



**HAL**  
open science

# Le mésozoïque du système Subandin de Bolivie : évolution sédimentaire et synthèse du bassin

Maria Elena Kusiak

► **To cite this version:**

Maria Elena Kusiak. Le mésozoïque du système Subandin de Bolivie : évolution sédimentaire et synthèse du bassin. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2008. Français. NNT: . tel-00690400

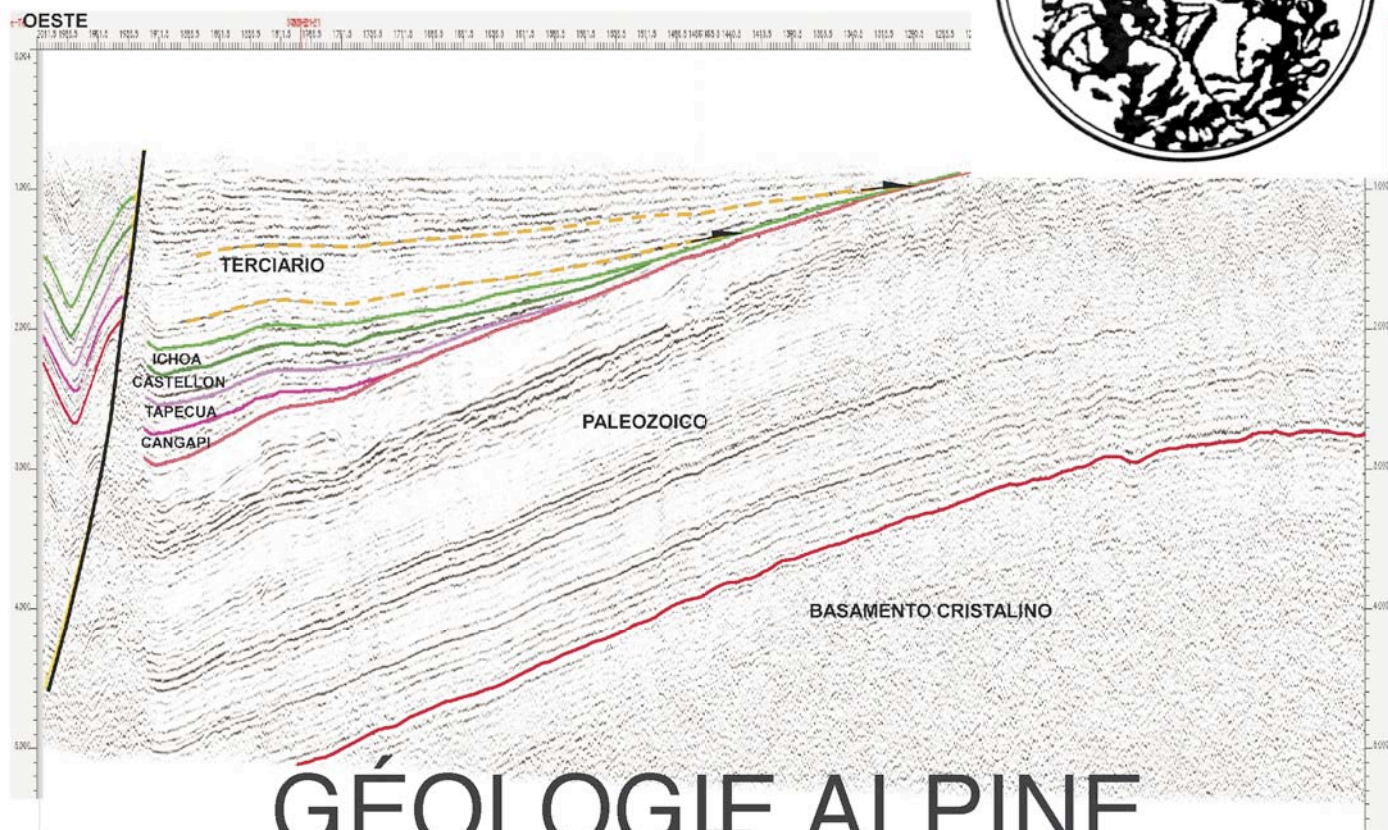
**HAL Id: tel-00690400**

**<https://theses.hal.science/tel-00690400>**

Submitted on 23 Apr 2012

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

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



# GÉOLOGIE ALPINE

ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE  
 DE L'UNIVERSITÉ I DE GRENOBLE  
 (Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)

MÉMOIRE H. S. N° 52

LE MÉSOZOÏQUE DU SYSTÈME SUBANDIN DE BOLIVIE  
 ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE ET SYNTHÈSE DE BASSIN

Maria Elena Kusiak

2009



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES  
 Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
 Departamento de Ciencias Geológicas  
 Laboratorio de Tectónica Andina



## LE MÉSOZOÏQUE DU SYSTÈME SUBANDIN DE BOLIVIE EVOLUTION SÉDIMENTAIRE ET SYNTHÈSE DE BASSIN

**Maria Elena Kusiak**

*RESUME-* L'objectif de cette étude a été d'analyser les séquences mésozoïques du Subandin Bolivien et de pouvoir caractériser les périodes de formation et la géométrie du systèmes de rift. Il se fonde sur les relations entre différents affleurements mésozoïques, antérieurement mal corrélés, pour reconstruire la paléogéographie et identifier les éventuels dépôts-centres qui ont régulé la sédimentation.

Afin de pouvoir atteindre cet objectif, on a effectué des observations très détaillées d'affleurements et une étude détaillée de logs de surface levés dans les séquences mésozoïques, et qui ont fait l'objet d'une analyse au moyen des outils conventionnels. L'information obtenue a été couplée avec les données sismiques disponibles, ce qui a permis de réaliser une corrélation spatiale et temporelle des données du sous-sol.

L'existence de coulées basaltiques, spécialement dans le Subandin Sud (groupe des Basaltes Entre Rios et Camiri), a permis, au moyen de datations Ar/Ar, de rajeunir les âges triasiques obtenus antérieurement par des méthodes moins précises, et de confirmer un âge triasiqueterminal à jurassique inférieur pour ces volcanites. Les âges absolus obtenus pour les Basaltes Camiri et Entre Rios, respectivement de  $204,03 \pm 1,38$  Ma et de  $181,50 \pm 0,90$  Ma, correspondant à la limite Norien-Rhétien et au Toarcien, ont permis de dater avec précision les unités sédimentaires dans lesquelles ils sont inclus. Ces basaltes qui recouvrent une surface de plus que 30.000 km<sup>2</sup>, soulignent l'importance des effusions intra-plaques qui ont affecté le système du *rift* Subandin. La caractérisation temporelle précise, la distribution paléogéographique et les caractéristiques géochimiques, permettent de préciser que ces basaltes appartiennent à la Province Magmatique Centro Atlantique (CAMP), développée pendant la fragmentation de la Pangée. Ce résultat permet de considérer que l'extension de cette importante *Large Igneous Province* (LIP) atteint le Sud de la Bolivie, et souligne l'importance de cet événement distensif.

L'analyse stratigraphique et les corrélations locales et régionales ont permis de reconnaître l'existence de trois dépôts-centres mésozoïques dans le Subandin Bolivien, et sa continuité dans la plaine Chaco-Beni adjacente. Le dépôt-centre le plus ancien se développe dans le Subandin Sud et correspond au bassin de Villamontes. Son remplissage par les séquences *synrifts* et les basaltes tholéitiques associés est représenté par les formations Basalte Camiri, Ipaguazu, San Diego, basalte Entre Rios et Tapequa. Les séquences contemporaines de la subsidence thermique (*sag*) correspondent aux sédiments éoliens des Formations Castellon et Ichoa.

Dans la région du Subandin Central, représentée par le bassin de Santa Cruz, se sont déposés, en environnement extensionnel actif, la Formation Yantata et le membre inférieur de la Formation Cajones d'âges crétacés. Ces séquences sont recouvertes en discordance par le membre supérieur de la Formation Cajones, correspondant au *faciès* de subsidence thermique. La corrélation des séquences *postrift* du bassin de Villamontes avec les séquences *prerift* du bassin de Santa Cruz, qui sont situées au-dessous des séquences crétacées de la Formation Yantata et du membre inférieur de la Formation Cajones, permet de caractériser une migration des événements extensifs du Sud au Nord.

Dans le Subandin Nord, on identifie le bassin mésozoïque du Beni, constitué par les dépôts *synrift* de la formation Eslabon, qui sont recouverts par les séquences liées à la subsidence thermique de la Formation Flora. Les deux unités sont fortement affectées par la déformation orogénique andine. La corrélation entre ces unités du bassin du Beni, correspondant aux Formations Eslabon et Flora, avec les unités équivalentes du bassin de Santa Cruz, Formations Yantata et Cajones, permet de reconstruire la paléogéographie crétacée de la région subandine. Les andésites du Campanien, associées à la Formation Eslabon dans le bassin du Beni, ont permis d'identifier un magmatisme contemporain des dépôts *synrift* du Subandin Nord, plus récent que celui des unités reconnues dans le bassin de Villamontes.

L'analyse stratigraphique détaillée, combinée avec une évaluation tectono-sédimentaire des différents dépôts-centres, a permis d'identifier une série de bassins diachroniques durant le *rifting* et qui se sont développés en contexte intra-plaque, lors d'une période cruciale dans l'évolution paléogéographique de l'Amérique du Sud. Les événements extensifs initiaux, au début du Jurassique, sont associés à la rupture et au démembrement de la Pangée, tandis que les événements crétacés sont liés à l'ouverture de l'Atlantique Sud à ces latitudes.

*MOTS-CLEFS-* Bolivie, Subandin, Mésozoïque, *rift*, extension, migration, bassins diachroniques.

Thèse en cotutelle de l'Université Joseph Fourier (Grenoble) et de l'université de Buenos Aires, préparée au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (OSUG-Grenoble) et au laboratoire de Tectonique Andine du Département de Géosciences (Buenos Aires), soutenue à Buenos Aires le 22 décembre 2008 pour l'obtention des grades de Docteur de l'Université de Grenoble et de l'université de Buenos Aires devant la commission d'examen :

Graziela Irene VUJOVICH Pr Université de Plata Rapporteur

Gérard HERAIL Dr IRD Lima Rapporteur

Christophe BASILE Pr UJF Grenoble Co-Directeur de thèse

Victor RAMOS Pr Université de Buenos Aires Co-Directeur de thèse

Tomas Ramon ZAPATA Ingénieur REPSOL Invité

Georges MASCLE Pr émérite UJF-Grenoble Invité

*RESUMEN-* El objetivo del presente estudio ha sido analizar las secuencias mesozoicas del Subandino boliviano y poder caracterizar el tiempo de formación, la geometría de los sistemas de rift, y la relación entre diversos afloramientos mesozoicos pobremente correlacionados para reconstruir su paleogeografía e identificar los eventuales depocentros que regularon su sedimentación.

A fin de poder cumplir con estos objetivos se han efectuado prolijos levantamientos de campo, combinados con el estudio detallado de los perfiles de pozos que habían atravesado las secuencias mesozoicas, los que fueron analizados con las herramientas convencionales. La información obtenida fue complementada con la información sísmica disponible, que permitió la correlación espacial y temporal de los datos del subsuelo.

La presencia de derrames basálticos en la comarca, en especial en el Subandino Sur agrupados en los Basaltos Entre Ríos y Camiri, permitió mediante su datación Ar-Ar, desechar edades triásicas más antiguas que se habían obtenido por métodos de menor precisión, y confirmar la edad de estas volcánicas como triásica terminal y jurásica inferior. Estos basaltos que alcanzaron una superficie de más de 30.000 kilómetros cuadrados, muestran la importancia de estas efusiones de intraplaca, que permitieron caracterizar el sistema de rift subandino. La asignación temporal, junto con su distribución geográfica y sus características geoquímicas, han permitido correlacionar estos basaltos como pertenecientes a la Provincia Magmática Centro Atlántica (CAMP), desarrollada durante la fragmentación de Pangea. Esta vinculación permite confirmar la extensión de esta importante Large Igneous Province (LIP) hasta el sur de Bolivia, resaltando la importancia de este evento extensional. Las edades absolutas de  $204,03 \pm 1,38$  Ma, y de  $181,50 \pm 0,90$  Ma obtenidas para los Basaltos Camiri y Entre Ríos respectivamente, correspondientes al límite Noriano-Rhetiano y Toarciano, han permitido datar con precisión las unidades sedimentarias portadoras.

El análisis estratigráfico y las correlaciones locales y regionales permitieron reconocer la existencia de tres depocentros mesozoicos en el Subandino boliviano, y su continuación en la llanura Chaco-Beniana adyacente. El depocentro más antiguo se desarrolló en el Subandino Sur y corresponde a la cuenca de Villamontes. Su relleno por las secuencias de synrift y los basaltos tholeíticos asociados este representado por el Basalto Camiri, la Formación Ipaguazu, la Formación San Diego, el Basalto Entre Ríos y la Formación Tapehua. Las secuencias de subsidencia térmica (sag) se corresponden con las sedimentitas eólicas de la Formación Castellón y la Formación Ichoa.

En la región del Subandino Centro representada por la cuenca de Santa Cruz se depositaron en un ambiente extensional activo la Formación Yantata y el miembro inferior de la Formación Cajones de edad cretácica. Estas secuencias son cubiertas en discordancia por el miembro superior de la Formación Cajones correspondiente a la facies de subsidencia térmica. La correlación de las secuencias de postrift de la cuenca de Villamontes con las de prerift de la cuenca de Santa Cruz, que infrayacen a las secuencias cretácicas de la Formación Yantata y al miembro inferior de la Formación Cajones, permite identificar una migración de los eventos extensionales de sur a norte.

En el Subandino Norte se ha identificado la cuenca mesozoica de Beni, constituida por depósitos de synrift de la Formación Eslabón y cubiertas por las secuencias de subsidencia térmica de la Formación Flora, ambas unidades fuertemente truncadas por la deformación orogénica andina. La correlación entre las unidades de la cuenca del Beni correspondiente a las formaciones Eslabón y Flora con las unidades equivalentes de la cuenca de Santa Cruz, formaciones Yantata y Cajones, permite reconstruir la paleogeografía cretácica para la región subandina. Las andesitas del Campaniano asociadas a la Formación Eslabón en la cuenca del Beni permitieron identificar un magmatismo contemporáneo a los depósitos de synrift del Subandino Norte, mucho más jóvenes que las unidades reconocidas en la cuenca de Villamontes.

El análisis estratigráfico detallado, combinado con una evaluación tectosedimentaria de los diferentes depocentros, ha permitido identificar una serie de cuencas diacrónicas de rift en un neto desarrollo de intraplaca, en un tiempo crucial para la paleogeografía de América del Sur. Los eventos extensionales iniciales del Jurásico basal se asocian a la ruptura y desmembramiento del Pangea, mientras que los cretácicos estarían vinculados a la apertura del Atlántico Sur a estas latitudes.

*PALABRAS-CLAVES-* Bolivia, Subandino, Mesozoico, rift, extension, migración, bacini diacrónicos.

*ABSTRACT-* In Bolivia, the Mesozoic is localised in the Subandine belt, East of the Andean Cordillera. It is mainly represented by continental sequences described as local formations, without any tentative correlation between the various areas. In this work, we show that the Mesozoic characterise two different basins formed in rifting context.

The results of this work were obtained through a detailed analysis of the extensional processes contemporaneous to the deposits, and the dating using the zircon fission tracks methodology for the Tapehua and Castellon formations, and the Ar/Ar method for the Entre Rios Basalts. The integration and the correlation of outcrops observations, stratigraphical logs, drilling data and 2D seismic profiles obtained through oil prospecting, with the help of the new obtained datings, allow to obtain an actualisation of the lithostratigraphic columns of the different basins.

