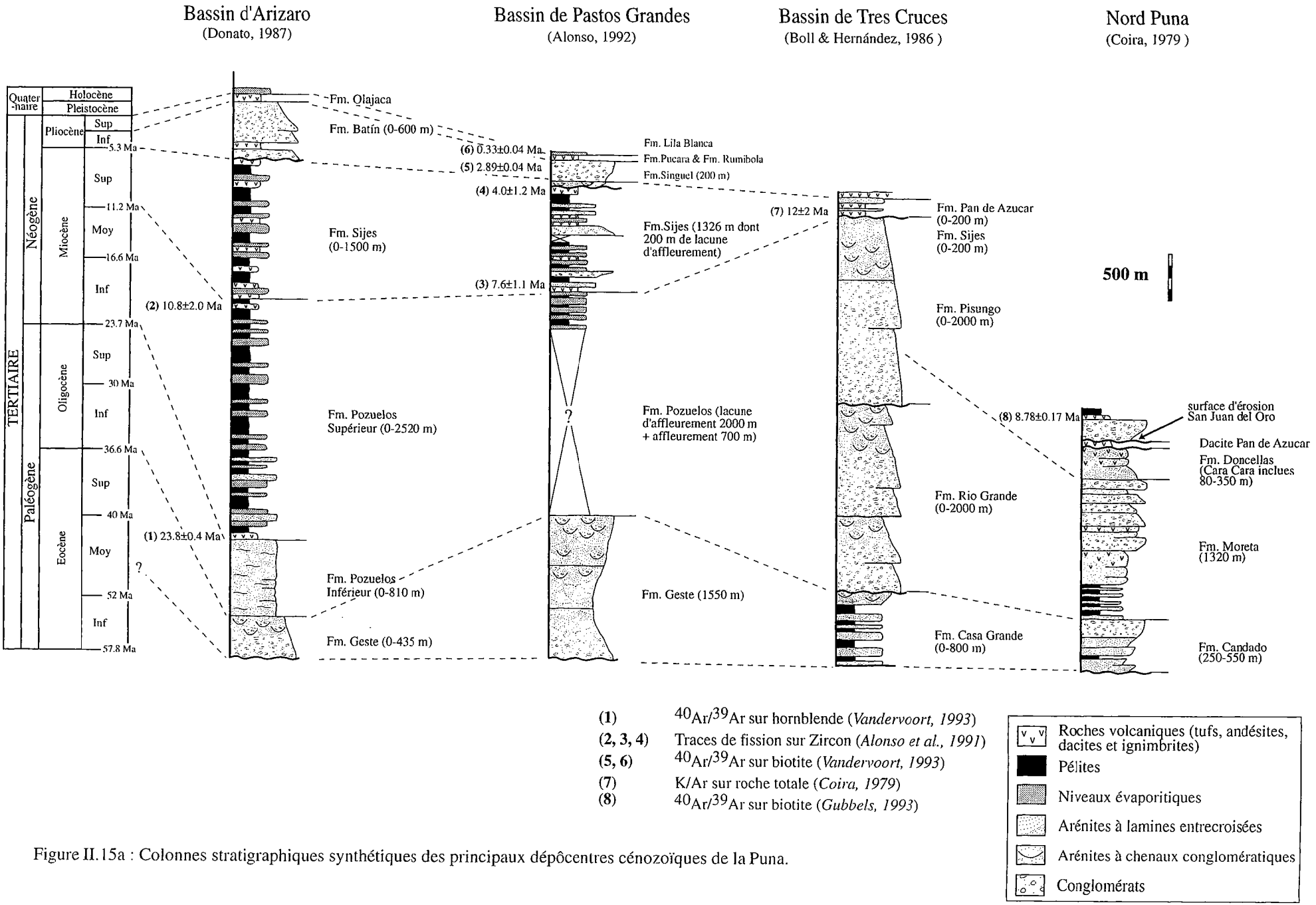
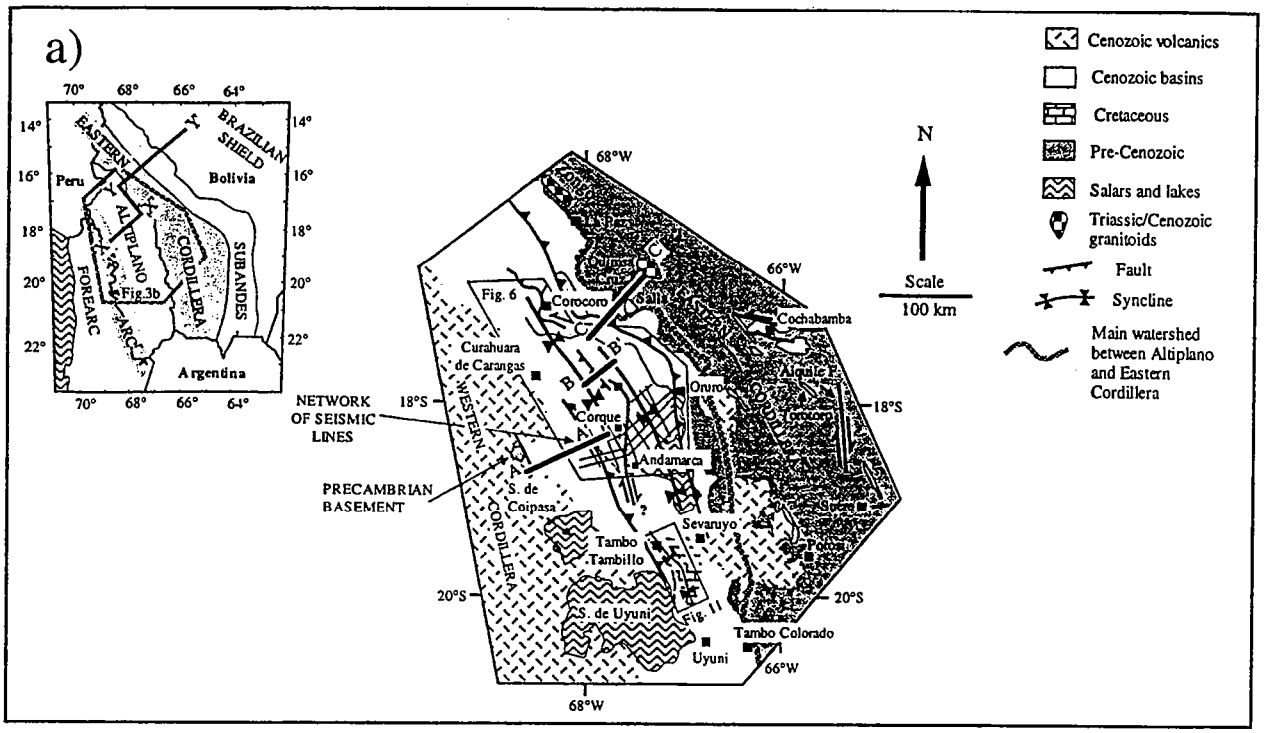


Figure II.15a : Colonnes stratigraphiques synthétiques des principaux dépôcentres cénozoïques de la Puna.

				Bassin d'Arizaro	Bassin de Pastos Grandes	Bassin de Tres Cruces	Nord Puna
Quaternaire	Holocène / Pleistocène			Dépôts pyroclastiques et Salars.	**Formation Lila Blanca** (*Alonso & Menegatti, 1990*) paléosalars. daté à 1.6±0.7 Ma (*Strecker in Alonso, 1986*) et 0.37±0.05 Ma (*Vandervoort, 1993*).	Manteau ignimbritique	
TERTIAIRE	Néogène	Pliocène	Sup	**Formation Olajaca** (*Koukharsky, non publié*). Dépôts pyroclastiques.	**Formations Pucara et Rumibola** (*Turner, 1960b*) Ignimbrites et dépôts pyroclastiques.		Conglomérats (~250 m) coiffés par un tuf éolien non déformé daté à 8.78±0.17 Ma (*Gubbels et al., 1993*)
			Inf	**Formation Batín** (*Donato & Vergani, non publié*). Conglomérats à tufs intercalés. Dépôts de plaines alluviales. Ep : 0-600 m (*Donato, 1987*).	**Formation Singuel** (*Alonso & Gutiérrez, 1986*) Conglomérats. Ep. : 200 m (*Alonso, 1992*). Tuf intercalé daté à 2.89±0.04 Ma (*Vandervoort, 1993*).		
			5.3 Ma				**Surface d'érosion de San Juan del Oro**
		Miocène	Sup	**Formation Sijes** (*Turner, 1960b*) Alternances de pélites rouges, d'évaporites et de tufs. Dépôts de playa. Ep. : 0-1500 m (*Donato, 1987*). Tuf au sommet daté à 10.8±2 Ma (*Alonso et al., 1991*).	**Formation Sijes** (*Turner, 1960b*) Alternances de pélites, d'évaporites et de tufs verdâtres à jaunâtres. Dépôt de lac endoréique + volcanisme explosif. Ep : 1326 m (*Alonso, 1992*). Tufs datés à 7.6±1.1 Ma à la base et 4.0±1.2 Ma au sommet (*Alonso et al., 1991*).	**Formation Sijes** (*Turner, 1960b*) Tufs et arénites. Dépôts pyroclastiques remaniés par des systèmes fluviatiles anastomosés. Epaisseur: 0-200 m (*Boll & Hernández, 1986*).	**Dacite Pan de Azúcar** (*Coira, 1979*) Datées à 12±2 Ma (*Coira, 1979*)
			11.2 Ma			?	
			Moy			**Formation Pisungo** (*Pascual et al., 1978*) Conglomérats, arénites conglomératiques et arénites à lamines entrecroisées. Dépôts de cônes alluviaux qui évoluent vers des dépôts de plaine alluviale. Epaisseur: 0-2000 m (*Boll & Hernández, 1986*).	**Formation Doncellas** (*Coira, 1979*) Sédiments volcanoclastique constitués d'andésites, de brêches volcaniques et de grès tuffacés. Epaisseur: 80-350 m (*Coira, 1979*). Le tuf de Cara Cara inclue dans cette formation est daté à 14.26±0.19 Ma (*Cladouhos et al., 1994*).
			16.6 Ma			?	?
			Inf	**Formation Pozuelos Sup.** (*Turner, 1960b*) Pélites rouges intercalées avec des niveaux évaporitiques. Dépôts de playa Epaisseur : 0-2520 m (*Donato, 1987*) Les tufs les plus anciens datés dans cette Fm. sont à ~15 Ma (*Vandervoort et al., 1995*). Cependant, à Arizaro, les dépôts sont en continuité avec la formation sous-jacente	**Formation Pozuelos** (*Turner, 1960b*) Lacune d'affleurement de 2000 m d'épaisseur en base de série (recouvert par le Salar de Pastos Grandes). Intercalations de marnes rouges et de niveaux halitiques. Dépôts de playa et de rivières calmes en climat chaud et humide. Epaisseur : ~2000 m non affleurant + 400 m affleurant : 2400 m (*Alonso, 1992*). La transition entre le membre inférieur et le membre supérieur n'affleure pas.	**Formation Rio Grande** (*Pascual et al., 1978*) Conglomérats, arénites à chenaux conglomératiques, arénites grisâtres à lamines entrecroisées. Dépôts de système fluvial anastomosé. Epaisseur: 0-2000 m (*Boll & Hernández, 1986*).	**Formation Moreta** (*Coira, 1979*) Pélites grises intercalées avec des arénites rouges. Epaisseur: 1320 m (*Coira, 1979*). Au sommet (?), **Formation Peña Colorada** (*Turner, 1978*). Conglomérats et arénites. Des clastes volcaniques sont datés dans les niveaux supérieurs à 28±3 Ma et 20±2 Ma (*Linares & Gonzales, 1990*).
			23.7 Ma				
	Paléogène	Oligocène	Sup	**Formation Pozuelos Inf.** (*Turner, 1960b*) Arénites brunes et fines à lamelles millimétriques d'évaporites. Dépôts de playa Epaisseur : 0-810 m (*Donato, 1987*) Tuf au sommet daté à 23.8±0.4 Ma (*Vandervoort et al., 1995*).			
			30 Ma				
			Inf				
			36.6 Ma				
		Eocène	Sup	**Formation Geste** (Turner, 1960b) Conglomérats et arénites à chenaux rouges. Dépôts de plaine alluviale. Epaisseur : 0-435 m (Donato, 1987).	**Formation Geste** (Turner, 1960b) Conglomérats, arénites rouges à chenaux conglomératiques, arénites à lamines entrecroisées. Dépôts de plaine alluviale. Epaisseur: 1550 m (Alonso, 1992) Daté sur fossiles (marsupiaux, Pascual, 1983).	**Formation Casa Grande** (*Fernández et al., 1973*) Pélites calcaires et arénites rouges avec intercalation de lentilles conglomératiques au sommet. Dépôts de plaine alluviale. Epaisseur: 0-800 m (*Boll & Hernández, 1986*). Daté à l'Eocène Moyen-Supérieur sur vertébrés (*Fernández et al., 1973*)	**Formation Candado** (*Coira, 1979*) Arénites rouges à lamines entrecroisées intercalées avec des pélites; conglomérats au sommet. Epaisseur: 250-550 m (*Coira, 1979*). Corrélée avec la Formation Casa Grande.
			40 Ma				
			Moy				
			52 Ma				
			Inf	Limite inférieure ?			
			57.8 Ma				

Figure II.15b : Tableau descriptif des colonnes stratigraphiques.



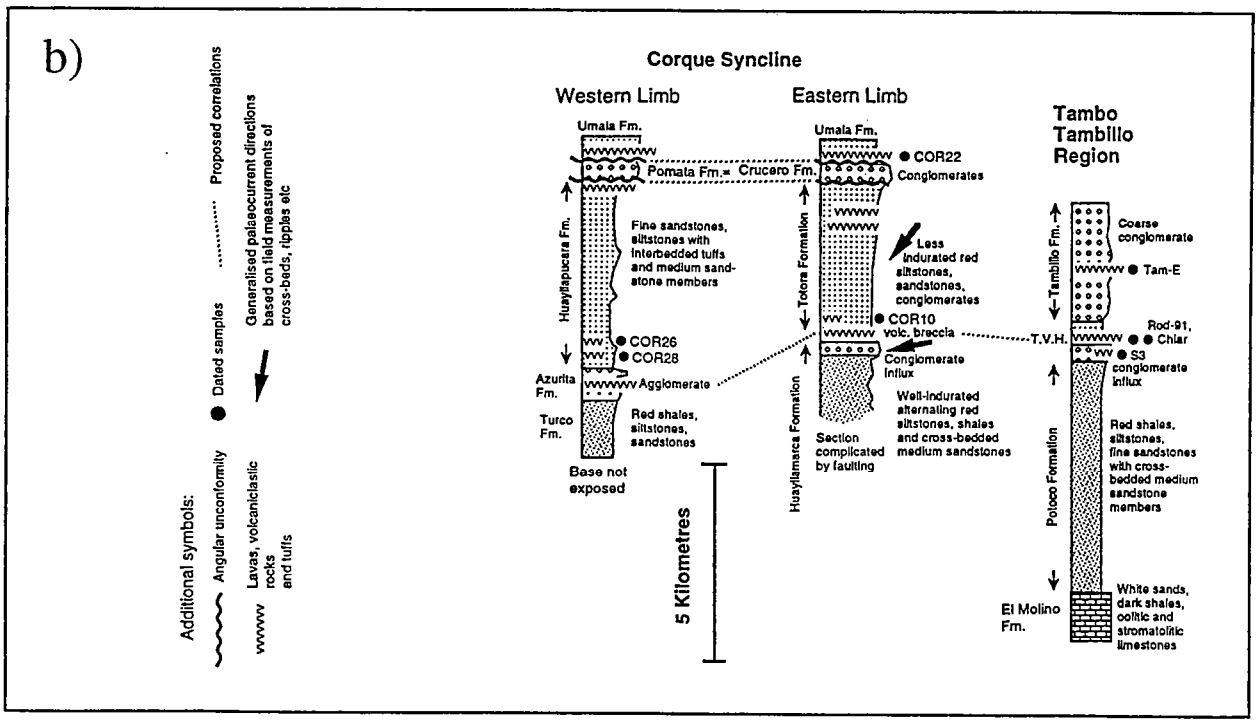


Figure II.16 : a) Carte géologique schématique de l'Altiplano bolivien montrant la localisation des dépôcentres de Tambo Tambillo et du synclinal de Corque (d'après Lamb & Hoke, 1997). b) Colonnes stratigraphiques des dépôcentres de Tambo Tambillo et du synclinal de Corque (d'après Kennan et al., 1995). Les datations radiométriques des niveaux volcanoclastiques sont réalisés par la méthode K/Ar sur biotite. Pour la colonne de Tambo Tambillo, S3=24.8±0.8 Ma; Chiar=25.2±0.9 Ma; Rod-91= 23.1±1.2; Tam-E=15.8±0.5 Ma. Pour la colonne de Corque : COR10=23.9±1.3 Ma; COR28=15.4±0.9 Ma; COR26=13.7±2.9 Ma; COR10=8.35±1.49 Ma (d'après Kennan et al., 1995).

Durant le Miocène Inférieur à Moyen, entre 3000 et 5000 m de sédiments détritiques se déposent dans les dépôcentres de l'Altiplano Central (**Formation Huayllapucara** et équivalents, Fig. II.16b & Fig. II.17; *Kennan et al., 1995*). A partir du Miocène Supérieur (~10-8 Ma), les accumulations sédimentaires à travers l'Altiplano ralentissent (Fig. II.17) et n'excèdent pas 500-1000 m d'épaisseur (*Evernden et al., 1977; Kennan et al., 1995*). Dans le dépôcentre de Tambo Tambillo, la sédimentation s'achève avant le Miocène Supérieur (Fig. II.16b; *Kennan et al., 1995*). Au niveau du synclinal de Corque, la déformation des séries est observée durant le Miocène Supérieur, entre 15 et 9 Ma, et se poursuivrait jusqu'à 5 Ma (*Kennan et al., 1995*). Il faut cependant noter que les bassins de l'Altiplano bolivien enregistrent, à partir du Miocène Supérieur, un ralentissement généralisé de leur subsidence (Fig. II.16b & Fig. II.17).

Les bassins néogènes de la Puna sont caractérisés par leurs dimensions relativement réduites par rapport aux larges dépôcentres de l'Altiplano et par des accumulations sédimentaires beaucoup moins importantes (Fig. II.17; *Vandervoort, 1993*). Il est cependant nécessaire de faire la distinction entre les bassins du Nord de la Puna (Tres Cruces et Nord Puna) et les bassins du Sud Puna (Arizaro et Pastos Grandes) (Fig. II.14).

Au Néogène, les bassins et dépôts du Nord de la Puna montrent de fortes analogies avec les dépôcentres boliviens. Le bassin de Tres Cruces est le siège de dépôts détritiques de près de 2000 m d'épaisseur durant le Miocène Inférieur à Moyen (**Formation Pisungo**, *Pascual et al., 1978*; **Formation Moreta et Doncellas**, *Coira, 1979*) (Fig. II.15a & b; Fig. II.17). Les dépôts de la base du Miocène Supérieur y sont caractérisés par un regain de l'activité volcanique dans la région, avec la mise en place de dacites et d'andésites et le dépôt de tufs (*Coira, 1979*). Les unités miocènes sont coiffées au sommet par la dacite de **Pan de Azucar**, datée par la méthode K/Ar sur roche totale à 12±2 Ma (*Coira, 1979*). L'extrême Nord de la Puna argentine et le Sud de la Bolivie sont marqués par le développement de la surface d'érosion de San Juan del Oro (*Servant et al., 1989; Gubbels et al., 1993; Kennan et al., 1995*). Sur cette surface, se déposent des sédiments détritiques grossiers de faible épaisseur (Fig. II.15a) coiffés au sommet par un tuf éolien non déformé et daté à 8.78±0.17 Ma par la méthode Ar/Ar sur biotite (*Gubbels, 1993; Gubbels et al., 1993*) qui scelle les structures compressives dans la région (voir Chapitre. I, § I.4.4). Les accumulations de sédiments préservés de l'érosion s'achèvent, comme sur l'Altiplano bolivien, au Miocène Supérieur (Fig. II.17).

Les dépôts miocènes des bassins du Sud de la Puna sont caractérisés par des faciès d'environnement de *playa*, c'est-à-dire par l'alternance de pélites rouges et de niveaux évaporitiques massifs (Fig. II.15a & b; *Alonso et al., 1991 ; Vandervoort, 1993 ; Vandervoort et al., 1992*). La concentration d'évaporites s'initie, au plus tard, autour de

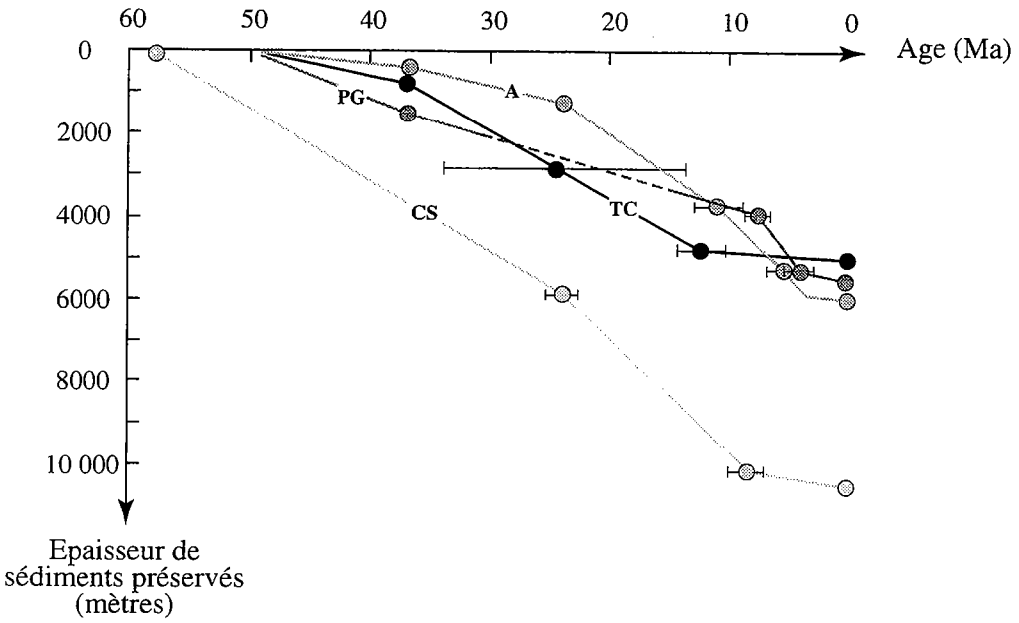


Figure II.17 : Diagramme des épaisseurs de sédiments préservés dans les bassins en fonction de leur âge. Les épaisseurs des piles sédimentaires ne sont pas corrigées, c'est à dire qu'elles n'ont pas été décompactées. Les barres d'erreurs sur les âges des sédiments sont fonction, d'une part de la présence ou non de datation et d'autre part, des erreurs sur les datations radiométriques. CS : synclinal de Corque; TC : bassin de Tres Cruces; PG : bassin de Pastos Grandes, A : bassin d'Arizaro

15 Ma et au plus tôt, à 23 Ma (Fig. II.15a & b; *Vandervoort et al., 1995*). Dans le bassin d'Arizaro, une épaisseur de près de 2500 m de ces faciès se dépose entre le Miocène Inférieur et Moyen (**Formation Pozuelos Supérieur**, Planche II.2d; *Turner, 1960b; Donato, 1987*). Dans le bassin adjacent de Pastos Grandes, la base de la série est recouverte par le salar de Pastos Grandes (*Alonso, 1992*), cependant, l'épaisseur estimée avoisine les 2000 mètres. La présence d'évaporites marque l'établissement, clairement à 15 Ma et possiblement à partir de 23 Ma, de systèmes de drainage internes au sein des bassins du Sud de la Puna *(Alonso et al., 1991 ; Vandervoort, 1993 ; Vandervoort et al., 1995*). Ces systèmes de drainage se mettraient en place lors de l'individualisation structurale des différents bassins intramontagneux, durant la phase Quechua, à la fin du Miocène Moyen (*Alonso et al., 1991; Vandervoort et al., 1995; Allmendinger et al., 1997*). L'accumulation de sédiments s'accélère significativement à partir du Néogène dans le bassin d'Arizaro (Fig. II.17) et possiblement dans le bassin de Pastos Grandes (Fig. II.17)

Les dépôcentres d'Arizaro et de Pastos Grandes enregistrent, au Miocène Supérieur, une recrudescence de l'activité volcanique dans la région. Les unités de la **Formation Sijes** (*Turner, 1960b*) s'intercalent de nombreux niveaux tuffacés (Planche II.2e; Fig. II.15a & b). A la différence des bassins et dépôts du Nord de la Puna et du Sud de la Bolivie, l'accumulation d'épaisseurs significatives de sédiments détritiques s'y produit jusqu'au Pliocène avec la **Formation Batín** (Planche II.2 f; *Donato & Vergani, non publié*) dans le bassin d'Arizaro et la **Formation Singuel** (Fig. II.17; *Alonso & Gutiérrez, 1986*) dans le bassin de Pastos Grandes (Fig. II.15a & b). Au total, entre 1500 et 2000 m de sédiments détritiques s'accumulent à Arizaro et à Pastos Grandes entre le Miocène Supérieur et le Pliocène Inférieur. La persistance d'une subsidence, enregistrée par les sédiments actuellement préservés au sein des bassins intramontagneux du Sud de la Puna, témoigne de la poursuite de la déformation compressive dans la région au moins jusqu'au Pliocène (Fig. II.17; *Marrett et al., 1994*). Les unités pliocènes sont recouvertes par des ignimbrites et des dépôts pyroclastiques émanant des centres volcaniques adjacents (Fig. II.14 & Fig. II.15a & b), **Formations Olajaca** (*Koukharsky, non publié*), **Pucara et Rumibola** (*Turner, 1960b*) ainsi que par des paléosalars quaternaires (**Formation Lila Blanca**, *Alonso, 1986*).

II.6. Bilan de l'évolution andine des bassins compressifs de la Puna

La continentalisation progressive des séries sédimentaires au cours du Paléogène et l'augmentation brutale de la subsidence dans les bassins boliviens à la transition Paléogène-Eocène (~58 Ma) ainsi que l'installation d'une sédimentation clastique

continentale à partir de l'Eocène, marquent véritablement le développement d'un bassin d'avant-pays dans la région arrière-arc, en Bolivie (*Sempere et al., 1997*) et probablement dans le Nord-Ouest argentin. D'épaisses séquences de sédiments clastiques s'accumulent dans ce large bassin entre le Paléogène Supérieur et l'Oligocène (Fig II.15a, Fig. II.16b, Fig. II.17). En outre, les sédiments des dépôcentres boliviens enregistrent de la déformation compressive dès l'Eocène (*Kennan et al., 1995*). L'idée qu'une quantité significative de raccourcissement se produise durant le Paléogène au niveau de l'Altiplano bolivien (*Kennan et al., 1995; Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997; Sempere et al., 1997; Kley & Monaldi, 1998*) et possiblement de la Puna argentine est relativement récente. Au niveau de la Puna, l'accumulation de séquences détritiques conglomératiques de près de 1500 mètres d'épaisseur dans le bassin de Pastos Grandes, durant l'Eocène, témoigne d'une activité tectonique compressive non négligeable à cette époque, au moins au niveau de ce bassin.

Durant le Néogène, les dépôts du Nord de la Puna montrent de fortes analogies avec les dépôts des bassins boliviens. L'accumulation de séquences détritiques continentales s'y poursuit jusqu'à la fin du Miocène Supérieur (~10-8 Ma) pour ralentir voir s'interrompre jusqu'à l'actuel (*Kennan et al., 1995; Gubbels et al., 1993*).

Les bassins du Sud de la Puna sont marqués par le dépôt d'épaisses séquences pélitiques et évaporitiques durant tout le Miocène. L'accumulation de sédiments actuellement préservés semble s'y accélérer dès le Miocène Inférieur, pour se poursuivre jusqu'au Pliocène Supérieur. Dans la mesure ou la subsidence de ces bassins intramontagneux et l'épaisseur du remplissage sédimentaire actuellement observable, reflètent l'activité tectonique des régions concernées, les observations effectuées au niveau des bassins de la Puna montrent bien que l'activité tectonique ralentie voire cesse au début du Miocène Supérieur dans le Nord de la Puna (*Cladouhos et al., 1994*) et se poursuit probablement jusqu'au Pliocène Supérieur dans le Sud de la Puna (*Marrett et al., 1994*).

Chapitre III

Analyse structurale et cinématique de la Puna Argentine

Chronologie de la déformation progressive cénozoïque

Le haut plateau de la Puna correspond à la terminaison Sud de l'Altiplano bolivien et son développement s'intègre dans une dynamique commune à toutes les Andes Centrales. Contraindre le champ de déformation cénozoïque de cette région permet de mieux comprendre le développement de la syntaxe Sud des Andes Centrales. Cette étude se propose donc d'apporter de nouveaux éléments structuraux, chronologiques et cinématiques sur l'histoire de la déformation progressive cénozoïque de la Puna argentine, en s'appuyant sur : (1) l'analyse de la topographie régionale, (2) l'analyse structurale de la région par des observations de terrain et par l'interprétation de profils de sismique réflexion pétrolière, (3) l'apport de nouvelles données radiométriques (4) l'analyse cinématiques de populations de failles, (5) l'étude de données d'anisotropie de susceptibilité magnétique.

III.1. Analyse de la topographie

La topographie des zones continentales représente un signal dynamique des interactions entre d'une part, les processus tectoniques et d'autre part, les processus d'érosion-sédimentation. Dans les Andes Centrales, l'épaississement tectonique cénozoïque l'emporte généralement sur les processus érosifs (*Masek et al., 1994*). Ceci permet l'édification d'un grand plateau continental constituant un relief majeur à l'échelle de la plaque Amérique du Sud (Fig. I.1; *Masek et al., 1994; Fielding, 1996*). Cependant, de forts gradients climatiques peuvent, localement, influencer la localisation et l'intensité des processus d'érosion, particulièrement le long du flanc Est de la chaîne (*Masek et al., 1994*).

La région qui nous concerne (Fig. I.2) s'étend depuis le Sud de la Bolivie (~ 22°S) jusque dans la partie Nord du système chevauchant des Sierras Pampeanas (~ 29°S). Le long de la marge Est du haut plateau, les précipitations en provenance des plaines du Chaco-Béni sont en partie arrêtées par la barrière topographique que constitue la Cordillère Orientale et se confinent le long du flanc Est de la chaîne. Cette barrière naturelle protège le haut plateau d'une érosion hydraulique importante sur son flanc Est. En outre, côté Ouest, il est protégé par le courant froid d'Humboldt. Ces conditions permettent l'établissement d'un climat désertique à semi-désertique à travers la Puna mais aussi à travers la province des Sierras Pampeanas au Sud. Dans ces régions, le déficit de précipitations réduit de façon drastique l'érosion d'origine climatique (chimique ?) et le relief y est le reflet de l'activité tectonique néogène (*Isacks, 1988*) et plus largement cénozoïque. La carte topographique numérique permet de caractériser la morphologie des reliefs dans la région concernée, d'évaluer l'influence qu'ont, sur le relief, les variations latérales du style de la déformation et des quantités de raccourcissement, particulièrement

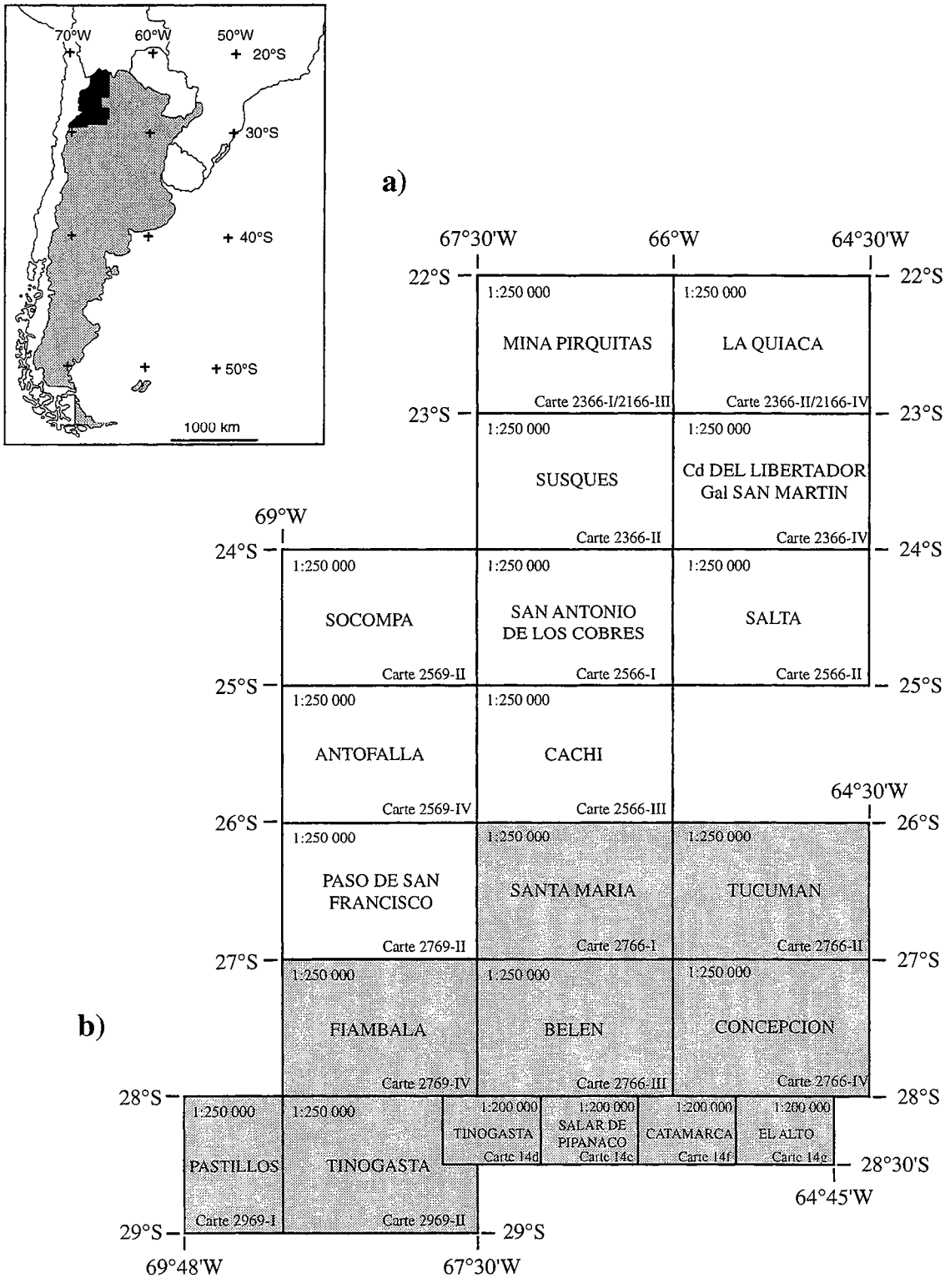


Figure III.1 : Mosaïque des cartes topographiques numérisées dans l'extrême Nord-Ouest argentin. Les cartes en grisé ont été numérisées par de Urreiztieta (1996). Les cartes en blanc l'ont été dans le cadre de ce travail. Les cartes topographiques au 1:250 000 et au 1:200 000 sont publiées par l'Instituto Geográfico Militar Argentino.

Carte	N° Carte	Echelle	localisation				Point	Altitude	Nb de points	Densité des points
			Lat N	Lat S	Long W	Long E	culminant	(mètres)	digitalisés	(pt/km2)
Mina Pirquitas	2366-I/2166-III	1:250 000	22°S	23°S	67°30'W	66°00'W	Cerro Zapaleri	5959 m	44918	4,41
La Quiaca	2366-II/2166-IV	1:250 000	22°S	23°S	66°00'W	64°30'W	Cerro Fundición	5055 m	39547	2,33
Susques	2366-III	1:250 000	23°S	24°S	67°30'W	66°00'W	Cerro del Rincón	5508 m	55749	4,42
Cd. del Ltdor. Gal. San Martin	2366-IV	1:250 000	23°S	24°S	66°00'W	64°30'W	Ouest Qbda de Banzo	5297 m	94306	5,56
San Antonio de los Cobres	2566-I	1:250 000	24°S	25°S	67°30'W	66°00'W	Cobre San Martin	6380 m	33377	1,97
Salta	2566-II	1:250 000	24°S	25°S	66°00'W	64°30'W	Nevado de Chañi	5896 m	68117	4,01
Socompa	2569-II	1:250 000	24°S	25°S	69°00'W	67°30'W	Cerro Llullaillaco	6739 m	40053	5,07
Antofalla	2569-IV	1:250 000	25°S	26°S	69°00'W	67°30'W	Volcán Antofalla	6409 m	61769	11
Paso de San Francisco	2769-II	1:250 000	26°S	27°S	69°00'W	67°30'W	Cerro El Cóndor	6373 m	61374	5,04
Cachi	2566-III	1:250 000	25°S	26°S	67°30'W	66°00'W	Cerro Galán	5912 m	20818	1,28
Santa María	2766-I	1:250 000	26°S	27°S	67°30'W	66°00'W	Cerro Laguna Blanca	5946 m	25928	1,6
Tucumán	2766-II	1:250 000	26°S	27°S	66°00'W	64°30'W	Cerro del Zarzo	5064 m	18606	1,14
Belén	2766-III	1:250 000	27°S	28°S	67°30'W	66°00'W	Cerro el Bolsón	5550 m	67052	4,13
Concepción	2766-IV	1:250 000	27°S	28°S	66°00'W	64°30'W	Cerro Laguna Verde	5039 m	9226	0,57
Fiambalá	2769-IV	1:250 000	27°S	28°S	69°00'W	67°30'W	Monte Pissis	6882 m	28069	1,73
Pastillos	2969-I	1:250 000	28°S	29°S	69°48'W	69°00'W	Cerro el Potro	5879 m	22033	1,36
Tinogasta	2969-II	1:250 000	28°S	29°S	69°00'W	67°30'W	Cerro Bonete Chico	6759 m	20163	1,24
Tinogasta	14d	1:200 000	28°S	28°30'S	67°45'W	67°00'W	xxx	3000 m		
Salar de Pipanaco	14e	1:200 000	28°S	28°30'S	67°00'W	66°15'W	xxx	3400 m	17931	2,21
Catamarca	14f	1:200 000	28°S	28°30'S	66°15'W	65°30'W	Ambato el Manchao	4515 m		
El Alto	14g	1:200 000	28°S	28°30'W	65°30'W	64°45'W	xxx	1800 m	35923	4,42
								Total:	**764 959**	**Moyenne: 3.34 Pt/km2**

Table III.1 : Tableau récapitulatif des données utilisées pour construire la carte topographique numérique.

à la transition entre le haut plateau de la Puna et le système décro-chevauchant des Sierras Pampeanas (Fig. I.2).

III.1.1. Echantillonnage et construction de la carte topographique numérique

Les données utilisées pour construire la carte topographique numérique, sont extraites de cartes topographiques au 1:250 000 et 1:200 000, publiées par l'Instituto Geográfico Militar Argentino. La région traitée couvre l'extrême Nord-Ouest argentin (Fig. III.1a) et comprend au total 21 cartes (Fig. III.1b; Table III.1). La zone couvrant la Puna et l'avant-pays adjacent a été traitée par mes soins (Fig. III.1b; cartes à fond blanc) tandis que la région des Sierras Pampeanas a été numérisée par de Urreiztieta (1996) (Fig. III.1b; cartes à fond gris). La région considérée couvre 6° en latitude et approximativement 5° en longitude. Chaque carte topographique a fait l'objet d'une numérisation des courbes de niveaux et des points côtés, au moyen d'une table à digitaliser Roll-Up GTCO pilotée par le logiciel Autocad (Version 13) dans un premier temps et MapInfo (version 4) par la suite. L'altitude a été échantillonnée en 764.959 points avec une densité moyenne d'échantillonnage d'environ 3.34 Points / km^2 (Table III.1). Chaque point est repéré dans un système de coordonnées en millimètres. Le fichier résultant contient la position géographique des points ainsi que l'altitude qui leur est adjointe, et se présente sous la forme d'un fichier (x, y, z). L'altitude est considérée par rapport au niveau moyen de la mer adopté pour Mar del Plata en 1924. Ce fichier permet de créer une image de points fournie au logiciel PCI (version 6.2) qui va calculer une grille en utilisant une méthode d'interpolation suivant une recherche des points voisins par cône angulaire de 22.5°. Le pas de la grille d'altitude (équivalent à un pixel) ainsi calculée, correspond à 1 mm de la carte considérée, soit, pour une carte au 1:250 000, à 250 mètres. Dans la région qui nous concerne, les altitudes sont comprises entre 200 mètres et 6882 mètres (Table III.1).

Au final, la grille d'altitude permet de créer, à la fois, une image en niveaux de couleurs (mode RVB) représentatifs des différentes altitudes et une image ombrée (mode niveaux de gris) sur laquelle il est possible d'imposer, entre autre, une direction d'ensoleillement qui fait ressortir les aspérités du relief. Ces deux images sont combinées sous le logiciel Adobe Photoshop (version 4) pour obtenir une image finale de la topographie (Fig. III.2).

III.1.2. Relations entre la topographie et les structures d'échelle régionales

La topographie numérique souligne l'étroite corrélation existant entre, d'une part le relief et, d'autre part, la localisation géographique des blocs de socle, des bassins continentaux et des failles régionales (Figs. III.2, III.3 & III.4a, b & c). La Puna et les Sierras Pampeanas sont toutes deux constituées de blocs de socle, alternant avec des bassins compressifs, d'âge cénozoïque pour la Puna et néogène pour les Pampeanas (Figs. III.3 & III.4a, b & c, Planche hors-texte n°1). La nature et l'âge du socle varient cependant d'une région à l'autre. Sur la Puna, le socle d'âge précambrien et paléozoïque est, exception faite de la *Faja Eruptiva de la Puna Oriental* (cf. § II.2.2; *Méndez et al., 1973*), majoritairement de nature sédimentaire tandis que le socle précambrien des Sierras Pampeanas est cristallin et métamorphique (granitoïdes et gneiss). Ces variations lithologiques conditionnent probablement une plus grande résistance à l'érosion des chaînons de socle pampéens, par rapport à ceux de la Puna. Ces blocs de socle sont bordés par des chevauchements à forts pendages, qui s'orientent principalement suivant une direction NNE-SSO (~N10°-20°) (Figs. III.3, III.4a, b & c). L'orientation de ces failles est perturbée à la frontière entre le haut plateau et les Sierras Pampeanas. Dans cette zone de transition, les chaînons de socle s'orientent suivant une direction N40° et les bassins compressifs s'y disposent en échelons (Figs. III.2 & III.3; *de Urreiztieta, 1996*). Le flanc Sud de la Puna correspond en fait à une large zone de transfert, la *Tucúman Transfert Zone* ou TTZ, orientée suivant une direction NE-SO et caractérisée par une cinématique néogène transpressive dextre (*de Urreiztieta, 1996*). Nous verrons par la suite que cette zone de transfert accommode des variations longitudinales des quantités de raccourcissement horizontaux à travers la chaîne. Les relations entre la topographie et les structures régionales de la zone des Sierras Pampeanas ont été décrites par de Urreiztieta (1996).

Le haut plateau de la Puna culmine à des altitudes comprises entre 3300 et 6800 mètres environ et présente une altitude moyenne de près de 4400 mètres. Il est caractérisé par un drainage de type endoréique (cf. *Isacks, 1988*). Les altitudes les plus basses sont relevées au niveau des grands bassins compressifs et s'échelonnent entre 3300 mètres pour les bassins d'Antofalla, Salinas Grandes, Laguna de Guyatayoc et 3500-3600 mètres pour les Salars d'Arizaro, de Pocitos, d'Olaroz, la Laguna de Pozuelos et la région comprise entre la Laguna de Guyatayoc et la frontière bolivienne au Nord (Figs. II.1 & III.2). Les surfaces de ces bassins sont des zones en dépressions, très planes, qui peuvent s'étendre sur de très grandes surfaces (Fig. III.2) et sur lesquelles s'installent des lacs salés ou salars, comme c'est le cas à Antofalla, Arizaro, Pocitos, Salinas Grandes et Salinas de Olaroz (Planche III.1a & b; Fig. III.4a, b & c). Les salars de la Puna sont des dépôts quaternaires de sels et de boues qui, en règle générale, recouvrent largement les

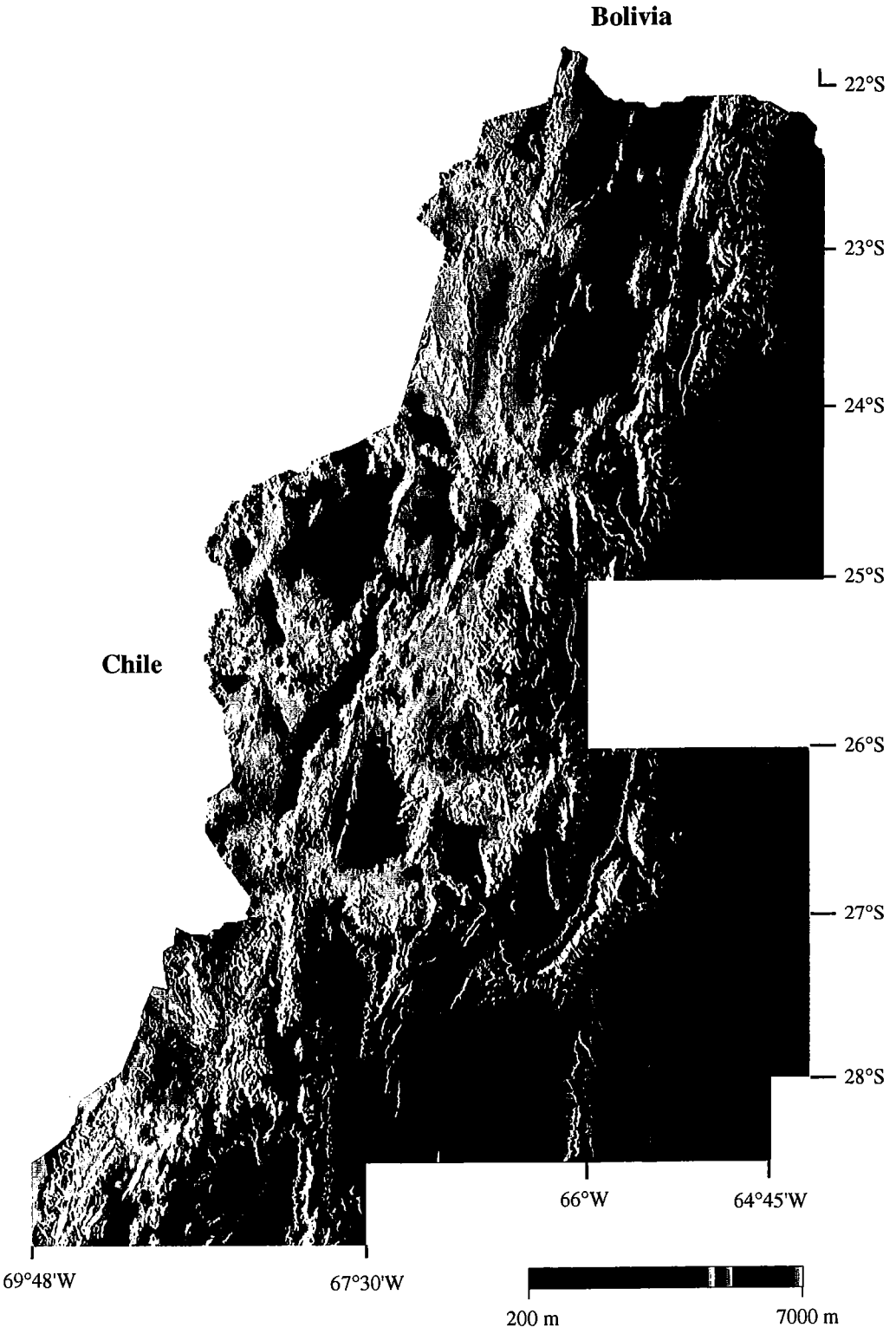


Figure III.2 : Carte topographique numérique de la Puna argentine et du nord des Sierras Pampeanas. La correspondance des niveaux de couleur et des altitudes est donnée par la cartouche en bas à droite. Au Nord-Ouest de la carte, la Puna culmine à une altitude moyenne de près de 4400 mètres. A l'Est et au Sud-Est, la bassin d'avant-pays du Chaco s'étend à une altitude moyenne de 200 mètres. Au Sud, les Sierras Pampeanas sont caractérisées par l'alternance de chaînons d'altitudes supérieures à 5000 mètres et de bassins dont les surfaces sont proches du niveau marin.

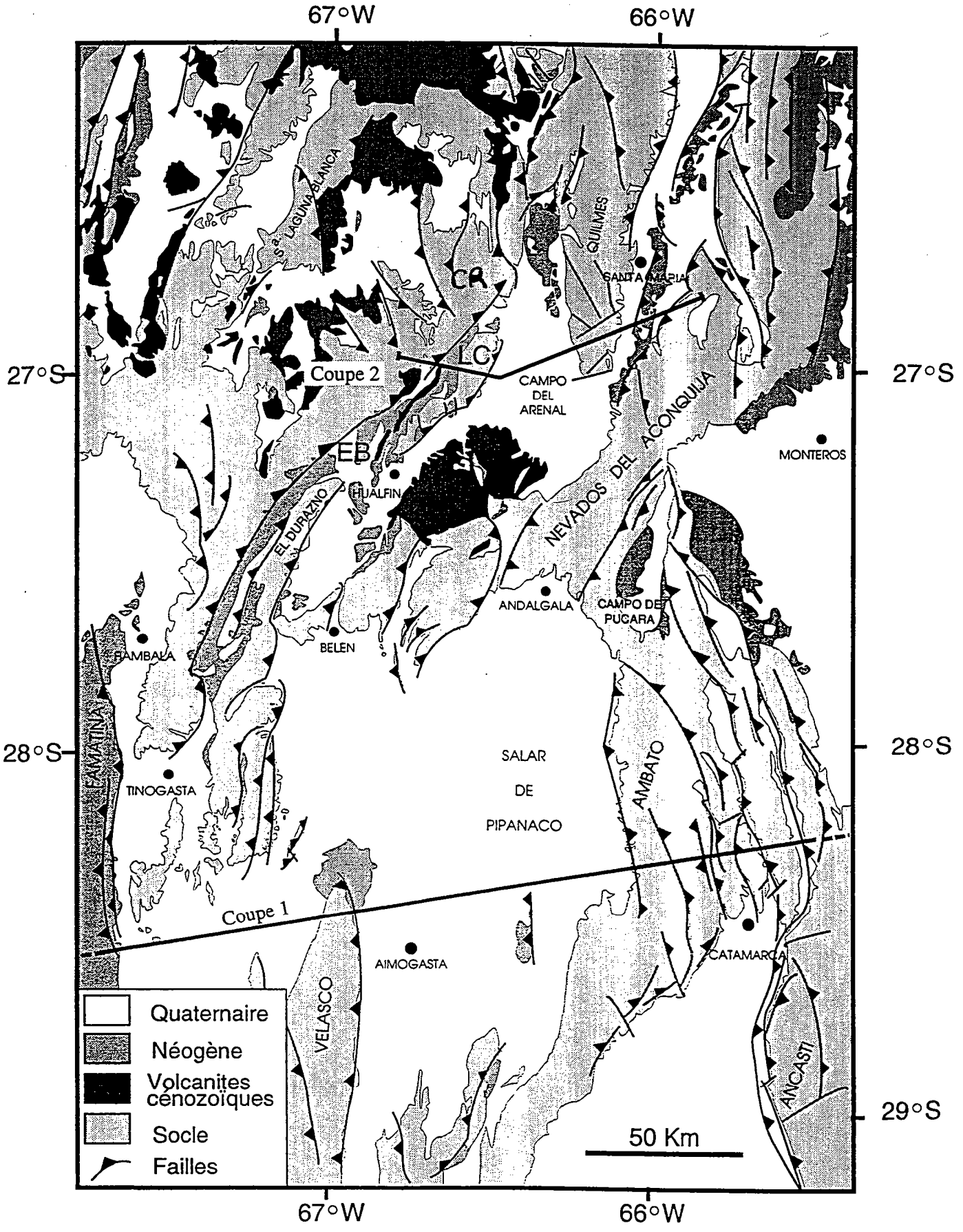


Figure III.3 : Carte de la limite méridionale de la Puna et des Sierras Pampéanas septentrionales (EB: bassin de El Bolsón; LC: Sierra de las Cuevas; CR: Sierra de Chango Real; d'après de Urreiztieta, 1996).

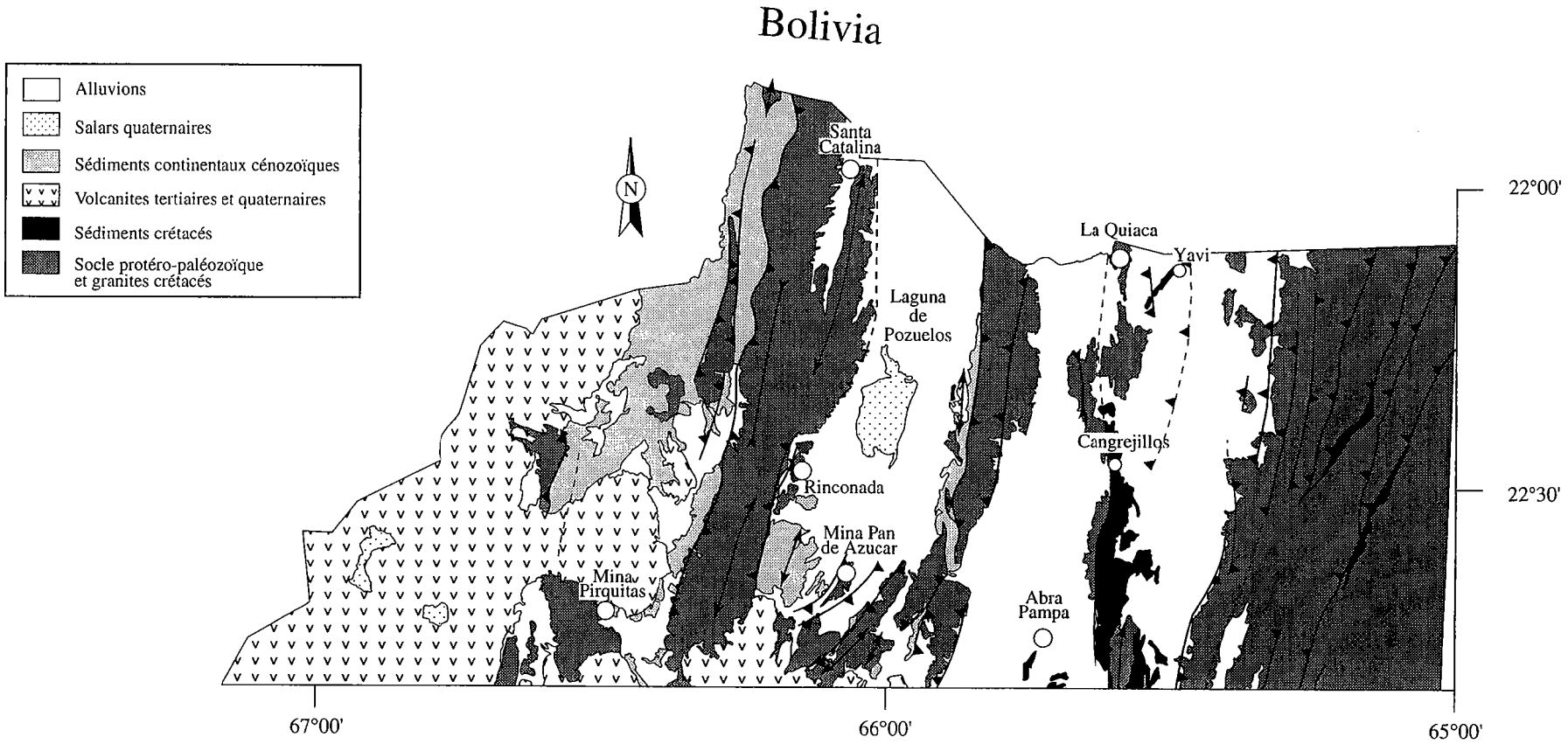


Figure III.4 a.

Figure III.4 : Carte géologique et structurale synthétique des régions nord (a) et intermédiaires (b) et (c) de la Puna argentine, précisant la distribution des blocs de socle protéro-paléozoïques, des volcanites tertiaires et quaternaires, des bassins compressifs cénozoïques, des dépôts quaternaires et des principaux salars (voir légende sur Figure III.4a). Cette carte est élaborée à partir de la carte géologique synthétique au 1:400 000 des provinces de Salta et Jujuy (Amengual et al., 1979) pour l'information géologique et à partir de nos observations de terrain pour l'information structurale. La carte globale est présentée en planche hors-texte n°1.

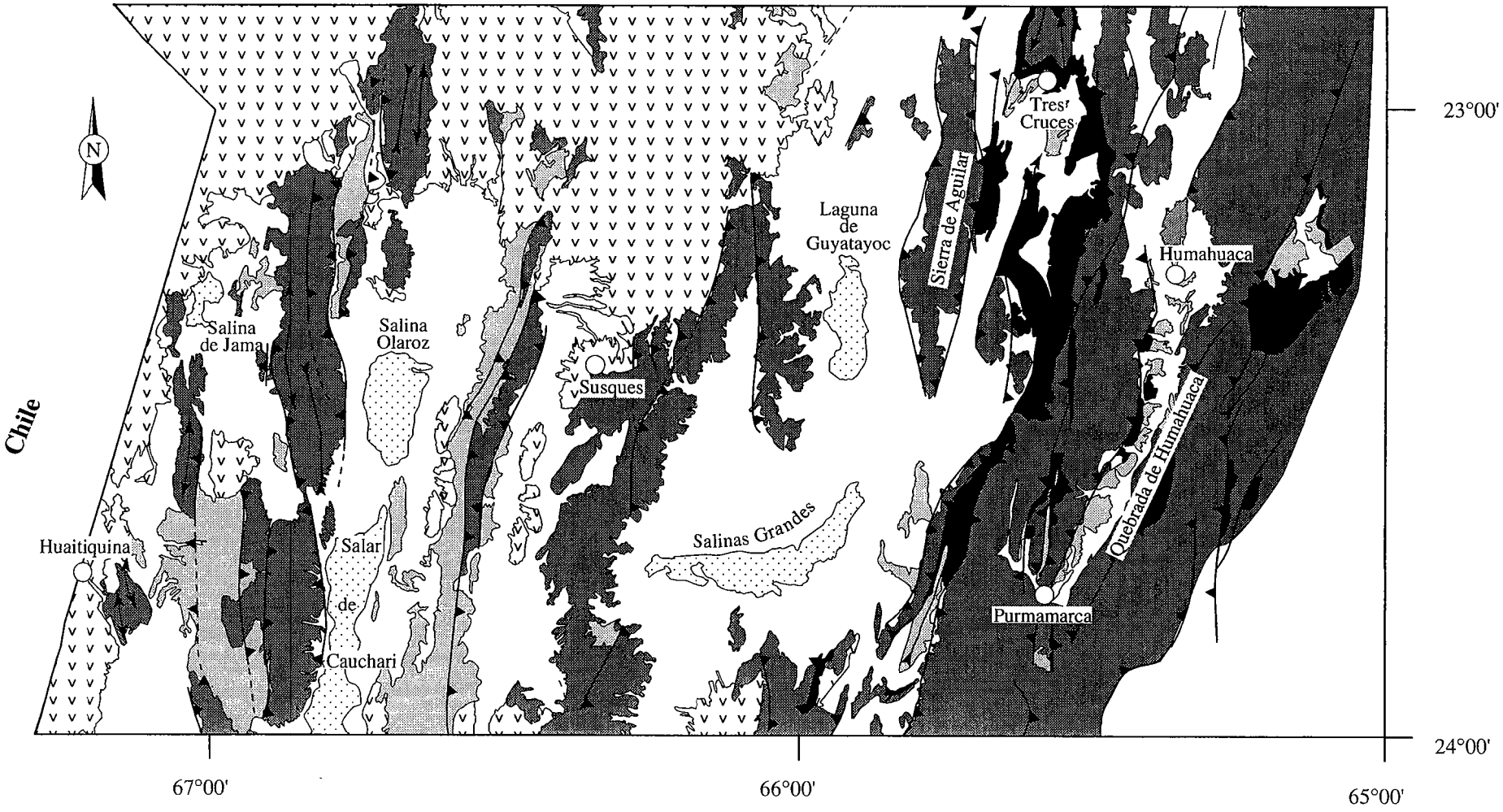


Figure III.4 b.

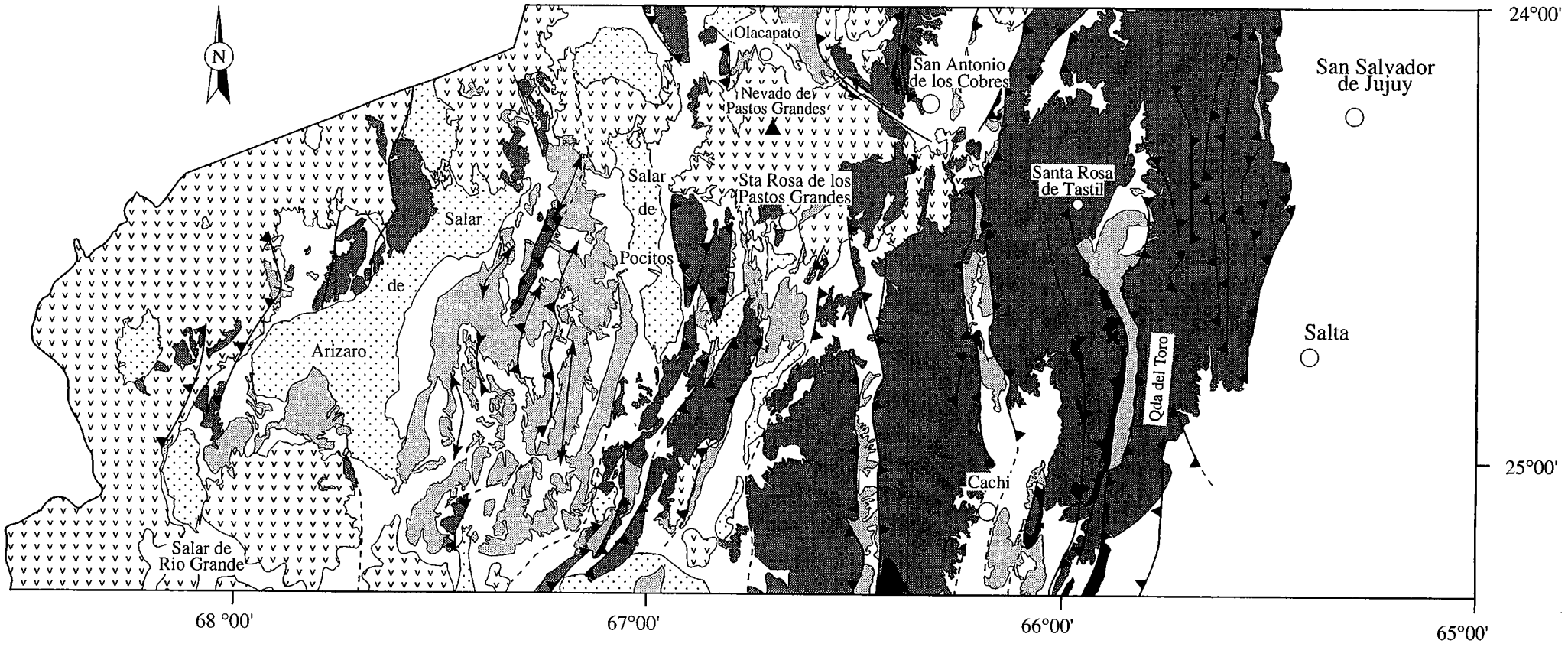
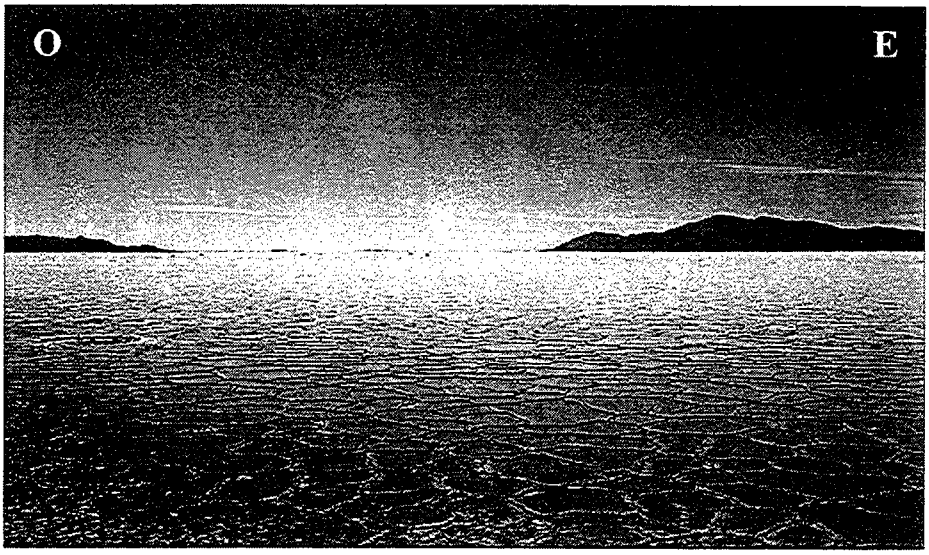


Figure III.4 c.

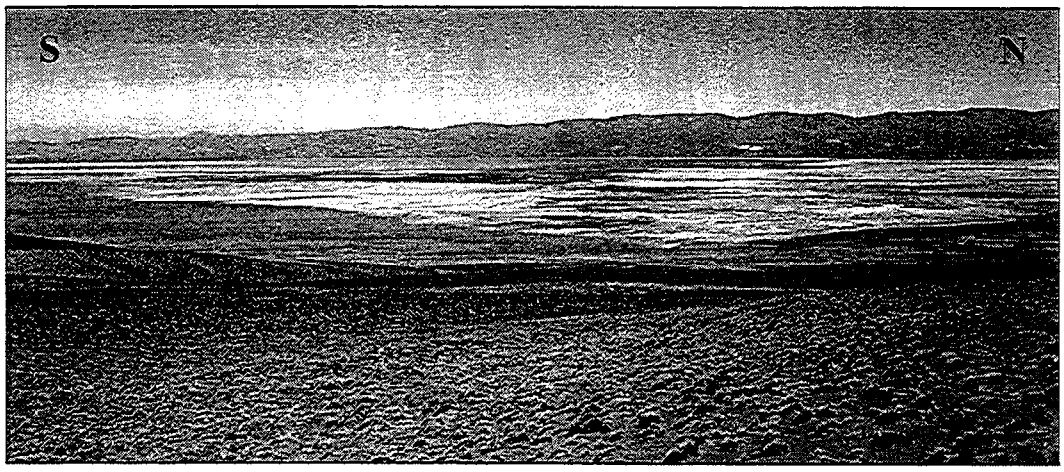
remplissages sédimentaires cénozoïques des bassins compressifs sur lesquels ils s'installent.

Les chaînons de socle bordant les bassins sont caractérisés par des altitudes comprises entre 4500 et 5000 mètres (reliefs en jaunâtres sur la carte topographique numérique), qui peuvent localement atteindre 5500 mètres comme c'est le cas pour le Cerro Macón, qui flanque la bordure Nord-Est du Salar d'Arizaro (Figs. III.2 & III.4c). Ils s'allongent suivant des directions NNE-SSO et surplombent les bassins adjacents de quelque 1500 à 2000 mètres au maximum. Les chevauchements régionaux se cantonnent principalement aux pieds de ces blocs de socle (Figs. III.2 & III.4a, b & c).

Les altitudes les plus élevées correspondent aux centres volcaniques cénozoïques. Les volcans se présentent sous la forme de protubérances coniques blanches et rouges à orangées (Fig. III.2) et émergent nettement au-dessus du "plancher" du plateau. Le flanc Ouest de la Puna est bordé par les stratovolcans dacitiques et andésitiques de l'arc volcanique (*Francis et al., 1985*). Le plus haut sommet de cette Cordillère Occidentale est le Cerro Llullaillaco qui culmine à 6739 mètres (Fig. III.5). Dans la région arrière-arc, des complexes de calderas s'alignent le long de chaînes volcaniques qui recoupent le plateau suivant des directions NO-SE (Fig. III.5, Planche III.2a). Le linéament "d'El Olacapato-Cerro Tuzzgle", à l'Ouest de San Antonio de Los Cobres (Figs. III.2, III.4c & III.5), est une structure héritée paléozoïque (*Mon, 1979*), réactivée suivant un mouvement décrochant senestre lors de l'orogenèse andine (*Allmendinger et al., 1983*). Les complexes de calderas ont émis de très importants volumes ignimbritiques durant le Miocène Supérieur et le Pliocène (*Coira et al., 1993*). A travers le plateau, ces formations volcaniques couvrent une surface de plus de 500 000 km^2, ce qui fait de la Puna argentine la plus importante province ignimbritique "récente" sur terre (*Allmendinger et al., 1997*). La taille de certaines de ces calderas est tellement importante, qu'elles n'ont été reconnues qu'après l'avènement des images satellites (*Baker, 1981; Ort, 1993; Sparks et al., 1985*). La plus remarquable d'entre elles est le complexe du Cerro Galán (altitude de 5912 mètres) (figs. III.2 & III.5) dont les émissions ignimbritiques s'initient au Miocène supérieur et se poursuivent jusqu'au Pliocène supérieur (*Sparks et al., 1985*). Enfin, des petits cônes volcaniques monogénétiques basaltiques se mettent en place durant le quaternaire, dans le Sud de la Puna et dans le Nord des vallées Calchaquies. Ces édifices sont de tailles réduites par rapport aux stratovolcans et aux complexes de calderas. On ne les observe d'ailleurs pas distinctement sur la carte topographique numérique, mais ils sont remarquables sur le terrain (Planche III.2b). Ils se présentent sous la forme de petits cônes noirs, soit "posés" sur le plancher du plateau dans des régions topographiquement très planes (Planche III.2b), soit mis en place dans le décrochement transversal "d'El Olacapato-Cerro Tuzzgle", ou même dans des chevauchements majeurs dans la branche

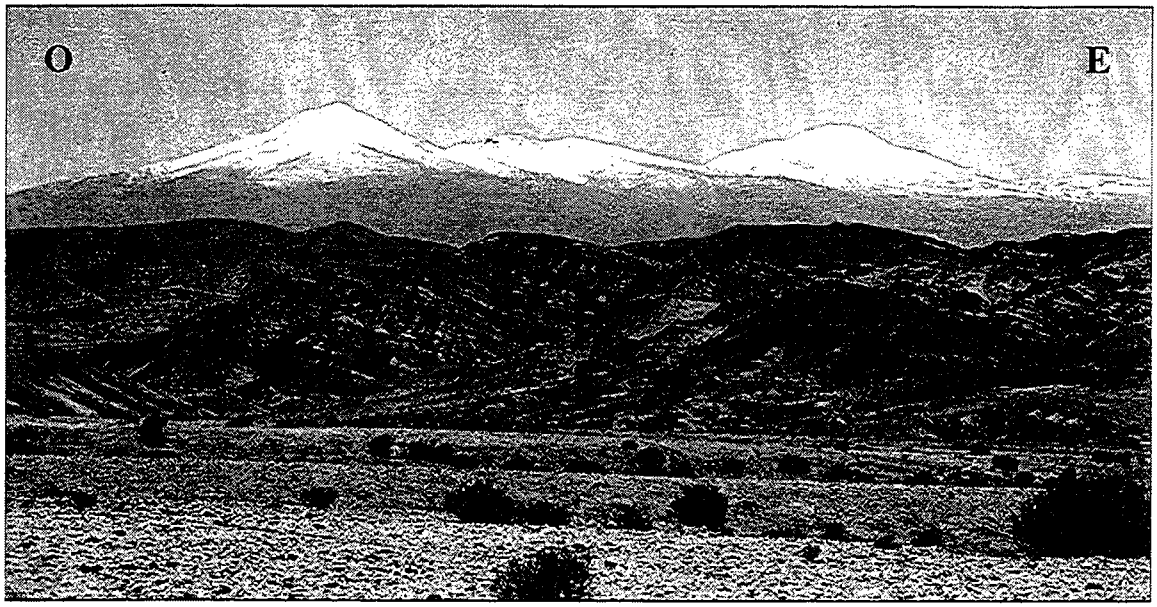


a)

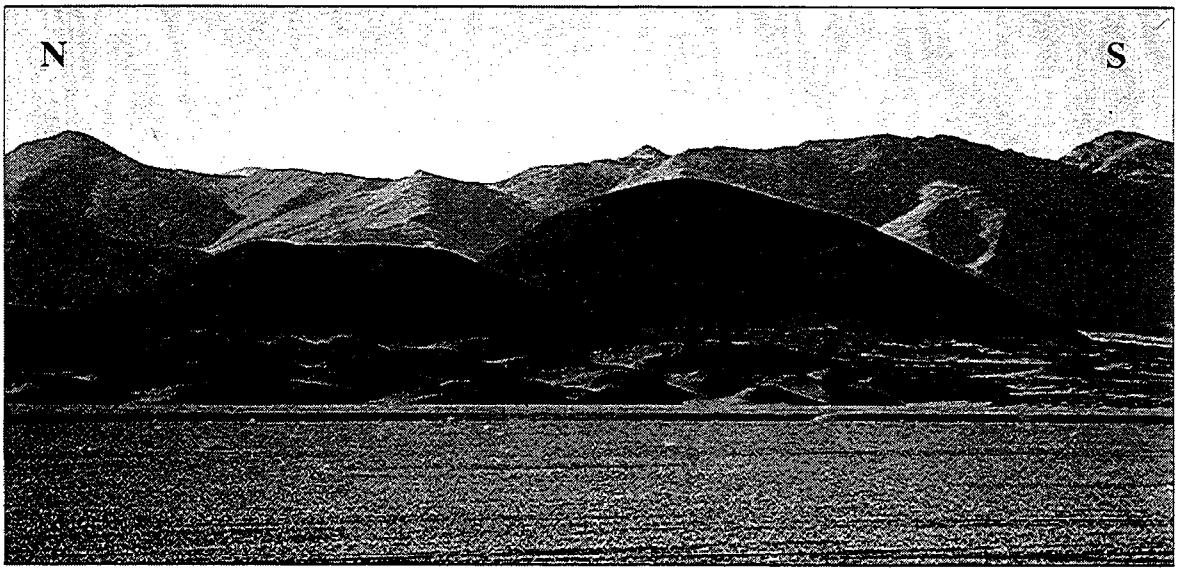


b)

Planche III.1 : Expression morphologique des bassins sédimentaires de la Puna argentine. Ces bassins sont caractérisés par des dépressions planes, recouvertes par des salars quaternaires et coincées entre des reliefs de socle paléozoïque. a) Bassin des Salinas Grandes, b) Salina de Olaroz, à l'Ouest de Susques (pour la localisation, voir Fig. III.4b).



a)



b)

Planche III.2 : a) Complexe des caldéras du Nevado de Queva (altitude de 6102 m). Le cliché est pris depuis le bassin de Pastos Grandes au Sud. b) Cône volcanique basaltique quaternaire localisé au Sud d'Antofagasta de la Sierra (pour localisation, voir Figure II.1).

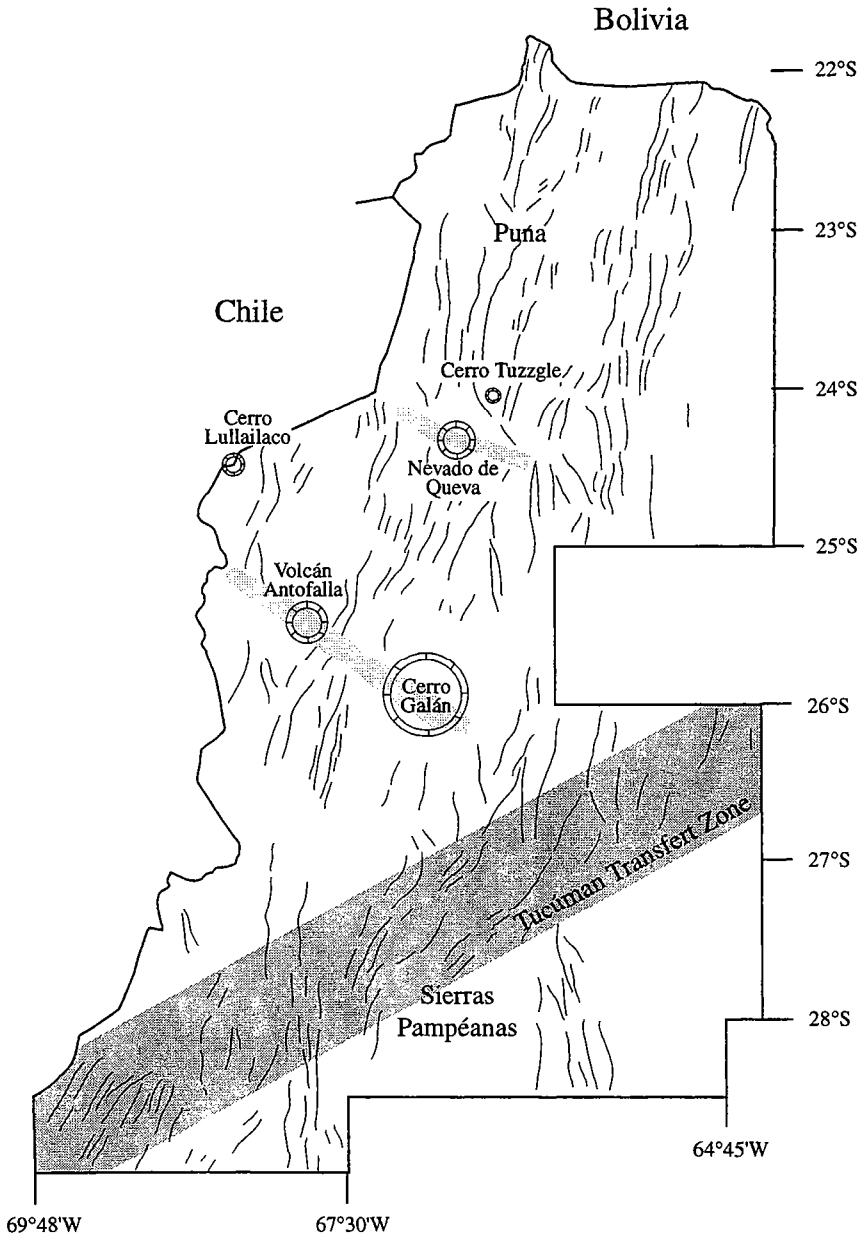


Figure III.5 : Pointé de la carte topographique numérique (Fig. III.2). Les bordures des reliefs sont soulignées par les traits noirs et leurs orientations sont fortement perturbées au niveau de la zone de transfert de Tucumán, soulignée en grisé au Sud de la Puna. Les caldéras du Cerro Galán, du Volcán Antofalla, du Cerro Tuzzgle et du Nevado de Queva sont pointés. Les alignements majeurs de volcans à travers la Puna sont soulignés en gris clair. En outre, le plus haut sommet de l'arc magmatique, le Cerro Lullailaco (6739 m) est reporté.

Nord des vallées Calchaquies. Les relations entre la tectonique et l'emplacement des volcans tertiaires et Quaternaires dans la région arrière-arc restent encore mal comprises. Certains auteurs attribuent la mise en place des petits cônes basaltiques à une phase tectonique extensive plio-quaternaire qui affecterait l'ensemble du plateau (*Marrett et al., 1994*). Nous restons très réservés sur cette interprétation car l'existence de cette phase extensive nous paraît problématique et sera discutée ultérieurement.

Enfin, le haut plateau est bordé à l'Est par la Cordillère Orientale qui culmine localement à plus de 6000 mètres d'altitude. Elle fait office de zone de transition entre la région du plateau au niveau duquel la répartition des hautes altitudes est relativement homogène (dénivelés ≤ 2000 mètres), et la zone d'avant-pays possédant des altitudes proches du niveau de la mer. Cette transition est très brutale. En l'espace de 20-30 km, depuis les hauts sommets de la chaîne vers les plaines d'avant-pays, les dénivelés observés sont supérieurs à 5500 mètres (Fig. III.2). Le flanc Est de la Cordillère Orientale est soumis à une érosion hydraulique intense, particulièrement aux abords de la frontière bolivienne. Cette érosion est associée au développement de réseaux hydrographiques denses (Fig. III.2). En outre, la cordillère est entaillée par de profondes vallées (Quebrada de Humahuaca, Quebrada del Toro, Vallées Calchaquies) qui s'alignent suivant des directions sub-méridiennes, parallèlement aux structures chevauchantes régionales (Figs. III.2 & III.4c).

III.2. Analyse structurale de la Puna argentine

Depuis le début des années 1990, de nombreux auteurs se sont attachés à essayer de mieux comprendre les processus qui permettent la formation et le développement du haut plateau andin. Une attention particulière à été portée sur l'étude des bassins compressifs présents à travers le plateau et la Cordillère Orientale voisine, car la nature, l'âge et la géométrie du remplissage de ces bassins apportent des informations cruciales sur la chronologie de la déformation et sur la structuration de la croûte supérieure à travers la chaîne. Ces études se sont essentiellement focalisées au niveau de l'Altiplano bolivien. La géométrie supra-crustale de cette région ainsi que le développement dans le temps et dans l'espace des structures de sub-surface commencent à y être bien compris (*Sempere, 1995; Kennan et al., 1995; Lamb & Hoke, 1997; Lamb et al., 1997; Kley et al., 1996; Sempere et al., 1997; Horton, 1998, parmi d'autres,* voir chapitre I).

En revanche, la Puna argentine qui, au Sud, jouxte l'Altiplano bolivien, reste une région largement méconnue notamment en ce qui concerne la géométrie des structures en profondeur et dans une moindre mesure, la chronologie de la déformation ceci pour plusieurs raisons. Tout d'abord, les mauvaises conditions d'affleurement des

remplissages sédimentaires des bassins intramontagneux, la difficulté de dater ces remplissages continentaux et enfin, la difficulté d'obtenir des données de sub-surface de type sismique réflexion pétrolière. Des études ont cependant décrit la géologie de surface de la région. La Puna et la Cordillère Orientale adjacente sont en, effet, en partie couvertes par les cartes géologiques au 1:200 000 levées par les géologues du service géologique national argentin (*Vilela, 1954; Turner, 1964a, b & c; Vilela, 1967; Turner, 1976a & b; Coira, 1979; Schwab, 1980a & b; Turner, 1987*) ainsi que par la carte géologique synthétique au 1:400 000 des provinces de Salta et Jujuy, qui fait référence (*Amengual et al., 1979*).

Les études de géologie structurale moderne, portant sur l'expression de la compression andine dans cette région, se sont surtout attaché à caractériser les champs de déformation et la chronologie de la déformation, par le biais notamment d'analyses de populations de failles et de relevés cartographiques géologiques et structuraux détaillés dans des zones localisées (*Allmendinger et al., 1983; Allmendinger, 1986; Allmendinger et al., 1989; Cladouhos et al., 1994; Marrett et al., 1994*).

Notre démarche a consisté à compiler les données existantes et à les étoffer par nos propres observations de terrain, afin d'obtenir un schéma global de la structuration des parties Nord et médiane du haut plateau de la Puna et de la Cordillère Orientale argentine. L'apport des données de sismique réflexion nous permet de caractériser le style de la déformation, d'appréhender la géométrie des structures, des bassins compressifs ainsi que de leurs remplissages sédimentaires, d'apporter de nouveaux éléments en ce qui concerne l'âge de la déformation et d'estimer des quantités de raccourcissement horizontal à travers la région. Ces nouveaux résultats nous permettent, au final, de mieux comprendre l'évolution dans l'espace et dans le temps de la Puna et de resituer cette unité dans le développement global de la branche Sud des Andes Centrales durant le Cénozoïque.

III.2.1. Style de la déformation, géométrie des chevauchements

L'observation d'images satellites Landsat, des cartes géologiques disponibles et le contrôle par des observations de terrain, nous permettent de proposer une carte structurale synthétique des parties Nord et intermédiaire de la Puna argentine (Figs. III.4a, b & c; Planche hors-texte n°1). Ce document illustre l'organisation cartographique des structures engendrées par l'orogenèse andine à travers ces régions. Les failles sont essentiellement chevauchantes et s'orientent suivant une direction NNE-SSO (Figs. III.4a, b & c; Planche hors-texte n°1). Deux coupes synthétiques interprétatives recoupant le plateau et la Cordillère Orientale sont construites à partir des informations de surface et sont

localement contrôlées par des données de sismique réflexion pétrolière (voir § III.2.2.). Ces coupes sont réalisées à des latitudes voisines de 23°30'S pour la section n°1 et de 25°S pour la section n°2 (Figs. III.4b, c & III.6, Planche hors-texte n°1).

La structuration interne du plateau montre que la compression affecte très largement le socle et donc que la déformation est de type *thick-skinned*. Les chevauchements sont alternativement de vergence Est et Ouest et sont distribués à travers tout le plateau. Les chaînons de socle émergeants sont souvent bordés sur leur deux flancs par des chevauchements de vergences opposées et constituent des structures de type *pop-up*. Ce style de déformation s'étend à la Cordillère Orientale et dans l'avant-pays argentin, aux Sierras de Santa Bárbara à l'Est (Fig. I.21c). Il est également représenté au niveau des Sierras Pampeanas au Sud (Fig. I.21d; *de Urreiztieta, 1996*).

A travers la Puna et la Cordillère Orientale, les chevauchements conditionnent directement la topographie des chaînons de socle qu'ils bordent. Les variations de la topographie des blocs de socle sont le résultat direct de variations latérales des quantités de rejet le long des chevauchements et/ou de leurs pendages. Cette corrélation est observable aux endroits ou les chaînons disparaissent sous la couverture sédimentaire ou sous le "plancher" du plateau. La Sierra de Copalayo en est un bon exemple. Elle borde le flanc Ouest du bassin de Pastos Grandes. (Figs. III.4c & III.7a). A sa terminaison Nord, la formation conglomératique Geste, datée à l'Eocène (*Pascual, 1983*), repose en discordance sur les sédiments ordoviciens plissés et pend de 20° vers l'Est (Fig. III.7b). Vers le Sud, le chevauchement, flanquant à l'Est la Sierra de Copalayo, se développe et émerge en surface. Les conglomérats de la Formation Geste sont alors complètement chevauchés par le socle (Fig. III.7c). Le rejet croissant du chevauchement vers le Sud s'accompagne de l'augmentation de la topographie de la Sierra de Copalayo dans la même direction.

Un autre exemple est observé en périphérie orientale du plateau, dans la branche Nord des vallées Calchaquies (Fig. III.4c). A l'Est de la localité de Cachi, le Cerro Tintín correspond à une écaille de socle précambrien émergeant ponctuellement à une altitude de 3790 mètres (Fig. III.8a). Son altitude décroît simultanément vers le Nord et le Sud où finalement, il disparaît sous la couverture sédimentaire méso-cénozoïque (Fig. III.8a). Ce relief correspond à un anticlinal de rampe, affleurant à la faveur d'un chevauchement à vergence Ouest. Sur le flanc Ouest du Cerro Tintín, les unités précambriennes chevauchent les séries détritiques tertiaires. Ces strates tertiaires reposent sur les unités du Groupe Santa Bárbara (Paléocène) et correspondraient à la Formation Calchaquense, décrite à travers la branche Sud des Vallées Calchaquiès et les Sierras Pampeanas. Cette séquence est généralement considérée comme datant du Miocène (*González Bonorino*, 1950a; *Turner*, 1970) bien que des études récentes aient montré

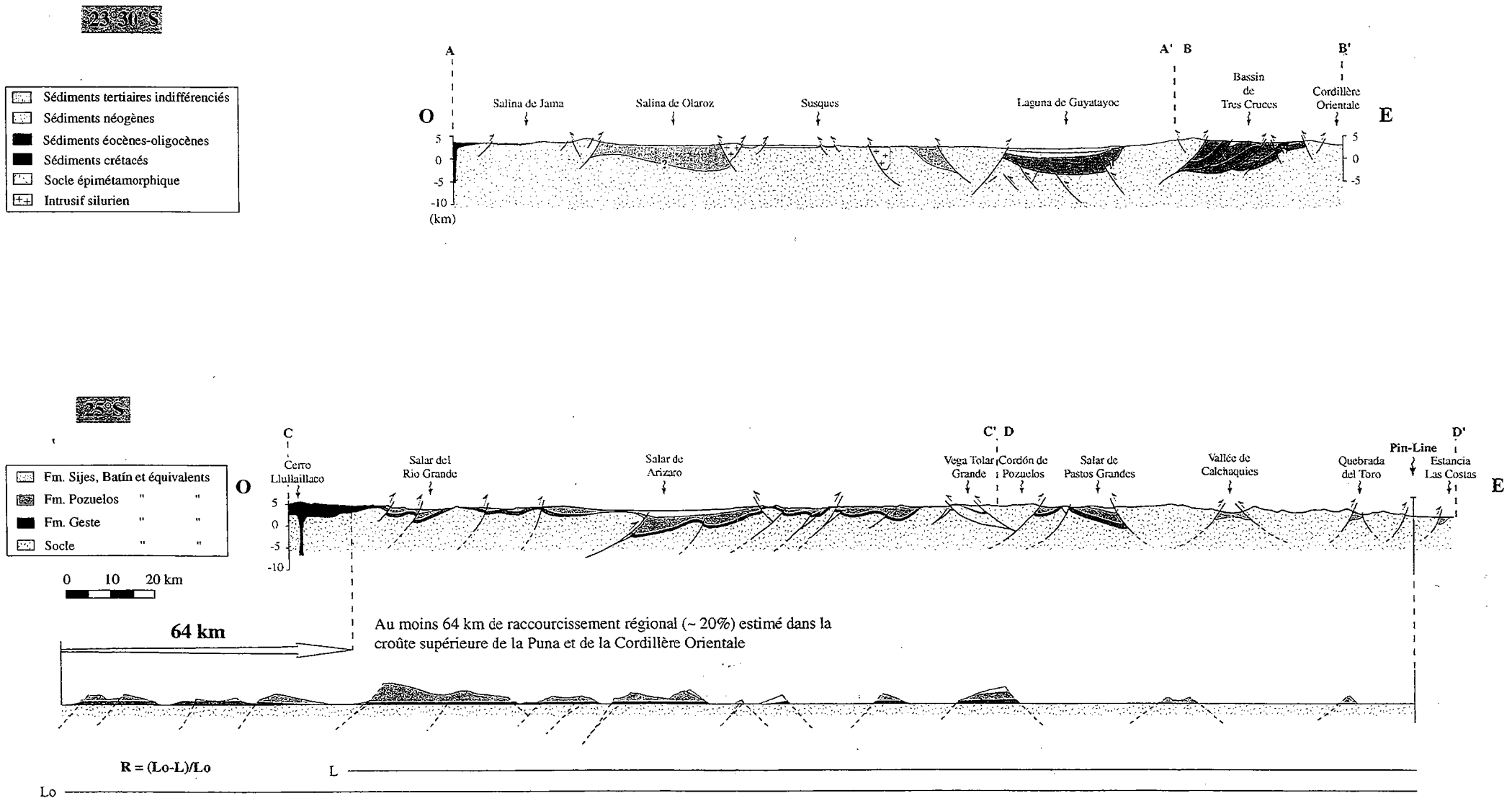
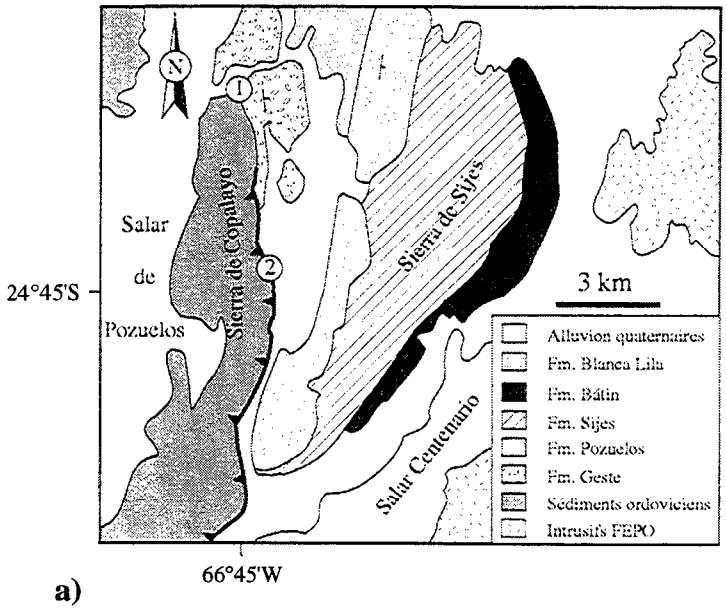
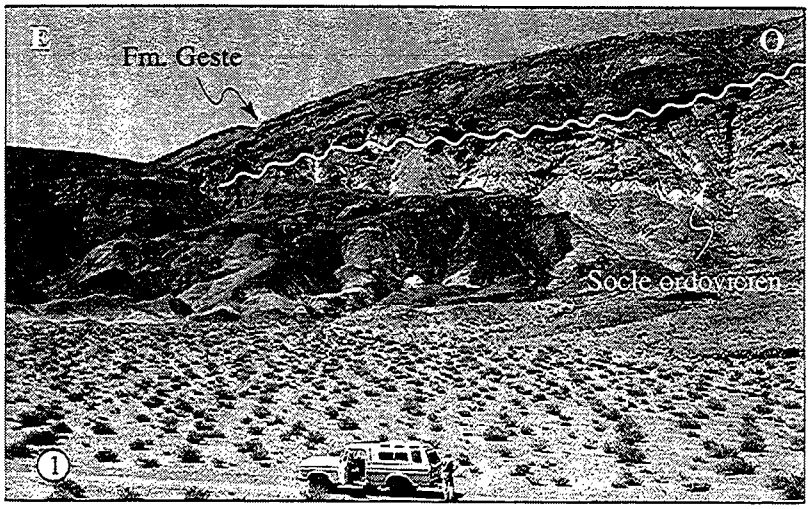


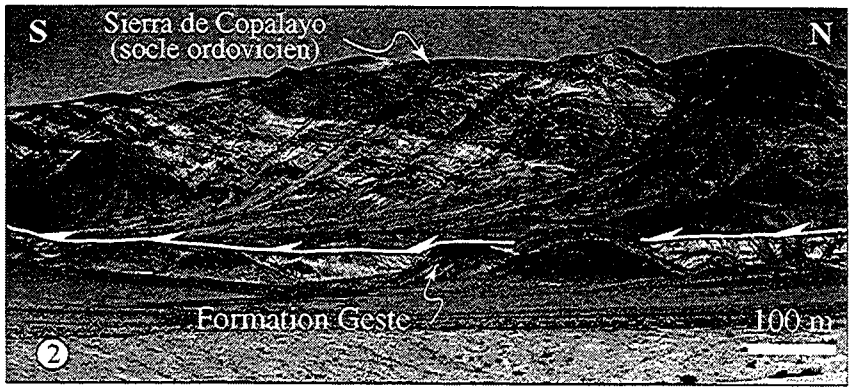
Figure III.6 : Coupes régionales interprétatives. Deux coupes régionales illustrent le style tectonique dans la partie Nord de la Puna (coupe AA'-BB') et dans la partie Sud de la Puna et dans la Cordillère Orientale adjacente (coupe CC'-DD'). Les coupes sont dessinées sans exagération verticale. La restauration de la coupe CC'-DD' permet d'estimer une quantité de raccourcissement régional minimal de 64 kilomètres. Les profils sont localisés sur la planche hors-texte n°1.



a)



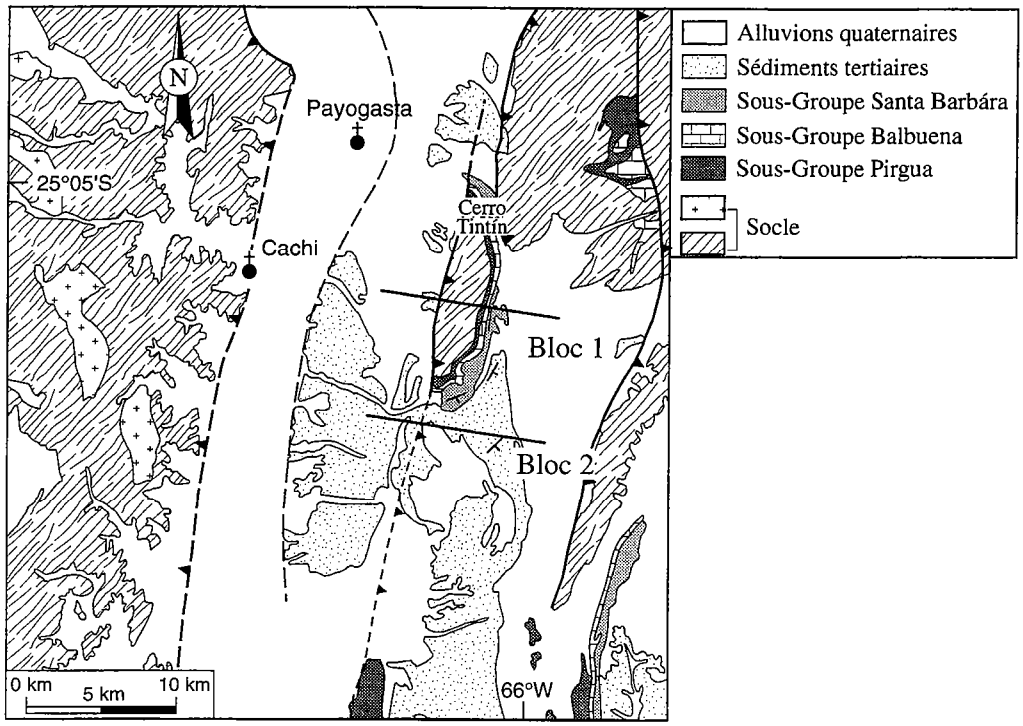
b)



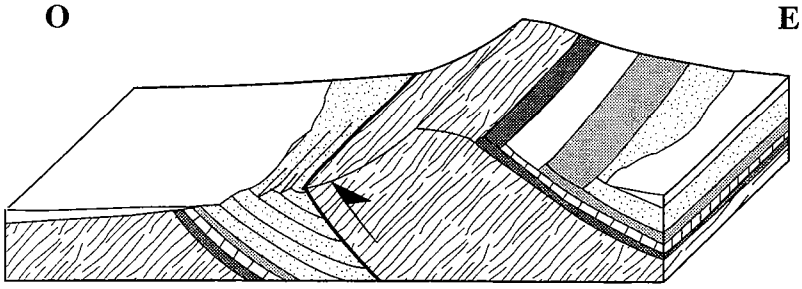
c)

Figure III.7 : Variation de rejet sur un chevauchement bordant un chaînon de socle à travers la Puna. a) L'exemple est pris au niveau de la Sierra de Copalayo, bordant le flanc Ouest du Bassin de Pastos Grandes. b) A la terminaison Nord de ce chaînon, les sédiments éocènes de la Formation Geste reposent en discordance sur le socle ordovicien. c) Vers le Sud, l'émergence de la faille inverse bordant la Sierra s'accompagne du chevauchement des séries éocènes et de l'augmentation vers le Sud de la topographie de la Sierra de Copalayo.

a)

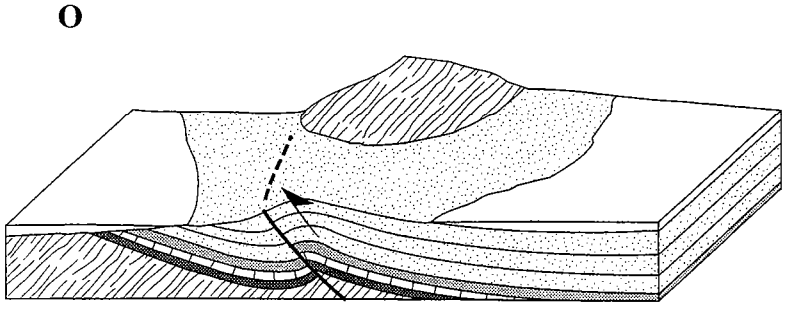


b)



Bloc n°1

c)



Bloc n°2

Figure III.8 : a) Schémas illustrant les variations du style structural le long de la marge occidentale du Cerro Tintín et les variations de rejet du chevauchement bordier. (b) La quantité de chevauchement est maximale au centre du Cerro Tintín (bloc n°1) et (c) décroit symétriquement vers le Nord et le Sud (bloc n°2).

que l'âge des séries continentales dans ces régions peuvent significativement varier d'un bassin à l'autre (*Jordan & Alonso, 1987; Reynolds et al., 1997*). Sur le flanc Est du Cerro Tintín, la couverture sédimentaire repose en discordance sur le socle. En base de série se trouvent les grès rouges crétacés du sous-groupe Pirgua (Fig. III.8b). La quantité de chevauchement au milieu du bloc est maximale et décroît à la fois vers le Nord et le Sud. Les sédiments tertiaires ne forment alors en surface plus qu'une terminaison péri-anticlinale (Fig. III.8c). Le Cerro Tintín reste cependant un cas particulier puisque le rejet sur la faille s'amortit symétriquement, de part et d'autre du relief, sur une distance très courte d'une quinzaine de kilomètres (Fig. III.8a).