The Villamontes basin, located in the Southern part of the Subandine, began its evolution during Middle/Late Triassic and developed during Jurassic time. The Santa Cruz basin, localised in the Northern Subandine, with a depocenter precisely localised beneath Santa Cruz and which develops below the Chaco plain, was active during the Cretaceous. The basal sequence of the Subandine Mesozoic is restricted to the deepest part of the Villamontes basin where the red sediments of the Ipaguazu Formation represent the basal part of the synrift deposits, unconformably lying on the Vitiacua Permian Formation. The overlying Tapehua and Castellon formations, characterise a synrift regime contemporaneous to a period of thermal subsidence. In the area of Villamontes and Cangapi, and as far as the latitude of Alto de Izozog in the North, they directly overlie the Vitiacua formation. The geometry of the various contacts underlines the dissymetry of the basin. These two formations represent the major infilling of the basin in the Central Subandine and the Chaco Plain.

The eolianites of the Ichoa Formation represent the basal sequence of the Santa Cruz basin. They unconformably overlie fluvial sediments (Elvira Formation) of supposed Permo-Triassic age. In the Boomerang area, the Ichoa Formation unconformably overlies various Paleozoic sequences, specially of Devonian and Carboniferous age. In the Northern Subandine, the basal Mesozoic sequence is represented by the Beu Formation, which unconformably overlies Paleozoic sequences becoming younger and younger from the eastern part of the basin towards the western one (internal part of the Subandine). These two units (Ichoa and Beu) represent the prerift deposits which are covered by the synrift Yantata formation sequences and its equivalent in the Northern Subandine: the Eslabon formation. These two formations underline a Northward migration of the extensional processes during the Mesozoic.

In correspondance to the emplacement of the Santa Cruz depocenter, the synrift deposits are represented by the basal sequence of the Cajones Formation; the upper part of the Cajones Formation, and its northern equivalent, the Flora Formation, characterise the final step of the thermal subsidence. In the area of the Boomerang, these formations have been affected by an important erosion, well known as the «pretertiary unconformity».

An important characteristic of the Bolivian Mesozoic rifting is represented by the emplacement of the volcanites which constitute the Entre Rios Formation. This unit is entirely constituted by tholeiitic basaltic lava flows localised in the central part of Southern Subandine. The radiometric ages and the isochron obtained using the Ar/Ar method, allow to attribute a  $204,03 \pm 1,38$  My age (Norian-Rhetian) to the Camiri basalt and a  $181,50 \pm 0,90$  My age to the Entre Rios Basalts, corresponding to the Toarcian (Late Early-Jurassic).

*KEY-WORDS* Bolivia, Subandine, Mesozoic, *rift*, extension, migration, diachronic basins

## 1 INTRODUCTION

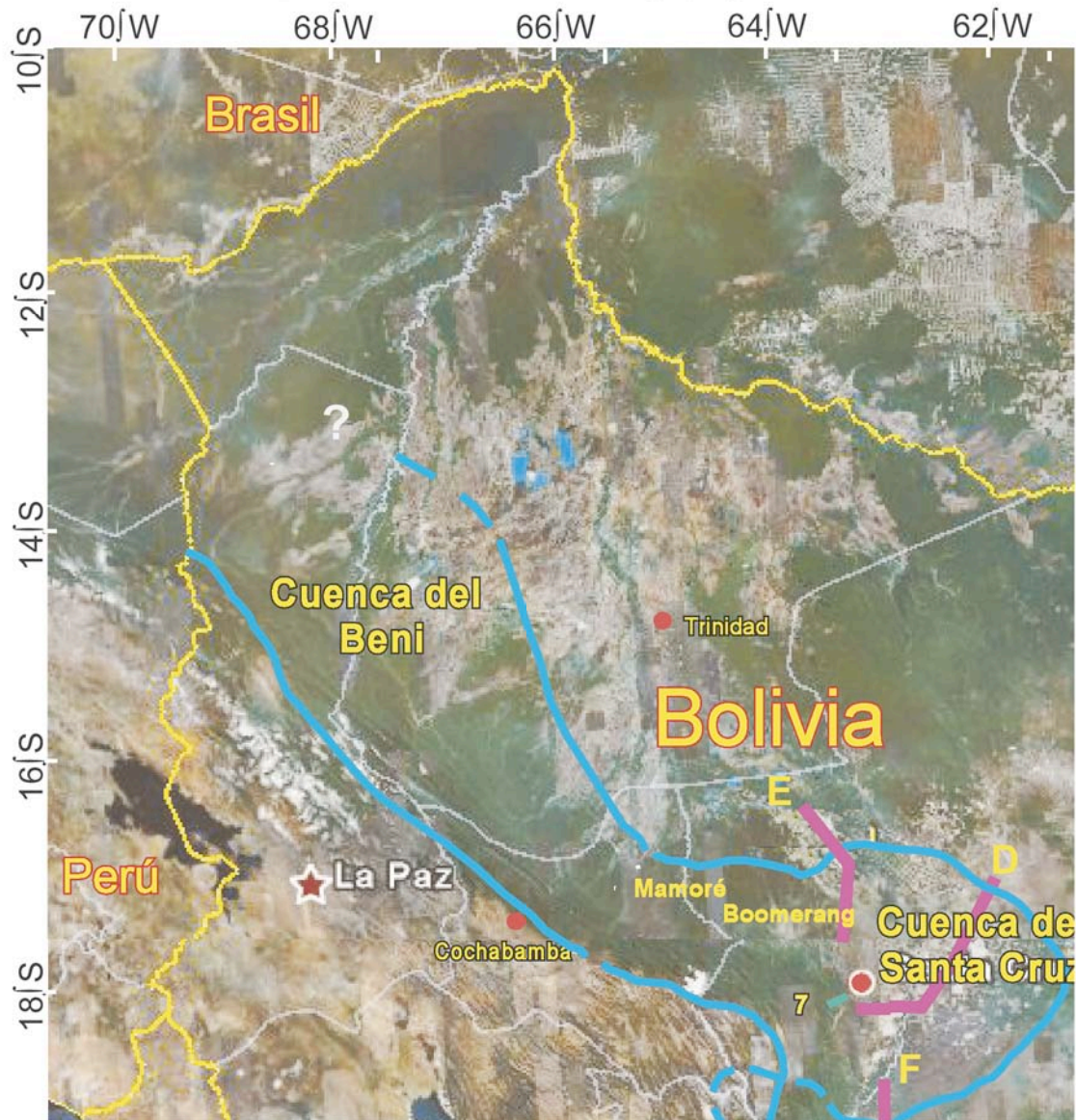
## 1-1 OBJECTIF DU TRAVAIL

Cette étude concerne les bassins mésozoïques du Subandin bolivien et de la plaine Chaco-Beni. Elle a pour objectif de préciser quels processus d'extension sont à l'origine des bassins, à quelles époques ils ont été actifs, et quels ont été les contrôles de l'évolution paléogéographique mésozoïque du domaine Subandin.

L'étude concerne un large secteur du Subandin de Bolivie (Fig. 1-1 et 1-2). Au Nord-Est, il s'agit des zones des Rios Flora, Colorado, Enatagua, Yanamaru et Eslabon. Dans le Subandin central, la zone prospectée s'étend entre la limite Subandin Nord/région du Boomerang-Mamoré et les abords du Rio Piray et des Quebradas Elvira et Botellas (7 sur la Fig. 1-1), centrée sur les régions de Mairana et Abapo.

Dans le Subandin Sud, elle concerne les zones de l'Angosto du Parapeti (1 sur la Fig. 1-1), de Camiri (4 sur la Fig. 1-1), de Salinas jusqu'à la région de Villamontes, de l'Angosto du Pilcomayo, et celles d'Entre Rios et Suaruro à l'extrémité occidentale.

À l'exception des séquences qui affleurent dans le Subandin central, on doit remarquer que le cadre chronostratigraphique des bassins mésozoïques est extrêmement imprécis dans le domaine Subandin. Aucun travail actualisé susceptible d'aboutir à un schéma stratigraphique cohérent, expliquant les relations entre les séquences, leurs variations et leurs équivalences latérales, n'est disponible. Seules existent des descriptions lithostratigraphiques.



Position des principales coupes et affleurements de terrains analysés : 1 : Angosto du Parapeti ; 2 : Villamontes ; 3 : Quebrada de Los Monos ; 4 : Serranía de Carohuaycho ; 5 : Mandeyapeuca ; 6 : Rio Pajonal ; 7 : Quebrada Elvira.

Sections sismiques : A : Villamontes ligne 4541-20 ; B : Villamontes ligne 4559-20 ; C : ligne 5013-21 ; D : ligne composite SW-NE Amboro-Espejos-Montero 3174-26, 3178, 1654, 6881 et 6036 ; E : Boomerang NW-SE ligne bo9005 et N-S ligne 3434-26 ; F : Abapo ligne N-S 4068-29.

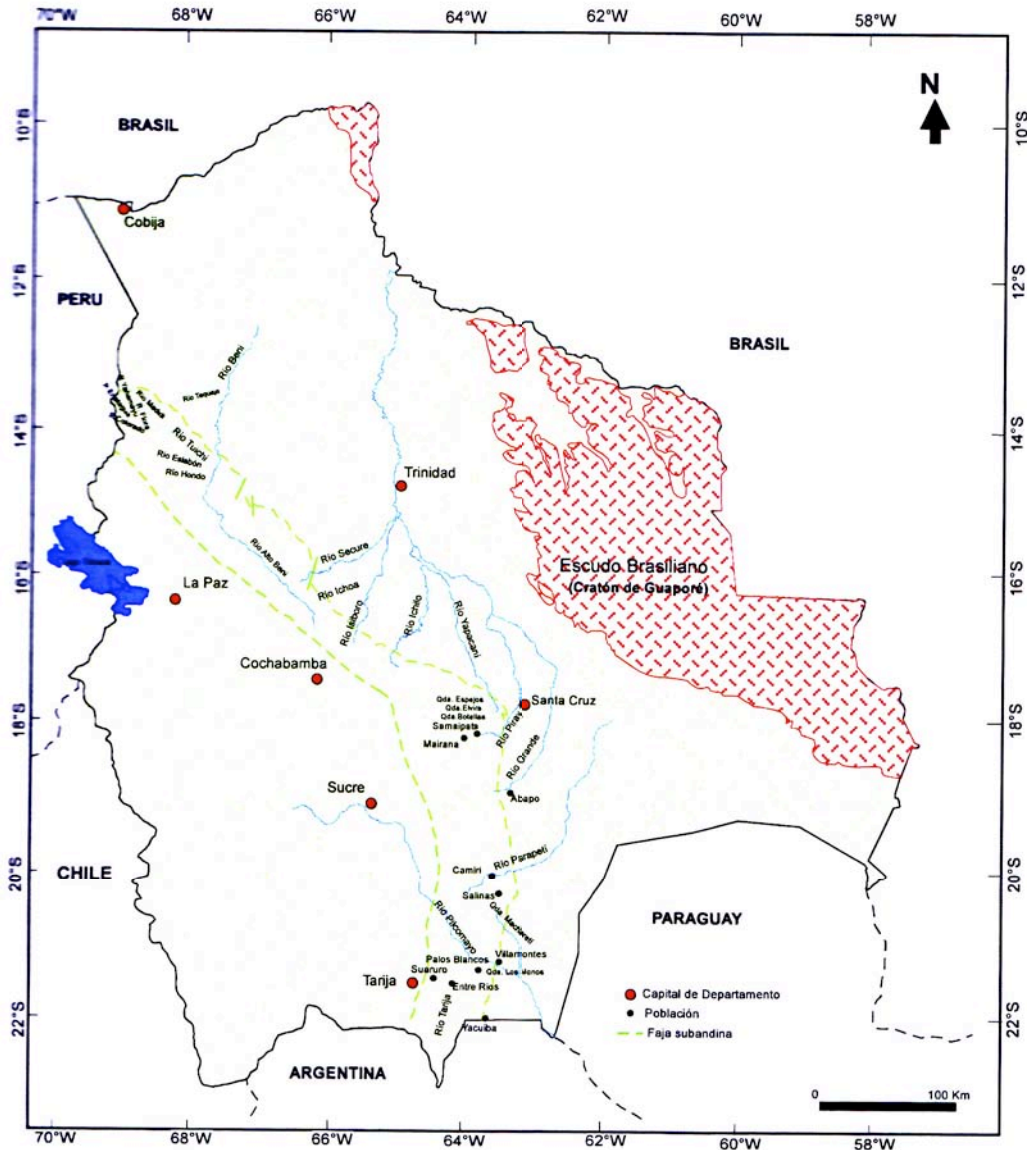


FIG. 1-2 Localités et limites géologiques citées dans le texte.

Certains rapports évoquent des processus de rifting, sans pour autant se fonder sur un cadre chronostratigraphique en rapport avec le contexte géologique Bolivien. Les observations rapportées n'expliquent pas les relations entre les différentes séquences mésozoïques du Subandin, ni leur mise en place. Il existe des incohérences entre les âges des basaltes, considérés comme contemporains d'extensions, et le développement des dépocentres des bassins.

Ce travail se propose donc d'apporter une vision synthétique, dans un cadre tectonique adéquat, de l'évolution de ces séquences, et donc d'aboutir à une meilleure connaissance de la géologie de la Bolivie. Ce travail ne présente pas seulement un caractère académique, mais également un intérêt économique important dans le domaine pétrolier.

En effet, une interprétation actualisée de l'âge et de la paléogéographie des dépôts, dans le cadre de l'évolution mésozoïque régionale, devrait permettre de mieux définir les caractéristiques et l'évolution des séquences de réservoir dans tout le domaine du Subandin Bolivien.

## 1-2 MÉTHODOLOGIE

La méthodologie mise en oeuvre a comporté différents types d'investigations sur le terrain comme au laboratoire. On peut la résumer sous formes d'étapes successives.

A : Dans un premier temps on a effectué une recompilation complète de toute l'information géologique disponible sur la région, principalement constituée de rapports internes, et tout particulièrement de ceux concernant les séquences supposées mésozoïques. Il s'est agi d'une analyse critique



des critères utilisés pour définir l'âge des séquences, leur contenu paléontologique, leur distribution paléogéographique, leurs caractéristiques lithologiques, leurs variations latérales, leurs électrofaciès.

B : Ce travail a permis de sélectionner les zones les plus critiques pour effectuer le travail de terrain sur les séquences mésozoïques et leur substratum avec comme objectif principal de recueillir des données géochronologiques, et de préciser les conditions de sédimentation dans les bassins mésozoïques.

C : La troisième étape a été consacrée au lever très détaillé de trois coupes stratigraphiques principales. Une description très fine des différentes lithologies et des roches volcaniques associées a été réalisée. Une attention toute spéciale a été portée à la récolte d'échantillons de volcanites dans la région de Camiri. Un échantillonnage systématique a été réalisé dans la formation carbonatée de Vitiacua dans la région de Villamontes. Le but était de rechercher des éléments de datation paléontologiques dans les carbonates et d'obtenir sur les roches volcaniques des données pétrologiques et minéralogiques permettant de s'assurer que leur altération demeure compatible avec des essais de datation géochronologiques. Le travail a comporté un lever de la formation Ichoa le long des coupes fraîches fournies par la construction de la nouvelle route de Camiri aux environs immédiats de la localité de Abapo. Des échantillons de volcanites ont été prélevés dans le Rio Parapeti et sur le flanc ouest de la Serrania de Carahuaicho (Fig. 1-1, points 1 et 4). Une colonne complète a été relevée dans les unités affleurant dans le Rio Parapeti et dans la gorge étroite du rio qui court sur le flanc est de l'anticlinal de Camiri. On a également relevé et échantillonné la formation Castellon dans la région de Salinas au voisinage de la route de Villamontes. Une seconde coupe complète a été réalisée dans les unités affleurant dans la Quebrada Los Monos, complétée par des levers dans l'Angosto del Rio Pilcomayo. Enfin une troisième coupe complète a été effectuée dans les unités affleurant dans la zone du Puente del Rio Pilcomayo. Un total de 54 échantillons a été prélevé en vue d'analyses ultérieures.

D : L'étape suivante a consisté en la réalisation de corrélations régionales de toute la partie centrale de la Bolivie, entre le Subandin et la plaine du Chaco. Pour ce faire, on a intégré l'interprétation des données d'affleurement avec un grande quantité de données du sous-sol provenant de très nombreux puits d'exploration ou d'exploitation. Les données stratigraphiques sur le Subandin de la région située au SE de Santa Cruz ont été traitées en priorité. Pour réaliser ce travail de corrélation entre, profils sismiques, diagraphies, données de puits et informations issues de l'étude systématique des profils de *deep meter* de la zone centrale, on a mis en oeuvre le logiciel "Geology office" de "Geoframe 4.2" de Schlumberger.

E : Les échantillons de volcanites ont été datés par la méthode Ar/Ar au laboratoire "Actlabs Pacific Pty Ltd" (Actlabs = Activation Laboratories). Les échantillons de grès des formations Tapeuca et Castellon ont été datés par la méthode des traces de fission sur zircon au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de l'Université Joseph Fourier à Grenoble (France).

Les datations radiométriques  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  des basaltes Entre Rios et Camiri ont été réalisées sur des cristaux de plagioclases de la pâte qui présentent un degré moindre d'altération, en utilisant plusieurs dizaines de milligrammes. Les cristaux ont été chauffés par paliers (entre 8 et 13) entre les températures de 650° et 1400°C, pendant une durée minimale de 12 minutes. L'isochrone retenue est le meilleur tracé de la relation  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  qui permette de calculer la composition de l'argon initial non radiogénique piégé dans l'échantillon au moment de la fermeture du système, autorisant ainsi d'effectuer la correction d'âge. Un minimum de trois points, présentant une corrélation statistique rigoureuse, est nécessaire. Pour le calcul du spectre, au contraire, on suppose que le rapport isotopique de l'argon ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) piégé est identique à celui de l'atmosphère moderne ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = 295,5$ ). Les paliers de chauffage permettent de définir un spectre d'âges concordants définissant un âge-plateau ayant une cohérence statistique.

Les traces de fission ont été analysées sur onze échantillons provenant des coupes du Rio Parapeti, du Rio Pilcomayo et de La Anta. Les zircons ont été datés par la méthode du détecteur externe, avec une valeur de  $z = 141,0 \pm 4,5$  (verre moniteur CNI). Les âges ont été calculés comme âges centraux avec une erreur de déviation standard. Les résultats obtenus ont été comparés aux datations d'autres volcanites de Bolivie réalisées par différents auteurs.

F : Des analyses géochimiques (majeurs et traces) ont été effectuées sur les échantillons datés afin de caractériser l'ambiance géodynamique de leur formation et de préciser le cadre tectonique de leur mise en place. Ces données ont été traduites sous forme de diagrammes géochimiques. Les résultats ont été comparés aux analyses de volcanites des diverses provinces magmatiques caractérisées dans ce secteur du continent.

G : L'étape suivante a consisté à réaliser une analyse des séquences mésozoïques sur des profils de puits sélectionnés dans des domaines critiques. On a effectué des corrélations transversales aux dépocentres des bassins. Les corrélations ont été construites à partir de puits situés dans des zones comportant des affleurements de surface, ce qui a permis de caractériser les séquences interprétées et de paramétrer les données diagraphiques qui ont ensuite permis de recalibrer les profils sismiques. Ceci a permis de mettre en évidence des variations de faciès, des passages latéraux et des changements d'épaisseur, qui ont pu être en partie contrôlés grâce aux données de surface.

H : On a ensuite sélectionné et interprété les sections sismiques correspondantes, ou voisines, des corrélations précédentes. On a pu établir un schéma géotectonique interprétatif de la zone étudiée. Pour cela, on a réalisé une étude régionale des lignes sismiques disponibles en caractérisant les séquences mésozoïques dans l'ensemble du domaine étudié, en contrôlant les épaisseurs grâce aux données de puits et de surface. Puis, dans un second temps, on a effectué le recalage de la sismique en utilisant les données de "check shot" ou les enregistrements soniques des puits pour lesquels on disposait d'une loi de vitesse de bonne qualité, tant dans la région de Santa Cruz que dans celle de Villamontes.

I : L'étape suivante a été celle de la construction de cartes isopaques pour les différentes unités mésozoïques étudiées. Pour leur confection, on a utilisé les données des profils sismiques et les données de surface issues de ce travail, ainsi que toutes les informations disponibles dans les rapports des différentes campagnes réalisées par YPFB (Yacimientos Petroliferos Fiscales de Bolivia). On a aussi utilisé les données de coupes stratigraphiques complètes pour éviter les zones où les séquences supérieures ont été érodées à la suite de la structuration due à l'orogénèse andine. Ceci a permis d'une part d'effectuer des interpolations dans les zones où l'on ne disposait pas de données du sous-sol, et d'autre part, de contrôler la qualité du document dans les zones où existe une forte densité d'informations issue de l'industrie pétrolière. Le logiciel utilisé est "CPS3 de GeroFrame 4.2" de Schlumberger.

Cette étape a permis d'effectuer un contrôle de cohérence entre les résultats fournis par les cartes, les corrélations proposées et les lignes sismiques analysées. Ces cartes ne représentent pas une restitution palinspastique dans la mesure où les épaisseurs observées le sont dans leur position actuelle.

J : Finalement, on a réalisé l'intégration des résultats de la sismique avec ceux de la stratigraphie, des cartes isopaques et des données relatives aux épisodes magmatiques, pour aboutir à l'identification des dépocentres et de leur géométrie. Sur ces bases, on a établi un modèle géotectonique qui explique les données obtenues et permet une compréhension régionale dans le cadre plus général de l'évolution tectonique de la Bolivie.

K : Ce travail s'efforce donc de réunir les données les plus significatives obtenues sur la région ainsi que de les interpréter à travers un modèle d'évolution géologique qui explique le fonctionnement des régimes d'extension mésozoïques à l'intérieur du cadre plus général de l'évolution des Andes à cette latitude.

### 1-3 LES DONNÉES BIBLIOGRAPHIQUES SUR LES BASSINS MÉSOZOÏQUES

La grande majorité des études sur les séquences mésozoïques du Subandin bolivien résulte des campagnes de prospection réalisées par les géologues de YPFB

(Yacimientos Petroliferos Fiscales de Bolivia). Elles concernent en majorité un ensemble dénommé "Groupe Tacuru" et sont concentrées dans le Subandin central. Dans un grand nombre de ces travaux apparaissent des tentatives d'établir des relations avec des unités du Subandin Nord ; les formations du Subandin Sud y sont considérées comme appartenant à un seul ensemble sans grandes précisions stratigraphiques. Ce n'est qu'à partir des années 90, que le Dr T. Sempéré (ORSTOM devenu IRD) a commencé à établir les bases d'une étude stratigraphique et à proposer des hypothèses relatives aux relations de ces séquences avec les événements tectoniques et magmatiques, en se référant essentiellement à des études et des résultats provenant de la Cordillère orientale et de l'Altiplano et assez peu du Subandin et de la plaine Chaco-Beni.

Nous proposons ci-dessous une analyse de la bibliographie disponible sur les séquences mésozoïques du Subandin bolivien dans un ordre chronologique.

Les premières descriptions lithologiques et sédimentologiques d'unités correspondant au Mésozoïque dans le Subandin bolivien sont le fait de Mather (1922). Ultérieurement, Padula (1956) et Padula Reyes (1958) ont défini le Groupe Tacuru et la Formation Tacuru pour caractériser les séquences mésozoïques du Subandin central et Sud.

Chamot et Perry (1962) ont défini différents membres de la Formation Surutu, dont les membres moyen et supérieur correspondent aux actuelles formations Ichoa et Yantata. à la même époque, Suarez Roca (1962) a étudié dans la Quebrada Espejos (Fig. 1-1), les séquences mésozoïques correspondant aux formations Yantata et Ichoa, sous les noms de Formation Cangapi et Formation Cajones. Vargas *et al.* (1966), puis Vargas et Mariaca (1968), ont de leur côté décrit les séquences mésozoïques du Sud et du centre du Subandin Nord.

Rollano Barrero (1971a) a proposé une nomenclature pour la stratigraphie du Subandin du Sud de la Bolivie. Ponce de Leon *et al.* (1972) ont décrit la géologie des Sierras du Subandin Nord, et en particulier les séquences mésozoïques.

Quelques années plus tard, Reyes (1974) a étendu régionalement les subdivisions retenues pour les unités stratigraphiques du Crétacé du Subandin central à l'ensemble des unités crétacées du Subandin Sud. à la même époque, Lopez Murillo (1975) a donné des descriptions stratigraphiques des unités mésozoïques rencontrées dans les rios Alto Moile, Alto Eterasama, Ichoa, Alto Beni et Terqueje dans le Subandin Nord. Par ailleurs, Pareja *et al.* (1978) ont retenu des dénominations différentes de celles retenues par Reyes (1974) pour les unités mésozoïques du Subandin central et Sud.

En 1984, Oller, dans sa thèse consacrée à la géologie et la stratigraphie du Subandin Nord, a fourni d'excellentes descriptions de la partie basale fluviale et des séquences

Riccardi (1988) a établi, dans un travail à caractère synthétique, des comparaisons stratigraphiques régionales entre les différentes formations crétacées de la zone Subandine.

Aguilera (1989) effectue une analyse actualisée de la Formation Cajones du Subandin central qui concerne les aspects lithologiques, stratigraphiques et paléogéographiques, et insiste sur l'intérêt économique qu'elle présente comme réservoir potentiel d'hydrocarbures.

C'est à Sempéré (1990) que revient le mérite d'avoir proposé un véritable cadre stratigraphique pour les séries sédimentaires de Bolivie. Dans un travail général sur les séquences fluvio-éoliennes des Andes et du Subandin de Bolivie, Oller et Sempéré (1990) proposent que les séquences attribuées au Trias moyen-Jurassique se soient déposées en contexte de rifting.

En 1994, Zubieta Rossetti et Sandi réalisent une étude régionale de la zone Boomerang-Chapare qui soulignent les relations existantes entre les sédimentaires de cette région.

Lopez Pugliesi (1995) et Murillo et Lopez Pugliesi (1995) redéfinissent le Groupe Tacuru dans les Sierras Subandines de Bolivie en conformité avec les règles approuvées lors du "Primer Conclave Estratigrafico de YPFB" et établissent dans ce groupe les Formations Tapehua, Castellon, Ichoa et Yantata, comprises entre les basaltes Entre Rios et la Formation Cajones. Le même auteur redéfinit les "areniscas de leche" de Padula et Reyes (1958) comme Formation San Diego (Lopez Pugliesi, 1995).

Dans un travail sur l'évolution phanérozoïque de la Bolivie, Sempéré (1995) établit que le rifting Permien supérieur-Trias qui se manifeste de façon diachrone dans la Cordillère Orientale du Pérou s'est propagé vers la Bolivie au Trias-Jurassique moyen. En 1998, Sempéré *et al.* soulignent l'importance des processus extensifs et du magmatisme associé, et effectuent une comparaison entre les différents ensembles effusifs connus, en particulier les basaltes de Tarabuco et assimilant son âge et son mode de gisement avec le Basalte Entre Rios. Sandi (1998) établit les relations des Formations Yantata et Cajones de la région du Boomerang Hills avec les affleurements de la Serrania de Espejos.

Enfin en 2002, Sempéré *et al.* réalisent une synthèse des données provenant des bassins sédimentaires mésozoïques des Andes du Pérou et de Bolivie et du magmatisme associé. Ils indiquent que la marge sud-occidentale du Gondwana a été soumise à deux épisodes principaux d'étirement lithosphérique durant l'intervalle Permien supérieur-Crétacé moyen, proposent une synthèse du processus de rifting, et précisent la distribution et la situation du système de rift Permien supérieur-Jurassique moyen avec un axe positionné au niveau de la Cordillère Orientale du Pérou et de Bolivie.

Malgré l'existence de ces nombreux travaux, il n'existe pas encore une analyse compréhensive des séquences mésozoïques de la région Subandine de Bolivie qui permette de caractériser la distribution, les caractéristiques tectono-stratigraphiques et les contrôles paléogéographiques de ses différentes successions.

## 2 SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE ET CONTEXTE STRUCTURAL DE LA BOLIVIE

### 2-1 CADRE GÉOLOGIQUE DE LA BOLIVIE

L'étude de la géologie de la Bolivie présente un intérêt régional mais aussi d'ordre plus général. En effet, son évolution tectonique au sein de la Cordillère Andine se situe dans la zone où le raccourcissement et l'épaississement crustal sont les plus intenses des Andes centrales. Les travaux publiés sur la géologie de la Bolivie sont de ce fait caractérisés par la mise en évidence de provinces géologiques définies sur des critères structuraux et/ou géo-morphologiques. Parmi ces travaux, ceux de Baby *et al.* (1989, 1993, 1995, 1997), Rochat (2002), Rochat *et al.* (1998, 1999), Roeder (1982, 1988, 1995), Suarez Soruco (2000), Sempere *et al.* (2002, 2003) et Zubieta (2002), fournissent un cadre structural et un calendrier précis de l'histoire tectonique andine en Bolivie.

Un autre aspect important, celui de l'évolution paléogéographique du système andin, a fait l'objet de travaux à caractère régional de la part de Dalmayrac (1980), Eyles & Gonzalez Bonorino (1994), Diaz Martinez *et al.* (1999), Ramos & Aleman (2000) et Suarez Soruco (2000).

L'évolution géologique de la Bolivie, et plus généralement des Andes, a été contrôlée en grande partie, durant les derniers 500 Ma, par la géodynamique de la marge pacifique du Gondwana occidental.

Les séries sédimentaires phanérozoïques se sont déposées en milieu essentiellement marin jusqu'au Trias inférieur, puis postérieurement en ambiance majoritairement continentale.

Toutefois, six épisodes transgressifs marins assez restreints se sont produits au cours du Crétacé supérieur-Danien, et un autre au Miocène supérieur (Sempéré, 1995). Bien que très généraux ces résultats, et en particulier l'existence d'un changement majeur d'environnement sédimentaire, soulignent combien il est important d'étudier les bassins mésozoïques dans le cadre structural de la Bolivie.

### 2-2 PROVINCES GÉOLOGIQUES

Les grandes provinces géologiques reconnues en Bolivie constituent la Cordillère Occidentale, l'Altiplano, la Cordillère Orientale, les systèmes Interandin-Subandin et les bassins ou plaines du Chaco et du Beni (Fig. 2-1).

La **Cordillère Occidentale** (Roeder, 1988, 1995) correspond à l'arc volcanique cenozoïque, caractérisé par des strato-volcans dont bon nombre sont encore actifs. Le volcanisme s'est localisé dans sa situation actuelle au Miocène supérieur-Pliocène.

L'**Altiplano** est une vaste structure, étudiée par de nombreux auteurs à partir du modèle proposé par Isacks

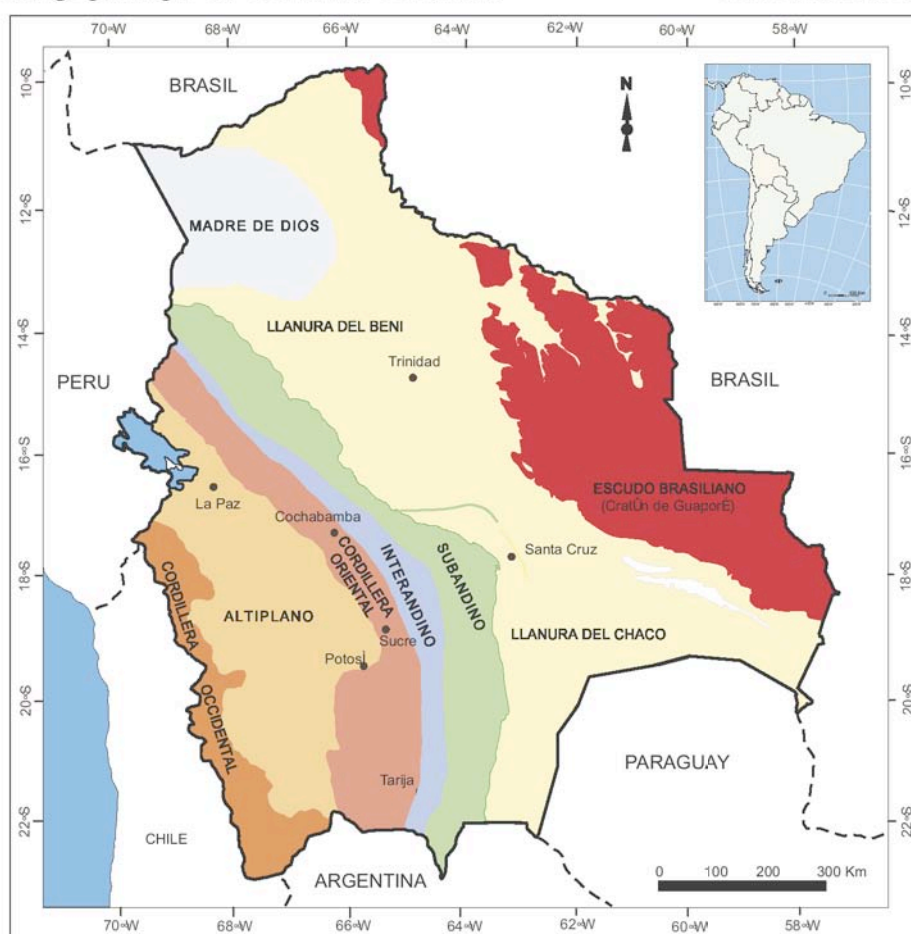


FIG. 2-1 Les grandes provinces géologiques de Bolivie.