De tels rejets différentiels le long des chevauchements jouent un rôle majeur dans la structuration du haut plateau et la mise à l'affleurement ou non des blocs de socle. Ils doivent localement impliquer des rotations rigides relatives entre toit et mur des failles et probablement aussi des déviations locales des directions principales de la déformation (voir § III.4).

III.2.2. Données de sismique réflexion pétrolière

Dans la région de la Puna, les informations de sub-surface sont d'un intérêt crucial et permettent de contraindre la géométrie et la structuration interne des bassins compressifs. Dans ce travail, nous avons disposé de deux types de données. D'une part, l'interprétation d'une ligne sismique traversant le Sud du Salar d'Arizaro *(Donato & Vergani, non publié)* nous a permis de contraindre en profondeur, la coupe régionale CC'-DD' (Fig. III.6). D'autre part, nous avons étudié un réseau d'environ 900 km de lignes de sismique réflexion pétrolière, acquises dans les bassins compressifs du Nord-Est de la Puna, depuis la frontière bolivienne au Nord, jusqu'aux Salinas Grandes au Sud. Ces lignes ont permis de contrôler en profondeur la partie Est de la coupe régionale AA'-BB' (Fig. III.6). Les informations de sub-surface dont nous disposons permettent d'interpréter les structures jusqu'à des profondeurs avoisinant les 10 km.

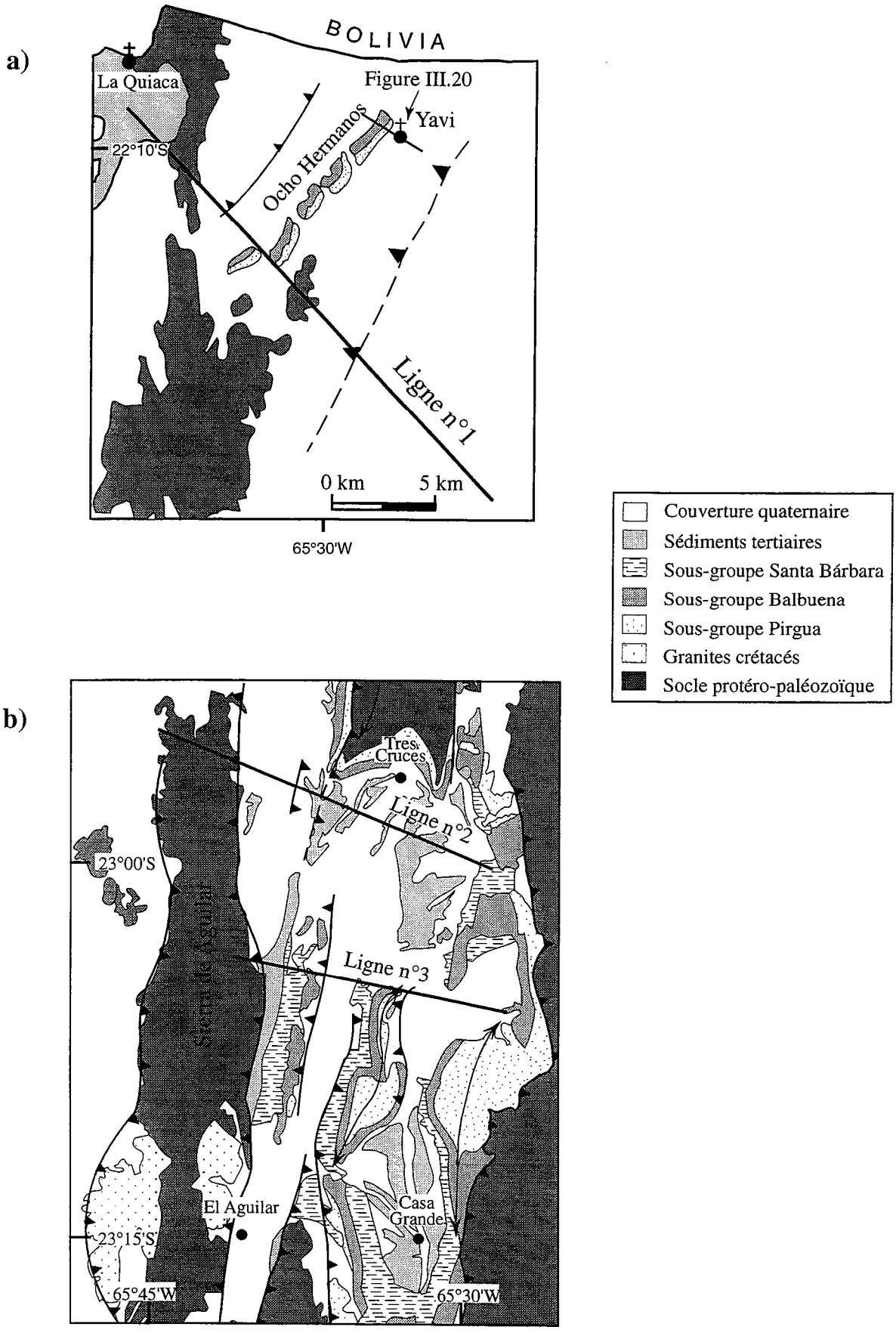


Figure III.9 : Localisation des profils sismiques au niveau (a) de la région de la Quiaca, à la frontière bolivienne (ligne n°1) et (b) à travers le bassin intramontagneux de Tres Cruces, à la périphérie orientale de la Puna (lignes n°2 et 3).

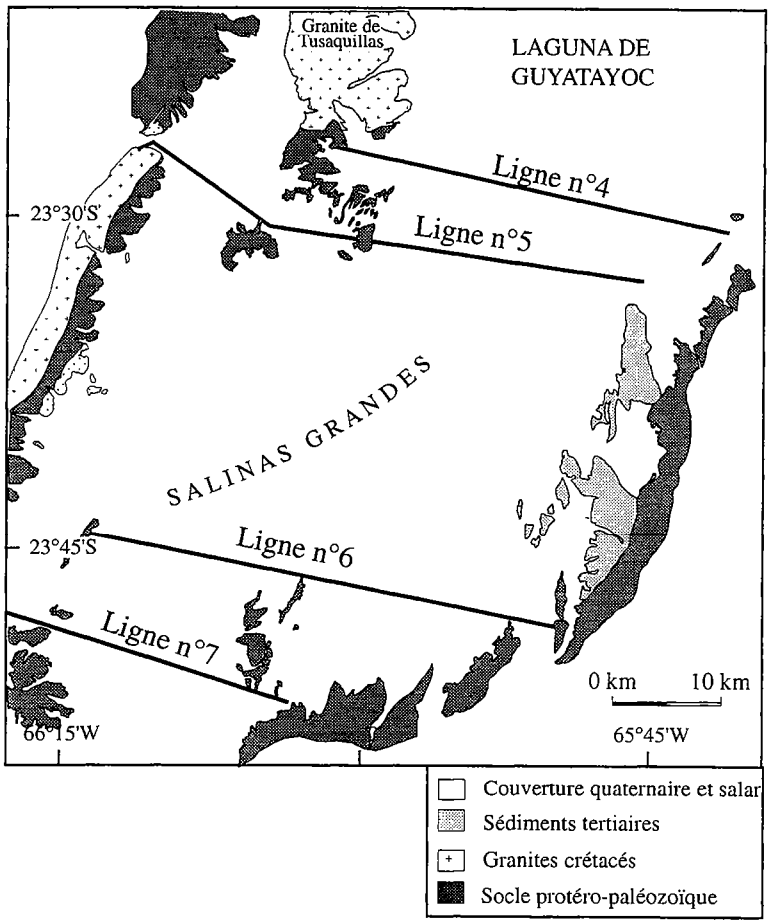


Figure III.10 : Carte de localisation des profils sismiques à travers le bassin des Salinas Grandes. Les lignes n°4 et 5 se localisent à la frontière avec la Laguna de Guyatayoc, tandis que les lignes n°6 et 7 traversent le Sud des salines.

III.2.2.1. Localisation et traitement des données originales

Sur une totalité de 30 profils sismiques transversaux et longitudinaux, 7 sont présentés dans cette étude. Cette sélection est principalement basée sur la qualité des profils. Les lignes exploitées se localisent dans la région de la Quiaca-Yavi au Nord (section n°1), dans le bassin de Tres Cruces (sections n°2 et 3) et dans le bassin des Salinas Grandes (sections n°4, 5, 6 et 7) (Figs. III.9 & III.10). Les sections sélectionnées sont transversales par rapport aux bassins et s'orientent, pour la majorité, perpendiculairement à la direction moyenne des chevauchements régionaux. Les dimensions et orientations des lignes sélectionnées sont les suivantes :

N° ligne	Localisation	Orientation	Longueur
1	Ocho Hermanos	N 135°	18 000 m
2	Tres Cruces	N 120°	32 000 m
3	Aguilar-Tres Cruces	N 100°	22 000 m
4	Laguna Guyatayoc Sud	N 100°	29 000 m
5	Salinas Grandes Nord	N 100°	43 000 m
6	Salinas Grandes Sud	N 100°	43 000 m
7	Salinas Grandes Sud	N 100°	26 500 m

Les lignes originales, ainsi que la procédure permettant de convertir les profils *Distance/Temps double* en profils *Distance/Profondeur,* sont consignées en Annexe 2.

III.2.3.2. Identification des réflecteurs

Les réflecteurs sismiques, observés sur les lignes originales et retenus pour l'interprétation des sections, sont reportés au-dessus de chaque profil interprété (Figs. III.11 à III.17). Parmi le jeu de données dont nous disposons, deux régions doivent être distinguées. Tout d'abord, la région au niveau de laquelle affleurent les sédiments crétacés du Groupe Salta. Elle comprend au Nord, la zone de la Quiaca / Cordón de los Ocho Hermanos / Yavi, et s'étend vers le Sud au bassin de Tres Cruces (Figs. III.4a & b; III.9a & b). Cette zone intègre les lignes n° 1, 2 et 3. Sur ces trois profils sismiques, les calcaires maestrichtiens de la formation Yacoraite sont représentés par des réflecteurs épais, reportés en gras sur les pointés sismiques. Ces réflecteurs traduisent une forte variation lithologique induisant une discontinuité de vitesse de propagation des ondes sismiques (Figs. III.11 à III.13; Annexe 2). Ces réflecteurs sont des niveaux repères, car ils permettent un calage précis dans le temps. Les réflecteurs observés au-dessus correspondent aux remplissages cénozoïques des bassins. Quelques

Ligne n°1 *(28 000 mètres)*

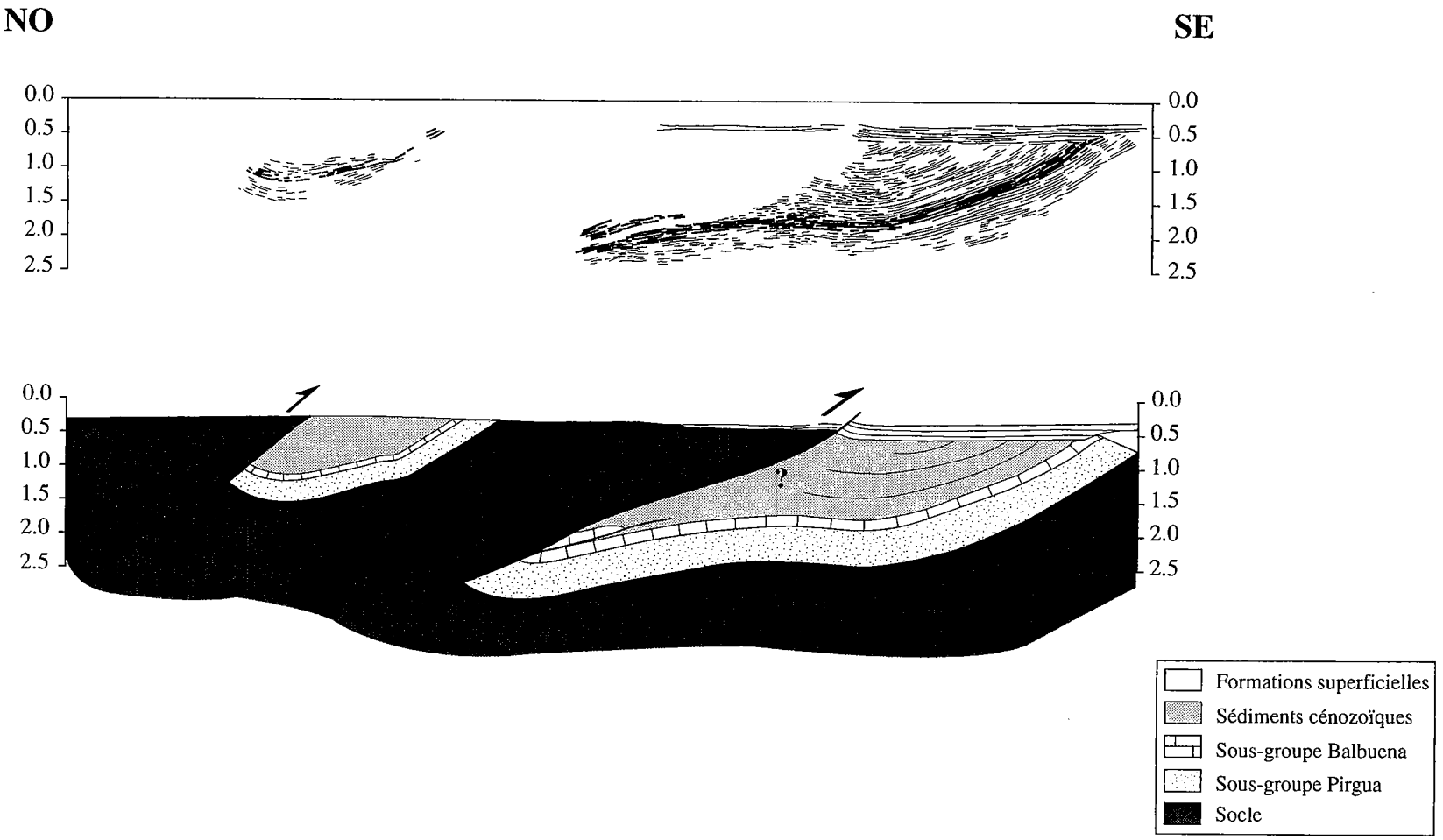


Figure III.11 : Pointé sismique et coupe structurale interprétative de la ligne n°1. Echelle verticale en secondes temps double.

Ligne n°2 *(32 000 mètres)*

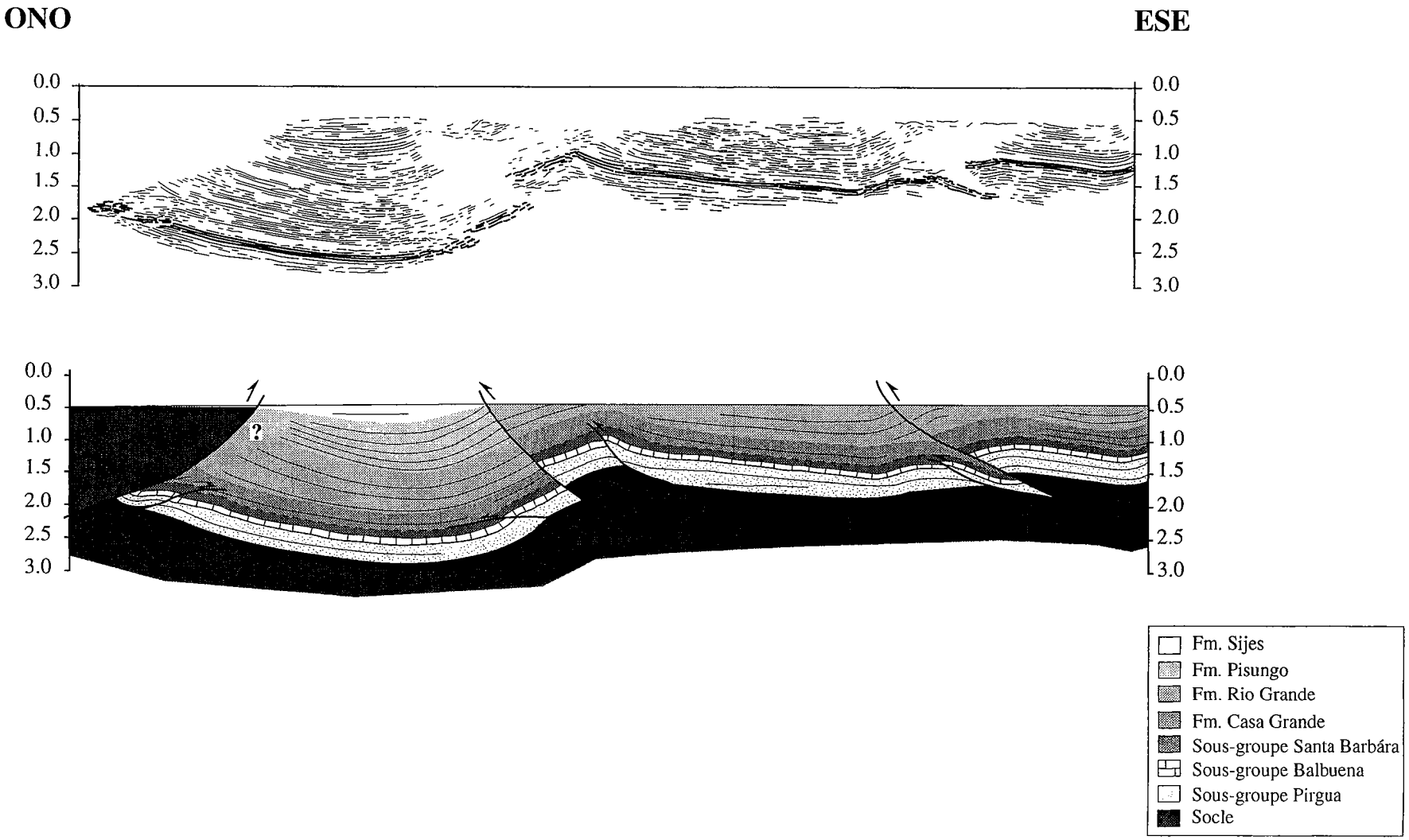


Figure III.12 : Pointé sismique et coupe structurale interprétative de la ligne n°2. Echelle verticale en secondes temps double.

Ligne n°3 *(22 000 mètres)*

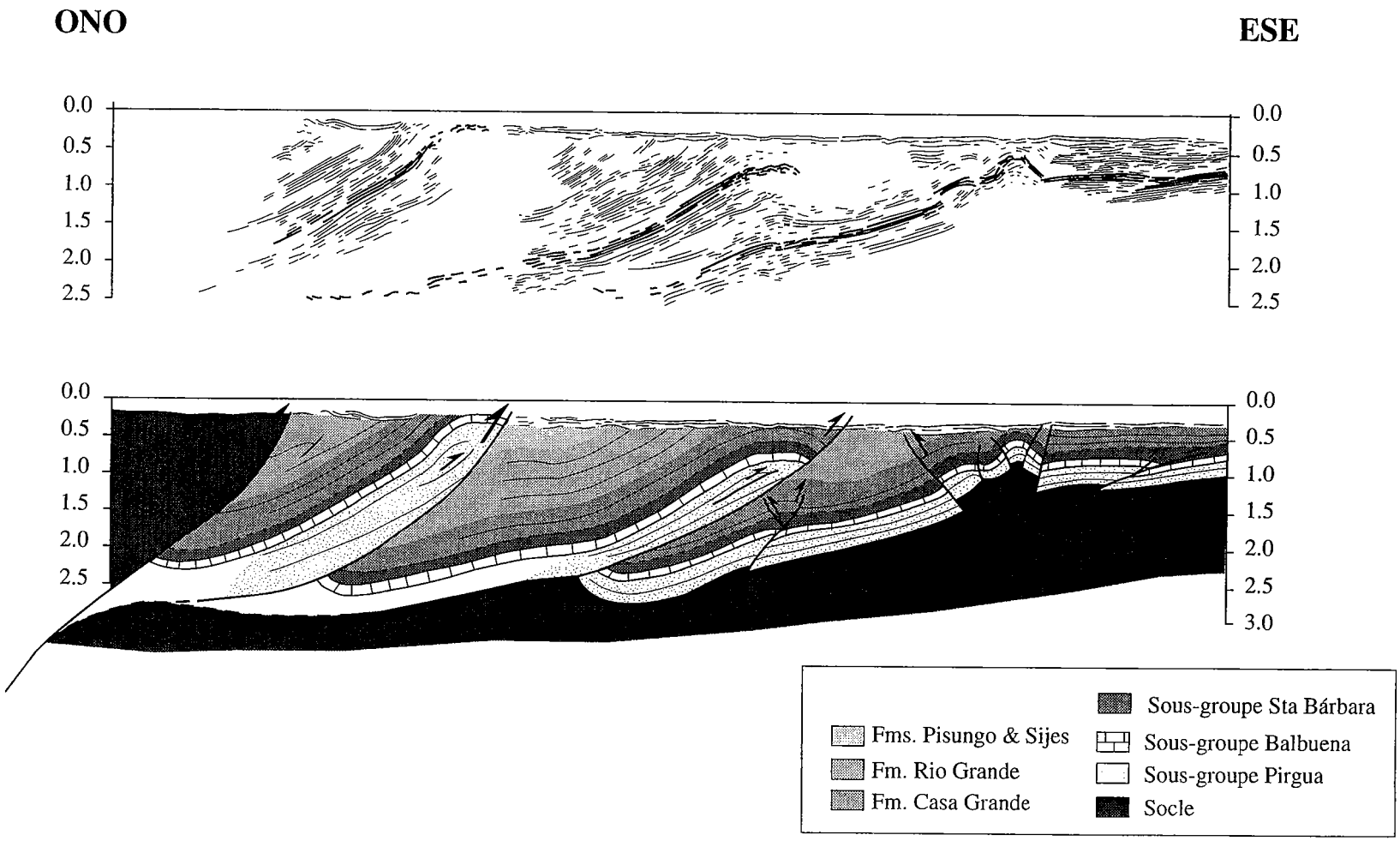


Figure III.13 : Pointé sismique et coupe structurale interprétative de la ligne n°3. Echelle verticale en secondes temps double.

Ligne n°4 *(29 000 mètres)*

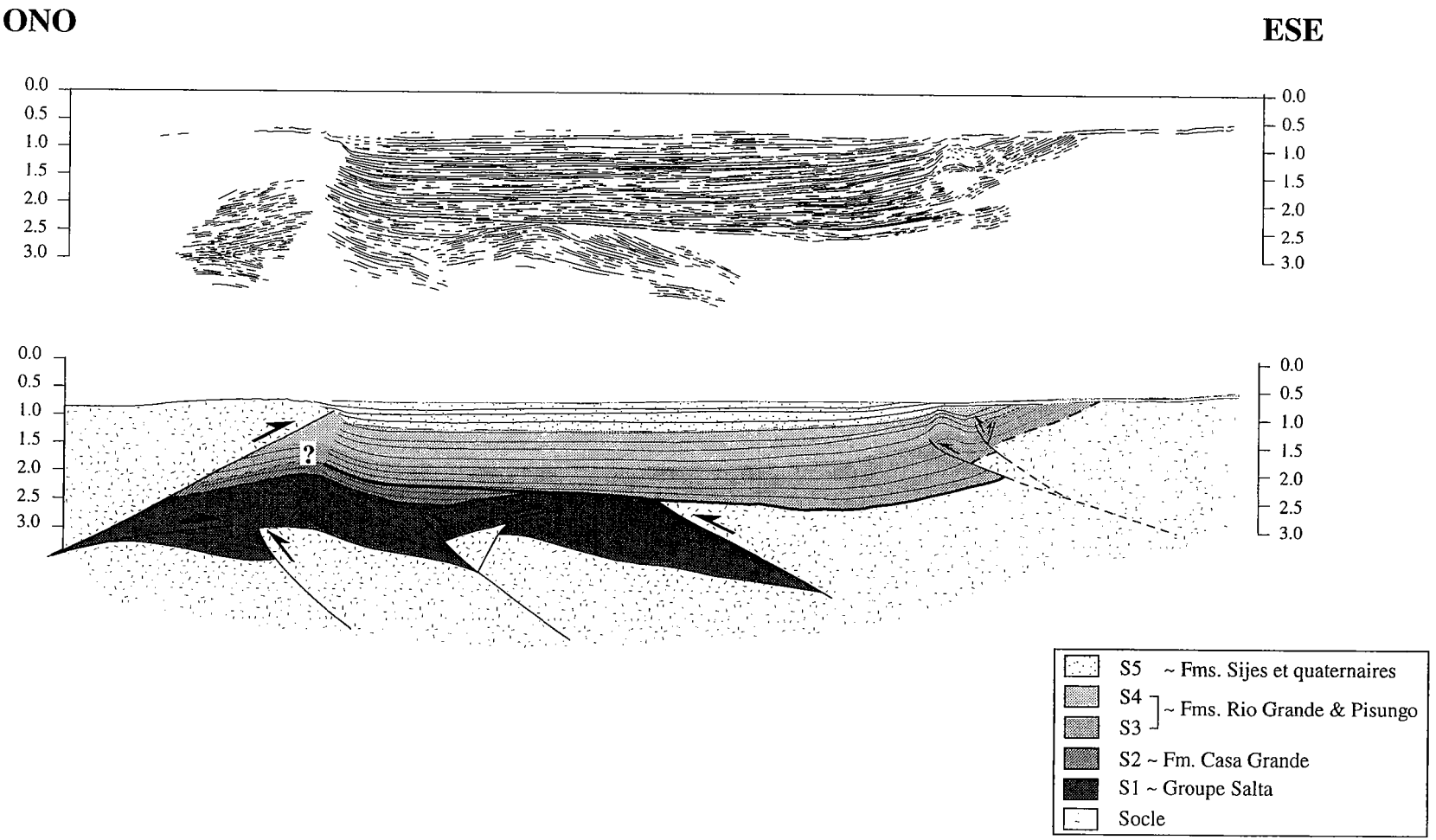


Figure III.14 : Pointé sismique et coupe structurale interprétative de la ligne n°4. Echelle verticale en secondes temps double.

Ligne n°5 *(43 500 mètres)*

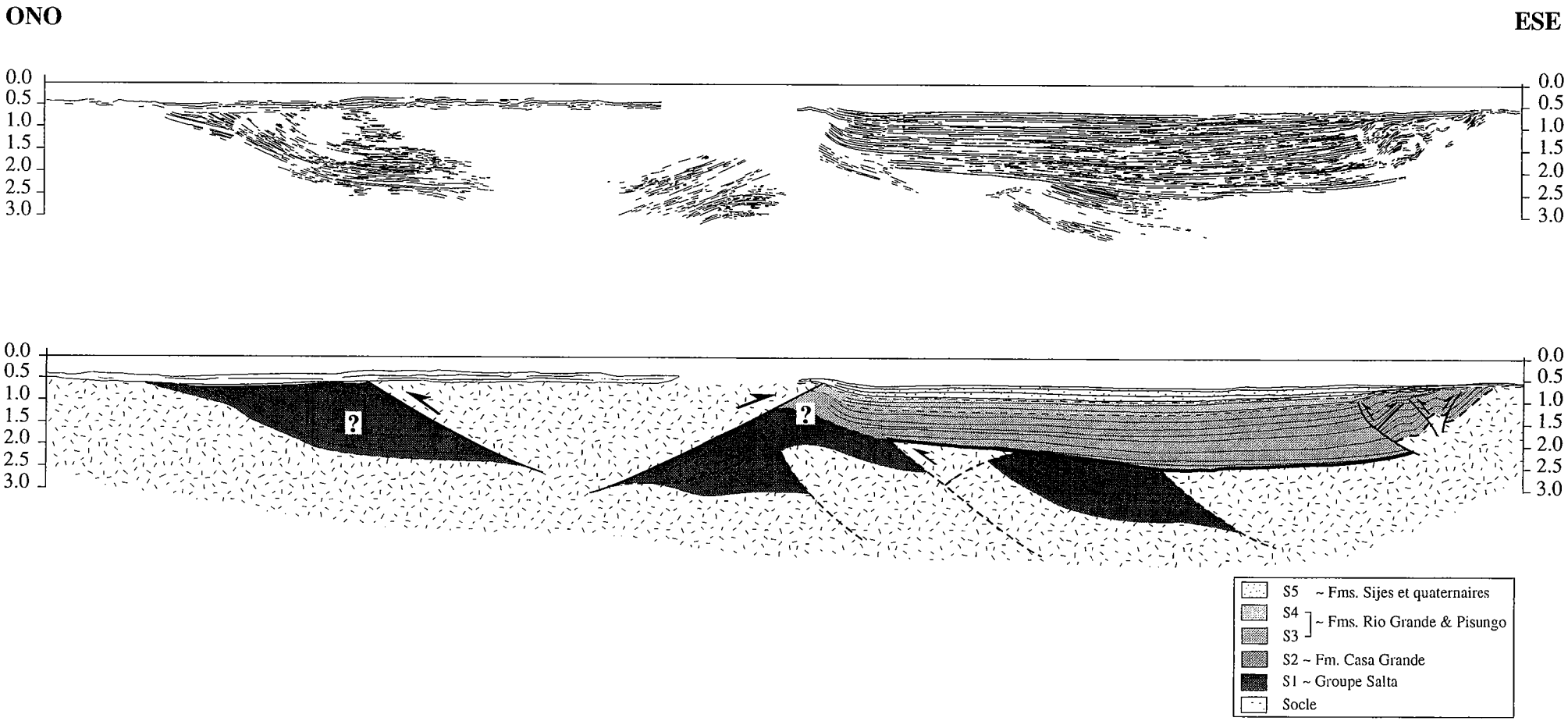


Figure III.15 : Pointé sismique et coupe structurale interprétative de la ligne n°5. Echelle verticale en secondes temps double.

Ligne n°6 *(43 000 mètres)*

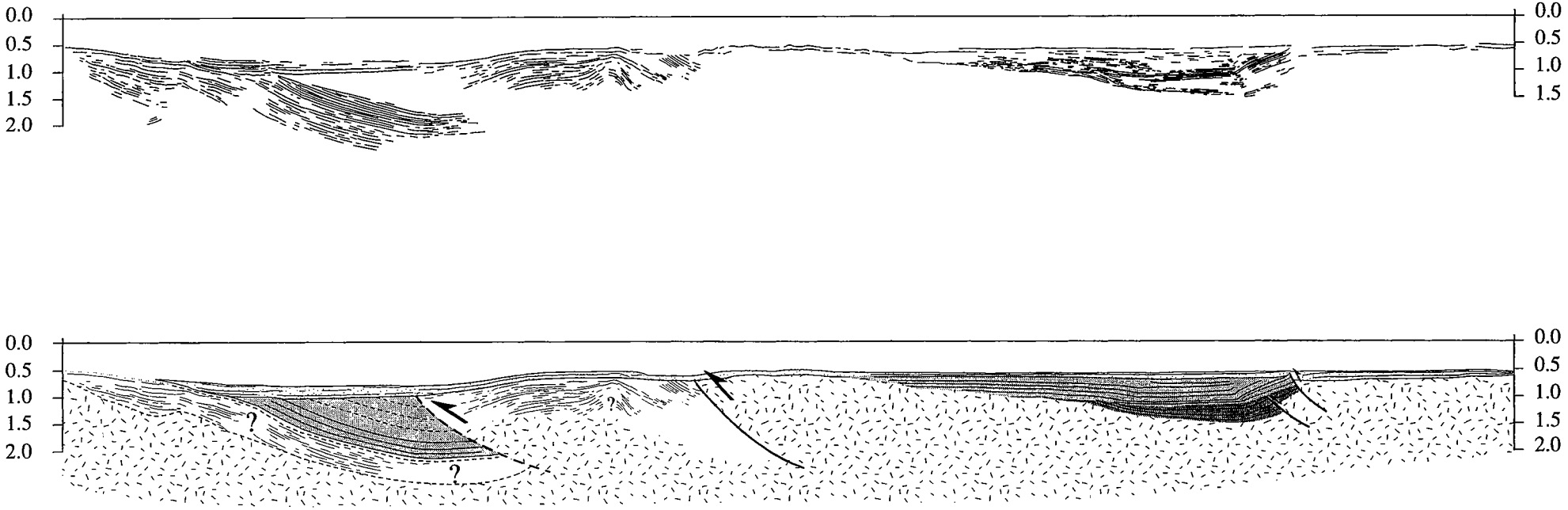


Figure III.16 : Pointé sismique et coupe structurale interprétative de la ligne n°6. Echelle verticale en secondes temps double.

Ligne n°7 *(26 500 mètres)*

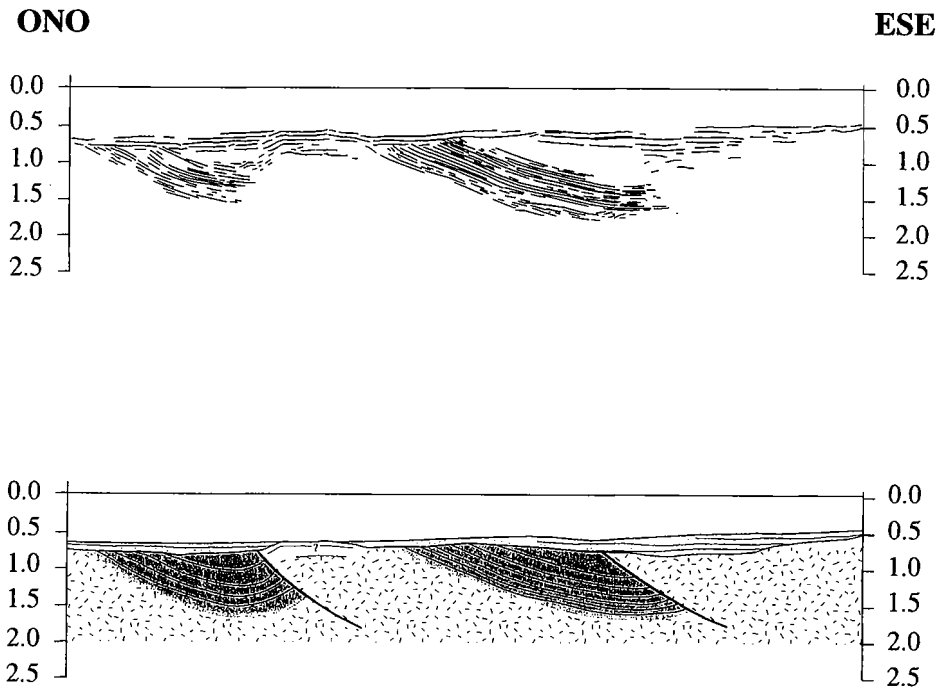


Figure III.17 : Pointé sismique et coupe structurale interprétative de la ligne n°7. Echelle verticale en secondes temps double.

réflecteurs observées juste sous les niveaux repères, correspondraient aux strates de grès rouges du sous-groupe Pirgua. Sous cette unité, la réponse sismique est très atténuée et ne laisse apparaître aucune signature particulière (Annexe 2). L'unité la plus profonde correspond aux sédiments plissés et légèrement schistosés constituant le socle ordovicien.

La seconde région s'étend à l'ensemble du bassin des Salinas Grandes et comprend les lignes n° 4, 5, 6 et 7 (Fig. III.10). Dans cette zone, des réflecteurs nets définissent géométriquement la présence de bassins compressifs en profondeur (Figs. III.14 à III.17, Annexe 2). Cependant, la nature et l'âge des séries correspondant à ces réflecteurs sont inconnus, en raison de l'absence totale d'affleurements au niveau de ce bassin. Différentes hypothèses concernant l'origine de ces réflecteurs seront discutées ultérieurement. Les lignes n°4 et 5 recoupent des chaînons de socle affleurant entre la Laguna de Guayatayoc et la branche Nord-Ouest des Salinas Grandes (Fig. III.10). Ce contrôle de surface indique que la réponse sismique des unités de socle, c'est-à-dire ici les unités ordoviciennes ainsi que le granite crétacé de Tusaquillas (cf. Fig.II.13; *Halpern & Latorre, 1973*), est très perturbée et ne laisse apparaître aucune signature particulière (Annexe 2).

N'ayant pu disposer de forages de contrôle, l'interprétation des données et, particulièrement, le découpage en différentes unités du remplissage cénozoïque des bassins, se basent à la fois sur les colonnes stratigraphiques et sur les informations de surface disponibles pour les régions concernées. Cette démarche est adoptée pour le dépôcentre de Tres Cruces (lignes n°2 et 3) puisque des colonnes stratigraphiques et des cartes géologiques y sont disponibles *(Fernández et al., 1973; Coira, 1979; Boll & Hernández, 1986)*. En revanche, dans les zones de Yavi et des Salinas Grandes (lignes n°1, n°4 à n°7), l'absence d'affleurements des séries cénozoïques nous oblige à discuter l'origine des réflecteurs que nous observons, en nous basant entre autre, sur des travaux antérieurs d'interprétation de segments de lignes sismiques dans les mêmes régions *(Bianucci et al., 1987; Monaldi et al., 1993)*.

III.2.3.3. Géométrie des bassins compressifs à travers la Puna

Deux types de bassins géométriquement distincts coexistent à travers notre zone d'étude.

* Les bassins asymétriques ou *half-ramp / foreland basins* (*Cobbold et al., 1993*; Fig. III.18) sont bordés, sur l'un de leurs flancs, par un chevauchement de socle dont le rejet va conditionner le développement du bassin compressif et influencer la géométrie et l'épaisseur des dépôts en pied de faille, lorsque ceux-ci sont synchrones de la déformation. Sur le flanc opposé, la couverture sédimentaire repose souvent directement

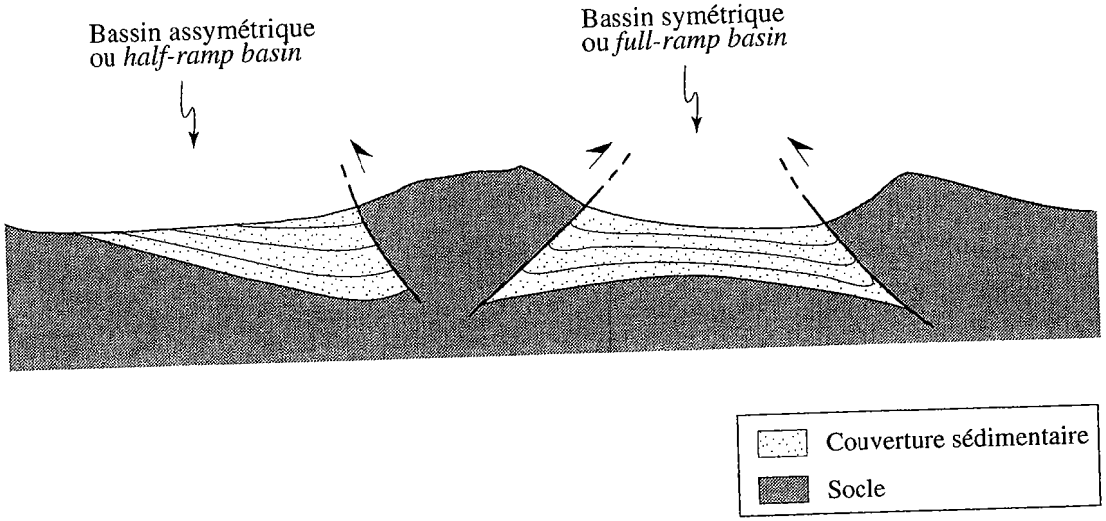


Figure III.18 : Différentes géométries de bassins compressifs observés à travers la Puna. Dans un premier cas, le bassin est bordé sur l'un de ses flancs par un chevauchement de socle. Le bassin est assymétrique (*half-ramp basin*) et la couverture sédimentaire peut reposer en discordance sur le toit du socle sur son flanc opposé. Dans un second cas, le bassin est limité par deux chevauchements de vergences opposées et il est symétrique (*full-ramp basin*).

en discordance sur le toit du socle. Ce type de bassin asymétrique est bien observé le long des lignes n°1, 5, 6 et 7 (Figs. III.11 & III.15 à III.17).

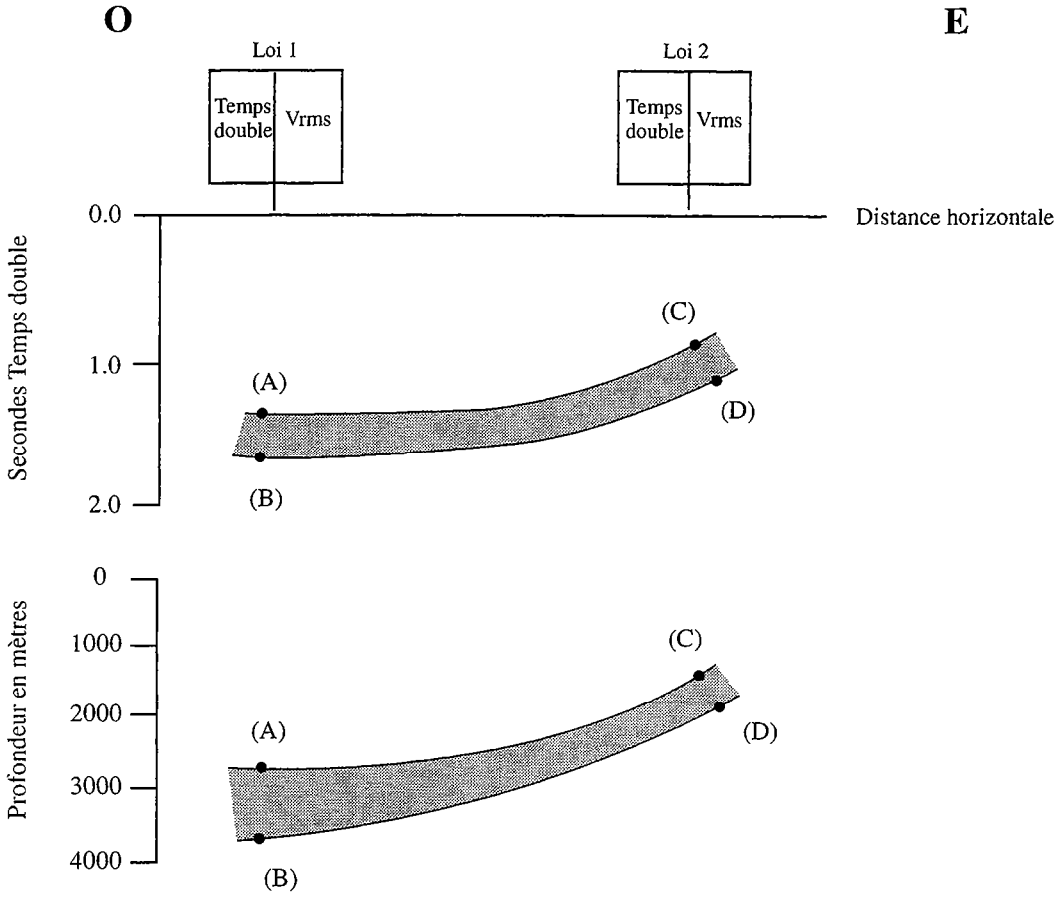
2- les bassins symétriques ou *full-ramp basins* (cobbold et al., 1993, Fig. III.18) sont chevauchés de part et d'autre par des failles de vergences opposées. De tels bassins sont observés le long des lignes n°4 et 5 (Figs. III.14 & 15). Dans un cas idéal, ces bassins sont symétriques (Fig. III.18), mais en ce qui concerne la région de la Puna, ce type de bassin reste très souvent asymétrique, principalement en raison du rejet dominant d'une faille bordière par rapport à l'autre et/ou d'un manque de synchronisme entre le jeu des deux failles, comme c'est le cas par exemple des bassins d'Arizaro et de Pastos Grandes (Fig. III.6).

Enfin, les bassins ne sont pas cylindriques. Ainsi, le bassin asymétrique observé dans la partie Est de la ligne n°6 (Fig. III.16) s'épaissie et devient plus symétrique vers le Nord, où à cet endroit, il est bordé par deux chevauchements convergents (Fig. III.15 & III.14).

III.2.3.4. Analyse des profils de sismique réflexion pétrolière

La géométrie des réflecteurs sismiques renseigne à la fois sur la dynamique sédimentaire de remplissage du bassin et sur son évolution structurale. Par exemple, lorsque le remplissage sédimentaire d'un bassin compressif montre un épaississement significatif au mur du ou des chevauchement(s) qui le limite, le jeu de la (des) faille(s) est synchrone du dépôt des sédiments (Fig. III.18). Lorsque l'âge de la séquence sédimentaire affectée est connu, l'âge de la déformation l'est aussi.

Il convient alors d'insister sur le fait que les sections que nous présentons et discutons dans cette étude sont des profils distance / temps double, qui ne restituent pas la géométrie exacte des structures le long des profils (pendages des failles, des réflecteurs etc...). Sur un certain nombre de lignes, des strates assignés à des séries continentales tertiaires paraissent isopaques en échelle temps double (Figs. III.11, III.13 & III.17) mais ne le sont plus lorsque les réflecteurs sont convertis en profondeur. Prenons l'exemple du bassin compressif oriental observé le long du profil n°1 (Fig. III.11). Dans ce bassin, les réflecteurs correspondant à des séries sédimentaires tertiaires (zone en gris clair) sont sub-parallèles entre 0.5 et 1.5 std. Deux réflecteurs sont choisis au sein de cette séquence et sont reportés, tels qu'ils sont observés sur le profil, dans un repère vertical en secondes temps double (Fig. III.19a). A chaque temps double (Td) correspond une vitesse quadratique moyenne (Vrms) en chaque point du profil (loi valide à l'aplomb de chaque cartouche). A partir de ces informations, les réflecteurs, matérialisés par les points A, B, C, et D, sont reportés dans un repère vertical en mètres. Il s'avère alors que l'unité



(A) : -Td = 1.35 std
- Vrms = 3900 m/s
- z = 2632.5 m

(B) : -Td = 1.6 std
- Vrms = 4400 m/s
- z = 3520 m

(C) : -Td = 0.82 std
- Vrms = 3030 m/s
- z = 1242 m

(D) : -Td = 1.04
- Vrms = 3340 m/s
- z = 1737 m

Figure III.19 : Exemple de conversion effectuée sur deux réflecteurs pointés au sein du remplissage cénozoïque du bassin assymétrique oriental le long de la ligne n°1. A chaque points A, B, C et D correspond un temps double en seconde (Td) et une vitesse quadratique moyenne (Vrms) obtenue à partir des loies de vitesses déterminées à l'aplomb de chaque point. La conversion des points depuis un repère vertical en Td vers un repère vertical en mètres, indique qu'une strate apparaissant isopaque sur les profils sismiques originaux, peut être nettement anisopaque lorsqu'elle est convertie.

comprise entre les deux réflecteurs considérés n'est plus isopaque, mais s'épaissie progressivement vers l'Ouest (Figs. III.11 & III.19b). Cette procédure à été répétée pour les bassins présentant des réflecteurs parallèles au voisinage d'accidents majeurs. Il s'avère que les réflecteurs ainsi convertis délimitent des séquences syntectoniques notamment au sein des bassins compressifs observés le long des profils n° 1 et 3 (Figs. III.11 & III.13).

Ligne n°1 : Région de la Quiaca, frontière bolivienne

La ligne n°1 traverse une région topographiquement plane où affleurent ponctuellement le socle sédimentaire ordovicien ainsi que les sédiments crétacés du groupe Salta (sous-groupe Santa Bárbara et formation Yacoraite) au niveau du Cordón de los Ocho Hermanos (Figs. III.9a & III.20). Les strates crétacés y reposent en discordance sur le socle et pendent de 20° vers le NO (Fig. III.20). En accord avec une interprétation antérieure de ce profil (*Bianucci et al., 1987*), nous mettons en évidence la présence de deux bassins compressifs asymétriques, bordés par des chevauchements à vergence Est, fortement pentés (entre 45°-50° après conversion) et orientés suivant une direction NNE-SSO, c'est à dire parallèlement aux structures régionales (Figs. III.9a & III.11). Les unités syntectoniques déposées à l'aplomb des calcaires maestrichtiens atteignent près de 3000 mètres d'épaisseur dans le bassin oriental et ont été attribuées à la formation Doncellas (*Coira, 1979*), d'âge Miocène Inférieur à Moyen par Cladouhos et al., (1994). Cette hypothèse indiquerait donc que la déformation compressive est active dans la région au moins à partir du Miocène Inférieur. Cependant, ces dépôts cénozoïques sont recouverts en discordance par près de 300 mètres de dépôts quaternaires, qui interdisent tout contrôle direct sur l'origine véritable de ces strates cénozoïques (Figs. III.11 & III.20). Bianucci et al., (1987) proposent que le remplissage sédimentaire de ces bassins corresponde au Groupe Orán (terminologie adoptée pour les sédiments observés en Cordillère Orientale argentine; *Russo & Seriatto, 1979*) dont l'âge s'étend à tout le Cénozoïque. En accord avec ces auteurs et en l'absence de tout autre information, il nous paraît logique d'envisager, qu'à l'instar des dépôts observés dans le bassin de Tres Cruces plus au Sud, les séquences cénozoïques déposées dans les bassins compressifs du Nord de la Puna soient en continuité chronologique avec les dépôts crétacés et intègrent à leur base les formations Candado et Moreta (*Coira, 1979*) respectivement attribuées à l'Eocène et à l'Oligocène dans la région (Figs. II.15a & b). Cette hypothèse impliquerait que la déformation s'initie dès le Cénozoïque Inférieur au niveau de ces bassins compressifs (Eocène Supérieur ?). Mais l'absence de contraintes sur l'âge des séries tertiaires en profondeur ne permet pas de pousser l'analyse plus avant.

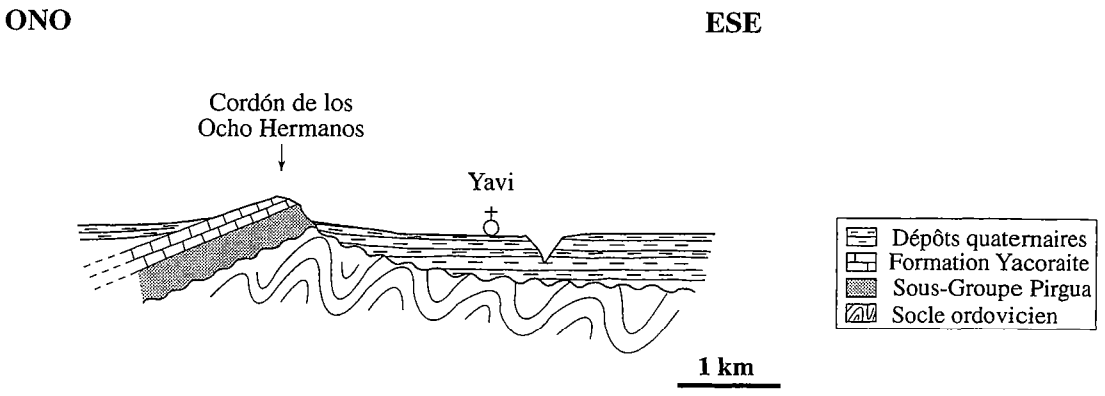


Figure III.20 : Schéma de l'affleurement du Cordon de los Ocho Hermanos dans la région de Yavi. Les sédiments crétacés émergent ponctuellement et reposent en discordance sur le socle plissé ordovicien. Le socle est recouvert par des dépôts volcanoclastiques peu ou pas déformés. Ces mêmes dépôts recouvrent et masquent le remplissage cénozoïque du bassin compressif à l'Ouest des Ocho Hermanos.

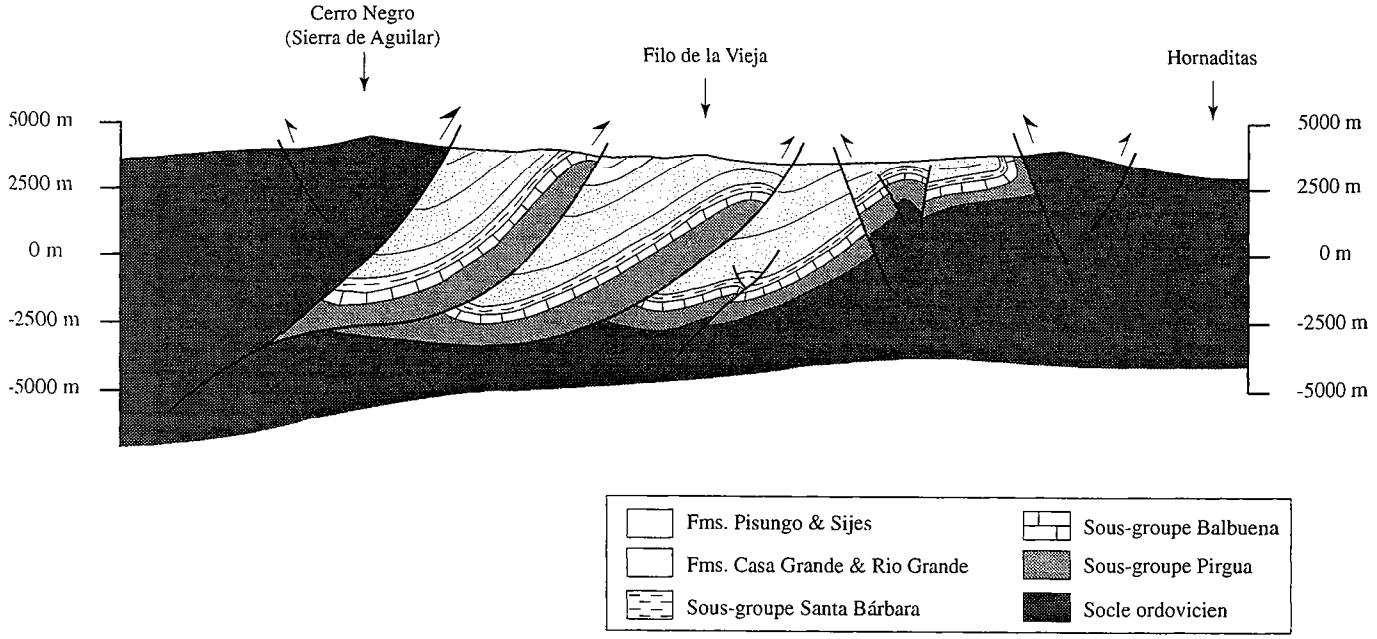


Figure III.21 : Coupe interprétative du profil sismique n°3, traversant le bassin de Tres Cruces. Les géométries des formations Casa Grande (Eocène Moyen-Supérieur, Fernández et al., 1973) et Rio Grande (Oligocène, Pascual et al., 1978), sont symptomatiques de dépôts syntectoniques.

Certains auteurs proposent que durant le Quaternaire, les chevauchements observés sur le profil n°1 soient réactivés suivant un mouvement en faille normale à composante décrochante dextre (*Cladouhos, 1993; Cladouhos et al., 1994*). Cette réactivation s'exprimerait sur le terrain par la formation de petits escarpements de 5 à 25 mètres de dénivelé. Il est à notre sens, très difficile de déterminer une quelconque cinématique sur ces structures. Cette réactivation, si elle existe, est d'une magnitude très faible puisqu'elle n'est pas observée sur les profils sismiques (Fig. III.11). Il semblerait même au contraire, que les dépôts superficiels recouvrant le bassin compressif oriental soient légèrement affectés par le chevauchement bordier (Fig. III.11). Nous resterons donc réservés quant à l'existence ou non d'un épisode quaternaire trantensif d'une magnitude significative à travers cette région.

Lignes n°2 et 3 : Bassin de Tres Cruces

Les profils sismiques recoupent le bassin de Tres Cruces à son extrémité Nord (ligne n°2) et dans sa partie intermédiaire (ligne n°3). Elles sont distantes l'une de l'autre d'une quinzaine de kilomètres (Fig. III.9b). Sur les deux lignes, le niveau repère correspondant aux calcaires maestrichtiens est bien identifié et reporté en gras sur les pointés sismiques (Figs. III.12 & 13). Au-dessus de ce niveau, les marnes paléocènes du sous-groupe Santa Bárbara montrent une réponse sismique atténuée, caractéristique de leur lithologie marneuse. Les réflecteurs observés au-dessus correspondent au remplissage cénozoïque du bassin de Tres Cruces. Dans ce bassin, les nombreux affleurements permettent de bien contraindre les limites des différentes formations en profondeur et de les identifier correctement sur les coupes interprétatives (Figs. III.12 & 13).

Le développement du bassin de Tres Cruces est contrôlé au premier chef par le jeu du chevauchement supra-crustal à vergence Est bordant le flanc oriental de la Sierra de Aguilar (Figs. III.9b; III.12 & III.13). A la différence des dépôcentres de la région de la Quiaca, la couverture sédimentaire du bassin de Tres Cruces est fortement plissée et faillée. Le raccourcissement horizontal est absorbé au niveau de l'accident principal, mais se distribue également au sein de la couverture sédimentaire.

Les variations latérales de la géométrie des structures sont très importantes. Hormis le chevauchement majeur que l'on suit cartographiquement le long de la de la Sierra de Aguilar, les autres structures ne sont pas corrélables d'une ligne à l'autre et la structuration de la couverture sédimentaire est spécifique à chaque profil (Figs. III.12 & III.13).

La géométrie des réflecteurs dans le repère distance / secondes temps double, reflète bien la dynamique du remplissage du synforme faillé observé à l'Ouest du profil n°2 (Fig. III.12). La séquence tertiaire basale correspond aux formations Casa Grande et Rio Grande, respectivement datées à l'Eocène supérieur et à l'Oligocène (*Fernández et al., 1973; Pascual et al., 1978; Boll & Hernández, 1985*). Le dépôt de ces unités est contrôlé par le jeu du chevauchement de socle jouant à l'interface entre le bassin de Tres Cruces et la Sierra de Aguilar, les réflecteurs indiquant un épaississement de ces séries vers l'Ouest. Inversement, la séquence sus-jacente, correspondant à la formation Pisungo et datée au Miocène Inférieur à Moyen (*Pascual et al., 1978; Boll & Hernández, 1986*), montre un épaississement significatif vers l'Est. Son dépôt est directement lié à l'activité du chevauchement bordant le dépôcentre à l'Est. La présence de ces unités syntectoniques indique que le remplissage sédimentaire de cette structure est conditionné par l'activité prépondérante d'une faille par rapport à l'autre, successivement dans le temps. En outre, elle indique que, dans cette zone, la déformation compressive s'initie dès la transition Eocène Supérieur - Oligocène, c'est-à-dire lorsque les conglomérats de la Formation Rio Grande commencent à se déposer, pour se poursuivre au moins jusqu'à la fin du Miocène Moyen. Ces résultats sont globalement en accord avec une étude antérieure effectuée par Boll & Hernández (1986).

Au niveau de la ligne n°3, la déformation est largement distribuée au sein de la couverture sédimentaire. Les sédiments cénozoïques plissés, faillés et préservés le long de ce profil correspondent essentiellement aux formations Casa Grande et Rio Grande (*Fernández et al., 1973; Pascual et al., 1978; Boll & Hernández, 1986*). Ce profil a été converti dans un repère distance / profondeur suivant une procédure décrite en Annexe 2 (Fig. III.21). L'épaisseur des séries sédimentaires est localement doublée par des plis de rampe et peut atteindre 6000 mètres. Le redressement des chevauchements vers la surface (pendage $\geq 60°$) (*Storti & McClay, 1995; Tondji Biyo, 1995; Barrier, 1998*) couplés aux variations d'épaisseurs des séries sédimentaires témoignent encore ici, de la synchronicité entre le jeu des chevauchements et le dépôt des sédiments, au moins à partir de l'Oligocène Inférieur.

Ligne n°4 & 5 : Salinas Grandes-Laguna de Guayatayoc

Les profils n°4 et n°5 se localisent à la transition entre la Laguna de Guyatayoc et les Salinas Grandes (Fig. III.10) et sont distants l'un de l'autre d'environ 5 kilomètres. Ces profils ont été évoqués précédemment (voir § III.2.3.3) puisque les réflecteurs qui y sont observés témoignent nettement de la présence de bassins compressifs à travers cette zone. L'identification des remplissages sédimentaires de ces bassins pose cependant problème,

en raison de l'absence d'affleurements et de puits de contrôle. Nous présentons néanmoins les profils n°4 et n°5 afin de discuter de l'appartenance possible des unités sédimentaires observées en nous basant sur les informations stratigraphiques disponibles dans le bassin adjacent de Tres Cruces et sur la description d'un segment de la ligne n°4 proposé par Monaldi et al. (1993).

Le long du profil n°4 et dans la partie Est du profil n°5, les réflecteurs observés définissent deux unités principales. L'unité supérieure correspond à un ensemble de réflecteurs bien définis et continus qui se retrouvent jusqu'à des profondeurs de près de 6000 mètres (2.5 sec Td) (Figs. III.14 & 15). L'ensemble inférieur se localise sous cette série de réflecteurs sub-horizontaux et se caractérise par des réflecteurs moins nets, obliques et irréguliers, qui témoignent d'une structuration importante des unités qu'ils représentent. Les réflecteurs épais marquant la frontière entre les deux ensembles tronquent les réflecteurs de l'unité inférieure et correspondraient à une surface d'érosion - non déposition soulignée en gras sur les coupes interprétatives (Figs. III.14 & 15).

Le grand bassin observé sur les deux profils est limité à l'Est par un système chevauchant à vergence Ouest, qui correspondrait à la terminaison Sud du chevauchement qui borde le flanc Ouest de la Sierra de Aguilar plus au Nord (Fig. III.4c). En outre, ces chevauchements semblent contrôler pour une large part la localisation des dépôcentres vers l'Est de l'unité supérieure. A l'Ouest, les réflecteurs convergent vers une zone où la définition devient plus mauvaise. Cette zone coïncide avec l'affleurement du granite crétacé de Tusaquillas et des sédiments ordoviciens encaissants (Fig. III.10). Les réflecteurs y sont nettement tronqués par un chevauchement de socle à vergence Ouest (Figs. III.14 & 15). La ligne n° 5 se poursuit à l'Ouest de cet affleurement de socle ou une nouvelle série de réflecteurs apparaissent, révélant la présence d'un bassin compressif asymétrique bordé sur son flanc Est par un chevauchement à vergence Ouest (Figs. III.10 & III.15).

Dans les limites de la résolution du profil, il est possible de définir, au sein des réflecteurs observés, 5 unités sur la base des relations géométriques qu'entretiennent les différents réflecteurs et les failles bordières. L'unité S5 scelle les structures compressives et se dépose en onlap sur les bords du dépôcentre. Elle est attribuée à la Formation Sijes (*Turner, 1960b*) d'âge Miocène Moyen et dans ses niveaux supérieurs, aux formations superficielles quaternaires (*Monaldi et al., 1993*). Les unités S4 / S3 rejoignent en profondeur la surface d'érosion et sont chevauchées toutes deux par la faille occidentale. A l'Est, S3 est clairement recoupée par le système chevauchant bordant le bassin tandis que S4 n'est que légèrement plissée. L'ensemble S3 / S4 correspondrait aux formations Rio Grande et Pisungo (*Monaldi et al., 1993*), datées respectivement à l'Oligocène et au Miocène Inférieur (*Pascual et al., 1978*). Ces unités sont syntectoniques et passent d'une

épaisseur d'environ 2000 mètres sur le flanc Ouest du bassin à 4000 mètres au mur du système chevauchant oriental (Fig. III.14). La séquence S2 se dépose en *onlap* sur les réflecteurs obliques sous-jacents et atteint près de 600 mètres d'épaisseur. Elle correspondrait à la formation Casa Grande d'âge Eocène Moyen à Supérieur (*Fernández et al., 1973*). Enfin la séquence basale S1 est interprétée comme étant antérieure aux mouvements éocènes incaïques, et correspondrait aux sédiments crétacés et paléocènes du groupe Salta (*Monaldi et al., 1993*).

La géométrie des réflecteurs observés le long du profil n°4 et dans la partie Est du profil n°5 implique obligatoirement la succession dans le temps de deux épisodes compressifs. Il faut cependant bien garder à l'esprit que la chronologie de la déformation que nous proposons est directement tributaire du découpage que nous adoptons pour les différentes séquences. Une phase compressive précoce affecte clairement l'unité S1 et est attribuée aux mouvements incaïques éocènes de l'orogenèse andine (*Monaldi et al., 1993*). La séquence S2 se dépose en onlap sur ces unités déformées postérieurement au raccourcissement distribué de la séquence S1. Suit un épisode d'érosion intense qui tronque le sommet des réflecteurs de l'unité S1 ainsi que les chevauchements qui l'affectent. A l'aplomb de la surface d'érosion s'installe un bassin compressif dont le remplissage atteint une épaisseur totale de près de 6000 mètres. Le dépôt de la séquence syntectonique de l'unité S3 indique une reprise de la déformation compressive durant l'Oligocène qui doit perdurer jusqu'au Miocène Inférieur c'est-à-dire jusqu'à la fin du dépôt de la formation Pisungo. Enfin, l'unité supérieure S5 recouvre les unités sous-jacentes et scelle la déformation compressive dans la région, probablement à la fin du Miocène Moyen.

Il faut noter que cette interprétation implique l'existence d'une forte discordance angulaire entre les unités crétacées à paléocènes du groupe Salta et les séquences sédimentaires continentales cénozoïques sus-jacentes. Dans le bassin de Tres Cruces, cette discordance n'est pas observée. Au contraire la couverture sédimentaire méso-cénozoïque s'y dépose en continuité (Figs. III.12 & III.13). Cette remarque implique soit que la phase incaïque éocène ait été enregistrée distinctement au sein des deux bassins (raccourcissement distribué dans les Salinas Grandes versus raccourcissement localisé dans le bassin de Tres Cruces), soit que notre découpage stratigraphique au sein du bassin des Salinas Grandes n'est pas correct.

III.2.3.5. Bilan de l'étude des informations de sub-surface

La dynamique du remplissage sédimentaire des bassins compressifs du Nord-Est de la Puna fournie des renseignements importants, notamment en ce qui concerne l'âge de

l'initiation de la compression andine dans cette région. Si des incertitudes subsistent quant à l'âge des séries sédimentaires que nous observons le long des profils n°1, 4 et 5, la nature et l'âge des dépôts observés le long des profils intersectant le bassin de Tres Cruces sont bien identifiés. Les dépôts syntectoniques des formations Casa Grande, Rio Grande et Pisungo, datées respectivement à l'Eocène Moyen-Supérieur, l'Oligocène et au Miocène Inférieur (*Pascual et al., 1978*), indiquent que le Nord-Est de la Puna est soumis à un raccourcissement horizontal significatif au moins depuis l'Eocène Supérieur. La compression se poursuit durant la sédimentation de la formation Pisungo au Miocène Inférieur (*Boll & Hernández, 1986*) pour s'atténuer probablement vers le Miocène Moyen (voir § III.3).

D'après les informations de sub-surface, il existe une relation directe entre l'expression morphologique des bassins en surface et leur degré de structuration interne. Les bassins qui, en surface, correspondent à des dépressions intramontagneuses topographiquement planes, recouvertes ou non par des salars, possèdent une couverture sédimentaire peu ou pas déformée (Planche III.1a; Figs. III.11 & III.14 à 17). Le raccourcissement horizontal s'y concentre en périphérie, le long des chevauchements bordant les dépôcentres. A l'inverse, les bassins dont le remplissage affleure en surface, sont caractérisés par un raccourcissement horizontal largement distribué au sein de la couverture sédimentaire (Fig. III.13).

III.2.3. Restauration de la coupe régionale CC'-DD'

La restauration de coupes interprétatives régionales se fixe deux objectifs : d'une part, vérifier la validité géométrique de la coupe, d'autre part, estimer le taux de raccourcissement horizontal à travers la région considérée. La coupe régionale CC'-DD' que nous nous proposons de restaurer est représentative du style structural du haut plateau de la Puna (Fig. III.6) et se localise à la latitude de 25°S (Planche hors-texte n°1). Elle s'oriente suivant une direction N090° et s'étend depuis l'arc magmatique à l'Ouest, au flanc Est de la Cordillère Orientale à l'Est.

III.2.3.1 Principe et restrictions de la restauration

Les principes de la restauration d'une coupe interprétative reposent sur un certain nombre d'hypothèses énumérées par Mitra & Namson (1989). La restauration est basée sur le principe de la conservation des volumes et des surfaces. Ceci implique que la déformation interne du volume rocheux et que la compaction des séries sédimentaires soient négligeables. La déformation résulte d'un mécanisme de glissement flexural. En

outre, le plan de coupe doit contenir tous les déplacements et le cas idéal est la restauration une déformation plane dans un plan contenant les axes principaux de la déformation finie (λ_1, axe principal d'allongement, λ_3, axe principal de raccourcissement). Les transferts latéraux de matière (perpendiculairement au plan de coupe) ne peuvent en effet être pris en compte. Une interprétation structurale géométriquement correcte doit permettre d'obtenir un état initial non déformé géométriquement possible. On suppose enfin que l'une des extrémités de la coupe corresponde à une ligne verticale qui demeure fixe durant la déformation (*pin line*).

La coupe interprétative CC'-DD' est approximativement perpendiculaire aux structures compressives régionales (Planche hors-texte n°1). En outre, les observations de terrain ainsi que l'analyse cinématique de populations de failles (voir § III.4) indiquent que les structures compressives sont caractérisées par une composante chevauchante très dominante, tandis que des composantes décrochantes ne sont observées que très localement.

III.2.3.2 Restauration de la coupe CC-DD"

La reconstruction de l'état initial de la coupe CC'-DD' implique le choix d'une surface structurale de référence. Les remplissages continentaux des bassins intramontagneux n'étant pas corrélables entre eux, la surface structurale de référence choisie correspond au toit du socle. La reconstruction de l'état initial de la coupe revient donc à ramener à l'horizontale l'interface entre le socle et les sédiments. La pin line est posée dans l'avant-pays, celui-ci étant considéré fixe (cf. Fig. III. 6). En profondeur, les chevauchements doivent s'enraciner sur un niveau de décollement localisé au sein des turbidites ordoviciennes, probablement entre 10 et 15 km.

Près de 65 kilomètres de raccourcissement horizontal Est-Ouest sont obtenus le long de ce transect d'actuellement 232 kilomètres, soient environ 20% de raccourcissement à travers la Puna et la Cordillère Orientale à la latitude de 25°S.

III.2.3.3. Discussion

Le taux minimal de raccourcissement régional sur la Puna, estimé à ~20 %, est comparable au raccourcissement calculé dans la région d'avant-pays au mêmes latitudes par Grier et al., (1991). Cet auteur documente près de 25% de raccourcissement à travers la branche Sud des vallées Calchaquies et des Sierras de Santa Bárbara. Ces pourcentages sont bien supérieurs à ceux qui sont estimés plus au Sud, à travers la zone de transition de Tucúman, au niveau des Sierras Pampeanas, qui eux sont de l'ordre de 10% (*de*

Urreiztieta, 1996). Il existerait donc un gradient décroissant des quantités de raccourcissement horizontal depuis le Nord vers le Sud. Il faut cependant noter que le niveau de référence choisie pour estimer les quantités de raccourcissement à travers la Puna, c'est-à-dire l'interface socle-couverture, ne permet d'estimer le raccourcissement que dans les niveaux les plus superficiels de la croûte supérieure fragile (Fig. III.6). L'estimation que nous proposons est donc minimale.

Les sections équilibrées à l'échelle de la croûte proposées plus au Nord, au niveau des Andes boliviennes (*Schmitz, 1994; Baby et al., 1997; Kley, 1996; Schmitz & Kley, 1997; Kley et al., 1997*), se basent sur des données géophysiques de type sismique réfraction qui ne sont pas encore disponibles pour la Puna argentine. Ces estimations oscillent entre 250 et 320 km de raccourcissement horizontal à l'apex de l'orocline bolivien (*Roeder, 1988; Sheffels, 1990; Isacks, 1988; Schmitz, 1994*).

Dans le Nord-Ouest argentin, il est proposé que la chute importante des quantités de raccourcissement enregistrées dans les chaînes d'avant-pays, au niveau de la transition entre les chaînes sub-andines de type *thin-skinned* et les Sierras de Santa Bárbara de *type thick-skinned* (voir § I.3.3) soit compensée pour partie par une augmentation des quantités de raccourcissement dans les zones internes de la chaîne et spécialement à travers le haut plateau de la Puna (*Allmendinger & Gubbels, 1996; Kley, 1996*). Pour obtenir un gradient décroissant constant des quantités de raccourcissement depuis l'apex de l'arc jusqu'à la bordure Sud du haut plateau, la Puna devrait enregistrer un raccourcissement horizontal compris entre 150 et 170 kilomètres (*Kley & Monaldi, 1998*). Or, les estimations disponibles actuellement, c'est-à-dire 50 km de raccourcissement à travers la Puna au niveau et de la frontière bolivienne (*Cladouhos et al., 1994*) et nos 64 km plus au Sud, à travers la Puna et la Cordillère Orientale, sont substantiellement inférieures aux valeurs requises. L'idée émerge actuellement que les gradients des quantités de raccourcissement à travers les Andes Centrales ne sont pas homogènes et que la contribution du raccourcissement horizontal à l'épaisseur crustale observée à travers la chaîne ne joue pas le même rôle de place en place (*Kley & Monaldi, 1998*).

Cependant, il convient pour l'instant d'être prudent, sachant que les deux estimations de quantités de raccourcissement actuellement disponibles pour la Puna argentine sont basées sur des données superficielles. En raison d'un cruel manque de données, elles ne peuvent pas estimer les quantités de raccourcissement se produisant dans la croûte moyenne et la croûte inférieure ductile à travers cette région.

III.3. Chronologie de la déformation à travers la Puna argentine

Depuis une vingtaine d'années, les synthèses structurales réalisées sur la Puna argentine et l'avant-pays adjacent s'accordent à considérer que la plupart, sinon la totalité de la compression andine, s'y produit durant le Néogène et particulièrement durant la phase Quechua de l'orogenèse andine dont l'âge est compris entre 14 et 5 Ma (*Schwab & Lippolt, 1976; Mingramm et al., 1979; Turner & Méndez, 1979; Coira et al., 1982; Allmendinger et al., 1983; Allmendinger, 1986; Jordan & Alonso, 1987; Jordan & Gardeweg, 1989*). Les auteurs, qui ont ultérieurement travaillé sur la déformation andine à travers la Puna argentine, ont toujours considéré que l'âge maximal de la compression correspond au Miocène Moyen, et se sont avant tout attaché à dater l'arrêt de la déformation compressive dans la région (*Cladouhos et al., 1994; Marrett et al., 1994*).

A l'échelle de la chaîne, une controverse grandissante s'est engagée ces dernières années quant à l'âge de l'initiation du raccourcissement crustal dans la région arrière-arc des Andes Centrales. Tandis que certains auteurs considèrent que la construction de la chaîne est essentiellement néogène (*Isacks, 1988; Sempere et al., 1990; Gubbels et al., 1993; Vandervoort et al., 1995; Allmendinger et al., 1997; Baby et al., 1997; Jordan et al., 1997*), d'autres auteurs, études tectono-stratigraphiques à l'appui, suggèrent que l'orogenèse doit s'être produite sur un intervalle de temps bien plus important. Elle débuterait dès le Crétacé Supérieur le long de la marge continentale chilienne à l'Ouest (*Sempere et al., 1997*), et produirait des quantités de raccourcissement significatives dès l'Eocène Supérieur dans les régions occidentales de l'Altiplano bolivien (*Kennan et al., 1995; Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997*) et dès l'Oligocène Inférieur au sein de la Cordillère Orientale de Bolivie (*Horton & Decelles, 1997; Horton, 1998; Kley, 1998*).

Dans ces conditions, il nous semble important de reconsidérer l'âge de l'initiation de la compression andine au niveau de la Puna argentine, à la lumière des informations qu'apportent les données de sub-surface dans le Nord de la Puna, l'âge et les faciès des séquences sédimentaires préservés au sein des bassins compressifs jalonnant le plateau et de nouvelles données radiométriques, par analyse des traces de fission sur apatites, obtenues au sein du batholite granodioritique de la Sierra de Chango Real, à la frontière entre la Puna et les Sierras Pampeanas, le long de l'escarpement bordant le haut plateau au Sud-Est.

III.3.1. Initiation de la compression à travers la Puna

(1) Les données de sismique réflexion pétrolières du Nord-Est du plateau que nous avons analysées fournissent des renseignements sur la dynamique du remplissage des

bassins compressifs dans cette zone (voir § III.2.2). Nous observons des géométries de remplissages sédimentaires symptomatiques de dépôts syntectoniques dans le bassin de Tres Cruces. Elles concernent clairement des séries qui sont datées à l'Eocène Supérieur et à l'Oligocène (Formation Rio Grande; *Pascual et al., 1978;* Figs. III.12, III.13 & III.21) et probablement les unités de la formation Casa Grande, datées à l'Eocène Moyen-Supérieur (*Fernández et al., 1973*). La compression se poursuit durant le Miocène Inférieur lors du dépôt de la Formation Pisungo (Fig. III.12; *Pascual et al., 1978*). Il convient donc de considérer qu'une quantité significative de raccourcissement affecte la croûte supérieure de cette région, localisée en périphérie orientale de la Puna, à partir de l'Oligocène Inférieur et possiblement dès l'Eocène Supérieur.

(2) La nature des dépôts continentaux éocènes-oligocènes et leurs épaisseurs préservées au sein des bassins compressifs de la Puna (voir § II.5.1) apportent également des indications sur l'initiation de la compression dans la région. Le dépôt d'épaisses séquences proximales détritiques gréseuses et conglomératiques, tant dans les bassins du Nord de la Puna (bassin de Tres Cruces) que dans les bassins localisés plus au Sud (bassins d'Arizaro et de Pastos Grandes) (Figs. II.15a & II.17) attestent d'une activité tectonique non négligeable à travers toute la Puna dès l'Eocène Supérieur (voir § II.6).

(3) Enfin, nous avons menée une campagne de datations radiométriques, par la méthode d'analyse des traces de fission sur apatite, sur des granitoïdes de la Cordillère Orientale. Les résultats de cette campagne sont intéressants mais restent encore préliminaires (Annexe 3). Les résultats les plus clairs sont obtenus sur quatre échantillons prélevés au sein du granitoïde silurien de la Sierra de Chango Real, daté à 423±20 Ma par la méthode K/Ar sur biotite (*González et al., 1985*). Ce chaînon de socle culmine à une altitude proche de 3300 mètres et borde, par l'intermédiaire d'un chevauchement majeur, le flanc ouest du bassin de Campo del Arenal, dans le Nord des Sierras Pampeanas (Fig. III.22). L'échantillon 97PU03, prélevé au sommet de la Sierra (altitude de 3240 m; Annexe 4) indique un âge de 38 ± 3 Ma et les trois autres échantillons prélevés légèrement en contrebas (entre 3090 m et 2880 m) indiquent des âges assez uniformes compris entre 31 ± 3 Ma et 29 ±3 Ma. La longueur des traces ainsi que leur distribution unimodale indiquent que la Sierra de Chango Real commence à se dénuder rapidement à la transition Eocène - Oligocène. Ce résultat suggère que dès cette époque, le flanc Est de l'actuelle Cordillère Orientale bordant le Sud de la Puna commence à se soulever.

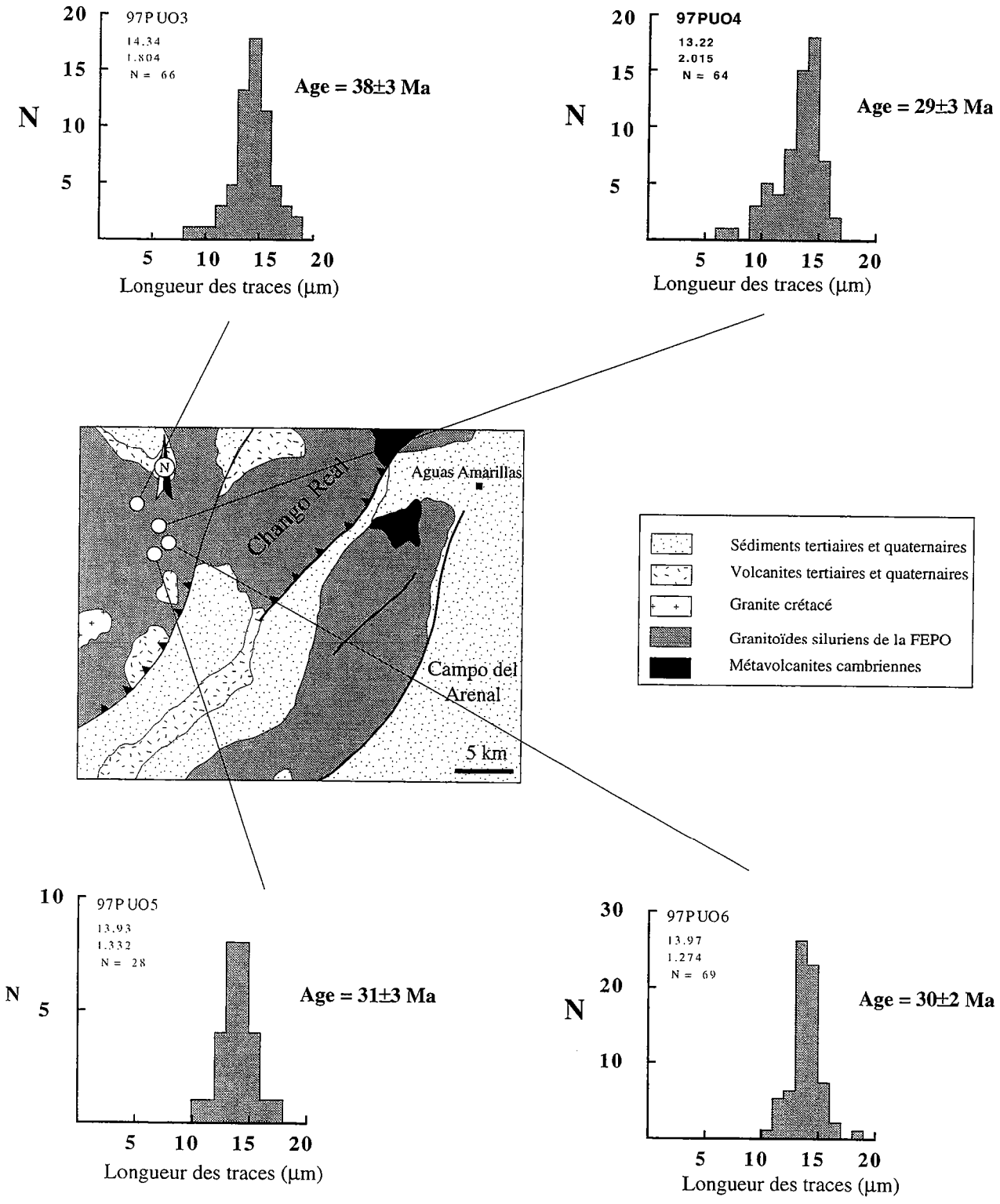


Figure III.22 : Carte géologique et structurale schématique de la terminaison Sud de la Sierra de Chango Real, à la frontière entre la Puna et les Sierras Pampéanas (pour localisation, voir Figure III.3). Les échantillons datés par la méthode des traces de fission sur apatite sont reportés sur la carte. La distribution moyenne des longueurs des traces est indiquée pour chaque échantillon. Les longueurs moyennes des traces excèdent 13.2 mm et présentent une distribution unimodale. Ces caractéristiques indiquent que l'âge déterminé pour chaque échantillon correspond à un âge de refroidissement rapide.

III.3.2. Arrêt de la compression à travers la Puna

L'arrêt du raccourcissement distribué n'est pas uniforme à travers le plateau. Il convient de faire la distinction entre d'une part un segment Nord, dont l'évolution s'apparente à celle des parties Sud de l'Altiplano bolivien et d'autre part un segment Sud.

* *Segment Nord Puna*

Dans le segment Nord du plateau, le dépôt de séries détritiques continentales se poursuit durant le Miocène Inférieur pour ralentir durant le Miocène Moyen et les accumulations de sédiments préservés de l'érosion s'achèvent à la fin du Miocène Moyen dans le bassin de Tres Cruces et dans le Nord de la Puna (Figs. II.15a & b; voir § II.5.2). Dans le Sud de la Bolivie et le Nord de la Puna, les structures compressives sont scellées par le dépôt d'un tuf non déformé et discordant sur la surface d'érosion de San Juan del Oro (*Servant et al., 1989, Gubbels et al., 1993*). Ce tuf est daté par la méthode ^{40}Ar / ^{39}Ar sur biotite à 8.78±0.17 Ma (*Gubbels et al., 1993*).

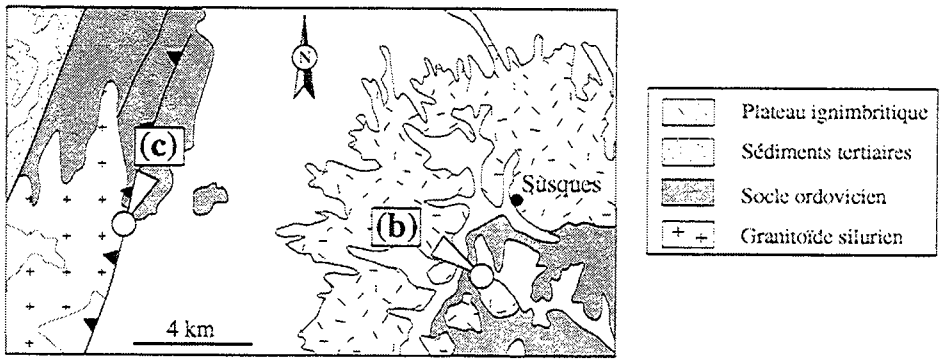
De nouvelles données radiométriques en cours d'acquisition, vont nous permettre d'apporter des précisions sur l'âge de l'arrêt de l'activité d'un raccourcissement distribué à travers le Nord de la Puna, notamment au niveau du bassin de Susques, à l'Ouest des Salinas Grandes et au sein du bassin de Tres Cruces (Fig. III.4b).

Immédiatement au Sud de Susques (Fig. III.4b), nous avons prélevé un échantillon au sein d'un large plateau ignimbritique horizontal, qui recouvre en discordance les formations plissées (socle ordovicien et sédiments tertiaires indifférenciés) ainsi que les chevauchements sous-jacents (Planche III.3a & b).

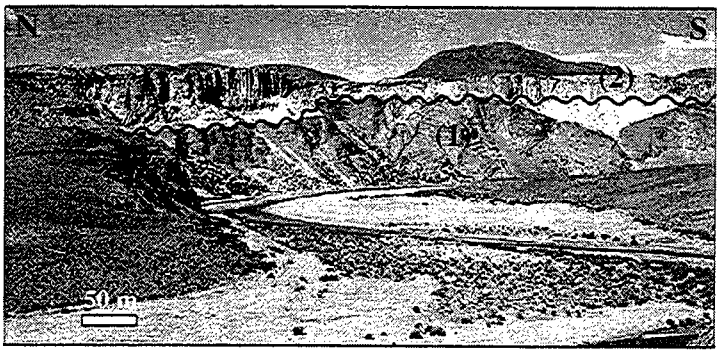
En outre, nous avons prélevé un tuf éolien reposant en discordance sur le chaînon de socle bordant le bassin de Susques à l'Ouest (Planche III.3c). Ce chaînon est constitué de granitoïdes siluriens, attribués à la *Faja Eruptiva de la Puna*, et chevauche vers l'Est les sédiments tertiaires du bassin de Susques. Le tuf échantillonné scelle l'activité du chevauchement. Les âges attendus sur ces échantillons sont compris entre 10 et 5 Ma.

Dans le Sud du bassin de Tres Cruces, au niveau du village de Casa Grande (Fig. III.4b), un tuf horizontal recouvre de façon spectaculaire les strates plissées de la formation Casa Grande, datée à l'Eocène Supérieur (Planche III.3d; *Pascual et al., 1973*). Ce tuf est recouvert par des terrasses quaternaires de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, actuellement en incision. Il scelle la déformation de la couverture sédimentaire au sein du bassin de Tres Cruces et l'âge attendu se situe aux alentours de 10 Ma.

a)

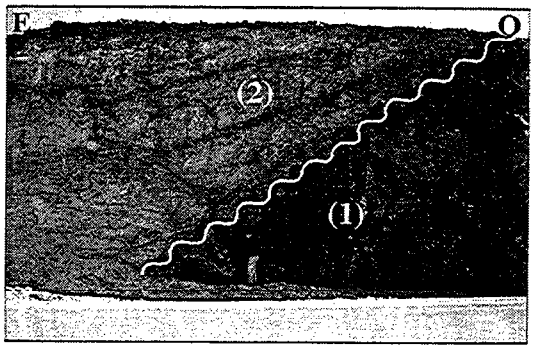


b)



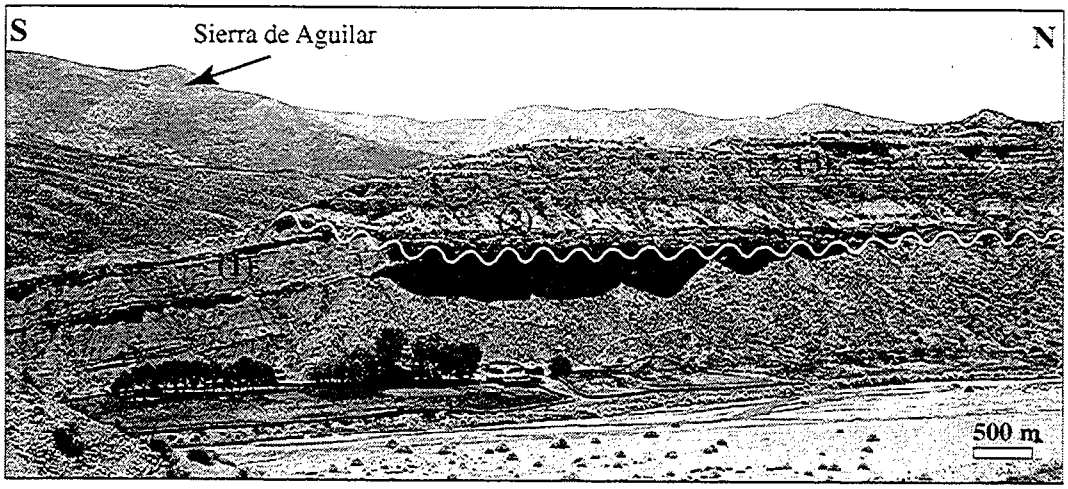
(1) Turbidites ordoviciennes
(2) Ignimbrites de Susques sub-horizontales
discordance

c)



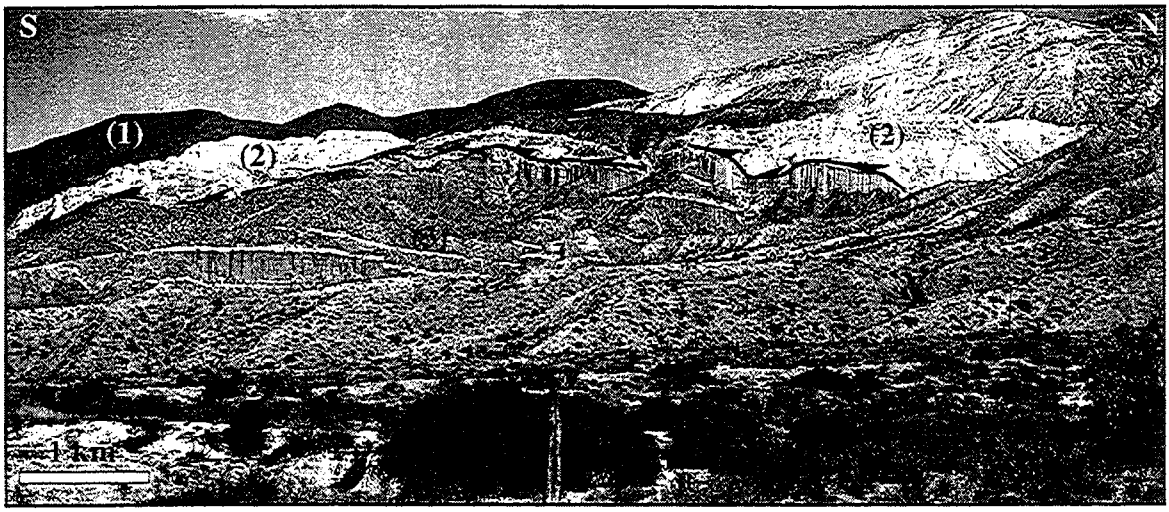
(1) Granitoïde silurien
(2) Tuf
discordance

d)



(1) Grès rouges éocènes de la formation Casa Grande
(2) Tuf de Casa Grande
(3) Terrasses quaternaires incisées
discordance

Planche III.3 : a) Carte de localisation des roches volcaniques échantillonnées dans la région de Susques. b) Le plateau constitué d'ignimbrites est sub-horizontal. Il repose ici en discordance sur le socle ordovicien . c) Tuf à l'Ouest de Susques, repose en discordance sur l'intrusif silurien et scelle localement le chevauchement bordant le chaînon de socle. d) Tuf reposant en discordance sur les sédiments plissés de la formation éocène Casa Grande (bassin de Tres Cruces).



(1) Socle protérozoïque
(2) Sédiments crétacé de la formation Yacoraite
(3) Terrasses quaternaires intercalées de niveaux de tuf (liserets blancs)

Planche III.4 : Flanc Ouest de la Quebrada de Humahuaca (pour localisation, voir Figure III.4b). Les calcaires maestrichtiens de la formation Yacoraite (2) chevauchent vers l'Est des terrasses conglomératiques quaternaires intercalées de niveaux de tufs (liserets blancs) (3).

Enfin, il faut signaler qu'au niveau de la Quebrada de Humahuaca, c'est-à-dire immédiatement à l'Est du bassin de Tres Cruces (Fig. III.4b), au coeur de la Cordillère Orientale, la compression est encore active. Le long du flanc Ouest de la Quebrada de Humahuaca, d'épaisses terrasses conglomératiques sont chevauchées vers l'Est par les calcaires maestrichtiens de la formation Yacoraite, eux même chevauchés par les sédiments épimétamorphiques du socle précambrien (Planche III.4). Ces formations conglomératiques sont généralement attribuées au Tertiaire Supérieur - Pleistocène Inférieur (*Salfity et al., 1984*). Elles contiennent des fossiles de mammifères datés entre le Miocène et le Pliocèbe Inférieur (*Berman, 1987*) ainsi qu'un tuf, au niveau du village d'Uquia (localité voisine d'Humahuaca, Fig. III.4b), daté par magnétostratigraphie à 1.5 - 2.5 Ma (*Marshall et al., 1982*). Au niveau de Villa El Perchel, dans la partie Sud de la Quebrada de Humahuaca, ces terrasses sont clairement basculées et chevauchées. Elles s'intercalent de trois niveaux distincts de tufs (Planche III.4). Le niveau de tuf le plus superficiel dans la série est en cours de datation et devrait nous permettre d'attribuer un âge minimal de la compression andine dans cette zone. En outre, le développement actuel de cônes alluviaux dans l'extrême Sud de la Quebrada, indique que la compression y est active.