(1988). Sur la base d'évidences géophysiques et de modèles conceptuels, cet auteur a postulé l'existence d'un bombement thermique, consécutif à une atténuation lithosphérique, associé à un raccourcissement tectonique par chevauchement. Rochat *et al.* (1998, 1999) et Rochat (2002) ont fourni une description structurale détaillée de cette zone. Mertmann *et al.* (2001) et Elger *et al.* (2001) ont proposé un calendrier de formation pour cette structure, fondé sur des analyses d'âges de refroidissement par traces de fission sur apatite et sur zircon.

La **Cordillère Orientale** se situe dans le prolongement de la Cordillère péruvienne orientée NW-SE et se poursuit vers le Sud en Argentine avec une orientation N-S. Elle constitue les reliefs les plus élevés de Bolivie, avec des altitudes dépassant les 6500 m, avec de vastes zones de neiges éternelles et de glaciers : Apolobamba, Cordillera Real, Quimsa Cruz, Karikari, etc... (Suarez Soruco, 2000).

La Cordillère Orientale est une structure de type *thick skinned*, caractérisée par une zone de décollement à l'origine d'écaillles chevauchantes, mais où le substratum n'apparaît pas (McQuarrie, 2002). Jacobshagen *et al.* (2002) ont montré l'existence d'une déformation du Paléozoïque supérieur en se fondant sur les associations lepto-métamorphiques et anchi-métamorphiques du Paléozoïque inférieur, qui indiquent un âge de 320-290 Ma pour la phase compressive qui a affecté ce domaine. Ce métamorphisme orogénique indique que la subsidence du bassin neopaléozoïque est consécutive à une surcharge tectonique, ce qui permet d'interpréter le bassin carbonifère-permien comme un bassin d'avant-pays. À l'Ouest de la Cordillère orientale, la ceinture plissée et chevauchante de Huarina est une structure résultant d'une déformation du Paléozoïque inférieur, réactivée au cours de l'orogénèse Andine (Rochat *et al.*, 1998, 1999 ; Suarez Soruco, 2000).

Le système **Interandin** de Bolivie correspond à une étroite bande des Sierras Subandines (*sl*) qui assure la transition entre la zone plissée Subandine et la Cordillère Orientale. Cette zone est caractérisée par une altitude relativement élevée et les affleurements les plus anciens de la zone, d'âge ordovicien, ce qui implique l'existence d'un niveau de décollement profond, plus profond que celui qui est activé dans le Subandin *ss* (Kley *et al.*, 1997).

Le système **Subandin**, défini par Ahlfeld & Branisa (1960), ne montre pas de roches plus anciennes que le Siluro-Dévonien. Il présente des épaisseurs importantes de séquences mésozoïques. Il s'agit de la zone la plus déformée du domaine qui a été comprimée et inversée durant l'orogénèse andine.

Les **bassins, ou plaines, du Chaco et du Beni** constituent une des très grandes provinces géomorphologiques de Bolivie qui correspond à l'actuel bassin d'avant-pays (Sempéré, 1995). Les actuels bassins du Chaco et du Beni, forment une partie encore non déformée, mais où la déformation est actuellement en cours de propagation, du très vaste domaine Subandin qui s'étend depuis le Pérou, à travers la Bolivie et jusqu'au Nord de l'Argentine. Une synthèse structurale de ce domaine en Bolivie a été proposée dans le travail de Zubieta (2002). Les processus extensifs qui ont abouti à l'ouverture de l'Atlantique Sud à partir du Jurassique supérieur ont entraîné le morcellement et la disparition des anciens dépo-centres paléozoïques. La partie occidentale a été incluse dans un système tectonique lié à la marge pacifique (Sempéré, 1994). Une sédimentation plus réduite, associée à une très intense pédogénèse a concerné les bassins subandins du Chaco et du Beni à partir du Jurassique supérieur et jusqu'à l'Oligocène (Sempéré, 1995). Les bassins d'avant-chaîne se sont mis en place à partir du Miocène (Zubieta, 2002).

Le secteur bolivien du **craton du Guaporé** repré-

sente juste la bordure occidentale du craton Sudaméricain, connu également sous la dénomination de bouclier central brésilien. L'histoire géologique de cette province montre une succession complexe d'événements métamorphiques, magmatiques et tectoniques au cours du Précambrien (Suarez Soruco, 2000). Dans les Serranias Chiquitanas, au Nord-Est de Santa Cruz, affleure une séquence sédimentaire marine non fossilifère constituée de roches carbonatées à la base, de roches clastiques gréseuses dans sa partie médiane, et de roches essentiellement pélitiques au sommet. Cet ensemble est connu sous le nom de "Groupe Tucavaca" (Hess, 1959).

### 2-3 ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DE LA BOLIVIE

Au Paléozoïque inférieur, les mers, sous la dépendance d'un espace océanique situé du côté de l'actuelle marge pacifique, ont laissé une empreinte sous la forme de dépôts de plate-forme du Cambrien supérieur dans le Sud de la Cordillère Orientale jusque dans les parages de la frontière argentine. À l'Ouest de Cochabamba, il s'agit de la Formation Avispas, caractérisée par des évaporites et des conglomérats rouges qui sont interprétés comme des faciès syn-rift (Suarez Soruco, 2000).

La Bolivie s'est située à l'extrémité Sud du domaine de subsidence parallèle à la marge pacifique de l'Amérique du Sud, ou à sa proximité, durant la majeure partie de la longue période de temps qui va de l'Ordovicien supérieur au Paléogène. Au cours de cette période, les transgressions marines provenaient du Nord-Ouest (Sempéré, 1995). Toutefois, les dépôts maastrichtiens et équivalents ont des affinités avec les formations Lecho, Yacoraite, Tunal et Olmedo du Nord-Ouest de l'Argentine et avec les séries de Quebrada Blanca de Poquis au Nord du Chili, et en particulier avec la base aréno-conglomératique de la Formation Pajonales (Sempéré, 1997).

La déformation compressive associée au développement d'un bassin d'avant-pays au cours du Paléozoïque inférieur et supérieur est bien marquée dans la Cordillère Orientale au centre et au Sud du Pérou (Laubacher, 1978 ; Soler & Bonhomme, 1987). Elle est reconnue en Bolivie à proximité de la bordure nord du lac Titicaca (Martinez, 1980). Ce bassin d'avant-pays se met en place au cours du Silurien (Isaacson & Diaz Martinez, 1994), comme conséquence du raccourcissement tectonique dû à la phase ocloyique (Suarez Soruco, 2000).

Entre l'Ordovicien et le Siluro-Dévonien une zone élevée se met en place à la limite ouest de la Cordillère Orientale ; connue sous le nom de "ceinture de Huarina", elle influencera notablement l'évolution paléogéographique ultérieure. Vers le sommet des séquences clastiques du Dévonien supérieur apparaissent les premiers indices de glaciation (Diaz Martinez *et al.*, 1999). Au Sud de la Bolivie, l'influence des glaciations se fait sentir au Carbonifère inférieur.

À la fin du Carbonifère supérieur se met en place un régime d'extension arrière-arc. Diaz Martinez *et al.* (1999) envisagent que la région était le siège d'une transtension, conséquence d'une subduction oblique.

Durant cette période de temps (Carbonifère-Permien), se mettent en place les calcaires à fusulines de la Formation Copacabana (Grader *et al.*, 1999) à l'occasion d'une transgression majeure (Dalmayrac *et al.*, 1980) qui affecte un très grande partie de la Bolivie au Permien inférieur ; l'ensemble de ces séries constitue le Groupe Copacabana.

Du Permien moyen au Trias inférieur se mettent en place des séquences alluviales et lacustres avec évaporites (Mégard, 1978 ; Rosas *et al.*, 1997) et des roches magmatiques (Noble *et al.*, 1978 ; Kontak *et al.*, 1985 ; Carlotto, 2002), qui constituent les formations Mitu et Pucara, décrites au Sud du Pérou ; elles correspondent, dans les Andes de Bolivie, à la Formation Sayari (Oller *et al.*, 1990 ; Sempéré, 1990).

Les déformations du Paléozoïque supérieur observées dans la Cordillère Royale, ainsi que la déformation de même âge documentée dans la Cordillère orientale par Jacobshagen *et al.* (2002), peuvent être corrélées à une intense déformation compressive qui affecte les Andes au Nord du 7°S (Dalmayrac *et al.*, 1980), et également à la déformation San Rafael connue dans le centre Ouest de l'Argentine (Ramos, 1999).

Dans une zone couvrant le Subandin Sud et la plaine du Chaco, la plate-forme carbonatée du Groupe Copacabana (Pennsylvanien à Permien inférieur) passe latéralement à des grès fluvio-éoliens (Formation Cangapi, Sempéré, 1995). Dans certains grabens du Nord de la Cordillère Orientale, on observe une transition rapide des carbonates vers les lutites noires susjacentes. Au Sud de la Bolivie, les lutites noires constituent la Formation Vitiacua. Elles surmontent des carbonates siliceux (calcaires et dolomies riches en cherts), alternant avec des pélites rouge sombre et de rares passées de grès, qui indiquent un processus d'approfondissement (Sempéré 2003). Ces relations suggèrent que les dépôts marins confinés de la Formation Vitiacua représentent la transgression Copacabana ; ce qui est en bon accord avec les fossiles marins du Permien inférieur associés à la séquence V2 de la Formation Vitiacua signalés par Sempéré *et al.* (1992).

D'après Oller & Sempéré (1990), durant la période Trias moyen-Jurassique moyen, dont la stratigraphie sera reprise plus loin dans ce travail, la région est soumise à un épisode de rifting qui débiterait au Trias moyen-supérieur en se fondant sur un âge K/Ar obtenu sur le basalte Entre Rios. Ce dernier est redaté dans ce travail (v. p. 53) du Lias supérieur.

Dans ce travail, on émet l'hypothèse que deux épisodes de rifting différents se sont produits dans cette région au cours de cette période.

Le premier, comme proposé par Oller & Sempéré (1990), se situerait au Trias moyen-supérieur et correspondrait aux dépôts mentionnés par Sempéré *et al.* (2003) dans le synclinal de Uyuni-Incapampa en pleine Cordillère Orientale.

Ces dépôts présentent des empreintes attribuées au Trias inférieur-moyen ; ils seraient donc chronostratigraphiquement plus anciens que les sédiments rouges de la Formation Ipaguazu, qui repose en discordance sur la Formation Vitiacua d'âge permien. Si l'on prend en compte le fait que dans ce travail, en accord avec les datations réalisées dans les formations susjacentes, la Formation Ipaguazu est rajeunie (Jurassique inférieur), les dépôts synrift de la Formation Tapequa, caractérisent ainsi un second épisode de rifting.

Dans le bassin de Villamontes, localisé dans le Subandin Sud et la plaine du Chaco, la fin de cette seconde étape du processus de rifting est enregistrée par les dépôts des formations Castellon et Ichoa. Comme le précisent Oller & Sempéré (1990), ces sédiments fluviaux et éoliens ont été contrôlés par une subsidence post-rift, aboutissant à la mise en place des vastes séries éoliennes déposées durant une partie du Jurassique (Oller & Sempéré, 1990).

La Formation Ichoa présente une vaste extension qui déborde largement des limites du bassin de Villamontes, et atteint la région de Santa Cruz. Elle est également contemporaine d'un début de soulèvement du "Alto de Izozog" qui se marque par des relations d'onlap sur les profils sismiques et par une importante érosion de l'extrême Sud de la plaine du Chaco (Zubieta, 2002).

Au cours du Crétacé, une nouvelle réactivation du processus de rifting se manifeste dans le Subandin central et les zones adjacentes des bassins du Beni et du Chaco, où les formations Ichoa et Beu constituent les séquences pré-rift pour les bassins de Santa Cruz et du Beni. Dans ce travail, les dépôts clastiques, riches en niveaux de cherts à la base, correspondant aux formations Yantata et Eslabon, et les niveaux détritiques à intercalations calcaires de la partie inférieure de la Formation Cajones, sont considérés comme des dépôts syn-rift. Les séries clastiques intercalées de calcaires de la partie supérieure de la Formation Cajones et de la Formation Flora correspondent à la période de subsidence thermique.

Cet épisode campanien-maastrichtien est contemporain d'une importante transgression, bien caractérisée au Nord et au Nord-Ouest de l'Altiplano bolivien, où se sont mis en place des dépôts carbonatés marins confinés et lacustres, localement riches en matière organique (Gayet *et al.*, 1993). Enfin, toujours dans la zone de l'Altiplano, ces faciès clastiques et marins confinés se terminent par des séquences aux mêmes caractéristiques qui atteignent le Paléogène, soulignant qu'à cette époque les bassins se localisent dans cette région.

### 3 STRATIGRAPHIE DU MÉSOZOÏQUE

#### 3-1 INTRODUCTION

Dans ce travail, nous définissons trois bassins mésozoïques : le bassin jurassique de Villamontes dans le Subandin Sud, le bassin crétacé de Santa Cruz dans le Subandin central et la plaine du Chaco et le bassin crétacé du Beni dans le Subandin Nord et la plaine du Beni (Fig. 3-1).

La stratigraphie des séquences mésozoïques de la partie externe du bassin d'avant-pays est connue au moyen d'une analyse stratigraphique classique. Différentes unités formationnelles sont identifiées; elles concernent tout le Subandin et la plaine voisine (Fig. 3-1). Les correspondances et équivalences entre Nord, centre et Sud de la zone d'étude, sont détaillées sur la figure 3-2.



FIG. 3-1 Carte de situation des bassins mésozoïques définis dans la zone d'étude.

L'identification de ces unités au niveau régional est fondée essentiellement sur les caractéristiques lithologiques. Seule la Formation Cajones présentait en effet une datation précise par des fossiles. Les nouveaux éléments de datation apportés dans ce travail, datation des basaltes Entre Rios par la méthode Ar/Ar et datation des grès des formations Tapeuca et Castellon par les traces de fission sur zircon, permettent d'actualiser le cadre chronostratigraphique des unités mésozoïques (Fig. 3-2).