* *Segment Sud Puna*

Les dépôts du Sud de la Puna sont marqués par le dépôt d'épaisses séquences pélitiques et évaporitiques durant tout le Miocène (voir § II.5.2). L'accumulation de séquences détritiques continentales préservées semble s'y accélérer au Miocène Inférieur, pour se poursuivre jusqu'au Pliocène Supérieur (*Alonso & Gutiérrez, 1986; Alonso et al., 1991; Alonso, 1992; Vandervoort et al., 1995*). La persistance d'une subsidence, enregistrée par les sédiments actuellement préservés au sein des bassins intramontagneux du Sud de la Puna, ainsi que la nature essentiellement chevauchante des structures observées à la périphérie et au sein des bassins, témoigne de la poursuite d'un raccourcissement horizontal à travers la région, au moins jusqu'au Pliocène (*Marrett et al., 1994*).

III.3.3. Bilan

Le dépôt d'épaisses séquences conglomératiques à travers le(s) bassin(s) compressif(s) de la Puna à l'Eocène Supérieur, témoigne d'un activité tectonique non négligeable dès cette époque. Ces observations sont étayées par les datations radiométriques obtenues par la méthode de l'analyse de traces de fission sur apatite à partir d'échantillons récoltés au sein du batholite paléozoïque de la Sierra de Chango Real. Les âges obtenus indiquent un refroidissement rapide du sommet du bloc à partir

d'environ 38 Ma et suggèrent que dès le début de l'Oligocène, ce chaînon se dénude rapidement en réponse à un soulèvement, possiblement guidé par l'activité du chevauchement majeur le bordant à l'Est. Le raccourcissement distribué ralentit voire cesse dès la fin du Miocène Moyen dans le Nord de la Puna et dans le Sud de la Bolivie (*Gubbels et al., 1993; Cladouhos et al., 1994*) tandis qu'il se poursuit jusqu'au Pliocène Supérieur dans le Sud de la Puna (*Marrett et al., 1994*).

III.4. Analyse des populations de failles

III.4.1. Echantillonnage

Afin de caractériser le champ de déformation cénozoïque à travers la Puna et la partie de Cordillère Orientale adjacente, environ 900 plans de failles striés, répartis après traitement sur 62 stations, ont été mesurés durant les missions de terrain (Annexe 4).

Une station est échantillonnée au sein d'une même unité et sa taille est, au maximum, de l'ordre de la centaine de mètres. Les plans de failles mesurés sont d'échelle centimétrique à métrique. Les mesures comprennent l'azimut et le pendage du plan de faille, la direction et le plongement de la strie qu'il porte, ainsi que le sens de déplacement sur le plan de failles (Annexe 4). Afin de s'affranchir d'éventuels problèmes concernant la détermination des critères cinématiques sur les failles, la plupart des plans traités dans cette étude portent des recristallisations en fibres et les sens de déplacements y sont déterminés à partir des critères d'imbrications des recristallisations (*Petit, 1987*). Cependant, quelques sens de déplacements ont été déterminés à partir de décalages lithologiques et de réseaux de fractures de type Riedel, associés aux plans de failles mesurés.

L'âge absolu de la fracturation en un site donné est difficile à déterminer. Le seul critère fiable dont nous disposons est l'âge de l'unité affectée par les failles qui nous permet d'estimer simplement un âge maximum de fracturation et non un âge absolu. Les mesures ont été principalement effectuées dans les sédiments continentaux cénozoïques et dans les niveaux calcaires de la formation maestrichtienne Yacoraite, c'est-à-dire au sein des unités ayant subie l'orogenèse andine uniquement. Cependant, et à titre comparatif, quelques stations ont été mesurées dans des sédiments et intrusifs précambriens et paléozoïques (Annexe 4).

Les stations sont globalement localisées le long de structures régionales compressives, à l'interface entre les bassins et les chaînes de socle. Leur répartition géographique est néanmoins fortement guidée par la présence d'escarpements (et donc

d'affleurements) et par l'aptitude des sédiments affleurants à développer des critères cinématiques clairs. Ceci explique en partie la faible densité de stations récoltées à travers le haut plateau comparativement au nombre plus important de stations relevé au sein de la Cordillère Orientale.

III.4.2. Méthode d'analyse

L'analyse cinématique des populations de failles à été réalisée à partir de la méthode géométrique des dièdres droits (*Angelier & Mechler, 1977; Pfiffner & Burkhard, 1987*). Selon cette méthode, un plan de faille et son plan auxiliaire définissent quatre domaines, dont deux sont en raccourcissement et deux sont en allongement (Figs. III.23a & b). L'orientation des stries ainsi que le sens de déplacement qui leur est associé détermine la position dans l'espace des différents domaines. Le dièdre ainsi obtenu pour une faille, définie un champ de déformation infinitésimal. La superposition des dièdres, obtenus pour chaque faille de la population considérée, permet de déterminer des champs de raccourcissement et d'allongement, compatibles avec le plus grand nombre possible de failles au sein de cette population (Fig. III.23c). Les champs ainsi définis doivent contenir les axes principaux de la déformation finie (λ_3 : axe principal de raccourcissement; λ_1: axe principal d'allongement; λ_2 : axe intermédiaire). Ces axes, ou vecteurs propres, sont obtenus en additionnant les moments des tenseurs définis pour chaque faille (*Marrett & Allmendinger, 1990; Allmendinger et al., 1993*).

Une mesure quantitative de la forme de l'ellipsoïde de la déformation est fournie par le rapport des tenseurs réduits $R = (\varepsilon\lambda_2-\varepsilon\lambda_3) / (\varepsilon\lambda_1-\varepsilon\lambda_3)$, où $\varepsilon\lambda_1$, $\varepsilon\lambda_2$, et $\varepsilon\lambda_3$ sont les valeurs propres du moment du tenseur de Bingham. Théoriquement, des valeurs du rapport R égales à 1, 0.5 et 0 indiquent respectivement un ellipsoïde de la déformation en aplatissement, en déformation plane et en constriction. Pour notre étude, nous considérerons que des valeurs comprises entre 1 et 0.65 correspondent à une déformation de type aplatissement, tandis que des valeurs comprises entre 0.35 et 0 indiquent une déformation de type constrictive. Les valeurs autour de 0.5 indiquent une déformation bi-axiale de type plane.

N'ayant pas pu obtenir systématiquement des critères permettant de hiérarchiser l'importance d'une faille par rapport à une autre au sein d'une même population (longueur de la faille; quantité de déplacement, etc...), le même poids est accordé à chacune d'entre elles. Le paramètre Nmax indique le nombre de failles contribuant au résultat final obtenu à partir des N failles traitées pour une station (Annexe 4). Ce paramètre fournie un critère de qualité et de cohérence géométrique pour la population de failles considérée (*Carey-Gailhardis & Vergely, 1992*). Les résultats sont considérés comme étant de bonne qualité

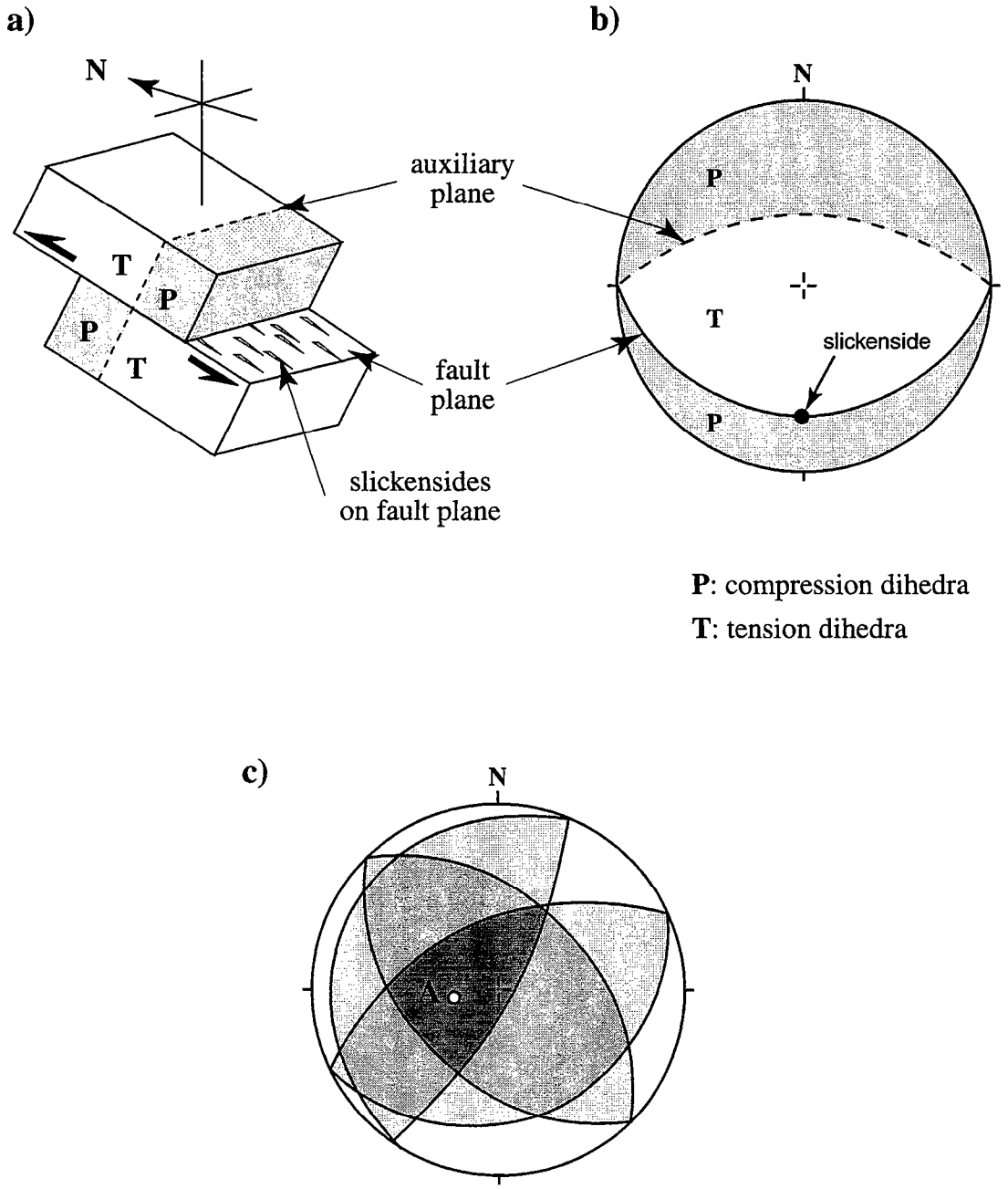


Figure III.23 : Principe de construction des dièdres par la méthode des dièdres droits (Angelier & Mechler, 1977). a) Un plan de faille strié et son auxiliaire définissent quatre secteurs dont deux sont en raccourcissement (P) et deux en allongement (T). Le sens de cisaillement sur le plan strié détermine l'orientation du plan auxiliaire et la position relative des secteurs. b) Représentation stéréographique du plan de faille, du plan auxiliaire et des secteurs P et T. c) La superposition des dièdres définis pour x failles permet de déterminer un domaine contenant l'axe de raccourcissement (A) compatible avec la population de failles (modifié d'après Pfiffner & Burkhard, 1987).

lorsque les valeurs Nmax et N sont proches et la cohérence est optimale lorsqu'elles sont égales (*Carey-Gailhardis & Vergely, 1992*). Dans notre étude, seront considérées comme étant de bonne qualité les stations dont Nmax = N ainsi que celles ou Nmax ≥ 10.

III.4.3. Description des résultats.

III.4.3.1. Orientation des axes principaux de la déformation

Quatre stations représentatives illustrent les différents résultats obtenus à travers la région étudiée (Fig. III.24). Pour chacune des stations, les données brutes sont représentées sur les stéréogrammes de la colonne de gauche (N plans de failles striées) et les résultats de l'analyse de chaque population de failles par la méthode des dièdres droits sont représentés sur les stéréogrammes de la colonne de droite. Les vecteurs propres des axes principaux de la déformation finie sont reportés sur les diagrammes, ainsi que le paramètre de qualité (N versus Nmax) et le rapport R. La totalité des mesures et les résultats des 62 stations sont consignés en Annexe 4.

Pour la majorité des localités traitées, l'axe principal de raccourcissement est sub-horizontal (Fig. III.24). Cependant, sa direction peut varier d'une station à l'autre.

A travers le plateau, l'ensemble des stations de bonne qualité indique assez uniformément un raccourcissement orienté suivant une direction ONO-ESE à NO-SE (Fig. III.25). Une légère dispersion de l'orientation des axes de raccourcissement est cependant observée au niveau de la Cordillère Orientale, notamment dans la région de Cachi au Sud, au niveau de la Quebrada de Humahuaca et dans le bassin de Tres Cruces (Fig. III.25). Dans ces régions, certaines stations montrent un raccourcissement qui s'oriente vers des directions E-O à SO-NE (Fig. III.25). Dans le bassin de Tres Cruces, la majorité des stations a été mesurée dans les unités calcaires de la formation Yacoraite (Fig. III.26), principalement en raison de l'abondance des fibres de recristallisations de calcite. Deux stations (Jy 9617 et Jy 9405) ont été relevées au sein des conglomérats oligocènes de la Formation Rio Grande (Fig. III.26). Au niveau de ce bassin, le raccourcissement s'oriente préférentiellement suivant une direction NO-SE à ONO-ESE (Fig. III.26). En revanche, certaines stations (Jy 9768; Jy 9618 et Jy 9748) montrent des déviations significatives du raccourcissement vers des directions SO-NE (Fig. III.26). Les unités sédimentaires du bassin de Tres Cruces sont fortement plissées. Afin que nos résultats soient les plus représentatifs possibles de la déformation finie à l'échelle du bassin, nous avons toujours pris garde de ne pas échantillonner les failles au niveau des charnières de plis. Les variations locales des directions du raccourcissement à l'échelle du bassin peuvent résulter à la fois d'une anisotropie crée par un plissement antérieur à la

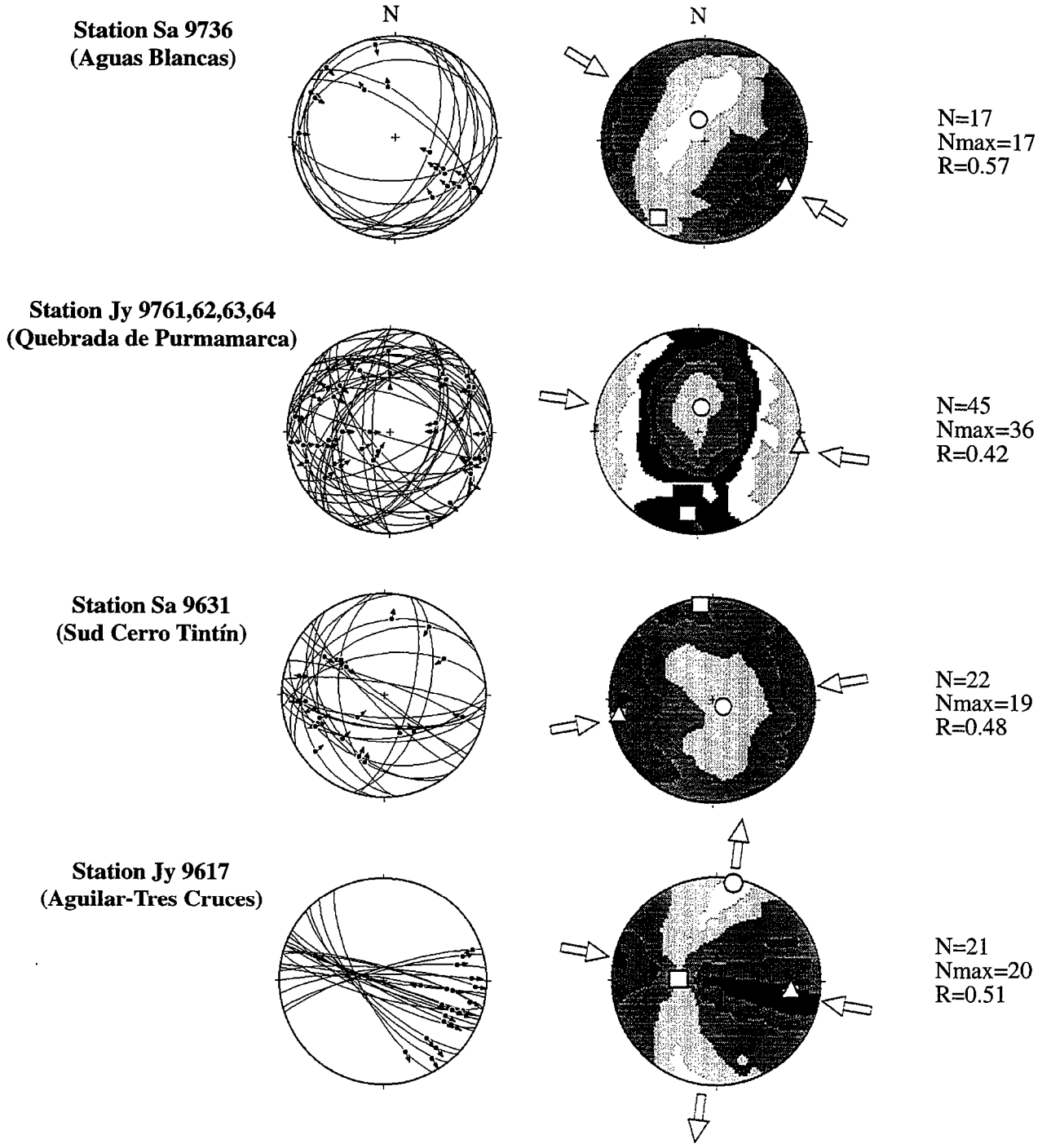


Figure III.24 : Résultats cinématiques de quatre localités représentatives des résultats observés à travers la Puna (projection de Schmidt sur l'hémisphère inférieur). Les projections de la colonne de gauche représentent les plans de failles (grands cercles) et les stries qu'ils portent ainsi que le sens de cisaillement (flèches). Les projections de droite sont les résultats graphiques obtenus par la méthode géométrique des dièdres droits. Ces diagrammes représentent les résultats obtenus à partir du traitement de l'ensemble de la population à chaque site. Le nombre total de failles est N, le nombre de failles contribuant à déterminer le résultat final est Nmax. R indique le rapport des tenseurs réduits. Pour la localisation des stations, voir Table A-3.3 en Annexe 3.

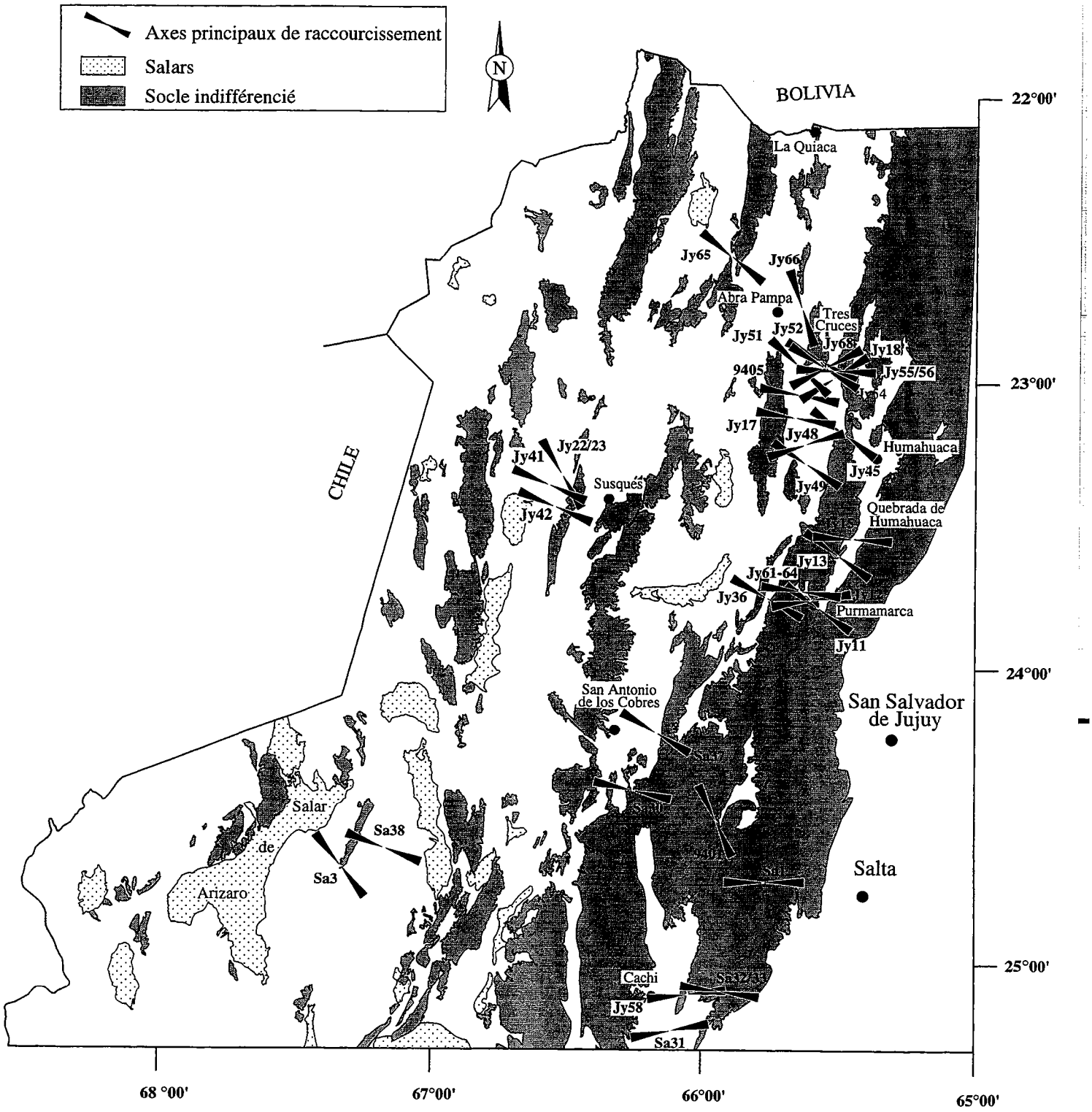


Figure III.25 : Résultats de l'analyse cinématique des populations de failles. Les papillons noirs indiquent les directions des axes de raccourcissement. Les numéros des localités reportées sont indiqués.

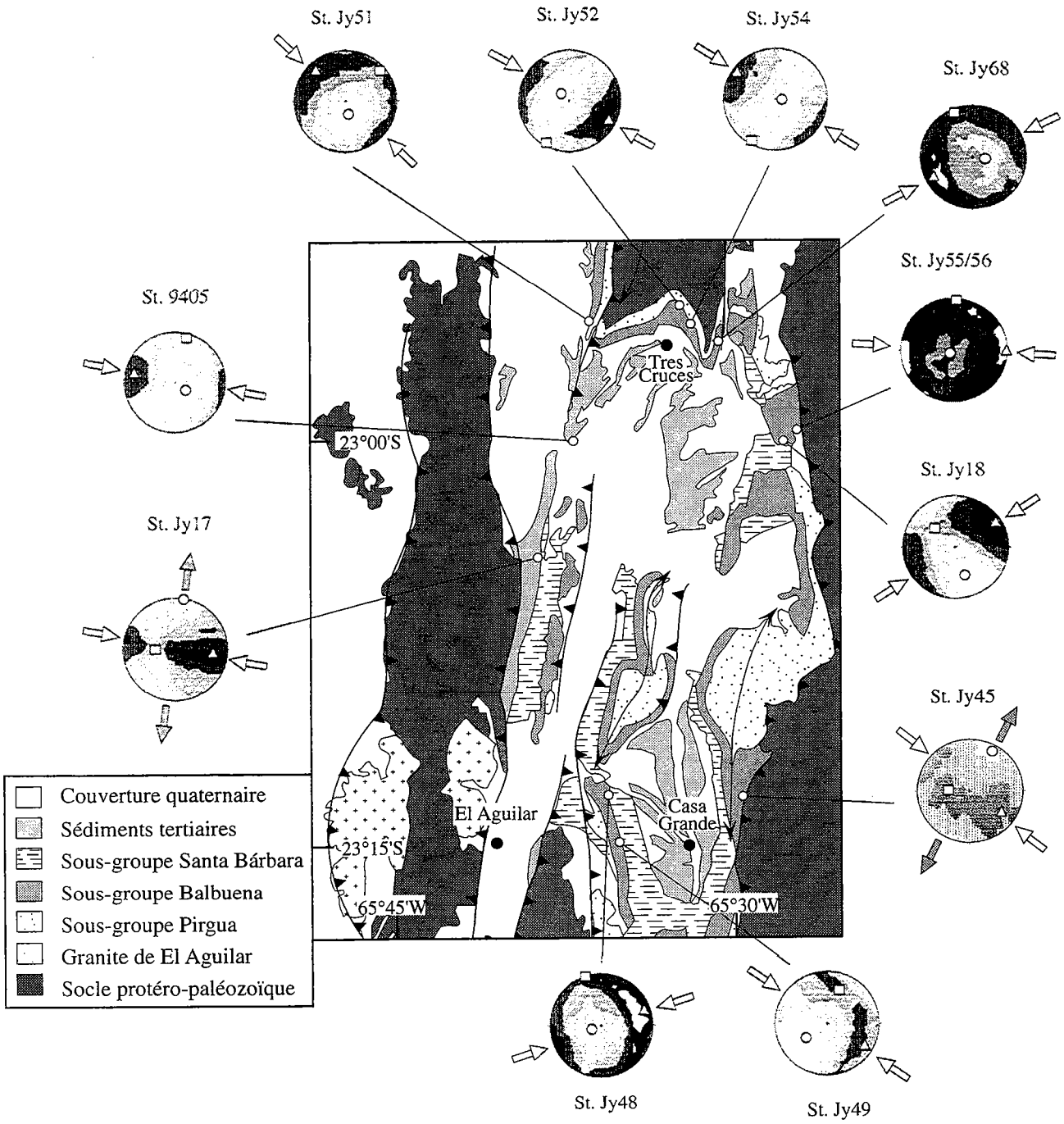


Figure III.26 : Carte de détail des résultats cinématiques au niveau du bassin de Tres Cruces (projection de Schmidt sur l'hémisphère inférieur). Les triangles, cercles et carrés représentent respectivement les axes principaux de raccourcissement, d'allongement et les axes intermédiaires des ellipsoïdes de déformation. Les flèches grises indiquent l'orientation des axes d'allongement, les flèches blanches, l'orientation des axes de raccourcissement.

fracturation, de variations locales des quantités de chevauchement sur des failles attenantes aux stations et/ou de rotations rigides postérieures à la fracturation.

Les diagrammes de densité de l'orientation des axes principaux de la déformation permettent de déterminer les orientations d'axes les plus fréquentes observées à l'échelle régionale. Ces diagrammes ont été réalisés pour la totalité des stations (62 axes) et pour un jeu de données triées, regroupant les stations de bonne qualité échantillonnées au sein des sédiments crétacés et cénozoïques (45 axes) (Figs. III.27a & b). On note une bonne concordance entre les diagrammes construits pour les deux jeux de données, cependant, le regroupement des axes de la déformation est statistiquement meilleur pour le jeu de données triées (Fig. III.27b). Les diagrammes de densité permettent clairement de déterminer l'orientation moyenne des axes de la déformation finie cénozoïque à l'échelle de la Puna et de la partie Ouest de la Cordillère Orientale adjacente. Les axes principaux du raccourcissement (λ_3) sont statistiquement sub-horizontaux et s'orientent suivant une direction ONO-ESE (~ N110°), les axes principaux d'allongement (λ_1) sont sub-verticaux et enfin les axes intermédiaires (λ_2) sont sub-horizontaux et s'orientent suivant une direction NNE-SSO (Fig. III.27b).

III.4.3.2. Type de la déformation

Une représentation des résultats cinématiques obtenus à partir de l'analyse des populations de faille, dans le système de représentation utilisé pour les mécanismes au foyer (Fig. III.28), permet également de bien mettre en évidence le caractère sub-vertical quasi-systématique de l'axe principal d'allongement (λ_1) tant à travers le plateau, qu'au sein de la Cordillère Orientale. La direction principale de raccourcissement (λ_3) s'oriente quant à elle sub-perpendiculairement aux chevauchements régionaux bordant les chaînons de socle (Fig. III.25). Le rapport R déterminé à partir des valeurs propres du tenseur de Bingham s'échelonne principalement sur une gamme de valeurs comprises entre 0.3 et 0.7 (Fig. III.29). Ces valeurs sont caractéristiques d'une déformation de type plane. L'orientation des axes principaux de l'ellipsoïde de la déformation, couplé à la déformation plane, indiquent clairement que la région est soumise à un régime compressif très dominant. Il faut cependant noter que quelques stations sont caractérisées par une déformation décrochante bien documentée, comme c'est le cas par exemple de la station Jy 9617, relevée dans le bassin de Tres Cruces (Fig. III.26).

III.4.4. Bilan

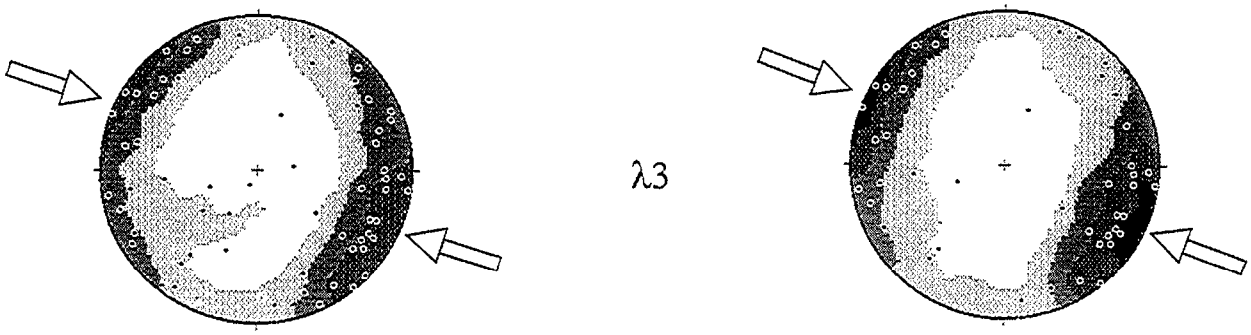
L'étude cinématique des populations de failles, échantillonnées dans les sédiments crétacés et tertiaires à travers la Puna et le long de son flanc oriental, fourni des résultats représentatifs de la déformation finie cénozoïque à travers toute cette région. L'orientation des axes principaux de la déformation y est relativement constante. L'axe principal du raccourcissement ($\lambda 3$) est sub-horizontal et s'oriente préférentiellement suivant une direction ENE-OSO à NE-SO, l'axe intermédiaire ($\lambda 2$) est sub-horizontal et s'oriente NNE-SSO enfin l'axe principal d'allongement ($\lambda 1$) est sub-vertical. Le rapport R, permettant de définir la forme de l'ellipsoïde de la déformation, témoigne de la nette prépondérance d'une déformation de type plane, impliquant les axes $\lambda 3$ sub-horizontaux et les axes $\lambda 1$ sub-verticaux. Une telle organisation est caractéristique d'une déformation essentiellement compressive. Cette observation est étayée par l'orientation perpendiculaire du raccourcissement par rapport à la direction N10°-20° des structures chevauchantes régionales.

III.4.5. Discussion

* *Echelle régionale*

Les résultats de l'analyse des populations de failles sont, pour partie, concordants avec des résultats obtenus antérieurement à travers la Puna (*Cladouhos et al., 1994; Marrett et al., 1994*). Cependant, en utilisant la même méthode d'analyse, ces auteurs identifient deux phases tectoniques distinctes durant le Cénozoïque Supérieur. La première phase daterait du Mio-Pliocène. Elle se caractérise par une direction principale de raccourcissement sub-horizontale orientée suivant une direction NO-SE à E-O et par une direction principale d'allongement sub-verticale (*Marrett et al., 1994; Cladouhos et al., 1994*). Nous obtenons des orientations similaires des axes principaux de la déformation finie. Cependant, les évidences de raccourcissement significatif observé à travers la région dès la transition Eocène Supérieur-Oligocène (voir § III.3), nous obligent à considérer que les résultats de l'analyse des populations de failles fournissent l'orientation des axes de la déformation finie cénozoïque et pas simplement mio-pliocène.

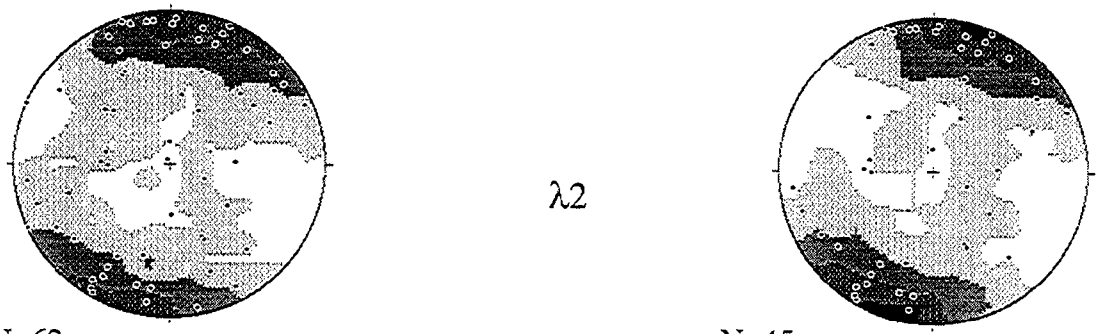
Une deuxième phase de déformation plio-quaternaire est rapportée à travers la Puna (*Marrett et al., 1994 ; Cladouhos et al., 1994*) et le long de sa bordure Sud (*Allmendinger et al., 1989*). Cet épisode serait caractérisé par une direction de raccourcissement sub-horizontale, suivant une direction SO-NE, ou sub-verticale, et par une direction d'allongement sub-verticale ou sub-horizontale orientée NNO-SSE (*Allmendinger et al., 1989; Marrett et al., 1994; Cladouhos et al., 1994*). Cette phase s'exprime par la formation d'escarpements métriques associés à des failles normales et décrochantes (*Allmendinger et al., 1989; Marrett et al., 1994; Cladouhos et al., 1994*).



N=62
λ3moy = 107.4°; 6.7°

λ3

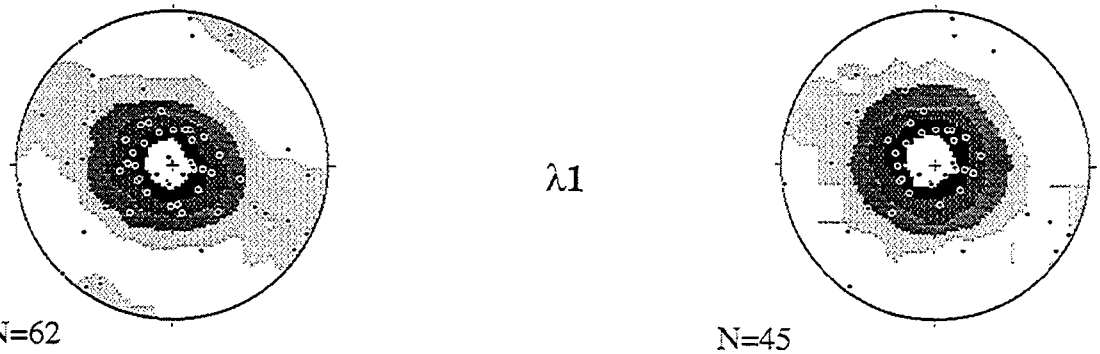
N=45
λ3moy = 110.5°; 5.6°



N=62
λ2moy = 15.8°; 4°

λ2

N=45
λ2moy = 200.9°; 1.1°



N=62
λ1moy = 283°; 85.5°

λ1

N=45
λ1moy = 305.8°; 83.5°

a) **b)**

Figure III.27 : Diagramme de densité des orientations des axes principaux de la déformation pour l'ensemble des localités (colonne de gauche) et pour les localités échantillonnées dans des unités crétacées et cénozoïques dont le Nmax≥10 ou N=Nmax (colonne de droite). Les axes sont projetés sur l'hémisphère inférieur du diagramme de Schmidt. Les contourages de densité des axes est basé sur la méthode statistique de Kamb (1959).

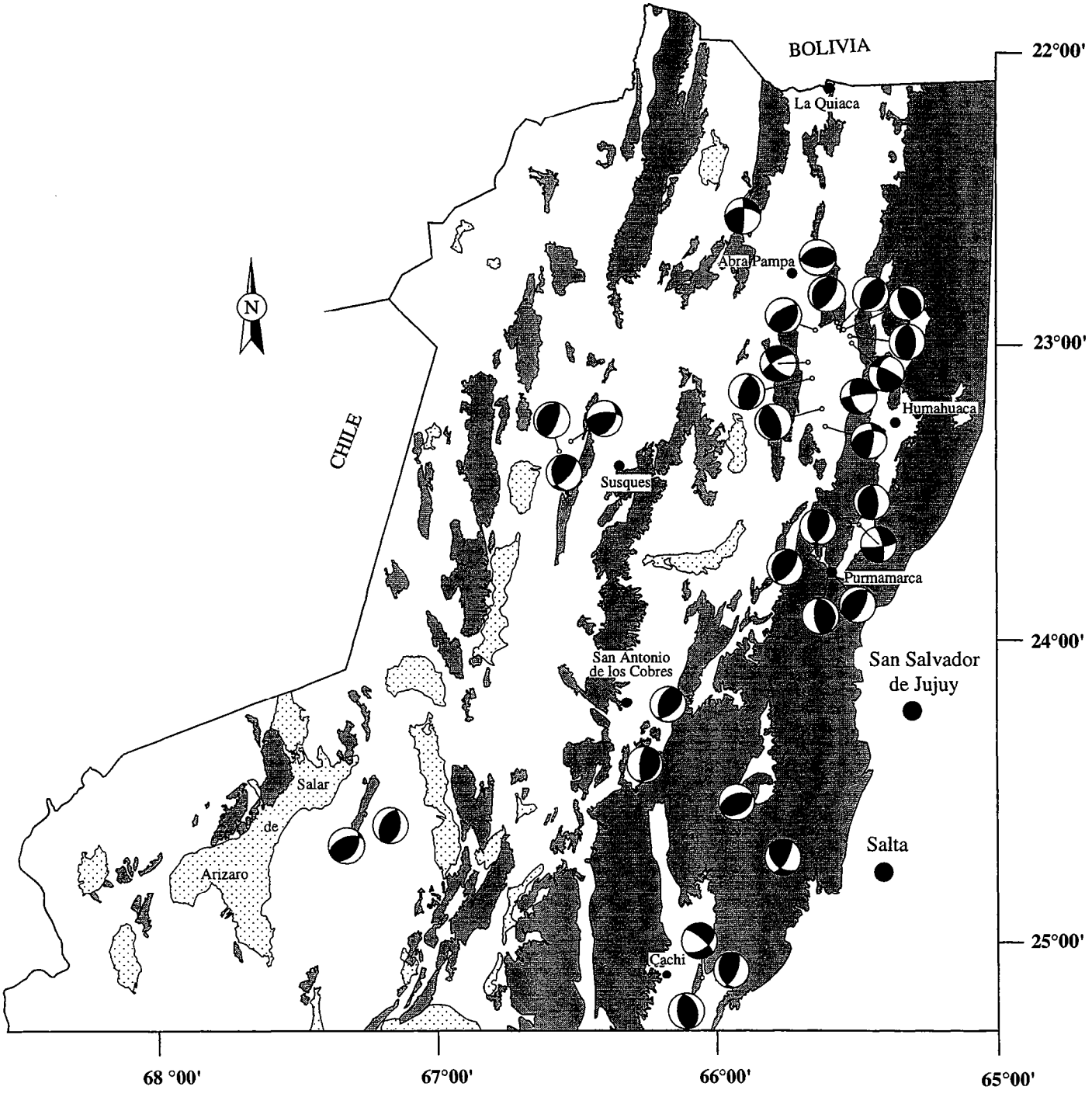


Figure III.28 : Représentation des résultats de l'analyse de populations de failles sous la forme de mécanismes au foyer. Les secteurs blancs correspondent aux domaines en compression, les secteurs noirs correspondent aux domaines en tension.

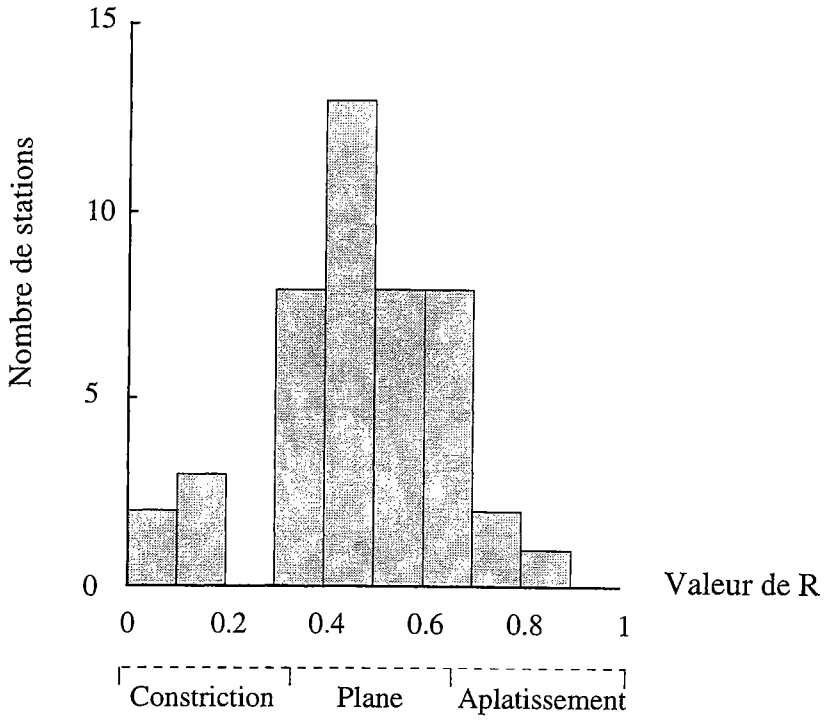


Figure III.29 : Histogramme des valeurs du rapport R. Le rapport R correspond à une mesure quantitative de la forme de l'ellipsoïde de la déformation et est fournie par le rapport des tenseurs réduits R = (ελ2-ελ3) / (ελ1-ελ3), où ελ1, ελ2, et ελ3 sont les valeurs propres du moment du tenseur de Bingham. Le rapport R des 45 stations triées s'échelonne principalement sur une gamme de valeurs comprises entre 0.3 et 0.7. Ces valeurs sont caractéristiques d'une déformation plane.

Les auteurs soulignent cependant que l'intensité de cet épisode est mineure par rapport à l'événement compressif antérieur. La texture meuble et souvent pulvérulente des dépôts quaternaires ne permet pas, à notre sens, le développement de plans de failles striés clairement mesurables sur le terrain. Les seules failles normales observables se développent effectivement au sein de terrasses conglomératiques quaternaires, en particulier le long des flancs des vallées encaissées entaillant la Cordillère Orientale. Cependant, les plans de ces failles normales sont parallèles à la direction des vallées et le compartiment supérieur s'affaisse toujours vers le centre de la vallée indiquant que les failles normales, dans ces terrasses non consolidées, résultent probablement de glissements gravitaires et ne sont pas représentatives du champ de déformation à l'échelle régionale. Nous restons donc réservés en ce qui concerne la signification cette phase extensive plio-quaternaire à travers la Puna argentine.

**** Echelle continentale***

La direction de convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud est constante depuis 49.5 Ma et s'oriente suivant une direction comprise entre N75°±5° (*Pilger, 1983, 1984; Pardo-Casas & Molnar, 1987*). Dans la branche Sud des Andes Centrales, la limite interplaque s'oriente suivant une direction N-S à N10° (Fig. I.1; Fig. I.2a & b) c'est-à-dire qu'elle est légèrement oblique par rapport à la direction de convergence entre les deux plaques. Les modèles de développement des Andes Centrales prévoient, dans le cadre de la subduction oblique de la plaque Nazca, que la convergence absorbée par la plaque continentale chevauchante se divise en deux composantes (Fig. I.35 & I.36, *Fitch, 1972; Beck, 1987, 1988; Dewey & lamb, 1992; Lamb et al., 1997*). Aux latitudes de notre zone d'étude, une première composante parallèle à la limite de plaque s'exprimerait par une composante décrochante dextre, parallèle à la chaîne (cf. Figs. I.34, 35 & 36; *Beck, 1987, 1988; Dewey & Lamb, 1992; Lamb et al., 1997*) . Une seconde composante, perpendiculaire à la limite de plaque, se traduit par la formation de chevauchements en contexte compressif.

La composante compressive est clairement documentée dans le domaine arrière-arc de la chaîne. En revanche, la distribution géographique de la composante décrochante dextre reste problématique. Certains auteurs proposent que le décrochement soit distribué à travers la zone arrière-arc épaissie (*Lamb et al., 1997*). Nos observations sur la Puna et dans la Cordillère Orientale adjacente ne confirment pas cette hypothèse, puisque la déformation, que nous mettons en évidence par le biais de l'analyse cinématique de populations de failles et par nos observations de terrain, témoigne d'un régime essentiellement compressif. Le problème reste donc de savoir où et comment la direction

de convergence oblique entre les plaques est absorbée à travers la syntaxe Sud des Andes Centrales. Il a été proposé que la composante oblique soit absorbée au niveau de la fosse de subduction et/ou au niveau de la zone thermiquement affaiblie de l'arc magmatique (*Dewey & Lamb, 1992*). Au regard des données structurales dont nous disposons à travers la chaîne, nous pensons qu'une partie de cette convergence oblique pourrait être absorbé au niveau de la zone de transfert de Tucúman *(de Urreiztieta et al., 1996a & b; de Urreiztieta, 1996*). Cette zone borde la haute chaîne au Sud, s'oriente suivant une direction NE-SO et est caractérisée par une déformation transpressive dextre (*de Urreiztieta et al., 1996a & b; de Urreiztieta, 1996*).

L'orientation NO-SE des directions principales du raccourcissement finie, mise en évidence par des études antérieures (*Allmendinger et al., 1989; Marrett et al., 1994; Cladouhos et al., 1994*) et par nos travaux, n'est pas parallèle à la direction de convergence entre les plaques. Certains auteurs s'en étonnent (*Marrett et al., 1994*) et remarquent que le raccourcissement observé à travers la terminaison Sud du plateau est sub-perpendiculaire à la direction de la ceinture ordovicienne de la Puna (*Mon & Hongn, 1988*). Ils proposent que l'héritage structural paléozoïque ait fortement influencé la cinématique tertiaire de la compression à travers le plateau et par conséquent, l'orientation des axes de la déformation (*Marrett et al., 1994*). En outre, ils estiment que les quantités de rotations tectoniques horaires documentées par le paléomagnétisme à travers la branche Sud des Andes Centrales (voir chapitre IV) sont insuffisantes pour dévier les directions de raccourcissement, depuis une direction parallèle à la convergence (~N75°-80°), vers la direction observée aujourd'hui.

Cependant, dans l'hypothèse probable d'un *partitionnement* de la déformation, la direction de raccourcissement attendue aux latitudes de la Puna argentine s'oriente plutôt suivant une direction E-O, c'est-à-dire une direction qui n'est pas parallèle à la direction de convergence entre les plaques (Fig. I.35 & Fig. I.36; *Dewey & Lamb, 1992; Lamb et al., 1997*). Dans ce cas, il est donc tout à fait possible que les axes de la déformation finie aient été déviés de façon synchrone ou postérieurement au raccourcissement de la croûte continentale. Ces rotations peuvent s'êtres produits, tant à l'échelle d'une station de faille, qu'à l'échelle de toute la chaîne, lors du développement de l'orocline bolivien (voir chapitre IV).

Les données d'analyse de population de failles et de rotations paléomagnétiques actuellement disponibles dans la littérature, ne permettent pas de tester et de quantifier un processus de déviation des axes de la déformation durant le Cénozoïque. Cependant, des données adéquates d'anisotropie de susceptibilité magnétique, couplées, pour une même localité, à des données de rotations autour d'axes verticaux, permettent de restituer, dans une certaine mesure, l'orientation originale des axes principaux de la déformation.

III.5. Données d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (AMS)

III.5.1. Définition et origine de l'anisotropie de susceptibilité magnétique

La fabrique magnétique d'une roche dépend de la contribution relative des différents minéraux ferromagnétiques ou paramagnétiques présents dans cette roche. L'anisotropie y est contrôlée par l'orientation des axes cristallographiques et-ou par la forme des minéraux en présence (pour une revue, voir *Rochette et al., 1992*). La susceptibilité magnétique s'exprime sous la forme d'un tenseur d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (AMS). Les vecteurs propres Kmax, Kmin et Kint correspondent aux valeurs des axes respectivement maximal, minimal et intermédiaire de l'ellipsoïde d'AMS. En termes de fabriques, Kmax est associé à la direction de la linéation magnétique et Kmin au pôle de la foliation magnétique.

Au sein d'une roche sédimentaire, le développement d'une foliation magnétique est initialement contrôlé par les processus de dépôt, les particules plates et allongées s'orientant parallèlement aux plans de stratifications. Lors de la compaction du sédiment, cette orientation préférentielle peut être accentuée (*Cogné, 1987; Rochette et al., 1992*). La linéation magnétique peut être acquise par différents processus comme : (1) l'alignement de particules allongées lors du dépôt des sédiments en présence de courants significatifs (*Hamilton & Rees, 1970*), (2) l'orientation préférentielle des particules suivant le champ magnétique terrestre régnant lors du dépôt, et (3) un contrôle tectonique impliquant la réorientation des particules, dans le plan de stratification, en fonction de la direction principale de raccourcissement de la déformation (*Aubry et al., 1996*). Dans ce dernier cas, l'ellipsoïde d'AMS est assimilable à un ellipsoïde de déformation. Ainsi, l'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique peut être un moyen efficace d'investigation du champ de déformation en contexte compressif, lorsque la direction principale de raccourcissement est sub-horizontale (*Kissel et al., 1986).*

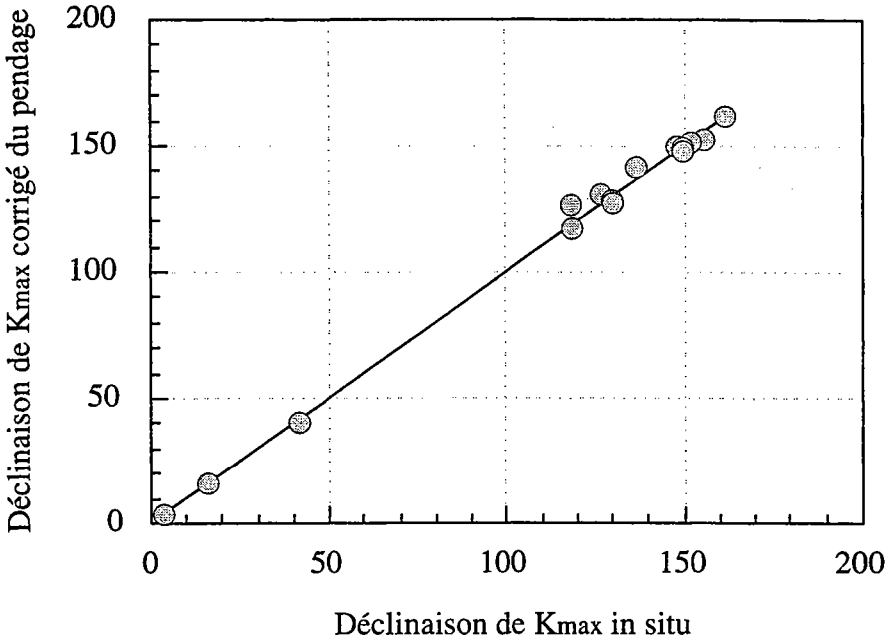
III.5.2. Relations entre AMS et champ de déformation régional

III.5.2.1. Démarche adoptée

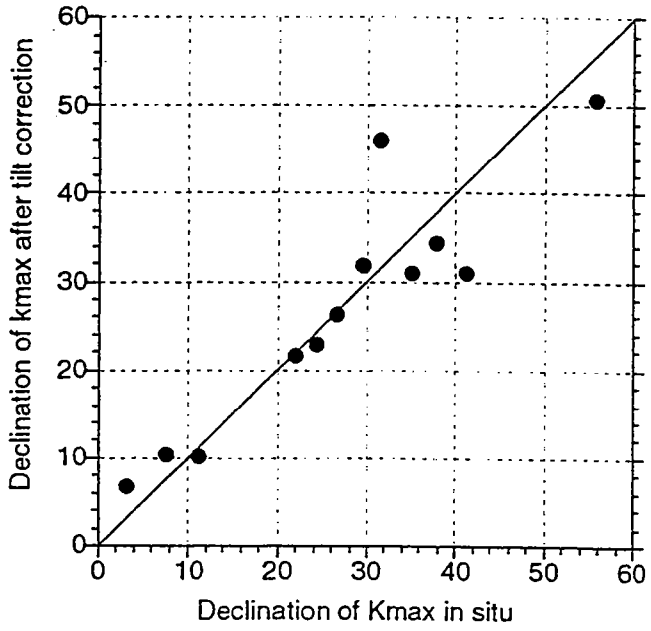
Nous avons dans un premier temps recensé les données d'anisotropie de susceptibilité magnétique disponibles à travers les Andes Centrales. Ces données se localisent dans la région des Sierras Pampeanas (*Aubry et al., 1996*), sur le plateau de la Puna (*Coutand et al., accepté*) et dans le Nord de la Bolivie, au niveau du synclinal de Corque (*Roperch et al., soumis*). Les fabriques magnétiques témoignent, la plupart du

Station	Localisation		n	Formation	Age	Kmax (in situ) D	Kmax (in situ) I	Kmax (cor. pend) D	Kmax (cor. pend) I	Racc	n'	R	ΔP	Racc-R	Référence
Sierras Pampéaneas															
SP02	25°38.1'S	65°37.3'W	7	Pirgua	Crétacé Inf.	xxxx		3.2	2.4	273.2	5	6.0	7.6	267.4	*Aubry et al., 1996*
SP04	25°52'S	65°41.8'W	11	Pirgua	Crétacé Inf.	xxxx		22	4.4	292	13	15.5	6.3	276.5	*Aubry et al., 1996*
SP06	26°46.6'S	66°01.2'W	15	Las Arcas	Miocène Sup.	xxxx		215	2.6	125	11	28.7	14.2	96.3	*Aubry et al., 1996*
SP07	26°46.3'S	66°01.8'W	21	Las Arcas	Miocène Sup.	xxxx		41.1	11.8	311.1	11	15.0	3.9	296.1	*Aubry et al., 1996*
SP08	26°49.1'S	66°03.3'W	18	San José	Miocène Sup.	xxxx		31.4	-6.4	301.4	12	26.1	10.1	275.3	*Aubry et al., 1996*
SP16	27°08.9'S	66°49.3'W	22	Calchaquense	Miocène	xxxx		55.7	-3.7	325.7	15	29.0	8.6	296.7	*Aubry et al., 1996*
SP17	27°54.4'S	67°23.4'W	15	xxxx	Miocène	xxxx		85.4	-2.9	355.4	15	15.5	6.7	339.9	*Aubry et al., 1996*
SP20	28°43'S	68°00.7'W	13	Vinchina	Miocène Moy.	xxxx		29.6	-5.1	299.6	8	25.7	8.0	273.9	*Aubry et al., 1996*
SP21	28°44'S	68°00.6'W	11	Vinchina	Miocène Moy.	xxxx		37.9	-2.4	307.9	8	20.4	10.2	287.5	*Aubry et al., 1996*
SP22	30°15'S	68°25'W	21	xxxx	Miocène Moy.	xxxx		26.6	-3.2	296.6	16	4.1	7.3	292.5	*Aubry et al., 1996*
SP23	30°45'S	68°25'W	8	xxxx	Miocène Moy.	xxxx		0.6	-0.7	270.6	12	10.2	6.9	260.4	*Aubry et al., 1996*
SP24	30°45'S	68°25'W	10	xxxx	Miocène Moy.	xxxx		11.3	1.6	281.3	8	12.6	8.9	268.7	*Aubry et al., 1996*
SP25	30°45'S	68°25'W	15	xxxx	Miocène Moy.	xxxx		24.2	-1.8	294.2	11	25.2	6.6	269.0	*Aubry et al., 1996*
Puna															
PU 06a	24°37'S	67°16'W	60	Pozuelos Inf.	Oligocène	3.6	7.8	2.9	1.7	272.9	46	0.0	8.1	272.9	*Coutand et al., sous presse*
PU 06b	24°35'S	67°10'W	21	Pozuelos Sup.	Miocène Inf-Moy	15.5	2.2	16.1	0.4	286.1	31	14.9	3.9	271.2	*Coutand et al., sous presse*
PU 04	25°13'S	66°03'W	33	Calchaquense	Miocene	41.8	-8.3	40.2	-1.7	310.2	30	37.2	5.0	273.0	*Coutand et al., sous presse*
Nord Bolivie															
B30	16°46.9'S	68°26.4'W	12	Tiwanaku	Eo-Oligocène	329.1	1.8	149.3	1.3	59.3	8	-23.8	7.4	83.1	*Roperch et al., soumis*
B35	16°52.3'S	68°25.5'W	8	Tiwanaku	Eo-Oligocène	341.2	-6.9	341.7	4.4	251.7	6	-10.5	13.7	262.2	*Roperch et al., soumis*
B48	17°25'S	68°16.2'W	7	Totora	Mio. moyen	310.2	-10	307.6	3.6	217.6	9	-11.8	14.3	229.4	*Roperch et al., soumis*
C07	17°33.4'S	68°18.4'W	10	Totora	Mio. moyen	335.5	5.9	331.9	4.5	241.9	14	-2.0	7.2	243.9	*Roperch et al., soumis*
C08	17°36.6'S	68°17.9'W	5	Totora	Mio. moyen	331.6	-0.3	331.6	0.3	241.6	7	-12.0	11.0	253.6	*Roperch et al., soumis*
C09	17°35.7'S	68°17.8'W	8	Totora	Mio. moyen	329.7	6.3	327.6	-0.2	237.6	10	0.2	10.5	237.4	*Roperch et al., soumis*
D01	17°51.9'S	67°58.1'W	8	Red beds	Eo-Oligocène	118.5	6.7	127.1	6.8	37.1	15	-35.5	6.8	72.6	*Roperch et al., soumis*
D02	17°52'S	67°58.3'W	5	Red beds	Eo-Oligocène	118.2	3	116.8	-5.6	26.8	13	-54.1	12.3	80.9	*Roperch et al., soumis*
D03	17°53.5'S	67°58.8'W	14	Red beds	Eo-Oligocène	309.9	1.7	128.6	-1.7	38.6	14	-27.0	7.3	65.6	*Roperch et al., soumis*
D04	17°52.9'S	67°58.7'W	6	Red beds	Eo-Oligocène	126.7	4.5	310.7	-7	220.7	12	-33.3	12.4	254.0	*Roperch et al., soumis*
D05	17°52.7'S	67°58.6'W	4	Red beds	Eo-Oligocène	148.3	10.5	330.2	5.6	240.2	5	-17.2	7.6	257.4	*Roperch et al., soumis*
D09	17°47.7'S	68°01.5'W	6	Red beds	Eo-Oligocène	136.8	5.1	141.3	7.4	51.3	9	-29.3	11.3	80.6	*Roperch et al., soumis*

Table III.2 : Tableau de synthèse des données d'AMS considérées dans cette étude. n= nombre d'échantillons utilisés pour déterminer le tenseur moyen d'AMS sur le site, D et I= déclinaisons et inclinaisons moyennes des axes maximum (Kmax) du tenseur d'AMS avant et après correction de pendage, Racc= déclinaison de l'axe intermédiaire du tenseur d'AMS (Kmax - 90°), n'= nombre d'échantillons utilisés pour déterminer la direction moyenne d'aimantation, R et DR= rotation paléomagnétique et erreur associée, Racc-R= déclinaison



a)



b)

Figure III.30 : Diagramme des déclinaisons de Kmax corrigées du pendage en fonction des déclinaisons de Kmax in-situ pour les données de Bolivie et de la Puna (a) et des Sierras Pampéanas (b). Les relations linéaires indiquent que la déclinaison de Kmax est stable après correction de pendage.

temps, de l'importance de la compaction et, dans ce cas, le plan de foliation se confond avec le plan de stratification. Cependant sur certains sites, la linéation magnétique est bien définie, Kmax pouvant atteindre des valeurs proches de 5%. Nous n'avons retenu dans cette étude que les sites au niveau desquels Kmax était au moins égal à 1%. Les linéations magnétiques obtenues dans ces sédiments tertiaires ont été attribuées à des processus associés à une compression sub-horizontale d'origine tectonique. On constate en effet que les linéations magnétiques documentées sont, après correction de pendage, toujours sub-horizontales (Table III.2). En outre, les diagrammes comparant les déclinaisons des Kmax in situ et celles de Kmax après correction de pendage, montrent une corrélation linéaire excellente par une droite dont la pente est égale à 1 (Fig. III.30a & b). Le fait que les déclinaisons des axes maximums du tenseur d'AMS ne soient pas modifiées après la correction de pendage, indique que les directions des linéations magnétiques sont très proches de la direction des axes de plis affectant les séries sédimentaires. Dans ce cas, la linéation magnétique correspond à l'intersection entre la direction principale de raccourcissement horizontal et la fabrique sédimentaire. Elle est attribuable à des processus de compaction verticale combinés à du raccourcissement horizontal. L'axe intermédiaire de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique coïncide alors avec la direction principale de raccourcissement régional.

Les résultats obtenus dans les trois régions, révèlent, à l'échelle du site, une corrélation directe entre la quantité de rotation paléomagnétique autour d'axes verticaux et la direction de la linéation magnétique (*Aubry et al., 1996; Coutand et al., accepté ; Roperch et al., soumis*). Cette relation étroite suggère que la linéation magnétique est acquise durant les stades précoces de la déformation (ou du dépôt du sédiment lorsque le raccourcissement est en cours) et qu'elle est ultérieurement affectée par les rotations (*Aubry et al., 1996*). On peut donc logiquement imaginer qu'en corrigeant la déclinaison de l'axe intermédiaire du tenseur d'AMS de la rotation paléomagnétique, on doit obtenir un instantané de la direction du raccourcissement lorsque le sédiment fige son aimantation.

III.5.2.2. Résultats et discussion

Pour définir l'orientation du raccourcissement à partir des données d'AMS, nous avons utilisé les valeurs (Kmax-90°), l'orientation des vecteurs Kint n'étant pas toujours disponible dans la littérature (Table III.2). Les directions de raccourcissement déduites des données d'AMS ont ensuite été reportées, pour chaque site, sur une carte schématique des Andes Centrales, d'abord à l'état "brut", c'est-à-dire telles qu'elles sont actuellement observables (Fig. III.31a) puis restaurées des rotations qui leur sont associées

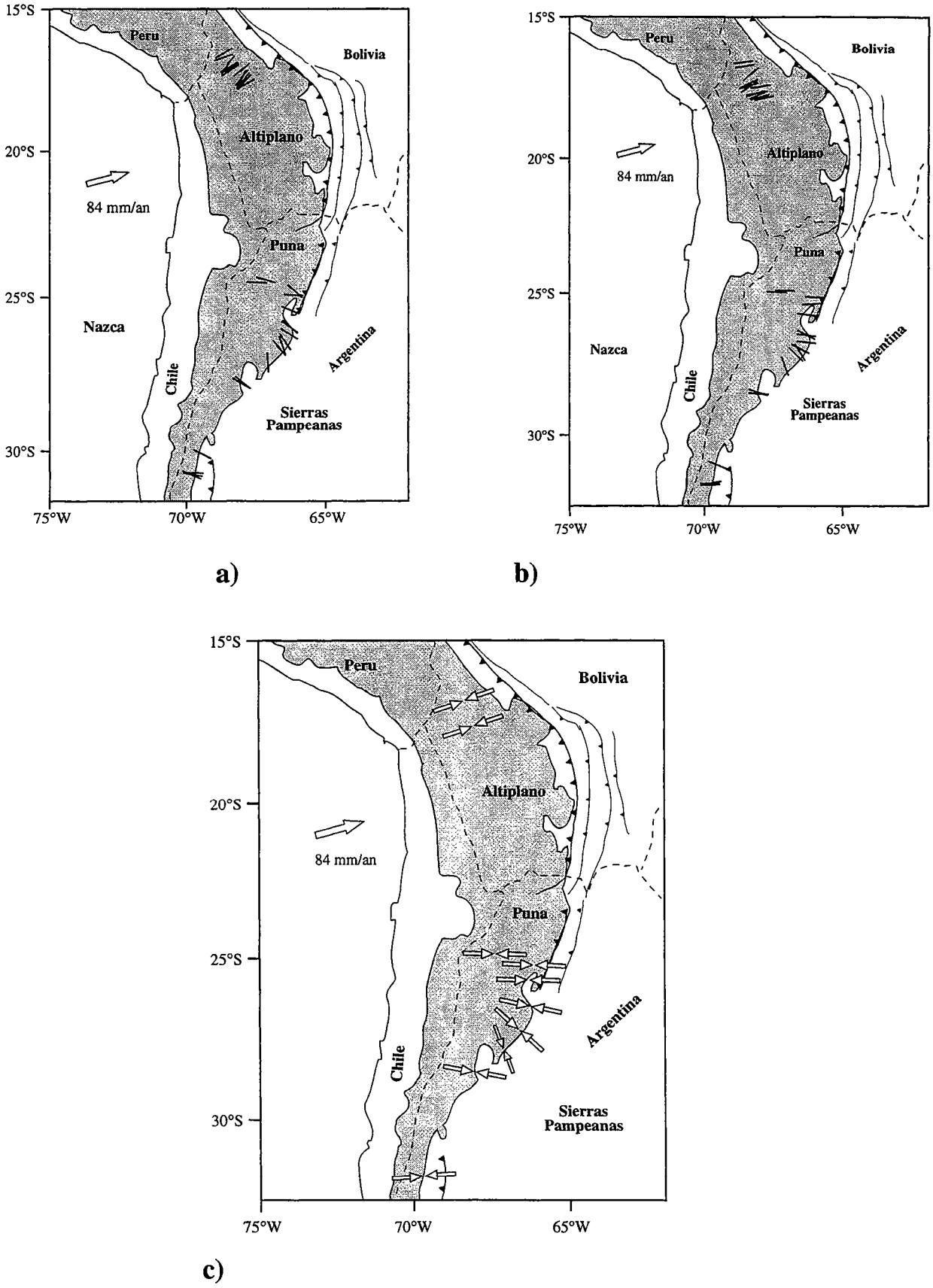


Figure III.31 : Organisation des directions de raccourcissement déduites des données d'AMS autour de l'orocline bolivien. a) Les traits noirs représentent l'orientation de la déclinaison de l'axe intermédiaire du tenseur d'AMS (Kmax -90° ou Racc) en chaque site. b) les traits noirs représentent l'orientation de l'axe intermédiaire du tenseur d'AMS corrigée de la rotation (Racc-R) en chaque site. c) Les sites restaurés (b) sont regroupés en localités, afin de moyenner l'effet des variations séculaires du champ magnétique. Les flèches blanches représentent les directions de raccourcissement originale moyenne. Remarquer l'organisation radiale de ces directions autour de l'orocline bolivien.

(Fig. III.31b). L'organisation des directions de raccourcissement, tel que l'on peut l'observer actuellement, est radiale à travers l'orocline bolivien (Fig. III.31a). Le raccourcissement varie depuis des directions NE-SO dans le Nord de la Bolivie vers des directions NO-SE le long du flanc Sud de la Puna (Fig. III.31a). Après restauration des rotations anti-horaires et horaires, respectivement au Nord et au Sud de l'axe de l'arc andin, l'organisation radiale des directions de raccourcissement est conservée, même si elle est légèrement moins divergente (comparer les fig. III.31a & b). Il faut noter que chaque donnée reportée correspond à un site paléomagnétique. Afin de moyenner les effets de la variation séculaire du champ magnétique, ces sites ont été regroupés en localités et des directions moyennes de raccourcissement y ont été calculées. Les résultats obtenus à l'échelle des localités sont identiques à ceux qui sont obtenus à l'échelle des sites (Fig. III.31c).

Il dégage de ces observations que la distribution et l'orientation du raccourcissement, déterminé à partir des populations de failles, sont probablement biaisées par la rotation des axes de la déformation postérieurement à la fracturation. Par exemple, au niveau de la Puna, le raccourcissement déterminé à partir des populations de failles s'oriente suivant une direction ONO-ESE à NO-SE tandis que les quelques données d'AMS indiquent un raccourcissement E-O, plus conforme à la direction attendue dans le cadre d'un partitionnement de la déformation due à la convergence oblique entre les plaques.

Dans le Nord de l'Altiplano, à l'axe de l'orocline bolivien, le raccourcissement obtenu à partir des données d'AMS restaurées s'oriente suivant une direction ENE-OSO, c'est-à-dire parallèlement à la direction de convergence. Dans la zone axiale, ce résultat est tout à fait compatible avec une direction de convergence perpendiculaire à la limite interplaque (Fig. III.31c).

La marge Sud du plateau de la Puna est une région plus complexe, puisqu'elle est bordée par la zone transpressive dextre de Tucúman (Fig. III.5; *de Urreiztieta, 1996*). Cette zone de transfert accommode des variations latérales de quantités de raccourcissement horizontal le long de la chaîne (*de Urreiztieta, 1996*). Cependant, restaurer les données d'AMS, nous permet de nous affranchir des rotations induites par le jeu de cette zone décrochante. Ainsi, sur le flanc sud de la Puna, la disposition clairement radiale du raccourcissement reflète l'organisation du champs de déformation lors de la propagation d'un front de déformation courbe, convexe vers le Sud-Ouest. Cette organisation perdure actuellement puisque les mécanismes au foyer des séismes enregistrés dans l'avant-pays montrent une organisation radiale de la contrainte compressive σ_1 autour du la chaîne (Fig. I.18, *Assumpção & Araujo, 1993*). Les directions principales de raccourcissement ne s'organisent donc pas de façon homogène à

travers la chaîne, mais sont localement déviées au voisinage d'un front de déformation qui n'est pas linéaire, mais globalement convexe vers l'Est.

Chapitre IV

Rotations paléomagnétiques et développement cinématique de l'orocline bolivien

IV.1. Introduction

La géométrie arquée des Andes Centrales s'articule autour d'un plan de symétrie (déflection d'Arica) passant par la ville de Santa Cruz de la Sierra dans l'avant-pays bolivien, à l'Est, et intersectant la fosse de subduction péruvo-chilienne à une latitude d'environ de 20°S, à l'Ouest. Cette arcature s'accompagne d'un changement important des directions structurales de part et d'autre du plan de symétrie. Au Nord, les structures majeures s'orientent suivant une direction NO-SE, au Sud, elle se réorientent brusquement suivant une direction N-S (Fig. I.2a). La géométrie de ce segment de chaîne et des structures qui lui sont associées, font l'objet d'une controverse qui débute en 1958, lorsque Carey classe les Andes Centrales dans la catégorie des chaînes oroclinales, sous le vocable "d'orocline bolivien". Il propose implicitement alors, que l'arcature observée est secondaire et qu'elle s'acquière progressivement, de façon synchrone à l'épaississement et au soulèvement de la chaîne durant l'orogenèse andine.

L'origine de l'arc commence à être âprement discuté à partir du milieu des années 1980, alors que les études de paléomagnétisme commencent à se multiplier dans la région avant-arc de la chaîne, tant au Chili (*Palmer et al., 1980a; Turner et al., 1984*) qu'au Pérou (*Heki et al., 1983, 1984, 1985; Kono et al., 1985; May & Butler, 1985*). Les analyses paléomagnétiques semblent être un outil idéal pour étudier le développement des orogènes courbes, puisqu'elles permettent qualitativement et quantitativement, de mettre en évidence des rotations de blocs rigides autour d'axes verticaux (*Eldredge et al., 1985*). Les premiers résultats, obtenus dans la zone d'avant-arc, sont compatibles avec ceux qui sont obtenus ultérieurement dans la région d'arrière-arc durant les années 1990 et indiquent des rotations anti-horaires dans la branche Nord de l'arc, au Pérou, dans le Nord du Chili et de la Bolivie (*Heki et al., 1983, 1984, 1985; Kono et al., 1985; Mitouard et al., 1990; Macedo-Sánchez et al., 1992a, 1992b; Roperch & Carlier, 1992, Lamb et al., 1997; Roperch et al., soumis*) et des rotations horaires dans la branche Sud, dans le Sud de la Bolivie, le Nord du Chili et le Nord-Ouest de l'Argentine (*MacFadden et al., 1990, 1995; Roperch et al., 1992; Butler et al., 1995; Dupont-Nivet et al., 1996; Roperch et al, soumis*) (Fig. I.30). Les rotations sont négligeables au niveau du plan de symétrie.

A la fin des années 1980, deux écoles se démarquent et interprètent différemment le jeu de données paléomagnétiques disponible, à cette époque. Isacks (1988) reprend l'idée initiale de Carey (1958), à savoir que la géométrie actuelle des Andes Centrales est secondaire. Il développe un modèle de courbure oroclinale néogène impliquant l'ensemble de la chaîne (pour plus de détails, voir § I.5). A l'inverse, Beck (1987, 1988) considère que la courbure de la marge continentale est primaire et que les

rotations enregistrées par le paléomagnétisme, sont des rotations in-situ de blocs d'échelle crustale associées à des décrochements parallèles à la chaîne, en réponse à la convergence oblique entre les plaques Nazca et Amérique du Sud (voir § I.5). Ces modèles ont cours encore aujourd'hui et n'ont de cesse d'être discutés.

Dans le cadre de l'étude de l'évolution tectonique cénozoïque du haut plateau de la Puna, et dans la mesure où cette vaste région était vierge de toute étude paléomagnétique, il nous est apparu nécessaire de mener une campagne d'échantillonnage en vue de caractériser le champ de rotation à travers cette région et afin de compléter le jeu de données à l'échelle de l'orogène. En outre, cette étude, effectuée à l'échelle de la Puna, s'attache à essayer de mieux cerner les mécanismes qui peuvent influencer, qualitativement et quantitativement, les rotations tectoniques à une échelle locale, dans cette région d'arrière-arc fortement épaissie.

IV.2. Publication

Vertical-axis rotations across the Puna plateau (Northwestern Argentina) from paleomagnetic analysis of Cretaceous and Cenozoic rocks

Isabelle Coutand [1], Pierrick Roperch [1, 2], Annick Chauvin [1], Peter. R. Cobbold [1]

and Pierre Gautier [1]

[1] Géosciences Rennes, CNRS (UPR 4661) Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France

[2] IRD and Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Article publié au *Journal of Geophysical Research*, v. 104, B10, p. 22985-23003, 1999
Reproduit avec l'aimable autorisation de l'**American Geophysical Union**

Vertical-axis rotations across the Puna plateau (Northwestern Argentina) from paleomagnetic analysis of Cretaceous and Cenozoic rocks

Isabelle Coutand [1], Pierrick Roperch [1, 2], Annick Chauvin [1], Peter. R. Cobbold [1] and Pierre Gautier [1]

[1] Géosciences Rennes, CNRS (UPR 4661) Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France (E-mail: Isabelle.Coutand@univ-rennes1.fr)

[2] ORSTOM and Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile

RESUME

Entre 10°S et 30°S, les Andes Centrales sont à la fois marquées par la présence d'une anomalie topographique majeure, le haut plateau de l'Altiplano-Puna et par une géométrie arquée, concave vers l'Ouest, dont l'origine reste controversée. Cette géométrie courbe s'accompagne d'un champ de rotations autour d'axes verticaux bien organisés. Dans les Andes Centrales, les études paléomagnétiques ont en effet démontré l'existence de rotations anti-horaires dans la branche Nord de l'arc, à travers le Pérou, l'extrême Nord du Chili et le Nord de la Bolivie et de rotations horaires dans la branche Sud, à travers le Sud de la Bolivie, le Nord du Chili et le Nord-Ouest de l'Argentine. Afin de palier à l'absence de donnés au niveau de la Puna argentine et de contribuer au débat en cours sur l'origine des rotations observées à travers les Andes Centrales, nous avons réalisé une analyse paléomagnétique à partir de l'étude de 373 carottes regroupées en 29 sites, eux-mêmes regroupés en 7 localités, échantillonnés dans des sédiments et des volcanites crétacés à tertiaires, localisés dans les bassins intramontagneux de la Puna argentine. Les rotations autour d'axes verticaux, calculées à partir des déclinaisons paléomagnétiques, sont horaires pour les toutes les localités et sont compatibles avec le champ de rotations horaires observé au niveau de la branche Sud des Andes Centrales. Cependant, les variations significatives des quantités de rotations, d'une localité à une autre, suggèrent qu'elles soient, au moins pour partie, influencées par des processus tectoniques locaux. Etant donné que la majorité des failles à travers la Puna sont des chevauchements purs, nous proposons que les rotations différentielles observées entre blocs voisins résultent de mouvements de type ciseaux sur les chevauchements. L'hypothèse qu'un tel mécanisme ait agi à travers toute la région d'arrière-arc des Andes Centrales, c'est-à-dire la région où la croûte continentale est fortement épaissie, reste à démontrer. Cependant, même si de telles structures ont localement influencé les rotations, cela n'écarte pas la possibilité qu'une courbure oroclinale de la chaîne se soit produite durant le Cénozoïque, au regard du champ de rotations remarquablement organisé à travers les Andes Centrales.

ABSTRACT

Between 10°S and 30°S, the Central Andes are both marked by a major topographic anomaly, the Altiplano-Puna plateau, and by a westward concave geometry whose origin remains controversial. This arcuate shape is accompanied by a remarkable pattern of rotations about vertical axes. Indeed, in the Central Andes, paleomagnetic studies have demonstrated counterclockwise rotations on the northern limb of the arc throughout Peru, northernmost Chile and northern Bolivia, and clockwise rotations on the southern limb, throughout southern Bolivia, northwestern Argentina and northern Chile. To fill a gap of data in northern Argentina and to contribute to the ongoing debate on the origin of rotations in the Central Andes, we have made a paleomagnetic analysis, from a study of 373 cores, taken at 29 sites (grouped into 7 localities) in sediments and lavas of Cretaceous to Tertiary age located in intermontane basins of the Puna plateau of northwestern Argentina. Vertical-axis rotations calculated from paleomagnetic declinations are clockwise for all localities and confirm the pattern of clockwise rotations associated with the southern Central Andes. However, significant variations of the amount of rotation occur from one locality to another, suggesting that they are, at least for part, influenced by local tectonics. As most faults in the Puna plateau have reverse dip-slip components, we propose that differential rotations between two blocks implied scissoring motions on thrusts faults. Whether this mechanism has operated across the entire area of thickened crust in the Central Andes is a possibility that remains to be demontrated. But even if such faulting has locally influenced rotations, it does not rule out the possibility that a Cenozoic oroclinal bending of the orogen occurred, yielding the remarkable pattern of rotations across the Central Andes.

1. Introduction

The Central Andes, a non-collisional orogen, have resulted from subduction of the oceanic Nazca (or Farallon) plate beneath continental South America (Fig. 1). The relative convergence vector, trending N77°±12°, has been almost steady since 50 Ma [*Gripp and Gordon*, 1990; *Pardo-Casas and Molnar*, 1987]. It is generally assumed that the Central Andes were uplifted mainly between the Lower Oligocene and the Present [*Jordan et al.*, 1983 a & b; *Jordan and Alonso*, 1987].

Between 15° and 27°S, the Central Andes form a plateau, the Altiplano-Puna (Fig. 1). This lies at about 3800 m, between two mountain ranges, the Eastern Cordillera and a volcanic arc in the West (Fig. 1). Under the Altiplano, the continental crust is up to 70 km thick [*James*, 1971; *Wigger et al.*, 1993; *Dorbath et al.*, 1993; *Zandt et al.*, 1994; *Beck et al.*, 1996], mainly as a result of tectonic shortening [*Jordan et al.*, 1983a & b; *Lyon-Caen et al.*, 1985; *Allmendinger*, 1986; *Isacks*, 1988; *Roeder*, 1988, *Baby et al.*, 1992a & b; *Schmitz*, 1994), but also because of magmatic additions to the crust [*Sheffels*, 1990, *Francis and Hawkesworth*, 1994; *Kennan*, 1994)].

On a map, the Central Andes are arcuate (Fig. 1). Between 6° and 18°S, major structures trend NW-SE; whereas, South of Arica, they adopt a N-S trend. These trends are associated with a remarkable pattern of rotations about vertical axes. Paleomagnetic studies have demonstrated counterclockwise rotations on the northern limb of the arc, throughout Peru, northernmost Chile and northern Bolivia [*Heki et al.*, 1983, 1984, 1985; *Kono et al.*, 1985; *Mitouard et al.*, 1990; *Macedo-Sánchez et al.*, 1992a & b; *Roperch and Carlier*, 1992; *Roperch et al.*, submitted] and clockwise rotations on the southern limb, throughout southern Bolivia, northwestern Argentina and northern Chile [*MacFadden et al.*, 1990, 1995; *Butler et al.*, 1995; *Roperch et al., 1997*, *Prezzi and Vilas*, 1998]. At the hinge of the arc, along a transect from Arica to Santa Cruz de la Sierra, rotations are absent or too small to be measured. Initially, paleomagnetic results were obtained for the fore-arc, near the continental margin, but more recent studies have shown that rotations also occur further to the East, within thickened continental crust of the Altiplano-Puna and Eastern Cordillera [*Butler et al.*, 1995; *Mac Fadden et al.*, 1990, 1995; *Roperch et al.*, submitted].

Although the pattern of vertical-axis rotations is striking, there is no consensus as to its origin. The simplest model is that of an orocline. Rotations are assumed to reflect simple bending of the western continental margin of South America, in the manner of a single strut. A possible mechanical explanation for bending has been given by *Isacks* (1988): it is due to a variation in horizontal shortening along strike, during the Quechua phase (Miocene) of the Andean orogeny. Indeed, shortening reaches a maximum along the Arica - Santa Cruz transect, where the Andes are widest. According to *Beck* (1987), the arcuate shape of the margin is a primary feature, predating Andean deformation, and

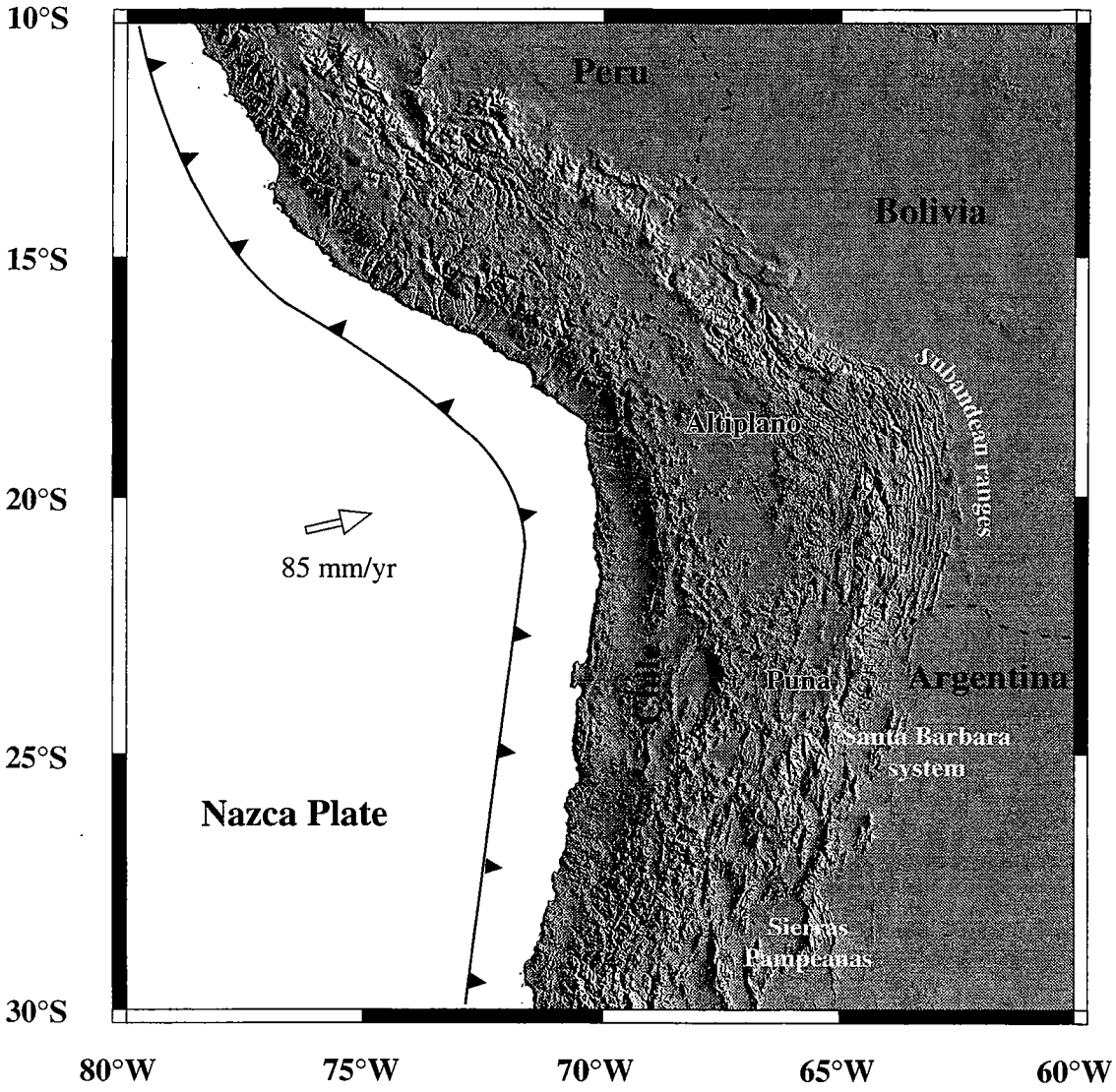


Figure 1 : Digital relief map of the Central Andes. Data are from United States Geological Survey (U.S.G.S). Each pixel is 30" wide. Artificial lighting is from the East, at an inclination of 30°.

rotations are confined to minor crustal blocks, separated by faults. Later, *Beck et al.* [1994] admitted that both block rotations and continuous oroclinal bending may have occurred, although in succession.

Fitch [1972] suggested that oblique convergence at an active margin can lead to partitioning, between dip-slip motion on a subduction zone and strike-slip motions on continental faults, parallel to the margin. On applying this model to the Central Andes, current convergence should result in (a) left-lateral motions on faults trending NW-SE, between 6° and 18°S; and (b) right-lateral motions on faults trending N-S, South of the Arica deflection [*Beck*, 1987; *Dewey and Lamb*, 1992]. However, this pattern of fault motions is not simple to reconcile with the observed block rotations.

One of the simplest models of block rotations between parallel faults is the domino or bookshelf model [*Freund*, 1970]. On applying this model to the Central Andes, assuming that strike-slip faults are parallel or nearly parallel to the margin, we find that clockwise rotations are associated with left-lateral motions and counterclockwise rotations are associated with right-lateral motions. These senses of strike-slip are exactly opposite to the ones predicted by the model of *Fitch* [1972].

One way out of this dilemma is to associate domino rotations with strike-slip faults that are not parallel to the margin. For example, in the fore-arc of northern Chile, *Forsythe and Chisholm* [1994] and *Randall et al.* [1996] have associated clockwise rotations with left-lateral motions on faults that strike NW-SE, oblique to the margin. Further work of this kind would be necessary to demonstrate the generality of such an association.

Another unsolved problem is the origin of differential rotations between neighbouring blocks. According to the paleomagnetic database for the Central Andes, such differential rotations should be common. In contrast, according to the domino model (in its purest form, based on parallel straight faults), rotations should be identical in sense and magnitude amongst neighbouring fault blocks.

Thus the origin of rotations in the Central Andes is still a subject for debate. We believe that expanding the database may help provide explanations. In the Puna plateau of Northwestern Argentina, there has been an obvious gap in paleomagnetic sampling until now. To fill this gap and to contribute to the ongoing debate on the origin of rotations in the Central Andes, we have obtained and analyzed new paleomagnetic data, from sedimentary and volcanic rocks of Cretaceous and Tertiary ages on the Puna plateau.

2. Geological setting

In detail, the Puna plateau is not flat. Small mountain ranges, made of basement rocks, alternate with sedimentary basins, formed in a compressional setting (Fig. 2).

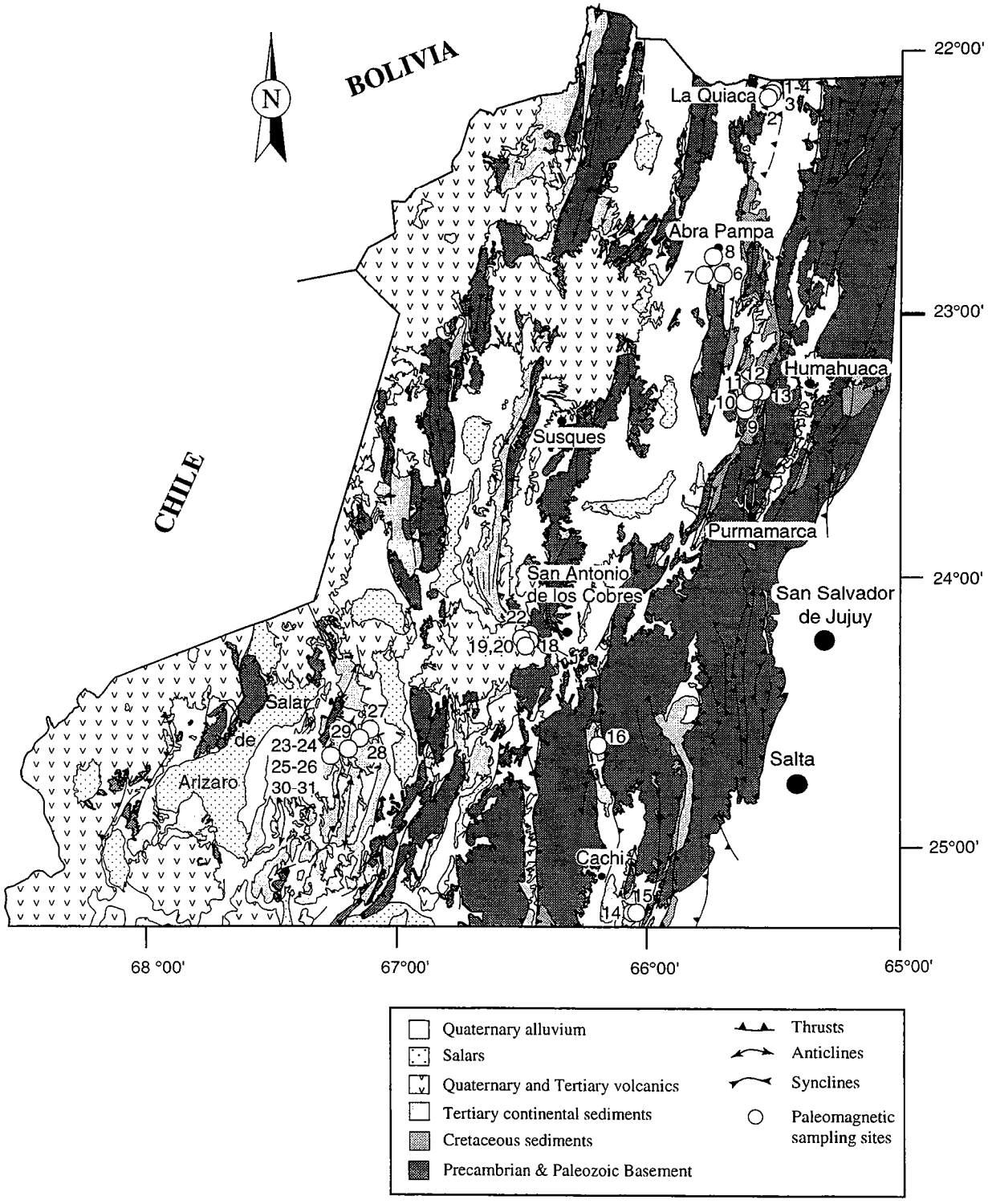


Figure 2 : Geological and structural map of the Puna plateau (modified after *Amengual et al., 1979*), showing paleomagnetic sampling sites.

Between the ranges and basins are reverse faults and thrusts [*Turner and Méndez*, 1979; *Coira et al.*, 1982; *Marrett et al.*, 1994]. Most of these trend N-S to NNE-SSW.

In terms of subsurface structure, the Puna differs from the Bolivian Altiplano. Several fundamental changes occur across a zone, running NW-SE, from 20-21°S on the magmatic arc, to 23°-24°S on the eastern margin of the plateau [*Allmendinger*, 1997]. From North to South, the subducted slab shoals progressively [*Cahill and Isacks*, 1992], the lithosphere thins [*Chinn and Isacks*, 1983; *Whitman et al.*, 1996] and the amount of horizontal shortening decreases, directly influencing tectonic style, kinematics and the distribution and timing of deformation (for a review, see *Allmendinger et al.*, [1997]).

All along its western margin, the Puna plateau abutts the volcanic Western Cordillera. The eastern margin of the Puna is less uniform. In the North are (1) the Eastern Cordillera, a westward-verging thick-skinned thrust system [*Kley et al.*, 1997] and (2) the Subandean ranges, which form a fold-and-thrust belt, eastward-verging and thin-skinned [*Baby et al.*, 1992b; *Kley*, 1996]. In the South is the Santa Barbara system, westward-verging and thick-skinned (Fig. 1).

The Puna plateau became uplifted during the Andean orogeny [*Coira et al.*, 1982; *Allmendinger et al.*, 1983; *Allmendinger*, 1986; *Jordan and Alonso*, 1987; *Jordan and Gardeweg*, 1989]. An earlier history of Paleozoic shortening and Mesozoic extension [*Mpodozis and Ramos*, 1989] has left a marked structural inheritance. Paleogeographic features have been reactivated during Cenozoic compression [*Allmendinger et al.*, 1983; *Allmendinger*, 1986), strongly influencing both the eastward propagation of the thrust front and the style of deformation in the foreland.

Andean shortening of the Puna is considered to have begun at about 30 Ma [*Jordan and Alonso*, 1987; *Jordan and Gardeweg*, 1989]. Strata which lie unconformably on the San Juan del Oro erosion surface are little deformed, indicating that significant shortening ceased within the Southern Altiplano and Northern Puna at 9 - 10 Ma [*Gubbels et al.*, 1993]. Deformation then propagated eastwards into the thick Paleozoic sedimentary sequences of the foreland, forming the Subandean fold-and-thrust belt (Fig. 1). Farther South, crystalline basement is covered by thinner Paleozoic strata and Cretaceous rift basins [*Allmendinger et al.*, 1983; *Grier et al.*, 1991]. Shortening was recorded within the Puna plateau until 2 - 4 Ma [*Marrett et al.*, 1994], however, thick-skinned structures began to form in the foreland during the Neogene and are still active [*Strecker et al.*, 1989, *de Urreiztieta et al.*, 1996].

From a regional kinematic analysis, based on fault-slip data, *Marrett et al.*, [1994] and *Cladouhos et al.*, [1994] have suggested that (1) upper crustal shortening throughout the Puna is mostly of Mio-Pliocene age (Quechua phase) and (2) the principal direction of shortening is horizontal and trends NW-SE to E-W, whereas the principal extension is subvertical.

In the intermontane basins of the Puna plateau, the sedimentary cover of Mesozoic to Cenozoic age unconformably overlies a multiply-deformed basement of Precambrian to Ordovician age. Mesozoic strata crop out mainly along the northeastern edge of the Puna plateau (Fig. 2). Sediments of the Salta group appear to have been deposited in a back-arc rift [*Salfity and Marquillas*, 1994], from the Neocomian to the Campanian, and in a post-rift setting, from the Late Campanian to the Paleocene [*Marquillas and Salfity*, 1988]. The syn-rift sequence is the Pirgua Subgroup, a fining-upward sequence of continental red beds, including alluvial fan deposits (proximal to distal) and braided stream deposits [*Reyes and Salfity*, 1973; *Salfity and Marquillas*, 1981]. The post-rift Balbuena Subgroup, a lacustrine transgressive sequence, begins with a thin layer of white calcareous coarse-grained sandstones (the Lecho Formation), conformably overlain by a Maastrichtian sequence of calcareous sandstones and fossiliferous oolitic limestones (the Yacoraite Formation), deposited on a shallow-marine platform [*Marquillas and Salfity*, 1988]. The Balbuena Subgroup is conformably overlain by a regressive continental sequence, the Santa Barbara Subgroup.

Across the Puna, Tertiary continental deposits are to be found within intermontane basins or along their edges. They are of detrital or volcanoclastic origin. From the Paleocene to the Oligocene, redbeds were deposited within a wide basin, which may have covered the entire Puna-Altiplano [*Jordan and Alonso*, 1987]. Neogene deposits tend to be discontinuous and diachronous, suggesting that basins were spatially independent at that time [*Allmendinger*, 1997].

3. Paleomagnetic Methods and Magnetic Mineralogy

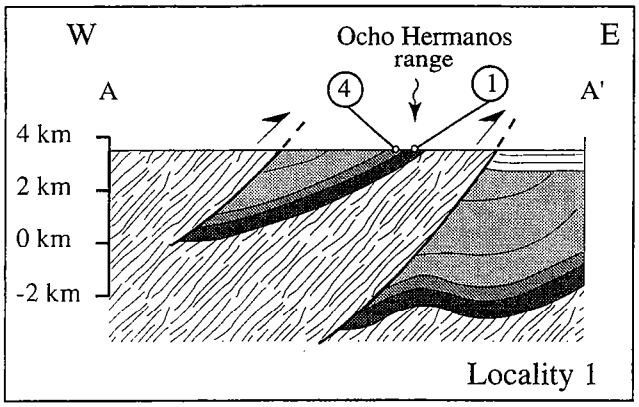
3.1. Paleomagnetic sampling

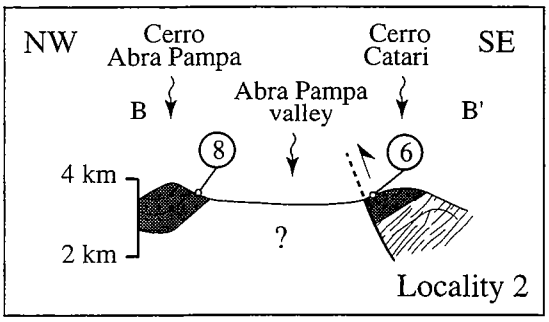
During a single trip in December 1996, we sampled Mesozoic and Cenozoic sediments and lavas in intermontane basins throughout the Northern and Central Puna. For most sampling, we used a portable gasoline-powered drill with water-cooling system, but clay-rich and weakly lithified layers were drilled using an air-cooled system. Most samples were from continental red sandstones and claystones of the Cretaceous Pirgua Subgroup (Salta Group) and Tertiary continental sediments; a few were from Tertiary volcanics and Upper Cretaceous limestones. We collected a total of 373 cores at 29 sites (Fig. 2 and Table 1). Sediments were sampled along short sections, a few meters to 300 m thick, from which 10 to 30 cores were taken. This sampling procedure was chosen with the aim of fully averaging secular variation within a sedimentary site. In continental sediments, we always tried to drill the finest clay layers, on the assumption that they would better record a detrital remanent magnetization. The 29 sampled sites have been grouped into six localities (Fig. 2).

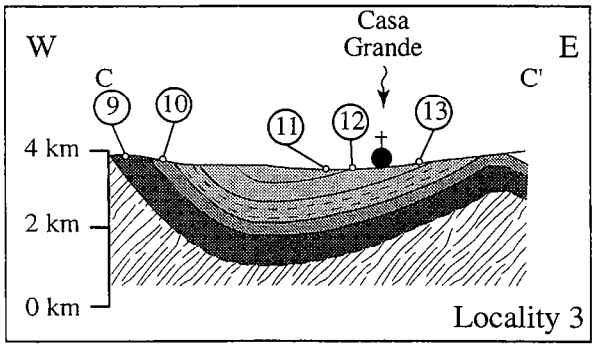
Sites	Site Location		Age	Stratigraphic Unit	NRM	K	Bedding
	Lat	Long	(Ma)	or lithology	A/m	S.I.	Strike/dip
96PU01	22°08.9'S	65°29.7'W	Santonian-Campanian	Pirgua subgroup	5.68-03	4.55-05	226.2/21.4
96PU02	22°10.7'S	65°30.9'W	Santonian-Campanian	Pirgua subgroup	1.55-02	3.72-05	212.6/35.7
96PU03	22°10.2'S	65°30.7'W	Santonian-Campanian	Pirgua subgroup	7.04-03	7.31-05	204.3/32.6
96PU04	22°08.0'S	65°29.2'W	Maestrichtian	Yacoraite	6.35-04	1.0-05	230.9/15.4
96PU05	22°24.5'S	65°33.8'W	Santonian-Campanian	Pirgua subgroup	8.03-03	1.97-05	20.1/17
96PU06	22°49.2'S	65°41.5'W	Santonian-Campanian	Pirgua subgroup	1.67-02	3.32-05	244.8/24
96PU07	22°49.3'S	65°44.3'W	Santonian-Campanian	Pirgua subgroup	6.29-03	2.19-05	203.3/54
96PU08	22°45.8'S	65°42.8'W	Santonian-Campanian	Pirgua subgroup	5.35-03	2.41-05	218.1/69.1
96PU09	23°13.2'S	65°35.8'W	Santonian-Campanian	Pirgua subgroup	1.49-03	2.19-05	346.3/58.5
96PU10	23°13.0'S	65°35.3'W	Maestrichtian	Yacoraite	2.22-04	3.62-05	353.2/44.7
96PU11	23°13.0'S	65°33.2'W	Upper Eocene	Casa Grande	1.83-03	1.87-04	133.3/19.8
96PU12	23°12.9'S	65°33.3'W	Upper Eocene	Casa Grande	1.84-03	1.91-04	154.1/18
96PU13	23°12.9'S	65°32.6'W	Upper Eocene	Casa Grande	4.55-03	2.19-04	153.5/14.9
96PU14	25°13.9'S	66°03.4'W	Miocene (?)	Calchaquense	9.61-03	9.65-04	65.6/16.6
96PU15	25°13.0'S	66°01.4'W	Miocene (?)	Calchaquense	8.08-03	8.26-04	66.7/20.6
96PU16	24°37.1'S	66°11.6'W	Miocene (?)	Calchaquense	1.31-03	1.70-04	19.7/16.4
96PU18	24°15.2'S	66°26.9'W	Mio-Pliocene	Volcanites	2.04	1.15-03	xxxxx
96PU19	24°16.2'S	66°27.4'W	Mio-Pliocene	Volcanites	0.791	3.33-03	xxxxx
96PU20	24°15.8'S	66°27.2'W	Mio-Pliocene	Volcanites	0.547	1.17-03	xxxxx
96PU22	24°13.5'S	66°26.8'W	Mio-Pliocene	Volcanites	4.51	8.05-03	xxxxx
96PU23	24°37.5'S	67°16.4'W	Lower Oligocene	Lower Pozuelos	6.01-03	2.68-04	206.2/12.6
96PU24	24°37.7'S	67°15.5'W	Lower Oligocene	Lower Pozuelos	9.55-03	2.71-04	231.7/7.9
96PU25	24°37.6'S	67°15.8'W	Lower Oligocene	Lower Pozuelos	1.14-02	2.72-04	205.5/13.5
96PU26	24°37.5'S	67°16.0'W	Lower Oligocene	Lower Pozuelos	9.51-03	2.64-04	214.7/13.2
96PU27	24°35.3'S	67°07.3'W	U. Oligocene-L. Miocene	Upper Pozuelos	3.11-02	7.72-04	325.5/15.4
96PU28	24°34.7'S	67°10.2'W	U. Oligocene-L. Miocene	Upper Pozuelos	2.36-02	8.27-04	33.7/7.9
96PU29	24°35.9'S	67°12.2'W	U. Oligocene-L. Miocene	Upper Pozuelos	4.41-03	3.64-04	8.2/11.9
96PU30	24°36.2'S	67°12.9'W	U. Oligocene-L. Miocene	Upper Pozuelos	8.59-03	2.93-04	286.4/8.4
96PU31	24°37.4'S	67°16.1'W	Lower Oligocene	Lower Pozuelos	5.74-03	3.67-04	223.7/13

Table 1: Paleomagnetic sampling: site number, location, age of sampled units, stratigraphic unit or lithology, geometric mean intensity of Natural Remanant Magnetization (NRM), geometric mean susceptibility (K) and bedding attitude.

Table 1







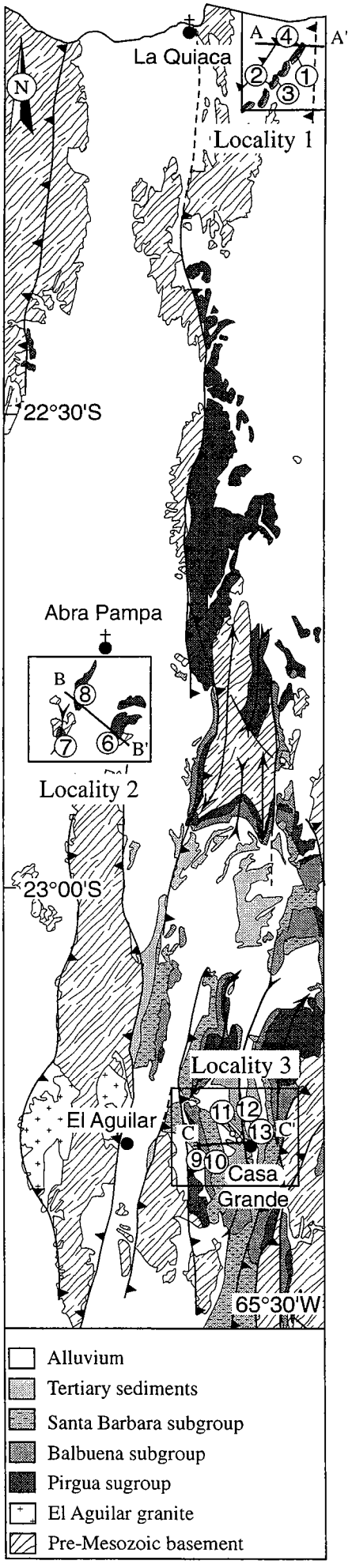


Figure 3 : Geological and structural map, northeastern edge of Puna plateau (modified after Amengual et al., 1979), showing localities 1, 2 and 3. Schematic cross-sections, indicating site locations, have no vertical exaggeration.

3.1.1. Locality 1: Ocho Hermanos ranges (Figure 3). In this northern part of the Puna, we sampled the upper member of the Pirgua Subgroup, the Los Blanquitos Formation, Santonian to Campanian in age [*Reyes and Salfity*, 1973] and the Yacoraite Formation (Balbuena Subgroup). The Los Blanquitos Formation lies in angular unconformity on Ordovician sediments of the Acoite Formation and consists of coarse-grained red sandstones of fluvial origin, interbedded with thin clay layers. It reaches a thickness of 500 m in the area [*Turner*, 1964]. The Yacoraite Formation is separated from the Los Blanquitos Formation by a thin layer of white calcareous coarse-grained sandstone of the Lecho Formation. Sites 1, 2 and 3 were sampled on the eastern side of the Ocho Hermanos ranges, where strata dip gently northwestward, whereas site 4 was sampled on the western side, where the bedding also dips gently northwestward (Fig. 3 and Table 1).

3.1.2. Locality 2: Abra Pampa (Figure 3). Sites 6, 7, 8 are in the southern central part of the valley, within the small isolated ranges of Cerro Ramada, Cerro Catari and Cerro Abra Pampa, where the Los Blanquitos Formation crops out and consists of pinkish to whitish sandstones [*Coira*, 1979]. At Cerro Ramada (site 7), Cretaceous sandstones interdigitate with a coeval trachyandesite flow, 60 m thick [*Coira*, 1979]. The succession dips gently northwestward at site 6 and steeply northwestward at sites 7 and 8 (Fig. 3 and Table 1).

3.1.3. Locality 3: Tres Cruces Basin (Figure 3). Cretaceous and Tertiary sediments were sampled in the southern part of the Tres Cruces basin, on both limbs of the Casa Grande syncline. Cores from site 9 were collected in coarse-grained red sandstones of the Pirgua Subgroup, between Casa Grande and El Aguilar, where bedding dips steeply to the ENE (Fig. 3 and Table1). In this basin, the Los Blanquitos Formation is as much as 500 m thick. Site 10 is within the Yacoraite Formation, a succesion of stromatolitic and oolitic limestones, intercalated with thin layers of blue-green and violet clays. This sequence can be as much as 200 m thick. Bedding dips steeply eastward (Fig. 3 and Table 1). Sites 11, 12 and 13 are within distal alluvial fan deposits of the Casa Grande Formation [*Fernandez et al.*, 1973]. Paleontological data have yielded an Upper Eocene age [*Fernandez et al.*, 1973] for this sequence of red mudstones and sandstones, up to 800 m thick. Strata dip gently southwestward (Fig. 3 and Table 1).

3.1.4. Locality 4: Cachi - Cerro Tintín (Figure 4). Sites 14 and 15 are along the eastern edge of the Puna plateau, in the northern part of the Valles Calchaquíes, in red evaporitic fine-grained sandstones and mudstones. These strata lie on the Santa Barbara Subgroup (Paleocene) and are overlain by a thick conglomeratic sequence. They may correlate with the Calchaquense Formation, described farther South, in the southern part of the Valles Calchaquíes. A Miocene age is generally accepted for this sequence [*González Bonorino*, 1950a; *Turner*, 1970] although recent studies have shown that ages can strongly vary from one basin to another [*Jordan and Alonso*, 1987; *Reynolds et al.*,

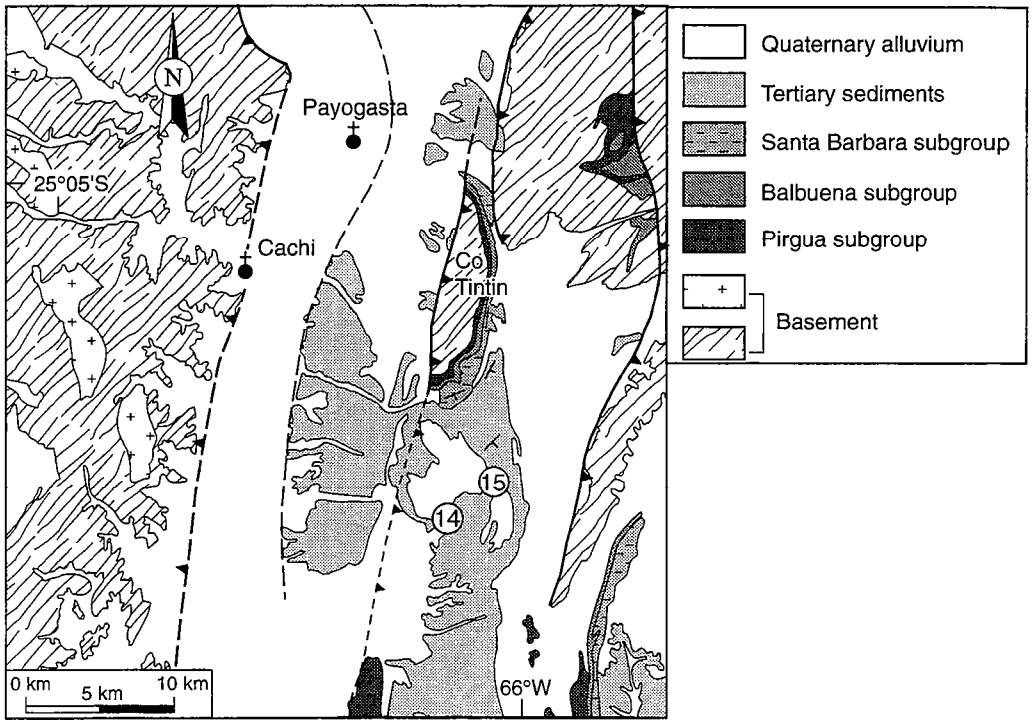


Figure 4 : Geological and structural map of Cachi-Cerro Tintín area (locality 4), based on field data and modified after Amengual et al., (1979). Map shows paleomagnetic sites 14 and 15.

1997]. Sites 14 and 15 are located beyond the southern closure of the fault-bend fold of Cerro Tintín, where bedding dips gently south-southeastward (Fig. 4 and Table1).

3.1.5. Locality 5: Negro de Chorrillos-San Gerónimo (Figure 5). Sites 18, 19, 20 and 22 are South of the Tuzzgle-El Toro lineament and West of San Antonio de Los Cobres, between the Quaternary volcanic centers of San Gerónimo and Negro de Chorrillos. The four sites are in dacitic and andesitic lavas. Bedding was difficult to measure, so results have not been submitted to tilt corrections. An early to middle Miocene age is assigned to these volcanics [*Marrett et al.*, 1994]. However, this region has been subjected to episodes of volcanic activity until the Quaternary [*Coira et al.*, 1982].

3.1.6. Localities 6a and 6b: Salar de Arizaro - Salar de Pocitos (Figure 6). Sites 23 to 31 are within Tertiary deposits, between the Salar de Pocitos and the Paleozoic range of Cumbres del Macón. Sites 23, 24, 25, 26 and 31 (locality 6a) are within the Lower Pozuelos Formation, a sequence of brown fine-grained sandstones [*Donato*, 1987], locally interlaminated with millimetre-thick salt layers. This sequence, Lower Oligocene in age [*Donato*, 1987], reaches a thickness of ~1000 m. Bedding dips gently west-northwestward. Sites 27 to 30 (locality 6b) are within the Upper Pozuelos sequence of red evaporitic sandstones and mudstones, intercalated with tuff layers [*Vandervoort et al.*, 1995]. Tuff interbeds at the base of the section have yielded an age of 23.8 ± 0.4 Ma by $^{40}Ar/^{39}Ar$ on hornblende [*Vandervoort et al.*, 1995]. The top of the section has been dated at 10.8 ± 2 Ma, by fission tracks on zircon [*Alonso et al.*, 1991]. This formation is as much as 2500 m thick and locally folded (for tilt corrections, see Table 1).

3.2. Paleomagnetic Methodology

Samples were treated in the paleomagnetic laboratory at Rennes. Remanent magnetization was measured, either with a cryogenic magnetometer (CEA-LETI) or a Schonstedt spinner flux-gate magnetometer. Characteristic directions of remanent magnetism were isolated, after progressive thermal demagnetization (10 to 15 steps) in Schonstedt furnaces or Alternating Field (AF) stepwise demagnetization using a Schonstedt AF instrument. Although thermal demagnetization was the preferred method for isolating primary magnetization in red beds, we also used AF demagnetization to clean some secondary overprints that were probably induced by lightning. At each step of thermal demagnetization, magnetic susceptibility was measured, using a Bartington susceptibility meter, in order to check magnetic mineralogical transformations upon heating. Magnetization directions were determined using "least squares lines and planes" programs, according to *Kirschvink* [1980]. The mean direction for each site was then established, following the method of combining lines and great circles, suggested by *McFadden and McElhinny* [1988]. Rotation and flattening parameters were calculated for each site, using reference paleopoles (Table 2), defined by *Roperch and Carlier* [1992]. To investigate the magnetic mineralogy of our rocks, we conducted experiments

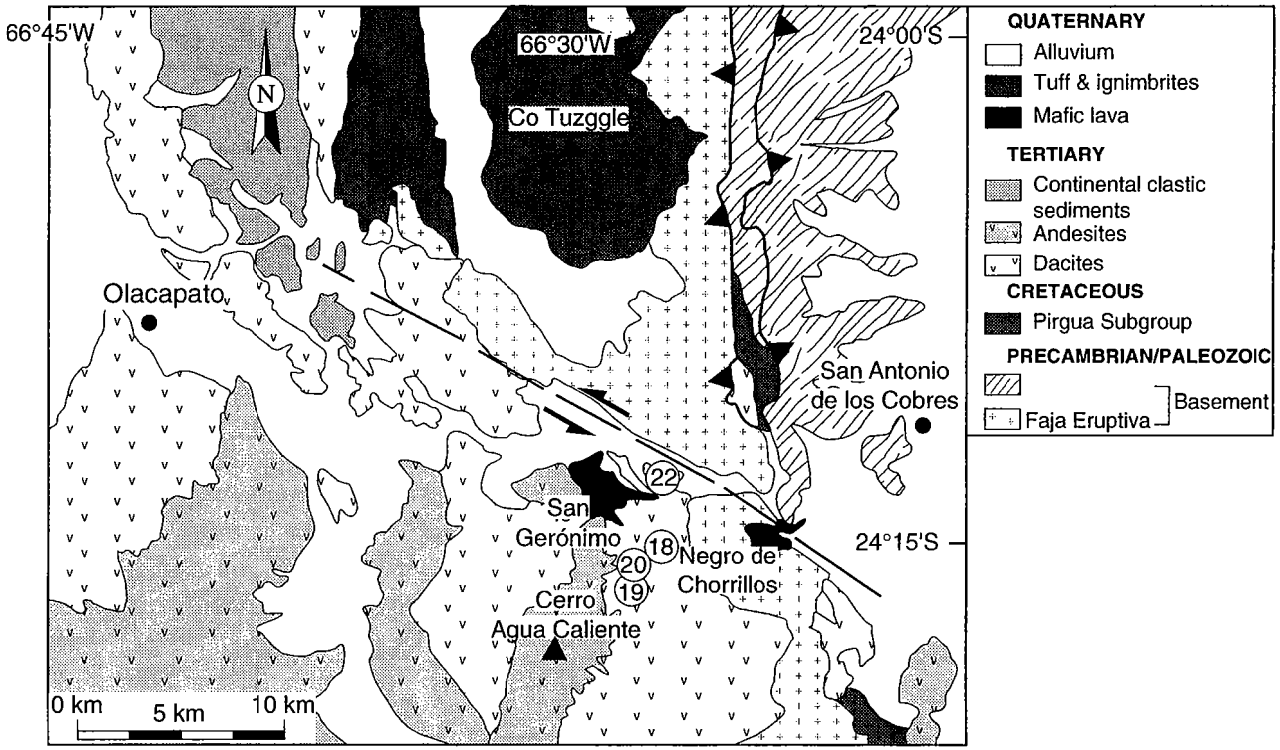


Figure 5 : Geological and structural map, Chorillos - San Gerónimo area (locality 5), based on Landsat images, field data and modified after Amengual et al., (1979). All sites were drilled within Miocene dacitic and andesitic lavas.

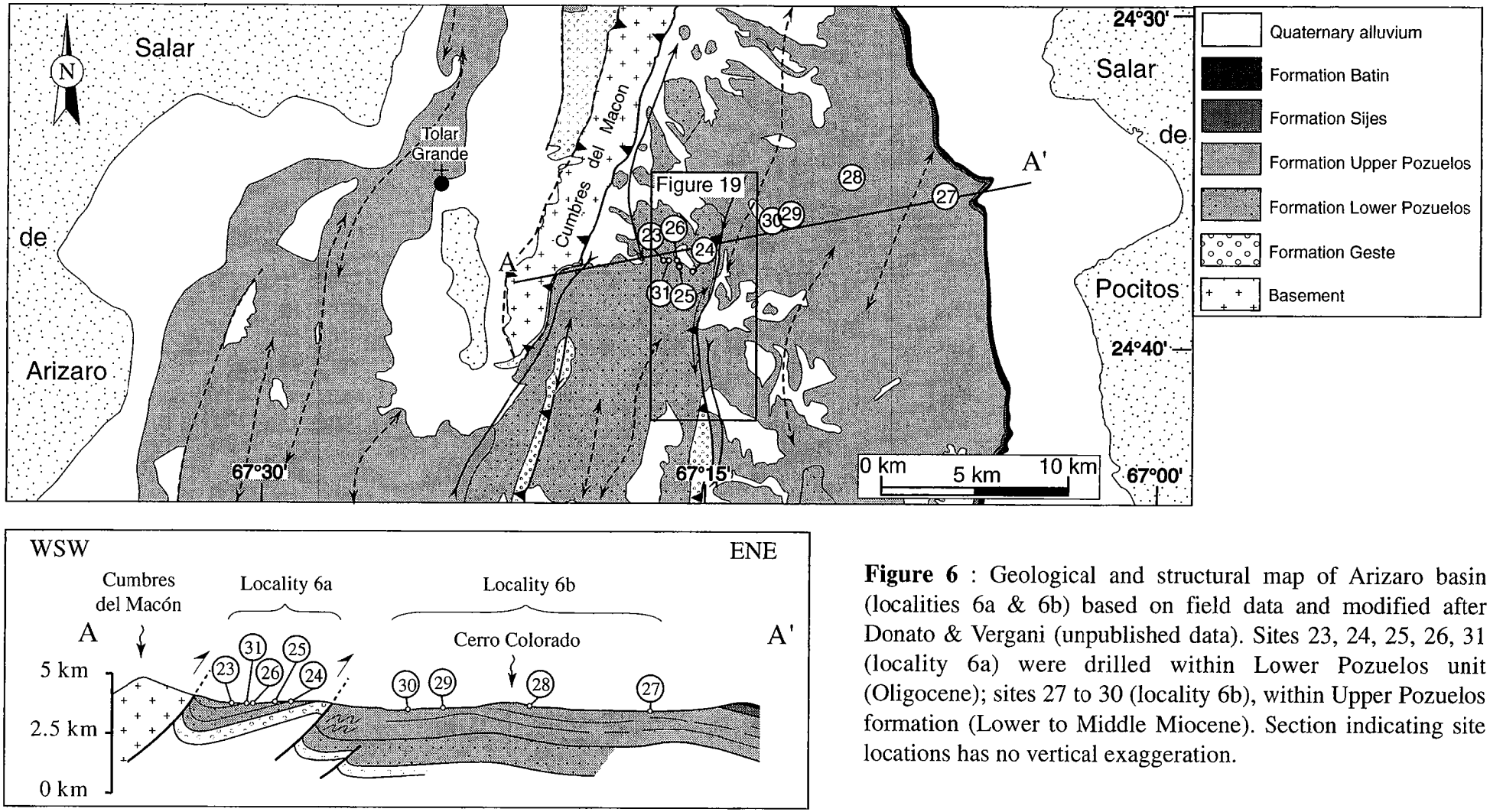


Figure 6 : Geological and structural map of Arizaro basin (localities 6a & 6b) based on field data and modified after Donato & Vergani (unpublished data). Sites 23, 24, 25, 26, 31 (locality 6a) were drilled within Lower Pozuelos unit (Oligocene); sites 27 to 30 (locality 6b), within Upper Pozuelos formation (Lower to Middle Miocene). Section indicating site locations has no vertical exaggeration.

on acquisition of Isothermal Remanent Magnetization (IRM), using about 15 steps on a Brucker electro-magnet.

Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) was measured with a spinner Kappabridge (KLY3S from AGICO).

3.3. Susceptibility and NRM intensiy (Fig. 7 and Table 1)

On a scatter plot of magnetic susceptibility versus intensity of Natural Remanent Magnetization (NRM), the points fall into 3 distinct sets (Fig. 7).

The first set represents sites within coarse-grained red sandstones of the Pirgua Subgroup, where the main magnetic carrier is hematite. Most samples show relatively low values of susceptibility (between 10^{-4} and 10^{-5} S.I. units) and NRM intensities ranging from 1×10^{-3} to 2×10^{-2} A m^{-1}. A few individual samples from this set have abnormally high values of NRM, ranging from 0.1 to 0.5 A m^{-1}, which we attribute to remagnetization by lightning.

The second set represents sites in Tertiary red sediments (mudstones or fine-grained sandstones). Compared with the first set, it has higher values of magnetic susceptibility (ranging from 10^{-4} to 10^{-3} S.I. units) and slightly higher values of NRM. This may be due to a greater proportion of paramagnetic clay minerals and titanomagnetite grains. Finally, the third set, representing sites in Mio-Pliocene volcanic rocks, has the highest values of both magnetic susceptibility and NRM, the main magnetic carrier being magnetite.

3.4. Changes in susceptibility during thermal demagnetization and IRM

During thermal demagnetization of the red sediments, curves of magnetic susceptibility as a function of temperature fell into three sets (Fig. 8a & b).

The first set includes all sites sampled within red sandstones of the Pirgua Subgroup (sites 1, 2, 3, 5, 6, 7, 8 and 9). Magnetic susceptibility did not exceed 1×10^{-4} S.I. units before heating and was steady during thermal demagnetization. IRM acquisition curves (Figs. 9a & b) and the high unblocking temperatures of the characteristic magnetic components, all indicate that the main carrier of magnetization is hematite. However, in sample 96PU0103A (Fig. 9a), the rapid increase of IRM intensity for applied fields of up to 300 mT also reveals magnetite. For a maximum field of 1200 mT, IRM intensities acquired by samples from site 1 slightly exceed 2 A m^{-1}, whereas they reach values greater than 6 A m^{-1} for site 7 (Figs. 9a & b).

The second set includes sites 14, 15, 23, 24, 25 and 31, as well as five cores from site 28 (Fig. 8a). IRM acquisition curves show that samples from sites 14 and 15 contain a fraction of magnetite (Fig. 9c), whereas samples from the Lower Pozuelos Formation (sites 23, 24, 25 and 31) contain hematite and minor amounts of magnetite (Fig. 9d). The magnetic susceptibility reached values of 3×10^{-4} to 1.5×10^{-3} S.I. units

	Reference	VGP	
Age (Ma)	Latitude	Longitude	α 95
10	84.5	137.4	2.3
30	80.5	107.3	2.7
50	78.9	127	4.3
80	78.9	183	3.5

Table 2: Reference Virtual Geomagnetic Poles (VGP) used for the calculation of rotation parameters, according to Roperch and Carlier (1992).

Table 2

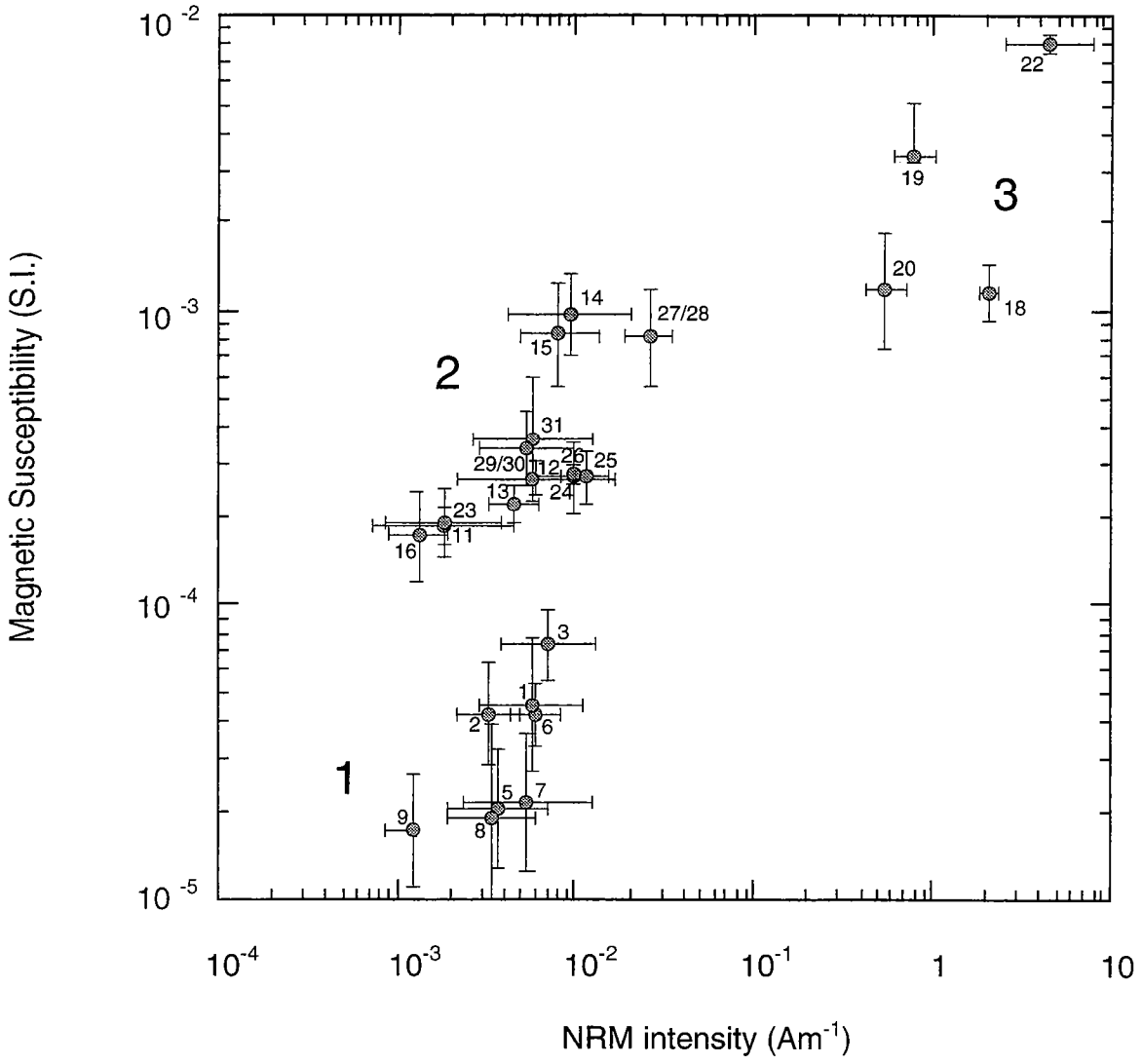


Figure 7 : Cross plot of mean-site NRM intensity versus the mean-site magnetic susceptibility. Diagram shows three distinct set. First set includes all sites drilled within Cretaceous Pirgua Formation; second set, sites within tertiary continental red beds; third set, sites in volcanics.

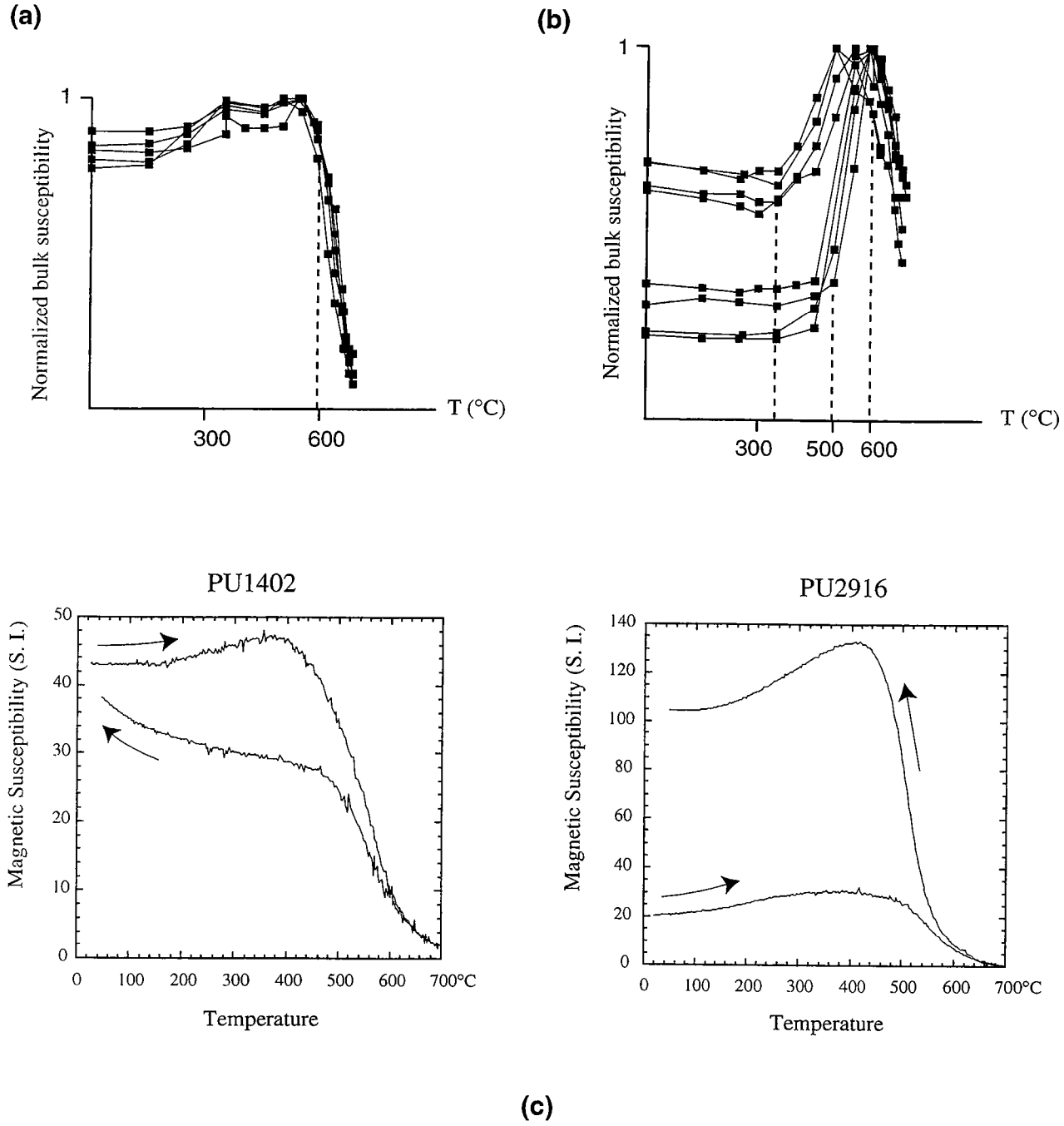


Figure 8 : Change in normalized bulk susceptibility during thermal demagnetization for representative samples from (a) sites 14, 15, 23, 24, 25, 31 and part of site 28; (b) sites 11, 12, 13, 26, 27/28, 29, 30 and part of sites 24 and 31. Susceptibility versus temperature curves (K-T curves) of two samples from Calchaquense Formation (PU1402) and Upper Pozuelos Formation (PU2916) (c). For explanation, see text.

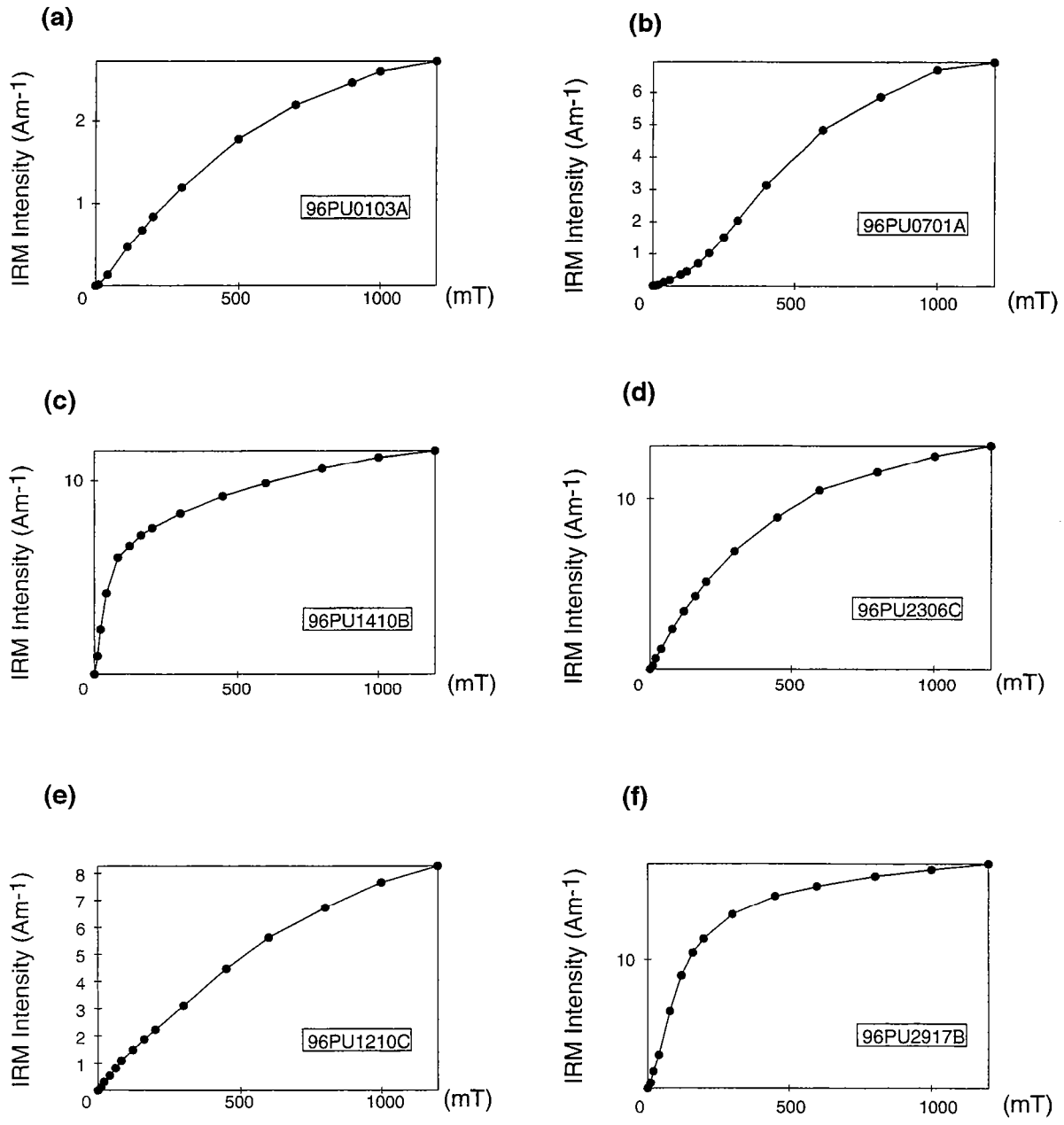


Figure 9 : Normalized intensity of Isothermal Remanent Magnetization (IRM) for representative samples from Pirgua sediments (a & b) and Tertiary red beds (c, d, e, & f). For explanation, see text.

before heating and abruptly decreased above 600°C (Fig. 8a), suggesting that the magnetite fraction was oxydized to hematite.

The third set includes sites 11, 12, 13, 26, 27/28, 29 and 30, as well as part of sites 24 and 31 (Fig. 8b). IRM acquisition curves on samples of the Casa Grande Formation show that the main magnetic mineral is hematite (Fig. 9e). In contrast, samples from the Upper Pozuelos Formation (sites 27/28, 29 and 30) contain large fractions of magnetite, together with hematite (Fig. 9f). The magnetic susceptibility was between 2 x 10^{-4} and 8 x 10^{-4} A m^{-1} before heating, increased markedly between heating steps of 450°C and 600°C and then abruptly decreased above 600°C (Fig. 8b), suggesting that a new magnetic mineral, probably magnetite, formed between 450°C and 600°C and was later oxydized at higher temperatures to hematite. Low-field thermomagnetic measurements confirm that magnetite is present in sample PU1402 before heating while it is created during heating in sample PU2916 (Fig. 8c).

3.5. Behaviour During Thermal Demagnetization and Characteristic Directions

During thermal demagnetization, we observed, either (1) a well-defined single component of magnetization, or (2) a low-temperature overprint of normal polarity, due to sample viscosity, or abnormal components, due to lightning.

Characteristic directions used for calculation of a mean direction per site were determined by least-squares fit through the origin, allowing an average angular deviation of 4.4° around the best-fit line. For some samples, a great circle path between the secondary component and the primary magnetization was determined when it was not possible to define entirely the primary component. The mean-site direction was then calculated, using the method of *McFadden and McElhinny* [1988]. Out of 29 sites sampled, 9 sites (4, 5, 9, 10, 11, 12, 13, 16 and 26) did not provide characteristic mean directions. Approximatively two thirds (64%) of the samples had normal polarity. When both polarities were encountered at different stratigraphic levels within a site, the reversed directions were shifted to normal ones, before calculation of mean characteristic directions.

3.5.1. Localities 1 and 2. For most samples from sites 1, 2 and 3, thermal cleaning revealed a single magnetic component, (Fig. 10a & b). At site 96PU02, a few samples presented an intense secondary magnetization due to an overprint by lightning. For the 3 sites, bedding dips uniformly at 21° to 35° northwestward. The tilt-corrected mean direction for these 3 sites is D = 22.3°, I = -22.4°, a_{95} = 12° (Fig. 10c and Table 4). Although it was not possible to perform a complete fold test for this area, the shallow inclination of in-situ magnetization suggests that it was acquired before folding.

For sites 4 and 5, we were unable to isolate characteristic directions. These sites were therefore rejected.

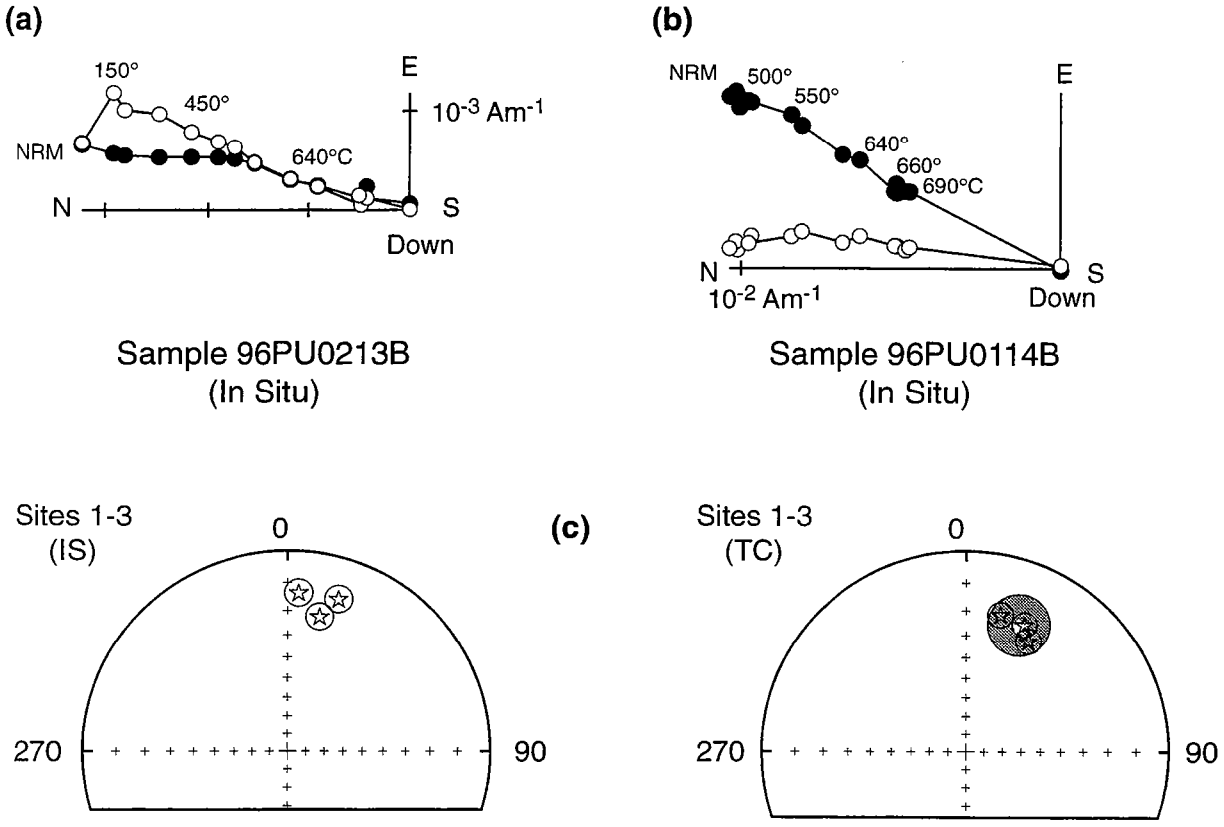


Figure 10 : Typical orthogonal diagrams (a & b), for thermal demagnetization of red sandstones of the Pirgua Formation at locality 1. Orthogonal vector projections (in-situ coordinates) show changes in magnetization with temperature, from initial attitude (NRM), toward full demagnetization at origin. Solid (or open) circles are in horizontal (or vertical) plane. Sample 96PU0213B (a) shows single component of magnetization, defined over large interval of temperature. Fro sample 96PU0114B (b), very high unblocking temperatures demonstrate that hematite is the main magnetic carrier of the characteristic magnetization. (c) Equal-area projeactions are for mean directions from three sites of the Ocho Hermanos range. Open symbols are projections in upper hemisphere. Grey symbol is mean direction. Diagrams show data in in-situ coordinates (left) and tilt-corrected coordinates (right). A pre-tectonic origin of magnetization for all three sites is suggested by small in-situ inclinations, incompatible with post-folding magnetization.

Site	Age (Ma)	n	N	*k*	α95	expected direction		In situ		Tilt corrected		R	ΔR	F	ΔF
						D	I	D	I	D	I				
96PU01	80	15	15	216.9	4.8	348.5	-44.0	18.1	-13.1	24.3	-20.8	35.8	5.2	-23.2	5.2
96PU02	80	12	13	74.3	5.2	348.5	-44.1	13.0	-21.2	29.0	-26.0	40.5	5.6	-18.1	5.5
96PU03	80	10	13	103.3	4.8	348.5	-44.1	3.9	-13.5	13.8	-20.1	25.3	5.1	-24.0	5.2
96PU06	80	12	14	23.5	9.2	348.4	-44.8	7.9	-30.5	21.7	-48.0	33.3	11.5	3.2	8.2
96PU07	80	14	14	130.0	3.5	348.4	-44.8	345.9	-49.6	56.5	-47.6	68.0	5.2	2.8	4.5
96PU08	80	7	10	96.1	7.1	348.5	-44.7	353.5	-24.1	48.0	-44.7	59.5	8.6	0.0	6.7
96PU14	10	24	30	30.8	5.4	177.5	49.4	227.7	41.1	215.5	34.9	38.0	5.7	-14.5	4.8
96PU15	10	6	11	40.4	11.1	177.5	49.4	225.1	43.3	210.2	34.0	32.7	11.0	-15.4	9.1
96PU18	10	10	10	153.0	3.9	357.5	-48.3	10.0	-38.0	xxxx	xxxx	12.5	4.5	-10.3	3.8
96PU19	10	7	7	324.6	3.4	357.5	-48.3	11.7	-29.1	xxxx	xxxx	14.2	3.8	-19.2	3.5
96PU20	10	8	8	221.3	3.7	357.5	-48.3	9.3	-33.4	xxxx	xxxx	11.8	4.1	-14.9	3.7
96PU22	10	7	8	50.9	8.5	357.5	-48.2	35.7	-25.2	xxxx	xxxx	38.2	7.8	-23.0	7.1
96PU23	30	9	9	11.6	15.9	181.1	53.5	169.0	28.6	175.7	35.4	-5.4	15.9	-18.1	12.9
96PU24	30	9	12	17.0	10.1	1.1	-53.5	352.7	-34.7	356.2	-41.2	-4.9	18.5	-12.3	13.8
96PU25	30	11	11	7.7	17.6	1.1	-53.5	359.9	-24.1	6.3	-28.9	5.2	16.4	-24.6	14.3
96PU27/2	10	11	11	59.6	6.0	357.4	-48.6	5.6	-33.2	1.1	-30.9	3.7	6.0	-17.7	5.2
96PU29	10	15	18	21.0	8.5	177.4	48.6	198.7	38.0	189.1	39.6	11.7	9.1	-9.0	7.1
96PU30	10	5	7	31.3	17.3	177.4	48.6	200.1	33.0	200.7	41.4	23.3	18.8	-7.2	14.0
96PU31	30	17	19	30.6	6.6	181.1	53.5	179.1	27.2	185.3	35.5	4.2	7.0	-18.0	5.7

Table 3: Paleomagnetic results for the Puna: site number, age, number of samples used for statistics (n), number of samples measured (N), grouping parameter (k), radius of circle of confidence at 95% probability level (α_{95}), expected mean direction (expressed as declinaison, D, and inclinaison, I), mean direction in situ and after tilt correction, calculated rotation (R) and associated error (ΔR), calculated flattening (F) and associated error (ΔF)

Table 3

Locality	Reference age (Ma)	N	In Situ D	In Situ I	Tilt Corrected D	Tilt Corrected I	*k*	α95	R	ΔR	F	ΔF
Locality 1 (sites 1 to 3)	80	3	11.7	-16.0			95.0	12.7				
					22.3	-22.4	106.0	12.0	**33.8**	**10.9**	**-21.7**	**10.2**
Locality 2 (sites 6 to 8)	80	3	356.6	-35.0			26.0	24.8				
					42.3	-47.7	43.0	19.0	**53.9**	**23.4**	**2.9**	**15.6**
Locality 4 (Sites 15-14)	10	30*	227.4	41.5			33.1	4.6				
					214.7	34.7	32.9	4.7	**37.2**	**5.0**	**-14.7**	**4.3**
Locality 5 (sites18-20,22)	10	4	17.0	-31.9			43.0	14.1	**19.5**	**13.5**	**-16.4**	**11.5**
Locality 6a (sites 23-25,31)	30	4	355.3	-28.7			160.0	7.3				
					1.1	-35.4	140.0	7.8	**0.0**	**8.1**	**-18.0**	**6.6**
Locality 6b (sites 27 to 30)	10	3	14.8	-34.3			117.0	11.4				
					9.9	-37.6	71.0	14.8				
Locality 6b (*)	10	3			12.3	-39.0	1529.0	3.2	**14.9**	**3.9**	**-9.5**	**3.3**

Table 4: Mean paleomagnetic results per locality: locality number, reference age, number of data used for calculatio at site level (N) or at sample level (N*), mean declinaison (D), mean inclinaison (I), Fischer's precision parameter (k), radius of circle of confidence at 95% probability level (a 95), calculated rotation (R) and associated error (ΔR), calculated flattening (F), and associated error (ΔF).

For locality 6b(*), our data are grouped with those of Prezzi and Vilas, [1998].

Table 4

For sites 7 and 8 (near Abra Pampa), magnetization is significantly different from that observed for site 6. For site 7, the magnetization is unblocked at high temperatures (Fig. 11a). The mean characteristic direction for this site has almost the same inclinations, before or after tilt correction (Fig. 11b and Table 3). If magnetization was pre-tectonic, the tilt-corrected direction indicates a large clockwise rotation; if post-tectonic, no significant rotation. In contrast, for samples from site 8, secondary magnetization was not always completely removed at 680°C, but well-defined demagnetization paths head toward a characteristic direction. Before bedding correction, the magnetization has a shallow inclination (Table 3), incompatible with a post-folding magnetization. After tilt correction, the direction is not too different from the one observed for site 7 (Fig. 11b and Table 3). This suggests that the magnetization at site 7 may indeed be pre-tectonic. For sites 6, 7 and 8, the tilt-corrected magnetic component has an attitude of D = 42.3°, I = -47.7°, a_{95} = 19° (Table 4).

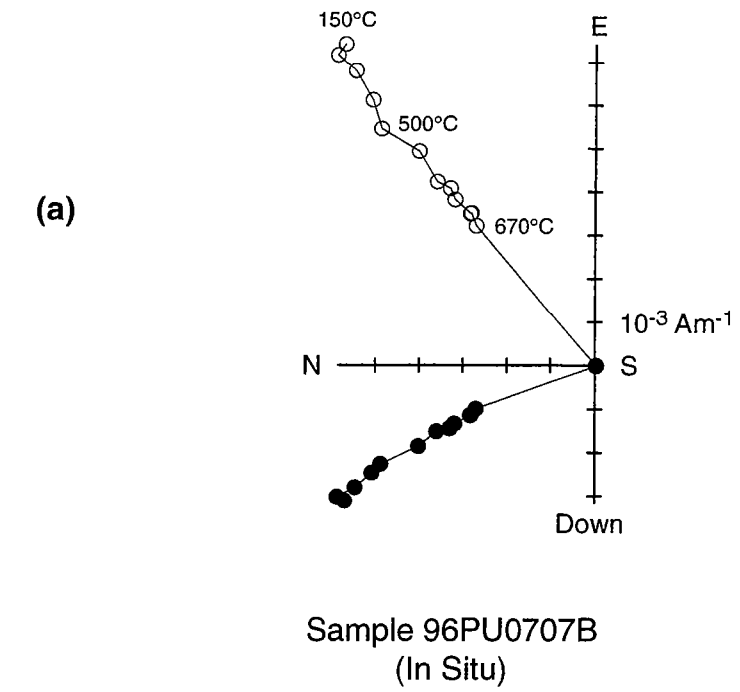
Samples from sites 1, 2, 3, 6, 7 and 8 show only normal components (Table 3), suggesting that magnetization was acquired during the long Cretaceous interval of normal polarity, i.e. before 84 Ma.

3.5.2. Locality 3. None of the five sites from this locality provided clear characteristic results. For sites 9 and 10, failure may be due to inadequate lithology. For sites 11 and 12, in red mudstones, the magnetization is of reverse polarity, but the mean directions are not accurate, because of large dispersion. They may be good enough for magnetostratigraphic purposes, but they are useless for determining tectonic rotations.

3.5.3. Locality 4. Samples from sites 14 and 15 show reverse components of magnetization over a large range of temperatures (Fig. 12). The mean tilt-corrected magnetic direction for sites 14 and 15 is D = 214.7°, I = 34.7°, a_{95} = 4.7° (Table 4).

3.5.4. Locality 5. Sites 18, 19 and 20 show well-defined characteristic magnetizations of normal polarity with high unblocking temperatures (> 500°C) (Fig. 13a) or high to medium destructive fields (10 - 80 mT). Site 22 shows a slightly different behavior. Two or three magnetic phases are present: one with low unblocking temperatures could be maghemite as indicated by the large decrease in susceptibility after heating to about 300°C; the other with unblocking temperatures in between 550°C to 590° is probably magnetite while the residual magnetization after heating above 600°C is likely carried by hematite (Fig. 13b). The magnetization within a sample is however univectorial. We did not find good evidence for folding and so the mean magnetic direction was not corrected for tilt; we obtained D = 17, I = -31.9°, a_{95}= 14.1° (Fig. 13c and Table 4).

3.5.5. Localities 6a and 6b. Sites 27, 28, 29 and 30 are in the upper member of the Pozuelos Formation (locality 6b). Only two cores were taken at site 27 and so they were combined with those from nearby site 28. Most samples with reverse characteristic components of magnetization showed a normal overprint, that was removed at low to intermediate temperatures. For sample 96PU2701A (Fig. 14a), a normal overprint was



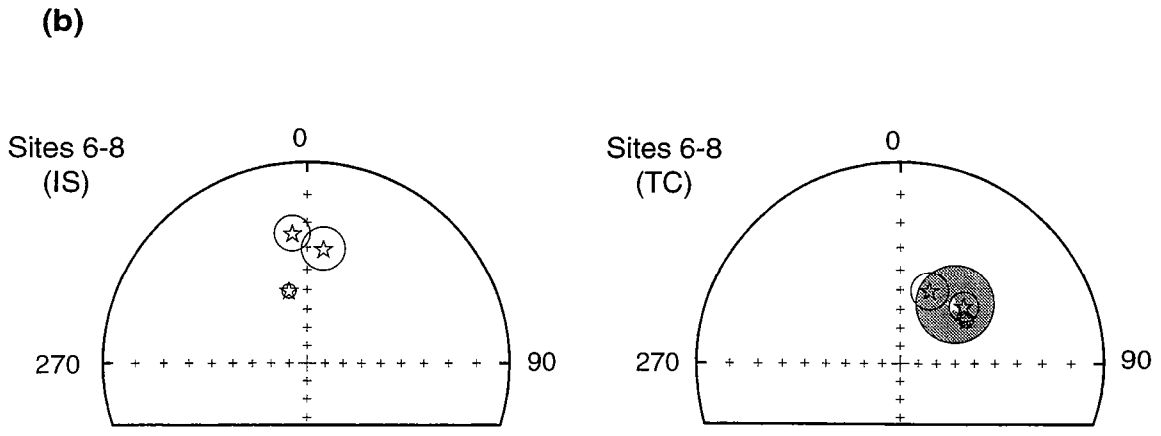
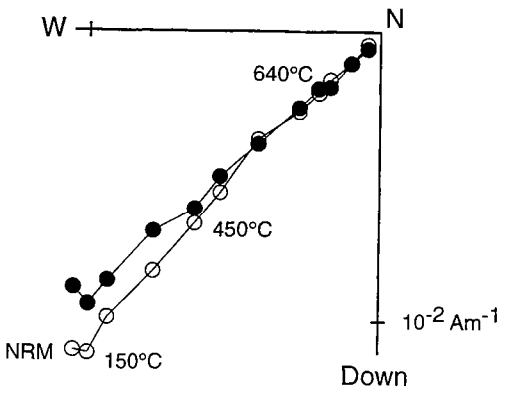


Figure 11 : Orthogonal vector projections (a) of thermal demagnetization for Pirgua Formation, Abra Pampa area (locality 2). Symbols and conventions are as for Figure 10. The characteristic magnetization for sample 96PU0707B has unblocking temperatures in between 500°-680°C. Stereographic projections (b) are for locality-mean directions. Symbols and conventions as for Figure 10.



Sample 96PU1405A
(In Situ)

Figure 12 : Orthogonal vector projections (a) of thermal demagnetization of tertiary red beds, Cachi-Cerro Tintín area (locality 4). Symbols and conventions are as for Figure 10. Sample 96PU1405A shows single component of magnetization, defined over the whole temperature range.

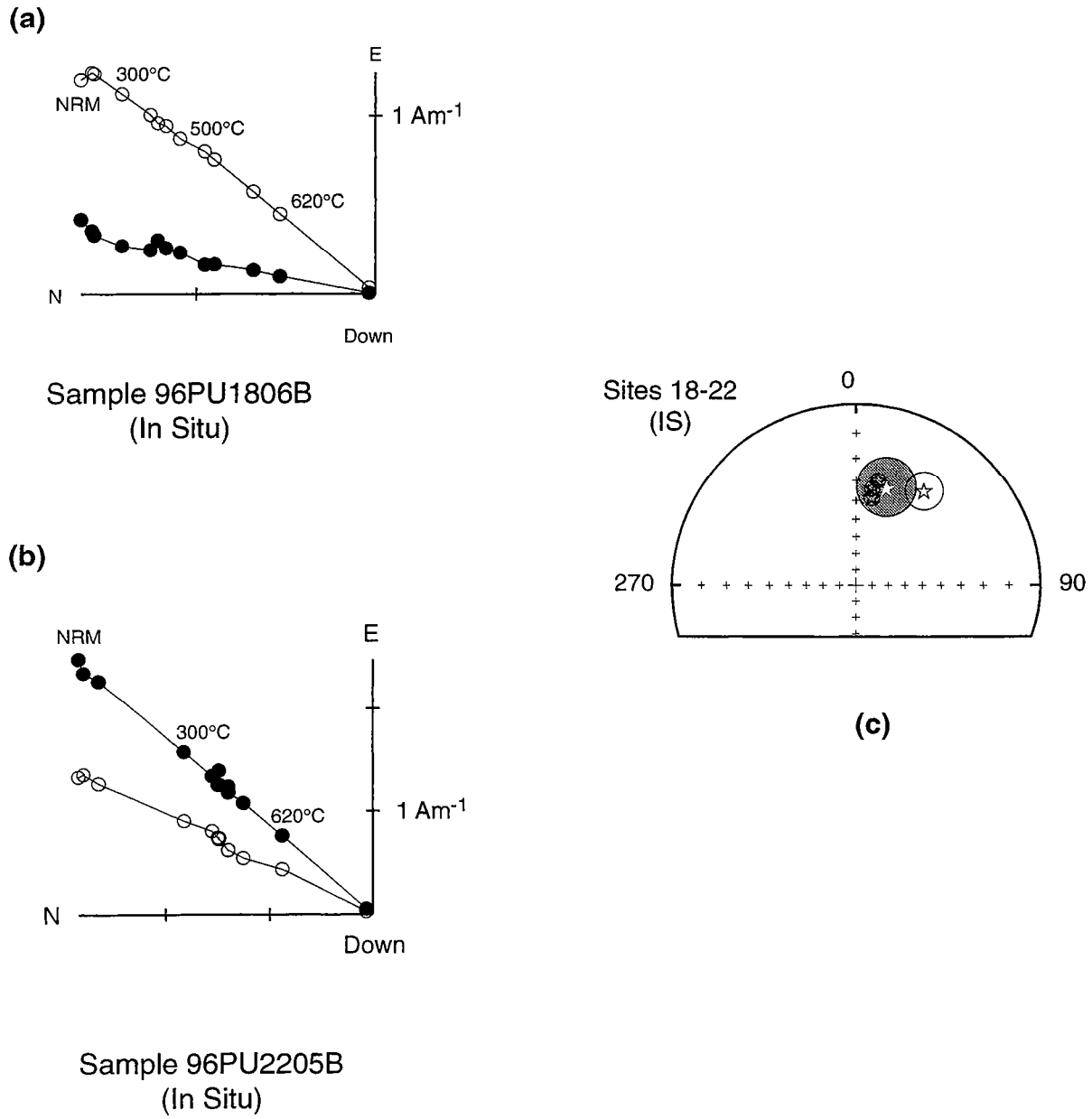


Figure 13 : Orthogonal diagrams (a, b) of thermal demagnetization of Miocene volcanics, Chorillos - San Gerónimo area (locality 5). Symbols and conventions are as for Figure 10. For sample 96PU1806B (a), primary magnetic component has unblocking temperature smaller than 640°C, main carrier of magnetization being magnetite. For sample 96PU2205B (b), unblocking temperatures in between 250°-300°C suggest maghemite as the magnetic carrier in agreement with the large decrease in susceptibility observed during heating. Above 300°C, the same characteristic direction is also carried by magnetite and hematite. Stereographic projection (c) is for locality-mean directions. Symbols and conventions are as for Figure 10. Locality-mean direction was calculated without tilt-correction.

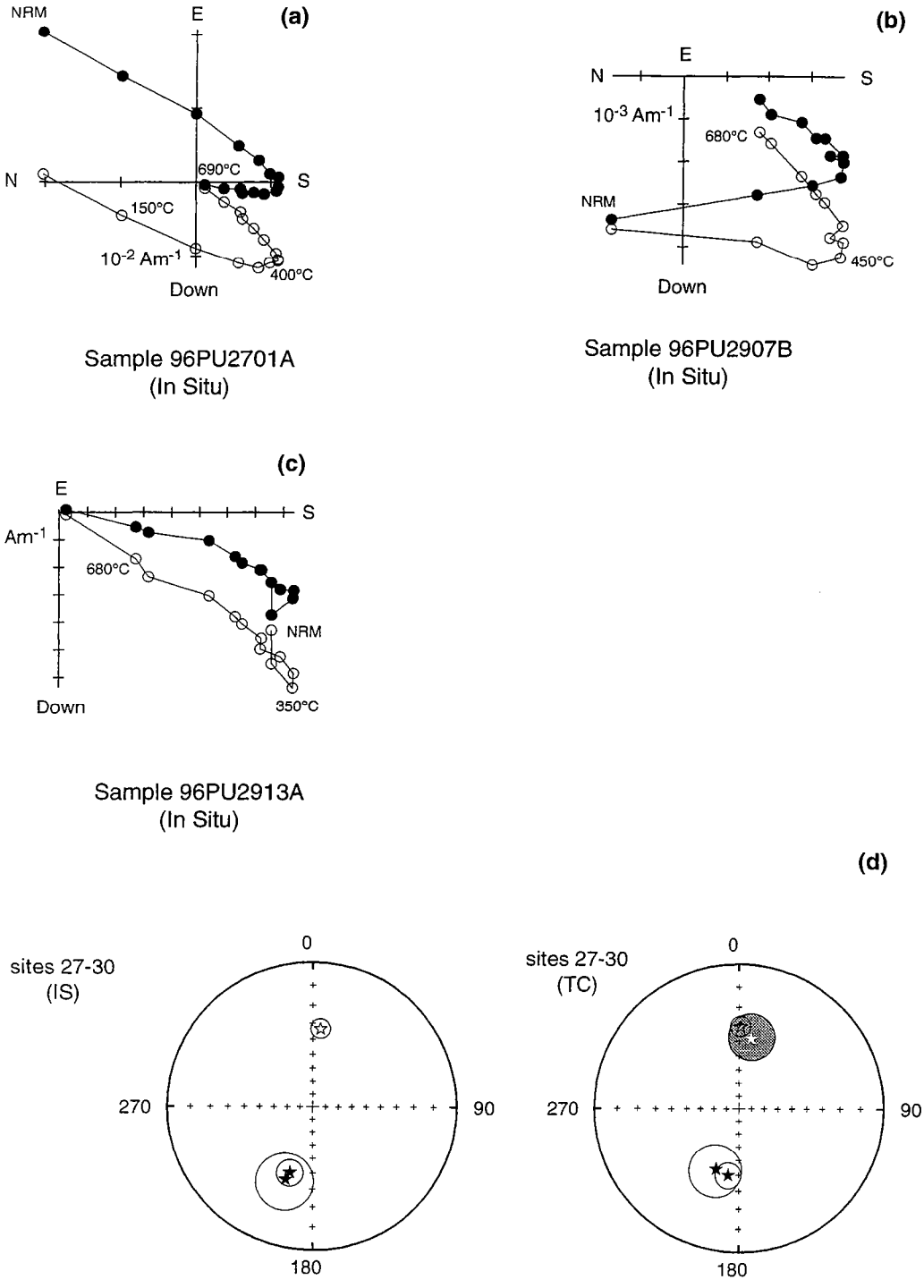


Figure 14 : Orthogonal diagrams of thermal demagnetization (a, b and c), Upper Pozuelos Unit, Arizaro basin (locality 6b). Symbols and conventions are as for Figure 10. samples with reverse magnetization often show secondary normal overprint. In sample 96PU2701A (a), normal overprint is removed at 400°C. Samples from site 29 (b and c) show one or two components of magnetization. Primary component is of high temperature. Stereographic projections (d) are for locality-mean directions. Symbols and conventions as for Figure 10. Tilt-corrections are minor as dips of strata are gentle (Table 1). As both polarities of geomagnetic field are recorded at this locality, reversed directions have been shifted to normal population for calculation of mean-locality characteristic direction.

almost entirely removed at 400°C. However, for a few samples, an overlap of both magnetizations was found over the whole demagnetization spectrum, the demagnetization path going along a great circle through the characteristic direction. Samples from site 28 show only normal components of magnetization, whereas those from site 29 have reverse components. At all sites, bedding is gently-dipping; thus whereas it is easy to identify a normal overprint, when primary magnetization is of reverse polarity, it is more difficult to separate the primary normal magnetization from a present-day field overprint.

For site 29, a characteristic magnetic component was defined at very different unblocking temperatures, ranging from 300 to 620°C. Some samples show a well-developed overprint (Fig. 14b), removed for temperatures higher than 450°C, whereas others do not show significant overprinted magnetization (Fig. 14c). Finally, upon thermal demagnetization, some samples from site 30, also of reverse polarity, behaved similarly to those of site 27. Other samples show a heavy secondary magnetic component of normal polarity, which is not always completely reset at 680°C. Nevertheless, paths of demagnetization demonstrate that this site is of reverse polarity. Amongst sites 27/28, 29 and 30, the mean strike of the bedding varies, but dips are often very gentle. The tilt-corrected mean direction for the four sites is D = 9.9°, I = -37.6°, a_{95} = 14.8° (Fig. 14d and Table 4).

Paleomagnetic results from two localities within the same area have been reported by *Prezzi and Vilas* [1998]. The mean direction for these two localities were combined with the mean direction obtained in this study. The final mean direction is D= 12.3°, I= -39.0°, a_{95} = 3.2°

The second set of sites (23, 24, 25 and 31; locality 6a) are in the Lower Pozuelos Formation. Samples from sites 23 and 31 were all of reverse polarity and had similar behaviors upon thermal demagnetization. Their characteristic components of magnetization began to be removed at temperatures ranging from 150°C to 640°C. In some samples, a "secondary" magnetic component was not always completely removed at 680°C . For samples from sites 24 and 25, magnetizations are of normal polarity and a single magnetic component (Fig. 15a) is defined for various temperature ranges. For all sites, bedding dips gently (8° - 13°) northwestward and the tilt-corrected mean direction is D = 1.1°, I = -35.4°, a_{95} = 7.8° (Fig. 15b and Table 4).

3.6. Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS)

Anisotropy of magnetic susceptibility is expressed by comparing values of magnetic susceptibility values in three mutually perpendicular directions. The three eigenvalues, K_{max}, K_{int} and K_{min}, represent the long, intermediate and short semi-axes of the AMS ellipsoid. Mineralogically, K_{max} is associated with magnetic lineation and K_{min} with the pole to magnetic foliation. In sedimentary rocks, magnetic foliation is

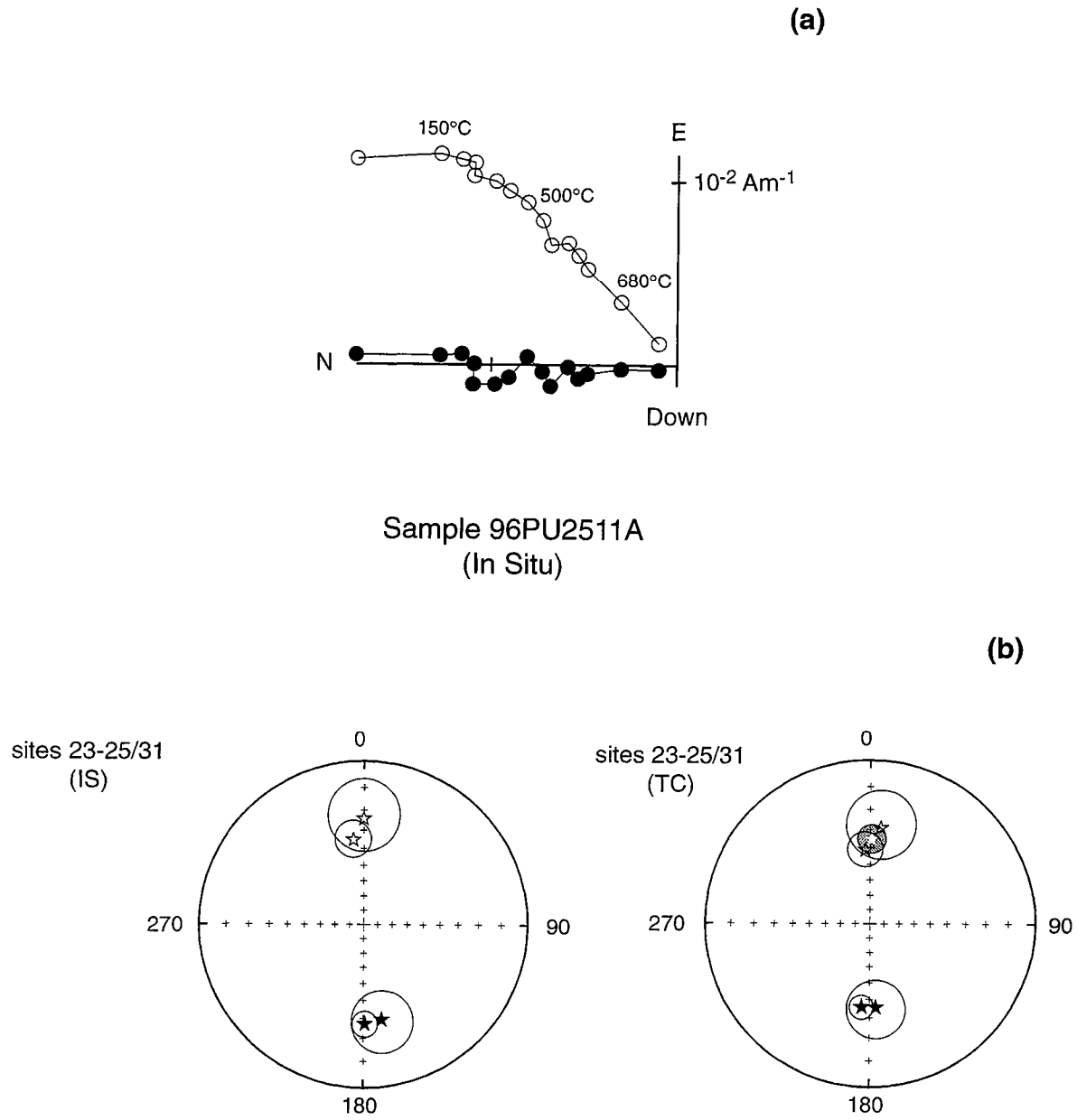


Figure 15 : Orthogonal diagram of thermal demagnetization (a), Lower Pozuelos Unit, Arizaro basin (locality 6a). Symbols and conventions are as for Figure10. Sample 96PU2511A shows single component of magnetization, removed at high temperature (>680°C). Stereographic projection (b) os for locality-mean directions. Symbols and conventions as for Figure 10.

initially controlled by depositional processes and enhanced by compaction, whereas magnetic lineation can result from various processes, such as the alinement of elongate particles by currents of water [*Hamilton and Rees*, 1970], or the interference of bedding and horizontal tectonic compression.

We investigated the AMS of all samples (Fig. 16 and Table 5). For the Pirgua Formation, no significant results were obtained on red sandstones. Only samples with a significant clay content displayed consistent results at site level. Some AMS measurements were also made on samples heated during the course of thermal demagnetization. As indicated before, increases in susceptibility after heating are common in samples from the Arizaro basin. There is also a change in the AMS ellipsoid between both sets of data (Table 5). The susceptibility increases are associated with an increase in the degree of anisotropy and especially in K_{min}. However, the main directions of the ellipsoid are not changed. We attribute the increase in K_{min} to nucleation of stable maghemite or magnetite grains within clay layers. This process enhances magnetic foliation, which is parallel to bedding. Under these circumstances, it would be dangerous to use magnetic anisotropy as a measure of compaction.

4. Results

We present our results in terms of inclination, declination and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). With reference to Apparent Polar Wander Paths (APWPs), obtained by *Roperch and Carlier* [1992] for stable South America (Table 2), we have also calculated parameters of flattening (inclination errors) and rotation (Table 4).

4.1. Inclination Flattening

At almost all localities, our inclinations are flatter than predicted. An exception is locality 2, where inclination is as expected (Fig. 17).

To obtain paleomagnetic directions close to those expected from a geocentric dipole, we tried to sample so as to include secular variations. For Tertiary localities, where only one polarity was observed, these secular variations may not have been fully averaged. This may have introduced slight errors in mean characteristic directions.

The mean directions determined at each site have been plotted on stereograms, both before tilt correction (in situ) and after it (Fig. 18a & b). In situ directions are scattered, particularly reverse ones (Fig. 18a). Tilt correction results in better grouping (Fig. 18b), confirming that magnetization is of pre-tectonic origin.

A systematic shift of inclinations toward low values cannot be explained by southward latitudinal motion of the studied area. Other causes must be sought. The most likely is lithology. Most localities are within red beds and inclination errors have already

Locality	Stratigraphic Unit	n	Kmax	In situ D	In situ I	Tilt corrected D	Tilt corrected I	P1	P2	Kmin	In situ D	In situ I	Tilt corrected D	Tilt corrected I	P1	P2	L	F	%An
6a	Lower Pozuelos (a)	31	1.019	2.1	9.6			7.1	3.1	0.977	125.8	73.1			4.8	3.0	1.017	1.027	4.4
	Lower Pozuelos (b)	29	1.049	4.8	7.1			3.6	2.4	0.921	134.6	79.0			3.3	2.3	1.02	1.12	14.0
	Lower Pozuelos	60	1.034	3.6	7.8	2.9	1.7	2.9	2.0	0.949	132.6	77.7	207.2	88.1	2.5	2.0	1.018	1.069	8.9
6b	Upper Pozuelos (a)	4	1.015	14.1	1.5			11.5	4.5	0.983	278.9	73.8			11.5	4.5	1.014	1.019	3.3
	Upper Pozuelos (b)	17	1.038	15.6	2.2			4.7	2.6	0.950	263.1	84.2			5.1	3.1	1.027	1.064	9.3
	Upper Pozuelos	21	1.034	15.5	2.2	16.1	0.4	4.4	2.5	0.957	265.8	83.6	111.0	85.7	5.9	2.5	1.025	1.055	8.1
4	Calchaquense	33	1.023	41.8	-8.3	40.2	-1.7	10.0	2.3	0.964	344.0	74.7	103.7	86.2	3.8	2.7	1.011	1.049	6.1
3	Casa Grande	39	1.006	31.3	-17.4	33.2	-2.1	16.1	4.3	0.991	74.2	66.8	108.6	81.7	8.4	4.3	1.004	1.011	1.5

Table 5: Anisotopy of Magnetic Susceptibility (AMS): locality number, lithological unit, number of samples (n), used to determine the mean normalized susceptibility tensor, eigenvalue (Kmax, Kint or Kmin) and orientation of respective eigenvector, expressed as declinaison (D) and inclinaison (I), in-situ or in tilt-corrected coordinates, parameters (P1, P2) of confidence ellipse at 95% certainty level, parameters of lineation (L) and foliation (F), percentage anisotropy (% An= 100 * Kmax / Kmin).

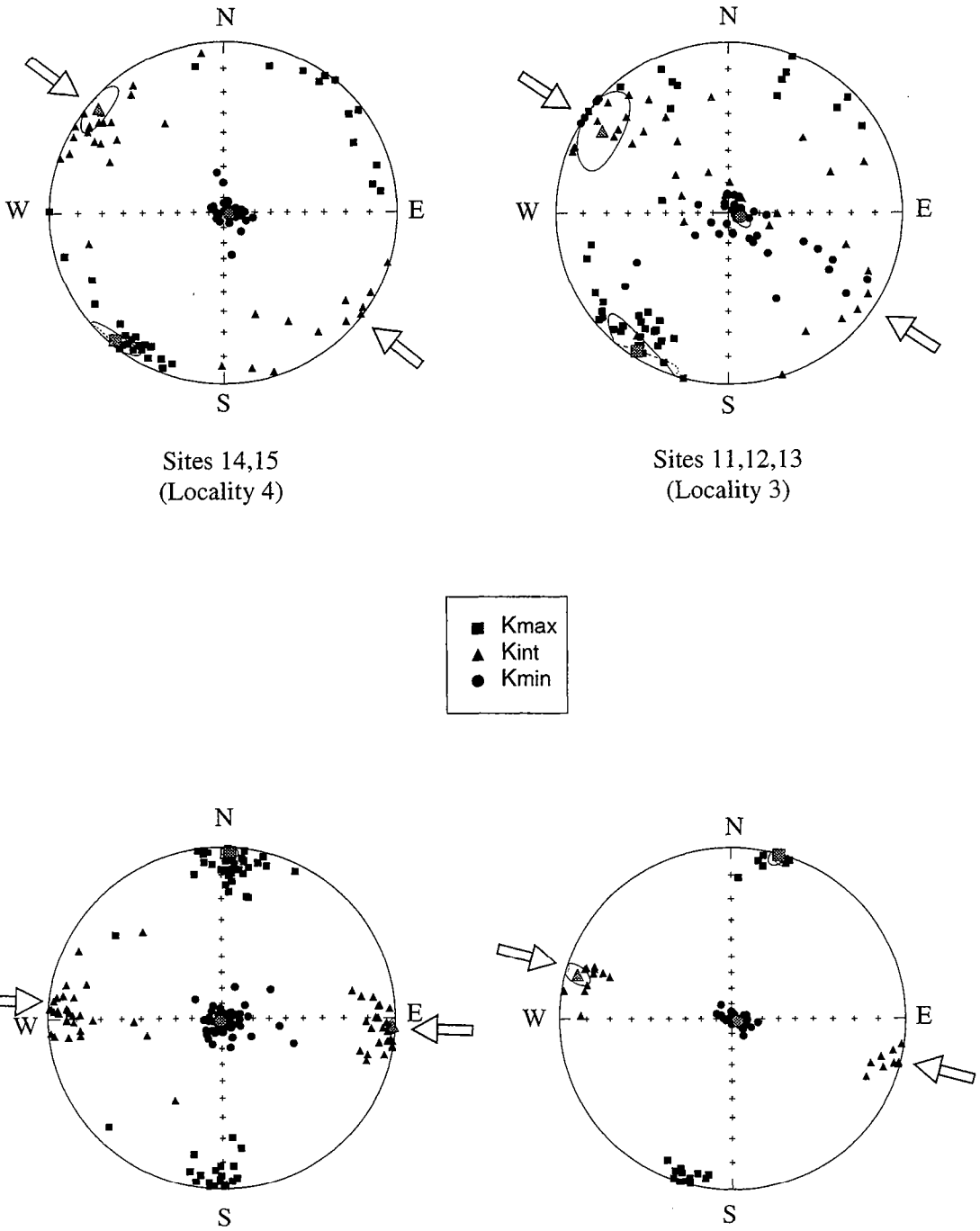


Figure 16 : Stereographic area projections of AMS directions for individual samples from various sites, in tilt-corrected coordinates. White arrows indicate K_{int} direction (principal direction of shortening).

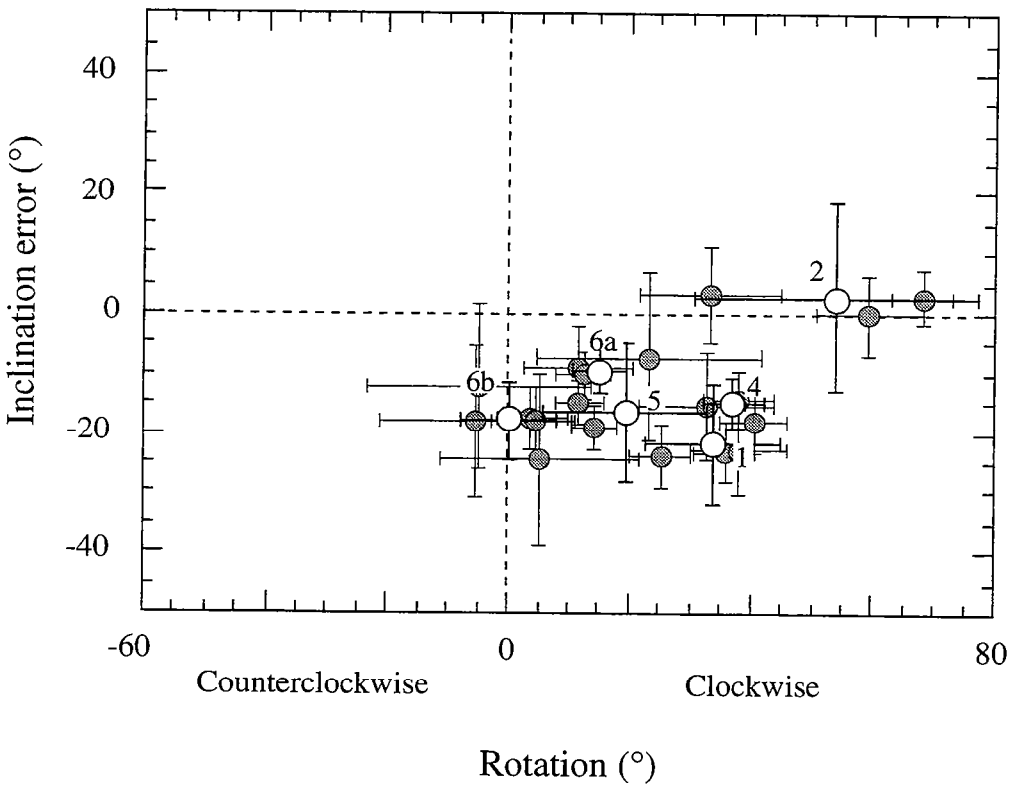


Figure 17 : Cross-plot of inclination error versus rotation. Gray circles represent sites and white circles represent localities. Inclination errors are mostly negative. Rotation is mostly clockwise, but amount varies, from one locality to another.

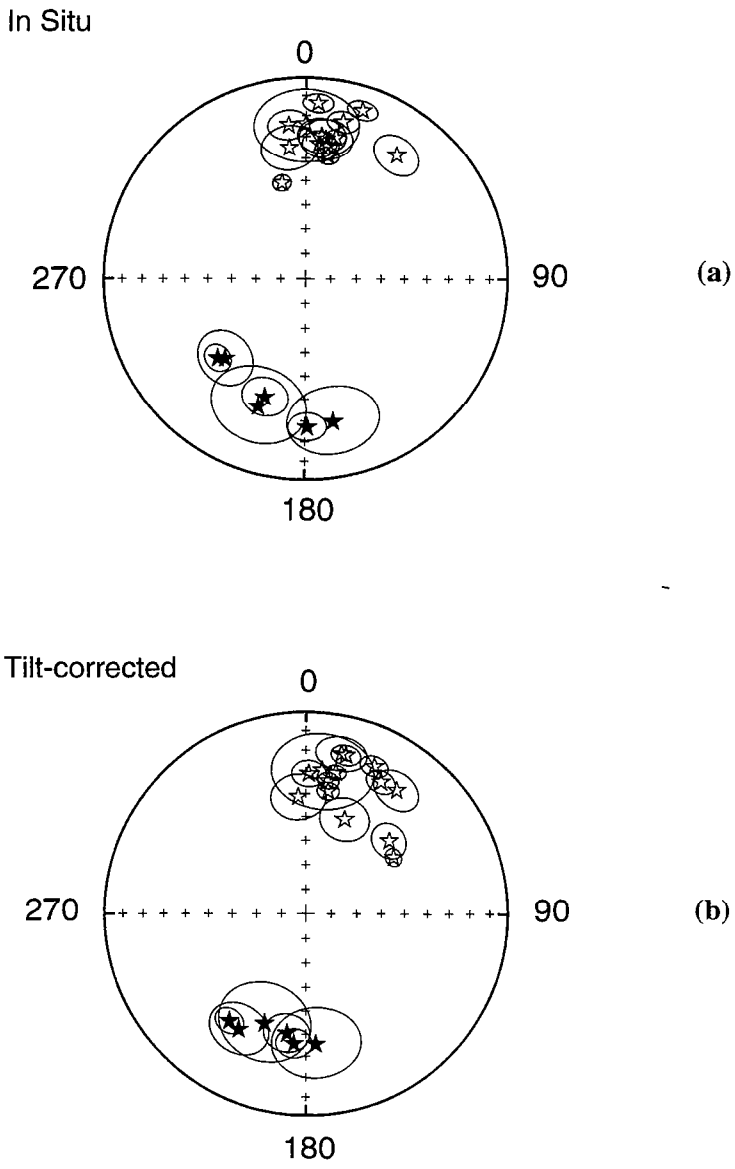


Figure 18 : Equal-area projections of site-mean paleomagnetic results. Same conventions as for Figure 10. Coordinates are in-situ (a) or tilt-corrected (b).

been reported for this type of sediment. In thin section, most magnetic minerals appear to be of primary origin. It is known that shallowing of inclination may occur during deposition of detrital particles [*Tauxe and Kent*, 1984], particularly when grains are coarse and elongate. The long axes of the particles tend to rotate toward the horizontal. Compaction can enhance the deviation [*Arason and Levi*, 1990]. For locality 2, thin sections of samples from sites 6, 7 and 8 show hematite of pigmentary origin. Significantly perhaps, these samples show no inclination errors.

4.2. Vertical-Axis Rotations

Declinations are scattered, in situ (Fig. 18a), but they are better grouped, after tilt correction (Fig. 18b).

The most notable result of our study is that calculated rotations are clockwise for almost all sites. Exceptions are sites 23 and 24 from locality 6a, where rotations are counterclockwise (Fig. 17 and Table 3). However, magnitudes are small and standard deviations are large (-5.4° ± 15.9° and -4.9° ± 18.5°, for sites 23 and 24, respectively).

A second notable result is that rotations, calculated for localities 1, 2, 4, 5, 6a and 6b, vary significantly in magnitude, from 0° to 54° (Fig. 17; Table 4). Amongst the largest rotations are those recorded by Cretaceous rocks on the Puna (53.9° ± 23.4° and 33.8° ± 10.9°, for localities 2 and 1, respectively). At locality 2, the tectonic context is not clear, because outcrop data and subsurface data are lacking. At locality 1, the Ocho Hermanos range emerges from a flat plateau with a trend of N45°E, oblique to surrounding structures and ranges. According to seismic lines in this area, acquired by YPF and interpreted by *Bianucci et al.* [1987] and ourselves, Mesozoic rocks reach the surface above a thrust, east-vergent and striking N10°E (Fig. 3). This thrust also offsets Ordovician basement.

A large rotation (37.2° ± 5°) is also recorded by Neogene (Miocene?) redbeds at locality 4, along the eastern edge of the Puna (Fig. 4; Table 4). This locality is at the southern closure of the fault-bend fold of Cerro Tintín, between westward-verging thrusts, striking NNE-SSW.

A moderate clockwise rotation (19.5° ± 13.5°) was obtained for volcanic rocks from locality 5. This is just south of the "Tuzzgle-El Toro lineament" [*Mon*, 1979; *Allmendinger et al.*, 1983], which runs ESE, from the volcanic cordillera to the foreland (Fig. 5). The lineament appears to have been active in the Paleozoic [*Mon*, 1979] and to have been reactivated left-laterally during Andean compression [*Allmendinger et al.*, 1983].

In the Arizaro basin, sediments of Oligocene age (locality 6a) show no evidence for rotation while Miocene sediments (locality 6b) show clockwise rotation of 14.9±3.9 (Fig. 6; Table 4).

4.3. Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS)

A study of AMS may provide information on both sedimentary and tectonic processes [*Rochette and Vialon*, 1984; *Kissel et al.*, 1986].

In the Central Andes, AMS lineations have been attributed to strain, both for Tertiary sediments on the southeastern edge of the Puna plateau [*Aubry et al.*, 1996] and for the Bolivian Altiplano [*Roperch et al.*, submitted]. In both areas, the lineation is parallel to fold axes. It appears to represent an intersection, between a planar bedding fabric and a planar tectonic fabric (incipient cleavage), the latter being perpendicular to the principal shortening.

Magnetic lineation is better defined for samples from Arizaro basin and Cachi than for those from Casa Grande (Fig. 16). The lineation strikes between NNE-SSW and NE-SW.

5. Discussion

5.1. Pattern of Rotations at the Scale of the Central Andes

The vertical-axis rotations that we have determined across the Puna are almost all clockwise. They are thus compatible with those from neighbouring areas of northwestern Argentina, northern Chile and southern Bolivia. Our data complete and confirm the remarkable pattern of rotations displayed across the Central Andes. These rotations are so systematically distributed and so wide-ranging, that they must be a fundamental feature of the deformation field at the scale of the orogen. Are they due to spatially continuous oroclinal bending, at continental scale, or are they due to relative motions between small crustal blocks or both ? No answer can be given, until there is reliable information on the sizes of crustal blocks, if any, and the nature of possible discontinuities between them.

5.2. Differential Rotations Between Crustal Blocks on the Puna Plateau

One way of identifying crustal blocks is by paleomagnetic studies. Rigid blocks should display uniform rotations. Conversely, a jump in rotation should coincide with a block boundary, in other words, a narrow zone of deformation, which may include faults, folds or more complex structures.

According to our paleomagnetic results, rotations vary in magnitude, from one locality to another, across the Puna plateau (Table 4). Although there may be a tendency for the largest rotations to occur in the oldest rocks (Cretaceous), the number of localities is not large enough to test this hypothesis and there are blatant exceptions to it. For example, for Lower Oligocene to Lower Miocene sediments of the Arizaro basin (locality 6a and 6b) and for Upper Miocene volcanic rocks in the northwestern corner of the Puna [*Somoza et al.*, 1996], rotations are unsignificant; whereas, for Upper Tertiary

sediments on the eastern edge of the Puna (locality 4), rotations exceed 30°. Thus we face the likelihood that contemporaneous rotations vary in magnitude, from one locality to another. It is logical to search for jumps in rotation at block boundaries, especially at faults.

What is the style of faulting on the Puna plateau? Andean shortening is expressed mainly as a series of thrusts, juxtaposing basement ranges and Cenozoic compressional basins (Fig. 2). The thrusts trend N-S to NNE-SSW. They are interrupted by three major transverse lineaments, trending WNW and lined by volcanoes (Coranzuli, Tuzzgle and Cerro Galán). One of these is the Tuzzgle-El Toro lineament, which is left-lateral. Otherwise, most of the faults on the Puna appear to have dominantly dip-slip (reverse) components [*Marrett et al.*, 1994; *Cladouhos et al.*, 1994].

If there is differential rotation across a reverse fault, it implies that the fault motion is a scissoring, about an axis normal to the fault plane. This also means that the offset must vary along strike. To demonstrate scissoring convincingly requires data of at least two kinds (for example, paleomagnetic and structural), so that independent estimates of rotation can be obtained. Such a procedure has been used to demonstrate scissoring on thrusts in the Tadjik depression of Central Asia [*Bourgeois et al.*, 1997] and in the Sierras pampeanas [*de Urreiztieta*, 1996]. Furthermore, scissor-type thrusts which occur in these areas, result from overall transpressive kinematic, a feature which is likely to have occured in the Central Andes.

For the Puna plateau until now, only one fault has provided us with sufficient data for independent estimates of rotation. This thrust fault is in the Arizaro depression (Fig. 6). Its offset clearly decreases northwards, the fault grading into an asymmetric fold (Fig. 19). Paleomagnetic localities 6a and 6b are in blocks A and B, on either side of this eastward-verging thrust (Fig. 20a). We estimate the relative rotation of blocks A and B, using structural, paleomagnetic and magnetic (AMS) data.

1. For the geometric interpretation based on field data, the top of the conglomeratic Geste Formation has been chosen as a reference surface. Its footwall and hanging-wall cut-offs have been projected onto a horizontal plane (Fig. 20b). The width of the lens so obtained is equal to the heave of the reverse fault. Any additional heave, due to folding, has been neglected. The triangular shape of the cut-off lens indicates a clockwise rotation of block B, relative to block A, about an axis located where the thrust fault dies out. The apical angle of the lens is a direct measure of the amount of relative rotation.

2. According to the paleomagnetic data, block A for the Lower Pozuelos Formation does not show rotation while block B for the Upper Pozuelos Formation has undergone a clockwise rotation of 14.9° ± 3.9°. The difference in mean value indicate a clockwise rotation of ~15° for block B, relative to block A.

3. The AMS data also differ across the fault. The magnetic lineation strikes at ~N 2.9° in block A and at N16.1° in block B (Table 5, Fig. 16 and Fig. 20b). If the lineations

predate the fault, the mean values indicate a clockwise rotation of about 13° for block B, relative to block A. This estimate is statistically significant and in good agreement with the rotation value.

Taken together, the structural, paleomagnetic and magnetic (AMS) data provide reasonable evidence for scissoring on the fault. We note that block B has the largest geographical extension.The clockwise rotation recorded by block B may thus have a more regional significance than the lack of rotation observed in block A.

Thrust faults are numerous on the Puna plateau. We suspect that scissoring has occurred on many of them at different scales and this model explains the observed differences in rotation from one locality to the other.

5.3. Origin of Block Rotations on the Puna Plateau

Given that the Puna plateau is made of a series of blocks, juxtaposed across thrust faults or the occasional strike-slip fault, what mechanism accounts for the ubiquitously clockwise rotations? If all blocks rotated in harmony, was there little or no slip on faults; or were the rotations associated with fault motions ?

Timing gives us a first clue. We know that rotations and fault motions were grossly synchronous (of Tertiary age). This makes one suspect they were somehow associated.

Conventionally, domino rotations are associated with vertical strike-slip faults [*Freund*, 1970]. This is likely to hold in areas of strike-slip tectonics, but is not strictly necessary elsewhere. Indeed, in a context of crustal extension (the Aegean), *Jackson and McKenzie* [1986] have argued persuasively for a less conventional association, between domino rotations and normal dip-slip motions on faults. In a context of crustal thickening (such as the Andes), an association between rotations and reverse dip-slip motions on faults is also unconventional, but kinematically just as likely. To demonstrate that such an association is common, throughout the entire area of thickened crust in the Central Andes, would require more data, both paleomagnetic and structural.