La distribution de la séquence basale du Mésozoïque dans le Subandin Sud (bassin de Villamontes) est restreinte à la partie la plus profonde de ce bassin où les sédiments de la Formation Ipaguazu reposent sur la Formation Vitiacua, alors que plus au Nord, dans les régions de Villamontes et sud Cangapi et à l'extrémité NE du bassin, ce sont les formations Tapeuca et Castellon qui reposent directement sur la Formation Vitiacua. Sur la transversale du Centre du bassin (Santa Cruz), la séquence basale mésozoïque

EDAD (Ma)	SERIE	SUBANDINO SUR	SUBANDINO CENTRO	SUBANDINO NORTE
	NEÓGENO	Fm. Petaca	Fm. Petaca	Fm. Bala
30	CENOZOICO			
60	PALEÓGENO			
	Maastrichtiano		Fm. Cajones sup.	Fm. Flora
	Campaniano		Fm. Cajones inf. Fm. Yantata	Fm. Eslabón
90	CRETÁCICO			
120				
150	superior	Fm. Ichoa	Fm. Ichoa	Fm. Beu
180	medio	Fm. Castellón Fm. Tapehua		
210	inferior	Basalto Entre Ríos Fm. San Diego Fm. Ipaguazu Basalto Camiri		
240	TRIÁSICO			
270	PALEOZOICO	Fm. Vitiagua	Fm. Elvira	
	PÉRMICO	Fm. Cangapi	Fm. Cangapi	Fm. Bopi Fm. Copacabana
	Artiskiano Sakmariano			

FIG. 3-2 Cadre stratigraphique régional du Mésozoïque du Subandin de Bolivie.

est représentée par les éolianites de la Formation Ichoa, qui présentent une ample distribution régionale, et qui reposent sur les sédiments fluviaux de la Formation Elvira d'âge présumé Permo-Trias.

Dans la zone du Boomerang, cette unité repose en discordance sur différents niveaux du Paléozoïque, et en particulier, sur des séquences du Carbonifère et du Dévonien qui ont été préservées localement. Dans le Subandin Nord, la séquence basale du Mésozoïque correspond à la Formation Beu, équivalent local de la Formation Ichoa; elle repose sur des séquences paléozoïques de plus en plus vieilles depuis le Subandin en direction du NE.

Les Formations Yantata et Cajones présentent

également une large distribution régionale (Lopez Murillo, 1975 ; Lopez Murillo & Lopez Pugliesi, 1995). La Formation Yantata recouvre la Formation Ichoa, ou son équivalent latéral dans le Subandin Nord (Formation Beu), et son contact supérieur avec la Formation Cajones est concordant.

Dans le Subandin Nord, la Formation Yantata est corrélable avec la Formation Eslabon (Oller & Franco, 1981), et recouverte par la Formation Flora, équivalente à la Formation Cajones (Oller, 1984) ; l'âge en est précisé par la présence de *Gastrochupea branisae* SIGNEAUX du Crétacé supérieur. Ceci permet de corréler les unités du Subandin Nord avec la Formation El Molino de l'Altiplano (Lopez Murillo & Lopez Pugliesi, 1995).



### 3-2 LE BASSIN JURASSIQUE DE VILLAMONTES

Les successions stratigraphiques étudiées sont localisées, sur le Rio Parapeti à l'endroit où il recoupe la structure Camiri et dans la Serrania Sararenda (1, Fig. 3-3), sur l'Angosto del Rio Pilcomayo (2, Fig. 3-3) et dans la Quebrada Los Monos (3, Fig. 3-3) qui recoupe la structure de la Serrania de Aguarague, et sur le Rio Pajonal (6, Fig. 3-3) à l'endroit où il recoupe la Serrania Castellon. Les roches magmatiques ont été étudiées et échantillonnées lors de la réalisation de la coupe du Rio Parapeti (1, Fig. 3-3), au niveau de la Serrania Carohuaycho (4, Fig. 3-3), ainsi que dans des affleurements de mauvaise qualité de Permo-Trias dans la Serrania de Mandeyapecua (5, Fig. 3-3). Le basalte Entre Rios qui a été daté provient de la piste d'Alto Lajitas à l'Est de Suararo (Fig. 3-3).

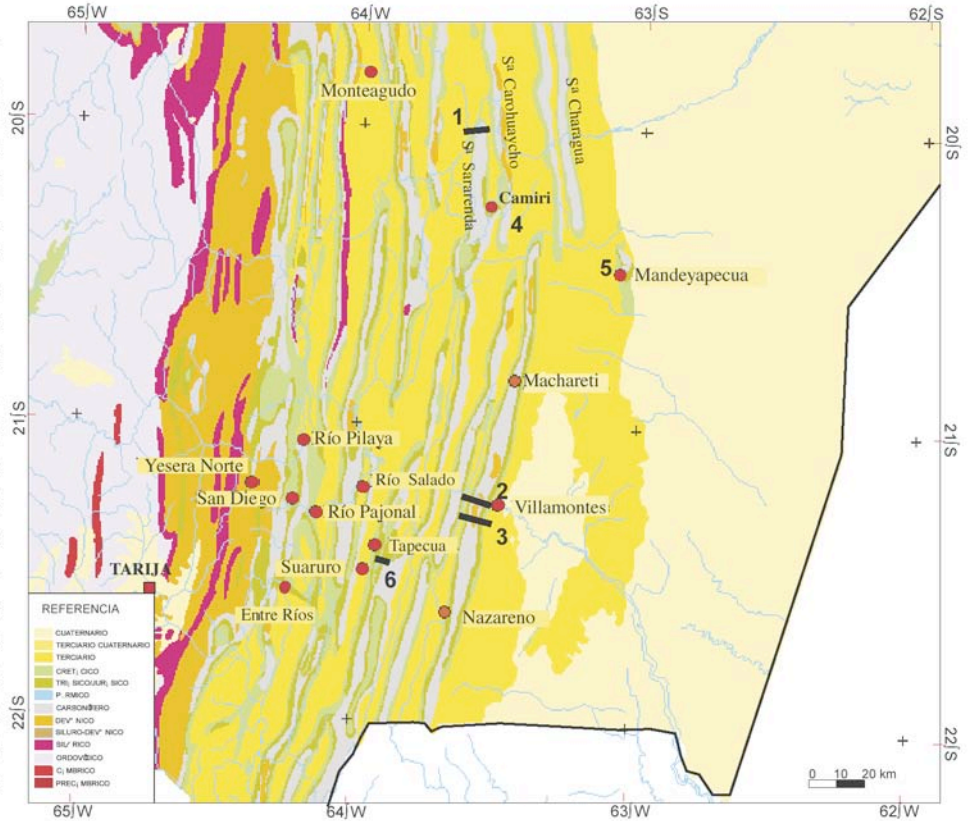


FIG. 3-3 Détail de la carte géologique du Subandin Sud : localisation des colonnes stratigraphiques.

1 : Coupe de l'Angosto du Rio Parapeti (Serrania Sararenda); 2 : coupe de l'Angosto del Rio Pilcomayo (Serrania de Aguarague); 3 : coupe de la Quebrada Los Monos (Serrania de Aguarague); 4 : basaltes Camiri, échantillonnage de la Serrania Carohuaycho; 5 : basaltes Camiri, de la Serrania de Mandeyapecua; 6 : coupe du Rio Pajonal.

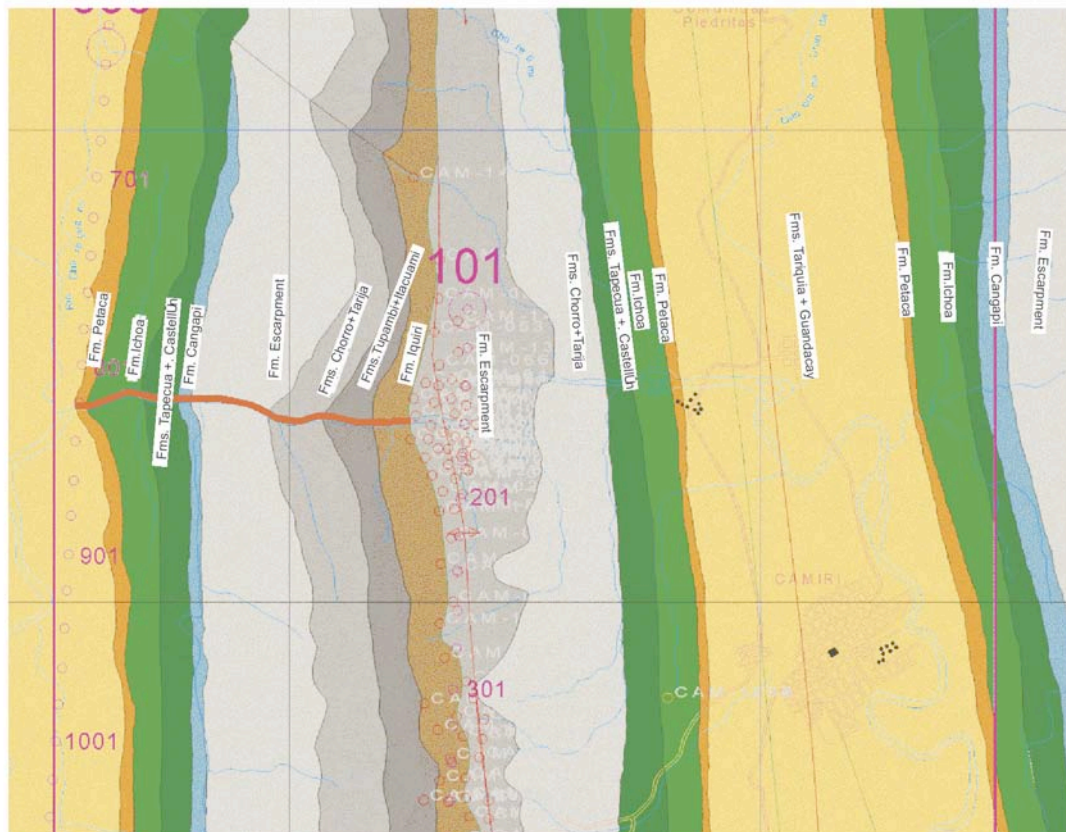


FIG. 3-4 Carte géologique de la coupe de l'Angosto du Parapeti sur le flanc occidental de la Serrania de Sararenda à l'Ouest de Camiri.

### 3-2-1 Description des coupes

#### 3-2-1-1 Colonne stratigraphique du Rio Parapeti

La coupe stratigraphique de l'Angosto du Parapeti est localisée à 8 km à l'Ouest de l'agglomération de Camiri (Fig. 3-4). Elle a été levée sur le flanc occidental de la Serrania de Sararenda qui montre la série complète des unités qui va du sommet du Dévonien (Formation Iquiri) jusqu'à la base du Tertiaire (Formation Petaca). Cette section recoupe les formations Iquiri visible sur plus de 200 m et Saipuru (20 m) du Dévonien, le Groupe Machareti composé des formations Tupambi (160 m), Itacuami (70 m) et Chorro (370 m) du Carbonifère, le Groupe Mandiyuti composé des formations Taiguati (37 m), et Escarpment (480 m) du Carbonifère supérieur, le Groupe Cuevo constitué de la Formation Cangapi (190 m, Permien), le groupe Tacuru composé des formations Tapequia (150 m, Jurassique), Castellon (170 m, Jurassique) et Ichoa (450 m, Jurassique) et la Formation Petaca (visible sur plus de 50 m, Paléogène).

FIG. 3-5 Détail de la colonne stratigraphique de l'Angosto du Parapeti et position des échantillons.

#### 3-2-1-2 Colonne stratigraphique de la Quebrada Los Monos

La Quebrada Los Monos est un affluent du Rio Pilcomayo qui présente de bonnes expositions des séquences du Dévonien supérieur, du Carbonifère, du Permien et du Mésozoïque. Elle est localisée au Sud-Ouest de la ville de Villamontes (Fig. 3-6), et a été contrôlée au moyen de 26 points de référence géologique contrôlés par GPS (Fig. 3-7).

Cette section recoupe les formations Los Monos visible sur plus de 100 m, le Groupe Machareti composé des formations Itacua (80 m), Tupambi (170 m), Itacuami (115 m), Chorro (215 m) et Tarija-Taiguati (165 m) du Carbonifère,

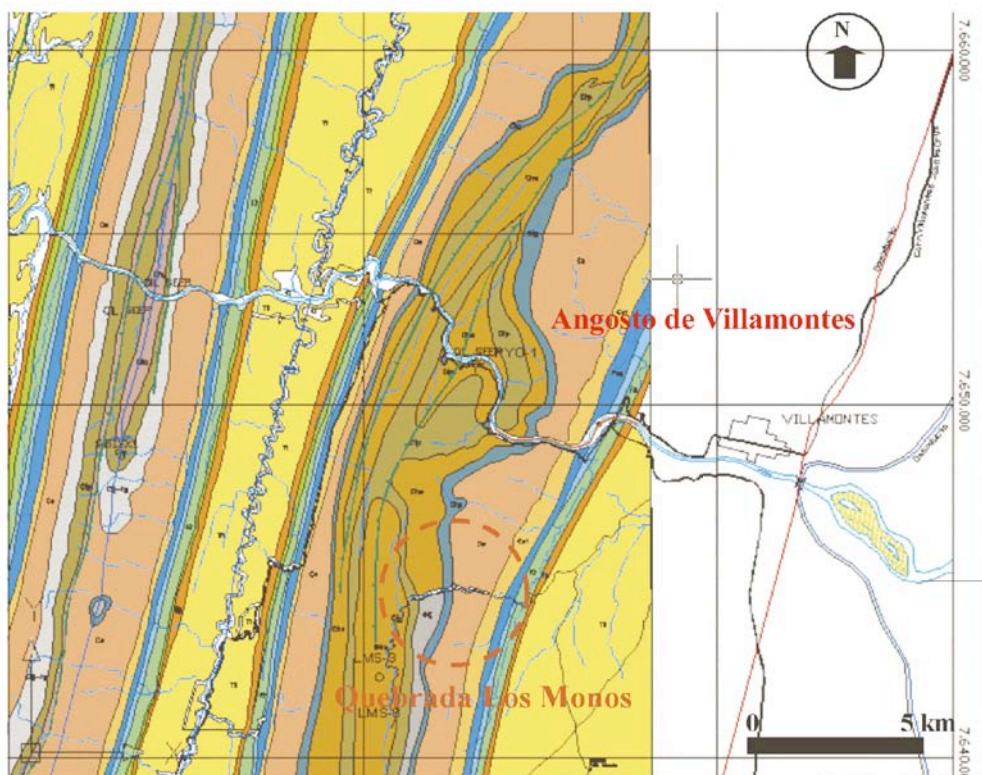
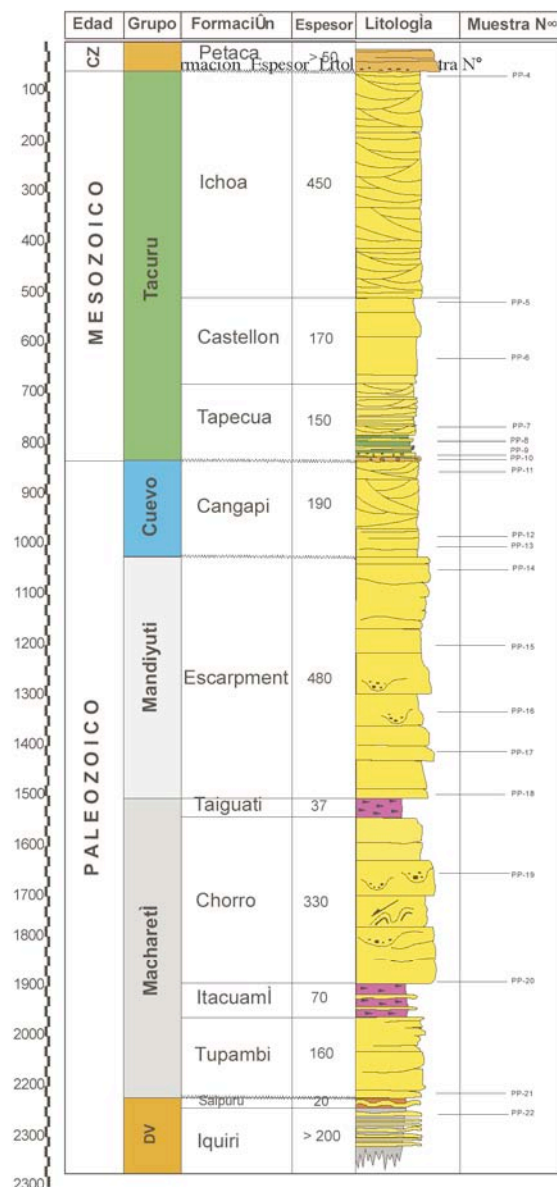


FIG. 3-6 Carte géologique des coupes de la Quebrada Los Monos et Angosto de Villamontes.

La zone est située sur le flanc oriental de la Serrania de Aguarague à l'Ouest de Villamontes.

Le coeur de l'anticlinal est constitué par la Formation Los Monos (Dévonien supérieur), la coupe est levée sur le flanc Est

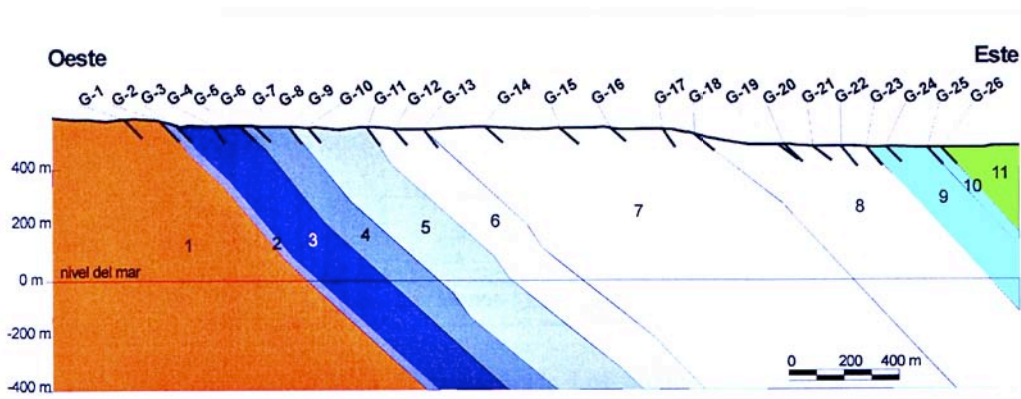


FIG. 3-7 Détail de la coupe de la Quebrada Los Monos montrant les points de référence contrôlés par GPS.

- 1 : Formation Los Monos; 2 : Formation Itacua; 3 : Formation Tupambi; 4 : Formation Itacuami; 5 : Formation Chorro; 6 : Formation Taiguati; 7 Formation Escarpment; 8 : Formation San Telmo; 9 : Formation Cangapi; 10 : Formation Vitiacua; 11 Formation Tapequa.

FIG. 3-8 Détail de la colonne stratigraphique de la Quebrada Los Monos et position des échantillons.

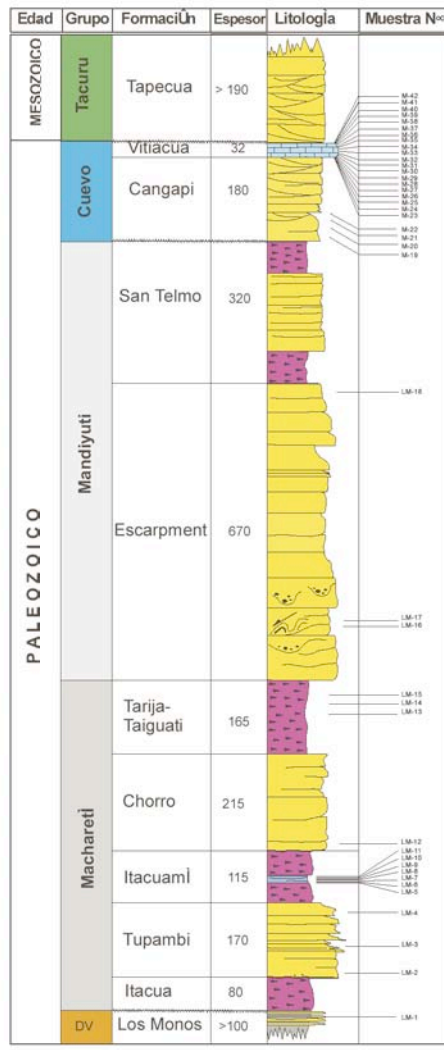
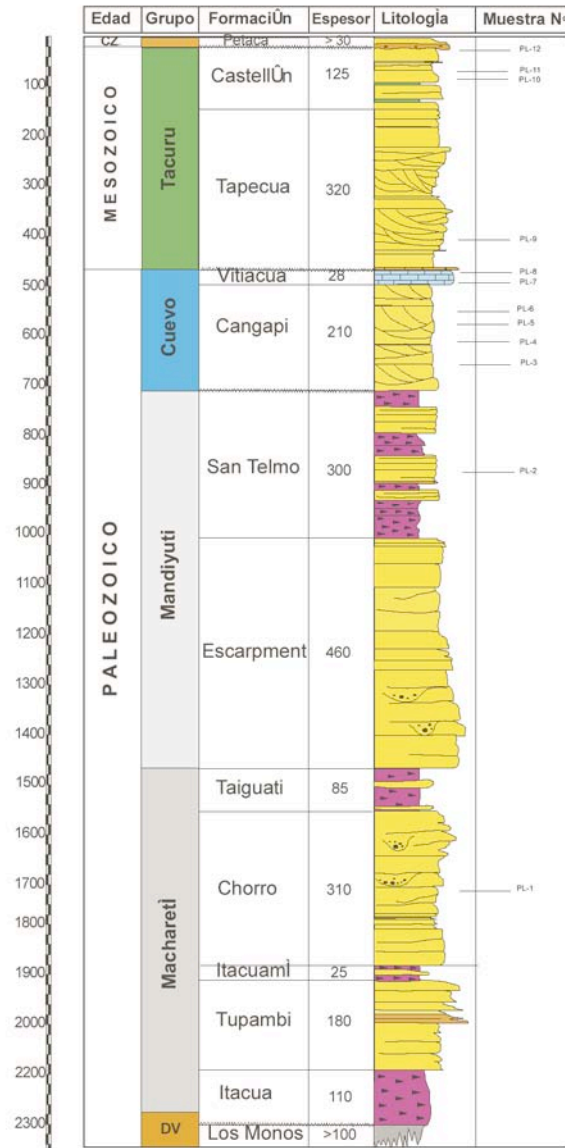
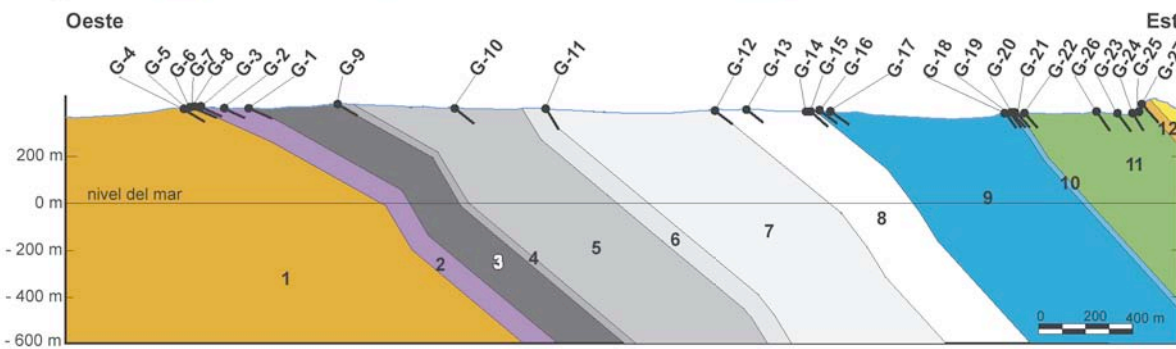


FIG. 3-10 Détail de la colonne stratigraphique du Rio Pilcomayo et position des échantillons.

FIG. 3-9 Détail de la coupe du Rio Pilcomayo montrant les points de référence contrôlés par GPS.

- 1 : Formation Los Monos ; 2 : Formation Itacua ; 3 : Formation Tupambi ; 4 : Formation Itacuami ; 5 : Formation Chorro ; 6 : Formation Taiguati ; 7 Formation Escarpment ; 8 : Formation San Telmo ; 9 : Formation Cangapi ; 10 : Formation Vitiacua; 11 Formation Tapequa-Castellon-Ichoa ; 12 : Formation Petaca.



le Groupe Mandiyuti composé des formations Escarpment (480 m) et San Telmo (320 m) du Carbonifère supérieur, le Groupe Cuevo constitué de la Formation Cangapi (160 m, Permien) et Vitiacua (32 m, Trias), le groupe Tacuru, constitué ici de la formation Tapeuca, visible sur plus 190 m (Jurassique).

### 3-2-1-3 Colonne stratigraphique du Rio Pilcomayo

La coupe stratigraphique du Rio Pilcomayo est relevée le long de l'Angosto de Villamontes à 5 km à l'Ouest de la ville, sur le flanc oriental de la Serrania de Aguarague et à environ 5 km au Nord de coupe de Los Monos (Fig. 3-6). La section va du Dévonien à la base du Tertiaire. 27 points de contrôle géologique repérés par GPS ont été relevés tout au long de la coupe (Fig. 3-9). Cette section recoupe les formations Los Monos visible sur plus de 100 m, le Groupe Machareti composé des formations Itacua (110 m), Tupambi (180 m), Itacuami (25 m), Chorro (310 m) et Taiguati (85 m) du Carbonifère, le Groupe Mandiyuti composé des formations Escarpment (460 m) et San Telmo (300 m) du Carbonifère supérieur, le Groupe Cuevo constitué de la Formation Cangapi (210 m, Permien) et Vitiacua (28 m, Trias), le groupe Tacuru, constitué des formation Tapeuca (320 m, Jurassique) et Castellón et Ichoa (125 m, Jurassique) et Petaca, visible sur plus de 30 m (Paléogène) (Fig. 3-10).

### 3-2-1-4 Colonne stratigraphique du Rio Pajonal

La coupe du Rio Pajonal est localisée dans le Subandin Sud à proximité d'une structure classiquement dénommée "Anticlinal Castellón" et qui correspond en fait à un pli de propagation. Elle est caractérisée par la présence des basaltes Entre Rios (Fig. 3-11, 3-12). La section débute dans la formation San Telmo (Carbonifère supérieur) visible sur 145 m et montre les formations Cangapi (92 m, Permien) et Vitiacua (90 m, Trias). La Formation Ipaguazu (162 m) commence avec un niveau de gypse et marnes rouges, suivis par des limolites laminées rouge sombre, des grès argileux à grain fin, de teintes rouges, à stratifications entrecroisées, et des argiles et marnes finement laminées. Plus haut apparaissent des grès à grain moyen à grossier, de teintes gris marron à gris violet, à laminations frustes et stratifications entrecroisées, qui correspondent à la Formation San Diego (28 m). Les basaltes Entre Rios, épais ici de 54 m, reposent sur ces grès. Au-dessus des basaltes commence une succession de bancs épais

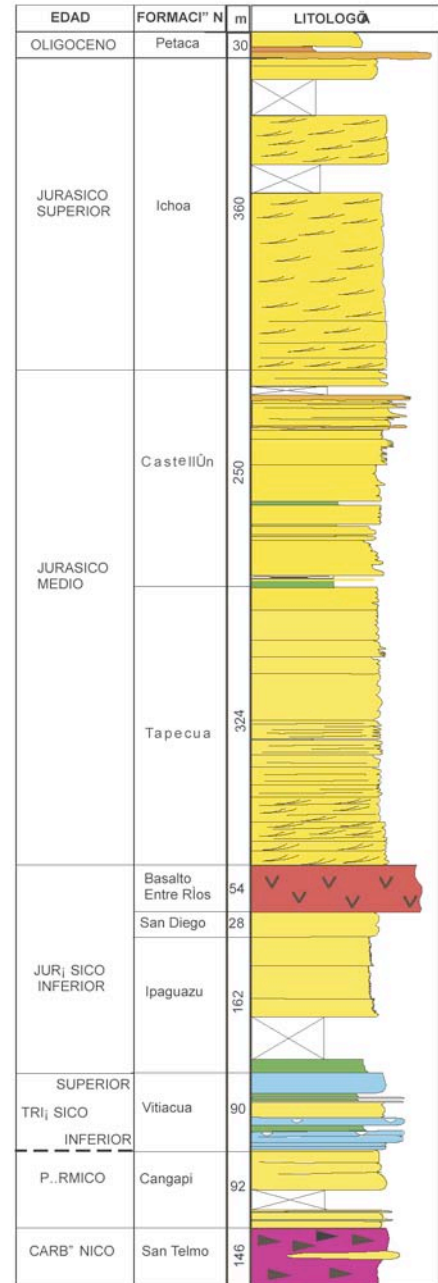
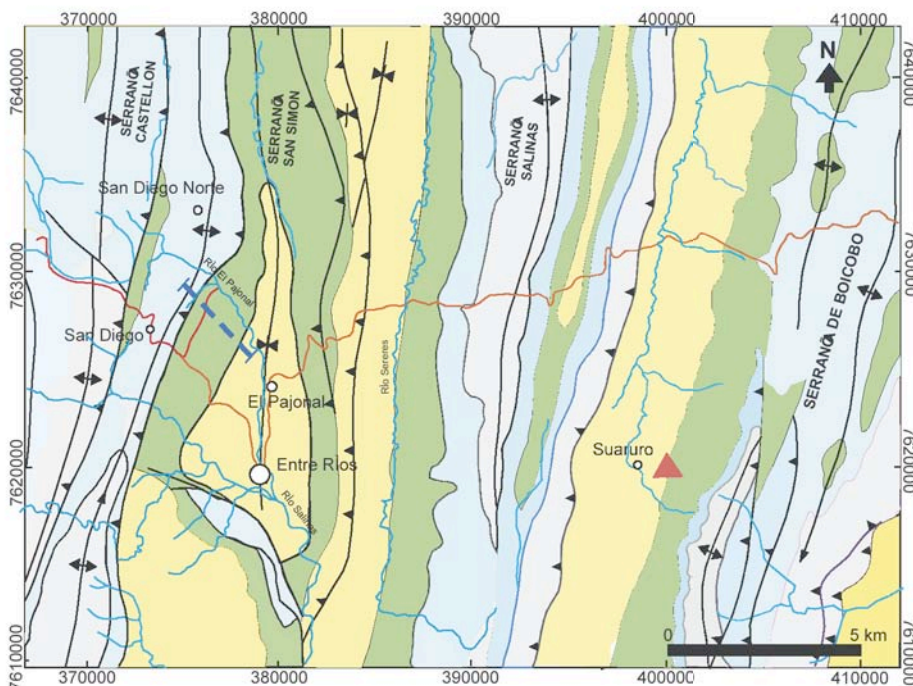


FIG. 3-11 Détail de la colonne stratigraphique du Rio Pajonal.

FIG. 3-12 Carte géologique de la coupe du Rio Pajonal sur le flanc occidental du synclinal d'Entre Rios (trait bleu sur la carte).

Le triangle rouge correspond au point d'échantillonnage du basalte Entre Rios qui a été daté par géochronologie (localité Suaruro).

de grès à stratifications entrecroisées, rougeâtres à rouge violacé, à grain fin à moyen, alternant avec des couches tantôt épaisses tantôt minces de lutites rouge vif à rouge violacé, avec minces intercalations sporadiques de grès à stratifications entrecroisées.



Ces faciès sont caractéristiques de la Formation Tapehua, visible ici sur 324 m. La série se poursuit avec des grès rouge pâle à gris jaunâtre, à intercalations de lits de limolites, qui appartiennent à la formation Castellon (250 m). La série mésozoïque se poursuit par des grès quartzeux, à stratifications obliques à grand angle, à grains moyens bien arrondis, à matrice fine, de couleur dominante rouge, bien caractéristiques d'un milieu éolien. Il s'agit de la Formation Ichoa épaisse de 360 m. La coupe se termine par la formation Petaca (Paléogène) visible sur 30 m.

Ce travail concerne les bassins mésozoïques, c'est pourquoi l'ensemble des séquences dévoniennes et carbonifères ne sera pas analysé ici.