In the fore-arc, where thickening has not occurred, rotations may be associated with other kinds of faults, especially strike-slip and normal faults. Tectonic rotations may also have occured prior to last stage of Andean uplift.

In contrast, most of the deformation within the Altiplano-Puna occured in mid-to late Cenozoic time. As discussed before, AMS lineations are aquired during the initial stages of deformation and their orientations are correlated to those of the principal structural elements, especially fold axes (Fig. 21b). AMS lineations and tectonic rotations determined from the same localities provide a well defined correlation (Fig. 21c). This indicates that AMS lineations, acquired early during the deformation, are subsequently deviated by tectonic rotations. The slope of the best-fit line calculated with data from three localities in the northern Altiplano and three localities in the Puna indicate that 70%

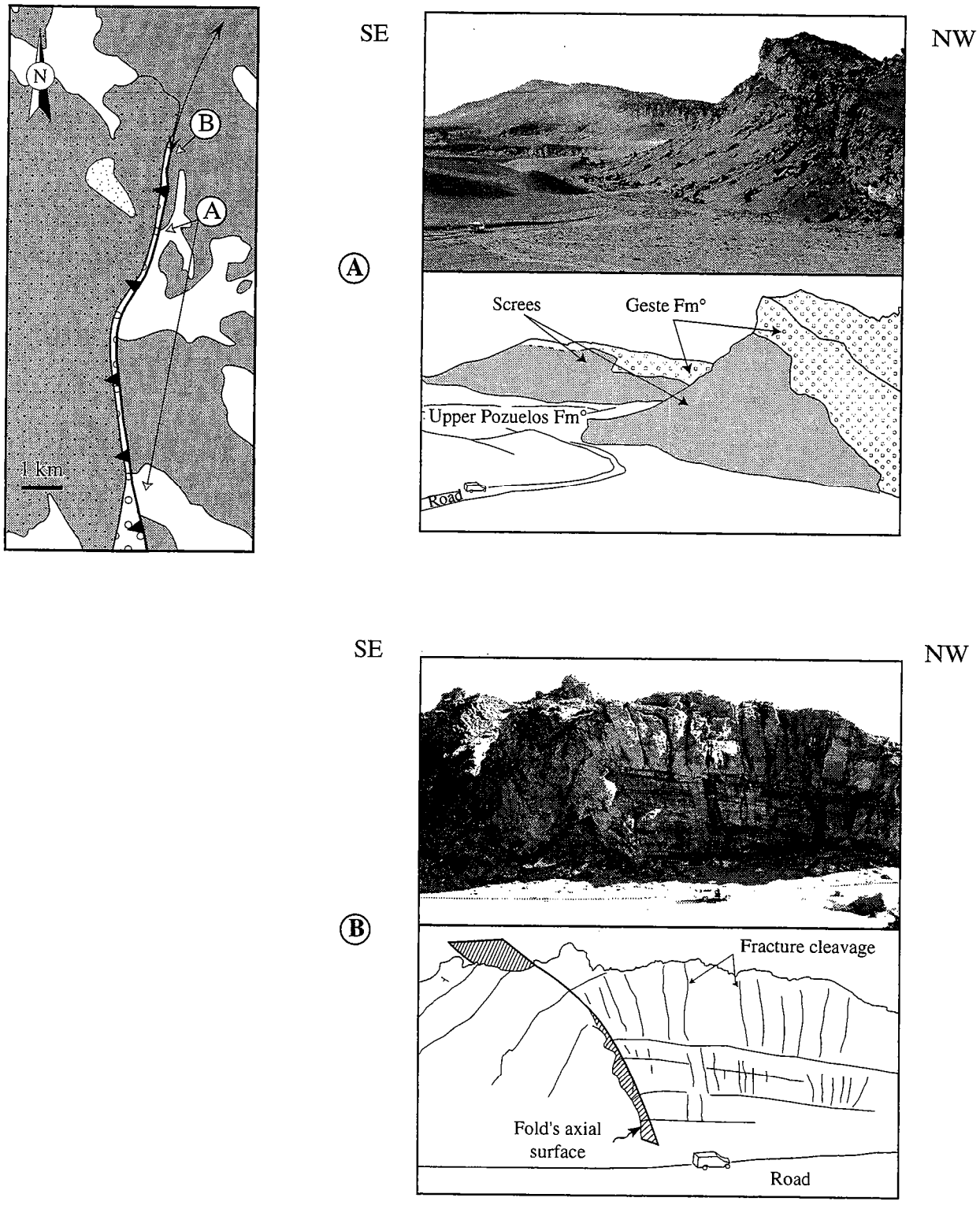


Figure 19 : Scissoring on fault, Arizaro basin. The conglomeratic Geste Formation underlines the scarp develloped in the hanging-wall of a thrust (A). The offset of the fault decreases northward and the thrust grades into an assymetric folds, develloped within the Geste Formation (B).

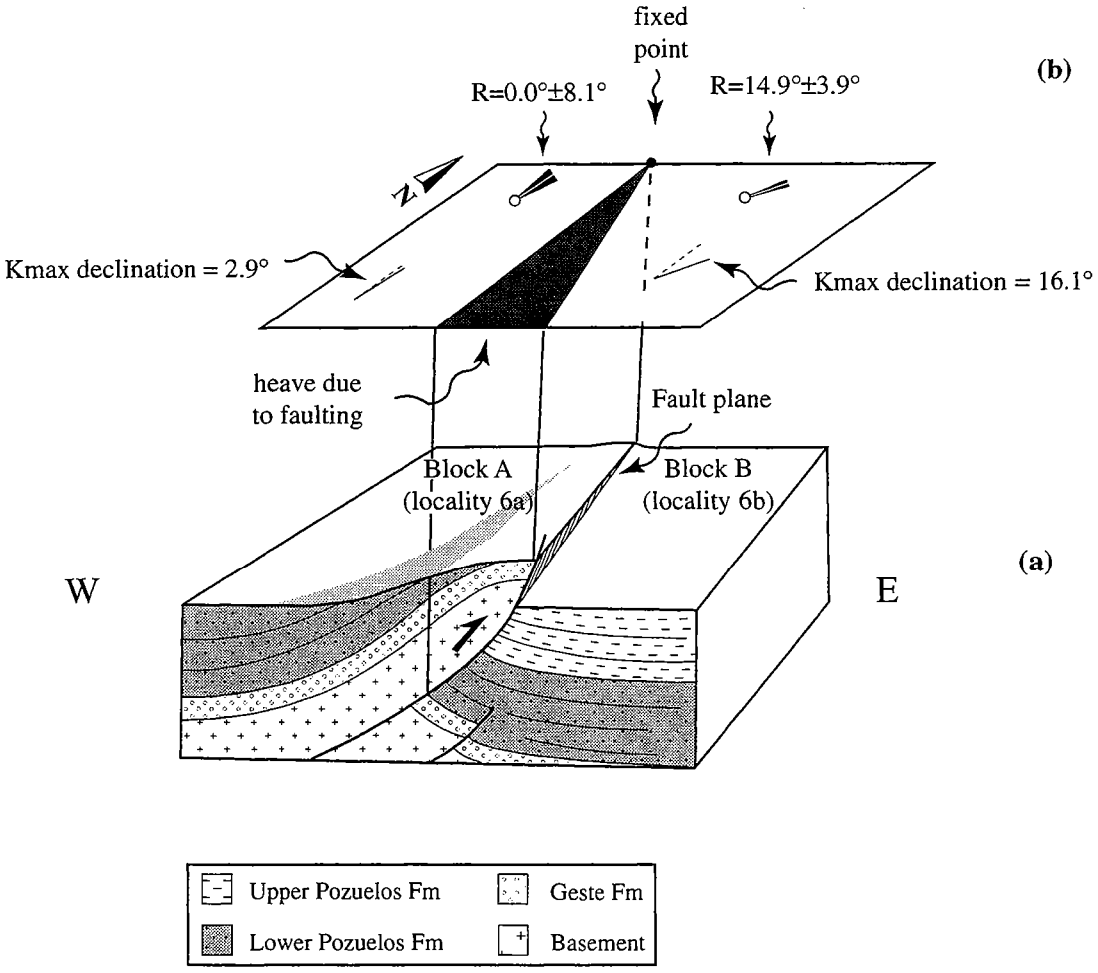


Figure 20 : Block diagram shows thrust between localities 6a and 6b. Surface to be restored is top of Geste Formation. Footwall and hanging-wall cut-offs have been projected onto horizontal surface. Width of lens so obtained (black) is equal to heave of fault. For further explanation, see text.

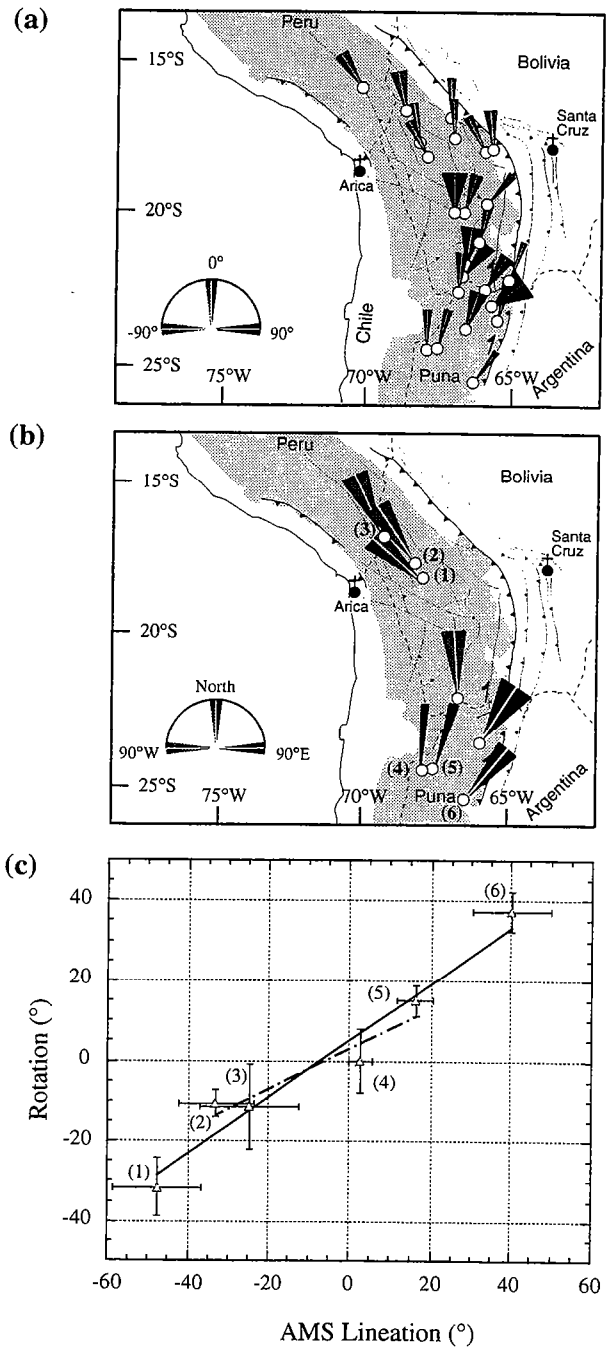


Figure 21 : Tectonic rotations in the Altiplano-Puna (a) (data from Butler et al. [1995]; MacFadden et al., [1995]; Somoza et al. [1996]; Roperch et al. [submitted] and this study; Directions of AMS lineations within the Altiplano-Puna (1,2&3: data from Roperch et al, [submitted] and 4,5&6: this study) (b) and cross-plot of the directions of the lineation versus tectonic rotations (c). The slope of the best-fit line if 0.7 for all data and 0.5 when both extreme values are not taken into account. (1) Chuquichambi structure; (2) Corque Syncline; (3) Viacha; (4) Arizaro locality 6a; (5) Arizaro locality 6b; (6) Cachi.

of the variation in the directions of AMS lineation from North to South is accounted by tectonic rotations. If we eliminate the largest values determined for the Cachi area and the northern branch of the Chuquichambi fault region [Roperch et al, submitted], the slope is reduced to 0.5. Thus at least 50% of the along-strike variations in the structural trends of the Central Andes is accounted by vertical rotations.

If crustal blocks have rotated, together with their bounding faults, this does not mean that they have done so in-situ, without changing position, as advocated initially by *Beck* (1987). On the contrary, even if faults of various kinds have rendered deformation discontinuous and have enhanced rotations, it is most likely that the systematic pattern of rotation in the Central Andes reflects oroclinal bending, in response to differential shortening, as advocated by *Isacks* [1988].

6. Conclusions

(1) We have obtained satisfactory paleomagnetic results, from a study of 373 cores, taken at 29 sites (grouped into 7 localities) in sediments and lavas of Cretaceous to Tertiary age, scattered across the Puna plateau of northwestern Argentina. Previously, this area had been almost unsampled for paleomagnetic purposes.

(2) For almost all localities, paleomagnetic inclinations are flatter than predicted, by about 13.9°±8.6.. This shallowing of inclination we attribute, not to southerly drift, but to depositional processes.

(3) Vertical-axis rotations, calculated from paleomagnetic declinations, are clockwise for almost all localities. In this sense, our results are consistent with those from surrounding areas of northwestern Argentina, northern Chile and southern Bolivia. Our new data therefore complete and confirm the remarkable pattern of rotations associated with the Central Andes in general and the Arica deflection in particular.

(4) From one locality to another, rotations nevertheless vary in magnitude (up to 53.9°± 23.4° in the Abra Pampa area). Although there may be a tendency, for the largest rotations to occur in the oldest rocks (Cretaceous), the number of localities is not large enough to clearly demonstrate this. In fact, there are blatant exceptions. Thus we are forced to consider the likelihood, that contemporaneous rotations are spatially variable. If so, a jump in rotation should indicate a block boundary.

(5) Most faults in the Puna plateau have reverse dip-slip components. A jump in rotation across such a fault implies a scissoring motion. For one example in the Arizaro basin, structural, paleomagnetic and magnetic (AMS) data provide independent estimates of relative rotation and indicate that scissoring has occurred. We suspect that scissoring has occurred on other thrust faults, but do not have enough data to demonstrate it.

(6). At the scale of the Puna, clockwise rotations are probably associated with reverse dip-slip motions on faults, according to an unconventional domino mechanism.

Whether this mechanism has operated across the entire area of thickened crust in the Central Andes, is a possibility that remains to be demonstrated. Other mechanisms may have operated in the fore-arc.

(7). Even if faulting has enhanced rotation, this does not mean that blocks have remained in-situ. On the contrary, oroclinal bending, in response to differential shortening, is a likely explanation for the remarkable pattern of rotations across the Central Andes.

Acknowledgments

This work was funded mainly by the European Community (Contract CI1*-CT93-0091, "Andean Tectonics of Argentina") and also by ORSTOM. We thank D. Gapais for helpful critical comments and discussions.

References

Allmendinger, R.W., Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentina Andes, *Geol. Soc. Amer. Bull*, *97*, 1070-1082, 1986.

Allmendinger, R.W., T.E. Jordan, S.M. Kay, and B.L. Isacks, The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *25*, 139-174, 1997.

Allmendinger, R.W., V.A. Ramos, T.E. Jordan, M. Palma, and B.L. Isacks, Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina, *Tectonics*, *2*, 1-16, 1983.

Alonso, R.N., T.E. Jordan, K.T. Tabutt, and D.S. Vandervoort, Giant evaporite belts of the Neogene central Andes, *Geology*, *19*, 401-404, 1991.

Amengual, R., V. Méndez, A. Navarini, O. Viera, and J. C. Zanettini, Geología de la región noroeste, República Argentina, Provincias de Salta y Jujuy, Dirección General de Fabricaciones Militares, Buenos Aires, 1979.

Arason, P., and S. Levi, Models of inclination shallowing during sediment compaction, *J. Geophys. Res.*, *95*, 4481-4499, 1990b.

Aubry, L., P. Roperch, M. de Urreiztieta, E.A. Rossello, and A. Chauvin, Paleomagnetic study along the southeastern edge of the Altiplano-Puna plateau: Neogene tectonic rotations, *J. Geophys. Res*, *101* (B8), 17883-17889, 1996.

Baby, P., G. Herail, R. Salinas, and T. Sempéré, Geometry and kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from cross-section balancing: Example from the foreland thrust system of the southern Bolivian Subandean Zone, *Tectonics*, *11*, 523-536, 1992b.

Baby, P., T. Sempere, J. Oller, and G. Herail, Evidence for major shortening on the eastern edge of the Bolivian Altiplano: the Calasaya nappe, *Tectonophysics*, *205*, 155-169, 1992a.

Beck, M.E., Jr., R.R. Burmeister, R.E. Drake, and R.F. Butler, A tale of two continents: Some tectonic contrasts between the central Andes and the North American Cordillera, as illustrated by their paleomagnetic signatures, *Tectonics*, *13*, 215-224, 1994.

Beck, M.E.J., Tectonics rotations on the leading edge of South America: the Bolivian orocline revisited, *Geology*, *15*, 806-808, 1987.

Beck, S.L., G. Zandt, S.C. Myers, T.C. Wallace, P.G. Silver, and L. Drake, Crustal thickness variations in the Central Andes, *Geology*, *24*, 407-410, 1996.

Bianucci, H., C.A. Fernández Garrasino, and E.G. Sánchez, Corrimientos de bajo angulo entre la Quiaca y Abra Pampa (Provincia de Jujuy, Argentina), in *X Congreso Geológico Argentino*, pp. 165-168, San Miguel de Tucuman, 1987.

Bourgeois, O., P.R. Cobbold, D. Rouby, J.C. Thomas, and V. Shein, Least squares restoration of tertiary thrust sheets in map view, Tajik depression, central Asia, *J. Geophys. Res.*, *102* (B12), 27553-27573, 1997.

Butler, R.F., D.R. Richards, T. Sempéré, and L.G. Marshall, Paleomagnetic determinations of vertical-axis tectonic rotations from late Cretaceous and Paleocene strata of Bolivia, *Geology*, *23* (9), 799-802, 1995.

Cahill, T., and B.L. Isacks, Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate, *J. Geophys. Res.*, *97* (B12), 17503-17529, 1992.

Chinn, D., and B. Isacks, Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western south America and in the New Hebrides Island arc, *Tectonics*, *2* (6), 529-563, 1983.

Cladouhos, T.T., R.W. Allmendiger, B. Coira, and E. Farrar, Late Cenozoic deformation in the Central Andes: fault kinematics from the northern Puna, northwestern Argentina and southwestern Bolivia, *J. South Am. Earth Sci.*, *7* (2), 209-228, 1994.

Coira, B., J. Davidson, C. Mpodozis, and V.A. Ramos, Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile, *Earth Sci. Rev.*, *18*, 303-332, 1982.

Coira, B.L., Descripción geológica de la hoja 3c, Abra Pampa, Servicio Geologico Nacional, Buenos Aires, 1979.

de Urreiztieta, M., D. Gapais, C. Le Corre, P.R. Cobbold, and E.A. Rossello, Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Puna plateau, NW Argentina, *Tectonophysics*, *254*, 17-39, 1996.

Dewey, J.F., and S. Lamb, Active tectonic of the Andes, *Tectonophysics*, *205*, 79-95, 1992.

Donato, E., Características estructurales del sector occidental de la Puna Salteña, *Boletin de Informaciones Petroleras, Diciembre*, 89-99, 1987.

Dorbath, C., M. Granet, G. Poupinet, and C. Martinez, A teleseismic study of the Altiplano and the Eastern Cordillera in Northern Bolivia: new constraints on a lithospheric model, *J. Geophys. Res.*, *98* (B6), 9825-9844, 1993.

Fernandez, J., P. Bondesio, and R. Pascual, Restos de Lepidosiren Paradoxa (Osteichthyes, Dipnoi) de la F. Lumbrera (Eógeno, Eoceno) de Jujuy. Consideraciones estratigráficas,

paleoecológicas y paleozoogeográficas, *Ameghiniana, Buenos Aires, X* (2), 152-172, 1973.
Fitch, T.J., Plate convergence, Transcurrent Faulting and Internal Deformation Adjacent to Southeast Asia and the Western Pacific, *J. Geophys. Res., 77* (23), 4432-4460, 1972.
Forsythe, D., and L. Chisholm, Paleomagnetic and structural constraints on rotation in the North chilean coast range, *J. South Am. Earth Sci., 7* (3-4), 279-294, 1994.
Francis, P.W., and C.J. Hawkesworth, Late Cenozoic rates of magmatic activity in the central Andes and their relationships to continental crust formation and thickening, *J. Geol. Soc. London, 151*, 845-854, 1994.
Freund, R., Rotation and strike-slip faults in Sistan, Southeast Iran, *J. Geol, 78*, 188-200, 1970.
González Bonorino, F., Algunos problemas geológicos de Las Sierras Pampeanas, *Rev. Assoc. Geol. Argentina., V*, 81-110, 1950a.
Grier, M.E., J.A. Salfity, and R.W. Allmendinger, Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina, *J. South Am. Earth Sci., 4* (4), 351-372, 1991.
Gripp, A.E., and R.G. Gordon, Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model, *Geophys. Res. Lett., 17* (B8), 1109-1112, 1990.
Gubbels, T.L., Isacks, B.L, and E. Farrar, High-level surfaces, plateau uplift and foreland development, Bolivian central Andes, *Geology, 21*, 695-698, 1993.
Hamilton, N., and A.I. Rees, The use of magnetic fabric in paleocurrent estimation, in *Palaeogeophysics*, edited by S.K. Runcorn, pp. 445-463, Oxford, 1970.
Heki, K., Y. Hamano, H. Kinoshita, and M. Kono, Paleomagnetic study of Cretaceous rocks of Peru, South America: Evidence for rotation of the Andes, *Tectonophysics, 108*, 267-281, 1984.
Heki, K.Y., Y. Hamano, and M. Kono, Rotation of the Peruvian Block from palaeomagnetic studies of the Central Andes, *Nature, 305*, 514-516, 1983.
Heki, K.Y., Y. Hamano, M. Kono, and T. Ui, Palaeomagnetism of Neogene Ocros dyke swarm, the Peruvian Andes: Implication for the Bolivian orocline, *Geophys. J. R. Astron. Soc., 80*, 527-534, 1985.
Isacks, B.L., Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline, *J. Geophys. Res., 93* (B4), 3211-3231, 1988.
Jackson, J.J., and D.P. McKenzie, A block model of distributed deformation by faulting, *J. Geol. Soc. London, 143*, 349-353, 1986.
James, D.E., Andean crustal and upper mantle structure, *J. Geophys. Res., 76* (14), 3246-3271, 1971.
Jordan, T.E., and R.N. Alonso, Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountain, 20°-28° South latitude, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 71* (1), 49-64, 1987.
Jordan, T.E., and P.M. Gardeweg, Tectonic evolution of the late Cenozoic central Andes (20°-33°S), in *The evolution of the Pacific Ocean Margins*, edited by Z. Ben-Avraham, pp. 193-207, Oxford Univ. Press, New York, 1989.
Jordan, T.E., B.L. Isacks, R.W. Allmendinger, J.A. Brewer, V.A. Ramos, and C.J. Ando, Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate, *Geol. Soc. Am. Bull., 94*, 341-361, 1983b.
Jordan, T.E., B.L. Isacks, V. Ramos, and R.W. Allmendinger, Mountain building in the Central Andes, *Episodes, 3*, 20-26, 1983a.
Kennan, L., Cenozoic tectonics of the Bolivian Andes, PhD thesis, Oxford, 1994.
Kirschvink, J.L., The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data, *Geophys. J. R. Astron. Soc., 62*, 699-718, 1980.
Kissel, C., E. Barrier, C. Laj, and T.Q. Lee, Magnetic fabric in "undeformed" marine clays from compressional zones, *Tectonics, 5*, 769-781, 1986.
Kley, J., Transition from basement-involved to thin-skinned thrusting in the Cordillera Oriental of Southern Bolivia, *Tectonics, 15* (4), 763-775, 1996.
Kley, J., J. Müller, S. Tawackoli, V. Jacobshagen, and E. Manutsoglu, Pre-Andean and Andean-age Deformation in the Eastern Cordillera of Southern Bolivia, *J. South Am. Earth Sci., 10* (1), 1-19, 1997.
Kono, M., K. Heki, and Y. Hamano, Paleomagnetic study of the Central Andes: Counterclockwise rotation of the Peruvian block, *J. Geodyn., 2*, 193-209, 1985.
Lyon-Caen, H., P. Molnar, and G. Suárez, Gravity anomalies and flexure of the Brazilian shield beneath the Bolivian Andes., *Earth Planet. Sci. Lett., 75*, 81-92, 1985.
Macedo-Sánchez, O., J. Surmont, K. C., and C. Laj, New temporal constraints on the rotation of the Peruvian Central Andes obtained from paleomagnetism, *Geophys. Res. Lett., 19*, 1875-1878, 1992b.
Macedo-Sánchez, O., J. Surmont, C. Kissel, P. Mitouard, and C. Laj, Late Cenozoic rotation of the Peruvian Western Cordillera and the uplift of the Central Andes, *Tectonophysics, 205*, 65-77, 1992a.

MacFadden, B.J., F. Anaya, H. Perez, C.W. Naeser, P.K. Zeitler, and K.E.J. Campbell, Late Cenozoic paleomagnetism and chronology of Andean basins of Bolivia: evidence for possible oroclinal bending, *J. Geol.*, *98*, 541-555, 1990.

MacFadden, B.J., F. Anaya, and C.C. Swisher, Neogene paleomagnetism and oroclinal bending of the central Andes of Bolivia, *J. Geophys. Res.*, *100* (B5), 8153-8167, 1995.

Marquillas, R., and J.A. Salfity, Tectonic framework and correlations of the Cretaceous-Eocene Salta Group, Argentina, in *The Southern Central Andes*, edited by H. Bahlburg, C. Breitkreuz, and P. Giese, pp. 119-136, 1988.

Marrett, R.A., R.W. Allmendinger, R.N. Alonso, and R.E. Drake, Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes, *J. South Am. Earth Sci.*, *7* (2), 179-207, 1994.

McFadden, P.L., and M.W. McElhinny, The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *87*, 161-172, 1988.

Mitouard, P., C. Kissel, and C. Laj, Post-Oligocene rotations in southern Ecuador and northern Peru and the formation of the Huacabamba deflection in the Andean Cordillera, *Earth Planet. Sci. Lett*, *98*, 329-340, 1990.

Mon, R., Esquema tectónico de Los Andes del norte Argentino, *Rev. Assoc. Geol. Argentina, XXXIV*, 53-60, 1979.

Mpodozis, C., and V.A. Ramos, The Andes of Chile and Argentina, in *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*, edited by G.E. Ericksen, M.T. Cañas Pinochet, and J.A. Reinemund, pp. 59-90, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, 1989.

Pardo-Casas, F., and P. Molnar, Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since Late Cretaceous time, *Tectonics*, *6* (3), 233-248, 1987.

Prezzi, C.B. and J.F. Vilas, New evidence of clockwise vertical axis rotations south of the Arica elbow (Argentine Puna), *Tectonophysics*, 292, 85-100, 1998.

Randall, D.E., G.K. Taylor, and J. Grocott, Major crustal rotations in the Andean margin: Paleomagnetic results from the Coastal Cordillera of northern Chile, *J. Geophys. Res.*, *101* (B7), 15783-15798, 1996.

Reyes, F.C., and J.A. Salfity, Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino, in *V Congreso Geológico Argentino*, pp. 354-385, Buenos Aires, 1973.

Reynolds, J.H., V.A. Ramos, T.E. Jordan, and R.M. Hernández, Diachronism of regional Neogene stratigraphy in the Andean foreland, NW Argentina: arguments for retiring the Calchaquense and Araucanense terminology, in *Geol. Soc. Am. Abs. with programs*, pp. A-228, Salt Lake City, 1997.

Rochette, P., and P. Vialon, Development of planar and linear fabrics in dauphinois shales (French Alps) studied by magnetic anisotropy and its mineralogical control, *J. Struct. Geol.*, *6*, 33-38, 1984.

Roeder, D., Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of la Paz, Bolivia), *Tectonics*, *7*, 23-39, 1988.

Roperch, P., and G. Carlier, Paleomagnetism of Mesozoic Rocks from the Central Andes of Southern Peru: Importance of Rotations in the development of the Bolivian Orocline, *J. Geophys. Res.*, *97* (B12), 17233-17249, 1992.

Roperch, P., G. Dupont-Nivet and L. Pinto, Rotaciones tectonicas en el norte de Chile, *VIII Congreso Geólogico Chileno*, pp. 241-245, Antofagasta, 1997.

Salfity, J.A., and R.A. Marquillas, Las unidades estratigráficas del norte de la Argentina, in *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de America del Sur*, edited by C.S.d.J.y. Cretácico, pp. 303-317, 1981.

Salfity, J.A., and R.A. Marquillas, Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina, in *Cretaceous tectonics of the Andes*, edited by J.A. Salfity, pp. 266-315, Fried. Vieweg & Sohn, Braunschweig/Wiesbaden, 1994.

Schmitz, M., A balanced model for the Central Andes, *Tectonics*, *13* (2), 484-492, 1994.

Sheffels, B.M., Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes, *Geology*, *18* (9), 812-815, 1990.

Somoza, R., S. Singer, and B. Coira, Paleomagnetism of upper Miocene ignimbrites at the Puna: An analysis of vertical-axis rotations in the Central Andes, *J. Geophys. Res.*, *101* (B5), 11387-11400, 1996.

Strecker, M.R., P. Cerveny, A.L. Bloom, and D. Malizzia, Late tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26°-28°S), Argentina, *Tectonics*, *8* (3), 517-534, 1989.

Tauxe, L., and D.V. Kent, Properties of a detrital remanence carried by hematite from study of modern river deposits and laboratory redeposition experiments, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, *77*, 543-561, 1984.

Turner, J.C., The Andes of Northwestern Argentina, *Geologische Runschau*, *59*, 1028-1063, 1970.

Turner, J.C.M., Descripción geológica de la hoja 2b, La Quiaca, Instituto Nacional de Geológia y Mineriá, Buenos Aires, 1964.

Turner, J.C.M., and V. Méndez, Puna, in *II Simposio de geologia Regional Argentina*, edited by J.C.M. Turner, pp. 13-56, Academia de Ciencias de Cordoba, 1979.

Vandervoort, D.S., T.E. Jordan, P.K. Zeitler, and R.N. Alonso, Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine central Andes, *Geology*, *23* (2), 145-148, 1995.

Whitman, D., B.L. Isacks, and S.M. Kay, Lithospheric structure and along-strike segmentation of the central Andean Plateau: Topography, tectonics, and timing, *Tectonophysics*, *259*, 29-40, 1996.

Wigger, P., M. Schmitz, M. Araneda, G. Asch, S. Baldzuhn, P. Giese, W.D. Heinsohn, E. Martinez, E. Ricaldi, P. Rower, and J. Viramonte, Variation in the crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations, in *Tectonics of the Southern Central Andes*, edited by K.J. Reutter, E. Scheuber, and P. & Wigger, pp. 23-48, Springer, Berlin, 1994.

Zandt, G., V. A.A., and S.L. Beck, Composition and thickness of the southern Altiplano crust, Bolivia, *Geology*, *22*, 1003-1006, 1994.

IV.3. Etude à l'échelle des Andes Centrales : test de l'hypothèse d'une courbure oroclinale cénozoïque

Il semble établi que les rotations tectoniques documentées par le paléomagnétisme, soient pour partie, contrôlées par des processus tectoniques locaux. Cependant, l'organisation remarquable du champ de rotation à travers les Andes Centrales constitue un signal de premier ordre qui, à notre sens, témoigne de l'évolution cinématique de l'ensemble de l'orogène au cours du Cénozoïque. Le jeu de données de rotations paléomagnétiques désormais disponible à travers les Andes Centrales, permet de tester qualitativement et quantitativement l'hypothèse d'une courbure oroclinale de l'orogène durant le Cénozoïque.

IV.3.1. Méthodologie

Notre démarche a d'abord consisté à compiler les données de rotations disponibles dans la littérature (Table IV.1). Afin de pouvoir comparer les données entre elles, les rotations ont été recalculées pour chaque localité, en utilisant les pôles de références définis pour chaque âge par Roperch & Carlier (1992).

Pour tester le processus de courbure oroclinale progressive des Andes Centrales durant le Cénozoïque, j'ai dans un premier temps, divisé les données paléomagnétiques en trois jeux distincts. Cette séparation est basée sur l'âge des roches échantillonnées (Table IV.1). Le jeu n°1 correspond aux roches d'âge mésozoïque (170-80 Ma), qui doivent avoir enregistré la totalité des rotations engendrées par l'orogenèse andine; le jeu n°2 correspond aux roches d'âge Crétacé Supérieur-Paléogène (70 - 25 Ma) et enfin le jeu n°3 correspond aux données néogènes (20 - 0 Ma). Nous posons l'hypothèse, que les rotations observées à travers les Andes Centrales, sont uniquement attribuables à l'orogenèse andine, ce qui est probable pour les jeux de données n° 2 et 3 mais qui n'est pas évident pour le jeu n°1 plus ancien. Dans la mesure où les chevauchements andins doivent naître séquentiellement, suivant une orientation sub-parallèle à la marge continentale, et que leur courbure initiale (si elle existe) est accentuée par un processus de courbure oroclinale, alors on peut s'attendre à une corrélation entre les quantités de rotations, l'orientation des chevauchements et leur âge (Fig. IV.1).

Pour chaque groupe, les données de rotation sont reportées en fonction de l'orientation des chevauchements attenants à chaque station (Fig. IV.1 & IV.2).

Dans ce type de diagramme, si l'on obtient une régression linéaire satisfaisante, cela indique une bonne concordance des données avec un processus de courbure

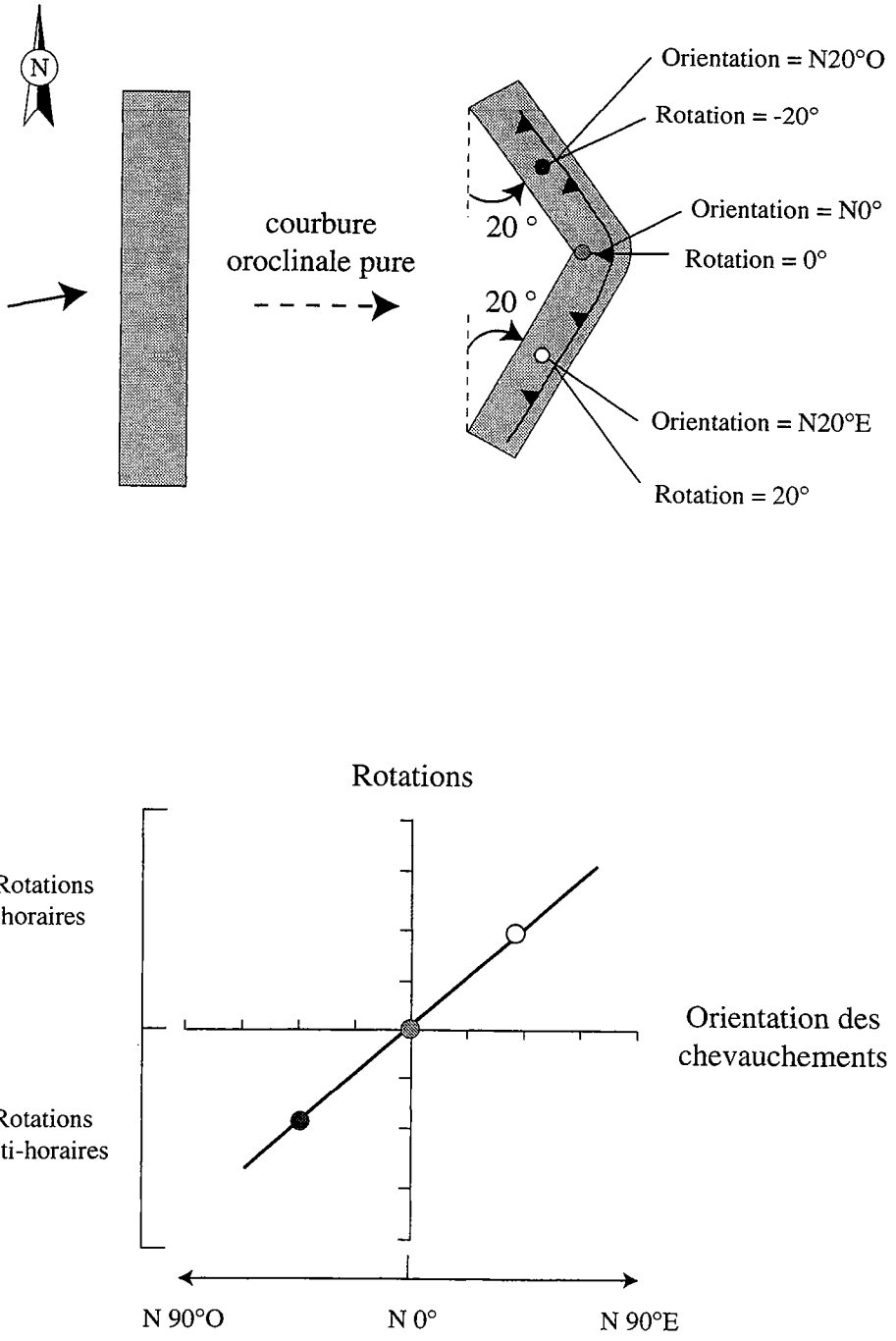


Figure IV.1 : Représentation schématique du développement d'un orocline. Dans un cas idéal, les quantités de rotations paléomagnétiques enregistrées dans les branches Sud et Nord de l'arc sont directement proportionnelles à la courbure de la marge et à la déviation des structures majeurs. Les quantités de rotations observées à l'axe de la courbure sont négligeables.

	Site location		Approximate	Mean direction						
	Latitude	Longitude	age (Ma)	D	I	a95	R (°)	ΔR (°)	Formation and/or area	References
			Mesozoic data							
Peru	15.8°S	74.3°W	170	290,5	-31,3	16	-82,6	15,3	Chala	*Roperch and Carlier, 1992*
Central Chile	22.2°S	70.2°W	170	5,8	-38,5	21	9,7	22	La Negra Fm., Tocopilla	*Dupont-Nivet et al., 1996*
Central Chile	23.7°S	70.2°W	170	17,9	-34,5	8,5	2,1	8,8	La Negra Fm., Antofagasta	*Dupont-Nivet et al., 1996*
Central Chile	25.2°S	70.3°W	170	27,5	-44,6	13,9	11,4	16,1	La Negra Fm., Taltal	*Dupont-Nivet et al., 1996*
Central Chile	26°S	70.5°W	170	42	-35,5	9,6	25,8	10	La Negra Fm., North Chañaral	*Randall et al., 1996*
Central Chile	26.2°S	70.4°W	170	48,9	-49,6	12,1	32,6	15,4	Vetado dykes	*Randall et al., 1996*
Central Chile	26.3°S	70.6°W	170	45,6	-43	8,8	29,3	10,1	Flamenco dykes	*Randall et al., 1996*
North Chile	19.2°S	70.3°W	170-140	351,3	-39,8	6,7	-12,8	9,1	Camaraca Fm. & Cuya dykes	*Scanlan and Turner, 1992*
Central Chile	24.6°S	70.6°W	161-144	203,3	33,9	13,1	19	14,1	Coastal Cordillera	*Forsythe and Chisholm., 1994*
Central Chile	26.2°S	70.4°W	155	44	-48,6	11,2	39,6	15	Las Animas dykes	*Randall et al., 1996*
Central Chile	27.6°S	69.6°W	150	23,7	-40,9	14,1	19,1	16,3	Cordillera de Domeyko	*Riley et al., 1993*
Central Chile	26.3°S	70.4°W	132-126	38,7	-41,5	12	36,3	13,6	Las Tazas dykes	*Randall et al., 1996*
Central Chile	23.7°S	70.4°W	130	26,2	-34,4	7,9	23,9	8,8	Coloso Fm.	*Turner et al., 1984*
Central Chile	26.3°S	70.3°W	<126	37,2	-39,3	11,6	34,8	12,8	Remolino dykes	*Randall et al., 1996*
Peru	11.8°S	77.2°W	100	335,8	-29,9	8,3	-18,7	9,6	xxx	*Heki et al., 1984*
Peru	16.5°S	71.8°W	100	299,5	-47	15,4	-55,1	19,3	Aréquipa	*Roperch and Carlier., 1992*
Central Chile	23.4°S	68.7°W	100	50	-42	0	55,6	6,3	Ouest Atacama	*Dupont-Nivet et al., 1996*
Peru	11.9°S	77.1°W	90	343,2	-28,6	3,4	-5,5	4,2	Puente Piedra Fm.	*May and Butler., 1985*
Peru	15.8°S	74.3°W	80	324,9	-25,1	4,4	-23,7	4,9	Chala	*Roperch and Carlier., 1992*
Peru	17.5°S	71.4°W	80	330,9	-39,9	8,5	-17,7	9,4	Ilo	*Roperch and Carlier., 1992*
Peru	18.1°S	70.7°W	80	330,6	-38,1	6	-18	6,8	La Yarada	*Roperch and Carlier., 1992*
Central Chile	23.3°S	69.5°W	80	55,9	-41,1	8,9	67,7	10	Baquedano	*Dupont-Nivet et al., 1996*
Argentina	25.8°S	65.7°W	80	357,1	-42,8	14,8	9	16,6	Sierras Pampeanas	*Aubry et al., 1996*
Central Chile	29.8°S	70.9°W	80	9,9	-49,2	4,1	22,5	6	xxx	*Palmer et al., 1980*
Argentina	22.1°S	65.5°W	80	22,3	-22,4	12	33,8	10,9	Ocho Hermanos	*Coutand et al., sous presse*
Argentina	22.8°S	65.7°W	80	42,3	-47,7	19	53,9	23,4	Abra Pampa	*Coutand et al., sous presse*
			Late Cretaceous / Early Cenozoic data							
Peru	15.8°S	70.1°W	60	139,2	24	10,4	-32,9	9,8	Laguna Umayo	*Butler et al., 1995*
North Bolivia	18°S	65.5°W	60-58	167,2	38,1	7,9	-5,3	8,9	Tiupampa	*Butler et al., 1995*
North Bolivia	18.1°S	65.7°W	61-59	144,6	47,3	4,7	-27,8	6,7	Sucusuma	*Butler et al., 1995*
South Bolivia	19.5°S	65.8°W	71-60	212,9	42,1	4,4	40,6	6	La Palca	*Butler et al., 1995*
Chile	25.8°S	69.5°W	60	18,7	-50,7	8,8	27,3	11,9	Juncal volcanites	*Dupont-Nivet et al., 1996*
Peru	11-13°S	76-78°W	30	343,5	-29	8,6	-15,7	8,2	Various volcanics ?	*Macedo-Sánchez et al., 1992a*
Peru	11-15°S	76-77°W	30-20	341,4	-27,3	4,7	-17,9	4,8	Various volcanics ?	*Macedo-Sánchez et al., 1992b*
North Bolivia	16.8°S	68.5°W	30	169,3	31,6	10,9	-11,5	10,5	Viacha	*Roperch et al., soumis*
North Bolivia	18°S	67.8°W	30	152,4	27,8	6,7	-28,5	6,5	Chuquichambi	*Roperch et al., soumis*
Argentina	24.6°S	67.2°W	30	1,1	-35,4	7,8	7,4	6,6	Arizaro basin	*Coutand et al., sous presse*
Bolivia	17°S	67°W	28-24	353,4	-37,4	5,4	-7,6	6	Salla	*Mac Fadden et al., 1990*
Chile	22.8°S	68.4°W	27-24	200	27	13,5	19,2	12,4	Paciencia Group	*Hartley et al., 1992*
			Neogene data							
South Bolivia	20°S	67°W	20	178,4	41,1	16,7	-0,8	18,1	North Uyuni	*Roperch et al., soumis*
South Bolivia	21°S	66°W	16-15	10,1	-39,1	7	12,5	7,5	Cerdas	*Mac Fadden et al., 1995*
South Bolivia	22°S	65°W	13.0-12.0	17,8	-40,7	3,9	20,2	4,6	Quebrada Honda	*Mac Fadden et al., 1990*
South Bolivia	20°S	67°W	13.0-7	15,3	-37,9	9,3	17,8	9,7	Quehua	*Mac Fadden et al., 1995*
Peru	13.5°S	74°W	~10	165,2	32,1	5,2	-11,8	5,3	Ocros dykes	*Heki et al., 1983*
North Bolivia	17.5°S	68.3°W	10	346,8	-21,2	3,3	-10,6	3,5	Corque syncline	*Roperch et al., soumis*
Argentina	24.2°S	66.4°W	10	17	-31,9	14,1	19,5	13,5	Negro de Chorillos-San Gerónimo	*Coutand et al., sous presse*
Argentina	24.6°S	67.1°W	10	9,9	-37,6	14,8	12,5	15,2	Arizaro basin	*Coutand et al., sous presse*
Argentina	25.2°S	66°W	10	214,7	34,7	4,7	37,2	5	Cachi-Cerro Tintin	*Coutand et al., sous presse*
Argentina	29.7°S	68.2°W	10	13,3	-43,5	9,5	16,2	10,8	Sierras Pampeanas	*Aubry et al., 1996*
Argentina	27°S	66.2°W	10	15,2	-37,4	10,8	17,8	11,1	Sierras Pampeanas	*Aubry et al., 1996*
South Bolivia	22.5°S	67°W	9	2,6	-44,4	7,9	4,6	9,1		*Somoza et al., 1996*
Bolivia	17.5°S	67°W	7.5-6.5	355,2	-25,8	5,9	-2,3	5,6	Micaña	*Mac Fadden et al., 1990*

Table IV.1 : Tableau de synthèse des données de rotations paléomagnétiques disponibles à travers les Andes Centrales indiquant: la localisation du site; l'âge de la formation échantillonnée; les déclinaisons et inclinaisons moyennes des directions caractéristiques d'aimantation après correction de pendage (D et I); le rayon du cercle de confiance à 95 % (a95); la rotation calculée (R) et l'erreur associée (DR); la formation échantillonnée et/ou la zone d'échantillonnage; les références bibliographiques.

oroclinale. Une pente de la droite de régression égale à 1 indique que la marge continentale est initialement rectiligne, une pente inférieure à 1 indique que la marge est initialement concave vers l'Ouest (Fig. IV.1). L'intercepte de la droite de régression avec l'axe des abscisses, c'est-à-dire lorsque les quantités de rotation sont nulles, indique l'orientation par rapport au Nord des structures à l'axe de la courbure.

IV.3.2. Résultats

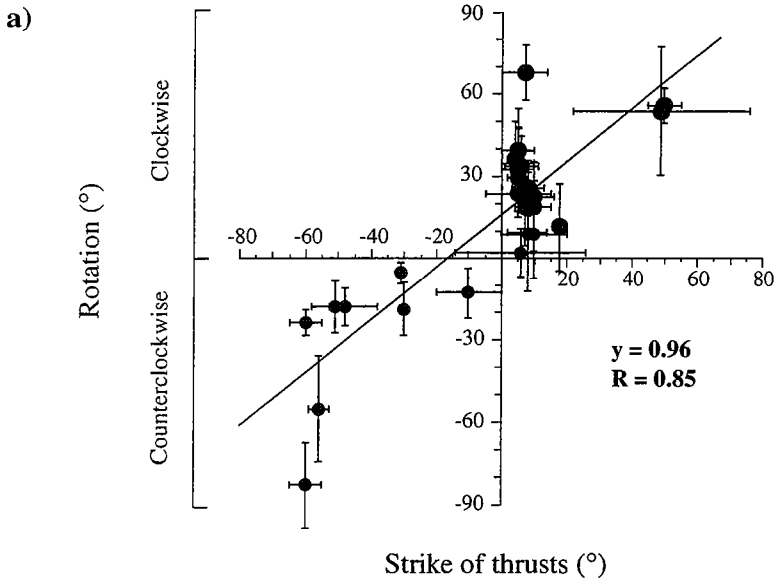
Les régressions linéaires effectuées pour les trois groupes de données ont des coefficients de corrélations élevés, compris entre 0.84 et 0.94, en bonne concordance avec un modèle de courbure oroclinale de la chaîne (Fig. IV.2a, b & c). La dispersion des points, de part et d'autre des droites de régression, est attribuée à des rotations différentielles, résultant de processus tectoniques locaux. La dispersion est marquée pour le jeu de données n°1 (Fig. IV.2a). Il convient de rappeler que ce groupe de données représente des roches s'échelonnant en âge entre 170 et 80 Ma. Ces roches sont, pour la plupart, échantillonnées au Pérou et au Chili, le long de l'actuelle région d'avant-arc. Or, la marge Ouest du continent sud-américain est le site d'une subduction active depuis au moins 200 Ma (*Forsythe, 1982; Coira et al., 1982; Flint et al., 1993*) et il est possible que certains sites appartenant à cet ensemble, aient fait l'objet de rotations différentielles antérieurement à l'initiation de la compression andine.

La pente des droites de régression décroît par paliers, depuis 0.96 pour le jeu n°1 vers 0.74 pour le jeu n°2 à 0.5 pour le jeu n°3. La plus forte valeur de pente (0.96) observée pour les données mésozoïques, suggère que la marge continentale est peu courbe, sinon rectiligne à 80 Ma. Les valeurs de pente décroissantes, au fur et à mesure du rajeunissement des roches considérées, suggèrent que la courbure de la chaîne s'accentue progressivement durant le Cénozoïque avec une accélération marquée au Néogène.

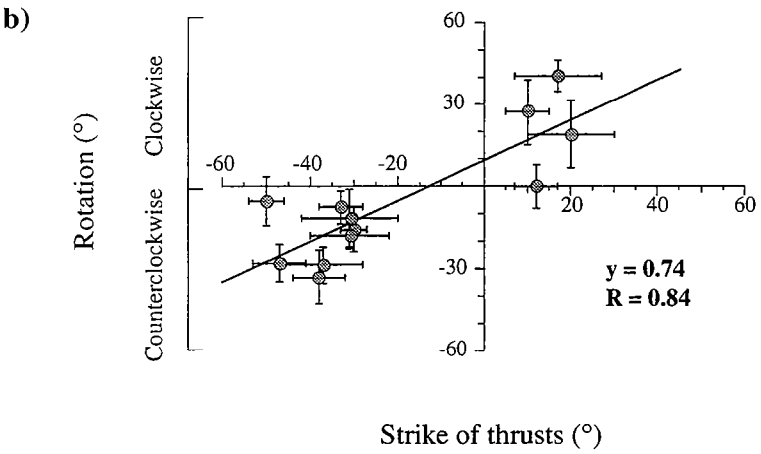
Finalement, sur les trois diagrammes, les interceptes entre les droites de régression et les axes horizontaux sont régulièrement comprises entre N15°O et N20°O (Fig. IV.2a, b & c). Ceci suggère que les structures, à l'axe de l'arc, possèdent des orientations qui restent stables au cours de la courbure et que la direction originale de la marge continentale est comprise entre N15°-N20°O.

IV.3.3. Bilan

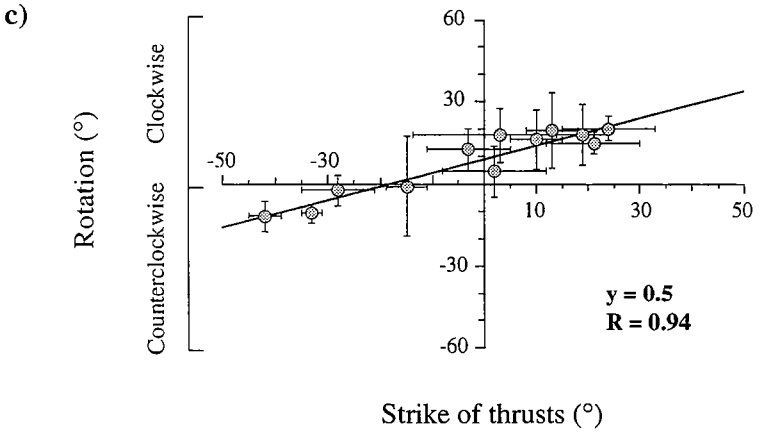
L'étude des relations entre l'orientation des structures majeures et les rotations paléomagnétiques à l'échelle des Andes Centrales, montre que les rotations tectoniques résultent, pour une grande part, d'un processus de courbure oroclinale, qui affecte



Mésozoïque (> 80 Ma)



Mésozoïque Supérieur-Cénozoïque Inférieur (70-20 Ma)



Néogène (20-0 Ma)

Figure IV.2 : Diagramme dans lequel sont reportées les rotations en fonction de l'orientation des chevauchements majeurs autour de l'orocline bolivien. Le jeu de données paléomagnétiques est divisé en trois intervalles de temps. Les pentes des droites de régression (y) ainsi que les coefficients de corrélation des régressions linéaires (R) sont indiqués pour chaque jeu de données.

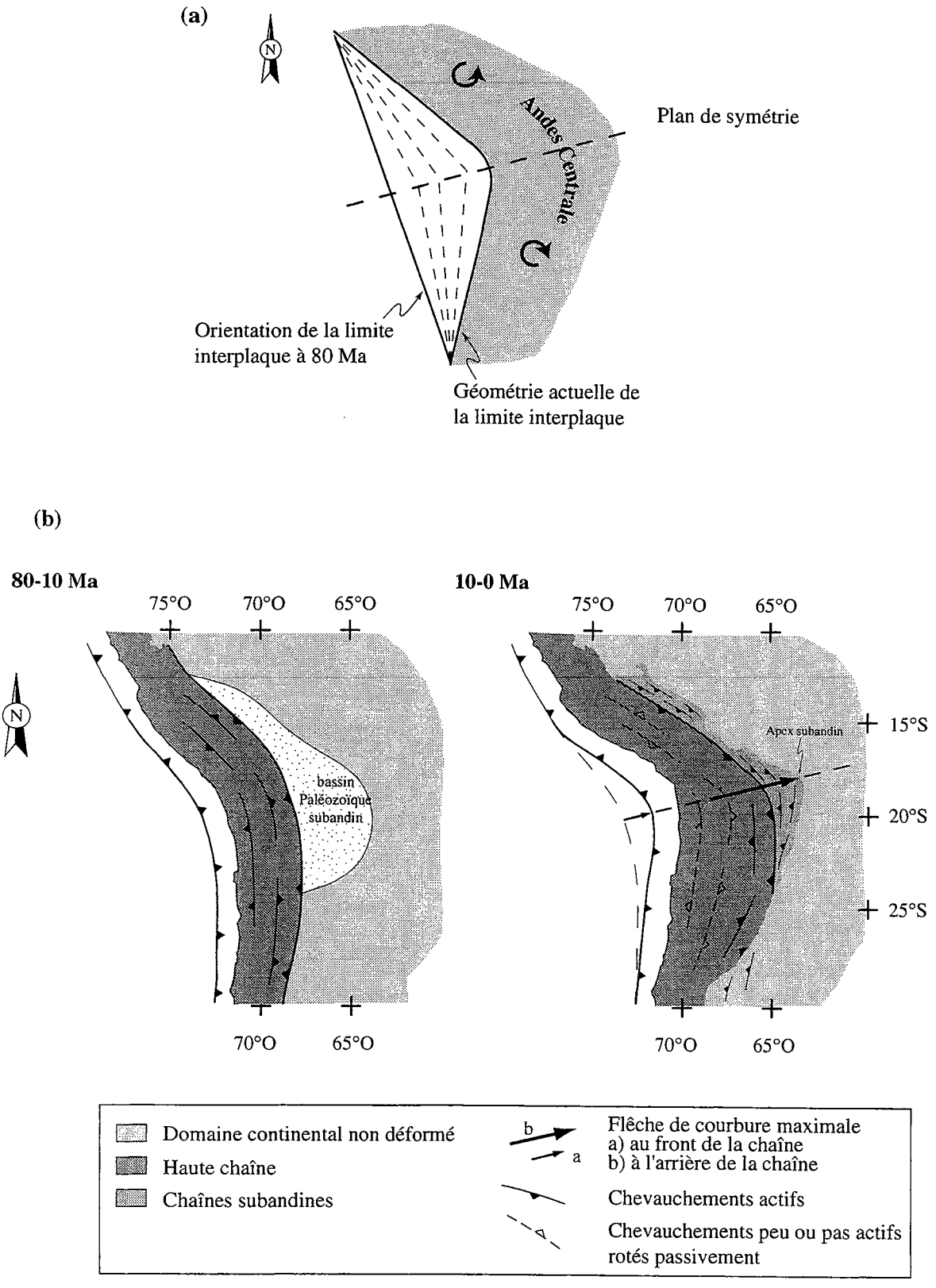


Figure IV.3 : Développement schématique de l'orocline bolivien entre le Crétacé Supérieur et le Cénozoïque Supérieur. a) La marge continentale est initialement quasi-rectiligne et s'oriente suivant une direction N15°-N20°O. Sa courbure progressive induit des rotations tectoniques anti-horaires au Nord du plan de symétrie de l'arc et horaires au Sud. b) Géométrie actuelle de la limite interplaque (fosse de subduction péruvo-chilienne) et du front de déformation bordant la chaîne à l'Est. La courbure de la chaîne n'est pas uniforme durant le Cénozoïque. En particulier, la géométrie du front de déformation à l'Est, est probablement influencée par la pénétration de celui-ci au sein des actuelles chaînes subandines au Néogène Supérieur.

l'ensemble de l'orogène. La courbure semble s'initier au moins entre le Crétacé Supérieur et le Cénozoïque Inférieur et se poursuit durant tout le Cénozoïque avec cependant, une accélération marquée entre 20 Ma et l'actuel. Elle affecte une marge continentale quasiment rectiligne à 80 Ma et orientée suivant une direction comprise entre N15°O et N20°O(Fig. IV.3).

IV.4. Discussion

Il se dégage de notre étude que les rotations paléomagnétiques observées à travers les Andes Centrales ne résultent pas d'un processus unique, comme cela à souvent été proposé par le passé, mais sont le fait de plusieurs processus agissant de façon synchrone et à différentes échelles. Les rotations finies mesurées aujourd'hui, sont la somme (1) de rotations de blocs in-situ à une échelle locale, générées par la structuration de la croûte continentale lors de l'orogenèse andine et (2) de rotations à l'échelle continentale résultant de la courbure oroclinale de l'orogène.

IV.4.1. Rotations in-situ de blocs rigides à une échelle locale

Les rotations différentielles de blocs rigides à une échelle locale semblent résulter de mécanismes distincts, selon que l'on se positionne en région d'avant-arc ou en région d'arrière-arc. Dans la région d'avant-arc et particulièrement dans le Nord du Chili, un nombre conséquent d'études paléomagnétiques a été réalisé, tant dans des formations volcaniques jurassiques à cénozoïques, que dans des formations sédimentaires cénozoïques (voir Table IV.1). Dans cette partie de la chaîne, où la croûte continentale présente une épaisseur inférieure ou égale à 50 kilomètres (*Beck et al., 1996*), les auteurs proposent de façon récurrente des systèmes de rotations de blocs rigides, bordés par des décrochements (type dominos), pour rendre compte des rotations paléomagnétiques qu'ils mesurent (*Beck, 1988; Hartley et al., 1988; Armijo & Thiele, 1990; Forsythe & Chisholm, 1994; Randall et al., 1996*). Cependant, la cinématique des failles observées dans le Nord du Chili est souvent l'objet de controverses. Par exemple, dans la Cordillère de Domeyko et dans la Précordillère chilienne, certains auteurs décrivent de la déformation décrochante senestre à l'Eocène et dextre à l'Oligocène (*Mpodozis et al., 1993*), tandis que d'autres décrivent exactement l'inverse (*Reutter et al., 1993*). Idem, pour des données paléomagnétiques récoltées dans une même région, ici la Cordillère Côtière juste au Sud d'Antofagasta, les auteurs proposent que les rotations paléomagnétiques correspondent à des rotations rigides de blocs d'échelle crustale associées à des failles normales (*Hartley et al., 1988*), décrochantes dextres (*Beck, 1988*) ou décrochantes senestres (*Armijo & Thiele, 1990*). Il semble donc qu'il soit quelque peu délicat de souligner une tendance générale

Dans la zone d'arrière-arc, au niveau des régions de l'Altiplano-Puna, où la croûte continentale peut atteindre près de 80 kilomètres d'épaisseur *(Beck et al., 1996 ; Zandt et al., 1996)*, le rôle de la déformation décrochante reste encore méconnu *(Allmendinger et al., 1997)*, tant la déformation compressive est dominante. A travers la Puna, les structures majeures sont essentiellement chevauchantes et les rotations différentielles entre des blocs rigides résultent principalement de variations latérales de rejets sur les chevauchements bordant les blocs, qui se traduisent par des mouvements en ciseaux (voir § IV.2).

IV.4.2. Rotations à l'échelle continentale : développement de l'orocline bolivien.

IV.4.2.1. Chronologie de la courbure oroclinale

L'étude des rotations paléomagnétiques, indépendamment de tout autre type de données, montre que la courbure oroclinale de la chaîne s'initie au moins dès la transition Crétacé Supérieur-Cénozoïque. Dans la mesure où le mécanisme qui guide cette courbure est directement tributaire de la compression andine, il paraît dès lors raisonnable d'envisager un âge plus ancien que celui classiquement admis jusqu'ici, à savoir néogène, pour l'initiation d'une déformation distribuée à travers la croûte continentale des Andes Centrales.

Des études tectoniques, sédimentologiques et magnétostratigraphiques récentes *(Kennan et al., 1995; Lamb & Hoke, 1997; Lamb et al., 1997; Sempere et al., 1997; Muñoz et al., 1997; Horton, 1998)* indiquent clairement que le cycle orogénique compressif andin s'initie le long de la marge continentale chilienne, à l'Ouest, durant le Crétacé Supérieur (~89 Ma) *(Sempere, 1995; Sempere et al., 1997)*. Il affecte significativement la croûte continentale, en terme de raccourcissement horizontal dès le Paléocène, au niveau du Salar d'Atacama au Chili *(Muñoz et al., 1997)*, dès l'Eocène Inférieur dans les régions occidentales de l'Altiplano bolivien *(Kennan et al., 1995; Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997)* et dès la transition Eocène Supérieur-Oligocène Inférieur au niveau des Cordillères Orientales de Bolivie et d'Argentine *(Horton, 1998)* (voir §x pour le timing de la déformation à travers les Andes Centrales). Les rotations crétacées et paléogènes observées au sein de l'Altiplano-Puna et des Cordillères Orientales adjacentes sont le reflet de stades précoces du développement de l'orocline bolivien. Il semble donc désormais incontournable de ne plus parler d'une courbure oroclinale néogène *(Isacks, 1988)* mais d'une courbure oroclinale cénozoïque des Andes Centrales.

IV.4.2.2. Mécanismes contrôlant la courbure oroclinale

Les variations latérales des quantités de raccourcissement horizontal à travers les Andes Centrales constituent le principal processus qui a initié et accentué la courbure oroclinale de la chaîne (*Isacks, 1988*). Les quantités de raccourcissement sont maximales à l'apex de l'orocline bolivien à l'endroit où la chaîne est la plus large (Fig. I.2a) et décroient symétriquement vers le Sud et vers le Nord. Le long du plan de symétrie de l'arc, les estimations du raccourcissement horizontal varient entre 250 km et 320 km (*Roeder, 1988; Sheffels, 1990; Isacks, 1988; Schmitz, 1994*).

Le problème dans le modèle de courbure oroclinale est d'identifier les facteurs qui gouvernent la localisation de la déformation et qui permettent un raccourcissement horizontal différentiel à travers la chaîne. Les trois mécanismes proposés de façon récurrente sont : (1) l'influence de la géométrie de la plaque plongeante (*Isacks, 1988; Wdowinsky & Bock, 1994*), (2) l'influence de la rigidité flexurale de la lithosphère continentale (*Whitman, 1994; Whitman et al., 1996; Watts et al., 1995*) et (3) l'influence de la paléogéographie (*Allmendinger et al., 1983, 1997; Kley, 1998*).

(1) *Influence de la géométrie de la plaque plongeante*. Ce modèle est basé sur l'hypothèse que l'affaiblissement thermique de la lithosphère continentale résulterait de processus convectifs et magmatiques se déroulant au sein du biseau asténosphérique, entre la plaque plongeante et la plaque chevauchante. Le raccourcissement affecterait préférentiellement les zones thermiquement affaiblies. Les variations latérales des quantités de raccourcissement seraient fonctions des variations de la largeur horizontale de la zone thermiquement affaiblie au sein de la plaque continentale (Fig. I.32a & b; voir § I.5). Ce modèle implique des variations latérales de pendage de la plaque océanique plongeante qui sont assez bien documentées pour le Néogène (voir § I.3.2.; *Kay, 1987; Kay et al., 1988, 1991; Kay & Abruzzi, 1996*), mais qui sont totalement inconnues pour toute la période Cénozoïque.

Un certain nombre d'auteurs remarque à juste titre, que le raccourcissement différentiel coïncide géographiquement avec des variations du style structural (*thin-skinned versus thick-skinned*) des chaînes d'avant-pays (*Allmendinger et al., 1983, 1997; Allmendinger & Gubbels, 1996; Baby et al., 1989; Watts et al, 1995; Kley, 1998*). Ces différents styles structuraux sont inégalement efficaces en terme de raccourcissement horizontal (voir § I.3.3.) et semblent bien guider les variations de raccourcissement à travers la chaîne.

(2) *Influence de la rigidité flexurale de la lithosphère continentale*. Ce modèle stipule qu'une rigidité flexurale élevée permettrait le développement de ceintures d'avant-pays de type *thin-skinned* à l'aplomb d'un décollement basal, comme c'est le

cas dans les chaînes sub-andines de Bolivie (*Watts et al., 1995; Whitman et al., 1996*). A l'inverse, une faible rigidité flexurale favoriserait le développement d'un style tectonique de type *thick-skinned* comme c'est le cas au niveau du système de Santa Bárbara et des Sierras Pampéanas (Fig. I.23a & b, voir §I.3.3.3).

(3) *Influence de la paléogéographie.* Les variations du style de la déformation dans les ceintures d'avant-pays se corrèlent géographiquement avec des unités paléogéographiques pré-andines (Fig. I.22; *Allmendinger et al., 1983, 1997; Allmendinger & Gubbels, 1996; Baby et al., 1989; Kley, 1998*). Les chaînes subandines de Bolivie se développent au sein d'une épaisse séquence de sédiments anté-cénozoïques qui correspondent, pour une grande part, au remplissage d'un bassin d'avant-pays paléozoïque (*Bahlburg, 1991; Bahlburg & Breitkreuz, 1991; Bahlburg & Furlong, 1996*). Elles disparaissent au Sud alors que ce bassin disparaît lui aussi (voir § I.3.3.2).

IV.4.2.3. Bilan

Ces trois mécanismes doivent agir de concert pour former le champ de déformation actuellement observable dans les Andes centrales. Cependant, il nous semble que les hétérogénéités structurales et stratigraphiques héritées observées au sein de la croûte continentale de toute la région, influent sur la structuration de la chaîne dès le début de sa construction. Cet héritage doit être la raison principale des variations du style structural, actuellement observées dans l'avant-pays (*Allmendinger et al., 1997; Kley, 1998*) et par la même, du raccourcissement différentiel à travers les différents segments de l'orogène.

Il faut noter que les géométries courbes de la frontière entre les plaques Nazca et Amérique du Sud et du front de déformation bordant la chaîne à l'Est, ne sont pas parallèles entre elles. Le front de déformation est nettement plus concave vers l'Ouest, que la limite interplaque ne l'est (Fig. IV.3b). La courbure est particulièrement accentuée à l'apex oriental de l'arc, au niveau de la région qui correspond aux actuelles chaînes sub-andines. Cette géométrie suggère que la marge continentale des Andes Centrales ne se courbe pas de façon uniforme. Au contraire, les variations latérales des quantités de raccourcissement contribuent à l'accentuation de la courbure du front de déformation au fur et à mesure de sa propagation générale d'Ouest en Est. Les zones à l'arrière, qui ne sont plus le siège d'un épaississement crustal important, subissent une courbure oroclinale moindre. La pénétration du front de déformation au niveau des actuelles chaînes subandines aux environs de 10 Ma (*Gubbels et al., 1993*) pourrait en partie rendre compte de l'accélération de la courbure oroclinale enregistrée au Néogène.

Elle doit fortement contribuer à influencer la géométrie cartographique actuelle de la zone axiale et orientale de l'orocline bolivien. Ces observations sont compatibles avec des données de paléomagnétisme récemment obtenues dans des volcanites non déformées datant du Miocène Moyen au Chili, qui ne montrent pas de rotations significatives (Roperch, comm. pers.).

Chapitre V

Synthèse des résultats

Conclusions

L'étude du champ de déformation et de la cinématique de la zone de transition que constitue, à l'échelle des Andes Centrales, le haut plateau de la Puna, apporte de nouveaux éléments en ce qui concerne la compréhension du développement de toute la syntaxe Sud de la chaîne. L'approche pluri-disciplinaire adoptée pour cette étude, permet (1) de caractériser la structuration interne de la Puna, (2) de reconsidérer l'âge de l'initiation de la compression andine dans cette région d'arrière-arc, (3) de mieux comprendre l'organisation et le développement du champ de déformation à travers la chaîne, (4) d'argumenter le développement de l'orocline bolivien dans l'espace et dans le temps. Enfin, un modèle général de développement progressif cénozoïque de la chaîne, à la latitude d'environ 25°S, est proposé.

V.1. Structuration interne du haut plateau de la Puna

La structuration interne du haut plateau de la Puna indique que la compression andine affecte très largement les unités sédimentaires du socle protéro-paléozoïque. La déformation est de type *thick-skinned*. Le plateau est composé d'alternances de chaînons de socle et de bassins intramontagneux cénozoïques, bordés par des chevauchements fortement pentés en surface. Les structures compressives régionales s'orientent globalement suivant une direction NNE-SSO, sont largement distribuées à travers tout le plateau et vergent alternativement vers l'Est et l'Ouest. Les rejets différentiels le long des chevauchements conditionnent directement la mise à l'affleurement et la topographie des blocs de socle qu'ils bordent.

Deux types de bassins compressifs géométriquement distincts coexistent à travers la Puna. D'une part les bassins assymétriques bordés sur l'un de leurs flancs par un chevauchement qui contrôle leur développement, d'autre part, des bassins plus symétriques, limités de part et d'autre par des failles inverses de vergence opposée et convergentes. Les remplissages cénozoïques des bassins compressifs excèdent localement 6000 mètres d'épaisseur. Il existe une relation directe entre l'expression morphologique des bassins en surface et leur degré de structuration interne. Les surfaces de bassins constituant des dépressions, recouvertes ou non par les grands salars de la Puna, possèdent un remplissage sédimentaire peu ou pas déformé, le raccourcissement horizontal se concentrant en périphérie, le long des chevauchements bordant les dépôcentres. A l'inverse, les quelques bassins aflleurants sont caractérisés par un raccourcissement horizontal largement distribué au sein de leur couverture sédimentaire. Les quantités de raccourcissement minimum calculées à travers le plateau et la Cordillère Orientale à une latitude de 25°S sont de 64 km soit environ 30%.

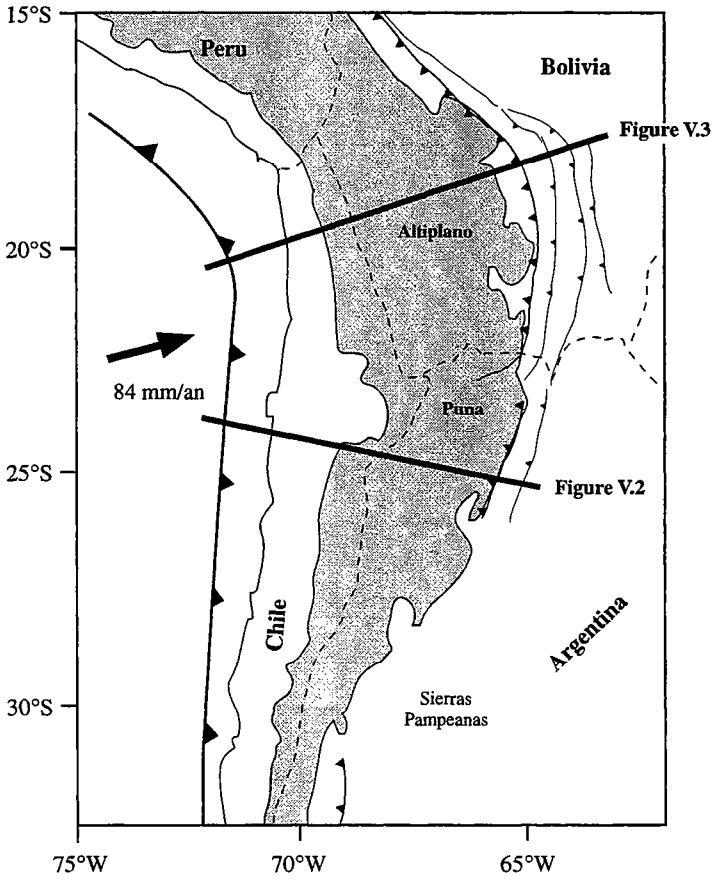


Figure V.1 : Carte des Andes Centrales localisant les schémas évolutifs des figures V.2 et V.3.

V.2. Chronologie de la déformation et propagation du front de déformation

A l'échelle de la Puna, les apports des données stratigraphiques, de l'analyse de profils de sismique réflexion pétrolière et de datations radiométriques par la méthode des traces de fission sur apatite, permettent de reconsidérer l'âge de l'initiation d'un raccourcissement distribué à travers toute la région. Tout d'abord, le dépôt d'épaisses séquences détritiques à partir de l'Eocène Supérieur, tant dans les régions occidentales que dans les régions orientales du plateau, attestent d'une activité tectonique non négligeable dès cette époque. En outre, dans le bassin de Tres Cruces, les unités représentées par ces faciès proximaux, présentent des géométries symptomatiques de dépôts syntectoniques. Enfin, les indices de dénudation rapide du flanc Sud-Est de la Puna au niveau de la Sierra de Chango Real, dès 38 Ma, c'est-à-dire à la transition Eocène-Oligocène, confirment l'hypothèse selon laquelle les zones les plus orientales de l'actuelle Puna sont affectées par la compression andine dès l'Eocène terminal (Fig. V.2c, coupes localisées sur la Figure V.1).

Les résultats que nous obtenons au niveau de la Puna s'intègrent bien à ceux obtenus récemment au Chili et en Bolivie. Au Chili, l'inversion des failles normales du Crétacé Inférieur est documentée au sein du salar d'Atacama, dès la transition Crétacé Supérieur-Paléocène (Fig. V.2b; *Muñoz et al., 1997*). En Bolivie, la déformation interne des sédiments du bassin de l'Altiplano est enregistrée dès l'Eocène (Fig. V.3b; *Kennan et al., 1995; Sempere et al., 1997; Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997*). En outre, des âges K/Ar sur micas (*Mc Bride et al., 1987; Farrar et al., 1988*) ainsi que des résultats d'analyses de traces de fission sur apatites et zircons (*Benjamin et al., 1987; Lamb & Hurford, données non publiées*) indiquent que les batholites de la Cordillera Real et de Quimsa Cruz (Cordillère Orientale de Bolivie) se refroidissent et se dénudent rapidement à partir de 40 Ma (Fig. V.3b).

A l'échelle de la chaîne, le front de déformation s'est globalement propagé d'Ouest en Est durant le Cénozoïque (*Kley et al., 1996; Allmendinger et al., 1997; Allmendinger & Gubbels, 1996; Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997*). Il est cependant intéressant de noter que la propagation du front de déformation n'est pas uniforme dans l'espace. Les soulèvements précoces de la Cordillère Orientale de Bolivie et du flanc Sud-Est de la Puna dès l'Eocène (Figs. V.2c & V.3b), suggèrent que des hétérogénéités au sein de la lithosphère continentale, telles que des structures héritées paléozoïques et/ou mésozoïques, permettent la localisation précoce de la déformation dans ces régions très orientales.

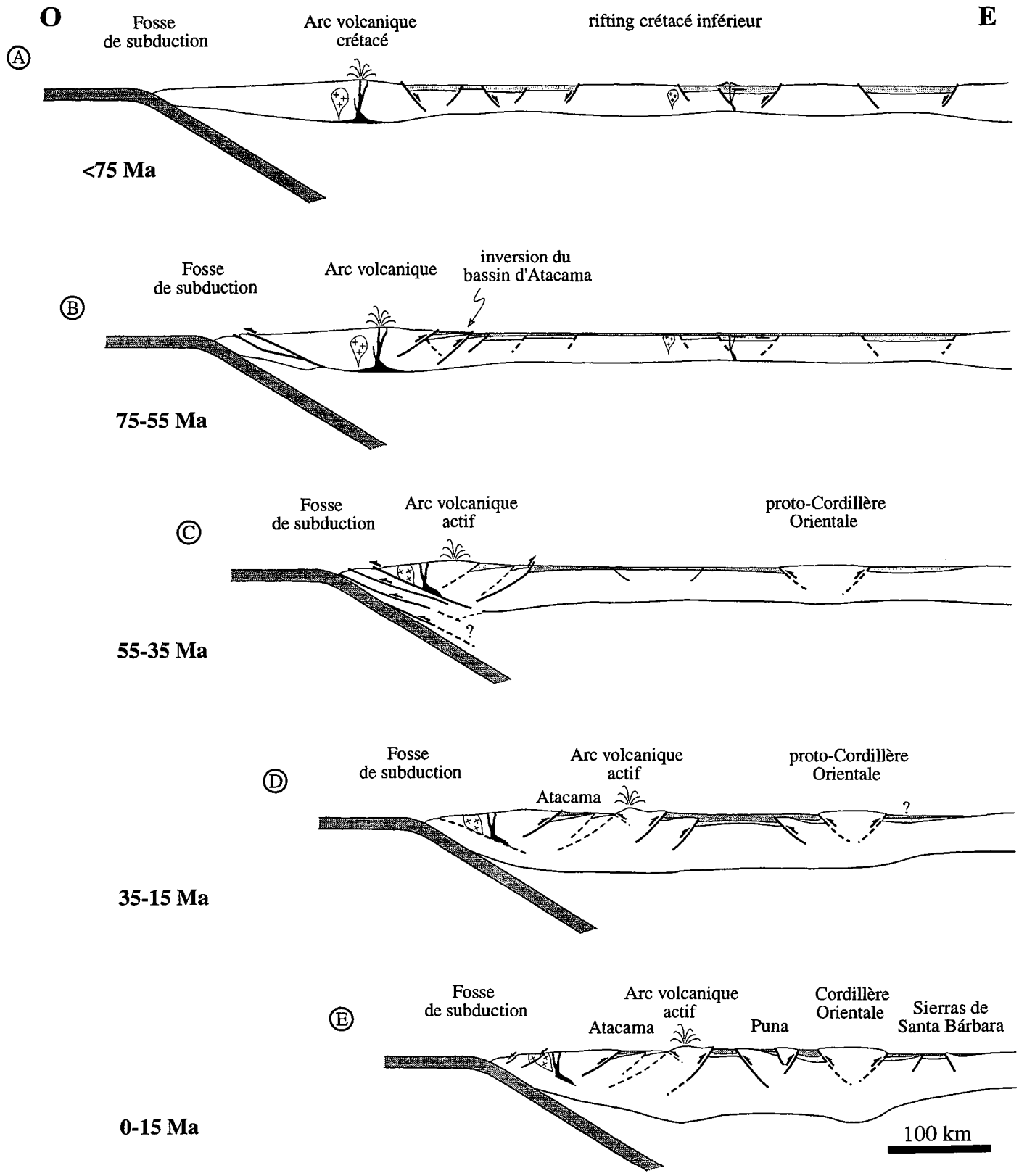


Figure V.2 : Schémas évolutifs illustrant l'évolution des Andes Centrales du Nord du Chili et de l'Argentine durant les 75 derniers millions d'années. a) Au Crétacé Inférieur, le Nord-Ouest argentin est affecté par une phase de rifting durant laquelle se déposent les grès rouges du sous-groupe Pirgua, localement intercalés de coulées basaltiques. b) A partir du Crétacé Supérieur et du Paléocène, la conpression andine est enregistrée le long de la marge chilienne (Sempere et al., 1997) et inverse le bassin d'Atacama (Muñoz et al., 1997), alors localisé en position arrière-arc. Vers l'Est, les calcaires maestrichtiens de la formation Yacoraite se déposent en discordance. c) Durant l'Eocène, le dépôt d'épaisses séquences conglomératiques à travers la Puna, indique que du raccourcissement distribué s'y produit. A la transition Eocène-Oligocène (~38 Ma), le flanc Oriental de la Puna commence à se soulever. d) Le raccourcissement affecte significativement la proto-Puna entre l'Oligocène et la fin du Miocène Moyen lors du dépôt de la formation Pozuelos dans le Sud du plateau. e) Au Miocène Supérieur, les bassins s'individualisent nettement au sein du plateau. Les Sierras thick-skinned de Santa Bárbara se soulèvent dans l'avant-pays.

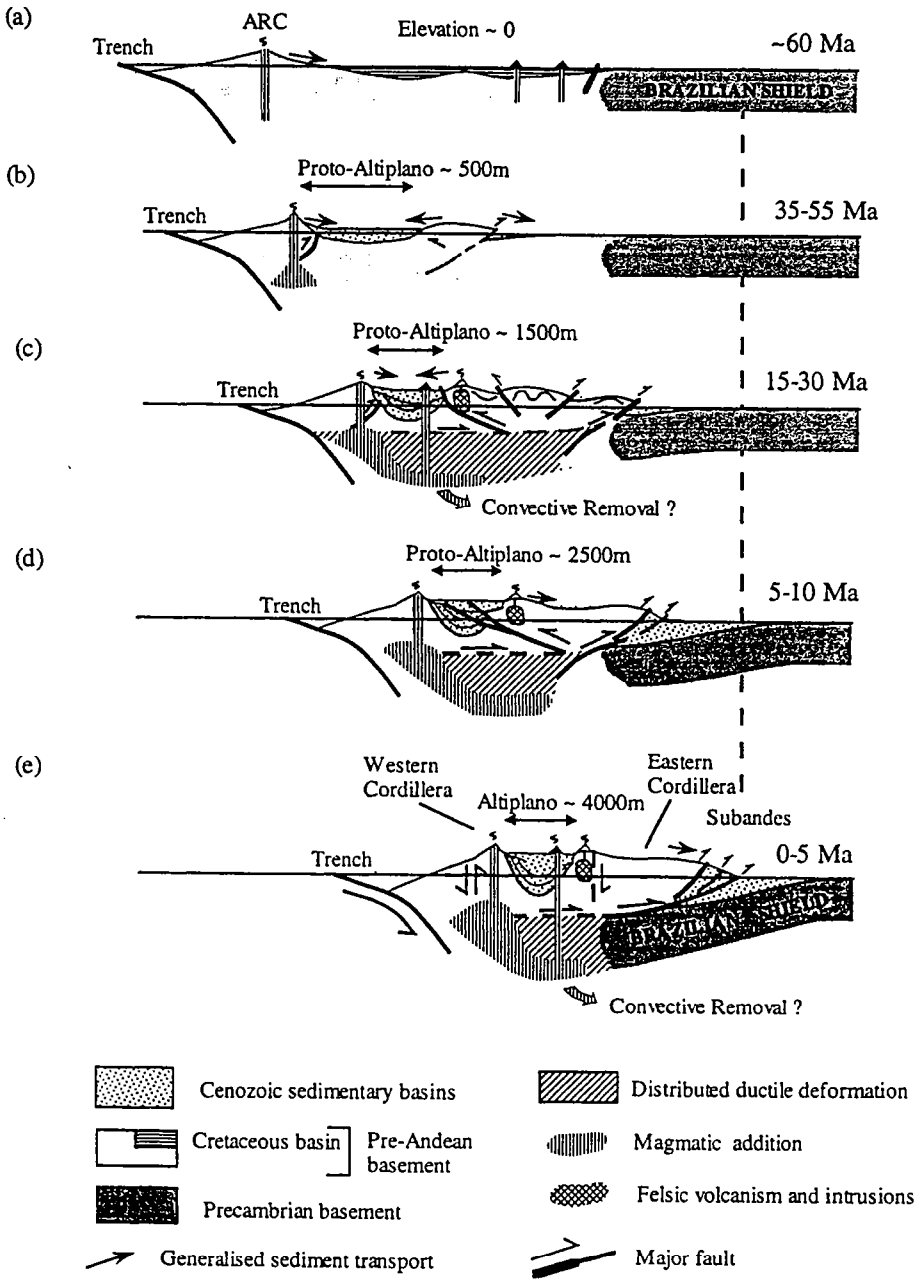


Figure V.3 : Schémas évolutifs illustrant l'évolution des Andes Centrales de Bolivie durant les 60 derniers millions d'années (d'après Lamb et al., 1997). a) Au Crétacé Supérieur, les Andes boliviennes forment un large bassin, proche du niveau marin et bordé à l'Est par le bouclier brésilien. b) Une zone étroite en soulèvement se développe au centre du bassin, divisant le bassin de l'Altiplano à l'Ouest d'un bassin d'avant-pays à l'Est. c) La zone de déformation thick-skinned s'élargit et la Cordillère Orientale chevauche à la fois l'Altiplano vers l'Ouest et l'avant-pays vers l'Est. De petits bassins compressifs se développent au sein de la Cordillère Orientale. d) Le bouclier brésilien commence à s'enfoncer sous la marge orientale des Andes avec le développement des chaînes subandines caractéristiques d'une tectonique de type thin-skinned. Un raccourcissement moindre se produit à travers le bassin de l'Altiplano. e) La subduction du bouclier brésilien est accommodée en surface par la déformation dans les chaînes subandines et en profondeur, par du raccourcissement distribué au sein de la croûte inférieure ductile (d'après Lamb et al., 1997).

A travers l'Altiplano bolivien et dans le Nord de la Puna, l'arrêt d'un raccourcissement distribué est daté aux alentours de 9-10 Ma (Fig. V.3d & e; *Gubbels et al., 1993; Cladouhos et al., 1994*). Les datations radiométriques (en cours d'acquisition) de nos tufs dans les bassins de Susques et de Tres Cruces devraient confirmer cette fourchette d'âge. La propagation du front de déformation vers l'Est, au sein des actuelles chaînes subandines, postérieurement à 10 Ma (Fig. V.3d & e; *Gubbels et al., 1993, Kley et al., 1996; Moretti et al., 1996; Hernández et al., 1996*), est facilitée par la présence d'un épais bassin paléozoïque à l'Est. Dans le même temps, la subduction intracontinentale du bouclier brésilien s'initie sous la chaîne et épaissit la lithosphère sous l'Altiplano oriental (Fig. V.3c, d & e; *Lyon-Caen et al., 1985; Watts et al., 1995; Lamb et al., 1997; Lamb & Hoke, 1997; Allmendinger et al., 1997*). Les quantités de raccourcissement horizontal enregistrées durant le Néogène dans les chaînes subandines sont conséquentes (140 km à l'apex de l'orocline et 86 km dans le Nord-Ouest argentin; *Baby et al., 1997*).

A l'inverse, dans le Sud de la Puna, l'absence d'un biseau sédimentaire préexistant dans l'avant-pays, freine la propagation du front de déformation vers l'Est. Le raccourcissement distribué se cantonne à la Puna jusqu'au Pliocène Supérieur (*Marrett et al., 1994; Allmendinger & Gubbels, 1996; Allmendinger et al., 1997*), mais affecte toutefois les Sierras de Santa Bárbara au Miocène Supérieur (*Grier et al., 1991*) (Fig. V.2e).

V.3. Organisation et évolution du champ de déformation cénozoïque

L'analyse cinématique des populations de failles, échantillonnées dans les sédiments crétacés et tertiaires des bassins de la Puna et le long de son flanc oriental, fournit des résultats représentatifs de la déformation cénozoïque à travers la région. L'orientation des axes principaux de la déformation, tels qu'ils sont actuellement observables, y est relativement constante. L'axe principal du raccourcissement ($\lambda 3$) est sub-horizontal et s'oriente préférentiellement suivant une direction ONO-ESE à NO-SE, l'axe intermédiaire ($\lambda 2$) est sub-horizontal et s'oriente NNE-SSO enfin l'axe principal d'allongement ($\lambda 1$) est sub-vertical. Le rapport R témoigne de la nette prépondérance d'une déformation de type plane, impliquant les axes $\lambda 3$ sub-horizontaux et les axes $\lambda 1$ sub-verticaux. Une telle organisation est caractéristique d'une déformation nettement compressive. Cette observation est étayée par l'orientation perpendiculaire du raccourcissement par rapport à la direction N10°-20° des structures chevauchantes régionales. L'orientation, à priori anormale, des directions de raccourcissement, par

rapport à la direction de convergence oblique entre les plaques, en tenant compte de l'éventualité d'un partitionement de la déformation à l'échelle continentale, suggère que les axes de la déformation déterminés par la méthode de l'analyse des populations de failles, ont été déviés de façon synchrone ou postérieurement au raccourcissement et à l'épaississement de la croûte continentale. Ces rotations peuvent s'être produites tant à l'échelle d'une station, qu'à l'échelle régionale, lors du développement de l'orocline bolivien.

Des données adéquates d'anisotropie de susceptibilité magnétique permettent de s'affranchir de ces rotations et de restituer l'orientation originale des axes de raccourcissement acquise lorsque l'échantillon considéré acquiert son aimantation. Les résultats indiquent que le raccourcissement s'organise radialement autour de l'orocline bolivien (Fig. V.4). Cette organisation est probablement guidée par les gradients décroissants des quantités de raccourcissement observés de part et d'autre du plan de symétrie de l'arc andin. Ces gradients conditionnent le développement d'un front de déformation courbe qui doit contribuer à dévier les directions de la déformation. Le champ de déformation observé dans l'avant-pays, déduit de l'analyse de mécanismes aux foyers de seismes, est similaire et montre une disposition radiale de la contrainte compressive $\sigma 1$ autour de l'arc (cf. Fig.I.18a & b; *Assumpção & Araujo, 1993*). L'organisation radiale des directions de raccourcissement autour de la haute chaîne s'inscrit donc dans la durée et témoigne directement de l'influence sur l'organisation du champ de déformation, de la propagation d'un front de déformation dont la courbure doit s'accentuer durant le Cénozoïque, au fur et à mesure de sa propagation vers l'Est.

V.4. Développement cénozoïque de l'orocline bolivien

Les rotations paléomagnétiques observées à travers les Andes Centrales ne résultent pas d'un processus unique, mais sont le fait de plusieurs processus agissant de façon synchrone et, surtout, à différentes échelles. Notre étude des rotations paléomagnétiques à travers la Puna indique, d'une part que toutes les rotations mesurées sont horaires et s'intègrent bien dans le champ de rotations observé à travers l'arc andin, et d'autre part, qu'elles peuvent être localement influencées par des processus tectoniques locaux. Les failles observées à travers la Puna étant majoritairement compressives, il est probable que les rotations de blocs in-situ observées dans la région arrière-arc de la Puna, résultent de mouvements en ciseaux sur les chevauchements.

A l'échelle de la chaîne, l'étude des relations entre l'orientation des structures majeures et les rotations paléomagnétiques valide le modèle d'une courbure oroclinale

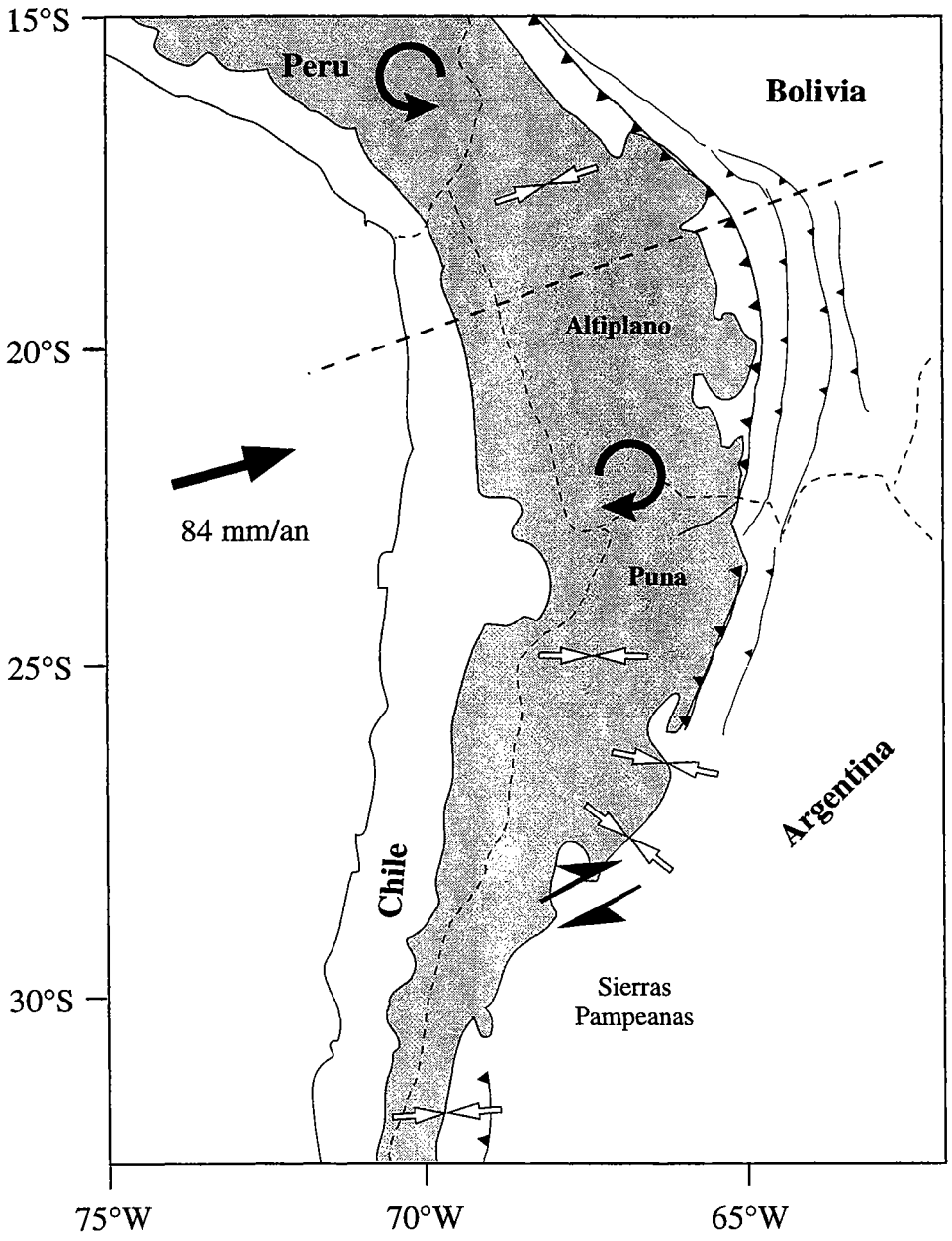


Figure V.4 : La convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud est absorbée par la subduction de la plaque océanique au niveau de la fosse péruvo-chilienne et par la déformation essentiellement compressive du haut-plateau de l'Altiplano-Puna. Les variations latérales des quantités de raccourcissement sont accommodées à la fois par le développement d'un front de déformation courbe à l'Est et par la Zone de transfert dextre de Tucumán au Sud, qui sépare la Puna de la province des Sierras Pampeanas. Les directions principales de raccourcissement (flèches blanches) se disposent radialement autour de l'orocline bolivien, en réponse aux gradients de raccourcissement décroissants depuis le plan de symétrie de l'arc (pointillés noirs) vers le Nord et le Sud. La chaîne est, dans son ensemble, caractérisée par des rotations anti-horaires au Nord de la déflexion et horaires au Sud qui reflètent son fonctionnement oroclinal.

progressive des Andes Centrales. En outre, cette courbure semble s'initier dès le Crétacé Supérieur le long de la marge continentale chilienne, pour se poursuivre au Paléogène, durant les stades précoces de l'orogenèse andine et enfin s'accélérer au Néogène, d'une part lorsque le front de déformation pénètre au sein des actuelles chaînes subandines de Bolivie et d'autre part lorsque la subduction intracontinentale du bouclier brésilien s'initie et se développe. Les données paléomagnétiques suggèrent qu'aux alentours de 80 Ma, la marge continentale est quasiment rectiligne et s'oriente suivant une direction comprise entre N15°O et N20°O.

La courbure oroclinale est gouvernée, au premier chef, par des quantités différentielles de raccourcissement horizontal, qui sont maximales le long du plan de symétrie de l'orocline et décroissent symétriquement vers le Nord et le Sud. Les plus grandes quantités de raccourcissement sont associées à des chaînes d'avant-pays de type *thin-skinned*, les quantités moindres le sont avec des chaînes d'avant-pays de type *thick-skinned*. Le problème est d'identifier les mécanismes qui permettent de localiser le raccourcissement au niveau de la déflexion de l'arc. Il nous semble que parmi les différentes solutions proposées dans le littérature, l'héritage structural et la paléogéographie anté-andine jouent un rôle prépondérant dans cette localisation. Cette hypothèse a été testée par des expériences de modélisation analogiques dont les résultats préliminaires sont présentés en annexe 5.

ANNEXES

Annexe 1

Publication :

Structure and kinematics of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes (49°30'S),

Isabelle Coutand, Marc Diraison, Peter R. Cobbold, Denis Gapais, Eduardo A. Rossello and Muriel Miller

Article publié au *Journal of American Earth Sciences*, 1999, v. 12, p. 1-15.

Reproduit avec l'aimable autorisation d'**Elsevier Sciences**.

A-1. Structure et cinématique d'une section de piémont, Lago Viedma, Andes Australes (49°30'S)

A-1.1. Résumé

Le long de la bordure occidentale de la Patagonie, au Sud de 47°S, l'organisation des plaques tectoniques a subi une série de changements durant le Tertiaire. La dorsale du Chili, séparant les plaques Nazca et Antarctique, entre en collision oblique avec la partie Ouest de la Terre de Feu aux environs de 14 Ma. Le point triple entre les plaques a consécutivement migré vers le Nord jusqu'à sa position actuelle aux alentours de 47°S. La pointe Sud de l'Amérique du Sud est donc passée d'un contexte de convergence rapide et oblique au Miocène (ENE-OSO à 9 cm/an) entre les plaques Nazca et Amérique du Sud, à un contexte de convergence frontale lente au Pliocène (E-O à 2 cm/an) entre les plaques Antarctique et Amérique du Sud.