### 3-2-2 Caractéristiques des formations

#### 3-2-2-1 Formation Cangapi

##### *Nom et localité type*

Cette formation inclut les sédiments compris entre la Formation San Telmo et les calcaires de la Formation Vitiagua. Le terme "Cangapi" a été appliqué à cet ensemble de dépôts par Hayes (1925) qui a décrit cette unité comme constituée de "grès gris verdâtre, lités et finement laminés, avec bandes de couleur rouge, et présentant une stratification entrecroisée très nette à la base. La localité-type est située sur le cours supérieur du Rio Parapeti, à proximité de la localité El Tunal dans la Serranía de Sararenda, à 35 km au Sud de la cité de Camiri".

##### *Distribution*

La Formation Cangapi est largement diffusée dans le Subandin Sud. Elle est constituée de grès gris orangé à gris jaunâtre ou rougeâtre. Ils présentent des grains de quartz bien arrondis et limpides, avec un ciment calcaire et siliceux. En outre on y observe des niveaux conglomératiques qui passent vers le haut à des grès laminés à grain fin (granoclassement normal).

Dans la coupe du Rio Parapeti (Fig. 3-4 et 3-5), la Formation Cangapi repose en discordance sur la Formation Escarpment. La Formation Cangapi est constituée de grès bien stratifiés, de couleur vert jaunâtre à marron rougeâtre, qui lui donnent un aspect caractéristique de bandes bicolores empilées. La limite entre les Formations Escarpment et Cangapi est soulignée par un changement dans la stratification, fine et laminée dans la Formation Cangapi, massive et constituée de grès moyens à grossiers dans la Formation Escarpment.

Des grès contenant une certaine proportion de grains de quartz moyens à grossiers sont intercalés dans des grès fins. La stratification est en général planaire, mais parfois entrecroisée dans certains secteurs. Les lits sont d'épaisseurs variables, de l'ordre de quelques décimètres, avec parfois un débit en blocs.

Le sommet de la F. Cangapi est constitué de bandes de grès marron rougeâtre et blanc verdâtre, à stratification entrecroisée tabulaire. Le contact avec la Formation Tapehua est irrégulier et de nature érosive (Fig. 3-13).

Dans la coupe de l'Angosto du Rio Pilcomayo, la Formation Cangapi repose en concordance sur la Formation San Telmo. Elle est constituée pour l'essentiel de grès rosâtres à marron rouge, à grain fin à moyen, plus ou moins mal triés, bien lités, à stratifications entrecroisées. Certains lits minces présentent une stratification irrégulière qui leur donne un aspect massif. Enfin certains d'entre eux contiennent des concrétions calcaires qui résistent bien à l'érosion.

Dans la partie supérieure de la formation apparaissent des intercalations de bancs de grès gris blanchâtre à grain fin, et de grès rosâtres partiellement friables. Le contact avec la Formation Vitiagua susjacente est irrégulier. Il est marqué par le premier banc calcaire de la Formation Vitiagua (Fig. 3-14).

**FIG. 3-13 Contact érosif entre les Formations Tapehua et Cangapi dans la coupe du Rio Parapeti.**



Dans la Quebrada de Los Monos, la Formation Cangapi est également concordante sur la Formation San Telmo. Elle est constituée de grès fins à moyens, de couleurs gris blanchâtre, rosâtre et marron rouge. Les bancs présentent des bandes alternantes de teintes jaune et rosâtre, et une stratification entrecroisée à grand angle (Fig. 3-15). Les grès sont constitués de grains bien arrondis; ils sont bien triés. Certains bancs présentent un ciment calcaire et une matrice argileuse. Les lits friables bicolores (alternances de bandes rouges et gris jaunâtre) sont fréquents. Dans la partie médiane de la Formation, s'observent des intercalations de grès fins à très fins, finement stratifiés en bandes rosâtres et rougeâtres, parfois lenticulaires.

Dans la partie supérieure de la Formation, de minces niveaux de grès à grain fin, de teinte marron foncé, et très indurés par un ciment siliceux, montrent des stratifications lenticulaires à base irrégulière. Des paquets de grès limoneux à grain très fins y sont intercalés. Certains niveaux, actuellement silicifiés, représentent peut-être d'anciens lits calcaires.

Dans la coupe du Rio Pajonal, la Formation Cangapi est constituée par des grès blancs à jaunâtres, bien stratifiés, à grain moyen et ciment calcaire. à sa base apparaissent des bancs de grès plus grossiers, à stratifications entrecroisées et constitués d'alternances rouges et blanc jaunâtre.

#### *Environnement de dépôt*

Les caractéristiques sédimentologiques suggèrent pour la partie inférieure de la Formation, un milieu de type fluviatile à chenaux divagants en tresse, dont le remplissage constitue une série de paraséquences stratifiées granodécroissantes, et pour la partie supérieure, une ambiance deltaïque. Le matériel clastique des grès apparaît très mature provenant du remaniement du Carbonifère.

#### *Âge*

Sandi (1989) signale un fossile d'Arthropode Conchostracé (*Wetlugites sp.*) recueilli dans des argiles de la Formation Cangapi dans l'anticlinal de Morteros, à proximité de la route qui relie Santa Cruz à Sucre. Ce genre fossile présente une assez large répartition stratigraphique ; la forme recueillie est comparée à *Wetlugites promus* NOVOZHILOV, du Trias inférieur de Russie. Cependant Di Pasquo (*in* Gutierrez *et al.*, 2006) retient un âge Permien inférieur pour cette unité, en se fondant sur l'âge Carbonifère supérieur des associations palynologiques des unités sous-jacentes dans l'anticlinal de San Pedro et dans le Rio Carapari, en territoire argentin.

Dans la mesure où la Formation Cangapi n'a, pour l'instant, pas fourni de fossiles guides, nous retiendrons pour elle un âge Permien moyen à supérieur, en nous fondant sur sa position stratigraphique et sur l'âge Permien supérieur retenu par Sempéré (1991) pour la séquence basale de la Formation Vitiacua.



**FIG. 3-14 Contact net entre les Formations Vitiacua et Cangapi sur la rive orientale du Rio Pilcomayo, Villamontes.**



**FIG. 3-15 Grès bicolores à stratification entrecroisée à grand angle de la Formation Cangapi (coupe Los Monos).**

### **3-2-2-2 Formation Vitiacua**

#### *Nom et localité type*

La définition originelle de cette formation est due à Mather (1922) : "cette formation a été observée dans le Nord de la sierra de Aguarague et son équivalent probable a été carté dans deux localités de la partie nord de la sierra de Charagua". Pour cette Formation comportant de minces lits résistants de chert, de calcaires et de limolites, et qui apparaît immédiatement sous la Formation Cangapi, Mather (1922) a retenu la définition suivante "Vitiacua limestone and chert".

La localité-type est située dans la gorge creusée par le Rio Vitiacua à la traversée de la Serrania de Aguarague. Dans cet affleurement, la Formation Vitiacua est constituée de minces lits de chert et de calcaires silicifiés, séparés par de très minces interlits argileux. Ces calcaires et cherts correspondent très exactement aux séquences que Steinmann *et al.* (1904) ont nommées "Horizon calcaréodolomitique" dans la gorge de Vitiacua. Cependant, pour Steinmann cette formation était considérée comme d'âge crétacé, en se fondant sur des fossiles récoltés dans d'autres localités.

Des récoltes abondantes de fossiles, décrites par Bonarelli (1913), avaient toutefois permis de corréliser ces séries avec le Lias européen et permettaient de considérer cet ensemble comme d'âge Trias élevé à Jurassique inférieur.

#### *Distribution*

La formation Vitiacua est largement représentée dans le Subandin Sud et dans la Cordillère Orientale. Les affleurements les plus représentatifs se situent sur le flanc occidental de la Sierra de San Antonio, au NW de Machareti (Fig. 3-3). Le contact inférieur est concordant sur la Formation Cangapi; la limite supérieure avec la Formation Ipagauzu est discordante.

Sur les versants occidentaux de la Serrania de Aguarague, les couches minces siliceuses de la Formation Vitiacua (Mather, 1922) atteignent une épaisseur totale d'à peine plus de 5 mètres. Dans la partie Nord de la Sierra de Charagua (Fig. 3-3), à l'Ouest de Tacurù, des lits de calcaires, grossièrement cristallisés, de teinte gris clair affleurent dans la gorge de Tacurù; l'épaisseur des calcaires atteint deux mètres; ils sont intercalés entre des grès sous-jacents et des lutites. En ce point, ils ne contiennent pas de silice, cependant de nombreux grains de quartz blanc bien arrondis sont dispersés dans la calcite cristalline.

Dans la région de Villamontes, ces niveaux affleurent sur le versant oriental du Rio Pilcomayo, dans la Quebrada de Los Monos et dans l'Angosto de Nazarenos, sur la route Sanandita-Palos Blancos. Dans la coupe de Rio Pajonal, la Formation Vitiacua est constituée de lits de calcaires silicifiés, séparés par de fins interlits de lutites rouges. Au sommet viennent des grès massifs et un fin lit de limolites rouges.

Dans la Quebrada Los Monos, le contact entre les Formations Cangapi et Vitiacua est occulté. Le premier niveau observable montre des calcaires à nodules chertueux; il est suivi d'une zone de calcaires rosâtres et de calcaires gréseux jaunâtres à concrétions et veines de chert. Vers le milieu de la série, l'épaisseur des bancs calcaires diminue, et on y remarque un banc à grandes concrétions. Suivent des alternances de lits de lutites et de calcaires rosâtres contenant des concrétions. Le contact avec la Formation Tapehua est marqué par un niveau caractéristique de conglomérats, qui est ici plutôt bréchiique.

Le ciment du conglomérat est constitué par un grès à grain fin ou grossier à matrice siliceuse. Il contient des fragments anguleux de silex, de couleur jaune gris à rosâtre, atteignant 9 cm de longueur. Au-dessus de ce niveau, épais de 2 mètres, viennent des grès marron-rosâtre, à grain fin, mal triés, à matrice argileuse un peu calcaire, et qui contiennent, sporadiquement à leur base, quelques fragments anguleux de silex atteignant 4 cm de longueur.

#### *Caractéristiques lithologiques et environnement de dépôt*

Selon Aguilera (1990), qui a étudié des échantillons récoltés dans les localités de Alarache et de Yesera Norte,

situées respectivement à 98 km au SSE et à 33 km à l'ENE de Tajira, la formation Vitiacua est constituée de calcaires, marnes calcaires, argiles et grès, gris noirâtre à violacés, riches en silex. La coupe d'Alarache est levée sur le flanc occidental du synclinal d'Emborozu. Celle de Yesera Norte se situe au sein d'une série de plis synclinaux faillés (Fig. 3-3). Les faciès de la Formation Vitiacua, qui y sont observés, correspondent à des dépôts de bassin carbonaté en ambiances supra à intertidales, comme en témoignent différents types lithologiques (grès calcaires et silicifiés, calcrites, stromatolites, évaporites, marnes à fentes de dessiccation, calcilitites à fines laminations parallèles, zones dolomitisées), voire subtidales de plate-forme interne (calcilitites et lutites noires finement laminées).

Dans la région de Tarija, la Formation Vitiacua présente les types pétrographiques suivants: arénites, limolites, argilites, dolopélites, calcipélites (mudstone), calcarénites oolitiques et phtanites. Les faciès calcaires montrent des évidences de leur origine algale, en particulier sous la forme de laminations stromatolitiques. Ces faciès ont subi une importante diagenèse qui s'est traduite par une compaction, des recristallisations, en particulier de dolomite et de silice. Ces sédiments se sont déposés en ambiance de plate-forme carbonatée supatidale ou de plate-forme interne, constituant des séquences transgressives et régressives. La dolomite se rencontre dans le domaine supratidal, associée à des évaporites. La fraction argileuse des roches pélitiques est montmorillonitique, celle des roches calcaires est illitique avec secondairement des interstratifiés illite-chlorite. Le milieu carbonaté pourrait être responsable de la néoformation de l'illite. La présence de montmorillonite pourrait indiquer en outre un apport pyroclastique (Aguilera, 1990).

La coupe de Los Monos est très importante pour l'analyse, car c'est l'une des rares où s'observe une section continue; en effet à l'exception des quelques mètres de la base qui sont occultés, les conditions d'affleurement y sont d'excellente qualité. Les faciès sont représentés par des calcaires, silicifiés à la suite de processus diagénétiques. Ils sont de couleur rosâtre, gris blanchâtre ou jaunâtre, très durs et compacts, à stratifications lenticulaires. La partie basale montre des concentrations de silex gris foncé, qui se distribuent en chapelets (Fig. 3-16). L'observation de lames minces de trois échantillons représentatifs (LM-PG-23, 29 et 30; Fig. 3-17 à 3-19), permet d'imager une succession de faciès, correspondant à un milieu de dépôt de moins en moins profond. Ils illustrent, le premier, un domaine littoral situé au-dessous de la limite inférieure d'action des vagues, les suivants montrant une influence de l'hydrodynamisme de plus en plus forte qui aboutit à remanier constamment le matériel déposé, à freiner la micritisation et aboutir à des grains subsphériques. On doit également noter la présence d'une grande quantité de concrétions distribuées en bancs décimétriques dans la partie moyenne de la séquence (Fig. 3-20).

Cet aspect est observé dans toute la région de Villamontes ; il pourrait être associé à une diminution de l'énergie de dépôt qui caractériserait cette région.

En accord avec la discussion et les conclusions de Sempéré *et al.* (1992), ces séquences de la Formation Vitiacua correspondent à la troisième pulsation V3 de la grande transgression reconnue sur de nombreux affleurements isolés en diverses localités du Subandin Sud, et qui se traduit par le dépôt d'une trentaine de mètres de sédiments, épaisseur que l'on retrouve dans les coupes de Los Monos et du Rio Pilcomayo.

Ardaya (1989) a décrit comme appartenant à la formation Vitiacua des cuttings provenant du puits San Martin-XI, situé à 6 km de la Quebrada Camatindi dans la plaine du Chaco. Entre les profondeurs 2680-2690 mbbp, il a noté 80% de quartz (75% ambré ou rouge, 25% hyalin ou blanc), essentiellement à grain grossier avec une faible proportion de grains très grossiers ou moyens, 15% de limolite grésocalcaire rose et violette et 5% de fragments anguleux de chert blanchâtre. Entre les profondeurs 2695-2700 mbbp, il a récupéré 30% de fragments anguleux de chert blanc, blanchâtre, blanc-rosâtre ou plus foncé, faciès très typiques de la Formation Vitiacua (Voir le schéma du puits SMT-x1 sur la Fig. 3-32). Dans son interprétation des données du puits SMT-x1, Ardaya (1989) conclut que pour cette unité, sur la base de la faible récupération de calcaire (10%), il ne doit pas y avoir de continuité lithologique entre les affleurements de la Quebrada Camatindi, où il a observé 5 mètres de calcaires, et la séquence verticale du puits. Il est cependant possible de vérifier que cette continuité existe, en observant les puits forés plus à l'Est dans la plaine du Chaco.



FIG. 3-16 Partie basale de la Formation Vitiacua, coupe de Los Monos : détail de calcaires à stratifications irrégulières, avec intercalations de silex gris foncé.

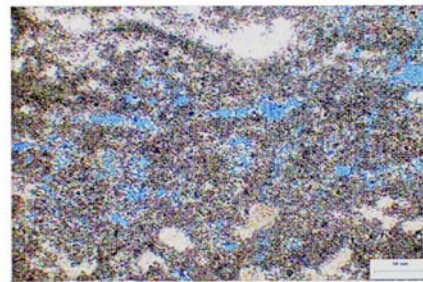


FIG. 3-17 Formation Vitiacua, coupe Los Monos, échantillon LM-PG-23 : Boundstone pelletoidal dolomitisé ; microsparite ; calcite sparitique en remplissage des vides ; la taille des pores correspond à des micropores et à des mesopores.