La ceinture d'avant-pays andine se localise le long de la bordure Est de la Cordillère patagonne et affleure largement le long de la rive Nord du Lago Viedma (49°30'S). Des observations de géologie structurale, la numérisation de cartes topographiques, des données de sub-surface, la restauration d'une coupe et l'analyse cinématique de populations de failles apportent de nouvelles informations sur la structure de la ceinture d'avant-pays, l'âge et le style de la déformation et leurs relations avec les mouvements des plaques durant le Tertiaire. Le long du transect étudié, des structures synsédimentaires indiquent que la déformation compressive s'est initiée au moins durant le Crétacé Supérieur, a continué lors de l'emplacement syntectonique du pluton granitique du Monte Fitz Roy au miocène Inférieur et a perduré jusqu'au Pliocène. Le style de la déformation est caractérisé par une tectonique de socle (*thick-skinned tectonics*) à l'Ouest, dans les parties les plus internes de la ceinture d'avant-pays, et par une tectonique de type tégumentaire (*thin-skinned tectonics*) à l'aplomb d'un niveau de décollement s'enracinant dans les shales noirs du Crétacé Inférieur à l'Est. L'analyse cinématique de populations de failles mesurées dans le socle Jurassique et sa couverture crétacée, indique que la direction principale de raccourcissement est sub-horizontale et s'oriente suivant une direction E-O à ENE-OSO. La déformation compressive est associée à une composante majeure de décrochement dextre, parallèle à la chaîne.

A-1.2. Publication

Structure and kinematics of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes (49°30'S)

Isabelle Coutand[1], Marc Diraison[1], Peter R. Cobbold[1],

Denis Gapais[1], Eduardo A. Rossello[2] and Muriel Miller[3]

[1] Géosciences-Rennes (UPR 4661 - CNRS), Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex, France.

[2] CONICET and Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas, Pabellón II, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, República Argentina.

[3] Compañía General de Combustibles S.A., Alicia Moreau de Justo n° 400, 1°Piso, 1107 Buenos Aires, República Argentina.

ABSTRACT

Along the western edge of Patagonia, South of 47°S, the plate tectonic pattern went through a series of changes during the Tertiary. The Chile ridge, separating Nazca from Antarctica, collided obliquely with western Tierra del Fuego at about 14 Ma and the triple point migrated northwards to its present position at about 47°S. Consequently, the southern tip of South America has passed, from a Miocene context of rapid oblique convergence (ENE-WSW at about 9 cm/year) between Nazca and South America, to a Pliocene context of slow frontal convergence (EW at about 2 cm/year) between Antarctica and South America. The Andean foreland fold-and-thrust belt lies on the eastern side of the patagonian Cordillera and is well exposed along the northern shore of Lago Viedma (49°30'S). Structural observations, digital mapping, subsurface data, balancing of a cross-section and kinematic analysis of fault populations provide new information on the structure of the fold-and-thrust belt, the timing and style of deformation and their relationship with Tertiary plate tectonics. Along the studied transect, synsedimentary structures show that compressional deformation began at least during the Late Cretaceous, was ongoing during the syntectonic emplacement of the Lower Miocene granitic Monte Fitz Roy pluton and continued into the Pliocene. Folds and thrusts are thick-skinned, in the West, and mostly thin-skinned above a décollement in Early Cretaceous black shales, in the East. The analysis of fault populations, measured within Jurassic basement and its Cretaceous cover, provides subhorizontal principal directions of shortening, striking between E-W and ENE-WSW. Compressional deformation associated with a major component of right-lateral wrenching parallel to the Cordillera.

RESUMEN

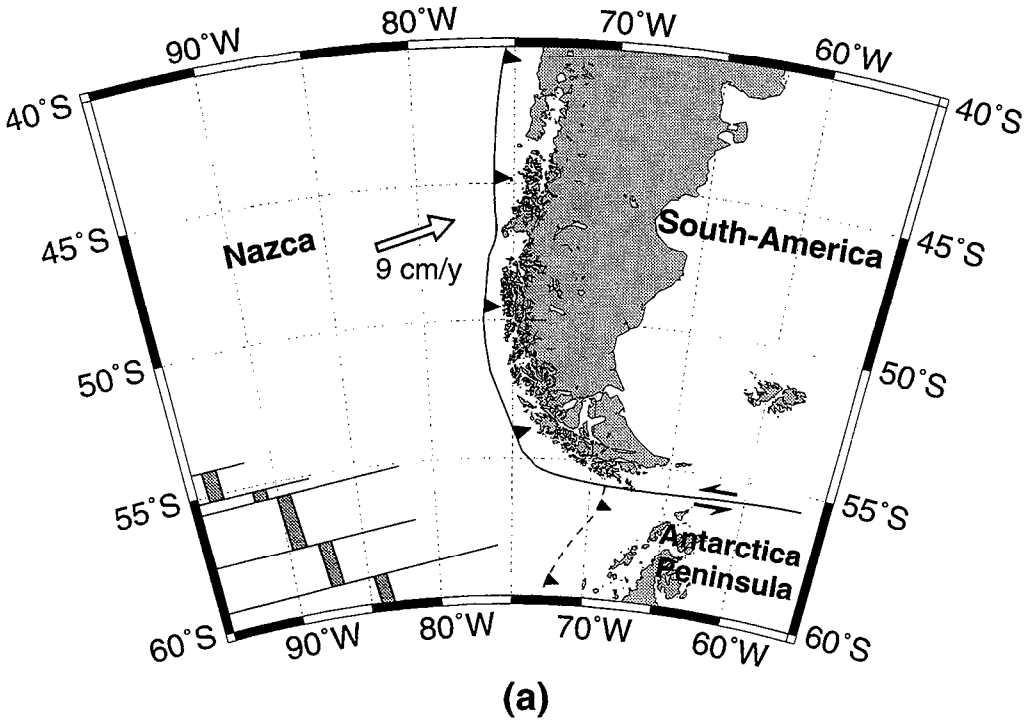
El borde occidental de la Patagonia, al sur de la latitud 47°S, sufrió varios cambios en el régimen de tectónica de placas, durante el Terciario. La dorsal de Chile, que separa las placas de Nazca y Antártida, entró en colisión oblícua con Tierra del Fuego occidental a los 14 Ma. Posteriormente, el punto triple migró hacia el norte, llegando a su posición actual (47°S). En consecuencia, la punta austral de Sudamérica pasó, de un contexto de convergencia oblícua y rápida (en dirección ENE a unos 9 cm/a) entre las placas de Nazca y Sudamérica en el Mioceno, a otro contexto de convergencia más frontal y lenta (en dirección E a unos 2 cm/a) en el Plioceno.

En el márgen septentrional del Lago Viedma (49° 30'S), al oriente de la Cordillera Principal, existen afloramientos de buena calidad de la faja plegada subandina. A través de datos estructurales, mapas digitales, perfiles sísmicos, perfiles equilibrados y un análisis cinemático de fallas estriadas, hemos analizado la faja plegada, en cuanto a su geometría, cronología, estilo estructural y compatibilidad con el régimen de tectónica de placas. En virtud de estructuras sinsedimentarias, se deduce que la compresión se inició por lo menos en el Cretácico Superior. Continuó la compresión durante el emplazamiento del plutón granítico del Monte Fitzroy, de edad Mioceno Inferior, y abarcó el Plioceno. Sobre el transecto estudiado, existe una transición, entre pliegues y corrimientos que involucran basamento, al occidente, y estructuras tegumentarias, con despegue en lutitas negras del Cretácico Inferior, al oriente. Por análisis de fallas estriadas, provenientes del basamento jurásico y su cobertura cretácica, se deduce que el acortamiento principal es subhorizontal y de dirección E a ENE. Además de este acortamiento, existe una componente de movimiento de rumbo dextral, a lo largo de la cordillera.

1. Introduction

The current plate tectonic setting of the southern Andes is relatively complex: three oceanic plates (Nazca, Antarctica and Scotia) are in contact with continental South America (Fig. 1). Nazca subducts rapidly beneath South America (at a velocity of about 9 cm/year), whereas Antarctica subducts more slowly (2 cm/year). The boundary between Scotia and South America is transcurrent and left-lateral. Across the Chile oceanic ridge, Nazca separates from Antarctica.

The plate tectonic pattern went through a series of changes during the Tertiary. From 49 Ma to 25 Ma, the vector of relative motion between Nazca and South America trended approximatively N010°, that is, severely oblique with respect to the continental margin. Since 25 Ma, the vector has remained steady and less oblique at N080° and the rate of convergence has been about 9 cm/a (Cande and Leslie, 1986; Pardo-Casas and Molnar, 1987). The Chile ridge, separating Antarctica from Nazca, collided with western Tierra del Fuego at about 14 Ma (Cande and Leslie, 1986; Ramos and Kay, 1992). Although segmented, the Chile ridge strikes on average NW-SE. Collision has therefore been oblique and the triple point has migrated



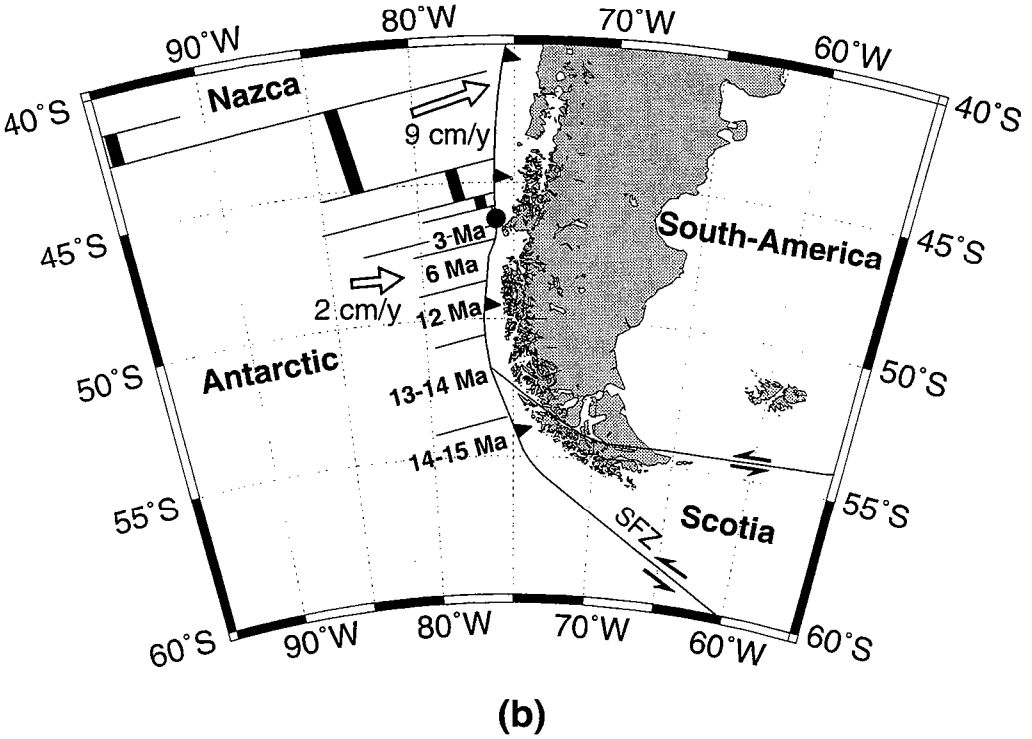


Figure 1. Current plate configuration around the southern tip of South America (Lambert Conformal Conic Projection). Plate velocities relative to South America (white arrows) are from the model NUVEL-1 (*Gripp & Gordon, 1990*). Black triangles line the subduction zone (Chile trench). Paired gray lines show the schematic position of the Chile active spreading ridge prior to 14 Ma (**a**), whereas paired black lines indicate its current position (**b**). Southwards of the Chile Triple Junction (black spot), numbers indicate at what times the Chile ridge segments subducted beneath South America (modified after *Cande & Leslie, 1986*). SFZ is the Shakleton Fracture Zone.

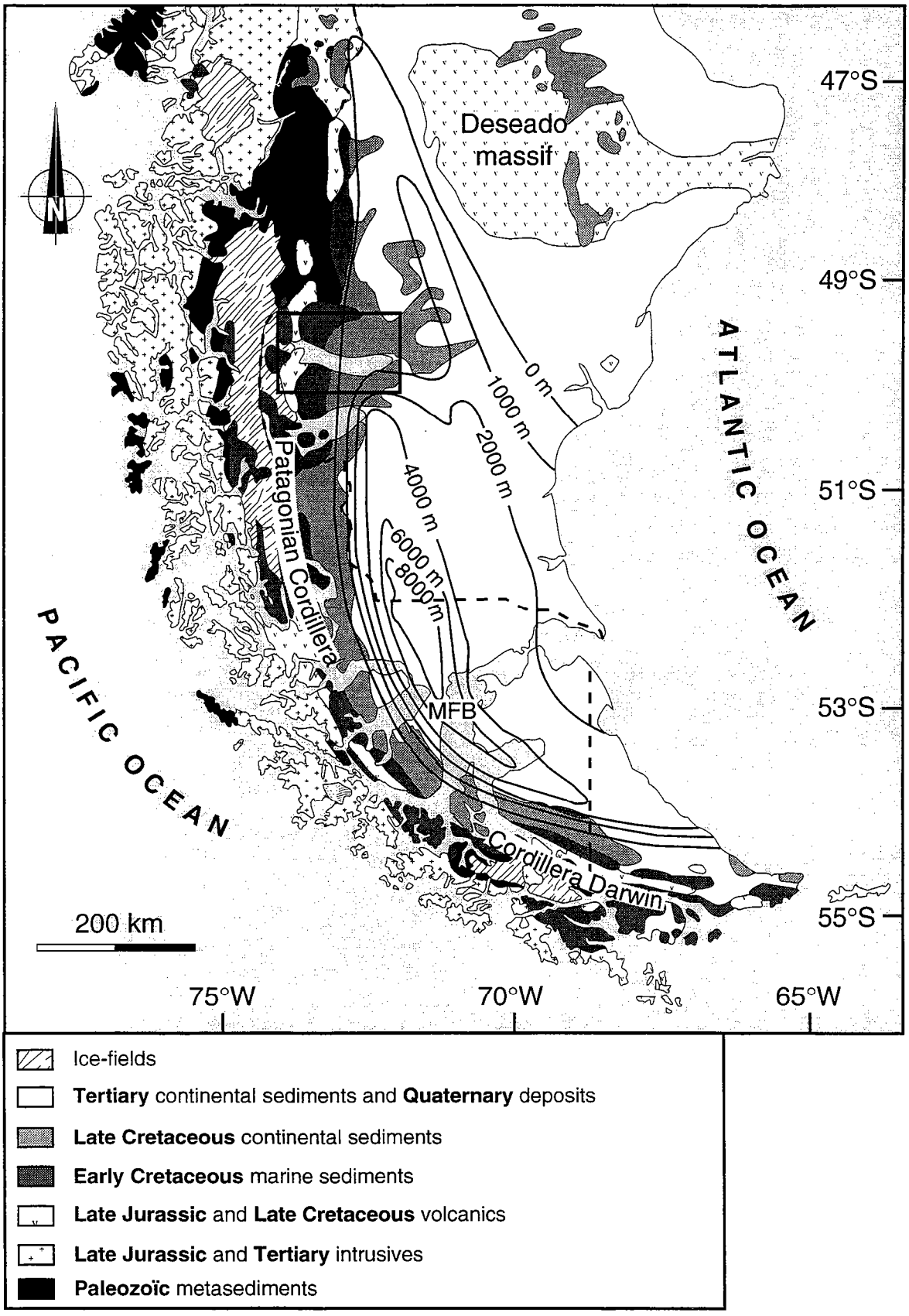


Figure 2. Simplified geological map of southern South America (modified after *Riccardi, 1988*). Contours are for sediment thickness in the Magellan foreland basin (MFB), after Ramos (1989). Amongst the volcanic rocks are ophiolitic relics of the Rocas Verde back-arc basin. Black rectangle shows the area studied.

progressively northward to its present position at about 47°S. As a result, the western edge of Patagonia has passed, from a Miocene context of rapid oblique convergence (ENE-WSW at about 9 cm/year) between Nazca and South America, to a Pliocene context of slow frontal convergence (EW at about 2 cm/year), between Antarctica and South America (Cande and Leslie, 1986). At the tip of South America, the southern Andes form a seawardly convex arc, between the NS-trending Patagonian Cordillera and the EW-trending Cordillera Darwin (Fig. 2). From West to East, the Patagonian Cordillera (Fig. 1) can be divided into three main structural units (Kraemer, 1993):

(1) the Pacific Archipelago, where Paleozoic metasediments are intruded by the calc-alkaline Patagonian batholith, of Jurassic to Tertiary age;

(2) the main cordillera, containing Jurassic volcanics and ophiolitic relics of the Rocas Verdes back-arc basin (Dalziel *et al.*, 1974; Bruhn and Dalziel, 1977);

(3) the Magellan foreland basin, where sedimentary rocks are as much as 8000 m thick (Russo *et al.*, 1980).

On geological evidence, uplift of the Patagonian Cordillera and development of the Magellan foreland basin both began in a compressional setting, established during the Late Cretaceous. Folding and thrusting started in the southern and western parts of the basin during the Cenomanian and propagated northeastwards towards the craton until the Pliocene (Winslow, 1981, Diraison *et al.*, 1996), forming a thin-skinned fold-and-thrust belt in the foothills (Katz, 1972; Winslow, 1982; Ramos, 1989; Kraemer, 1993; Alvarez-Marrón *et al.*, 1993). Recent paleomagnetic studies have shown that the arc of the southern Andes is an orocline, Cordillera Darwin having rotated counterclockwise some 90° durfing the Upper Cretaceous and Tertiary (Dalziel *et al.*, 1973; Burns *et al.*, 1980; Cunningham *et al.*, 1991). Neogene extensional deformation, responsible for major rifts subperpendicular to the Andean cordillera, has been identified recently in the axial part of the Magellan basin, around the Magellan Strait (Diraison *et al.*, 1997).

Lago Viedma is a glacial lake, on the eastern side of the Andes, in the northwestern corner of the Magellan Basin (Fig. 2). The Andean fold-and-thrust belt crops out along both shores of the lake, providing an excellent section. We have mapped a transect, running for 75 km along the northern shore of Lago Viedma, and have drawn a section across the fold-and-thrust belt, from the cordillera in the West, to the undeformed foreland in the East. This study has yielded new information on the structure of the fold-and-thrust belt, the timing and style of deformation and its relationship with Tertiary plate tectonics.

2. Lago Viedma area

2.1. Morphology

To illustrate the morphology and structure of the Lago Viedma area (48°40'S to 50°18'S and 70°30'W to 73°30'W), we have compiled a Digital Topographic Map (Fig. 3a). Altitudes were sampled on a Tactical Pilotage Chart (Number T-18A) published by the US Defense Mapping Agency at a scale of 1:500,000. After digitizing, data were re-sampled on an interpolated grid with a regular spacing of 100 meters. Lack of data in the western part of the area is due to continental glaciers, which cover a large part of the cordillera at these latitudes. To show relief, the digital map has been artificially lit from a source at 90°E, inclined at 30° to the horizontal.

The digital map shows how altitudes decrease eastwards from the main cordillera. At 3378 m in the cordillera, the highest peak is Monte Fitz Roy, an eroded granitic pluton of Miocene age. In the east, the foreland is a plateau about 150 m high. Between the cordillera and the foreland, the foothills are cut by a series of wide valleys containing glacial lakes. The lakes are somewhat radially disposed: Lago Argentino trends EW; Lago Viedma, WNW-ESE; and Lago San Martín, NW-SE (Fig. 3a). Lago Argentino and Lago San Martín also have western branches, which trend parallel to the cordillera. Between the lakes are blocks of higher ground, where folds and thrusts show up as ridges. At the foot of the main cordillera, just below the edge of the continental glaciers, the mountain front forms a North-trending scarp.

An enlarged view of the block between Lago Viedma and Lago San Martín shows how ridges within the fold-and-thrust belt curve around, from a NNE-SSW trend in the West, to a NW-SE in the East (Fig. 3b).

2.2. Regional stratigraphy

The sedimentary infill of the Magellan basin is closely linked to its tectonic development (Biddle *et al.*, 1986).

The basement is formed by Paleozoic and Jurassic rocks (Fig. 4). In the area of Lago Viedma, Paleozoic rocks crop out within the main cordillera. They consist of greywackes, quartzitic sandstones and shales (Bahía de la Lancha formation), 2000 m thick (Riccardi, 1971). The metamorphic grade increases northwards, reaching zeolite to greenschist facies in the Rio Lácteo formation (Leanza, 1972). Paleozoic rocks are uncomformably overlain by a late Jurassic volcanoclastic sequence (Riccardi and Rolleri, 1980, Gust *et al.*, 1985), the El Quemado complex, which reaches 1000 m in thickness on the northwestern shores of Lago Argentino. These volcanics were

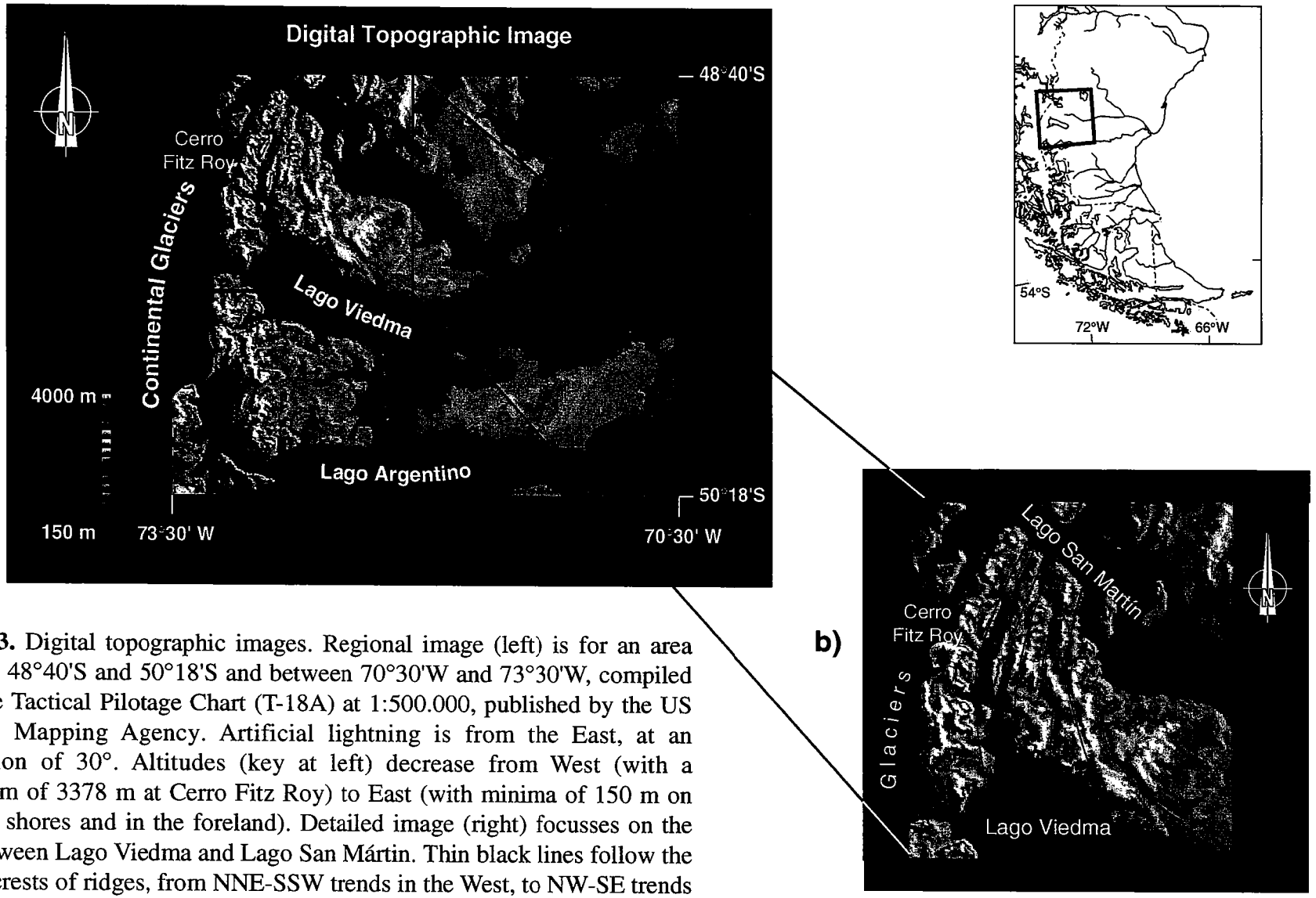


Figure 3. Digital topographic images. Regional image (left) is for an area between 48°40'S and 50°18'S and between 70°30'W and 73°30'W, compiled from the Tactical Pilotage Chart (T-18A) at 1:500.000, published by the US Defense Mapping Agency. Artificial lightning is from the East, at an inclination of 30°. Altitudes (key at left) decrease from West (with a maximum of 3378 m at Cerro Fitz Roy) to East (with minima of 150 m on the lake shores and in the foreland). Detailed image (right) focusses on the area between Lago Viedma and Lago San Mártin. Thin black lines follow the curved crests of ridges, from NNE-SSW trends in the West, to NW-SE trends in the East.

deposited in a rift setting, at a time when extensional tectonics were widespread across southern South America.

Overlying the basement is a thin sequence (up to 150 m) of transgressive sandstones, the Springhill formation, Tithonian to Berriasian in age (Feruglio, 1952). The base of this sequence interfingers with uppermost units of the El Quemado volcanic complex (Riccardi and Rolleri, 1980). The lower Continental Springhill consists of fluvial-deltaic sandstones, whereas the upper Springhill consists of shallow-marine facies (Pittion and Gouadain, 1992). The Springhill sands are the main hydrocarbon reservoir rocks in the Magellan basin (Robles, 1982, 1984; Hinterwimmer *et al.*, 1984; Riccardi, 1988).

Conformably overlying the Springhill formation are black marine shales of the Rio Mayer formation, deposited in a low-energy, anoxic to sub-anoxic environment, during the Early Cretaceous (Berriasian to Albian). The Rio Mayer shales reach thicknesses of 500 to 750 m in the studied area. They are the main source rocks for hydrocarbons in the Magellan Basin (Pittion and Gouadain, 1992). They also provide a major décollement for the fold-and-thrust belt (Ramos, 1989; Winslow, 1981).

Unconformably overlying the Rio Mayer shales are coarse-grained turbidites of the Cerro Torro formation, as much as 1000-1500 m thick in the Lago Viedma area (Riccardi and Rolleri, 1980). Deposition started in the Late Cretaceous, when unroofing of the cordillera provided coarse clastics (Winslow, 1981). Progressive eastwards migration of depocentres and changes of clastic sources (from north-derived during the middle Cretaceous to west-derived during the Late Cretaceous) were due to tectonic subsidence of the Magellan basin and uplift of the main cordillera (Dalziel *et al.*, 1974; Winslow, 1981; Dott *et al.*, 1982; Wilson, 1983, 1991). The El Alamo, La Anita and Pari Aike formations are Late Cretaceous sandstones which comformably overlie the Cerro Torro formation.

Tertiary sediments in the Magellan basin indicate progressive continentalisation with intercalated marine episodes. Increasing fractions of volcanoclastics reveal growing activity of the magmatic arc to the West (Manassero and Merodio, 1992). Along the northern shore of Lago Viedma, only Paleogene sediments are preserved (Man Aike formation). They are unconformably overlain by tabular flows of alkaline basalt, which also overstep the Late Cretaceous sediments, forming typical flat mesetas. At Rio Cangrejo and Meseta Chica, these basalts have yielded Pliocene ages (3.50 ± 0.07 Ma and 3.680 ± 0,03 Ma, respectively), by K/Ar on whole rock (Mercer *et al.*, 1975). In places, the basalts have been eroded by Pleistocene or older glaciers (Ramos, 1989) or they are overlain by Quaternary moraines. In the hinterland, the

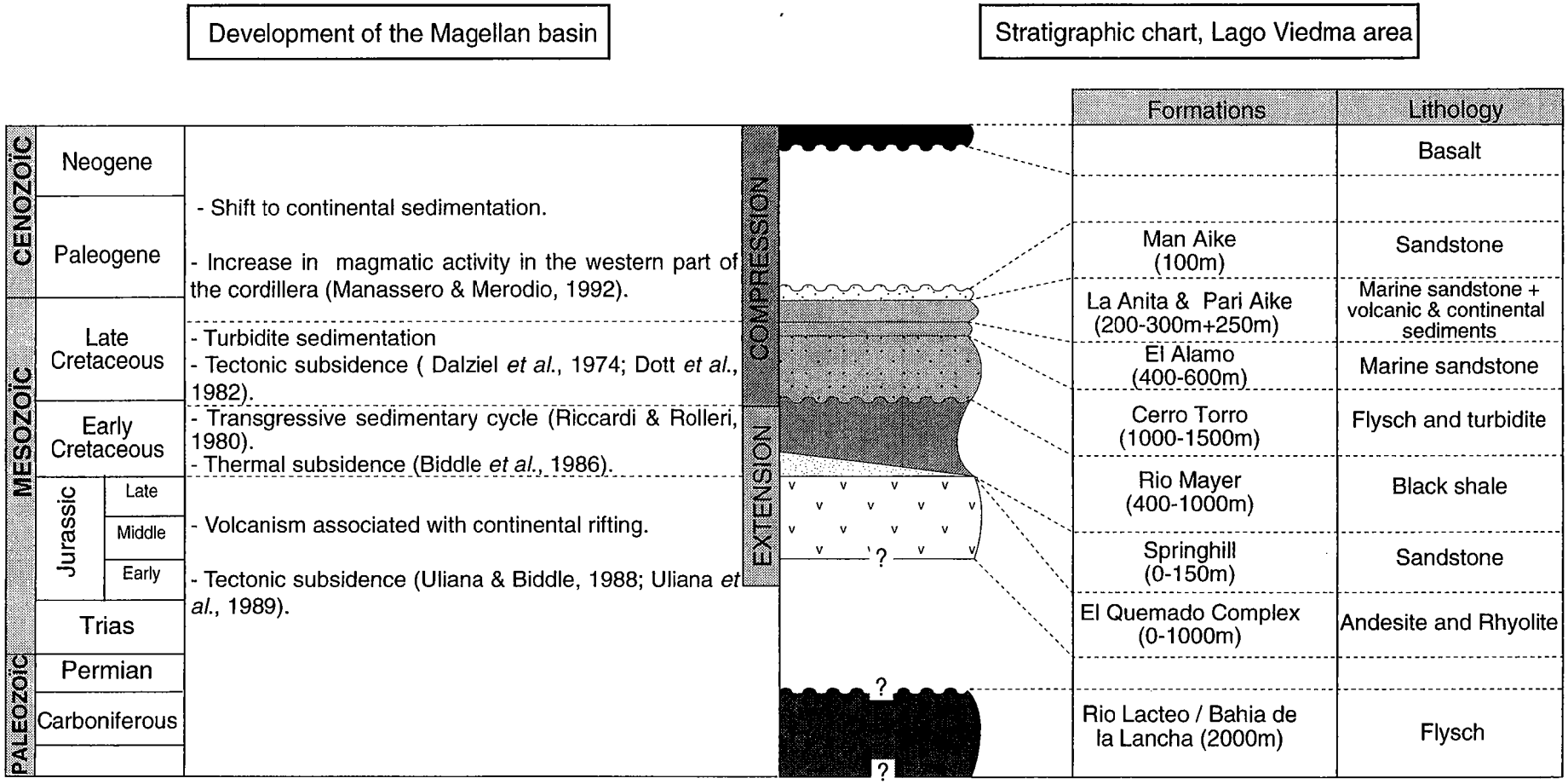


Figure 4. Schematic stratigraphic column for the northern shore of Lago Viedma (modified after *Riccardi, 1988*), compared with the development of the Magellan basin.

Monte Fitz Roy granitic pluton, dated by Nullo *et al.* (1978) at 18 ± 3 Ma (early Miocene) by K/Ar on biotites, intrudes Paleozoic to Cretaceous rocks.

2.3. Previous structural studies

Compressional structures have long been recognised in the southern Andes and associated foothills. From South to North along the Magellan Basin, foreland fold-and-thrust belts have been described by Winslow (1981), Ramos (1989), Alvarez-Marrón *et al.* (1993) and Kraemer (1993).

The Mackena and Viedma lineaments, which run along Lago San Martín and Lago Viedma, respectively, separate three tectonic blocks (Nullo *et al.*, 1978). In fact, these lineaments are belts, 15 km wide, which appear to segment the cordillera. They may be reactivated Paleozoic wrench faults (Nullo *et al.*, 1978).

In a detailed structural study, Kraemer (1993) divided the Patagonian fold-and-thrust belt, between Lago Viedma and Lago Argentino, into two zones : (1) an external eastern zone, where gentle folds in Cretaceous and Tertiary rocks trend N-S to NNE with 15-20 km wavelengths and deformation gradually increases westwards; and (2) an internal zone, where multiply-deformed Paleozoic basement overrides tightly folded and intensely cleaved Cretaceous rocks along the westwards-verging Upsala front.

North of Lago San Martín, the fold-and-thrust belt has been divided by Ramos (1989) into three zones. In the foreland zone, backthrusts within Tertiary sediments verge westwards. In the hinterland zone, imbricate sheets of granitoids and late Paleozoic rocks are uplifted by a series of easterly-verging thrusts. Between hinterland and foreland is a triangle zone. At depth, Ramos (1989) inferred passive-roof duplexes, where the Paleozoic sequence underthrusts Jurassic and Cretaceous sequences without emerging at the surface

A major décollement is recognised by all previous authors near the base of the Rio Mayer formation. Its displacement increases southwards, as the overlying sedimentary sequence thickens (Winslow, 1981; Wilson, 1983; Ramos, 1989). Ramos (1989) also mentioned a major décollement within Upper Paleozoic strata, North of Lago San Martín.

2.4. New subsurface data

We have had access to a series of seismic profiles, trending WNW-ESE along the northern shore of Lago Viedma, almost perpendicular to the fold-and-thrust belt. From these we were able to make line drawings of the main reflectors and structural

elements (Fig. 5). The data were used to constrain the deep geometry of the fold-and-thrust belt along a regional section immediately to the North.

On the line drawings, the top of Paleozoic basement is offset across a series of grabens or half-grabens (Fig. 5). The volcanoclastic strata of El Quemado fill these depressions and the top of the sequence is locally offset by normal faults (see lines 3 and 4, Fig. 5). Some of these Jurassic normal faults have been inverted as a result of Andean compression (see lines 1, 2 and 4, Fig. 5). A positive flower structure (line 2, left) involves the basement and its Cretaceous cover. The geometry is suggestive of transpressional deformation. The upper part of this structure crops out on the eastern side of the Rio Blanco valley, as an anticline associated with a westwards-vergent backthrust (Fig. 6).

In the West (line 1), eastward-verging thrusts, offsetting Cretaceous strata, flatten at the base of the Rio Mayer formation. This geometry indicates that the black shales provide décollement for the fold-and-thrust belt.

Deeper in the basement, some shallowly-dipping reflectors may be interpreted as Paleozoic faults. Nevertheless, we have found no evidence for passive-roof duplexes within the Paleozoic sequence, as suggested by Ramos (1989) for areas further North.

2.5. Lago Viedma transect

We have mapped a strip along the north shore of Lago Viedma (Fig. 7), so as better to draw a regional cross-section (Fig. 8). Along the western part of the transect, folds and thrusts trend approximately NS, but they curve into a NW-SE trend along the eastern part (Figs. 3b and 7). In section, folds and thrusts are thick-skinned in the West and mostly thin-skinned in the East (Fig. 8).

In the thick-skinned area between Monte Fitz Roy and Rio de las Vueltas, Paleozoic marine sediments, Jurassic volcanics, Early Cretaceous marine shales and the Miocene granitic pluton of Monte Fitz Roy have all been uplifted to the surface on steeply-dipping faults with reverse components, associated with folds of metre-scale wavelengths (Fig. 8a). The edges of the pluton are steep, but to the S of Monte Fitz Roy, an associated granitic sheet has been thrust over intensely folded Rio Mayer shales (Fig. 9) or over mylonitized Jurassic volcanics. Folds in the shales are eastward-verging and they become tighter towards the thrust. The mylonitic foliation in the volcanics dips steeply westwards and bears a lineation pitching to the SW. The sense of shear is top-to-the-NE. To the NE of Monte Fitz Roy, Early Cretaceous shales display a low-grade slaty cleavage, dipping steeply westwards. Deformed fossils

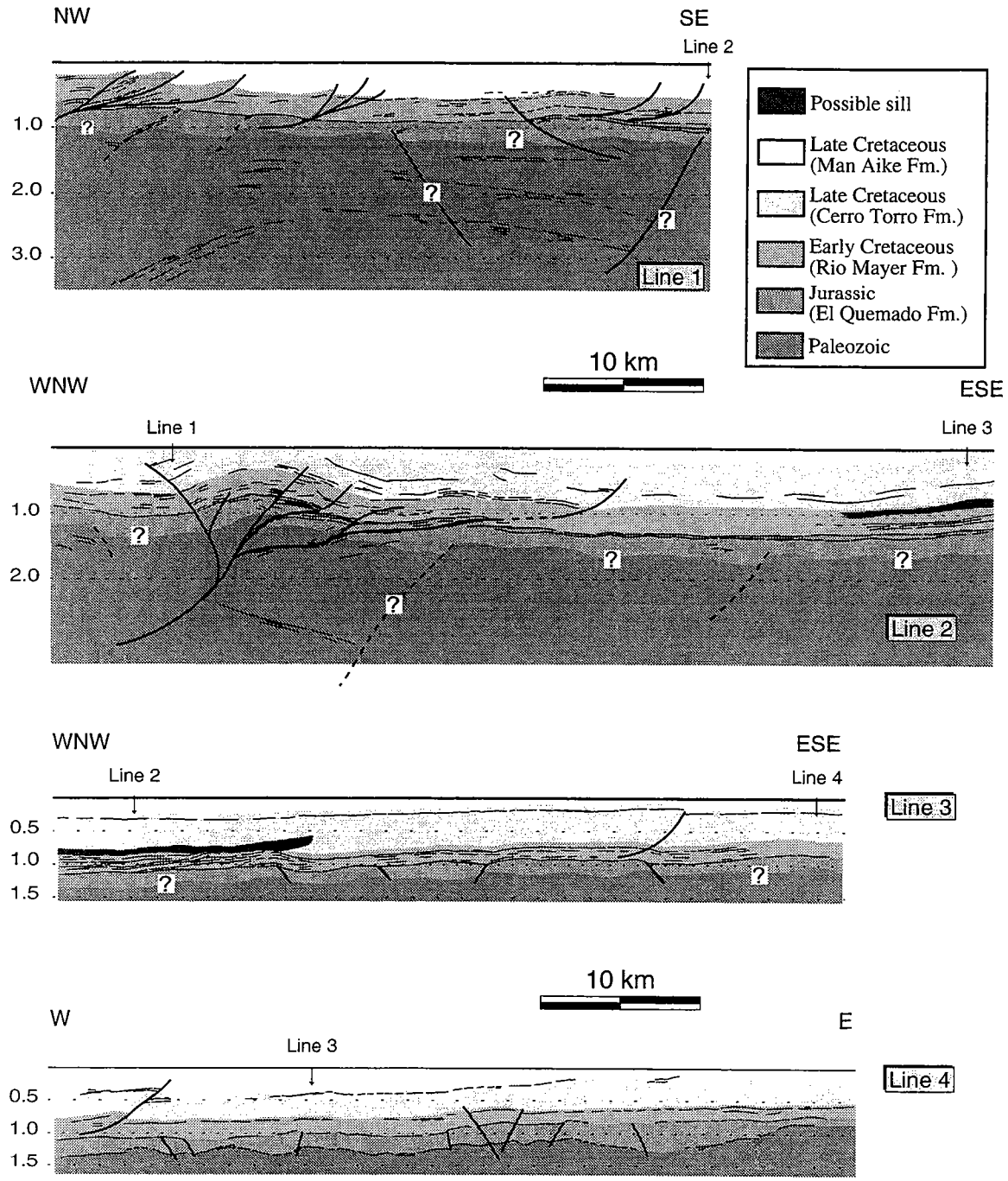


Figure 5. Line drawings made from seismic profiles along the north shore of Lago Viedma. Vertical scale is in two-way traveltime (seconds). Vertical exaggeration is approximatively 1.2 times. For approximate locations, see figure 7.

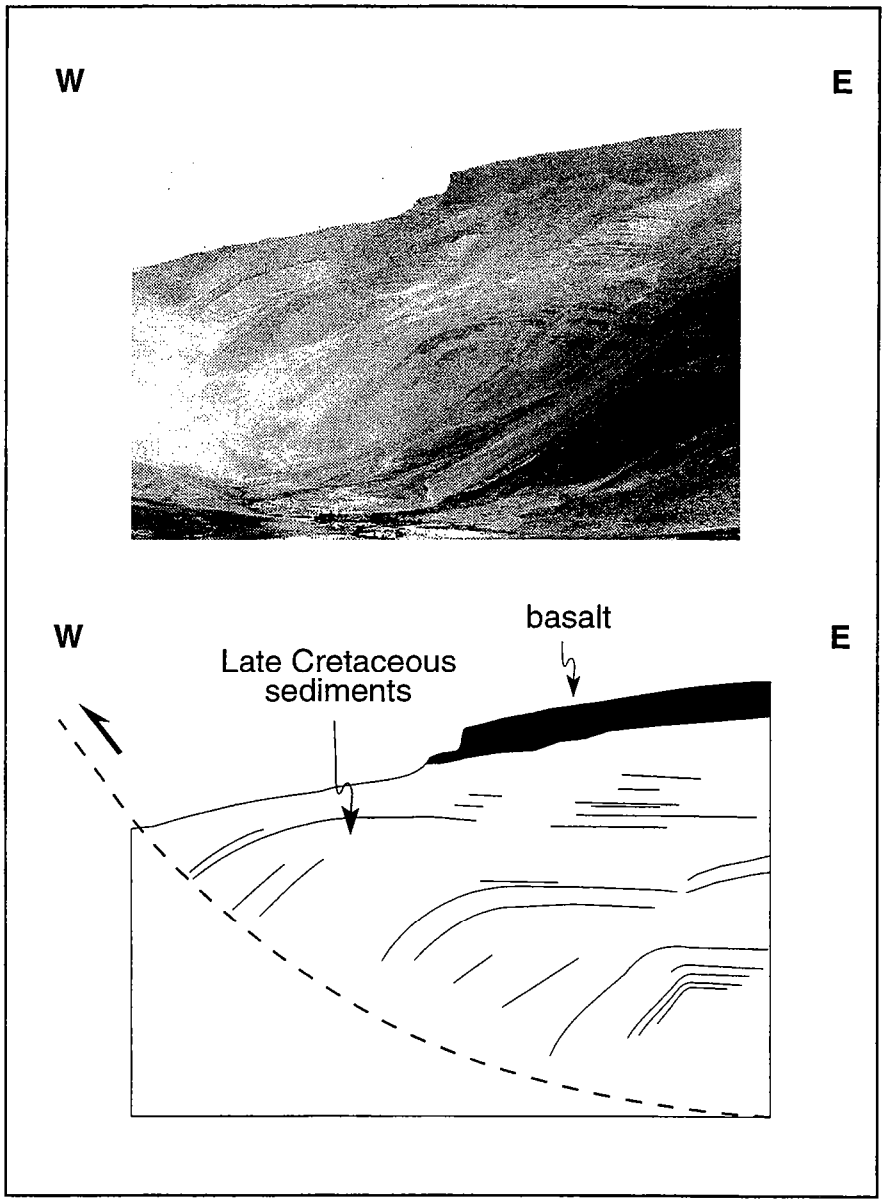


Figure 6. Photograph and line drawing of a fault-bend-fold within Late Cretaceous sediments, east of Rio Blanco (for location, see figure 6a). Backthrust is shown by dashed bold line.

indicate a flattening fabric. Where there is a lineation, it pitches shallowly. All these features are diagnostic of transpressional deformation, right-lateral along the cordillera.

In the thin-skinned area, East of Cerro Faldeo, Cretaceous sediments are unmetamorphosed. There are numerous folds and thrusts within marine sandstones, above a décollement in Rio Mayer shales. Because of their small sizes, these structures are not visible on the regional cross-section. Nevertheless, they are responsible for significant internal deformation of the Early Cretaceous sequence. In the Late Cretaceous sandstones, folds are of chevron, kink or concentric styles, typical of flexural slip in rhythmically layered sequences. They verge either eastwards or westwards. Towards the eastern end of the section, fold wavelengths tend to be larger and amplitudes smaller, recording a decrease in the intensity of deformation. On the western edge of Rio Blanco valley, a reverse fault within Late Cretaceous strata is associated with a depocentre in a footwall syncline and a condensed sequences over a hanging wall anticline, showing that sedimentation was synkinematic (Fig. 10). These folds strike at N340° (Fig. 8). In general, some of the folds in the Late Cretaceous sequence are flat-lying, whereas others are upright. Flat-lying folds tend to have horizontal axes, trending NNW, whereas upright folds tend to have steep axes and axial surfaces, trending more nearly N. Such fold geometries are characteristic of wrenching in a layered sequence (Odonne and Vialon, 1983).

Further evidence for orogen-parallel wrenching is provided by shallowly-pitching striations with right-lateral senses on steeply-dipping fault planes.

2.6. Balanced cross-section

To estimate the amount of shortening along the Lago Viedma transect, the regional section has been restored by line-balancing (Fig. 8b). This method relies on three main assumptions (see Dahlstrom, 1969; Hossack, 1979): (1) folding is mainly by flexural-slip, so that bed-lengths of competent layers are conserved; (2) before deformation, reference layers are horizontal and of even thickness; and (3) at one of its boundaries, the section carries a vertical pin-line, which remains fixed during deformation.

A reference surface was chosen at the top of the black shales of the Rio Mayer formation. Some extrapolation was necessary, particularly in the western part of the section, where the reference surface has been eroded. A pin-line was chosen within undeformed foreland to the east.

We neglected (1) possible motion of material, into or out of the cross-section, (2) displacements associated with internal deformation or sedimentary compaction and (3) variations in thickness due to syntectonic sedimentation.

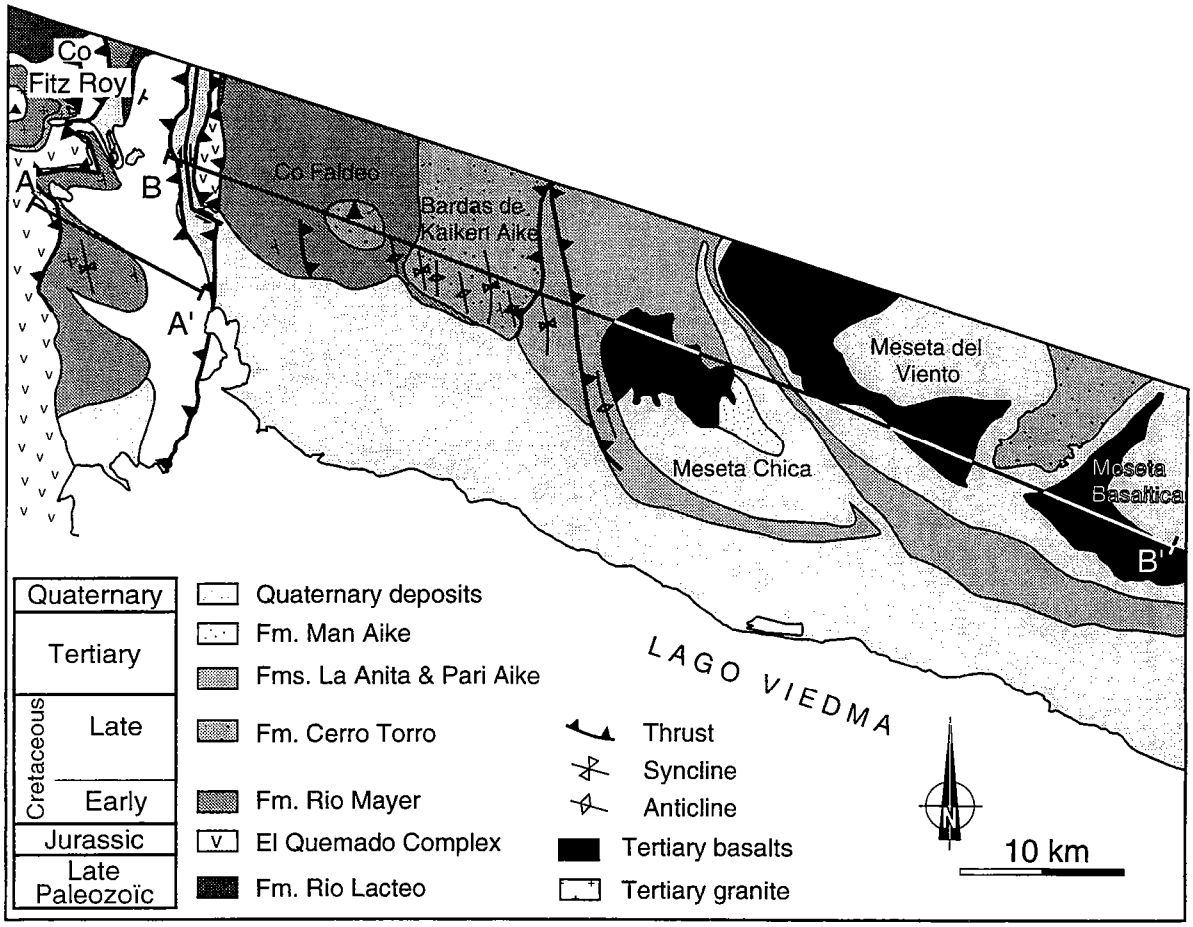


Figure 7. Geological and structural map of the northern shore of Lago Viedma. Black lines show the locations of sections A-A' and B-B' (Figure 7). Seismic lines (Figure 5) run along the northern shore of Lago Viedma within quaternary deposits.

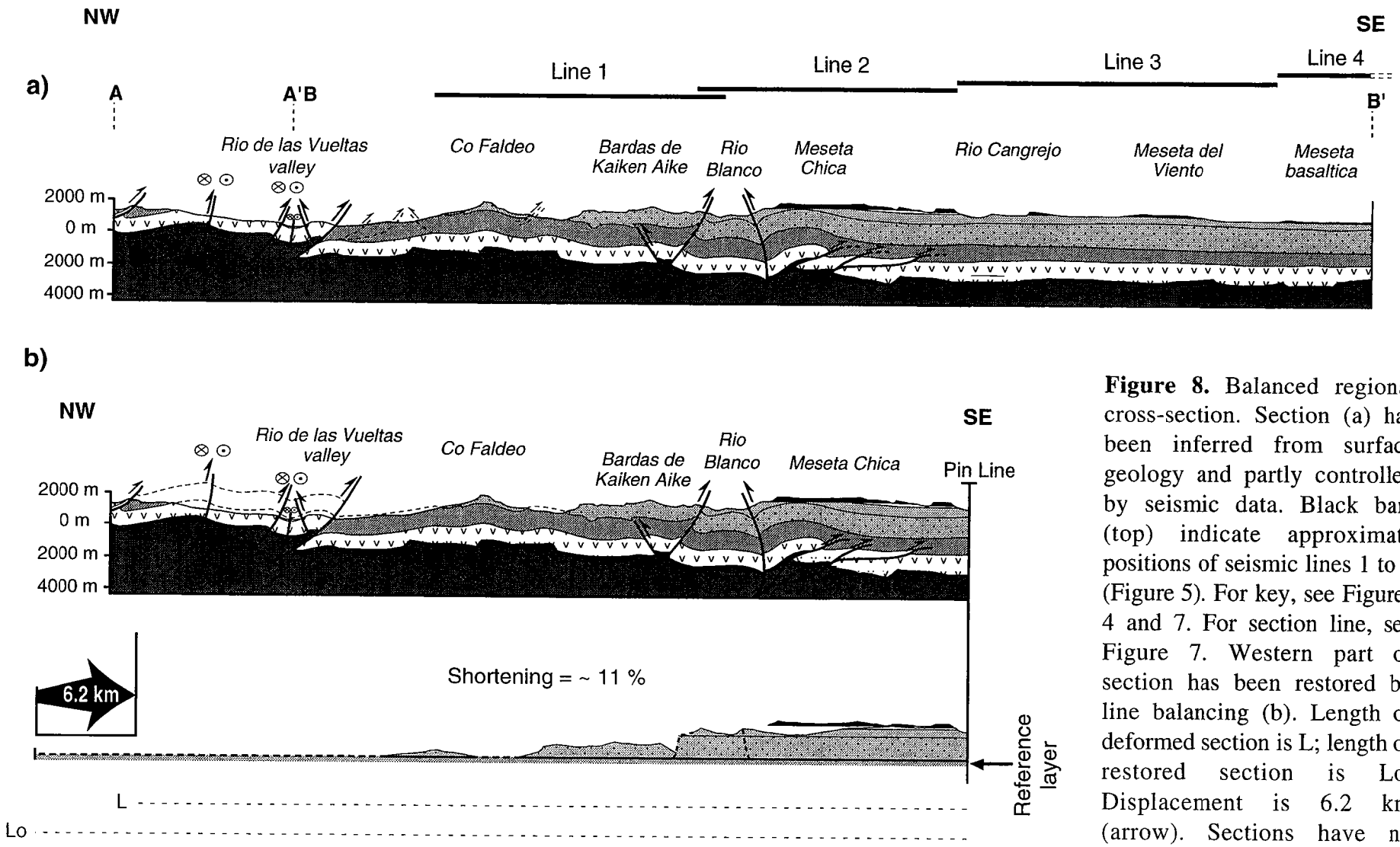


Figure 8. Balanced regional cross-section. Section (a) has been inferred from surface geology and partly controlled by seismic data. Black bars (top) indicate approximate positions of seismic lines 1 to 5 (Figure 5). For key, see Figures 4 and 7. For section line, see Figure 7. Western part of section has been restored by line balancing (b). Length of deformed section is L; length of restored section is Lo. Displacement is 6.2 km (arrow). Sections have no vertical exaggeration.

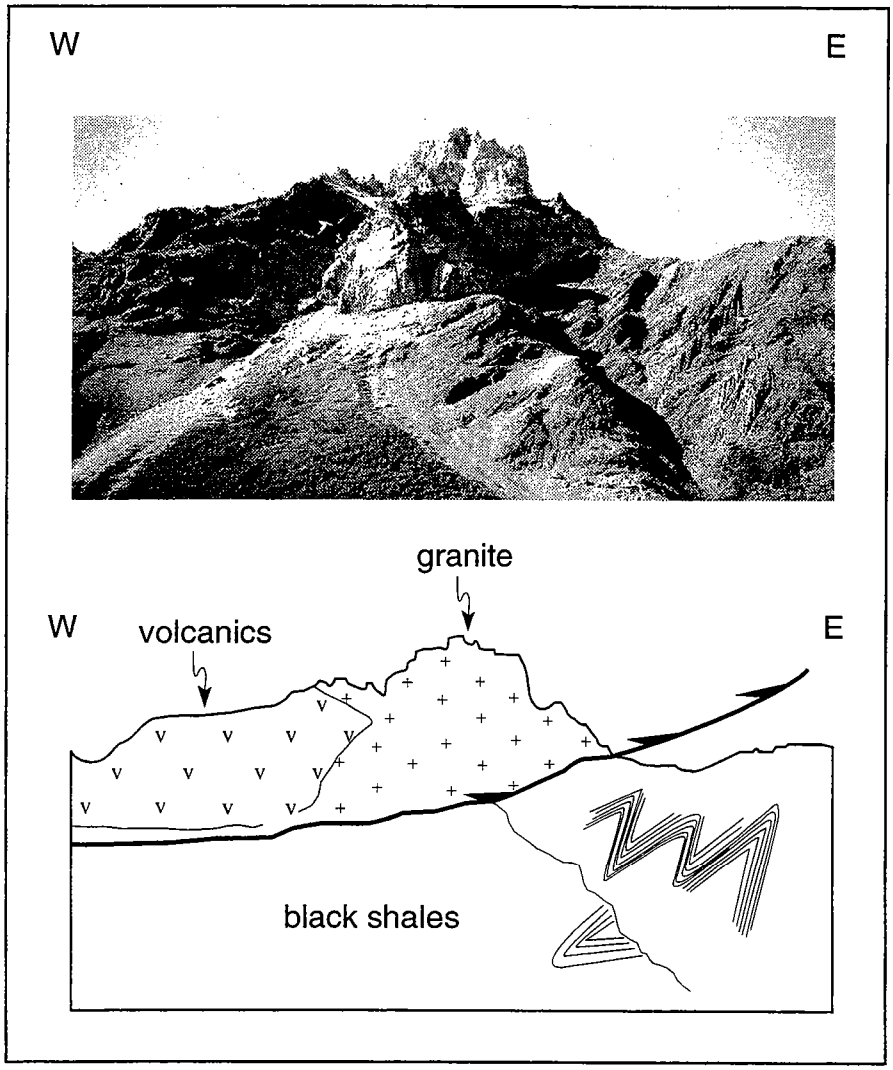


Figure 9. Photograph and line drawing of a granitic sheet lining an eastwards-verging thrust, near Cerro Fitz Roy. Volcanic rocks of El Quemado formation are thrust over black shales of Rio Mayer formation. Shales are tightly folded. Axial planes of folds verge eastwards.

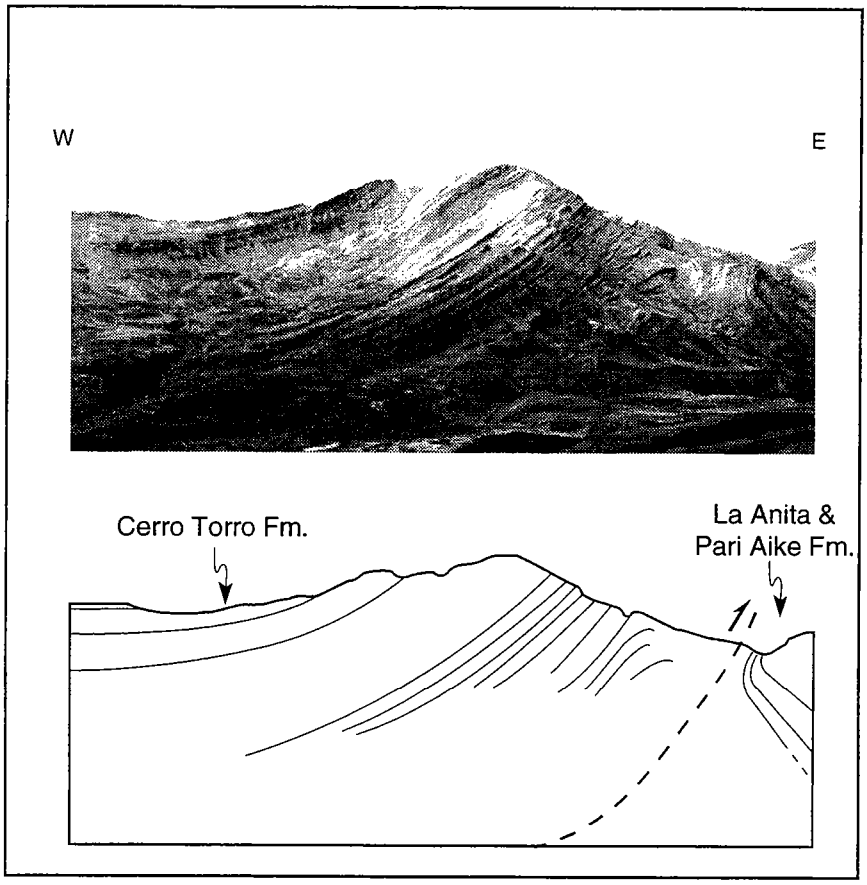


Figure 10. Photograph and line drawing of synsedimentary folds in Late Cretaceous sediments, on the western side of Rio Blanco valley. Note that depocentres occur within syncline to the West. In contrast, sequence is condensed over hangingwall anticline. These structures strike at about N340°.

Under these conditions, restoration of the western 51 kilometers of the Lago Viedma section yields a displacement of at least 6.2 kilometers (approximately 11% shortening) in a direction subperpendicular to the cordillera (Fig. 8b). Had we restored a section trending NE-SW, the shortening would probably have been greater, because it would have included the effects of right-lateral wrenching along the Cordillera. A shortening of 11% is insufficient to account for the flexural subsidence of 1000 m in the foreland at the southeastern end of Lago Viedma (Fig. 2). However, this subsidence may respond to loads in the main Cordillera and in the foothills to the South of our study area. In the middle of our transect, the recorded subsidence is zero (Fig. 2).

2.7. Analysis of minor faults

In the area of Lago Viedma, we measured 172 striated fault planes at 8 localities within Jurassic basement and its Cretaceous cover (Fig. 11). The attitude of each fault plane, the direction and plunge (or pitch) of the striation and the sense of slip on each plane were carefully recorded (Fig. 12). Stratigraphic offset, imbrication of crystal fibres and Riedel fractures, as described by Petit (1987), were used to determine the senses of slip.

In order to obtain principal axes of finite strain (l_1, l_2, l_3) at each locality, we used the geometrical method of Right Dihedra (Angelier and Mechler, 1977; Pfiffner and Burkhard, 1987) and the computer program FaultKin (Allmendinger *et al.*, 1993). Each fault and its associated auxiliary plane define four sectors. According to the sense of slip along the striation,

two sectors are for shortening and two sectors are for stretching. For a given locality, the right dihedra for all faults are superimposed (Fig. 12), defining overall fields of shortening and extension (Angelier and Mechler, 1977; Pfiffner and Burkhard, 1987). Faults are rejected, if their fields of shortening and stretching are not compatible with the bulk strain field of the locality. That is why we distinguish N, the number of faults measured, from MAX, the number of mutually compatible faults in the fields of shortening or stretching.

Principal directions of shortening are subhorizontal and strike between E-W and ENE-WSW, except for locality 3, where they strike NE-SW (Fig. 11). At the eastern end of the area (localities 4, 7 and 8), the principal directions of stretching are also subhorizontal.

At locality 2, the shortening field forms a cone, centred on the principal shortening axis (l_3), a feature of a uniaxial strain ellipsoid of flattening type. In contrast, at locality 4, fields of shortening and stretching define right dihedra,

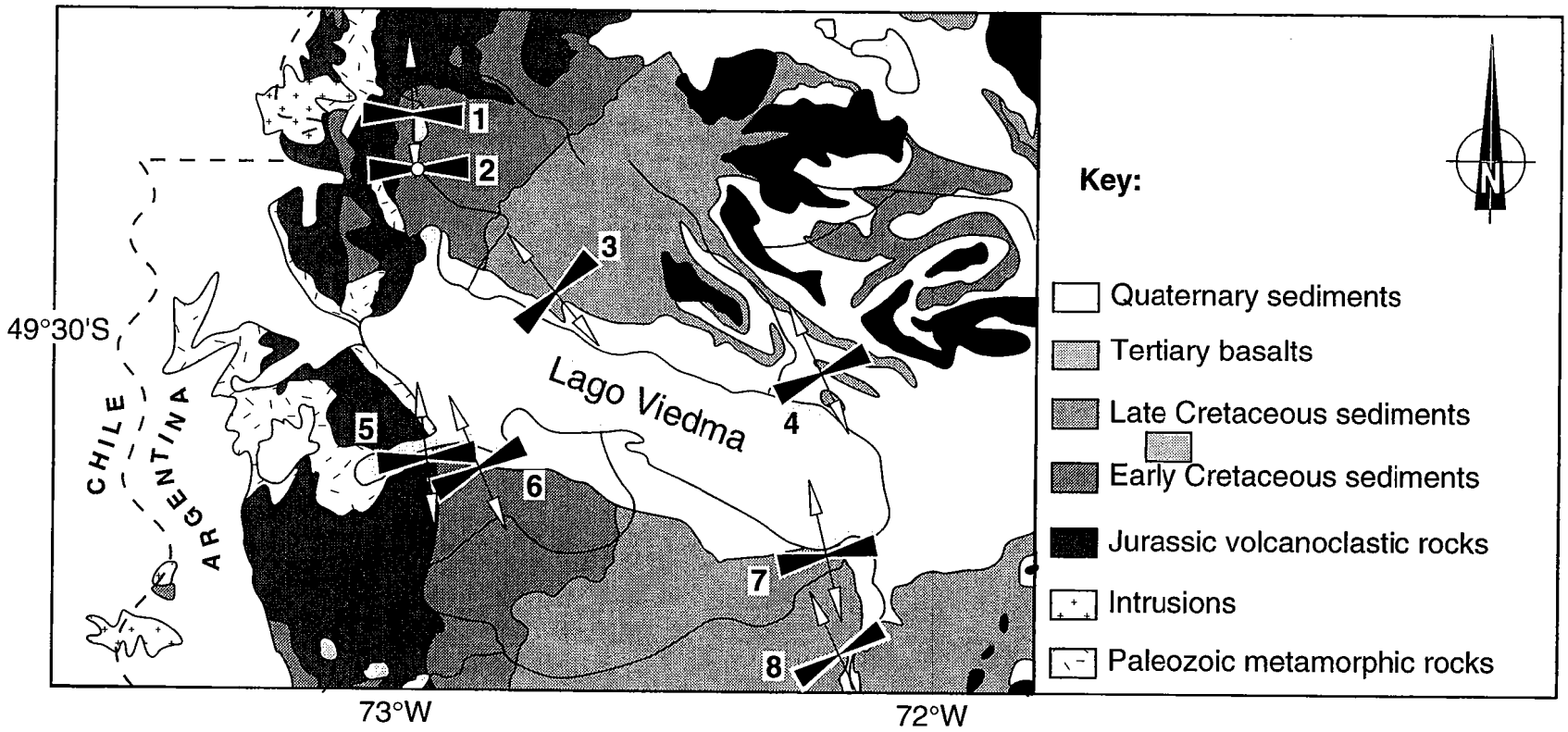


Figure 11. Geological map of an area around Lago Viedma (after *Panza & Nullo, 1994*) and results of kinematic analysis for 8 numbered localities (after *Diraison et al., 1998*). Black and white arrows show orientations of shortening and stretching axes, respectively.

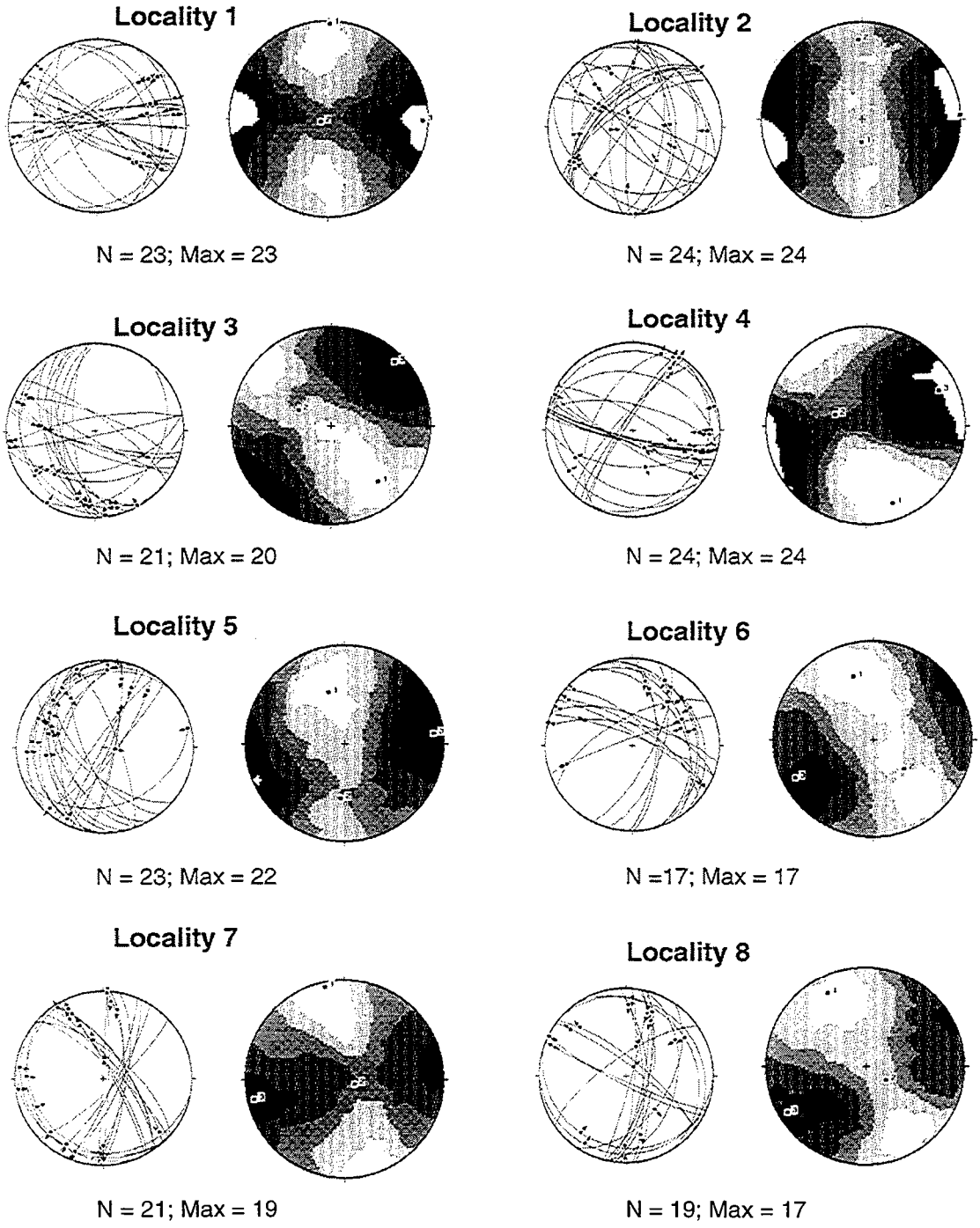


Figure 12. Analysis of minor faults. Stereograms are equal area projections, lower hemisphere. For each locality, stereogram at left shows fault planes (great circles) and associated slip lines (arrows pointing in direction of hangingwall slip), whereas stereogram at right shows kinematic results of a graphical method of analysis (*Angelier & Mechler, 1977; Pfiffner & Burkhard, 1987*). The latter stereograms have been contoured automatically and the contour intervals chosen by default (*Kamb, 1959*). The values contoured are Max/N where N is the total number of faults and Max is the number of faults taken into account for calculating the principal directions of shortening. Numbers indicate each of the three kinematic axes ($\lambda 1$, $\lambda 2$ and $\lambda 3$) deduced for the whole fault population. All plots were obtained with a program developed by Allmendinger et al. (1993). The ratio R is a measure of the shape of the strain ellipsoid (for more details, see text and *Diraison et al., 1998*).

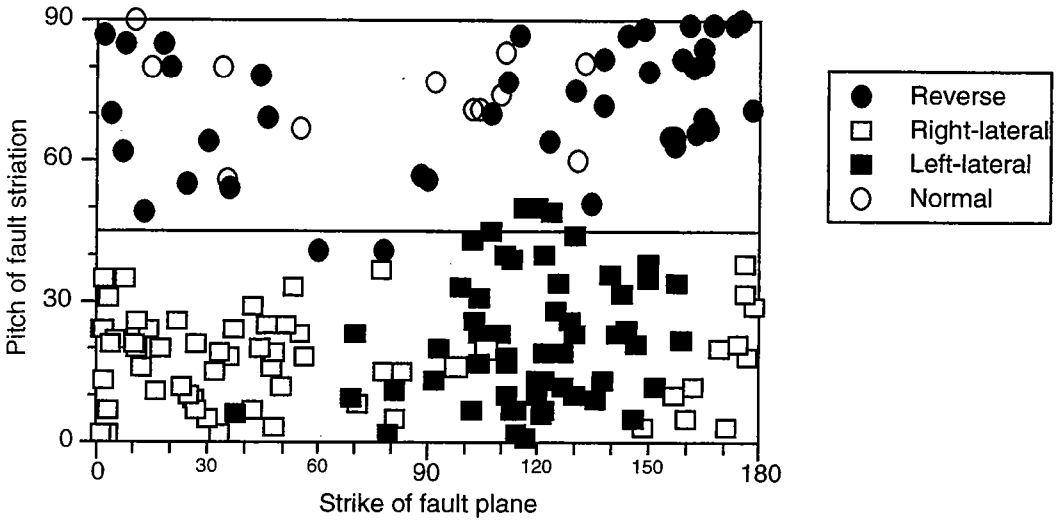


Figure 13. Scatter diagram showing angle of pitch (in degrees) of fault planes, for 172 minor faults measured at 8 localities (Figure 8). Black or empty circles are for reverse or normal faults, respectively; black or empty squares are for left-lateral or right-lateral faults, respectively.

representing a biaxial ellipsoid of plane-strain type. Elsewhere, the strain ellipsoids are intermediate in shape between flattening and plane-strain types. However, the ellipsoids are nearer to flattening types in the hinterland (localities 2, 5 and 6), whereas they are nearer to plane-strain types in the foreland (localities 4, 7 and 8).

For ductile deformation, Cobbold *et al.* (1991) and Merle and Gapais (1997) have shown that a combination of wrenching and thrusting results in a strain ellipsoid of flattening to plane-strain type. We therefore suspect that the strain ellipsoids calculated from our fault-slip data are also indicative of combined wrenching and thrusting. From the distribution of shapes, thrusting is more prevalent in the hinterland, wrenching in the foreland.

To illustrate the importance of strike-slip, we have plotted for all localities, the pitch of striations versus the strike of the corresponding fault plane (Fig. 13). By definition, a pitch between 0° and 45° means that strike-slip is dominant, whereas a pitch between 45° and 90° means that dip-slip is dominant. The plot shows that right-lateral faults mostly strike between N0° and N50°, whereas left-lateral faults mostly strike between N110° and N120°. Strike-slip components subparallel to the cordillera are of right-lateral senses.

2.8. Timing of deformation

Development of the fold-and-thrust belt may have started in westernmost areas in the early Cenomanian, as indicated by changes in the associated pattern of sedimentation (Riccardi and Rolleri, 1980; Wilson, 1991). North of 49°S, Ramos (1989) suggested that deformation began at least in the Eocene, but reached a climax during the middle Miocene. The climax is thought to have occurred after deposition of the Santa Cruz formation - whose younger tuff layers have been dated at 18.5 ± 0.2 Ma (early Miocene) by K/Ar on whole rock (Marshall *et al.*, 1977) - but before outpouring of the unconformable flat-lying basalt flows, the oldest of which have been dated at 8.6 ± 0.6 Ma (late Miocene) by K/Ar on whole rock (Ramos, 1982). Ramos (1989) underlined the striking similarities between timing of deformation and episodes of ridge collision in the area and suggested that structures at these latitudes may have been enhanced by collision of a ridge segment during a period of fast convergence, the Quechua stage of the Andean orogeny. Kraemer (1993) also advocated a Quechua phase in the deformation of the fold-and-thrust belt and identified an older phase of deformation, especially within the inner part of the Cordillera, attributing it to the Incaic stage of the Andean orogeny. He based his timing on the early Miocene ages of granitic plutons: the Monte Fitz Roy pluton, dated at 18 ± 3 Ma by K/Ar on biotites (Nullo *et al.*, 1978) and the Payne pluton, dated at 12 ± 2 Ma or 13 ± 1 Ma by K/Ar

on whole rock (Halpern, 1973; Michael, 1983). These plutons crop out in the main Cordillera and have intruded previously folded Cretaceous sediments (Kraemer, 1993).

In the studied area, we have found evidence for earlier compressional deformation of Late Cretaceous age. Within the Cerro Torro formation, reverse faults are associated with depocentres in footwall synclines and with condensed sequences over hanging wall anticlines (Fig. 10), showing that folding and faulting were ongoing during Albian to Campanian sedimentation.

On the eastern side of the Monte Fitz Roy pluton, a granitic sheet lines an eastwards-verging reverse fault (Fig. 8) which overthrusts black shales of the Rio Mayer formation and Jurassic volcanics of the El Quemado complex. The shales show tight folding. Axial planes of folds verge eastwards and strain increases towards the thrust. The Jurassic volcanics have been mylonitized. On this basis, the Fitz Roy pluton was emplaced syntectonically and deformation was ongoing during the early Miocene.

As pointed out by Ramos (1989) and Kraemer (1993), Late Cretaceous and Tertiary sediments are unconformably overlain, in the East, by flat-lying basalts (Fig. 5a). On the northern shore of Lago Viedma, these plateau basalts have been dated by K/Ar on whole rock (Mercer *et al.*, 1975) at 3.50 ± 0.07 Ma and 3.680 ± 0.03 Ma (early Pliocene). In the foreland, the basalts have been tilted, but no more deformed. However, at Cerro Faldeo, basaltic feeder dykes cut Early Cretaceous black shales of the Rio Mayer formation and are offset on bedding surfaces, top to the east. These relationships suggest that some shortening continued into the Pliocene.

The glacial valleys of Lago Argentino, Lago Viedma and Lago San Martín have straight sides and uniform widths, suggesting that they are fault-controlled. Indeed, these valleys are very similar to others in the central parts of the Magellan basin, recently identified as Neogene rift valleys. On the northern shore of Lago Viedma, we found 5 minor faults with normal, left-lateral displacements, kinematically compatible with the other minor faults at this locality. Although the evidence is meagre, we suspect that the glacial valleys in this part of Patagonia as well are rift valleys. If so, they presumably formed in the late Pliocene or Quaternary, because they appear to cut across the plateau basalts.

In general, it is difficult to constrain the ages of the minor faults measured in the area. None of them were clearly synsedimentary. In the hinterland, the faults cut Jurassic volcanics (localities 1,2 and 5) or Early Cretaceous shales (locality 6); in the foreland, Late Cretaceous sediments (locality 3) or Paleogene sediments (localities 4, 7 and 8). Although the shortening directions are regionally consistent, this does not

mean that all the faults were synchronous. Nevertheless, the faults in the hinterland were brittle structures, superimposed on rocks with low-grade metamorphism. We therefore suspect that the faulting was Late Cretaceous or Tertiary in age.

Finally, at the current mountain front, a steep scarp marks the major fault zone (right-lateral and reverse) between Jurassic volcanics in the West and Early Cretaceous shales in the East. The scarp suggets that the fault is still active. Despite the context of slow convergence, we have found no evidence for active normal faults parallel to the cordillera.

3. Compatibility with plate tectonics

What we know of the style and timing of deformation in the Lago Viedma area appears to be compatible with what we know of the Tertiary plate tectonics of southern South America. The integrated history is as follows.

1. In the Late Cretaceous, an increase in the rate of convergence between Nazca and South America led to uplift of the Patagonian cordillera and rapid subsidence of the Magellan foreland basin. The basin was progressively infilled by coarse clastic sediments, derived from the cordillera. In the Albian to Cenomanian, synchronous shortening and sedimentation resulted in growth folds, associated with reverse faults, in the foothills of the Lago Viedma area.

2. From 49 Ma to 25 Ma, the convergence vector between Nazca and South America was at about N010°, severely oblique with respect to the cordillera. For this period, we have no information on the structural development of the Lago Viedma area, except that Paleogene sediments were deposited in the foreland basin, which continued to subside, although slowly at these latitudes.

3. From 25 Ma onwards, the convergence vector between Nazca and South America stabilized at NO80°, less oblique to the cordillera, but the rate of convergence was high, at 9 cm/year. At 18 Ma, the Monte Fitz Roy granitic pluton formed, presumably as a result of crustal thickening. It was emplaced syntectonically, in a context of right-lateral transpression. Sometime before 3,5 Ma, Late Cretaceous and Paleogene sediments were folded and uplifted, above a décollement in Early Cretaceous black shales or by reactivation of basement faults. Again, this deformation was transpressional and right-lateral. The uplifted area was subjected to erosion.

4. At about 12 Ma, the Chile ridge subducted beneath the Lago Viedma area. A slab window developed beneath the area. The rate of convergence, now between Antarctica and South America, dropped to some 2 cm/year.

5. At 3,5 Ma, there was regional outpouring of plateau basalts.

6. From 3,5 Ma to the present, small amounts of E-W shortening led to tilting of the plateau basalts and minor offsets of feeder dykes across bedding planes in the fold-and-thrust belt. Large E-W valleys were cut into the foothills, as a result of glacial erosion and perhaps also of rifting above the slab window. There is evidence for N-S extension, parallel to the cordillera, but no evidence for back-arc extension in an E-W direction. Currently, major basement faults along the cordillera appear to be active in strike-slip reverse mode.

Acknowledgments

This work was funded mainly by the European Community (Contract CI1*-CT93-0091, "Andean Tectonics of Argentina"). Additional funding was provided by Bridas S.A.P.I.C. (Argentina) and Compañía General de Combustibles (Argentina). For useful discussions and for considerable help in the field, we thank Alberto Gutiérrez Pleimling and Alejandro López Angriman (both of Bridas S.A.P.I.C.) and Jorge Skarmeta and Juan Carlos Castelli (Empresa Nacional del Petróleo, Chile). We thank V. Ramos and R. Charrier for their careful reviews. Special thanks go to the people of Santa Cruz Province, Argentina, for their hospitality in the field.

REFERENCES

Allmendinger, R.W., Marrett, R.A. and Cladouhos, T., 1993. FaultKin, version 3.8, a program for analyzing fault slip data for the Macintosh™.

Alvarez-Marrón, J., McClay, K.R., Harambour, S., Rojas, L. and Skarmeta, J., 1993. Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes Foreland Thrust and Fold Belt (Vicuña area), Tierra del Fuego, southern Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 77, 1904-1921.

Angelier, J. and Mecheler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société géologique de France* 7 (19), 1309-1318.

Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M. and Fitzgerald, M.G., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, southern South America. In: *Foreland basins* (edited by P.A. Allen and P. Homewood), International Association of Sedimentologists Special Publication **8**, 41-61.

Bruhn, R.L. and Dalziel, I.W.D., 1977. Destruction of the Early Cretaceous marginal basin in the Andes of Tierra del Fuego. In: *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins* (edited by M. Talwani and W.C. Pitman), Maurice Ewing Series, AGU **1**, 395-405.

Burns, K.L., Rickard, M.J., Belbin, L. and Chamalaun, F., 1980. Further paleomagnetic confirmation of the Magallanes orocline. *Tectonophysics* **63**, 75-90.

Cande, S.C. and Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research* **91**, 471-496.

Cobbold, P.R., Gapais, D. and Rossello, E.A., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology* **13**, 743-758.

Cunningham, W.D., Klepeis, K.A., Gose, W.A. and Dalziel, I.W.D., 1991. The Patagonian Orocline: New paleomagnetic data from the Andean magmatic arc in Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Geophysical Research* **196**, 16,061-16,069.

Dahlstrom, C. D. A., 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences* **6**, 743-757.

Dalziel, I.W.D., de Wit, M.J. and Palmer, F.K., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature* **250**, 291-294.

Dalziel, I.W.D., Kligfield, R., Lowrie, W. and Opdyke, N.D., 1973. Paleomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarctandes. In: *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences* (edited by D.H. Tarling and S.K. Runcom), Academic Press, San Diego, California **1**, 87-101.

Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D. and Rossello, E.A., 1996. Tertiary kinematics of the Southern Andes and the development of the Magellan foreland basin (Patagonia) (extended abstract). In: *Third International Symposium on Andean Geodynamics* (edited by ORSTOM) Collection Colloques et Séminaires, Paris, 347-350.

Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D. and Rossello, E.A., 1997. Magellan Strait: Part of a Neogene rift system. *Geology* **25**, 703-706.

Diraison, M., Cobbold, P.R., Rossello, E.A., Gapais, D. and Le Corre, C., 1998. Tertiary kinematics of southern Patagonia: field data and analogue modelling. *Tectonophysics* (submitted).

Dott, R.H. Jr., Winn, R.D. Jr. and Smith, C.H.L., 1982. Relationship of late Mesozoic and early Cenozoic sedimentation to the tectonic evolution of the southernmost Andes and Scotia Arc. In: *Antarctic Geoscience* (edited by C. Craddock) Madison, University of Wisconsin Press, 193-203.

Feruglio, E., 1952. Descripción geológica de la Patagonia. *Publicacion Dirección General Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires,* **I**.

Gripp, A.E. and Gordon, R.G., 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. *Geophysical Research Letters* **17**, 1109-1112.

Gust, D.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W. and Uliana, M.A., 1985. Associated middle to late Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics* **116**, 223-253.

Halpern, M., 1973. Regional geochronology of Chile, south of 50° latitude. *Geological Society of America Bulletin* **84**, 2407-2422.

Hinterwimmer, G.A., Messinger, V.E. and Soave, L.A., 1984. Análisis de facies, porosidad y diagénesis de une secuencia de playa-Formación Springhill en el sondeo Puesto Barros, Provincia de Santa Cruz. *IX Congreso Geológico Argentino,* 136-145.

Hossack, J. R., 1979. The use of balanced cross sections in the calculation of orogenic contraction: a review. *Geological Society of London Journal* **136**, 705-711.

Kamb, W.B., 1959. Ice petrographic observations from Blue Glacier,Washington, in relation to theory and experiment. *Journal of Geophysical Research* **64**, 1891-1909.

Katz, H.R., 1972. Plate tectonics-orogenic belts in the southern Pacific. *Nature* **237**, 331.

Kraemer, P.E., 1993. Perfil estructural de la Cordillera Patagónica Austral a los 50° L.S., Santa Cruz. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires* Actas **III**, 119-125.

Leanza, A.F., 1972. Andes Patagónicos Australes. In: *Geología regional Argentina* (edited by A.F. Leanza) Academia Nacional de Ciencias, 689-706.

Manassero, M.J. and Merodio, J.C., 1992. Geoquímica de las sedimentitas silicoclásticas Cretácicas Superiores y Terciarias Inferiores de la Cuenca Austral Argentina: procedencia y ambiente tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **47**, 73-82.

Marshall, L. G., Pascual, R., Curtis, G. H. and Drake, R. E., 1977. South American geochronology: radiometric time scale for middle to late Tertiary mammal-bearing horizons in Patagonia. *Science* **195**, 1325-1328.

Mercer, J.H., Fleck, R.J., Mankinen, E.A. and Sander, W., 1975. Southern Patagonia: Glacial events between 4 m.y. and 1 m.y. ago. In: *Quaternary Studies* (edited by R.P. Guggatre and M.M. Cresswell), Royal Society of New Zealand Journal, Wellington, New Zealand, 223-230.

Merle, O. and Gapais, D., 1997. Strains within thrust-wrench zones. *Journal of Structural Geology* **19**, 1011-1014.

Michael, J., 1983. Emplacement and differentiation of Miocene plutons in the foothills of the southermost Andes. *Unpublished Ph.D. Thesis, Columbia University*, 377 p.

Nullo, F.E., Proserpio, C. and Ramos, V.A., 1978. Estratigrafia y tectónica de la vertiente este del hielo continental patagónico, Argentina-Chile. *VII Congreso Geológico Argentino,* 455-470.

Odonne, F. and Vialon, P., 1983. Analogue models of folds above a wrench fault. *Tectonophysics* **99**, 31-46.

Panza, J.L. and Nullo, F.E., 1994. Mapa geológico de la Provincia de Santa Cruz: República Argentina, Secretaría de Minería, scale 1:750 000, 1 sheet.

Pardo-Casas, F. and Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* **6**, 233-248.

Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology* **9**, 597-608.

Pfiffner, O.A. and Burkhard, M., 1987. Determination of paleo-stress axes orientation from fault, twin and earthquake data. *Annales Tectonicae* **1**, 48-57.

Pittion, J.L. and Gouadain, J., 1992. Source-rocks and oil generation in the Austral Basin. *Proceedings of the Thirteenth World Petroleum Congress, Buenos Aires,* 113-120.

Ramos, V. A., 1982. Geología de la región del lago Cardiel, Provincia de Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina Revista* **37**, 23-49.

Ramos, V.A., 1989. Andean foothills structures in northern Magallanes basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **73**, 887-903.

Ramos, V.A. and Kay, S.M., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics* **205**, 261-282.

Riccardi, A.C., 1971. Estratigrafia en el oriente de la Bahia de la Lancha, Lago San Martin, Santa Cruz, Argentina. *Museo de la Plata Revista (Geologia)* 7, 245-318.

Riccardi, A.C., 1988. The Cretaceous System of Southern South America. *Geological Society of America Memoir* **168**, 1-143.

Riccardi, A.C. and Rolleri, E.O., 1980. - Cordillera Patagonica Austral. *II Simposio Geologico Regional Argentino, Córdoba,* 1163-1306.

Robles, D., 1982. El desarrollo de la Formación Springhill en la cuenca de Magallanes. *I Congreso Nacional de Hidrocarburos,* 293-312.

Robles, D.E., 1984. Los depocentros de la Formación Springhill en el norte de Tierra del Fuego. *IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche* Actas **I**, 449-457.

Russo, A., Flores, M.A. and Di Benedetto, H., 1980. Patagonia Austral Extraandina. *II Simposio de Geologia Regional Argentina* , 1431-1462.

Uliana, M.A. and Biddle, K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. *Revista Brasileira de Geociéncias* **18**, 172-190.

Uliana, M.A., Biddle, K.T. and Cerdan, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. In: *Extensional tectonics and stratigraphy of the north Atlantic margins* (edited by A.J. Tankard and H.R. Balkwill), American Association of Petroleum Geologists Memoir **46**, 599-614.

Wilson, T.J., 1983. Stratigraphic and structural evolution of the Ultima Esperanza foreland fold-thrust belt, Patagonian Andes, southern Chile. *Ph.D. Thesis, University of Colombia, New York,* 360 p.

Wilson, T.J., 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin* **103**, 98-111.

Winslow, M.A., 1981. Mechanisms for basement shortening in the Andean foreland fold belt of southern South America. In: *Thrust and nappe tectonics* (edited by K.R. McClay and N.J. Price) Geological Society of London, Special Publications **9**, 513-528.

Winslow, M.A., 1982. The structural evolution of the Magallanes Basin and neotectonics in the southernmost Andes. In: *Antarctic geoscience* (edited by C. Craddock), Madison, University of Wisconsin Press, 143-154.

Annexe 2

Traitement des données de sismique réflexion

A-2.1. Documents bruts

Les documents bruts se présentent sous la forme de profils *distance/temps double* préalablement traités. Les paramètres de l'enregistrement et de la séquence de traitement des données sont consignés sur le document original mais ne seront pas communiqués ici. Les caractéristiques principales d'acquisition des différents profils sismiques sont les suivantes :

N° ligne	Localisation	Orientation	Longueur	Source d'énergie
1	Ocho Hermanos	N 135°	18 000 m	Vibroseis
2	Tres Cruces	N 120°	32 000 m	Dynamite
3	Aguilar-Tres Cruces	N 100°	22 000 m	Dynamite
4	Laguna Guyatayoc Sud	N 100°	29 000 m	Dynamite
5	Salinas Grandes Nord	N 100°	43 000 m	Vibroseis
6	Salinas Grandes Sud	N 100°	43 000 m	Dynamite
7	Salinas Grandes Sud	N 100°	26 500 m	Dynamite

A-2.2 Transformation des profils *distance/temps* double en profils *distance/profondeur*

Afin de pouvoir interpréter les profils sismiques et notamment, d'évaluer la géométrie des bassins, la géométrie des dépôts ainsi que leurs épaisseurs, il convient de migrer les sections, c'est-à-dire de procéder à la transformation des profils *temps* en profils *profondeur*. Cette transformation est basée sur les loies de vitesse des ondes sismiques déterminées pour les milieux rocheux traversés. Des cartouches régulièrement espacées le long de la ligne, fournissent en chaque point, une loi de vitesse (vitesse quadratique moyenne en fonction du temps double). Ces lois de vitesse déterminées au niveau de chaque cartouche, permettent d'effectuer la transformation d'un profil *temps double* en profil *profondeur* à l'aide de la formule :

$$z = V \cdot (T/2)$$

où z est la profondeur, V la vitesse quadratique moyenne en m/s et T le temps en secondes.

Lorsqu'une épaisseur de séquence sédimentaire est déterminée, elle l'est ponctuellement, à l'aplomb d'une cartouche donnée le long du profil considéré.

Le profil sismique n°3 à été migré manuellement. Pour cette opération, il était nécéssaire de déterminer une loie moyenne pour tout le profil (Figure A-2.1). Ce diagramme présente les résultats du temps double en fonction de la profondeur pour l'ensemble des cartouches du profil n°3. Pour un temps double donné, la faible dispersion des points nous autorise à envisager une loi générale à tout le profil. Le meilleur ajustement des points reportés est donné par la loi $z = 1862{,}6.x1.3176$ avec un bon coefficient de corrélation $R = 0.99$. Sur ce graphe, le point le plus éloigné de la loi moyenne est reporté en gris foncé et possède les coordonnées (1.78; 4543.4). D'une profondeur de 4543 mètres, la loi remonte ce point à une profondeur de 3982 mètres, soit une erreur de 12%. Il se trouve que ce point se localise dans le socle, il ne biaise donc pas la géométrie de la pile sédimentaire sus-jacente. Dans les séries sédimentaires méso-cénozoïques, l'erreur moyenne est d'environ 100 mètres et est insignifiante à l'échelle à laquelle la ligne n°3 migrée est construite.

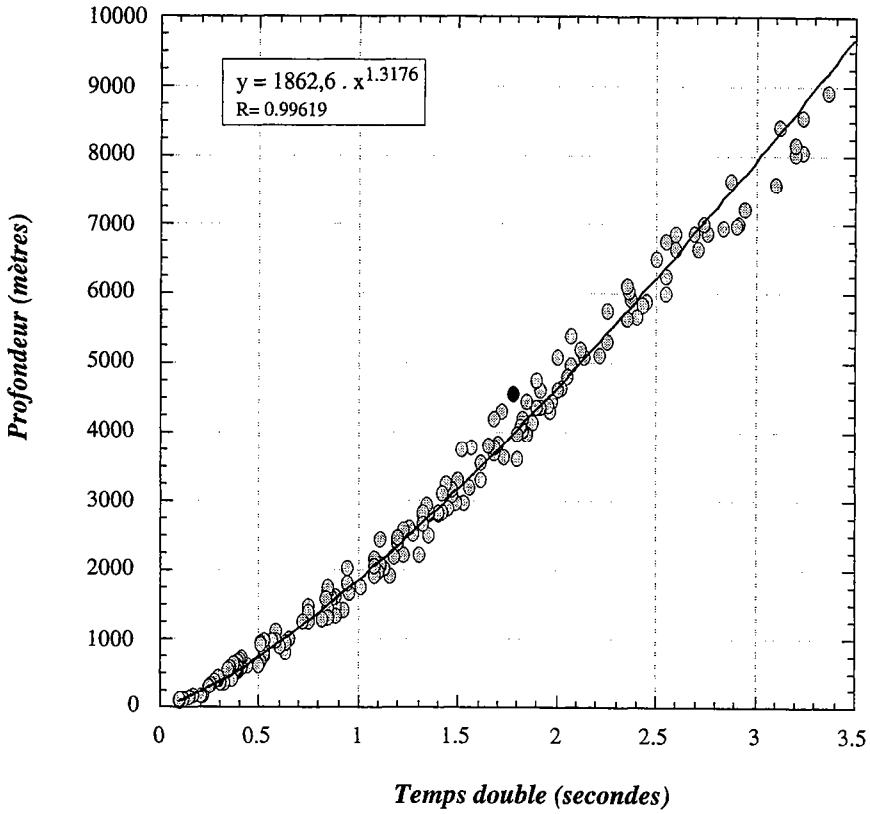


Figure A.2.1 : Loi moyenne de conversion temps double / profondeur établie pour le profil sismique n°3

Annexe 3

Datations radiométriques par l'analyse de traces de fission sur apatite

Apatite Fission Track Results

Sample	No. of crystals	Dosimeter ρd	Nd	Spontaneous ρs	Ns	Induced ρi	Ni	Age Dispersion $P\chi^2$	RE%	Central Age Ma	Mean Track length	S.d. (μm)	No. of tracks
97PU011	20	1.168	6474	1.390	1000	2.985	2147	<1	15.3	**93±5**	10.05±0.25	2.88	132
97PU04	13	1.168	6474	1.055	373	7.045	2490	<1	22.1	**29±3**	13.22±0.26	2.03	64
97PUO5	18	1.168	6474	0.294	251	1.899	1624	<1	25.2	**31±3**	13.93±0.26	1.36	28
97PU06	20	1.168	6474	0.700	392	4.567	2557	30	11.2	**30±2**	13.97±0.16	1.28	69
97PUO7	20	1.168	6474	1.384	1688	3.177	3875	5	10.8	**87±4**	10.92±0.20	2.46	153
97PU08	20	1.168	6474	0.893	1045	2.671	3125	<1	14.3	**67±3**	10.86±0.25	3.04	152
97PU10	20	1.168	6474	0.411	644	1.953	3058	30	11.4	**42±2**	12.55±0.27	3.28	144
97PU12	18	1.168	6474	1.972	229	0.577	670	<1	32.7	**68±7**	13.84±0.38	2.57	46
PU 03	10	1.141	3162	2.902	337	1.469	1706	34	8	**38±3**	14.34±0.23	1.82	66
PU 09	20	1.141	3162	2.520	901	9.217	3296	<1	16	**52±3**	11.93±0.26	2.92	130

Table 1: Fission track apatite analytical data Notes:
(i). Track densities are ($x10^6$ tr cm^{-2}) numbers of tracks counted (N) shown in brackets;
(ii). analyses by external detector method using 0.5 for the $4\pi/2\pi$ geometry correction factor;
(iii). ages calculated using dosimeter glass CN-5; **analyst Carter** ζ_{CN5} =339±5;
calibrated by multiple analyses of IUGS apatite and zircon age standards (see Hurford, 1990);
(iv). $P\chi^2$ is probability for obtaining χ^2 value for v degrees of freedom, where v = no. crystals - 1;
(v). Central age is a modal age, weighted for different precisions of individual crystals (see Galbraith, 1993);

Numéro	**Localisation**				**Lithologie**	**Age**
N°	**Latitude**	**Longitude**	**Altitude**			
97PU03	26°51,1'S	66°45,4'W	3240m	Chango Real	Granitoïde	Silurien
97PU04	26°51,8'S	66°44,2'W	3090 m	Chango Real	Granitoïde	Silurien
97PU05	26°52,8'S	66°43,9'W	2970 m	Chango Real	Granitoïde	Silurien
97PU06	26°53,2'S	66°44,4'W	2880 m	Chango Real	Granitoïde	Silurien
97PU07	24°29,1'S	65°53,5'W	2760 m	Sta Rosa de Tastil	Granite	Précambrien
97PU08	24°28,8'S	65°54,4'W	3120 m	Sta Rosa de Tastil	Granite	Précambrien
97PU09	24°28,5'S	65°55,01'W	2910 m	Sta Rosa de Tastil	Granite	Précambrien
97PU10	24°26,9'S	65°57,3'W	3030 m	Sta Rosa de Tastil	Granite	Précambrien
97PU11	24°24,92'S	65°59,42'W	3180 m	Sta Rosa de Tastil	Granite	Précambrien
97PU12	24°20'S	66°00,6'W	3570 m	Sta Rosa de Tastil	Granite	Précambrien

Table 2: Localisation des affleurements

Annexe 4

Populations de failles et résultats de l'analyse par la méthode des dièdres droits

A-4. Populations de failles et résultats de l'analyse par la méthode des dièdres droits

Cette annexe comprend la liste des mesures de failles, les résultats graphiques de l'analyse des populations de failles par la méthode des dièdres droits (Angelier & Mechler, 1977), et un tableau récapitulatif des résultats obtenus.

A-4.1. Liste des mesures

La liste des mesures contient l'ensemble des plans de faille striés mesurés pour les 62 stations. Les abbréviations précédant les numéros des stations correspondent aux provinces dans lesquelles se localisent ces stations : **Jy** : Province de Jujuy ; **Sa** : Province de Salta. Les colonnes correspondent respectivement :

(1) au numéro de la mesure (**n°**),

(2) au pendage du plan de faille (**dip**),

(3) à l'azimut de la ligne de plus grande pente du plan de faille (**azdip**),

(4) au plongement de la strie portée par le plan de faille (**pl**),

(5) à l'azimut du plongement de la strie (**azpl**),

(6) au sens de cisaillement déterminé sur le plan de faille (**ss** ; N : normal ; I : inverse ; D : dextre ; S : senestre),

(7) à un commentaire éventuel concernant la qualité de la détermination du sens de cisaillement (**co** ; Sc : sens de déplacement bien déterminé ; ? : incertitude sur le sens de déplacement).

A-4.2. Résultats graphiques

Les résultats graphiques sont présentés pour chacune des 62 stations. Les stéréogrammes (projection de Schmidt sur l'hémisphère inférieur) sur la colonne de gauche, montrent l'orientation des plans de failles (grands cercles) et des stries (flèches). Les flèches pointent dans la direction de déplacement du bloc supérieur. Sur la colonne de droite, sont représentés les diagrammes en compression obtenus lors de l'analyse par la méthode des dièdres droits. Les chiffres 1, 2, et 3 reportés sur chacun des diagrammes correspondent respectivement aux axes principaux d'allongement ($\lambda 1$), intermédiaire ($\lambda 2$) et de raccourcissement ($\lambda 3$). Le contourage est réalisé suivant la méthode de Kamb (1959). Les

stéréogrammes ont été obtenus à partir du programme FaultKin (version 3.8) développé par Allmendinger et al., (1983).

A-4.3. Tableau de résultats

Le tableau récapitulatif contient

(1) le numéro et la localisation de la station

(2) l'âge de la formation échantillonnée

(3) N, le nombre de failles mesurées

(4) Mmax, le nombre de failles compatibles avec le résultat final obtenu, à partir des N failles mesurées

(5) L'azimuth et le plongement des axes principaux d'allongement ($\lambda 1$) intermédiaire (l2) et de raccourcissement ($\lambda 3$) de l'éllipsoïde de la déformation

(6) Les valeurs propres du moment du tenseur de Bingham ($\varepsilon\lambda 1$, $\varepsilon\lambda 2$, $\varepsilon\lambda 3$)

(7) Le rapport $R = (\varepsilon\lambda 2-\varepsilon\lambda 3)/(\varepsilon\lambda 1-\varepsilon\lambda 3)$, permettant d'estimer la forme de l'éllipsoïde de déformation.

A-4.1. Liste des mesures

n°	dip	azdip	pl	azpl	ss	co.
Station Sa 9601						
01	28	183	15	245	I	Sc
02	43	185	28	242	I	Sc
03	26	180	16	135	N	Sc
04	31	180	01	090	D	Sc
05	43	220	28	165	N	Sc
06	16	218	13	173	N	Sc
07	70	218	19	133	S	Sc
08	35	355	20	057	I	Sc
09	79	339	11	252	D	Sc
10	20	200	16	245	I	Sc
11	26	270	25	265	I	Sc
12	34	175	01	085	S	Sc
13	54	214	08	298	S	Sc
14	31	126	20	075	I	Sc
15	67	330	02	241	D	Sc
16	32	120	25	083	D	Sc
Station Sa 9602						
01	83	270	41	353	D	Sc
02	50	050	42	095	I	Sc
03	54	240	46	285	N	Sc
04	84	275	58	355	N	Sc
05	35	356	18	290	I	Sc
06	40	015	15	090	S	Sc
07	06	055	05	075	N	Sc
08	86	255	51	339	N	Sc
09	67	335	14	250	S	Sc
10	37	313	01	223	S	Sc
11	68	040	41	107	I	Sc
12	44	050	36	090	I	Sc
13	13	055	06	105	N	Sc
14	62	242	56	280	I	Sc
15	78	195	21	280	S	Sc
Station Sa 9603						
01	45	042	15	325	D	Sc
02	62	130	57	165	I	Sc
03	45	055	11	136	S	Sc
04	38	090	24	150	S	Sc
05	45	075	20	145	S	Sc
06	25	055	01	145	S	Sc
07	40	180	35	165	I	Sc
08	45	040	20	330	I	Sc
09	36	010	08	290	D	?.
Station Jy 9604						
01	70	290	39	216	S	Sc
02	52	070	51	060	I	Sc
03	49	310	18	237	D	Sc
04	61	300	29	228	D	Sc
05	80	285	31	202	D	Sc
06	76	289	11	202	D	Sc
07	70	185	13	098	D	Sc
08	72	060	37	134	N	Sc
09	40	044	25	100	N	?.
10	75	290	46	216	N	Sc
11	80	280	38	197	I	Sc
Station Jy 9605						
01	50	062	44	090	I	Sc
02	56	162	18	085	D	Sc
03	51	150	27	084	D	Sc
04	24	246	06	315	S	Sc
05	31	216	16	280	D	Sc
06	24	205	23	220	N	Sc
07	81	230	80	250	I	Sc
08	60	20	5	21	128	D Sc
09	38	120	13	050	I	Sc
10	52	120	46	085	N	Sc
11	86	080	87	105	I	Sc
12	69	080	44	011	I	Sc
13	25	120	09	045	S	Sc
14	28	175	08	252	I	Sc
15	50	115	21	045	S	Sc
Station Jy 9606						
01	56	315	03	043	S	Sc
02	54	080	52	062	I	Sc
03	71	195	14	108	D	Sc
04	54	342	49	310	N	Sc
05	51	222	13	144	D	Sc
06	74	302	30	025	I	?.
07	57	355	56	345	N	Sc
08	80	205	38	288	I	Sc
09	45	074	41	090	N	Sc
Station Jy 9607						
01	62	125	60	135	I	Sc
02	35	090	35	085	I	Sc
03	59	055	40	354	D	Sc
04	80	025	49	308	S	Sc
05	63	056	32	345	D	Sc
06	29	270	20	318	N	Sc
07	29	095	29	096	N	Sc
08	59	083	02	171	D	Sc
09	85	098	32	185	N	Sc
08	65	355	32	071	I	Sc
09	65	352	18	076	I	Sc
10	68	033	38	321	I	Sc
11	82	034	64	318	I	Sc
Station Jy 9608						
01	40	045	10	326	D	Sc
02	54	113	13	190	S	Sc
03	76	119	68	173	I	Sc
04	41	068	02	341	D	Sc
05	26	338	18	285	I	Sc
06	32	030	06	309	I	Sc
07	63	114	11	030	S	Sc
08	17	068	05	145	N	Sc
Station Jy 9609						
01	70	249	46	317	N	Sc
02	33	280	20	333	N	Sc
03	83	316	26	231	S	Sc
04	08	258	08	267	I	Sc
05	77	190	33	273	S	Sc
06	59	200	48	154	I	Sc
07	45	247	13	325	N	Sc
08	19	238	17	270	I	Sc
09	44	280	41	260	I	Sc
10	29	234	28	250	I	Sc
11	28	262	02	174	D	Sc
12	42	254	19	322	D	Sc
13	38	246	30	290	N	Sc
Station Jy 9610						
01	26	050	12	105	N	Sc
02	64	075	63	070	I	Sc
03	36	055	30	087	N	Sc
04	27	100	22	065	I	Sc
05	38	083	35	108	N	Sc
06	29	070	29	070	N	Sc
07	45	055	05	139	D	Sc
08	30	060	25	090	N	Sc
09	34	052	22	100	D	Sc
10	33	057	06	137	D	Sc
11	59	065	55	095	I	Sc
12	35	080	34	082	N	Sc
13	59	080	58	100	I	Sc
14	25	040	08	115	D	Sc
15	51	090	34	140	I	Sc
Station Jy 9611						
01	86	225	54	142	I	Sc
02	66	070	63	103	I	Sc
03	55	030	27	100	N	Sc
04	69	087	69	088	I	Sc
05	64	110	64	106	I	Sc
06	89	036	89	036	I	Sc
07	63	100	63	100	I	Sc
08	66	161	58	116	D	Sc
09	10	23	5	0	7	290 N Sc
Station Jy 9612						
01	72	100	57	160	I	Sc
02	76	278	76	275	I	Sc
03	84	312	42	037	I	Sc
04	76	295	66	238	I	Sc
05	65	278	65	277	I	Sc
06	70	263	70	262	I	Sc
07	82	290	78	238	I	Sc
08	52	234	50	216	I	Sc
09	61	238	55	278	I	Sc
10	60	246	56	223	I	Sc
11	44	255	43	247	I	Sc
12	46	270	40	230	N	Sc
13	54	238	52	222	I	Sc

Station Jy 9613

01	70	010	15	286	D	Sc
02	89	160	08	250	D	Sc
03	69	190	14	276	D	Sc
04	84	208	26	296	D	Sc
05	80	195	26	281	D	Sc
06	46	162	21	231	D	Sc
07	72	184	26	267	D	Sc
08	84	238	34	324	S	Sc
09	89	212	20	302	S	Sc
10	59	305	39	242	D	Sc

station Jy 9614

01	50	219	42	178	N	Sc
02	59	224	53	191	N	Sc
03	54	220	53	205	N	Sc
04	69	228	66	203	N	Sc

Station Jy 9615

01	66	075	66	076	I	Sc
02	80	145	62	216	I	Sc
03	67	360	38	288	I	Sc
04	89	056	69	326	I	Sc
05	76	175	60	241	I	Sc
06	82	322	53	243	I	Sc
07	38	077	35	110	I	Sc

Station Jy 9616

01	61	035	46	337	N	Sc
02	62	032	60	004	N	Sc
03	30	052	26	083	N	Sc

Station Jy 9617

01	72	242	29	164	S	Sc
02	80	005	12	094	D	Sc
03	80	342	10	071	S	Sc
04	76	207	23	125	S	Sc
05	80	353	28	079	D	Sc
06	76	195	19	111	S	Sc
07	89	187	60	098	D	Sc
08	89	200	32	290	S	Sc
09	88	200	39	113	S	Sc
10	83	209	30	124	S	Sc
11	71	225	19	144	S	Sc
12	70	232	13	148	S	Sc
13	85	360	16	090	D	Sc
14	84	205	32	120	S	Sc
15	88	009	38	098	D	Sc
16	83	200	21	114	S	Sc
17	79	016	15	104	D	Sc
18	74	222	31	143	S	Sc
19	87	202	29	115	S	Sc
20	80	015	33	100	D	Sc
21	82	345	21	073	D	Sc

station Jy 9618

01	69	310	18	226	D	Sc
02	76	292	22	208	D	Sc
03	80	020	15	109	S	Sc
04	84	161	04	072	S	Sc
05	72	154	06	242	D	Sc
06	89	036	89	036	I	Sc
07	55	016	37	075	I	Sc
08	65	027	46	089	I	Sc
09	75	015	44	093	I	Sc
10	45	140	07	058	S	Sc
11	84	032	64	112	I	Sc
12	75	045	62	108	I	Sc
13	74	040	60	102	I	Sc
14	56	045	47	093	I	Sc
15	65	007	41	076	I	Sc
16	61	230	57	203	N	Sc
17	42	055	42	067	I	Sc
18	69	100	07	187	D	Sc
19	46	098	04	012	D	Sc
20	50	287	05	201	D	Sc

Station Jy 9619

01	60	028	26	104	I	Sc
02	16	065	03	146	N	Sc
03	44	015	07	292	S	Sc
04	70	335	09	062	D	Sc
05	55	225	33	164	I	Sc
06	82	230	05	143	D	Sc
07	75	232	42	158	D	Sc
08	65	355	32	071	I	Sc
09	65	352	18	076	I	Sc

Station Jy 9620

01	85	214	50	132	N	Sc
02	48	050	30	109	I	Sc
03	49	068	25	137	I	Sc
04	57	006	40	067	I	Sc
05	84	259	69	185	I	Sc
06	64	244	58	209	I	Sc
07	85	250	25	164	I	Sc
08	78	251	33	170	I	Sc
09	70	040	47	109	I	Sc
10	36	090	24	037	I	Sc

Station Jy 9621

01	36	240	35	255	I	Sc
02	35	273	24	327	I	Sc
03	71	177	19	262	I	Sc
04	55	155	08	240	I	Sc
05	40	244	36	215	I	Sc
06	71	075	42	003	I	Sc

Station Jy 9622/23

01	78	008	43	289	I	Sc
02	76	342	45	266	I	Sc
03	60	330	57	295	I	Sc
04	82	360	40	276	I	Sc
05	76	010	34	290	I	Sc
06	62	035	25	318	I	Sc
07	60	040	32	330	I	Sc
08	89	006	45	277	I	Sc
09	80	360	54	282	I	Sc
10	60	040	38	335	I	Sc
11	39	274	39	287	I	Sc
12	29	286	28	264	I	Sc
13	85	307	38	221	I	Sc

Station Jy 9625/26

01	89	325	82	238	I	Sc
02	72	315	44	028	I	Sc
03	66	318	38	029	I	Sc
04	75	312	40	031	I	Sc
05	81	170	49	091	I	Sc
06	72	300	70	269	I	Sc
07	85	356	60	274	I	Sc
08	60	320	31	032	I	Sc
09	50	010	50	024	I	Sc
10	80	317	22	044	S	Sc
11	30	140	30	130	I	Sc
12	60	335	23	053	I	Sc
13	55	342	24	056	I	Sc
14	56	353	36	057	I	Sc
15	80	340	24	067	I	Sc

Station Sa 9627

01	54	063	54	052	I	Sc
02	58	067	26	142	I	Sc
03	69	084	59	032	I	Sc
04	62	068	53	022	I	Sc
05	75	242	56	310	I	Sc
06	65	055	44	352	I	Sc
07	60	228	21	152	S	Sc
08	67	101	44	166	I	Sc
09	84	140	20	229	S	Sc
10	74	150	26	233	I	Sc
11	58	110	17	189	I	Sc

Station Sa 9629

01	60	120	60	128	I	Sc
02	60	052	25	337	I	Sc
03	40	012	36	344	I	Sc
04	80	055	36	332	I	Sc
05	74	020	74	002	I	Sc
06	71	052	59	355	I	Sc
07	62	130	27	056	I	Sc
08	66	080	64	047	I	Sc
09	81	080	68	146	I	Sc
10	88	053	66	141	I	Sc

Station Sa 9630

01	61	273	46	329	I	Sc
02	81	267	39	349	I	Sc
03	75	290	56	222	I	Sc
04	71	272	65	316	I	Sc
05	71	278	14	193	I	Sc
06	74	280	73	252	I	Sc
07	61	280	43	340	I	Sc
08	75	276	75	276	I	Sc
09	69	292	69	292	I	Sc
10	67	270	52	326	I	Sc
11	75	153	68	106	I	Sc
12	72	150	14	066	S	Sc

Station Sa 9631

01	80	225	42	307	I	Sc
02	64	185	31	260	N	Sc
03	52	183	32	246	N	Sc
04	56	108	52	141	I	Sc
05	69	105	57	158	I	Sc
06	80	020	22	108	I	Sc
07	67	190	62	229	I	Sc
08	80	009	22	283	N	Sc
09	42	235	41	223	I	Sc
10	29	335	27	006	N	Sc
11	37	230	32	196	I	Sc
12	63	185	18	267	N	Sc
13	40	330	23	033	I	Sc
14	85	215	32	303	I	Sc
15	54	264	45	310	I	Sc
16	35	262	34	250	I	Sc
17	56	353	35	058	I	Sc
18	35	202	35	202	I	Sc
19	72	182	24	265	N	Sc
20	55	175	27	245	I	Sc

21 20 275 16 230 I Sc
22 89 218 52 307 S Sc

Station Sa 9632/33

01 45 180 16 254 I Sc
02 64 025 27 309 I Sc
03 52 187 06 273 N Sc
04 60 135 36 069 I Sc
05 60 120 30 049 I Sc
06 61 121 30 049 I Sc
07 79 345 13 074 D Sc
08 58 029 09 115 D Sc
09 73 207 33 130 S Sc
10 40 098 32 055 I Sc
11 54 144 21 069 S Sc
12 64 225 51 281 I Sc
13 69 090 50 155 I Sc
14 46 238 46 238 I Sc
15 51 229 33 289 I Sc
16 60 231 48 284 I Sc
17 56 230 46 279 I Sc
18 66 094 65 115 I Sc
19 36 086 32 124 N Sc
20 79 110 54 184 I Sc

Station Sa 9634

01 50 260 44 226 I Sc
02 89 288 53 017 I ?.
03 24 270 18 225 N Sc
04 55 085 55 077 I Sc
05 77 116 72 071 I Sc
06 30 342 29 350 I Sc
07 35 110 25 061 I Sc
08 41 290 40 301 I Sc
09 57 302 41 359 I Sc
10 62 292 40 356 I Sc
11 87 237 57 154 I Sc
12 24 020 19 060 I Sc

Station Sa 9635

01 26 073 25 060 I Sc
02 25 098 25 092 I Sc
03 35 108 32 078 I Sc
04 29 079 28 096 I ?.
05 20 250 19 260 I Sc
06 75 003 15 091 S Sc

Station Jy 9736

01 55 178 40 126 I Sc
02 35 177 31 148 I Sc
03 16 155 14 122 N Sc
04 49 114 47 127 I Sc
05 21 230 08 298 I Sc
06 61 110 60 113 I Sc
07 44 128 43 123 I Sc
08 25 121 24 119 I Sc
09 09 308 02 348 I Sc
10 15 075 10 123 N Sc
11 37 096 30 133 I Sc
12 24 103 22 128 I Sc
13 24 351 16 296 I Sc
14 15 208 07 272 I Sc
15 14 240 04 316 I Sc
16 68 035 44 327 S Sc
17 60 042 49 352 S Sc

Station Sa 9737

01 46 025 20 314 I Sc
02 60 089 59 078 I Sc
03 51 037 31 338 N Sc
04 65 344 05 072 D Sc
05 71 067 42 141 I Sc
06 11 066 10 090 I Sc
07 19 007 03 092 S Sc
08 18 060 16 032 I Sc
09 50 352 19 278 D Sc
10 70 289 68 315 I Sc
11 51 033 16 110 D Sc
12 34 290 33 308 I Sc
13 80 095 77 130 N Sc
14 45 342 20 272 I Sc

Station Sa 9738

01 37 098 37 098 I Sc
02 77 097 70 143 I Sc
03 59 090 58 093 I Sc
04 55 109 50 141 I Sc
05 48 095 48 095 I Sc
06 16 135 15 159 I Sc
07 25 090 25 090 I Sc
08 59 077 59 077 N Sc

Station Sa 9739

01 3 2 339 18 280 N Sc
02 17 194 03 112 N Sc
03 46 120 29 061 I Sc
04 15 235 13 272 N Sc
05 12 355 05 282 S Sc
06 35 286 33 263 I Sc
07 54 133 53 117 N Sc
08 40 296 39 282 N Sc
09 34 040 12 112 N Sc
10 30 303 27 277 I Sc

Station Sa 9740

01 84 185 15 273 S Sc
02 84 230 06 141 D Sc
03 83 185 30 271 S Sc
04 72 035 36 111 D Sc
05 84 170 26 256 S Sc
06 83 002 32 276 S Sc
07 84 035 36 309 S Sc
08 80 184 06 273 S Sc
09 39 098 12 171 D Sc
10 75 040 04 128 S Sc
11 41 031 28 339 I Sc

Station Jy 9741

01 75 201 10 114 D Sc
02 61 180 16 099 D Sc
03 61 237 14 319 D Sc
04 15 206 12 250 I Sc
05 77 356 12 084 D Sc
06 45 295 42 270 I Sc
07 83 227 08 139 S Sc
08 50 344 18 059 D Sc
09 85 231 18 142 S Sc
10 18 330 17 308 I Sc
11 49 076 38 029 I Sc
12 37 230 24 285 I Sc
13 72 137 49 070 N Sc
14 10 288 04 218 I Sc
15 87 294 77 010 N Sc
16 46 174 42 143 I Sc
17 51 129 48 154 I Sc
18 17 265 01 351 I Sc
19 58 121 54 090 I Sc
20 48 220 10 138 S Sc
21 60 109 51 065 I Sc
22 63 165 56 123 I Sc
23 50 305 50 319 N Sc

Station Jy 9742

01 15 277 14 306 N Sc
02 68 150 52 092 I Sc
03 39 286 18 218 D Sc
04 23 007 23 007 I Sc
05 47 161 40 121 I Sc
06 45 118 41 086 N Sc
07 32 255 31 273 N Sc
08 45 114 34 066 I Sc
09 59 128 48 079 I Sc
10 59 109 59 109 I Sc
11 36 111 31 142 N Sc
12 86 303 82 237 N Sc
13 59 131 60 117 I Sc
14 34 227 04 142 S Sc
15 53 268 48 302 I Sc
16 40 108 36 077 I Sc
17 22 158 12 102 N Sc

Station Jy 9743

01 32 334 12 044 N Sc
02 78 046 70 100 D Sc
03 66 031 13 116 D Sc
04 53 343 04 255 S Sc
05 37 107 37 107 N Sc
06 77 340 22 254 S Sc
07 72 072 35 148 D Sc
08 69 006 00 096 S Sc
09 73 002 18 086 S Sc
10 68 165 37 236 D Sc
11 86 174 00 084 S Sc
12 40 155 19 090 S Sc
13 56 027 31 092 S Sc
14 55 155 45 108 N Sc

Station Jy 9744

01 85 310 60 228 N Sc
02 88 280 69 194 I Sc
03 88 284 71 200 I Sc
04 67 275 53 222 N Sc
05 72 289 18 280 N Sc
06 63 282 54 238 N Sc
07 80 089 78 130 N Sc
08 64 078 56 122 N Sc
09 61 285 57 257 I Sc

station Jy 9745

01 62 326 18 047 D Sc
02 37 193 12 266 D Sc
03 38 308 09 229 S Sc
04 63 355 62 342 N Sc
05 13 035 05 100 I Sc
06 58 300 14 218 D Sc
07 88 198 31 109 D Sc
08 54 330 22 044 S Sc
09 36 072 34 092 N Sc
10 39 355 10 072 D Sc
11 63 227 19 306 S Sc

12	23	332	12	272	I	Sc
13	82	160	19	073	D	Sc

Station Jy 9746

01	66	100	64	078	I	Sc
02	63	099	63	099	I	Sc
03	86	100	86	100	I	Sc
04	51	198	32	139	I	Sc
05	54	201	44	157	I	Sc
06	89	094	89	094	N	Sc
07	51	206	22	134	I	Sc
08	58	100	56	080	I	Sc

Station Jy 9747

01	19	171	09	106	I	Sc
02	22	189	22	189	I	Sc
03	87	327	06	237	D	Sc
04	25	155	25	155	I	Sc
05	26	126	19	171	I	Sc

Station Jy 9748

01	49	067	36	117	I	Sc
02	41	070	25	125	I	Sc
03	49	075	46	050	I	Sc
04	36	055	24	107	N	Sc
05	42	060	23	358	I	Sc
06	77	160	42	081	S	Sc
07	50	104	22	173	I	Sc
08	19	037	12	345	N	Sc
09	46	076	46	076	I	Sc
10	56	067	56	067	I	Sc
11	52	069	52	069	I	Sc
12	67	068	67	068	I	Sc
13	48	077	41	113	I	Sc
14	46	094	12	172	S	Sc
15	14	030	10	075	N	Sc
16	18	077	15	040	N	Sc
17	37	064	11	350	D	Sc
18	51	044	51	044	I	Sc
19	38	102	38	102	I	Sc
20	19	032	08	098	D	Sc
21	32	078	22	125	N	Sc
22	53	068	27	000	D	Sc
23	54	064	52	038	I	Sc
24	35	066	19	005	D	Sc
25	12	078	10	104	N	Sc
26	25	086	24	090	N	Sc
27	59	091	52	128	I	Sc
28	56	111	55	117	I	Sc

Station Jy 9749

01	66	090	14	007	S	Sc
02	70	075	30	163	I	Sc
03	60	046	41	345	I	Sc
04	58	100	28	171	S	Sc
05	19	083	18	072	N	Sc
06	56	107	38	164	S	Sc
07	60	070	55	036	I	Sc
08	49	098	35	148	I	Sc
09	47	104	38	145	I	Sc
10	31	097	25	057	N	Sc
11	62	074	56	034	I	Sc
12	22	096	20	070	N	Sc
13	22	064	17	106	N	Sc

Station Jy 9750

01	78	122	51	047	N	Sc
02	67	280	38	351	N	Sc
03	84	312	44	036	N	Sc
04	72	283	47	353	N	Sc
05	72	120	44	048	N	Sc
06	83	130	32	044	N	Sc
07	78	266	34	348	N	Sc
08	85	306	40	032	N	Sc
09	63	124	62	102	N	Sc
10	86	315	23	044	S	Sc
11	53	123	47	158	N	Sc
12	80	135	45	056	S	Sc
13	68	274	51	336	N	Sc

Station Jy 9751

01	45	146	28	056	I	Sc
02	31	123	18	179	I	Sc
03	53	080	52	067	I	Sc
04	25	081	10	148	I	Sc
05	19	074	12	124	I	Sc
06	49	129	14	206	S	Sc
07	36	114	31	146	I	Sc
08	44	095	42	075	I	Sc
09	44	139	26	197	S	Sc
10	68	270	56	324	N	Sc
11	36	152	18	213	S	Sc
12	37	115	34	140	I	Sc
13	85	185	73	108	N	Sc
14	46	280	45	275	I	Sc
15	74	269	73	288	I	Sc
16	19	277	18	289	N	Sc
17	48	291	47	303	I	Sc
18	24	140	23	135	I	Sc

Station Jy 9752

01	51	303	12	223	D	Sc
02	29	189	16	131	N	Sc
03	52	152	48	121	I	Sc
04	60	144	60	144	I	Sc
05	55	315	17	237	D	Sc
06	42	155	39	126	I	Sc
07	24	209	14	154	N	Sc
08	55	160	49	124	I	Sc
09	74	031	20	115	D	Sc
10	51	145	50	125	I	Sc
11	89	203	34	114	D	Sc
12	74	237	39	160	S	Sc
13	47	307	26	242	D	Sc
14	51	155	47	123	I	Sc
15	25	270	21	236	D	Sc
16	54	109	51	125	I	Sc
17	20	169	15	124	N	Sc
18	62	139	61	126	I	Sc
19	27	164	25	137	N	Sc

Station Jy 9753

01	25	252	04	172	D	Sc
02	50	268	10	186	D	Sc
03	37	299	16	007	S	Sc
04	73	306	04	035	S	Sc
05	59	054	48	005	I	Sc
06	36	212	26	166	D	Sc
07	57	264	02	352	S	Sc
08	45	302	21	008	D	Sc
09	58	057	45	004	I	Sc
10	58	308	29	017	D	Sc
11	86	340	52	066	S	Sc
12	37	304	06	025	S	Sc
13	89	345	42	074	S	Sc
14	44	251	09	171	D	Sc
15	31	321	14	027	S	Sc
16	34	251	03	165	D	Sc
17	58	308	24	022	S	Sc
18	55	306	20	021	S	Sc
19	50	267	02	356	D	Sc
20	50	060	31	359	I	Sc
21	39	067	14	356	D	Sc
22	75	165	38	087	S	Sc
23	86	164	39	077	S	Sc
24	70	305	28	024	D	Sc
25	42	030	26	332	I	Sc

Station Jy 9754

01	57	019	21	303	D	Sc
02	56	024	05	110	S	Sc
03	45	164	41	132	I	Sc
04	62	340	39	276	D	Sc
05	20	150	02	065	I	Sc
06	27	199	20	153	I	Sc
07	56	010	29	302	S	Sc
08	25	288	19	332	I	Sc
09	19	176	06	103	I	Sc
10	33	258	31	280	I	Sc
11	25	090	24	099	I	Sc
12	75	063	06	150	S	Sc
13	58	024	02	295	D	Sc
14	51	099	06	184	S	Sc
15	46	246	25	309	I	Sc
16	50	079	05	355	S	Sc

Station Jy 9755

01	14	247	08	306	N	Sc
02	53	302	48	336	I	Sc
03	54	295	38	350	I	Sc
04	39	190	26	243	I	Sc
05	41	302	40	321	I	Sc
06	39	296	38	311	I	Sc
07	35	313	34	305	N	Sc
08	35	287	34	297	I	Sc
09	38	306	36	287	N	Sc
10	16	281	16	279	I	Sc
11	82	286	78	338	N	Sc
12	20	253	17	288	I	Sc
13	25	075	23	048	I	Sc

Station Jy 9756

01	27	137	16	190	D	Sc
02	34	334	24	284	I	Sc
03	28	110	21	152	I	Sc
04	56	167	46	121	I	Sc
05	22	167	19	198	S	Sc
06	30	250	05	331	I	Sc
07	53	160	34	099	I	Sc
08	19	289	19	285	I	Sc
09	24	202	02	287	I	Sc
10	39	294	31	337	N	Sc
11	32	177	19	120	N	Sc
12	40	164	36	132	I	Sc
13	56	105	50	140	I	Sc
14	81	104	57	179	N	Sc
15	77	117	73	153	N	Sc
16	57	279	32	346	N	Sc
17	55	338	35	277	I	Sc
18	42	271	14	344	N	Sc

19 46 037 16 324 D Sc
20 69 299 62 256 I Sc
21 32 326 24 282 I Sc
22 86 114 63 195 N Sc
23 55 295 55 295 N Sc
24 86 124 60 208 N Sc
25 69 297 38 009 N Sc
26 72 318 71 334 I Sc

Station Jy 9757

01 27 005 15 305 N Sc
02 45 031 23 326 N Sc
03 88 215 13 126 D Sc
04 12 038 02 319 I Sc
05 32 297 29 327 N Sc
06 36 359 27 315 N Sc
07 15 354 08 298 S Sc
08 40 063 24 119 D Sc
09 38 338 20 276 S Sc
10 48 354 17 280 S Sc
11 39 042 06 124 D Sc
12 28 079 26 101 I Sc
13 28 285 28 285 N Sc
14 66 047 50 348 S Sc
15 49 333 14 255 S Sc

Station Sa 9758

01 33 061 29 090 I Sc
02 54 045 07 320 S Sc
03 51 242 12 161 S Sc
04 65 016 11 291 S Sc
05 51 049 02 137 S Sc
06 70 035 05 124 D Sc
07 68 015 12 288 S Sc
08 70 010 01 280 S Sc
09 44 075 29 129 D Sc
10 86 138 10 226 D Sc
11 78 341 06 252 D Sc
12 75 085 42 161 I Sc
13 65 104 54 152 I Sc
14 65 111 62 112 I Sc
15 43 064 32 110 N Sc
16 59 055 50 097 N Sc
17 80 012 41 093 N Sc
18 68 085 53 142 N Sc
19 49 078 12 154 D Sc
20 80 277 74 332 I Sc
21 50 018 25 311 N Sc
22 40 023 30 334 N Sc
23 87 274 81 353 I Sc
24 84 276 84 270 I Sc
25 84 096 69 022 I Sc

Station Sa 9759/60

01 72 270 19 186 D Sc
02 01 302 01 335 I Sc
03 24 130 20 160 N Sc
04 42 153 41 141 I Sc
05 86 234 33 148 D Sc
06 38 149 35 135 I Sc
07 40 158 38 138 I Sc
08 11 115 10 136 N Sc
09 27 131 09 201 D Sc
10 54 157 53 142 I Sc
11 56 157 49 117 I Sc
12 66 165 63 134 I Sc
13 43 145 42 138 I Sc
14 50 070 21 140 D Sc
15 07 193 05 145 N Sc
16 17 266 02 184 S Sc
17 38 172 36 152 I Sc
18 49 154 46 131 I Sc
19 42 149 41 135 I Sc
20 57 142 49 179 I Sc
21 47 143 45 119 I Sc
22 35 156 32 137 I Sc

Station Jy 9761

01 55 114 24 042 D Sc
02 68 239 34 313 S Sc
03 33 130 08 054 S Sc
04 50 185 16 261 S Sc
05 41 180 14 107 S Sc
06 56 110 52 079 I Sc
07 48 110 26 047 D Sc
08 48 139 12 060 D Sc
09 61 195 04 106 D Sc
10 46 009 09 091 S Sc
11 61 235 36 302 S Sc

Station Jy 9762

01 51 322 31 259 D Sc
02 53 305 24 234 D Sc
03 59 309 52 270 I Sc
04 51 309 38 257 I Sc
05 45 040 12 117 I Sc
06 54 315 40 262 I Sc
07 46 351 03 262 D Sc

Station Jy 9763

01 47 268 42 235 I Sc
02 17 356 08 062 I Sc
03 74 230 72 211 I Sc
04 68 270 64 238 I Sc
05 18 345 09 279 I Sc
06 42 350 42 000 I Sc
07 76 270 64 210 I Sc
08 29 314 22 359 S Sc
09 54 285 53 271 I Sc
10 44 279 38 240 I Sc
11 16 232 15 250 N Sc
12 49 112 26 048 D Sc

Station Jy 9764

01 26 008 23 330 I Sc
02 34 017 12 305 I Sc
03 54 034 34 334 I Sc
04 54 145 30 080 D Sc
05 27 213 09 140 S Sc
06 37 172 19 110 D Sc
07 60 017 28 305 S Sc
08 33 234 08 156 S Sc
09 25 356 07 278 D Sc
10 86 196 74 271 I Sc
11 25 062 16 111 I Sc
12 70 152 53 089 D Sc
13 43 040 07 122 D Sc
14 19 285 19 295 I Sc
15 41 042 16 11 1 D Sc

Station Jy 9765

01 46 018 12 096 D Sc
02 49 020 10 298 D Sc
03 17 076 14 108 N Sc
04 55 035 14 114 D Sc
05 34 060 24 108 D Sc
06 43 001 10 282 D Sc
07 19 045 02 129 D Sc
08 82 135 22 221 D Sc
09 21 056 07 128 S Sc
10 30 000 03 275 D Sc
11 13 242 09 290 N Sc
12 76 293 48 218 I Sc
13 65 297 54 247 I Sc
14 63 310 48 253 I Sc

Station Jy 9766

01 80 197 60 125 I Sc
02 59 120 55 146 I Sc
03 30 160 26 130 I Sc
04 46 187 44 175 I Sc
05 70 195 24 114 D Sc
06 53 264 15 342 I Sc
07 32 251 12 181 D Sc
08 36 203 32 163 I Sc
09 53 209 15 131 D Sc
10 47 270 28 331 I Sc
11 70 355 39 067 S Sc
12 70 000 34 077 S Sc
13 65 070 48 011 I Sc
14 56 070 13 349 I Sc
15 79 239 07 150 S Sc

Station Jy 9767

01 87 085 67 169 N Sc
02 47 128 45 133 N Sc
03 59 108 56 128 I Sc
04 81 106 74 157 I Sc
05 21 099 17 132 I Sc
06 51 050 42 091 N Sc
07 74 021 57 315 I Sc
08 82 080 57 156 I Sc
09 41 095 40 086 I Sc

Station Jy 9768

01 65 040 40 333 S Sc
02 64 034 62 054 N Sc
03 70 035 69 019 N Sc
04 21 286 20 314 N Sc
05 67 214 66 233 N Sc
06 67 042 64 067 N Sc
07 89 205 74 118 N Sc
08 30 006 23 050 I Sc
09 54 002 47 045 I Sc
10 87 028 71 109 N Sc
11 59 026 51 065 I Sc
12 64 010 59 042 I Sc
13 80 030 59 102 N Sc
14 72 091 65 131 N Sc
15 41 340 18 050 S Sc
16 82 220 69 150 I Sc
17 64 019 58 054 I Sc
18 52 020 43 062 I Sc
19 48 024 43 056 I Sc
20 42 061 40 077 I Sc
21 88 250 80 171 N Sc
22 50 129 41 085 I Sc
23 62 074 62 068 I Sc
24 50 058 49 064 I Sc

25	55	039	51	067	I	Sc
26	50	096	47	073	I	Sc
27	43	139	36	099	I	Sc
28	44	102	44	097	I	Sc
29	35	099	33	080	I	Sc

Station Jy 9401

01	82	265	49	185	S	Sc
02	84	260	10	172	S	Sc
03	87	250	10	161	S	Sc
04	65	305	52	358	I	Sc
05	64	105	54	061	N	Sc
06	89	260	12	171	S	Sc
07	52	350	01	079	S	Sc
08	77	280	15	194	S	Sc
09	82	260	19	174	S	Sc

Station Sa 9402

01	84	315	58	033	I	Sc
02	54	320	37	266	I	Sc
03	58	057	37	120	N	Sc
04	19	001	17	335	N	Sc
05	40	271	28	325	I	?
06	40	320	38	340	I	Sc
07	52	091	41	138	I	Sc
08	89	091	51	180	I	Sc
09	44	020	17	091	I	Sc
10	68	091	56	145	I	Sc
11	42	300	36	264	N	Sc
12	72	160	24	242	I	Sc
13	55	215	01	126	D	Sc

Station Jy 9404

01	70	292	65	328	N	Sc
02	86	115	86	115	I	Sc
03	55	125	45	077	I	Sc
04	79	105	76	066	N	Sc
05	89	135	04	045	S	Sc
06	72	105	67	064	N	Sc
07	60	140	49	091	I	Sc
08	80	215	30	131	D	Sc
09	65	254	07	341	D	Sc
10	65	200	27	123	N	?
11	87	194	12	105	D	Sc
12	67	310	27	027	N	?
13	85	194	28	107	I	Sc
14	86	040	09	131	D	Sc
15	82	001	11	088	N	Sc
16	45	215	15	142	D	Sc
17	84	350	17	078	S	Sc
18	78	235	23	152	D	Sc
19	89	020	10	109	D	Sc
20	59	030	26	102	D	Sc
21	66	260	53	314	N	Sc

Station Jy 9405

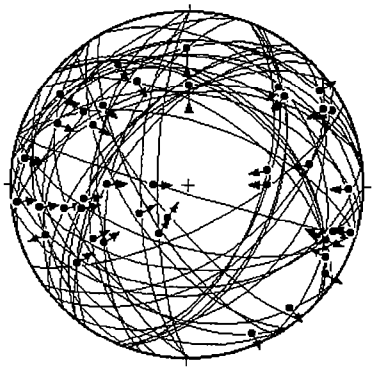
01	71	271	70	264	I	Sc
02	76	271	75	290	I	Sc
03	78	271	75	310	I	Sc
04	55	255	34	318	I	Sc
05	48	265	36	211	I	Sc
06	20	115	14	160	I	Sc
07	25	142	25	130	I	Sc
08	25	092	25	092	I	Sc
09	83	351	20	078	D	Sc
10	77	195	22	110	S	Sc
11	85	160	23	072	D	Sc
12	89	035	35	125	S	Sc

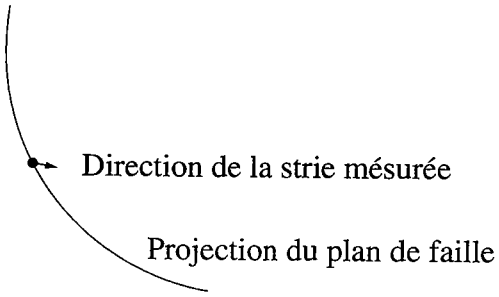
Station Jy 9406

01	60	080	52	123	I	Sc
02	68	085	62	127	I	Sc
03	68	020	37	093	I	Sc
04	45	015	21	082	I	Sc

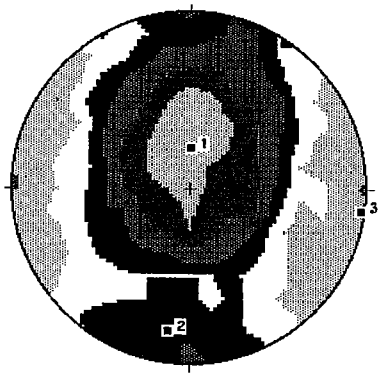
A-4.2. Résultats graphiques de l'analyse par la méthode des Dièdres Droits (*Angelier and Mechler, 1977*)

Représentation stéréographique des plans striés
(Projection de Schmidt sur l'hémisphère inférieur)

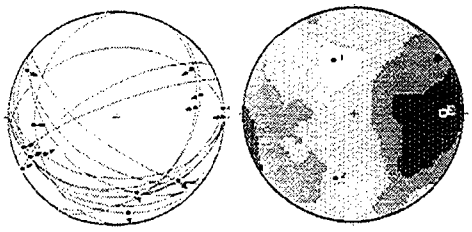




Résultat de l'analyse par la méthode des Dièdres Droits :
Diagramme en compression (Projection de Schmidt sur l'hémisphère inférieur)

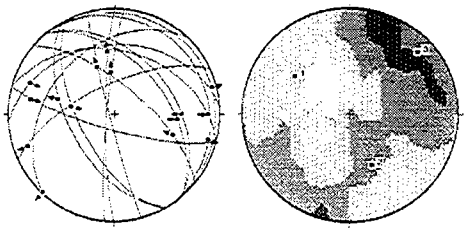


Sa 9601



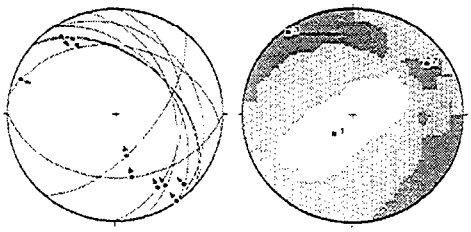
N=16
Nmax=14

Sa 9602



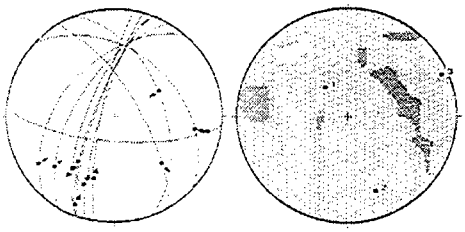
N=15
Nmax=13

Sa 9603



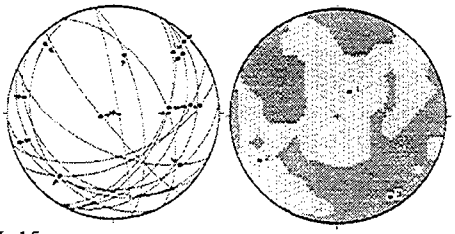
N=9
Nmax=9

Jy 9604



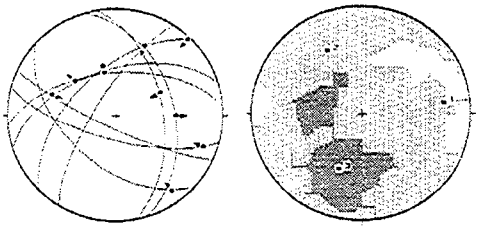
N=11
Nmax=8

Jy 9605



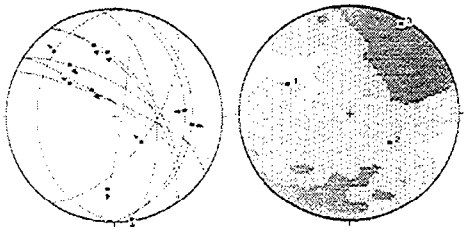
N=15
Nmax=11

Jy 9606



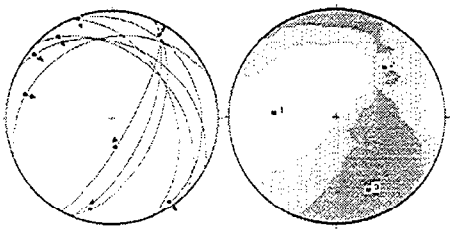
N=9
Nmax=8

Jy 9607



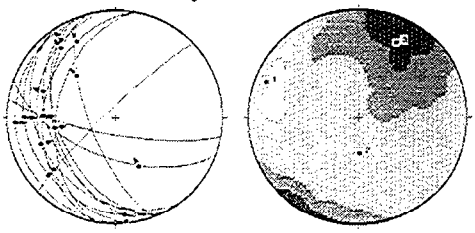
N=11
Nmax=10

Jy 9608



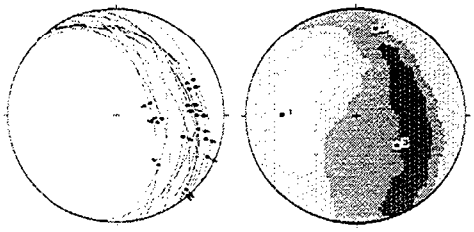
N=8
Nmax=8

Jy 9609



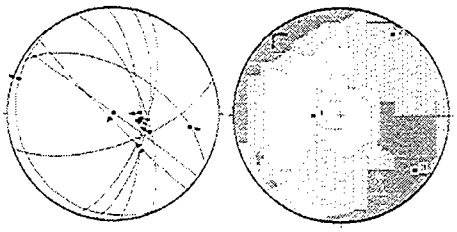
N=13
Nmax=13

Jy 9610



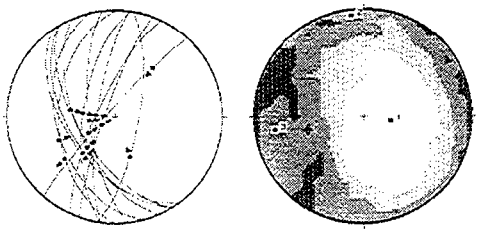
N=15
Nmax=14

Jy 9611



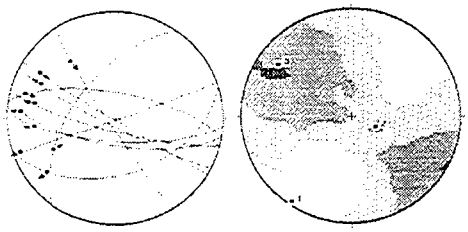
N=9
Nmax=9

Jy 9612



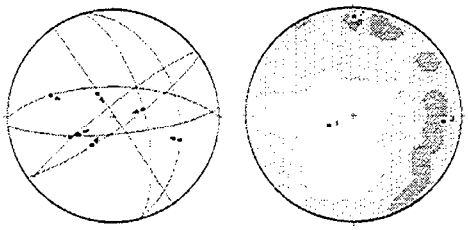
N=13
Nmax=12

Jy 9613



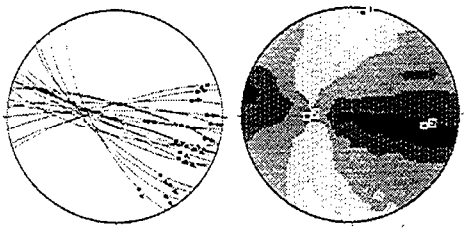
N=10
Nmax=10

Jy 9615



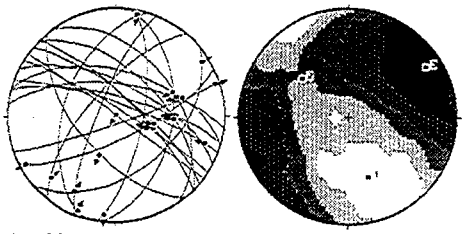
N=7
Nmax=7

Jy 9617



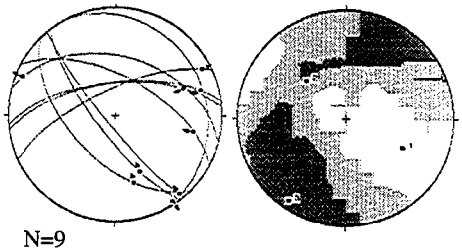
N=21
Nmax=20

Jy 9618



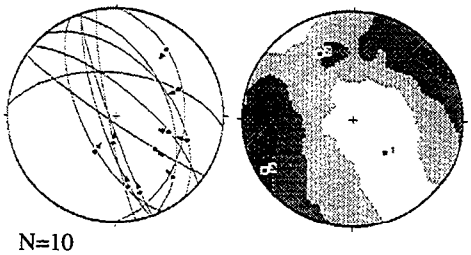
N=20
Nmax=19

Jy 9619



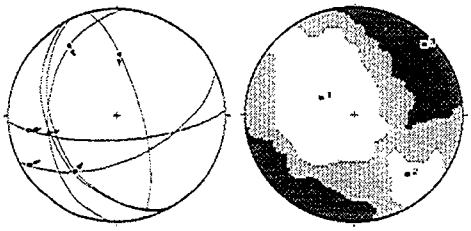
N=9
Nmax=8

Jy 9620



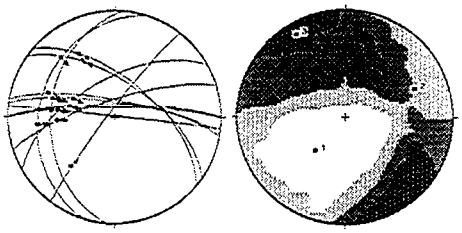
N=10
Nmax=10

Jy 9621



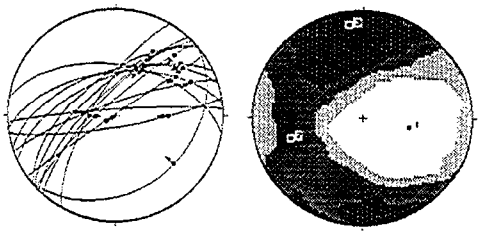
N=6
Nmax=6

Jy 9622/23



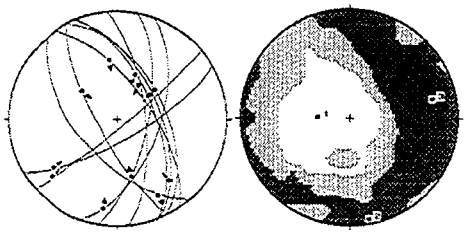
N=13
Nmax=12

Jy 9625/26



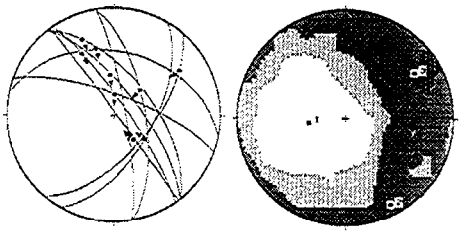
N=15
Nmax=15

Sa 9627



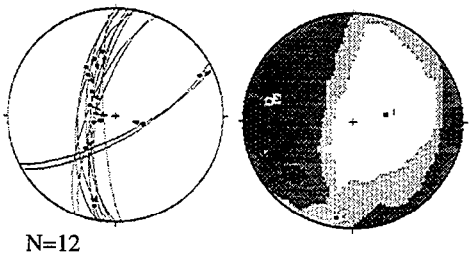
N=11
Nmax=10

Sa 9629



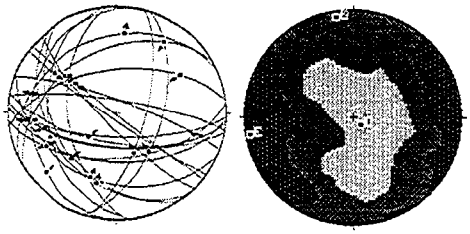
N=10
Nmax=10

Sa 9630



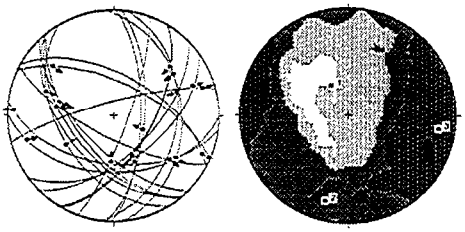
N=12
Nmax=11

Sa 9631



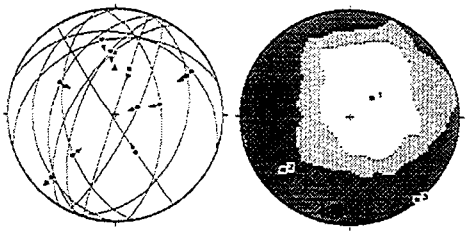
N=22
Nmax=19

Sa 9632/33



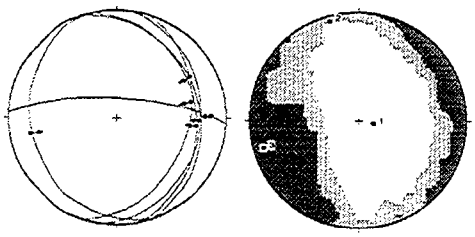
N=20
Nmax=17

Sa 9634



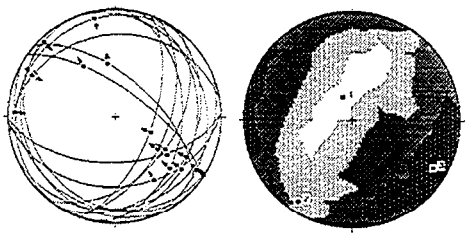
N=12
Nmax=12

Sa 9635



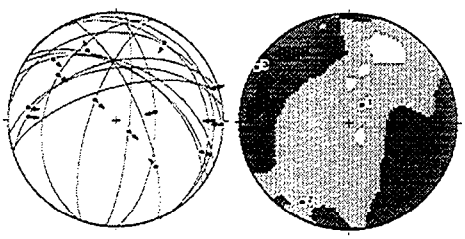
N=6
Nmax=6

Sa 9736



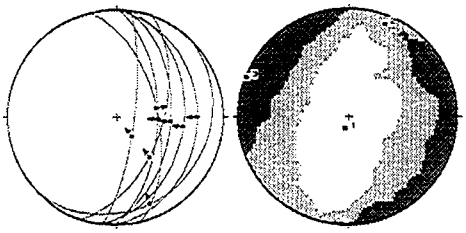
N=17
Nmax=17

Sa9737



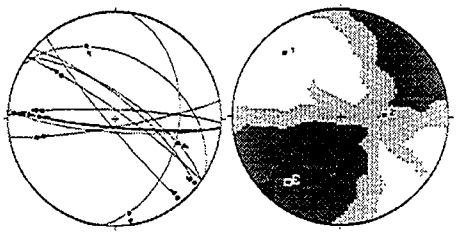
N=14
Nmax=12

Sa 9738



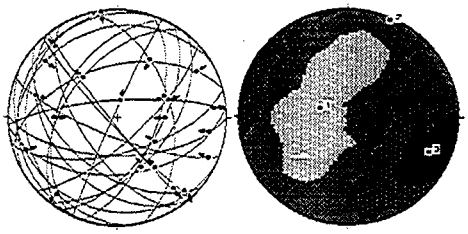
N=8
Nmax=8

Sa 9740



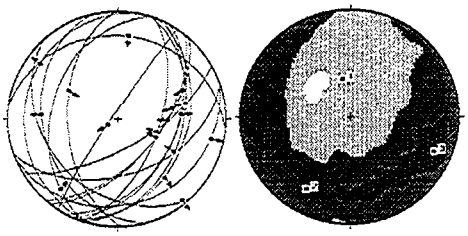
N=11
Nmax=11

Sa 9741



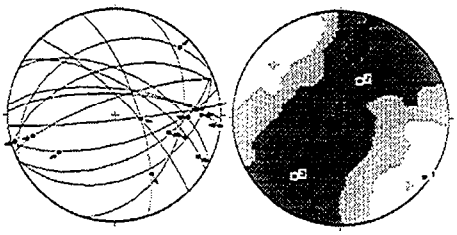
N=23
Nmax=20

Sa 9742



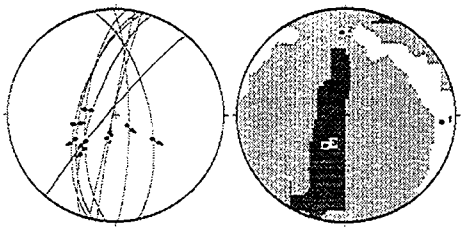
N=17
Nmax=13

Jy 9743



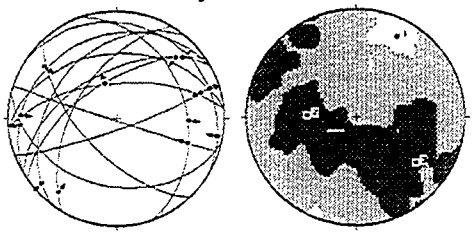
N=14
Nmax=12

Jy 9744



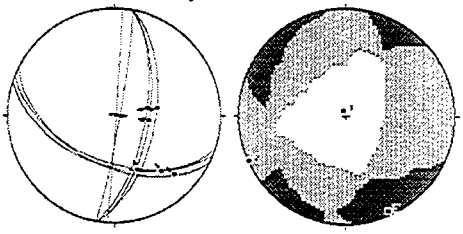
N=9
Nmax=8

Jy 9745



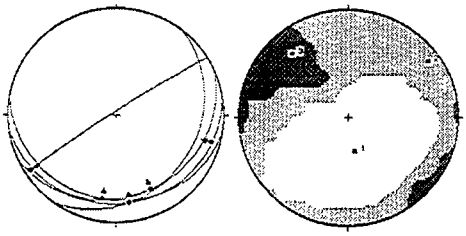
N=13
Nmax=10

Jy 9746



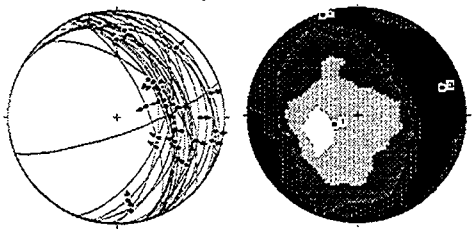
N=8
Nmax=8

Jy 9747



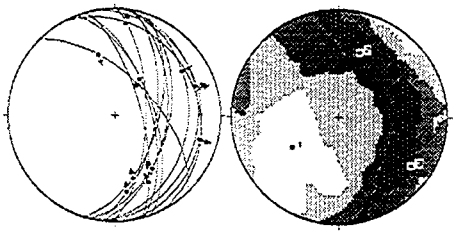
N=5
Nmax=5

Jy 9748



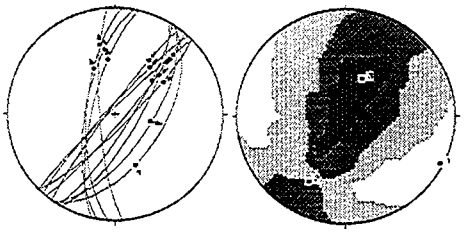
N=28
Nmax=26

Jy 9749



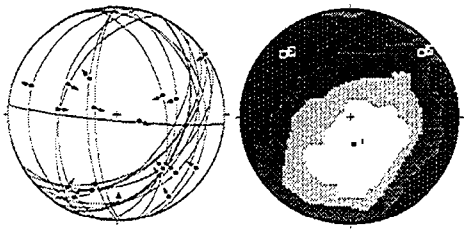
N=13
Nmax=13

Jy 9750



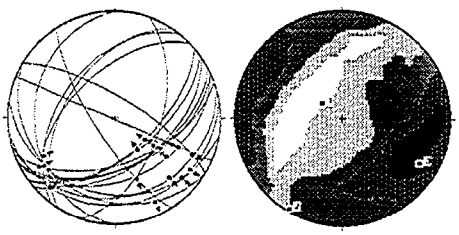
N=13
Nmax=12

Jy 9751



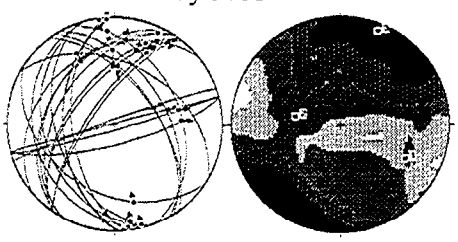
N=18
Nmax=16

Jy 9752



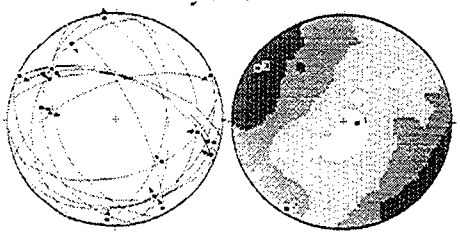
N=19
Nmax=19

Jy 9753



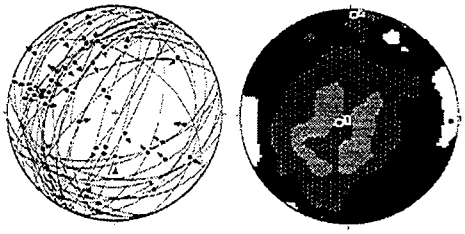
N=25
Nmax=21

Jy 9754



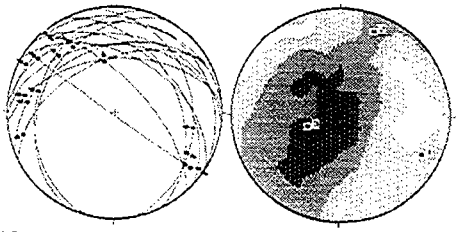
N=16
Nmax=15

Jy 9755/56



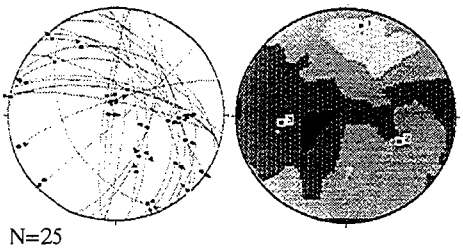
N=39
Nmax=27

Jy 9757



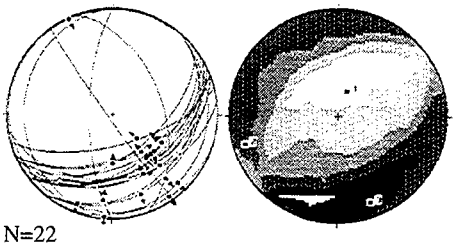
N=15
Nmax=14

Sa 9758



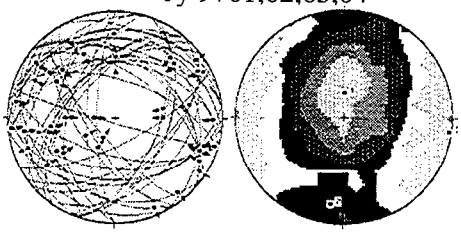
N=25
Nmax=19

Jy 9759/60



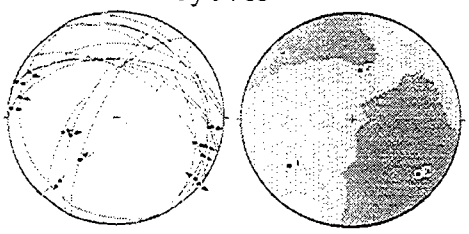
N=22
Nmax=22

Jy 9761,62,63,64



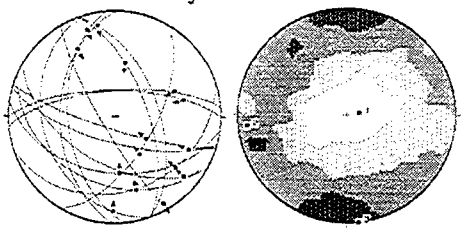
N=45
Nmax=36

Jy 9765



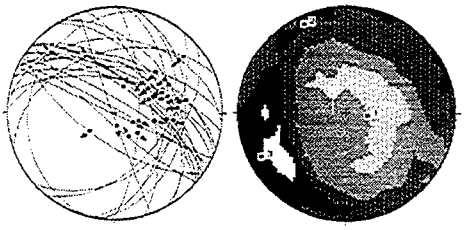
N=14
Nmax=11

Jy 9766



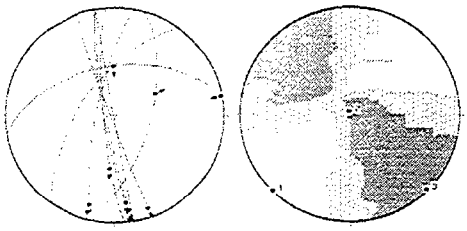
N=15
Nmax=15

Jy 9768



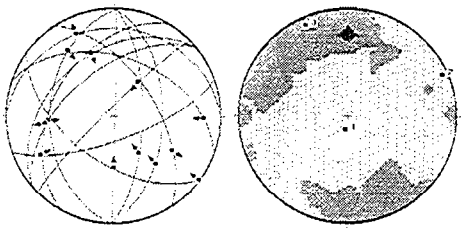
N=29
Nmax=25

Jy 9401



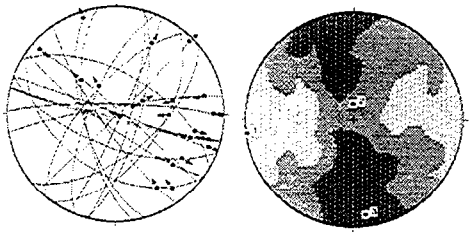
N=9
Nmax=8

Sa 9402



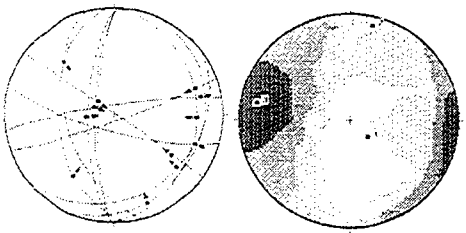
N=13
Nmax=12

Jy 9404



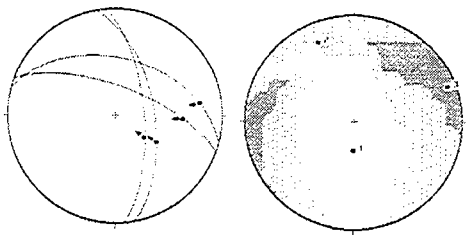
N=21
Nmax=16

Jy 9405



N=12
Nmax=12

Jy 9406



N=4
Nmax=4

A-4.3. Tableau de résultats

Station	Localisation	Latitude	Longitude	Age	N	Nmax	λ1		λ2		λ3		Valeurs propres			R
							Az.	Pl.	Az.	Pl.	Az.	Pl.	ελ1	ελ2	ελ3	
Sa 9601	Quebrada del Toro	24°42'S	65°45'O	Ksup	16	14	339.1	46.0	195.4	37.9	89.9	18.9	0.1655	0.0499	-0.2154	0.69
Sa 9602	Estancia muñano	24°16'S	66°08'O	Ti	15	13	304.2	38.3	155.8	47.2	47.5	16.2	0.1568	0.0349	-0.1916	0.65
Sa 9603	Cumbres del Macòn	24°42'S	66°20'O	Ti	9	9	220.8	70.3	54.1	19.2	322.6	4.2	0.2585	-0.0248	-0.2337	0.42
Jy 9604	Quebrada de Humahuaca	23°45'S	65°28'O	Pc	11	8	323.1	63.0	159.4	26.1	66.2	6.6	0.0323	0.0287	-0.0610	0.96
Jy 9605	Quebrada de Purmamarca	23°27'S	65°33'O	Ksup	15	11	26.4	69.3	240.1	17.5	146.6	10.8	0.0521	0.0092	-0.0613	0.62
Jy 9606	Purmamarca	23°45'S	65°30'O	Ti	9	8	81.9	26.2	332.1	34.6	200.3	44.0	0.1637	0.0041	-0.1678	0.51
Jy 9607	Aguas Blancas	23°42'S	65°40'O	Ksup	11	10	295.8	37.3	126.6	52.2	29.8	5.3	0.1591	0.0369	-0.1961	0.65
Jy 9608	Quebrada Coraya	23°11'S	65°28'O	Pc	8	8	273.2	42.1	44.3	36.1	156.0	26.8	0.3632	-0.0228	-0.3404	0.45
Jy 9609	Quebrada Coraya	23°12'S	65°29'O	C	13	13	291.5	11.7	177.6	62.8	26.8	24.1	0.1482	0.0854	-0.2336	0.83
Jy 9610	Casa Grande Ouest	23°15'S	65°36'O	Ksup	15	14	270.6	33.0	12.6	17.8	126.3	51.4	0.2473	-0.0185	-0.2288	0.44
Jy 9611	Purmamarca	23°45'S	65°30'O	Pi	9	9	267.9	70.5	33.0	11.5	126.2	15.5	0.2105	-0.0253	-0.1852	0.4
Jy 9612	Purmamarca	23°45'S	65°30'O	Ksup	13	12	101.0	69.4	353.3	6.5	261.0	19.5	0.3373	-0.0711	-0.2662	0.32
Jy 9613	Quebrada Huichaira	23°34'S	65°25'O	Ksup	10	10	214.5	4.0	113.3	70.1	305.9	19.5	0.2718	0.0210	-0.2927	0.55
Jy 9614	Quebrada Huichaira	23°34'S	65°25'O	Ksup	4	4	210.8	11.6	304.0	15.3	85.1	70.7	0.4773	0.0093	-0.4866	0.51
Jy 9615	Quebrada de la Jueya	23°31'S	65°26'O	Ksup	7	7	245.1	69.9	0.9	9.1	93.9	17.8	0.2655	-0.1104	-0.1551	0.1
Jy 9616	Quebrada de la Jueya	23°31'S	65°26'O	Ksup	3	3	23.5	8.8	293.5	0.1	202.9	81.2	0.3662	0.0234	-0.3896	0.54
Jy 9617	El Aguilar-Tres Cruces	23°04'S	65°38'O	Ti	21	20	6.7	4.9	269.1	57.3	99.7	32.2	0.2068	0.0038	-0.2106	0.51
Jy 9618	Tres Cruces-Humahuaca	22°59'S	65°30'O	Ksup	20	19	161.5	40.8	310.5	44.8	57.1	16.1	0.2863	0.0358	-0.3221	0.59
Jy 9619	Quebrada de Humahuaca	23°24'S	65°21'O	Ti	9	8	117.2	40.3	313.9	48.8	214.4	8.4	0.2287	0.0166	-0.2453	0.55
Jy 9620	Salina Olaroz	23°38'S	66°50'O	Or	10	10	136.8	55.3	334.5	33.4	239.0	8.3	0.3089	0.0081	-0.3170	0.52
Jy 9621	Olaroz Chico	23°24'S	66°48'O	Ti	6	6	298.1	62.2	138.4	26.3	44.2	8.3	0.3587	-0.0072	-0.3515	0.48
Jy 9622/23	Salina Olaroz-Susques	23°20'S	66°36'O	Ti	13	12	221.1	56.1	67.1	31.1	329.7	12.1	0.3494	-0.0469	-0.3024	0.39
Jy 9625/26	Salina Olaroz-Susques	23°25'S	66°26'O	Sil	15	15	101.5	53.7	253.2	32.9	352.2	13.7	0.3692	-0.0366	-0.3326	0.42
Sa 9627	Angosto de las Burras	23°26'S	66°15'O	Or	11	10	270.7	66.6	169.3	4.9	77.2	22.8	0.2776	-0.1073	-0.1703	0.14
Sa 9629	Quebrada Incahuasi	24°19'S	66°08'O	Pc	10	10	263.4	62.5	151.9	10.8	56.8	24.9	0.3762	-0.1273	-0.2489	0.19
Sa 9630	Abra del Acay	24°27'S	66°13'O	Ti	12	11	77.9	65.0	189.1	9.5	283.1	22.8	0.3292	-0.0151	-0.3140	0.46
Sa 9631	Sud Cerro Tintin	25°15'S	66°05'O	Ti	22	19	133.2	82.2	350.6	6.2	260.1	4.7	0.158	-0.0041	-0.1540	0.48
Sa 9632/33	Sierra de Zamala	25°07'S	65°54'W	Ksup	20	17	330.8	64.2	194.5	19.2	98.6	16.5	0.2284	-0.0200	-0.2084	0.43
Sa 9634	Quebrada de Escoipe	25°10'S	65°44'O	Ti	12	12	48.0	67.6	231.3	22.4	140.8	1.2	0.3289	-0.1451	-0.1839	0.07

Sa 9635	Quebrada de Escoipe	25°10'S	65°45'O	Ksup	6	6	100.3	78.5	344.3	5.1	253.4	10.2	0.3563	0.0217	-0.3780	0.54
Jy 9736	Aguas Blancas	23°42'S	65°40'O	Ksup	17	17	338.3	72.0	213.0	10.6	120.3	14.3	0.2079	0.0221	-0.2300	0.57
Sa 9737	Estancia Muñano	24°16'S	66°08'O	Ti	14	12	38.3	73.6	210.0	16.2	300.7	2.2	0.1388	0.0515	-0.1903	0.73
Sa 9738	Salar de Arizaro/Pocitos	24°35'S	67°11'O	U.Poz	8	8	195.4	80.8	21.4	9.1	291.3	0.9	0.2912	-0.0141	-0.2771	0.46
Sa 9739	Salar de Arizaro/Pocitos	24°38'S	67°15'O	Geste	10	8	323.7	0.8	54.2	35.3	232.6	54.7	0.7550	0.0073	-0.8290	0.52
Sa 9740	Salar de Arizaro/Pocitos	24°41'S	67°19'O	L.Poz	11	11	318.7	23.5	88.4	55.8	217.8	23.4	0.2880	0.0105	-0.2986	0.52
Jy 9741	Ouest Susques	23°25'S	66°32'O	Ti	23	20	287	68.5	22.6	2.2	113.5	21.3	0.1696	0.0334	-0.2031	0.63
Jy 9742	Ouest Susques	23°25'S	66°32'O	Ti	17	13	348.5	60.5	210.6	22.8	112.9	17.7	0.1813	-0.0377	-0.1435	0.32
Jy 9743	Coranzuli	23°00'S	66°22'O	Ti	14	12	125.0	4.4	27.9	58.0	217.7	31.6	0.2701	-0.1173	-0.1528	0.08
Jy 9744	Cara Cara	22°30'S	65°53'O	Ti	9	8	93.9	13.1	358.1	23.4	210.9	62.7	0.1617	0.0056	-0.1673	0.52
Jy 9745	Quebrada Coraya	23°10'S	65°29'O	Ksup	13	10	26.9	17.5	271.9	53.2	127.8	31.2	0.1499	-0.0503	-0.0996	0.19
Jy 9746	Casa Grande Est	23°12'S	65°30'O	Pal	8	8	340.2	85.8	245.3	0.4	155.3	4.2	0.2836	-0.0865	-0.1971	0.23
Jy 9747	Casa Grande Est	23°13'S	65°31'O	Ksup	5	5	169.0	63.8	54.6	11.5	319.5	23.2	0.3593	-0.0097	-0.3496	0.48
Jy 9748	Casa Grande Ouest	23°12'S	65°36'O	Ksup	28	26	246.4	71.6	341.4	1.7	71.9	18.4	0.2475	-0.0508	-0.1967	0.33
Jy 9749	Casa Grande Ouest	23°13'S	65°35'O	Ksup	13	13	236.7	47.0	18.4	36.2	123.8	19.9	0.3218	-0.1302	-0.1916	0.12
Jy 9750	El Aguilar-Tres Cruces	23°09'S	65°39'O	Ksup	13	12	117.1	2.6	208.7	31.7	22.9	58.2	0.2729	-0.0321	-0.2408	0.4
Jy 9751	Tres Cruces	22°55'S	65°36'O	Ksup	18	16	172.3	68.9	47.9	12.3	314.1	16.9	0.2901	-0.0661	-0.2240	0.3
Jy 9752	Tres Cruces-Humahuaca	22°54'S	65°33'O	Ksup	19	19	308.1	71.6	210.3	2.6	119.5	18.2	0.2136	0.0490	-0.2626	0.65
Jy 9753	Tres Cruces-Humahuaca	22°55'S	65°32'O	Ksup	25	21	117.3	32.9	280.2	55.9	22.1	8.0	0.1480	0.0834	-0.2314	0.83
Jy 9754	Tres Cruces-Humahuaca	22°55'S	65°32'O	Ksup	16	15	94.5	79.1	211.7	5.0	302.5	9.7	0.1755	0.0640	-0.2395	0.73
Jy 9755/56	Azul Pampa	22°59'S	65°28'O	Ksup	39	27	237.7	80.8	2	5.6	92.7	7.3	0.1113	-0.0250	-0.0863	0.31
Jy 9757	Cianzo	23°10'S	65°05'O	Ti	15	14	116.0	18.4	19.9	17.8	248.9	64.0	0.2274	0.0296	-0.2570	0.59
Sa 9758	Cerro Tintin	25°06'S	66°00'O	Ksup	25	19	8.3	16.4	155.5	45.1	263.8	40.3	0.1164	0.0057	-0.1222	0.53
Sa 9759/60	Cerro Tintin	25°12'S	66°02'O	Ksup	22	22	20.1	70.1	252.7	12.4	159.2	15.3	0.2855	-0.0232	-0.2623	0.43
Jy 9761/62/63/64	Quebrada de Purmamarca	23°42'S	65°32'O	Ksup	45	36	1.9	71.1	188.2	18.8	97.6	1.9	0.2109	-0.0208	-0.1900	0.42
Jy 9765	Cara Cara	22°30'S	65°52'O	Ti	14	11	232.3	29.5	9.3	52.3	129.6	21.3	0.1298	-0.0075	-0.1223	0.45
Jy 9766	Tabladidas	22°44'S	65°36'O	Ti	15	15	82.2	80.4	263.2	9.6	173.1	0.2	0.2497	-0.0431	-0.2065	0.36
Jy 9766/67	Tabladidas	22°44'S	65°36'O	Ti	24	19	118.9	87.1	252.1	2.0	342.1	2.1	0.1821	-0.0316	-0.1506	0.35
Jy 9768	Tres Cruces	22°56'S	65°31'O	Yac	29	25	97.2	74.1	334.5	8.8	242.4	13.2	0.1860	-0.0371	-0.1489	0.33
Jy 9401	Est La Quiaca	22°10'S	65°43'O	Qt	9	8	224.7	0.7	334.6	87.8	134.6	2.1	0,2854	-0,0287	-0.2567	0.42
Sa 9402	Alfarcito/El Toro	24°28'S	65°54'O	Qt	13	12	189,5	79,9	65,9	5,6	335,1	8,4	0,1070	0,0344	-0,1414	0.7
Jy 9404	Rio Casa Grande	23°15'S	65°30'O	Ksup	21	16	262,5	1,3	358,8	78,1	172,2	11,9	0,1600	-0,0183	-0,1417	0.4
Jy 9405	Ruta Mina Aguilar	23°00'S	65°37'O	Ti	12	12	133	71,2	13,1	9,6	280,3	16	0,2420	0,0779	-0,3199	0.7
Jy 9406	Abra Moreta	22°31'S	65°53'O	K	4	4	180,8	67,9	336,2	20,2	69,3	8,4	0,3581	-0,0040	-0,3541	0.49

Annexe 5

Résultats préliminaires de la modélisation analogique

A-5. Résultats préliminaires de la modélisation analogique du développement d'un orocline

Par le biais de la modélisation analogique à l'échelle lithosphérique, nous tentons de mieux comprendre :

(1) les facteurs qui gouvernent la localisation de la déformation au sein d'une plaque continentale légèrement courbe, bordée par une zone de subduction le long de laquelle le taux de convergence est uniforme.

(2) L'évolution du champs de déformation, de rotation et de déplacement, au cours de la déformation de la plaque continentale et de son éventuelle courbure oroclinale.

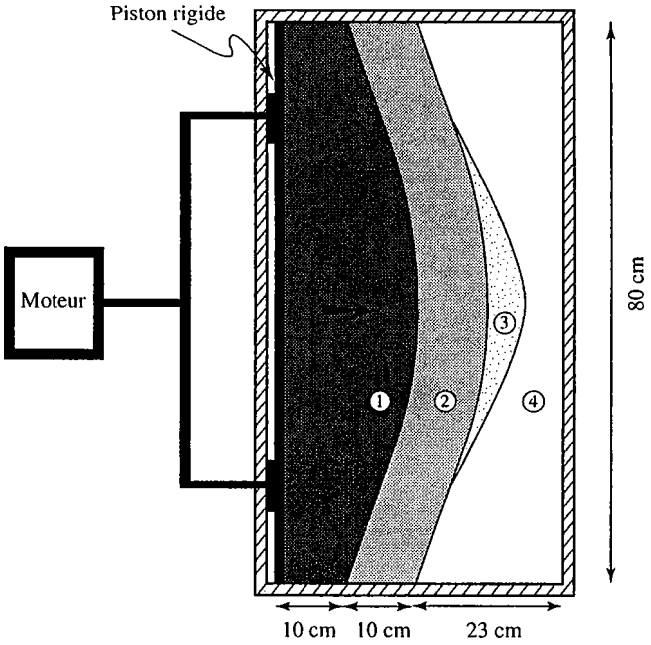
Durant 2 mois, une série de 8 expériences a été réalisée au laboratoire de modélisation analogique de Géosciences Rennes. Ces expériences sont en cours de traitement et le modèle présenté ici, l'est simplement à titre complémentaire.

A-5.1. Méthode

Le modèle est construit à partir de matériaux analogiques choisis suivant la procédure décrite par Davy et Cobbold, (1988, 1991). Cette procédure se base sur des profils de résistance pour une lithosphère multicouches (*Kirby, 1983; Ranalli & Murphy, 1987*). Les conditions expérimentales (taille du modèle) et les matériaux analogues choisis (sable, silicone, miel) tentent de respecter les principes de dimensionnement (*Ranalli & Murphy, 1987; Davy & Cobbold, 1988; 1991*). Le modèle que nous présentons ici est constitué d'une partie correspondant à une lithosphère océanique (1) représentée en gris foncé (Fig. A.5.1). Le reste du modèle correspond à une lithosphère continentale hétérogène où (2) représente une frange de lithosphère thermiquement affaiblie, (3) une hétérogénéité intracontinentale et (4) à une lithosphère continentale de type cratonique.

La Croûte supérieure fragile est modélisée par du sable sec tamisé (500 mm). La croûte océanique est modélisée par du sable pur (densité de 1.48-1.50 $g.cm^{-3}$), tandis que pour la croûte continentale fragile, le sable pur est mélangé à de l'ethyl cellulose afin d'obtenir un sable plus léger, d'une densité de 1.22 $g.cm^{-3}$ pour les bandeaux 2 et 3 et de 1.30 $g.cm^{-3}$ pour le bandeau 4. La croûte continentale ductile est modélisée par de la silicone rose d'une densité de 1.15 $g.cm^{-3}$ le manteau lithosphérique ductile l'est par de la silicone brune d'une densité de 1.25 $g.cm^{-3}$, obtenue à partir d'un mélange de silicone rose et de poudre de galène. Un miel naturel d'une densité de 1.41 $g.cm^{-3}$ est utilisé pour modéliser l'asthénosphère. Les compositions des différentes colonnes lithosphériques sont données en Figure A-5.1.

a)



b)

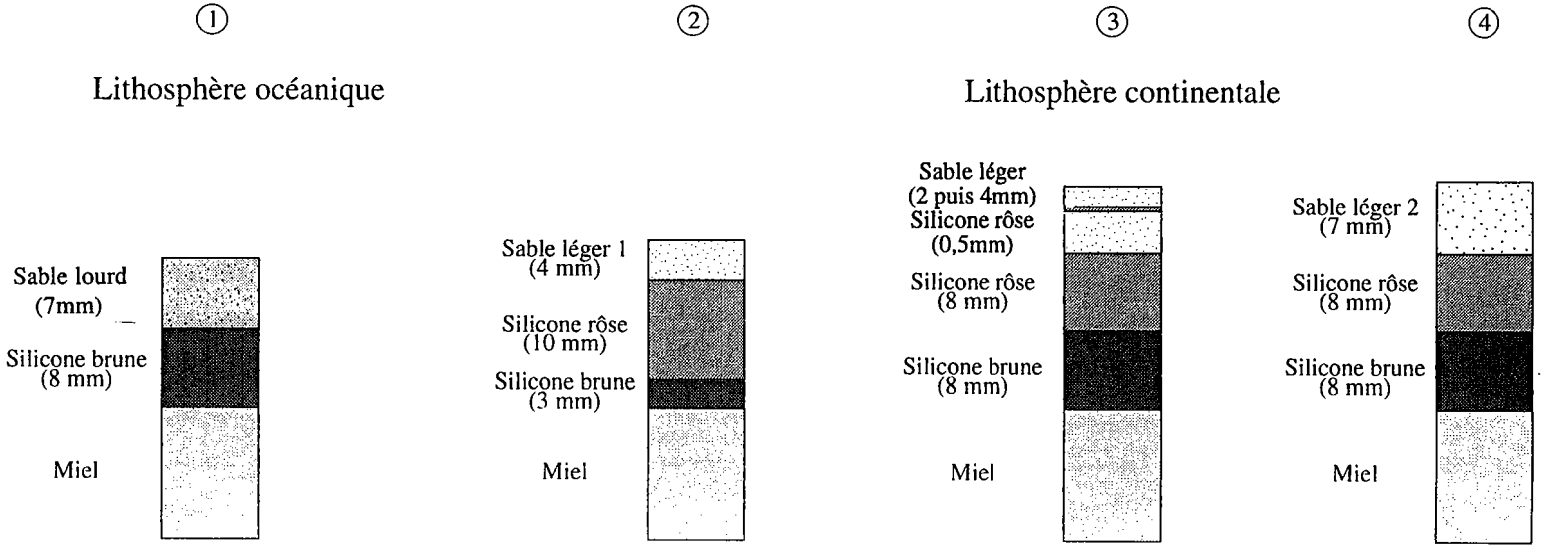


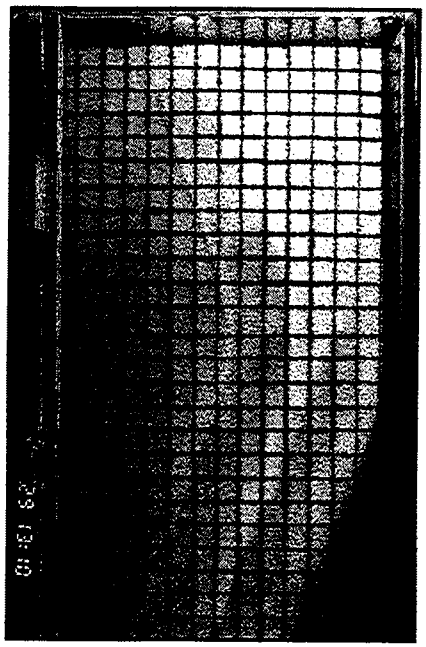
Figure A.5.1 : voir description dans le texte.

Le modèle est construit et déformé dans une boite rectangulaire de 80 cm de long, 43 cm de large et 10 cm de profondeur. Le rapport des longueurs du modèle est de $0.5.10^{-6}$, les dimensions de la boite (43 x 80 cm) représentant dans la nature 860 et 1000 km respectivement. Pour simuler la convergence entre les lithosphères océaniques et continentales, une force horizontale est appliquée à l'aide d'un piston rigide dont le déplacement est contrôlé par un moteur. Durant toute l'expérience, le piston se déplace à une vitesse constante de 2.5 $cm.hr^{-1}$. Afin de réduire les forces de frottements en bordure de boite, le sable est aspiré sur une tranche d'un centimètre sur toute la largeur de la boite.

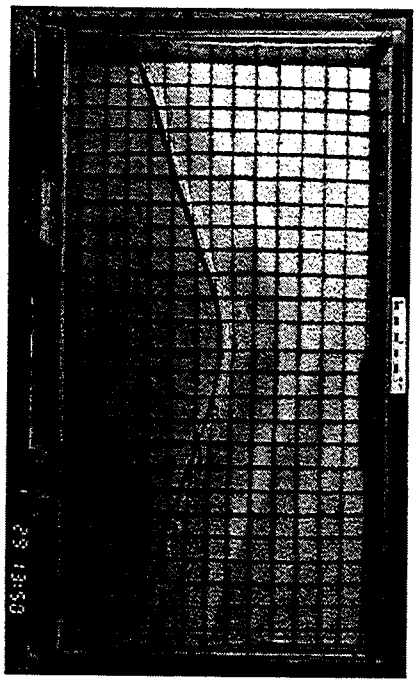
A-5.2. Résultats préliminaires

Le modèle dans son état initial est présenté sur la planche A. La limite entre les plaques est concave vers le bas (angle de 20° avec la bordure de la boite). La lithosphère océanique correspond à la partie bleue. La lithosphère continentale est rouge (segment 2), verdâtre (segment 3) et blanche (segment 4). Le piston rigide se déplace depuis le bas de la figure, vers le haut. Après 1.6 cm de raccourcissement (Planche B), la subduction du segment océanique s'initie sous la lithosphère continentale. Des plis et des chevauchements orientés parallèlement à la frontière de plaque se développent nettement au sein de la marge continentale affaiblie, après 3.75 cm de raccourcissement (Planche C). En outre une légère topographie commence à se développer à la périphérie de l'hétérogénéité (segment 3), à l'axe de l'arc (Planche C). Après 5.8 cm de raccourcissement, le bandeau rouge est largement déformé (Planche D). Des rotations horaires sont observées dans la branche droite de l'arc, des rotations anti-horaires dans la branche gauche (Planche D). En outre, une légère accentuation de la courbure initiale de la marge est enregistrée. En haut du modèle, le front de déformation se concentre à l'avant de l'hétérogénéité (Planche D). Cette géométrie perdure jusqu'à la fin de l'expérience, c'est-à-dire après 10 cm de raccourcissement (Planche E). L'analyse sommaire de ce modèle suggère que l'hétérogénéité placée à l'apex de la courbure favorise la propagation du front de déformation vers l'avant (haut du modèle), alors que la convergence entre lithosphère océanique et lithosphère continentale est uniforme tout le long du modèle.

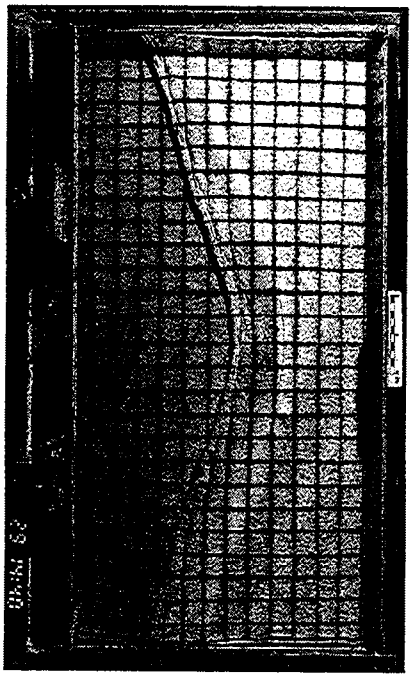
a)



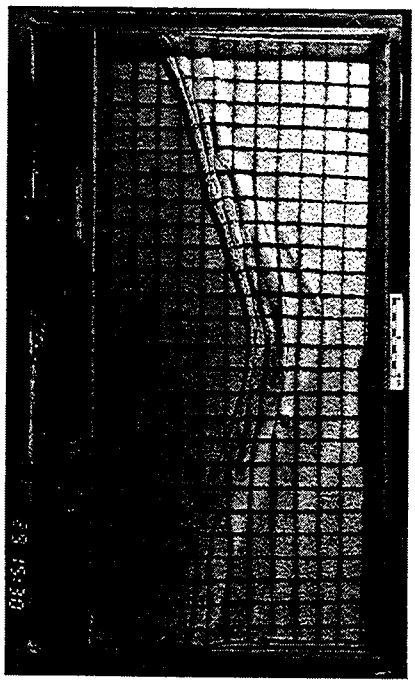
b)



c)



d)



e)

Références bibliographiques

Aceñolaza, F., J. Benedetto, and J. A. Salfity, 1972, El Neopaleozoico de la Puna argentina: su fauna y relación con áreas vecinas: Anales Academia Brasileira de Ciencas, v. 44, p. 5-20.

Aceñolaza, F. G., 1973, Sobre la presencia de Oldhamia sp. en la Formación Puncoviscana de Cuesta Muñano, Provincia de Salta, República Argentina: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 28, p. 56.

Aceñolaza, F. G., and A. J. Toselli, 1976, Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico Inferior del Noroeste Argentino: II Congreso Latinoamericano de Geología, p. 755-764.

Aceñolaza, F. G., and H. Miller, 1982, Early Paleozoic orogeny in southern South America: Precambrian Res., v. 17, p. 133-146.

Allmendinger, R. W., V. A. Ramos, T. E. Jordan, M. Palma, and B. L. Isacks, 1983, Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina: Tectonics, v. 2, p. 1-16.

Allmendinger, R. W., 1984, Estructuras transversales de la zona de transición entre 26° y 27° S, provincia de Tucumán y Catamarca, Argentina: Resultados preliminares: Noveno Congreso Geológico Argentino, p. 31-47.

Allmendinger, R. W., 1986, Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentina Andes: Geol. Soc. Amer. Bull, v. 97, p. 1070-1082.

Allmendinger, R. W., M. Strecker, J. E. Eremchuk, and P. Francis, 1989, Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau, northwestern Argentina: J. South Am. Earth Sci., v. 2, p. 111-130.

Allmendinger, R. W., D. Figueroa, D. Snyder, J. Beer, C. Mpodozis, and B. L. Isacks, 1990, Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude: Tectonics, v. 9, p. 789-809.

Allmendinger, R. W., R. A. Marrett, and T. Cladouhos, 1993, FaultKin, a program for analysing fault slip data for the Macintosh computer.

Allmendinger, R. W., and T. Gubbels, 1996, Pure and simple shear plateau uplif, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia: Tectonophysics, v. 259, p. 1-14.

Allmendinger, R. W., T. E. Jordan, S. M. Kay, and B. L. Isacks, 1997, The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes: Annu. Rev. Earth Planet. Sci., v. 25, p. 139-174.

Almeida, F. F. M., Y. Hasui, and B. B. Brito Neves, 1976, The Upper Precambrian of South America, São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociencias, p. 45-80.

Alonso, R. N., 1986, Ocurrencia, posición estratigráfica y génesis de los depósitos de boratos de la Puna Argentina: Tesis Doctoral, 196 pp thesis, Universidad Nacional de Salta.

Alonso, R. N., and R. V. Gutiérrez, 1986, Litoestratigrafía del Neógeno Terminal. Puna sudoriental argentina : Revista del Instituto de Ciencas Geológicas, v. 6, p. 29-47, Jujuy.

Alonso, R. N., and N. D. Menegatti, 1990, La Formación Blanca Lila (Pleistoceno) y sus depósitos de boratos (Puna Argentina) : XI° Congreso Geológico Argentino, Actas 1, p. 295-298, San Juan.

Alonso, R. N., T. E. Jordan, K. T. Tabutt, and D. S. Vandervoort, 1991, Giant evaporite belts of the Neogene Central Andes: Geology, v. 19, p. 401-404.

Alonso, R., 1992, Estratigrafía del Cenozoico de la cuenca Pastos Grandes (Puna Salteña) con énfasis en la Formación Sijes y sus boratos: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 47, p. 189-199.

Amengual, R., V. Méndez, A. Navarini, O. Viera, and J. C. Zanettini, 1979, Geología de la región noroeste, República Argentina, Provincias de Salta y Jujuy: Dirección General de Fabricaciones Militares, Buenos Aires.

Angelier, J., and P. Mechler, 1977, Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 7, p. 1309-1318.

Arason, P., and S. Levi, 1990, Models of inclination shallowing during sediment compaction: *J. Geophys. Res., 95*, 4481-4499.

Araujo, M., and G. Suárez, 1994, Geometry and state of stress of the subducted Nazca plate beneath central Chile and Argentina: evidence from teleseismic data.: Geophys. J. Int., v. 116, p. 283-303.

Armijo, R., and R. Thiele, 1990, Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary.: Earth Planet. Sci. Lett., v. 98, p. 40-61.

Assumpção, M., 1992, The Regional Intraplate Stress Field in South America: J. Geophys. Res., v. 97, p. 11,889-11,903.

Assumpção, M., and M. Araujo, 1993, Effect of the Altiplano-Puna plateau, South America, on the regional intraplate stresses: Tectonophysics, v. 221, p. 475-496.

Aubry, L., P. Roperch, M. d. Urreiztieta, E. A. Rossello, and A. Chauvin, 1996, Paleomagnetic study along the south-eastern edge of the Altiplano-Puna Plateau: Neogene tectonic rorations: J. Geophys. Res., v. 101, p. 17,883-17,899.

Baby, P., G. Hérail, J. M. Lopez, J. Oller, J. Pareja, T. Sempere, and D. Tufiño, 1989, Structure de la zone Subandine de Bolivie: influence de la géométrie des séries sédimentaires antéorogéniques sur la propagation des chevauchements: Tectonique, v. 309, p. 1717-1722.

Baby, P., T. Sempere, J. Oller, L. Barrios, G. Hérail, and R. Marocco, 1990, Un bassin en compression d'âge Oligo-Miocène dans le Sud de l'Altiplano bolivien: C. R. Acad. Sci. Paris, v. 311, p. 341-347.

Baby, P., T. Sempere, J. Oller, and G. Hérail, 1992a, Evidence for major shorteningon the eastern edge of the Bolivian Altiplano: Tectonophysics, v. 205, p. 155-169.

Baby, P., G. Hérail, R. Salinas, and T. Sempere, 1992b, Geometry and kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from cross-section balancing: Example from the foreland thrust system of the southern Bolivian Subandean Zone: Tectonics, v. 11, p. 523-536.

Baby, P., M. Specht, J. Oller, G. Montemurro, B. Colletta, and J. Letouzey, 1994, The Boomerang-Chapare transfer zone (Recent oil discovery trend in Bolivia): structural interpretation and experimental approach: Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins, p. 203-218.

Baby, P., I. Moretti, B. Guillier, E. Limachi, E. Mendez, J. Oller, and M. Specht, 1995, Petroleum system of the northern and central Bolivian sub-andean zone, in A. J. Tankard, R. Suárez, and H. J. Welsink, eds., Petroleum basins of South America, AAPG Memoir, p. 445-458.

Baby, P., P. Rochat, G. Mascle, and G. Hérail, 1997, Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back-arc of the Central Andes: Geology, v. 25, p. 883-886.

Bachmann, G., B. Grauert, U. Kramm, A. Lork, and H. Miller, 1987, El magmatismo del Cámbrico, medio Cámbrico superior en el basamento del Noroeste argentino: Investigaciones isotópicas y geocronológicas sobre los granitoides de los complejos intrusivos de Santa Rosa de Tastil y Cañani: Cong. Geol. Argentino, p. 125-127.

Bahlburg, H., 1990a, The Ordovician basin in the Puna of NW Argentina and N Chile: Geodynamic evolution from back-arc to foreland basin, Geotektonische Forschungen, p. 1-107.

Bahlburg, H., 1990b, The "Faja Eruptiva de la Puna Oriental" in the Northern Argentinian Puna revisited: Granitoïd emplacement in a late-ocloyic (?Silurian) sinistral strike-slip zone.: Decimo Primer Congreso Geológico Argentino, p. 297-300.

Bahlburg, H., 1991, The Ordovician back-arc to foreland successor basin in the argentinian-chilean Puna: Tectonosedimentary trends and sea-level changes, in D. I. W. McDonald, ed., Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., p. 465-484.

Bahlburg, H., and C. Breitkreuz, 1991, Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes (northwestern Argentina and northern Chile).: J. South Am. Earth Sci., v. 4, p. 171-188.

Bahlburg, H., and K. Furlong, 1996, Lithospheric modeling of the Ordovician foreland basin in the Puna of northwestern Argentina: on the influence of arc loading on foreland basin formation: Tectonophysics, v. 259, p. 245-258.

Baker, M. C. W., 1981, The nature and distribution of Upper cenozoic ingnimbrite centers in the Central Andes: J. Volcanol. Geotherm. Res., v. 11, p. 293-315.

Barazangi, M., and B. L. Isacks, 1976, Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America: Geology, v. 4, p. 686-692.

Barazangi, M., and B. L. Isacks, 1979, Subduction of the Nazca plate beneath Peru: Evidence from spatial distribution of earthquakes: Geophys. J. R. astr. Soc., v. 57, p. 537-555.

Barrier, L., 1998, Relations tectonique-sédimentation en bordure de bassins compressifs intramontagneux. Etude de terrain (Chaîne Ibérique) et modélisation analogique: mémoire de DEA Dynamique de la Croûte Continentale, Géosciences Rennes, pp. 16.

Beck, M. E. J., 1987, Tectonics rotations on the leading edge of South America: the Bolivian orocline revisited: Geology, v. 15, p. 806-808.

Beck, M. E. J., 1988, Analysis of late Jurassic-Recent paleomagnetic data from active plate margins of South America: J. South Am. Earth Sci., v. I, p. 39-52.

Beck, M. E., Jr., R. R. Burmeister, R. E. Drake, and R. F. Butler, 1994, A tale of two continents: Some tectonic contrasts between the central Andes and the North American Cordillera, as illustrated by their paleomagnetic signatures: Tectonics, v. 13, p. 215-224.

Beck, S. L., G. Zandt, S. C. Myers, T. C. Wallace, P. G. Silver, and L. Drake, 1996, Crustal thickness variations in the Central Andes: Geology, v. 24, p. 407-410.

Bellier, O., M. Sébrier, F. Gasse, E. Fourtanier, and I. Robles, 1989, Evolution géodynamique mio-pliocène et quaternaire des bassins de la cordillère occidentale du Nord-Pérou. Les bassins de Cajabamba, San Marcos et Namora (Département de Cajamarca).: Géodynamique, v. 4 (2), p. 93-118.

Benjamin, M. T., N. M. Johnson, and C. W. Naeser, 1987, Recent rapid uplift in the Bolivian Andes: Evidence from fission-track dating: Geology, v. 15, p. 680-683.

Berman, W. D., 1987, Una nueva especie de Procyonidae (mammalia carnivora) del Terciario superior de la Provincia de Jujuy (Argentina); consideraciones sobre la distribución geográfica de Cyonasua durante el Mioceno tardio: Boletín Informativo de la Asociación Paleotológica Argentina, v. 16, p. 8-9.

Bevis, M., and B. L. Isacks, 1984, Hypocentral trend surface analysis: probing the geometry of Benioff Zone: J. Geophys. Res., v. 89, p. 6153-6170.

Bianucci, H., O. Acevedo, and J. Cerdan, 1981, Evolución tecto-sedimentaria del Grupo Salta en la subcuenca Lomas de Olmedo (Provincias de Salta y Formaso): VIII Congreso Geológico Argentino, p. 159-172.

Bianucci, H. A., C. A. Fernández Garrasino, and E. G. Sánchez, 1987, Corrimientos de bajo angulo entre la Quiaca y Abra Pampa (Provincia de Jujuy, Argentina): X Congreso Geológico Argentino, p. 165-168.

Bogdanic, T., 1990, Kontinentale sedimentation der kreide und des alttertiärs im umfeld des subduktionsbedingten magmatismus in der chilenischen Präkordillere (21°-23°S): Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, 117 pp.

Boll, A., and R. M. Hernández, 1986, Interpretacion estructural del area Tres Cruces: Boletin de Informaciones Petroleras, v. Tercera Epoqua, p. 2-14.

Bonaparte, J. F., 1984, El intercambio faunístico de vertebrados continentales entre América del Sur y del Norte a fines del Cretácico: III Congreso Latinoamericano de Paleontología, p. 438-450.

Bonnot, D., M. Sébrier, and J. L. Mercier, 1988, Evolution géodynamique Plio-Quaternaire du bassin intra-cordillérain du Callejon de Huaylas et de la région de la Cordillère Blanche: Géodynamique, v. 3, p. 57-83.

Boso, M. A., E. M. Brandán, and J. A. Salfity, 1984, Estratigrafía y paleoambientes del Subgrupo Pirgua (Cretácico) en la comarca de Brealito, provincia de Salta: IX Congreso Geológico Argentino, p. 108-123.

Bossi, G. E., and M. Wampler, 1969, Edad del Complejo Alto de las Salinas y Formación El Cadillal según el método K-Ar: Actas Geológica Lilloana, Tucumán, v. 10, p. 141-160.

Bott, M. H. P., G. D. Waghorn, and A. Whittaker, 1989, Plate boundary forces at subduction zones and trench-arc compression: Tectonophysics, v. 170, p. 1-15.

Bourgeois, O., P.R. Cobbold, D. Rouby, J.C. Thomas, and V. Shein, 1997, Least squares restoration of tertiary thrust sheets in map view, Tajik depression, central Asia: *J. Geophys. Res.*, v. *102*, 27553-27573.

Boyd, T. M., J. A. Snoke, I. S. Sacks, and A. B. Rodriguez, 1984, High resolution determination of the Benioff zone geometry beneath southern Peru: Bull. Seismol. Soc. Am., v. 74, p. 559-568.

Brackebusch, L., 1883, Estudio sobre la Formación Petrolífera de Jujuy: Bol. Acad. Nac. de Ciencas Córdoba, v. 5, p. 137-252.

Breitkreuz, C., H. Bahlburg, B. Delakowitz, and S. Pichowiak, 1989, Volcanic event in the Paleozoic Central Andes: J. South Am. Earth Sci., v. 2, p. 171-189.

Butler, R. F., D. R. Richards, T. Sempere, and L. G. Marshall, 1995, Paleomagnetic determinations of vertical-axis tectonic rotations from late Cretaceous and Paleocene strata of Bolivia: Geology, v. 23, p. 799-802.

Cabrera, J., M. Sébrier, and J. L. Mercier, 1987, Active normal faulting in the high plateaus of Central Andes: The Cuzco region (Peru): Ann. Tectonicae, v. 1, p. 116-138.

Cahill, T., and B. L. Isacks, 1992, Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate: J. Geophys. Res., v. 97, p. 17503-17529.

Carey, S. W., 1955, The orocline concept in geotectonics: Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania., v. 89, p. 255-288.

Carey, S. W., 1958, The Orocline Concept in Geotectonics: Papers and proceedings of the Royal Society of Tasmania, v. 89, p. 255-288.

Carey-Gailhardis, E., and J. L. Mercier, 1987, A numerical method of determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: Application to Tibetan teleseisms and microseismicity of Southern Peru: Earth Planet. Sci. Lett., v. 82, p. 165-179.

Carey-Gailhardis, E., and P. Vergely, 1992, Graphical analysis of fault kinematics and focal mechanisms of earthquakes in terms of stress; the right dihedra method, use and pitfalls: Annales Tectonicæ, v. VI, p. 3-9.

Chase, C. G., 1978, Plate kinematics: The Americas, east Africa, and the rest of the world: Earth Planet. Sci. Lett., v. 37, p. 355-368.

Cherroni, C., 1977, El Sistema Cretácico en la parte boliviana de la cuenca andina: Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, La Paz, v. 6, p. 5-46.

Chinn, D. S., B. Isacks, and M. Barazangi, 1980, High-frequency seismic wave propagation in western South America along the continental margin, in the Nazca plate and across the Altiplano: Geophys. J. R. Astron. Soc., v. 60, p. 209-244.

Chinn, D., and B. Isacks, 1983, Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western south America and in the New Hebrides Island arc: Tectonics, v. 2, p. 529-563.

Cladouhos, T. T., and R.W. Allmendinger, 1993, Finite strain and rotation from fault-slip data: J. Struct. Geol., v. 15, p. 771-784.

Cladouhos, T. T., R. W. Allmendiger, B. Coira, and E. Farrar, 1994, Late Cenozoic deformation in the Central Andes: fault kinematics from the northern Puna, northwestern Argentina and southwestern Bolivia: J. South Am. Earth Sci., v. 7, p. 209-228.

Clebsch, C., 1991, The geologic evolution of the Paraguayan Chaco: PhD, 185 pp. thesis, Texas Tech. University, Lubbock.

Cobbold, P. R., P. Davy, D. Gapais, E. A. Rossello, E. Sadybakasov, J. C. Thomas, J. J. Tondji Biyo, and M. De Urreiztieta, 1993, Sedimentary basins and crustal thickening: Sedim. Geol., v. 86, p. 77-89.

Coblentz, D. D., and R. M. Richardson, 1996, Analysis of the South American intraplate stress field: J. Geophys. Res., v. 101, p. 8643-8657.

Cogné, J. P., 1987, Contribution à l'étude paléomagnetique des roches déformées.: Mémoires et documents du CAESS (17) thesis, Rennes I, 204 p.

Coira, B. L., 1979, Descripción geológica de la hoja 3c, Abra Pampa, Buenos Aires, Servicio Geologico Nacional.

Coira, B., J. Davidson, C. Mpodozis, and V. A. Ramos, 1982, Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile: Earth Sci. Rev., v. 18, p. 303-332.

Coira, B., and M. Koukharsky, 1991, Lavas en almohadillas ordovícicas en el Cordón de Escaya, Puna Septentrional, Argentina: VI Congreso Geológico Chileno, p. 764-778.

Coira, B., S. M. Kay, and J. Viramonte, 1993, Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna - A model for changing subduction geometry: Int. Geol. Rev., v. 35, p. 677-720.

Coudert, L., M. Frappa, C. Viguier, and R. Arias, 1995, Tectonic subsidence and crustal flexure in the Neogene Chaco basin in Bolivia: Tectonophysics, v. 243, p. 277-292.

Cross, T. A., and R. H. Pilger Jr, 1982, Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions: Geol. Soc. Am. Bull., v. 93, p. 545-562.

Dalmayrac, B., and P. Molnar, 1981, Parallel thrust and normal faulting in Peru and constrains on the state of stress: Earth Planet. Sci. Lett., v. 55, p. 473-481.

Dalmayrac, B., G. Laubacher, and R. Marocco, 1980, Géologie des Andes Péruviennes: caractères généraux de l'évolution géologique des Andes Péruviennes: Travaux et Documents de l'O.R.S.T.O.M., v. 122, 501 p.

Davy, P., and P. R. Cobbold, 1988, Indentation tectonics in nature and experiment 1. Experiments scaled for gravity: Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, New series, v. 14, p. 129-141.

Davy, P., and P. R. Cobbold, 1991, Experiments on shortening of a 4-layer model of a continental lithosphere: Tectonophys., v. 188, p. 1-25.

De Silva, S. L., 1989, Altiplano-Puna volcanic complex of the Central Andes: Geology, v. 17, p. 1102-1106.

de Urreiztieta, M., 1996, Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin: Thèse de l'Université de Rennes I, Mémoires de Géosciences Rennes, v. 72, 313 p.

de Urreiztieta, M., D. Gapais, C. Le Corre, P. R. Cobbold, and E. A. Rossello, 1996a, Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Puna plateau, NW Argentina: Tectonophysics, v. 254, p. 17-39.

de Urreiztieta, M., O. Bourgeois, D. Gapais, P. R. Cobbold, C. Le Corre, E. A. Rossello, and D. Rouby, 1996b, Restoration in map view of the pampean ranges province, southern edge of the Puna plateau, Argentina: Third International Symposium on Andean Geodynamics, p. 517-520.

de Wit, M. J., 1977, The evolution of the Scotia arc as a key to the reconstruction of southwestern Gondwana: Tectonophysics, v. 37, p. 53-81.

de Wit, M. J., and G. D. Ransome, 1992, Regional inversion tectonics along the southern margin of Gondwana, in M. J. De Wit, and G. D. Ransome, eds., Inversion tectonics of the Cape fold belt, Karoo and Cretaceous Basins of southern Africa, Balkema, p. 15-21.

del Papa, C. E., and R. A. Marquillas, 1990, Interpretación ambiental de la Formación Maiz Gordo (Terciario) en el arroyo Chamical, Provincia de Salta: XI Congreso Geológico Argentino, p. 73-76.

Delouis, B., A. Cisternas, L. Dorbath, L. Rivera, and E. Kausel, 1996, The Andean subduction zone between 22 and 25°S (northern Chile): precise geometry and state of stress: Tectonophysics, v. 259, p. 81-100.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, 1990, Current plate motions: Geophys. J. Int., v. 101, p. 425-478.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, 1994, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions: Geophys. Res. Lett., v. 21, p. 2191-2194.

Deverchere, J., C. Dorbath, and L. Dorbath, 1989, Extension related to a high topography: Results from a microearthquake survey in the Andes of Peru and tectonic implications: Geophys. J. Int., v. 98, p. 281-292.

Dewey, J. F., and J. M. Bird, 1970, Mountain belts and the new global tectonics.: J. Geophy. Res., v. 75, p. 2625-2647.

Dewey, J. F., and S. Lamb, 1992, Active tectonic of the Andes: Tectonophysics, v. 205, p. 79-95.

Dickson, G. O., W. C. I. Pitman, and J. R. Heirtzler, 1968, Magnetic anomalies in the South Atlantic and ocean floor spreading: J. Geophys. Res., v. 73, p. 2087-2100.

Diraison, M., 1998, Evolution Cénozoïque du Bassin de Magellan et Tectonique des Andes Australes: Thèse de l'Université de Rennes I, Mémoires de Géosciences Rennes, v. 85, 332 p.

Donato, E., and G. Vergani, 1985, Geología del Devónico y Neopaleozoico de la zona sur del Cerro Rincón, Provincia de Salta, Argentina: Cuarto Congreso Geológico Chileno, v. Actas 1, p. 262-284.

Donato, E., 1987, Características estructurales del sector occidental de la Puna Salteña: BIP, v. Diciembre, p. 89-99.

Dorbath, C., L. Dorbath, A. Cisternas, J. Deverchere, M. Diament, L. Ocola, and M. Morales, 1986, On crustal seismicity of the Amazonian foothill of the central Peruvian Andes: Geophys. Res. Lett., v. 13, p. 1023-1026.

Dorbath, C., M. Granet, G. Poupinet, and C. Martinez, 1993, A teleseismic study of the Altiplano and the Eastern Cordillera in Northern Bolivia: new constraints on a lithospheric model: *J. Geophys. Res.*, v. *98*, 9825-9844.

Doser, D. I., 1987, The Ancash, Peru, earthquake of November 10: Evidence of low angle normal faulting in the high Andes of northern Peru: Geophys. J. R. Astron. Soc., v. 91, p. 57-71.

Dunn, J. F., K. G. Hartshorn, and P. W. Hartshorn, 1995, Structural styles and hydrocarbon potential of the sub-andean thrust belt of Southern Bolivia, in A. J. Tankard, R. Suárez, and H. J. Welsink, eds., Petroleum basins of South America, AAPG Memoir, p. 523-543.

Dupont-Nivet, G., P. Roperch, P. Gautier, A. Chauvin, M. Gérard, and G. Carlier, 1996, Clockwise rotations in northern Chile: Oroclinal bending and in situ tectonic rotations: Third International Symposium on Andean Geodynamics, p. 355-358.

Eldregde, S., V. Bachtadse, and R. Van der Voo, 1985, Paleomagnetism and the orocline hypothesis: Tectonophysics, v. 119, p. 153-179.

England, P. C., and G. Houseman, 1989, Extension during continental convergence with application to the Tibetan plateau: J. Geophys. Res., v. 94, p. 17561-17579.

Evernden, J. F., S. J. Kriz, and M. C. Cherroni, 1977, Potassuim-argon ages of some Bolivian rocks: Econ. Geol., v. 72, p. 1042-1061.

Farrar, E., D. Clark, D. Kontak, and D. Archibald, 1988, Zongo-San Gaban Zone: Eocene foreland boundary of the Central Andean orogen, northwest Bolivia and southeast Peru: Geology, v. 16, p. 55-58.

Fernández, J., P. Bondesio, and R. Pascual, 1973, Restos de Lepidosiren Paradoxa (Osteichthyes, Dipnoi) de la F. Lumbrera (Eógeno, Eoceno) de Jujuy. Consideraciones estratigráficas, paleoecológicas y paleozoogeográficas: Ameghiniana, Buenos Aires, v. X, p. 152-172.

Fielding, E. J., 1989, Neotectonics of the central andean cordillera from satellite imagery: Ph. D., 213 pp. thesis, Cornell, Ithaca, New-York.

Fielding, E. J., 1996, Tibet uplift and erosion: Tectonophysics, v. 260, p. 55-84.

Fitch, T. J., 1972, Plate convergence, Transcurrent Faulting and Internal Deformation Adjacent to Southeast Asia and the Western Pacific: J. Geophys. Res., v. 77, p. 4432-4460.

Fleitout, L., and C. Froidevaux, 1982, Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities: Tectonics, v. 1, p. 21-56.

Flint, S., P. Turner, E. J. Jolley, and A. J. Hartley, 1993, Extensional tectonics in convergent margin basins: An example from the Salar de Atacama, Chilean Andes: Geol. Soc. Am. bull., v. 105, p. 603-617.

Forsyth, D., and S. Uyeda, 1975, On the relative importance of the driving forces of plate motion: Geophys. J. R. astr. Soc., v. 43, p. 163-200.

Forsythe, R., 1982, The late Palaeozoic to early Mesozoic evolution of southern South Atlantic: a plate tectonic interpretation: J. Geol. Soc. London, v. 139, p. 671-682.

Forsythe, R., and L. Chisholm, 1994, Paleomagnetic and structural constraints on rotations in the north chilean coast ranges: J. South Am. Earth Sci., v. 7, p. 279-294.

Francis, P. W., M. Gardeweg, C. F. Ramirez, and D. A. Rothery, 1985, Catastrophic debris avalanche deposit of Socompa volcano, Northern Chile: Geology, v. 13, p. 593-672.

Francis, P.W., and C.J. Hawkesworth, 1994, Late Cenozoic rates of magmatic activity in the central Andes and their relationships to continental crust formation and thickening: *J. Geol. Soc. London, 151*, 845-854.

Freund, R., 1970, Rotation and strike-slip faults in Sistan, Southeast Iran: *J. Geol, 78*, 188-200.

Froidevaux, C., and B. L. Isacks, 1984, The mechanical state of the lithosphere in the Altiplano-Puna segment of the Andes.: Earth and Planet. Sci. Lett., v. 71, p. 305-314.

Froidevaux, C., and Y. Ricard, 1987, Tectonics evolution of high plateaus: Tectonophysics, v. 134, p. 227-238.

Fuenzalida, A., M. Pardo, A. Cisternas, L. Dorbath, C. Dorbath, and E. Kausel, 1992, On the geometry of the Nazca Plate subducted under Central Chile (32°-34.5°S) as inferred from microseismic data: Tectonophysics, v. 205, p. 1-11.

Fukao, Y., A. Yamamoto, and M. Kono, 1989, Gravity anomaly across the Peruvian Andes: J. Geophys. Res, v. 94, p. 3876-3890.

Galbraith, R. F., and G. M. Laslett, 1992, Statistical models for mixed fission tracks ages: Nucl. Tracks, v. 21, p. 459-470.

Galli, C. I., and R. A. Marquillas, 1990, Análisis ambiental de las Formaciones Los Blanquitos y Lecho (Cretácico Superior, Grupo Salta) en Cabra Corral, provincia de Salta: XI Congreso Geológico Argentino, p. 165-168.

Galliski, M. A., and J. Viramonte, 1988, The Cretaceous paleorift in north-western Agentina: A petrologic approach: J. South Am. Earth Sci., v. 1, p. 329-342.

Gansser, A., 1973, Facts and theories on the Andes: J. Geol. Soc. London, v. 129, p. 93-131.

Garcia, A. F., E. Perez d'Angelo, and S. E. Ceballos, 1962, El Ordovícico de Aguada de la Perdiz, Puna de Atacama, provincia de Antofagasta: Rev. Mineral., v. 77, p. 52-61.

Garrasino, C. A. F., 1985, El basamento del noroeste argentino: B.I.P., v. Diciembre de 1985, p. 18-41.

Gayet, M., L. Marshall, and T. Sempere, 1991, The Mesozoic and Palaeocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context: a review, in R. Suarez, ed., Fossiles y facies de Bolivia, Revista Tecnica de Yacimientos Petroliferos Fiscales Bolivianos, p. 393-433.

Gephart, J. W., 1994, Topography and subduction geometry in the central Andes: Clues to the mechanics of a noncollisional orogen: J. Geophys. Res., v. 99, p. 12,279-12,288.

González Bonorino, F., 1950, Algunos problemas geológicos de Las Sierras Pampeanas: Rev. Assoc. Geol. Argentina., v. V, p. 81-110.

Götze, H. J., B. Lahmeyer, S. Schmidt, and S. Strunk, 1994, The lithospheric structure of tthe Central Andes (20-25S) as inferred from quantitative interpretation of regional gravity, Tectonics of the Southern Central Andes: Structure and Evolution of an active Continental Margin, Berlin, Springer-Verlag, p. 23-48.

Götze, H. J. and A. Kirchner, 1997, Interpretation of Gravity and Geoid in the Central Andes between 20° and 29°S: J. South Am. Earth Sci., v. 10, p. 179-188.

Gómez Omil, R. J., A. Boll, and R. M. Hernández, 1989, Cuenca cretácico-terciaria del Noroeste argentino (Grupo Salta), in G. A. Chebli, and L. A. Spaletti, eds., Cuencas Sedimentarias Argentinas: Serie Correlación Geológica, Tucumán, Universidad Nacional de Tucumán, p. 43-64.

González, R. R., M. A. Cabrera, P. R. Castellote, P. Bortolotti, M. P. Cuenya, M. Omil, R. Moyano, and J. Ojeda, 1985, La actividad eruptiva en las Sierras Pampeanas. Esquematización geográfica y temporal: Acta Geol. Lilloana, p. 288-294.

Grange, F., P. Cunningham, J. Gagnepain, D. Hatzfeld, P. Molnar, L. Ocola, S. Roecker, J. Stock, and G. Suárez, 1984a, The configuration of the seismic zone and the downgoing slab in southern Peru: Geophys. Res. Lett., v. 11, p. 38-41.

Grange, F., D. Hatzfeld, P. Molnar, S. Roecker, G. Suárez, A. Rodriguez, and L. Ocola, 1984b, Microearthquakes activity and fault plane solutions in southern Peru and their tectonic implications: J. Geophys. Res., v. 89, p. 6139-6152.

Grier, M. E., J. A. Salfity, and R. W. Allmendinger, 1991, Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina: J. South Am. Earth Sci., v. 4, p. 351-372.

Gripp, A. E., and R. G. Gordon, 1990, Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model: Geophys. Res. Lett., v. 17, p. 1109-1112.

Gubbels, T. L., B.L. Isacks, and E. Farrar, 1993, High-level surfaces, plateau uplift and foreland development, Bolivian Central Andes: Geology, v. 21, p. 695-698.

Gubbels, T. L., 1993, Tectonics and geomorphology of the eastern flank of the Central Andes, 18° to 23° south latitude: PhD, 211pp. thesis, Cornell University, Ithaca, New York.

Halpern, M., and C. Latorre, 1973, Estudio geocronológico inicial de las rocas del noroeste de la República Argentina: Rev. Asoc. Geol. Argentina, v. 28, p. 195-205.

Hamilton, N., and A. I. Rees, 1970, The use of magnetic fabric in paleocurrent estimation, in S. K. Runcorn, ed., Palaeogeophysics, Oxford, p. 445-463.

Handschumacher, D. W., 1976, Post-Eocene plate tectonics of the eastern Pacific, in G. H. Sutton, M. H. Manghnani, and R. Moberly, eds., The Geophysics of the Pacific Ocean and Its Margins, Washington, D. C., American Geophys. Union, p. 117-202.

Harrington, H. J., and A. F. Leanza, 1957, Ordovician trilobites of Argentina: Geol. Spec. Publ. University of Kansas, v. 1, p. 276.

Hartley, A. J., P. Turner, G. D. Williams and S. Flint, 1988, Paleomagnetism of the Cordillera de la Costa, northern Chile: evidence for local forearc rotation: Earth Planet. Sci. Lett., v. 89, p. 375-386.

Hartley, A., S. Flint, P. Turner, and E. Jolly, 1992, Tectonic controls on the development of a semi-arid alluvial basin as reflected in the stratigraphy of the Purilactis Group (Upper Cretaceous-Eocene) northern Chile.: J. S. Am. Earth Sci., v. 5, p. 275-296.

Hasegawa, A., and I. S. Sacks, 1981, Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observations: J. Geophys. Res., v. 86, p. 4971-4980.

Hausen, H., 1925, Sobre un perfil geológico del borde oriental de la Puna de Atacama: Acad. Nac. Cienc. Córdoba, v. Bol. XXVIII, p. 1-95.

Heki, K. Y., Y. Hamano, and M. Kono, 1983, Rotation of the Peruvian Block from palaeomagnetic studies of the Central Andes: Nature, v. 305, p. 514-516.

Heki, K., Y. Hamano, H. Kinoshita, and M. Kono, 1984, Paleomagnetic study of Cretaceous rocks of Peru, South America: Evidence for rotation of the Andes: Tectonophysics, v. 108, p. 267-281.

Heki, K. Y., Y. Hamano, M. Kono, and T. Ui, 1985, Palaeomagnetism of Neogene Ocros dyke swarm, the Peruvian Andes: Implication for the Bolivian orocline: Geophys. J. R. Astron. Soc., v. 80, p. 527-534.

Hérail, G., P. Soler, M. Bonhomme, and J. L. Lizeca, 1993, Evolution géodynamique de la transition entre l'Altiplano et la Cordillère Orientale au nord d'Oruro (Bolivie); implications sur le déroulement de l'orogenèse andine: C. R. Acad. Sci.II, v. 317(4), p. 515-522.

Hérail, G., J. Oller, P. Baby, J. Banco, M. G. Bonhomme, and P. Soler, 1996, The Tupiza, Nazareno and Estarca basins (Bolivia): strike-slip faulting and related basins in the Cenozoic evolution of the southern branch of the Bolivian Orocline: Tectonophysics, v. 259, p. 201-212.

Hernández, R. M., J. Reynolds, and A. Disalvo, 1996, Analisis tectonosedimentario y ubicación geocronologica des Grupo Oran en el Rio Iruya: Bol. Inf. Petrol., v. 12(45), p. 80-93.

Hey, R., 1977, Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center: Bull. geol. Soc. Am., v. 88, p. 1404-1420.

Hérail, G., P. Soler, M. Bonhomme, and J. L. Lizeca, 1993, Evolution géodynamique de la transition entre l'Altiplano et la Cordillère Orientale au Nord d'Oruro (Bolivie); implcations sur le déroulement de l'orogenèse andine: C. R. Acad. Sci. Paris, v. 317, p. 515-522.

Hérail, G., J. Oller, P. Baby, J. Blanco, M. G. Bonhomme, and P. Soler, 1996, The Tupiza, Nazareno and Estarca basins (Bolivia): strike-slip faulting and related basins in the Cenozoic evolution of the southern branch of the Bolivian Orocline: Tectonophysics, v. 259, p. 201-212.

Hilton, D. R., K. Hammerschmidt, S. Teufel, and H. Friedrichsen, 1993, Helium isotope characteristics of Andean geothermal fluids and lavas.: Earth and Planetary Science Letters, v. 120, p. 265-282.

Hoke, L., S. Lamb, and J. Entenmann, 1994a, Comment on Davidson, J., and S. De Silva in Geology, 20, 1127-1130: Geology, v. 21, p. 1147-1149.

Hoke, L., D. R. Hilton, S. H. Lamb, K. Hammerschmidt, and H. Friedrichsen, 1994b, 3He evidence for a wide zone of active mantle melting beneath the Central Andes: Earth and Planet. Sci. Lett., v. 128, p. 341-355.

Horton, B., 1996, Sequence of Late Oligocene-Miocene fold-thrust deformation and development of piggyback basins in the Eastern Cordillera, southern Bolivia: Third International Symposium on Andean Geodynamics, p. 383-386.

Horton, B. K., and P. G. DeCelles, 1997, The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes: Geology, v. 25, p. 895-898.

Horton, B. K., 1998, Sediment accumulation on top of the Andean orogenic wedge: Oligocene to late Miocene basins of the Eastern Cordillera, southern Bolivia: Geol. Soc. Am. Bull., v. 110(9), p. 1174-1192.

Hurford, A. J., 1990, Standardization of fission-track dating calibration: recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommision of geochronology: Chem. Geol., v. 80, p. 171-178.

Isacks, B. L., and P. Molnar, 1971, Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes: Rev. of Geophysics, v. 9, p. 103-174.

Isacks, B. L., and M. Barazangi, 1977, Geometry of Benioff zones: Lateral segmentation and downward bending of the subducted lithosphere, in M. Talwani, and W. C. Pitman, eds., Island arcs, deep sea trenches, and back-arc basins: Maurice Ewing Series, American Geophysical Union, p. 99-114.

Isacks, B. L., 1988, Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline: J. Geophys. Res., v. 93, p. 3211-3231.

Jackson, J.J., and D.P. McKenzie, 1986, A block model of distributed deformation by faulting: *J. Geol. Soc. London, 143*, 349-353.

Jaillard, E., 1993, The Cretaceous to Early Paleocene tectonic evolution of the Central Andes and its geodynamic implications: Second International Symposium on Andean Geodynamics, p. 195-198.

James, D. E., 1971a, Andean crustal and upper mantle structure: J. Geophys. Res., v. 76, p. 3246-3271.

James, D. E., 1971b, Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes: Geol. Soc. Am. Bull., v. 82, p. 3325-3346.

James, D. E., and J. A. Snoke, 1994, Structure and tectonics in the region of flat subduction beneath central Peru: Crust and uppermost mantle: J. Geophys. Res., v. 99, p. 6899-6912.

Jarrard, R. D., 1986, Causes of compression and extension behind trenches: Tectonophysics, v. 132, p. 89-102.

Jolivet, L., 1995, La déformation des continents. Exemples régionaux: Paris, 413 p.

Jordan, T. E., B. L. Isacks, V. Ramos, and R. W. Allmendinger, 1983, Mountain building in the Central Andes: Episodes, v. 3, p. 20-26.

Jordan, T. E., and R. W. Allmendinger, 1986, The Sierras Pampeanas of Argentina, a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation: Am. J. Earth Sci., v. 286, p. 737-764.

Jordan, T. E., and R. N. Alonso, 1987, Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountain, 20°-28° South latitude: Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 71, p. 49-64.

Jordan, T.E., and P.M. Gardeweg, 1989, Tectonic evolution of the late Cenozoic central Andes (20°-33°S), in Z. Ben-Avraham, ed., The evolution of the Pacific Ocean Margins, Oxford Univ. Press, p. 193-207.

Jordan, T. E., P. Zeitler, V. Ramos, and A. J. W. Gleadow, 1989, Thermochronometric data on the development of the basement peneplain in the Sierras Pampeanas, Argentina: J. South Am. Earth Sci., v. 2, p. 207-222.

Jordan, T. E., J. H. Reynolds, and J. P. Erikson, 1997, Variability in age of initial shortening and uplift in the central Andes, 16-33°30'S, in W. F. Ruddiman, ed., Tectonic uplift and climate change, New-york, Plenum Press, p. 41-61.

Kadinsky-Cade, K., R. Reilinger, and B. L. Isacks, 1985, Surface deformation associated with the November 23, 1977, Caucete, Argentina, earthquake sequence: J. Geophys. Res., v. 90, p. 12,691-12,700.

Kay, S. M., V. Maksaev, R. Moscoso, C. Mpodizis, and C. Nasi, 1987, Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-late magmatism in Chile (29°-30°30'S) over the modern zone of subhorizontal subduction: J. Geophys. Res., v. 92, p. 6173-6189.

Kay, S. M., V. Maksaev, R. Moscoso, C. Mpodozis, C. Nasi, and C. E. Gordillo, 1988, Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone: J. S. Am. Earth Sci., v. 1, p. 21-38.

Kay, S. M., C. Mpodozis, V. A. Ramos, and F. Munizaga, 1991, Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33°S), in S. R. Harmon, and C. W. Rapela, eds., Andean magmatism and its tectonic setting, Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am. Special Paper, p. 113-137.

Kay, R. W., and S. M. Kay, 1993, Delamination and delamination magmatism: Tectonophysics, v. 219, p. 177-189.

Kay, S. M., B. Coira, and J. Viramonte, 1994, Young mafic back-arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna Plateau, Central Andes: J. Geophys. Res., v. 99, p. 24,323-24,340.

Kay, S. M., and J. M. Abruzzi, 1996, Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flat-slab" between 30°S et 32°S: Tectonophysics, v. 259, p. 15-28.

Keidel, J., 1927, Sobre las relaciones geológicas entre la Puna y la Cordillera Principal o Cordillera de los Andes: Bol. Acad. Nac. de Ciencas Córdoba, v. 30, p. 295-307.

Keidel, J., 1937, La Prepuna de Salta y Jujuy: Rev. Centro Est. Doct. Cienc. Nat. Bs. Aires, v. 1, p. 125-154.

Kelleher, J., 1972, Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions: J. Geophys. Res., v. 77, p. 2087-2103.

Kennan, L., 1994, Cenozoic tectonics of the Bolivian Andes, PhD thesis, Oxford.

Kennan, L., S. Lamb, and C. Rundle, 1995, K-Ar dates from the Altiplano and Cordillera Oriental of Bolivia: implications for Cenozoic stratigraphy and tectonics: J. South Am. Earth Sci., v. 8, p. 163-186.

Kirby, S. H., 1983, Rheology of the lithosphere: Rev. Geophys. Space Phys., v. 21, p. 1458-1487.

Kirschvink, J.L., 1980, The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data: *Geophys. J. R. Astron. Soc., 62*, 699-718.

Kissel, C., E. Barrier, C. Laj, and T.Q. Lee, 1986, Magnetic fabric in "undeformed" marine clays from compressional zones: Tectonics, v. 5, 769-781.

Kley, J., and M. Reinhardt, 1994, Geothermal and tectonic evolution of the Eastern Cordillera and the Subandean Ranges of southern Bolivia, in K. J. Reutter, E. Scheuber, and P. J. Wigger, eds., Tectonics of the southern Central Andes, Berlin, Springer-Verlag, p. 155-170.

Kley, J., A. H. Gangui, and D. Krüger, 1996, Basement-involved blind thrusting in the eastern Cordillera Oriental, southern Bolivia: evidence from cross-sectional balancing, gravimetric and magnetotelluric data: Tectonophysics, v. 259, p. 171-184.

Kley, J., 1996, Transition from basement-involved to thin-skinned thrusting in the Cordillera Oriental of southern Bolivia: Tectonics, v. 15, p. 763-775.

Kley, J., J. Müller, S. Tawackoli, V. Jacobshagen, and E. Manutsoglu, 1997, Pre-Andean and Andean-age Deformation in the Eastern Cordillera of Southern Bolivia: J. South Am. Earth Sci., v. 10, p. 1-19.

Kley, J., 1998, Structural styles of foreland deformation in the Andes: Z. dt. geol. Ges., v. 149, p. 13-26.

Kley, J., and C. R. Monaldi, 1998, Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation ?: Geology, v. 26, p. 723-726.

Knox, W. J., S. M. Kay, and B. Coira, 1989, Geochimical evidence for the origin of quaternary basaltic andesites of the Puna, Northwest Argentina: Rev. Asoc. Geol. Argentina, v. 64, p. 194-206.

Kono, M., K. Heki, and Y. Hamano, 1985, Paleomagnetic study of the Central Andes: Counterclockwise rotation of the Peruvian block: J. Geodyn., v. 2, p. 193-209.

Kono, M., Y. Fukao, and A. Yamamoto, 1989, Mountain building in the Central Andes: J. Geophys. Res., v. 94, p. 3891-3905.

Koukharsky, M. L., B. L. Coira, E. Barber, and M. Hanning, 1988, Geoquímica de volcanitas Ordovícicas de la Puna Argentina y sus implicaciones tectónicas: V Congreso Geológico Chileno, p. 37-52.

Kumpa, M., and M. C. Sanchez, 1988, Geology and sedimentology of the Cambrian Grupo Mesón (NW Argentina), in H. Bahlburg, C. Breitkreuz, and P. Giese, eds., The southern Central Andes: contribution to structure and evolution of an active continental margin, Lecture Notes in Earth Sciences, p. 39-54.

Lamb, S., L. Hoke, L. Kennan, and J. Dewey, 1997, Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile, in J-P. Burg, and M. Ford, eds., Orogeny Through Time, Geol. Soc. Spec. Publ., p. 237-264.

Lamb, S., and L. Hoke, 1997, Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America: Tectonics, v. 16, p. 623-649.

Laubscher, H., 1988, Material balance in Alpine orogeny: Geol. Soc. Am. Bull., v. 100, p. 1313-1328.

Lavenu, A., and R. Marocco, 1984, Sédimentation continentale et tectonique d'une chaîne liée à une zone de subduction: l'exemple des Andes centrales (Pérou-Bolivie) pendant le Tertiaire: Bulletin du Centre de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, v. 8, p. 57-70.

Le Corre, C. A., and E. A. Rossello, 1994, Kinematics of Early Paleozoic ductile deformation in the basement of NW Argentina: J. South Am. Earth Sci., v. 7, p. 301-308.

Le Pichon, X., and D. E. Hayes, 1971, Marginal offsets, Fracture zones, and the Early opening of the South Atlantic: J. Geophys. Res., v. 76, p. 6283-6293.

Linares, E. and O. E. González, 1990, Cátalogo de edades radiométricas de la Republica Argentina, 1957-1987 : Asociación Geológico Argentino, Publicaciones Especiales B, pp. 628.

Lork, A., and H. Bahlburg, 1993, Precise U-Pb ages of monazites from the Faja Eruptiva de la Puna Oriental and the Cordillera Oriental, NW Argentina: XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, p. 1-6.

Lowrie, A., and R. Hey, 1981, Geological and geophysical variations along the western margin of Chile near lat. 33°S to 36°S and their relation to Nazca plate subduction: Mem. Geol. Soc. Am., v. 154, p. 741-754.

Lyon-Caen, H., P. Molnar, and G. Suárez, 1985, Gravity anomalies and flexure of the Brazilian shield beneath the Bolivian Andes: Earth and Planet. Sci. Lett., v. 75, p. 81-92.

Macedo-Sánchez, O., J. Surmont, C. Kissel, P. Mitouard, and C. Laj, 1992a, Late Cenozoic rotation of the Peruvian Western Cordillera and the uplift of the Central Andes: Tectonophysics, v. 205, p. 65-77.

Macedo-Sánchez, O., J. Surmont, K. C., and C. Laj, 1992b, New temporal constraints on the rotation of the Peruvian Central Andes obtained from paleomagnetism: Geophys. Res. Lett., v. 19, p. 1875-1878.

MacFadden, B. J., F. Anaya, H. Perez, C. W. Naeser, P. K. Zeitler, and K. E. J. Campbell, 1990, Late Cenozoic paleomagnetism and chronology of Andean basins of Bolivia: evidence for possible oroclinal bending: J. Geol., v. 98, p. 541-555.

MacFadden, B. J., F. Anaya, and C. C. Swisher, 1995, Neogene paleomagnetism and oroclinal bending of the central Andes of Bolivia: J. Geophys. Res., v. 100, p. 8153-8167.

Maksaev, J. V., 1979, Las fases tectonicas Incaica y Quechua en la Cordillera de los Andes del Norte Grande de Chile: II Congreso Geologico Chileno, p. B63-B77.

Malgrange, M., and M. Madariaga, 1983, Complex distribution of large thrust and normal fault earthquakes in the Chilean subduction zone: Geophys. J. R. astr. Soc., v. 73, p. 489-505.

Marshall, L. G., R. F. Butler, R. E. Drake, and G. H. Curtis, 1982, Geochronology of type Uquian (late Cenozoic) land mammal age, Argentina: Science, v. 216, p. 986-989.

Marquillas, R. A., 1984, La Formación Yacoraite (Cretácico superior) en el Rio Juramento, Salta: estratigrafía y ciclicidad: IX Congreso Geológico Argentino, p. 186-196.

Marquillas, R. A., 1985, Estratigrafía, sedimentología y paleoambientes de la Formación Yacoraite (Cretácico superior) en el tramo austral de la cuenca, Norte argentino: PhD, 139 pp. thesis, Universidad Nacional de Salta.

Marquillas, R. A., 1986, Ambiente de depósito de la Formación Yacoraite (Grupo Salta, Cretácico-Eoceno), norte argentino: I PIGC-Proyecto 242 Cretácico de América Latina, p. 153-169.

Marquillas, R., and J.A. Salfity, 1988, Tectonic framework and correlations of the Cretaceous-Eocene Salta Group, Argentina: in *The Southern Central Andes*, edited by H. Bahlburg, C. Breitkreuz, and P. Giese, pp. 119-136.

Marquillas, R. A., and J. A. Salfity, 1989, Dispersión regional de los miembros de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) en el norte argentino, in L. A. Spalletti, ed., Contribuciones de los Simposios sobre el Cretácico de América Latina, Buenos Aires, p. 253-272.

Marquillas, R. A., and J. A. Salfity, 1992, Las relaciones estratigráficas del techo de la Formación Yacoraite (Maastrichtiano-Paleoceno) en el norte argentino: IGCP Projects 301 & 308 Meeting.

Marrett, R. A., and R. W. Allmendinger, 1990, Kinematics analysisof fault-slip data: J. Struct. Geol., v. 12, p. 973-986.

Marrett, R. A., R. W. Allmendinger, R. N. Alonso, and R. E. Drake, 1994, Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes: J. South Am. Earth Sci., v. 7, p. 179-207.

Marshak, S., 1988, Kinematics of orocline and arc deformation in thin-skinned orogens: Tectonics, v. 7, p. 73-86.

Marshall, L. G., and T. Sempere, 1991, The Eocene Pleistocene vertebrates of Bolivia and their stratigraohic context: a review., in R. S.-S. ed, Fossiles y facies de Bolivia., Rev. Tecnica Yacim. Petrol. Fisc. Boliv.

Marshall, L. G., T. Sempere, and M. Gayet, 1993, The Petaca (late Miocene-middle Miocene) and Yecua (late Miocene) formations of the Subandean-Chaco basin, Bolivia, and their tectonic significance: Doc. Lab. Geol., Lyon., v. 125, p. 291-301.

Masek, J. G., B. L. Isacks, T. L. Gubbels, and E. J. Fielding, 1994, Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus: J. Geophys. Res., v. 99, p. 13,941-13,956.

May, S. R., and R. F. Butler, 1985, Paleomagnetism of the Puente Piedra Formation, central Peru: Earth Planet. Sci. Lett., v. 72, p. 205-218.

Mc Bride, S., A. Clark, E. Farrar, and D. Archibald, 1987, Delimitation of a cryptic Eocene tectono-thermal domain in a the Eastern Cordillera of the Bolivian Andes through K-Ar dating and 40Ar-39Ar step-heating.: J. Geol. Soc. London., v. 144, p. 243-255.

McFadden, P.L., and M.W. McElhinny, 1988, The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism: *Earth Planet. Sci. Lett.*, *87*, 161-172.

Meijer, P. T., and M. J. R. Wortel, 1992, The dynamics of motion of the South American Plate.: J. Geophys. Res., v. 97, p. 11,915-11,931.

Meijer, P. T., R. Govers, and M. J. R. Wortel, 1997, Forces controlling the present-day state of stress in the Andes: Earth Panet. Sci. Lett., v. 148, p. 157-170.

Mercier, J. L., 1981, Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru-north Bolivia: Phil. Trans. R. Soc. Lond, v. A300, p. 337-355.

Mercier, J. L., M. Sebrier, A. Lavenue, J. Cabrera, O. Bellier, J. F. Dumont, and J. Machare, 1992, Changes in the Tectonic Regime Above a Subduction Zone of Andean Type: The Andes of Peru and Bolivia During the Pliocene-Pleistocene: J. Geophys. Res., v. 97, p. 11,945-11,982.

Mégard, F., and H. Philip, 1976, Plio-Quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the central Andes: Earth and Sci. Lett., v. 33, p. 231-238.

Mégard, F., 1984, The Andean orogenic period and its major structure in central and northern Peru: J. Geol. Soc. London, v. 141, p. 893-900.

Mégard, F., D. C. Noble, E. K. McFee, and H. Bellon, 1984, Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin: Geol. Soc. Am. Bull., v. 95, p. 1108-1117.

Méndez, V., A. Navarini, D. Plaza, and O. Viera, 1973, Faja Eruptiva de la Puna Oriental: Congreso Geológico Argentino, p. 89-100.

Miller, H., 1979, Unidades estratigráficas y estructurales del basamento andino en el Archipelago de Los Chonos, Aisén, Chile: Segundo Congreso Geológico Chileno, p. 103-120.

Mingramm, A., A. Russo, A. Pozzo, and L. Cazau, 1979, Sierras Subandinas: Segundo Simpósio Geología Regional Argentino, p. 95-138.

Minster, J. B., T. H. Jordan, P. Molnar, and E. Haines, 1974, Numerical modelling of instantaneous plate tectonics: Royal Astron. Soc. Geophys. J., v. 36, p. 541-576.

Minster, J. B., and T. H. Jordan, 1978, Present Day Plate Motion: J. Geophys. Res., v. 83, p. 5331-5354.

Mitouard, P., C. Kissel, and C. Laj, 1990, Post-Oligocene rotations in southern Ecuador and northern Peru and the formation of the Huacabamba deflection in the Andean Cordillera: Earth Planet. Sci. Lett, v. 98, p. 329-340.

Mitra, S., and J. Namson, 1989, Equal-area balancing.: Am. J. Sci., v. 289, p. 563-599.

Molnar, P., and T. Atwater, 1978, Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere: Earth Planet. Sci. Lett., v. 41, p. 330-340.

Molnar, P., P. England, and J. Martinod, 1993, Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon: Rev. of Geophysics, v. 31, 4, p. 357-396.

Mon, R., 1979, Esquema tectónico de Los Andes del norte Argentino: Rev. Assoc. Geol. Argentina, v. XXXIV, p. 53-60.

Mon, R., and F. Hongn, 1987, Estructura del Ordovícico de la Puna: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 42, p. 31-38.

Mon, R., and F. D. Hongn, 1988, El corrimiento del borde occidental del cratógeno central en la Puna: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. Tomo XLIII, p. 338-342.

Mon, R., and F. Hongn, 1991, The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic basement of the Central Andes between 22° and 32°S Lat: Geologische Rundschau, v. 80, p. 745-758.

Mon, R., 1993, Influencia de la orogenesis Oclóyica (Ordovícico-Silúrico) en la segmentación andina en el Noroeste Argentino: XII Congreso Geológico Argentino de Exploración de Hidrocarburos, p. 65-71.

Mon, R., and J. A. Salfity, 1995, Tectonic evolution of the Andes of Northern Argentina, in A. J. Tankard, R. Suárez Soruco, and H. J. Welsink, eds., Petroleum Basins of South America, American Association of petroleum Geologists, p. 269-283.

Monaldi, R. M., J. A. Salfity, N. Vitulli, and A. Ortiz, 1993, Estructuras de crecimiento episodico en el subsuelo de la laguna de Guayatayoc, Jujuy, Argentina: XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, p. 55-64.

Moreno, J. A., 1970, Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara: Revista Asociación Geológica Argentina, v. 24, p. 9-44.

Moretti, I., P. Baby, E. Mendez, and D. Zubieta, 1996, Hydrocarbon generation in relation to thrusting in the Sub Andean Zone from 18° to 22°S. South Bolivia: Petrol. Geosci., v. 2, p. 17-28.

Moya, M. C., 1988, Lower Ordovician in the southern part of the Argentine Eastern Cordillera, in H. Bahlburg, C. Breitkreuz, and P. Giese, eds., The southern Central Andes: Lecture Notes in Earth Sciences, Berlin, Springer-Verlag, p. 55-70.

Moya, M. C., S. Malanca, F. D. Hongn, and H. Bahlburg, 1993, El Tremadoc temprano en la Puna occidental argentina: XI. Congr. Geol. Argent. and II. Congr. Explor. Hidrocarb., p. 20-30.

Mpodozis, C., and V. A. Ramos, 1989, The Andes of Chile and Argentina, in G. E. Ericksen, M. T. Cañas Pinochet, and J. A. Reinemund, eds., Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources: Earth Sciences Series, Houston, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, p. 59-90.

Mpodozis, C., and R. W. Allmendinger, 1993, Extensional tectonics, Cretaceous Andes, Northern Chile (27°): Geol. Soc. Am. Bull., v. 105, p. 1462-1477.

Mpodozis, C., N. Marinovic, and I. Smoje, 1993, Eocene left lateral strike-slip faulting and clockwise block rotations in the Cordillera de Domeyko, west of Salar de Atacama, noryhern Chile: in Extended Abstracts, 2nd International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford, ORSTOM, p. 225-228.

Mpodozis, C., N. Marinovic and I. Smoje, 1993, Eocene left-lateral strike-slip faulting and clockwise block rotations in the Cordillera de Domeyko, west of Salar de Atacama, Second International Symposium on Andean Geodynamics, p. 225-228.

Muñoz, N., R. Charrier, and K. J. Reutter, 1997, Evolución de la cuenca Salar de Atacama: Inversion tectónica y relleno de una cuenca de antepais de retroarco: VIII Congreso Geológico Chileno, p. 195-199.

Norabuena, E. O., J. A. Snoke, and D. E. James, 1994, Structure of the subducting Nazca plate beneath Peru.: J. Geophys. Res., v. 99, p. 9215-9226.

Norabuena, E., L. Leffler-Griffin, A. Mao, T. Dixon, S. Stein, S. Sacks, L. Ocola, and M. Ellis, 1998, Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes: Science, v. 279, p. 358-362.

Nürnberg, D., and D. Müller, 1991, The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to Present: Tectonophysics, v. 191, p. 27-53.

Ocola, L. C., and R. P. Meyer, 1972, Crustal low-velocity zones under the Peru-Bolivia Altiplano: Geophys. J. R. Astron. Soc., v. 30, p. 199-209.

Okaya, N., S. Tawackoli, and P. Giese, 1997, Area-balanced model of the late Cenozoic tectonic evolution of the central Andean arc and back arc (lat 20°-22°S): Geology, v. 25(4), p. 367-370.

Omarini, R. H., 1983, Caracterización litológica, diferenciación y genesis de la Formación Puncoviscana entre el Valle de Lerma y la Faja Eruptiva de la Puna: unpublished PhD, 220p. thesis, Universidad Nacional de Salta, Argentina.

Omarini, R. H., A. Aparicio, C. Parica, S. Pichowiak, L. Garcia, K. W. Damm, J. G. Viramonte, J. A. Salfity, and R. N. Alonso, 1985, New geochronological data shed light upon Precambrian age of Puncoviscana Formation, northwestern Argentina: Comunicaciones, v. 35, p. 181-184.

Ort, M. H., 1993, Eruptive processes and caldera formation in a nested downsag-collapse caldera: Cerro Panizos, Central Andes Mountains: J. Volcanol. Geotherm. Res., v. 56, p. 221-252.

Padula, E., E. O. Rolleri, A. R. G. Mingramm, P. Criado Roque, M. A. Flores, and B. A. Baldis, 1967, Devonian of Argentina: International Symposium on the Devonian System, p. 165-199.

Padula, E. L., and A. R. G. Mingramm, 1968, Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico-sedimentario del "Triassico" en el subsuelo de la llanura Chaco-Paranense: 3rd Jornadas Geológicas Argentinas (1966), p. 291-331.

Palmer, H. C., A. Hayatsu, and W. D. McDonald, 1980, Paleomagnetic and K-Ar ages studies of a 6-km-thick Cretaceous section from the Chilean Andes.: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society., v. 62, p. 133-153.

Pardo-Casas, F., and P. Molnar, 1987, Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since Late Cretaceous time: Tectonics, v. 6, p. 233-248.

Pascual, R., M. G. Vucetich, and J. Fernández, 1978, Los primeros mamíferos (Notoungulata, Henricosborniidae) de la Formación Mealla (Grupo Salta, Subgrupo Santa Bárbara). Sus implicancias filogenéticas, taxonómicas y cronológicas: Ameghiniana, v. XV, p. 366-390.

Pascual, R., M. Bond, and M. G. Vucetich, 1981, El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) y sus vertebrados. Cronología, Paleoambientes y Paleogeografía: VIII Congreso Geológico Argentino, p. 743-758.

Pascual, R., 1983, Novedosos marsupiales paleógenos de la Fm. Pozuelos de la Puna, Salta: Ameghiniana, v. 20, p. 265-280.

Pascual, R., 1984, La sucesión de las edades mamífero, de los climas y del diastrofismo sudamericanos durante el Cenozoico: fenómenos concurentes: Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Anales, v. 36, p. 15-36.

Pelayo, A., and D. A. Wiens, 1989, Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region: J. Geophys. Res., v. 94, p. 7293-7320.

Petit, J. P., 1987, Criteria for the sense of movement on fault surface in brittle rocks: J. Struct. Geol., v. 9, p. 597-608.

Pfiffner, O. A., and M. Burkhard, 1987, Determination of paleo-stress axes orientation from fault, twin and earthquake data: Ann. Tectonicae, v. 1, p. 48-57.

Pilger, R. H. J., 1981, Plate reconstructions, aseismic ridges, and low angle subduction beneath the Andes: Geol. Soc. Am. Bull., v. 92, p. 448-456.

Pilger, R. H., Jr., 1983, Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstructions, in R. Cabré, ed., Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia arcs: Geodynamics, p. 113-125.

Pilger, R. H., 1984, Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes: J. Geol. Soc. London, v. 141, p. 793-802.

Platt, J. P., 1993, Mechanics of oblique convergence: J. Geophys. Res., v. 98, p. 16,239-16,256.

Platt, J. P., and P. C. England, 1993, Convective removal of lithosphere beneath mountain belts: thermal and mechanical consequences: American Journal of Science, v. 293, p. 307-336.

Prezzi, C.B. and J.F. Vilas, 1998, New evidence of clockwise vertical axis rotations south of the Arica elbow (Argentine Puna): *Tectonophysics*, 292, 85-100.

Rabinowitz, P. D., and J. Labrecque, 1979, The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins: J. Geophys. Res., v. 84, p. 5973-6002.

Ramos, V. A., T. E. Jordan, R. W. Allmendinger, C. Mpodozis, S. M. Kay, and M. Palma, 1986, Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes: Tectonics, v. 5, p. 855-880.

Ramos, V. A., 1988a, The Tectonics of the Central Andes, 30° to 33°S latitude, in S. Clark, and D. Burchfiel, eds., Processes in Continental Lithospheric Deformation, Geol. Soc. Am., Spec. Pap., p. 31-54.

Ramos, V. A., 1988b, Late Proterozoic-early Paleozoic of southern South America - a collisional history: Episodes, v. 11, p. 168-174.

Ramos, V. A., and S. M. Kay, 1991, Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina: G. Soc. Am. Spec. Pap., v. 265, p. 79-91.

Ranalli, G., and D. C. Murphy, 1987, Rheological stratification of the lithosphere: Tectonophys., v. 132, p. 281-295.

Randall, D. E., G. K. Taylor, and J. Grocott, 1996, Major crustal rotations in the Andean margin: Paleomagnetic results from the Coastal Cordillera of northern Chile: J. Geophys. Res., v. 101, p. 15783-15798.

Reutter, K., G. Chong, and E. Scheuber, 1993, The 'West Fissure' and the cordilleran fault system of northern Chile.: in Extended Abstracts, 2nd International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford, ORSTOM, p. 237-240.

Reyes, F. C., 1972, Correlaciones en el Cretácico de la cuenca andina de Bolivia, Perú y Chile: Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, La Paz, v. 1, p. 101-144.

Reyes, F. C., J. A. Salfity, J. G. Viramonte, and W. Gutierrez, 1976, Consideraciones sobre el vulcanismo del Subgrupo Pirgua (Cretácico) en el norte argentino: VI Congreso Geológico Argentino, p. 205-223.

Reynolds, J. H., V. A. Ramos, T. E. Jordan, and R. M. Hernández, 1997, Diachronism of regional Neogene stratigraphy in the Andean foreland, NW Argentina: arguments for retiring the Calchaquense and Araucanense terminology: Geol. Soc. Am. Abstracts with programs, p. A-228.

Riccardi, A. C., 1988, The Cretaceous System of Southern South America.: Geol. Soc. Am. Mem. 168, p. 1-143.

Richardson, R. M., and D. D. Coblentz, 1994, Stress modelling in the Andes: constrains on the South American intraplate stress magnitudes: J. Geophys. Res., v. 99, p. 22,015-22,025.

Riley, P. D., M. E. Beck, and R. F. Burmeister, 1993, Paleomagnetic evidence of vertical axis block rotations from the Mesozoic of northern Chile: J. Geophys. Res., v. 98, p. 8321-8333.

Rochette, P., and P. Vialon, 1984, Development of planar and linear fabrics in dauphinois shales (French Alps) studied by magnetic anisotropy and its mineralogical control: *J. Struct. Geol.*, *6*, 33-38.

Rochette, P., M. Jackson, and C. Aubourg, 1992, Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility.: Rev. of Geophysics, v. 30, p. 209-226.

Roeder, D., 1988, Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of la Paz, Bolivia): Tectonics, v. 7, p. 23-39.

Roeder, D., and R. L. Chamberlain, 1995, Structural geology of sub-andean fold and thrust belt in Northwestern Bolivia, in A. J. Tankard, R. Suárez, and H. J. Welsink, eds., Petroleum basins of South America, AAPG Memoir 62, p. 459-479.

Roperch, P., and G. Carlier, 1992, Paleomagnetism of Mesozoic Rocks from the Central Andes of Southern Peru: Importance of Rotations in the development of the Bolivian Orocline: J. Geophys. Res., v. 97, p. 17233-17249.

Roperch, P., G. Dupont-Nivet and L. Pinto, 1997, Rotaciones tectonicas en el norte de Chile: *VIII Congreso Geólogico Chileno*, pp. 241-245, Antofagasta.

Roperch, P., M. Fornari, G. Hérail and G. Parraguez, 1999, Tectonic rotations within the Bolivian Altiplano: implications for the geodynamic evolution of the Central Andes during the late Tertiary: soumis à *J. Geophys. Res.*

Rouchy, J. M., G. Camoin, J. Casanova, and J. F. Deconinck, 1993, The central palaeo-Andean basin of Bolivia (Potosi area) during the late Cretaceous and early Tertiary: reconstruction of ancient saline lakes using sedimentological, paleoecological and stable isotope records: Palaeogeogragr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., v. 105, p. 179-198.

Royden, L. H., 1993, The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries: Tectonics, v. 12, p. 303-325.

Ruiz Huidobro, O., 1960, Descripción Geológica de la Hoja 8e, Chicoana, Provincia de Salta, v. Bol. 89: Buenos Aires, 46 p.

Russo, A., and A. Serriatto, 1979, Contribución al conocimiento de la estratigrafía Terciaria en noroeste Argentino: VII Congreso Geológico Argentino, p. 715-730.

Sacks, I. S., 1983, The subduction of very young lithosphere: J. Geophys. Res., v. 88, p. 3355-3366.

Salfity, J. A., R. Omarini, B. Baldis, and W. J. Gutiérrez, 1975, Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del norte argentino: Segundo Congreso Iberoamericano de Geológia Económica.

Salfity, J. A., 1979, Paleogeología de la cuenca del Grupo Salta del norte de Argentina: Sexto Congreso Geológico Argentino, p. 239-255.

Salfity, J. A., 1980, Estratigrafía de la Formación Lecho (Cretácico) en la cuenca Andina del Norte Argentino: Tesis 1, 91 pp. thesis, Universidad Nacional de Salta.

Salfity, J. A., and R. A. Marquillas, 1981, Las unidades estratigráficas del norte de la Argentina: Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de America del Sur, p. 303-317.

Salfity, J. A., 1982, Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico), Argentina: V Congreso Latinoamericano de Geología, p. 11-26.

Salfity, J. A., S. Malanca, M. E. Brandan, C. R. Monaldi, and C. Moya, 1984, La Fase Guandacol en el norte de la Argentina: IX. Congr. Geol. Argent., p. 555-567.

Salfity, J. A., and R. A. Marquillas, 1994, Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina, in J. A. Salfity, ed., Cretaceous tectonics of the Andes: Earth Evolution Sciences, Braunschweig/Wiesbaden, Fried. Vieweg & Sohn, p. 266-315.

Sanchez, M. C., and J. A. Salfity, 1990, Litofacies del Grupo Mesón (Cámbrico) en el oeste del Valle de Lerma (Cordillera Oriental, Argentina): X Congr. Geol. Argent., p. 129-132.

Santo, T., 1969, Characteristics of seismicity in South America: Bull. Earthquakes Res. Instit. Univ. Tokyo, v. 47, p. 635.

Scanlan, P. M., and P. Turner, 1992, Structural constraints on palaeomagnetic rotations south of the Arica Bend, northern Chile: implications for the Bolivian Orocline: Tectonophysics, v. 205, p. 141-154.

Scheuber, E., T. Bogdanic, A. Jensen, and K.-J. Reutter, 1994, Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic, in K.-J. Reutter, E. Scheuber, and P. Wigger, eds., Tectonics of the Southern Central Andes, Springer-Verlag, p. 121-139.

Schmitz, M., 1994, A balanced model for the Central Andes: Tectonics, v. 13, p. 484-492.

Schmitz, M., and J. Kley, 1997, The geometry of the central andean backarc crust: joint interpretation of cross-section balancing and seismic refraction data: J. South Am. Earth Sci., v. 10, p. 99-110.

Schmitz, M., W. D. Heinsohn, and F. R. Schilling, 1997, Seismic, gravity and petrological evidence for partial melt beneath the thickened Central Andean crust (21-23°S): Tectonophysics, v. 270, p. 313-326.

Schwab, K., 1973, Die stratigraphie in der umbebung des salar de Cauchari (NW Argentinien). Ein beitrag zur erdgeschichtlichen entwicklung der Puna: Geotektonische Forschungen, v. 43, p. 168 pp.

Schwab, K., and H. Lippolt, 1976, K-Ar mineral ages and late Cenozoic history of the Salar de Cauchari area (Argentine Puna): Proceedings of the Symposium on Andean and Antartic Volcanology Problems, p. 698-714.

Schwab, K., 1980a, Hoja 5a, Paso Huaitiquina (1: 200 000): Servicio geológico Nacional.

Schwab, K., 1980b, Hoja 5b, Salar de Cauchari (1:200 000): Servicio geológico Nacional.

Schwab, K., 1984, Contribución al conocimiento del sector occidental de la cuenca sedimentaria del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico), en el noroeste argentino: IX Congreso Geológico Argentino, p. 586-604.

Schwab, K., 1985, Basin formation in a thickening crust-The intermontane basins in the Puna and the Eastern Cordillera of NW Argentina (Central Andes): IV Congreso Geológico Chileno, p. 138-158.

Schwarz, G., G. Chong, D. Krüger, E. Martinez, W. Massow, V. Rath, and J. Viramonte, 1994, Crustal high conductivity zones in the southern Central Andes and their tectonic implications, in K. J. Reutter, E. Scheuber, and P. J. Wigger, eds., Tectonics of the southern Central Andes, Berlin, Springer-Verlag, p. 49-68.

Scotese, C. R., 1986, Phanerozoic reconstructions: a new look at the assembly of Asia, Institute of Geophysics and Technics, University of Texas, p. 54.

Sébrier, M., J. L. Mercier, F. Megard, G. Laubacher, and E. Carey-Gailhardis, 1985, Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the Central Andes of Peru: Tectonics, v. 4, p. 739-780.

Sébrier, M., A. Lavenu, M. Fornari, and J. P. Soulas, 1988a, Tectonics and uplift in Cental Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present.: Géodynamique, v. 3, p. 85-106.

Sébrier, M., J. L. Mercier, J. Macharé, D. Bonnot, J. Cabrera, and J. L. Blanc, 1988b, The state of stress in an overriding plate situated above a flat slab: The andes of Central Peru.: Tectonics, v. 7, p. 895-928.

Sempere, T., G. Hérail, J. Oller, and M. G. Bonhomme, 1990, Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia: Geology, v. 18, p. 946-949.

Sempere, T., L. G. Marshall, S. Rivano, and E. Godoy, 1994, Late Oligocene-Early Miocene compressional tectonosedimentary episode and associated land-mammal faunas in the Andes of central Chile and adjacent Argentina (32-37°S): Tectonophysics, v. 229, p. 251-254.

Sempere, T., 1995, Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions, Petroleum Basins of South America, in A. J. Tankard, R. Suárez, and H. J. Welsink, eds., Petroleum basins of South America, AAPG Memoir 62, p. 207-230.

Sempere, T., R. F. Butler, D. R. Richards, L. G. Marshall, W. Sharp, and C. C. Swisher III, 1997, Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina: Geol. Soc. Am. Bull., v. 109, p. 709-727.

Servant, M., T. Sempere, J. Argollo, J. Bernat, G. Féraud, and P. Lo Bello, 1989, Morphogenèse et soulèvement de la Cordillère Orientale des Andes de Bolivie au Cénozoïque: C. R. Acad. Sci. Paris, v. 309, p. 417-422.

Sheffels, B. M., 1990, Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes: Geology, v. 18, p. 812-815.

Sheffels, B. M., 1995, Is the bend of the bolivian Andes an orocline ?, in A. J. Tankard, R. Suárez, and H. J. Welsink, eds., Petroleum basins of South America, AAPG Memoir, p. 511-522.

Silgado, E., 1951, The Ancash, Peru, earthquakes of November 10, 1946: Bull. Seismol. Soc. Am., v. 41, p. 83-100.

Smalley, R. F., and B. L. Isacks, 1987, A high resolution local network study of the Nazca plate Wadati-Benioff zone under Western Argentina: J. Geophys.Res., v. 92, p. 13.903-13.912.

Soler, P., and M. G. Bonhomme, 1990, Relation of magmatic activity to plate dynamics in Central Peru from Late cretaceous to present: Geol. Soc. Am. Spec. Pap., v. 241, p. 173-192.

Somoza, R., S. Singer, and B. Coira, 1996, Paleomagnetism of upper Miocene ignimbrites at the Puna: An analysis of vertical-axis rotations in the Central Andes: *J. Geophys. Res.*, v. *101*, 11387-11400.

Sparks, R. S. J., P. W. Francis, R. D. Hamer, R. J. Pankhurst, L. O. O'Callaghan, R. S. Thorpe, and R. Page, 1985, Ignimbrites of the Cerro Galán NW Argentina.: J. Volcanol. Geotherm. Res., v. 24, p. 205-248.

Stauder, W., 1973, Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate: J. Geophys. Res., v. 78, p. 5033-5061.

Stauder, W., 1975, Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity: J. Geophys. Res., v. 80, p. 1053-1064.

Stefanick, M., and D. M. Jurdy, 1992, Stress Observations and Driving Force Models for the South American Plate: J. Geophys. Res., v. 97, p. 11,905-11,913.

Stein, S., J. E. Engeln, C. de Meto, R. G. Gordan, D. R. Woods, P. Lundgren, D. Argus, D. Quibble, C. Stein, S. Weinstein, and D. A. Wiens, 1986, The Nazca-South America convergence rate and the recurrence of the great 1960 Chilean earthquake: Geophys. Res. Lett., v. 13, p. 713-716.

Storti, F., & K. R. McClay, 1995, The influence of syntectonic sedimentation on thrust wedges in analogue models: Geology, v. 23 (11), p. 999-1002.

Strecker, M. R., P. Cerveny, A. L. Bloom, and D. Malizzia, 1989, Late tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26°-28°S), Argentina.: Tectonics, v. 8, p. 517-534.

Suárez, G. E., P. Molnar, and B. C. Burchfiel, 1983, Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Equador, and southern Columbia: J. Geophys. Res., v. 88, p. 10,403-10,428.

Sykes, L., and D. Hayes, 1971, Seismicity and tectonics of South America and adjacent oceanic areas: Geol. Soc. Am. Programs, v. 3, p. 206.

Tauxe, L., and D.V. Kent, 1984, Properties of a detrital remanence carried by hematite from study of modern river deposits and laboratory redeposition experiments: *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, v. *77*, 543-561.

Tawackoli, S., V. Jacobshagen, K. Wemmer, and P. A. M. Andriessen, 1996, The Eastern Cordillera of southern Bolivia: a key region to the Andean backarc uplift and deformation history: Third International Symposium on Andean Geodynamics, p. 505-508.

Thorpe, R. S., P. W. Francis, and R. S. Harmon, 1980, Andean andesites and crustal growth: Revista Geológica de Chile, v. 10, p. 55-73.

Thorpe, R. S., P. W. Francis, and R. S. Harmon, 1981, Andean andesites and crustal growth: Philos. Trans. R. Soc. London Ser., v. A301, p. 305-320.

Tondji Biyo, J. J., 1995, Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels: Thèse de l'Université de Rennes I, Mémoires de Géosciences Rennes, v. 59, 428 pp.

Tosselli, A., 1992, El magmatismo del noroeste argentino: Serie Correlación Geológica, v. 8: Tucumán, Universidad Nacional de Tucumán, 243 p.

Turic, M., F. Aramayo Flores, R. Gómez Omil, R. Pombo, J. Sciutto, D. Robles, and A. Cáceres, 1987, Geología de las cuencas petroleras de la Argentina, in B. A. Coord. Felder, ed., Evaluación de las Formaciones en la Argentina, Buenos Aires, Schlumberger, p. 41.

Turner, J. C. M., 1959, Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy): Revista Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, v. 13, p. 15-39.

Turner, J. C. M., 1960a, Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyaciencas: Bol. Acad. Cienc. Córdoba, v. 41, p. 163-196.

Turner, J. C., 1960b, Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste: Acta Geológica Lilloana, Tucumán, v. 3, p. 191-226.

Turner, J. C. M., 1964a, Descripción geológica de la hoja 2b, La Quiaca, Buenos Aires, Instituto Nacional de Geológia y Mineriá.

Turner, J. C. M., 1964b, Descripción geológica de la hoja 2c, Santa Victoria, Instituto Nacional de Geológia y Mineriá, Buenos Aires, 93 pp.

Turner, J. C. M., 1964c, Descripción de la hoja 7c, Nevado de Cachi, Salta, Servicio Geológico Nacional, 78 pp.

Turner, J. C. M., 1970, The Andes of Northwestern Argentina: Geologische Runschau, v. 59, p. 1028-1063.

Turner, J. C. M., and V. Méndez, 1975, Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta, República Argentina: Academia Nacional de Ciencas de Córdoba Boletín, v. 51, p. 11-24.

Turner, J. C. M., 1976a, Hoja 2a, San Juan de Oro (1:200 000): Servicio Geológico Nacional.

Turner, J. C. M., 1976b, Hoja 1ab, Santa Catalina (1:200 000): Servicio Geológico Nacional.

Turner, J. C. M., 1978, Descripción geológica de las hojas 1a y b, Santa Catalina y 2a, San Juan de Oro : Boletin 156-7, Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires, 56p.

Turner, J. C. M., and V. Méndez, 1979, Puna: II Simposio de geologia Regional Argentina, p. 13-56.

Turner, J. C. M., 1987, Hoja 3ab, Mina Pirquitas (1:200 000): Servicio Geológico Nacional.

Turner, P., H. Clemmey, and S. Flint, 1984, Paleomagnetic studies of a Cretaceous molasse sequence in the central Andes (Coloso Formation, northern Chile).: Journal of the Geological Society, London, v. 141, p. 869-876.

Uliana, M. A., and K. T. Biddle, 1988, Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America.: Revista Brasileira de Geociéncias, v. 18, p. 172-190.

Uliana, M. A., K. T. Biddle, and J. Cerdan, 1989, Mesozoic extension and the Formation of Argentine sedimentary basins., in A. J. Tankard, and H. R. Balkwill, eds., Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins: AAPG Memoir, p. 599-614.

Uyeda, S., and H. Kanamori, 1979, Back-arc opening and the mode of subduction: J. Geophys. Res., v. 84, p. 1049-1060.

Uyeda, S., 1987, Chilean vs. Mariana type subduction zones with remarks on arc volcanism and collision tectonics. Geodynamic Series, AGU, v. 18, 1-7.

Valencio, D. A., A. Giudice, J. E. Mendía, and G. J. Oliver, 1976, Paleomagnetismo y edades K/Ar del Subgrupo Pirgua, provincia de Salta, República Argentina: VI Congreso Geológico Argentino, p. 527-542.

Vandervoort, D. S., 1993, Non-marine evaporite basin studies, southern Puna plateau, Central Andes: PhD, 177 pp. thesis, University of Cornell, Ithaca, New York.

Vandervoort, D. S., T. E. Jordan, P. K. Zeitler, and R. N. Alonso, 1995, Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine central Andes: Geology, v. 23, p. 145-148.

Vandervoot, D. S., T. E. Jordan, P. K. Zeitler, and R. N. Alonso, 1992, Neogene intraplateau basins of the southern Puna Plateau, Central Andes, NW Argentina.: Geol. Soc. Am. Abstr. Prog., v. 24(7), p. 356.

Vilela, C. R., 1951, Acerca del hallazgo del horizonte calcáreo dolomítico en la Puna Salto-Jujeña: Rev. Asoc. Geol. Arg., v. VI, p. 101-107.

Vilela, C. R., 1954, Hoja 7d, Rosarion de Lerma (1:200 000): Dirreción Nacional de Minería.

Vilela, C. R., 1965, El petróleo en las cuencas de Orán y Metán: Acta Geológica Lilloana, Tucumán, v. 7, p. 425-438.

Vilela, C. R., 1967, Hoja 6c, San Antonio de Los Cobres (1:200 000): Intituto Nacional de Geológia y Mineria.

Vogt, P. R., A. Lowrie, D. R. Bracey, and R. H. Rey, 1976, Subduction of aseismic oceanic ridges: Effects on slope, seismicity and other characteristics of consuming plate boundaries: Geol. Soc. Am. Spec. Pap., v. 172, 59 p.

Watts, A. B., S. H. Lamb, J. D. Fairhead, and J. F. Dewey, 1995, Lithospheric flexure and bending of the Central Andes: Earth planet. Sci. Lett., v. 134, p. 9-21.

Wdowinski, S., and Y. Bock, 1994, The evolution of deformation and topography of high elevated plateaus 1. Model, numerical analysis, and general results.: J. Geophys. Res., v. 99, p. 7103-7119.

Whitman, D., B. L. Isacks, J. L. Chalelain, J. M. Chiu, and A. Perez, 1992, Attenuation of High-Frequency Seismic Waves Beneath the Central Andean Plateau: J. Geophys. Res., v. 97, p. 19929-19947.

Whitman, D., B. L. Isacks, and S. M. Kay, 1993, Lithospheric structure and along-strike segmentation of the central Andean Plateau, 17-29°S: Second International Symposium on Andean Geodynamics, p. 41-44.

Whitman, D., 1994, Moho geometry beneath the eastern margin of the Andes, northwest Argentina, and its implications to the effective elastic thickness of the Andean foreland.: J. Geophys. Res., v. 99, p. 15,277-15,289.

Whitman, D., B. L. Isacks, and S. M. Kay, 1996, Lithospheric structure and along-strike segmentation of the central Andean Plateau : Topography, tectonics and timing: Tectonophysics, v. 259, p. 29-40.

Whittaker, A., M. H. P. Bott, and G. D. Waghorn, 1992, Stresses and plate boundary forces associated with subduction plate margins.: J. Geophys. Res., v. 97, p. 11,933-11,944.

Wigger, P., M. Schmitz, M. Araneda, G. Asch, and S. Baldzuhn, 1994, Variation in the crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations, in K. J. Reutter, E. Scheuber, and P. J. Wigger, eds., Tectonics of the Southern Central Andes: Structure and Evolution of an Active Continental Margin, Berlin, Springer-Verlag, p. 23-48.

Wortel, M. J. R., 1980, Age-dependent subduction of Oceanic Lithosphere: PhD thesis, Utrecht.

Wortel, R., and S. Cloetingh, 1981, On the origin of the Cocos-Nazca spreading center: Geology, v. 9, p. 425-430.

Wortel, M., 1984, Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone.: J. Geol. Soc. London, v. Vol.141, p. 783-791.

Zandt, G., A. A. Velasco, and S. L. Beck, 1994, Composition and thickness of the southern Altiplano crust, Bolivia: Geology, v. 22, p. 1003-1006.

Zandt, G., S. L. Beck, S. R. Ruppert, C. J. Ammons, and D. Rock, 1996, Anomalous crust of the Bolivian Altiplano, Central Andes: Constrains from broadband regional seismic waveforms: Geophys. Res. Lett, v. 23, p. 1159-1162.

Ziegler, A. M., S. F. Barret, and C. R. Scotese, 1981, Paleoclimate, sedimentation and continental accretion: Phil. Trans. R. Soc. London, v. A301, p. 253-264.

Zoback, M. L., 1992, First- and Second-Order Patterns of Stress in the Lithosphere: The World Stress Map Project: J. Geophys. Res., v. 97, p. 11,703-11,728.

PLANCHE HORS-TEXTE

MEMOIRES DE GEOSCIENCES RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex
Tél : (33) 02-99-28-60-80 - Fax (33) 02-99-28-26-02

N° 1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). **Epuisé**

N° 2 - G. QUERRE - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74, fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). **Epuisé**

N° 3 - J. DURAND - Le Grès Armoricain. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9, tabl., 19 pl. (1985). **Epuisé**

N° 4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl. (1985). **55 FF**

N° 5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16, tabl., 12 pl. (1986). **70 FF**

N° 6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine.159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). **55 FF**

N° 7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoique inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). **115 FF**

N° 8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). **95 FF**

N° 9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricain (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986). **Epuisé**

N° 10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). **Epuisé**

N° 11 - J.S. SALIS - Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000-70.000 BP dans la Chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., I carte hors-texte (1987). **90 FF**

N° 12 - **Y. GERARD** - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). **75 FF**

N° 13 - **H. TATTEVIN** - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., I tabl., 13 pl. (1987). **95 FF**

N° 14 - **J.L. PAQUETTE** - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpîne. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). **95 FF**

N° 15 - **B. VENDEVILLE** - Champs de failles et tectonique en extension; modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., I, tabl., 82 pl. (1987). **265 FF**

N° 16 - **E. TAILLEBOIS** - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). **110 FF**

N° 17 - **J.P. COGNE** - Contribution a l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl. (1987). **90 FF**

N° 18 - **E. DENIS** - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). **140 FF**

N° 19 - **M. BALLEVRE** - Collision continentale et chemins P-T : l'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). **Epuisé**

N° 20 - **J.P. GRATIER** - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). **85 FF**

N° 21 - **R.P. MENOT** - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). **Epuisé**

N° 22 - **S. BLAIS** - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98, tab., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). **160 FF**

N° 23 - **A. CHAUVIN** - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). **100 FF**

N° 24 - **J.P. VUICHARD**- La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). **170 FF**

N° 25 - **C. GUERROT** - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., I pl. (1989). **90 FF**

N° 26 - **J.L. LAGARDE** - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989). **210 FF**

N° 27 - **Ph. BARDY** - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., I pl. hors-texte. (1989). **175 FF**

N° 28 - **D. GAPAIS** - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab. (1989). **275 FF**

N° 29 - **E. LE GOFF** - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). **150 FF**

N° 30 - **D. KHATTACH** - Paléomagnétisme de formations paléozoiques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). **100 FF**

N° 31 - **A. HAIDER** - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). **130 FF**

N° 32 - **T. DANIEL** - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab. (1989). **210 FF**

N° 33 - **C. LECUYER** - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab. (1989). **200 FF**

N° 34 - **P. RICHARD** - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig. (1989). **400 FF**

N° 35 - **J. de BREMOND d'ARS** - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl. (1989). **180 FF**

N° 36 - **A. LE CLEAC'H** - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeursthermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO2. 190 p., 72 fig., 37 tabl. (1989). **100 FF**

N° 37 - 0. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl. (1990). **160 FF**

N° 38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl. (1990). **160 FF**

N° 39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl. (1990). **Epuisé**

N° 40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). **150 FF**

N° 41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et 40Ar/39Ar : étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricain). 261 p., 80 fig., 19 tabl. (1991). **120 FF**

N° 42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl. (1991). **210 FF**

N° 43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl. (1991). **130 FF**

N° 44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de lalithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur. (1991). **170 FF**

N° 45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur. (1991). **180 FF**

N° 46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil). 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur. (1992). **300 FF**

N° 47 - S. TOURPIN - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 85 p., 53 fig., 23 tabl. (1992). **100 FF**

N° 48 - J.A. BARRAT - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab. (1992). **100 FF**

N° 49 - E. HALLOT - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Brieuc, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl. (1993). **180 FF**

N° 50 - T. SOURIOT - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., I tabl., 91 fig., 16 pl. photo., I carte H.Texte. (1993). **190 FF**

N° 51 - T. EUZEN - Pétrogenèse des granites de collision post-épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricain, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). **190 FF**

N° 52 - J. LE GALL - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricain). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., I pl. coul. (1993). **350 FF**

N° 53 - J. C. THOMAS - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). **220 FF**

N° 54 - F. LAFONT - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales. 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). **150 FF**

N° 55 - C. BIELLMANN - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre. 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). **175 FF**

N° 56 - A. POTREL - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 pl. photo (1994). **270 FF**

N° 57 - M. KUNTZ - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. 220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994). **155 FF**

N° 58 - D. ROUBY - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. 266 p., 98 fig. dont annexes (1994). **180 FF**

N° 59 - J.J. TONDJI-BIYO - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. 426 p., 141, fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995). **270 FF**

N° 60 - H. BOUHALLIER - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). 277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995). **150 FF**

N° 61 - **P. GAUTIER** - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). 430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995). **220 FF**

N° 62 - **M.T. ROMAN BERDIEL** - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. 270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995). **160 FF**

N° 63 - **M. JULLIEN** - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. 226 p., 61 fig., 8 tabl. (1995). **150 FF**

N° 64 - **Y. LAHAYE** - L'altération des komatiites. 224 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995). **150 FF**

N° 65 - **A. CRAVE** - Quantification de l'Organisation des réseaux hydrographiques. 210 p., 68 fig., dont annexe (1995). **120 FF**

N° 66 - **A. ESSAIFI** - Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). 331 p., 248 fig., 4 tabl., dont annexes (1995). **170 FF**

N° 67 - **M. LE RAVALEC** - Vitesses et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures. 276 p., 119 fig. 3 pl. couleur, 5 tabl., dont annexe (1996). **140 FF**

N° 68 - **A. SEMIANI** - Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne : structure, pétrologie et géochimie des gisements d'or de Tirek-Amesmessa (Hoggar occidental, Algérie). 262 p.,72 fig., 36 tabl., 4 pl. couleur + annexes, (1996). **130 FF**

N° 69 - **F. MOREAU** - Méthodes de traitement de données géophysiques par transformée en ondelettes. 177 p., 57 fig., + annexes. (1996). **100 FF**

N° 70 - **B. TOURNERIE** - Imagerie de réflecteurs électromagnétiques en régime diffusif : Méthode et applications en Géophysique. 165 p., 45 fig., 8 tabl., + annexes, (1996). **100 FF**

N° 71 - **T. NALPAS** - Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique. 245 p., 110 fig., dont 10 pl. coul., (1996). **120 FF**

N° 72 - **M. URREIZTIETA** - Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin. 311 p., 111 fig., 5 tabl., 6 pl. couleur, dont annexe. (1996). **200 FF**

N° 73 - **A.N. KOUAMELAN** - Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition Archéen-Protéorozoïque. 290 p., 99 fig., 23 tabl., 2 pl. couleur, dont annexe (1996). **120 FF**

N° 74 - **Y. GARCIA** - Variation de l'intensité du champ magnétique en France durant les deux derniers millénaires. 331 p., 122 fig., 35 tab., dont annexe. (1996). **150 FF**

N° 75 - **M. A. SANTOS PINTO** - Le recyclage de la croûte continentale archéenne : Exemple du bloc du Gavião- Bahia, Brésil. 193 p., 102 fig., 51 tab. (1996). **100 FF**

N° 76 - **D. CHARDON** - Les déformations continentales archéennes : Exemples naturels et modélisation hermomécanique. 300 p., 127 fig., 6 tabl., 4 pl. photo; dont annexes. (1997). **130 FF**

N° 77 - **C. ROBIN** - Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. 293 p., 129 fig., 9 pl. couleur, dont annexes. (1997). **180 FF**

N° 78 - **D. GRANJEON** - Modélisation stratigraphique déterministe : Conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique. 197 p., 56 fig., 22 tabl., 8 pl. couleur. (1997). **100 FF**

Hors Série - P. DAVY, F. GUILLOCHEAU, B. HAMELIN (Coordinateurs) - Géomorphologie : Processus et modélisation. Ecole thématique du CNRS, 146 p., 69 fig., 2 tab., Lumigny, Juillet (1997) . **50 FF**

N° 79 - **A. JAFFREZIC** - Géochimie des éléments métalliques, des nitrates et du carbone organique dissous dans les eaux et les sols hydromorphes. Agriculture intensive et qualité des eaux dans les zones humides en Bretagne. 296 p., 143 fig., 46 tabl., 1 pl. coul., dont annexes (1997). **130 FF**

N° 80 - **O. BOUR** - Transferts de fluides dans les milieux fracturés : Effets d'échelle. 272 p., 100 fig., 1 tabl., (1997). **100 FF**

N° 81 - **E. BONNET** - La localisation de la déformation dans les milieux fragile-ductile : Approche expérimentale et application à la lithosphèrecontinentale. 183 p., 85 fig., 4 tabl., (1997). **85 FF**

N° 82 - **S. GESSA** - Le genre Nowakia (Dacryoconarides) dans le Praguien de la République Tchèque : Biométrie, systématique, phylogénie, paléoenvironnements. 256 p., 132, fig., 8 pl., + annexes. (1997). **125 FF**

N° 83 - **T. MAUDUIT** - Déformation gravitaire synsédimentaire sur une marge passive : modélisation analogique et application au Golfe de Guinée. 260 p., 96 fig., dont 12 pl. coul., (1998). **100 FF**

N° 84 - **G. QUEREL** - Cristallochimie des éléments traces dans les phases du manteau terrestre : applications de la spectroscopie de luminescence à haute pression et haute température. 241 p., 101 fig., 23 tabl., (1998). **95 FF**

N° 85 - **M. DIRAISON** - Evolution cénozoïque du Bassin de Magellan et tectonique des Andes australes. 333 p., 119 fig., dont 6 pl. coul., 2 pl. hors-texte, 7 tabl., (1998). **130 FF**

N° 86 - **S. BONNET** - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. 352 p., 144 fig., dont 7pl. coul., +1 pl. coul. et 3 transparents en annexe, (1998). **115 FF**

N° 87 - **F. TOUCHARD** - Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé : site de Ploëmeur (Morbihan). 271 p., 103 fig., dont 5 coul., 37 tabl., annexe. (1999). **115 FF**

N°88 - **T.V. LE** - Stratigraphie sismique et modélisation stratigraphique : application à l'évolution tectonique oligo-miocène du Bassin du Fleuve Rouge (Vietnam). 229 p., 131 fig., dont 16 pl. coul. + annexes (1999). **110 FF**

N° 89 - **V. CHAVAGNAC** - Behaviour of the Sm-Nd isotopic system during metamorphism : examples from the HT-LP metamorphic terrane of the Limpopo Belt, South Africa and the UHP metamorphic terrane of Dabieshan, Central China. 405 p., 126 fig., 47 tabl. (1999). **150 FF**

N°90 - **J. MOLENAT** - Rôle de la nappe sur les transferts d'eau de nitrate dans un bassin versant agricole. Etude expérimentale et modélisation. 272 p., 87 fig., 19 tabl., 3 pl. couleur. (1999). **100 FF**

N° 91 - **C. RIOU** - Géochimie des terres rares et des éléments traces associés dans les nappes et l'eau des sols hydromorphes : Application au traçage hydrologique. 293 p., 74 fig., 17 tabl., + annexes. (1999) **100 FF.**

N° 92 - **I. COUTAND** - Tectonique Cénozoïque du Haut Plateau de la Puna, Nord Ouest Argentin, Andes Centrales. 381 p., 125 Fig., 10 tabl., 6 pl. coul., 1 pl. hors-texte + annexes. (1999) **150 FF**

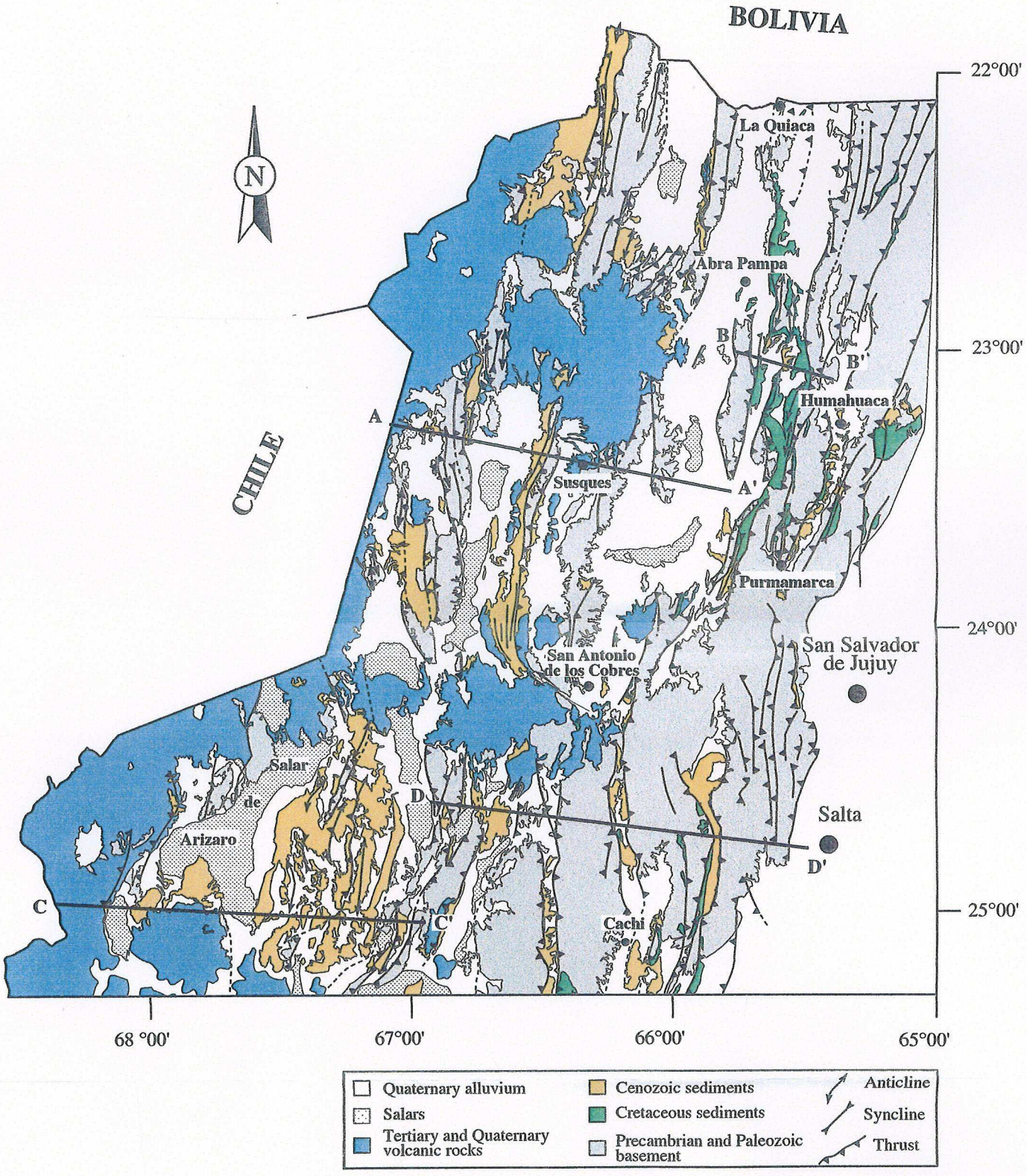


Planche Hors-Texte n°1 : Carte géologique et structurale de la Puna. Les traits des coupes AA'-BB' et CC'-DD' sont reportés.

Résumé

Les Andes Centrales sont l'exemple type d'une chaîne se développant le long d'une marge active en contexte non collisionel et résultent de la subduction légèrement oblique (~N75°E) de la plaque océanique Nazca sous le continent sud-américain. Elles sont caractérisées par la présence du haut plateau de l'Altiplano-Puna s'étendant depuis le Pérou au Nord jusqu'en Argentine au Sud et présentant une altitude moyenne avoisinant 4000 m. Le plateau est bordé par deux chaînes culminant à près de 6500 m d'altitude : l'arc volcanique chilien à l'Ouest et la Cordillère Orientale à l'Est. Il possède une morphologie particulière s'exprimant sous la forme d'étendues planes montrant une forte extension géographique et est caractérisé par un drainage hydrographique interne. La croûte continentale y est fortement épaissie et atteint localement 80 km.

Le haut plateau de la Puna se localise à l'extrême Nord-Ouest de l'Argentine (22°00'S-26°30'S et 65°30'W et 68°00'W) et correspond à la terminaison Sud de l'Altiplano bolivien. Il se caractérise par une altitude moyenne ≥ 4400 m. Sa structuration interne s'organise en chaînons de socle épimétamorphique précambrien et paléozoïque, bordés par des chevauchements à forts pendages (≥60°), s'orientant suivant une direction N10°E. Ces chaînons alternent avec des bassins compressifs intramontagneux cénozoïques au sein desquels le remplissage sédimentaire, pour majeure partie d'origine continentale, atteint des épaisseurs de l'ordre de 6000 m.

Cette étude met en évidence (1) l'orientation des axes principaux de la déformation finie cénozoïque à travers la Puna. L'axe principal de raccourcissement (λ_3) est subhorizontal et s'oriente suivant une direction ONO-ESE à NO-SE, l'axe principal d'allongement (λ_1) est subvertical. Les chevauchements n'admettent pas de composante décrochante marquée alors que l'on attend de la transpression dextre dans cette région. L'orientation du raccourcissement est oblique par rapport à une direction E-O attendue. Ces directions ont probablement été déviées dans le sens horaire, en réponse à la courbure oroclinale de la chaîne durant le Cénozoïque. Des données d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique permettent de s'affranchir de ces rotations. Elles indiquent qu'à l'échelle de la Puna, les directions principales de raccourcissement s'orientent initialement suivant une direction E-O et qu'à l'échelle des Andes Centrales, elles s'organisent radialement autour de l'arc, au voisinage d'un front de déformation andin possédant une géométrie convexe vers l'Est et dont la courbure doit s'accentuer au cours du Cénozoique, au fur et à mesure de sa propagation vers l'Est, (2) L'âge de l'initiation du raccourcissement horizontal à travers la Puna est considéré comme s'étant essentiellement produit durant la phase Quechua de l'orogenèse andine, au Miocène Moyen à Supérieur (14-10 Ma). Cependant, la nature du remplissage sédimentaire des bassins intramontagneux, la géométrie symptomatique de dépôts syntectoniques de certaines séquences paléogènes et des datations radiométriques par la méthode des traces de fission sur apatites indiquent qu'un raccourcissement significatif s'initie dès l'Eocène Supérieur à travers cette région arrière-arc, (3) A travers la Puna, les rotations tectoniques obtenues par une étude de paléomagnétisme sont horaires. A l'échelle de la chaîne (depuis le Pérou/Nord Bolivie jusqu'au Nord Chili/Nord Argentine), les relations entre l'orientation des structures majeures et les rotations paléomagnétiques valident le modèle d'une courbure oroclinale progressive des Andes Centrales durant le Cénozoique.

Mots-clés :

Andes Centrales, Altiplano-Puna, bassins intramontagneux, cinématique, rotations paléomagnétiques

Editions de GEOSCIENCES RENNES
Universit de Rennes I
F - 35042 - RENNES C dex