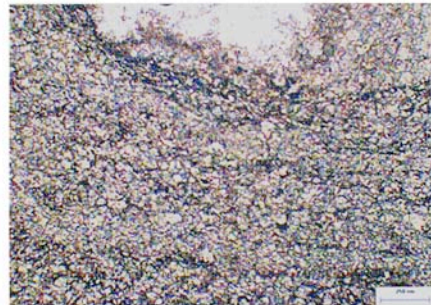
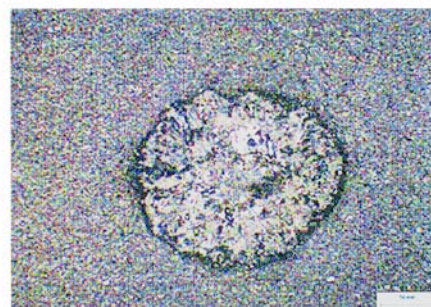


FIG. 3-18 Formation Vitiacua, coupe Los Monos, échantillon LM-PG-29 : Dolomie recristallisée microsparitique ; abondants oxydes de fer (hématite) ; nodules siliceux.



FIG. 3-20 Formation Vitiacua, coupe Los Monos partie médiane : calcaires rosâtres à marron jaune, finement stratifiés, avec fins interlits d'argiles marron rouge.

FIG. 3-19 Formation Vitiacua, coupe Los Monos, échantillon LM-PG-30 : Fangolite dolomitisée micritique ; présence de concrétions à structure radiaire, microfissures remplies d'hématite.





Au cours du levé de la coupe de Los Monos, on a reconnu un niveau de tufs volcaniques associé à un lit de silex de la base de la série. Malheureusement les échantillons récoltés étaient trop altérés pour pouvoir faire l'objet d'une datation géochronologique fiable. Une lame mince est figurée sur la Fig. 3-21 qui montre des échardes vitreuses et des fragments de ponces silicifiées. Compte tenu de l'intérêt que présenterait une datation précise de ce niveau situé à la base de la Formation Vitiacua pour la stratigraphie régionale, il est prévu d'effectuer un rééchantillonnage et une tentative de datation par la méthode U-Pb.

Âge

D'après Hoffstetter (1968) la Formation appartient au Trias. Nous reprenons ci-dessous la discussion présentée par cet auteur : "Echantillon 2 (Fm Vitiacua, Acheral, camino Sanandita-Palos Blancos), dét. de Mme S. Freneix : *Monotis* sp. aff. *subcircularis* GABB : Norien sup. d'Amérique du Nord, d'Amérique du Sud (Pérou, Bolivie) et de Timor. Diffère de *Monotis subcircularis* typique par les caractères suivants : une convexité apparemment plus faible ; des crochets plus petits, moins renflés ; le sinus de l'aile postérieure de la valve gauche moins profond ; la costulation radiale plus fine et plus dense. Des caractères différentiels de même ordre éloignent les spécimens boliviens examinés de ceux du Trias du Pérou figurés par E. Jaworski (N. Jahrb. Min., Beil. Bd. 47, 1922, p. 105, pl. IV, fig. 1-4). Ces formes péruviennes ont été décrites sous le nom de *Pseudomonotis ochotica* (KEYS) *densistriata* TELLER, puis attribuées par I. Ichikawa (Paleotografica, Ed 999, Abt. A, 1958, p. 179) à l'espèce *Monotis (Entomonotis) timorica* ICHIKAWA 1958. Enfin G.E.G. Westermann (Journ. Paleont., vol. 36, N° 4, 1962, p. 781 ; pl. 115, fig. 6-9 ; pl. 116, fig. 1-8 ; pl. 117, fig. 1-5) considère cette dernière espèce comme probablement identique à *Monotis subcircularis* GABB 1864, du Norien sup. de Californie. Conclusion : le fossile indique un âge du Trias supérieur, très probablement Norien (Il exclut l'âge crétacé parfois attribué à la Fm Vitiacua). Echantillon 1 (Fm Vitiacua, Angosto de Nazareno, camino Sanandita-Palos Blancos). Echantillon dégagé et étudié par Mme S. Freneix : un seul échantillon bivalve endommagé ; le contour est incomplet, l'extrémité antérieure n'est pas conservée, la charnière n'est pas observable. L'échantillon n'a pu être identifié à une espèce connue, il peut s'agir d'une espèce inédite ? une forme de comparaison assez proche est *Barbosaia (?) gordonii* MENDES 1954 de la Série Passa Dois (Permien) du Brésil ; mais cette dernière est de forme subtriangulaire, beaucoup plus courte, et elle présente des carènes plus saillantes. On ne peut donc pas tirer de conclusion stratigraphique précise. Toutefois, cette forme parle en faveur d'un âge assez ancien de la Fm Vitiacua et exclut l'hypothèse d'un âge crétacé" (Correspondance à C. Reyes du 9 avril 1968).

Dans la zone d'Acheral, en rive droite du Rio Pilcomayo, au-dessus de la route Sandita-Palos Blancos, *Géologie Alpine, Mém. H.S., 52, 2009*

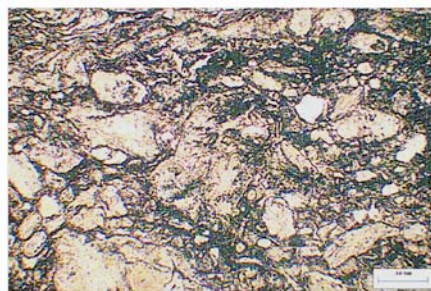


FIG. 3-21 Formation Vitiacua, coupe Los Monos, échantillon LM-PG-25 : Tuf silicifié. Echardes vitreuses et fragments de ponces silicifiées ; rares clastes de quartz de dimension comprise entre cendre fine et moyenne.

Beltan *et al.*, (1987) citent des pélicypodes correspondant à *Monotis (Pseudomonotis) subcircularis* GABB, associés à des poissons considérés comme des Dipneustes (fragments de dents) et des Acctinoptérygiens (écailles, dents et fragments de mandibules), cf *Birgeria stensioi*. Ces auteurs retiennent un âge Norien supérieur, étant donné que *Monotis (Eutomonotis) subcircularis* GABB, est une forme caractéristique du Trias supérieur du Pacifique Sud et particulièrement des Andes.

D'après Sempéré *et al.* (1992), la Formation Vitiacua est le résultat d'une transgression en trois pulsations (V1, V2, V3). En ce qui concerne l'âge de ces étapes, ces auteurs notent qu'aucun fossile ne permet de dater l'épisode V1. La base de l'épisode V2 a fourni un poisson, *Coelacanthus* cf. *C. granulatus* AG. dans un galet roulé du Rio Colorado de Alarache. Des échantillons prélevés en place dans ces mêmes niveaux ont fourni des spores et pollens dont *Lueckisporites virkkiae*, *Klausispollenites schaubegeri*, *Lueckisporites taeniaeformis*, *Corisaccites alutas*, *Weylandites magnus* et d'autres formes qui caractérisent le Permien supérieur. Enfin l'épisode V3 est celui où il est fréquent de récolter le pélicypode *Monotis (Entomonotis) subcircularis* GABB du Trias supérieur.

Cependant, d'après Suarez Soruco (2000), il s'agirait d'une forme proche et non de l'espèce *Monotis (Pacimonotis) subcircularis* GABB, et qui correspondrait à un âge compris entre le Permien supérieur et le Trias inférieur.

### 3-2-2-3 Basalte Camiri

#### Nom et localité type

La mention la plus ancienne du basalte Camiri apparaît dans une information inédite de la Bolivian Gulf Oil Company (1964) citée par Saavedra *et al.* (1986) et qui a été utilisée postérieurement dans les discussions relatives à l'âge des basaltes et à leurs relations stratigraphiques par Sempéré *et al.* (1992), Lopez Murillo & Lopez Pugliesi (1955), Sempéré *et al.* (1998, 2002, 2003) et Bertand *et al.* (2005). La localité-type est un affleurement localisé à 8 km au SE de la cité de Camiri, sur le Rio Parapeti (Fig. 3-23).

#### Distribution

Dans la zone de Camiri existent trois indices.

### FIG. 3-23 Localisation d'affleurements du basalte Camiri.

Ces affleurements sont situés sur les rives du Rio Parapeti.

1 : point où s'observent des sédiments affectés par le magmatisme dans la Serrania Carahuaicho;

2 : affleurement de basalte formant une bande parallèle à la rive du Rio Parapeti au SE de Camiri;

3 : point où le conglomérat de base de la formation Tapeuca contient des clastes altérés de basalte.

Le premier a été reconnu en relevant une coupe dans le Rio Parapeti. Il s'agit d'un affleurement de grès altérés de couleur rouge violacé contenant des fragments de basaltes altérés (1 sur la Fig. 3-22). En accord avec la carte géologique, cette zone correspond stratigraphiquement à la partie inférieure de la Formation Tapeuca (Fig. 3-22).

Même si l'on n'observe pas en ce point de roche magmatique *in situ*, les grès peuvent correspondre à la base du Mésozoïque, où l'on observe une auréole d'altération thermique (Fig. 3-23). Les fragments basaltiques contenus dans les grès présentent un fort degré d'altération (Fig. 3-24).

Le second indice est l'affleurement de la localité type du basalte Camiri, sous la forme d'une arête dans le lit du Rio Parapeti, à 8 km au SE de Camiri (2 sur la Fig. 3-22). On n'observe pas le contact de ce corps avec les roches sédimentaires voisines. Aucun argument ne permet d'assurer qu'il s'agit d'une coulée interstratifiée ou d'un filon intrusif dans la série mésozoïque.

Ce basalte est de teinte gris sombre tirant sur le vert. L'épaisseur est évaluée à 3 ou 4 m. Cet affleurement est très diaclasé (Fig. 3-25).

Le troisième indice provient de la coupe de la Formation Tapeuca levée dans le Rio Parapeti; il est constitué par des galets de basaltes présents dans le conglomérat de base de cette formation (3 sur la Fig. 3-22).

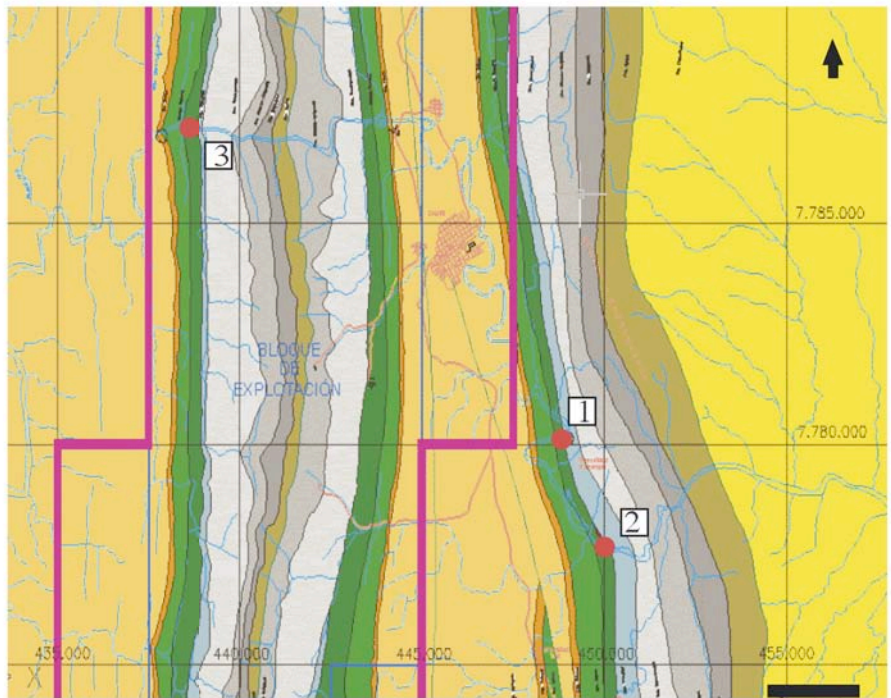


FIG. 3-23 Affleurement de grès brun rougeâtre et jaune blanchâtre de la Formation Tapeuca.

A la partie medio supérieure de l'affleurement les roches de couleur rouge violacé présentent une altération due à la présence de roches magmatiques.



FIG. 3-25 Affleurement du basalte Camiri dans le lit du Rio Parapeti, Serrania de Carohuaycho.



FIG. 3-24 Fragments de roches basaltiques dans un affleurement de grès proche de la base de la Formation Tapeuca. Les fragments sont intensément altérés.

*Âge*

Une mesure K/Ar inédite assez ancienne effectuée à la demande de la Bolivian Oil Company (1964) est citée par Saavedra *et al.* (1986), Sempéré *et al.* (1992), et Lopez Murillo & Lopez Pugliesi (1995) donne au basalte Camiri un âge de 233 Ma. Plus récemment, des mesures Ar/Ar ont été effectuées par Bertrand *et al.* (2005) sur plusieurs échantillons du basalte Camiri (Bo991105-1). Elles ont donné des valeurs plus jeunes : âge plateau à  $189,5 \pm 1,4$  Ma et  $200,0 \pm 2,7$  Ma (avec une erreur de  $\pm 2\sigma$ ); âge gaz total à  $198,4 \pm 2,6$  Ma et  $184,4 \pm 1,2$  Ma (avec une erreur de  $\pm 2\sigma$ ). Ces auteurs concluent leur analyse géochronologique en retenant l'âge de  $203,7 \pm 4,1$  Ma obtenu grâce à un "mini plateau" (à 50% de dégazage) peu perturbé sur l'un des échantillons.

Pour ce travail, nous avons obtenu un âge Ar/Ar de  $204,03 \pm 1,38$  Ma pour l'échantillon PR02, prélevé dans l'affleurement du Rio Parapeti (voir discussion ch 3, p. xx), ce qui permet de dater le basalte du Trias supérieur (proche de la limite Norien-Rhétien) d'après la dernière charte stratigraphique internationale adoptée par l' International Commission of Stratigraphy en 2008.

**3-2-2-4 Formation Ipaguazu***Nom et localité type*

La référence originelle provient de Padula & Reyes (1958) qui définissent ainsi "los sedimentos constituidos por margas rojas a moradas, con intercalaciones de margas verdes y areniscas margosas de coloracion rojo amarillento, que siguen concordantemente a calizas del Horizonte Calcareo-Dolomítico (Formacion Vitiacua), mediante bancos de yeso con delgadas intercalaciones de margas violetas, rojo ladrillo y verde, se lo ha designado Margas Multicolores en territorio argentino y dentro del ambiente geologico subandino. Estos sedimentos en la zona citada están cubiertos discordantemente por las Areniscas Superiores del Terciario".

Tenant compte de ce que la dénomination "Margas Multicolores" n'est pas conforme aux règles de la nomenclature Padula & Reyes (1958) ont dénommé ces sédiments Formation Ipaguazu, du nom de la Quebrada qui recoupe la Serrania de Suaruro (anticlinal d'Ipaguazu) (Fig. 6). La description lithologique de la Formation Ipaguazu réalisée par Padula & Reyes (1958) fait explicitement référence aux observations en territoire argentin, où celle-ci est caractérisée par des "areniscas arcillosas, en partes encruzadas, arcillas y margas laminadas. Estos sedimentos contenien una gran proporcion de yeso y su coloracion de conjunto es rojo oscuro. El yeso es dominante sobre el material clastico en los 100 metros basales contituyendo bancos que se destacan morfologicamente conjuntamente con los bancos de la Formacion Vitiacua".

En territoire bolivien, des sédiments similaires existent au Sud du Subandin dans un domaine restreint, limité à l'Est par la Serrania de Suaruro-Sararenda (Fig. 3-3), plus précisément au niveau de la localité de Boicobo.

Vers le NW, la limite passe très près, légèrement à l'Est, de la localité de Monteagudo. Vers l'Ouest, l'épaisseur augmente de quelques mètres jusqu'à 400 m.

Dans la zone concernée par ce travail, la Formation Ipaguazu apparaît constituée à sa base par des grès, des marnes et des lutites. Ces faciès supportent un ensemble formé d'anhydrite à lentilles de gypse et d'halite, recouvert à son tour par des grès rouges à interlits de lutites.

Il faut noter également que Lopez Pugliesi (1995) a proposé de restreindre le nom de Formation Ipaguazu aux seules séquences fluvio-lacustres basales.

*Distribution*

Les sédiments de la Formation Ipaguazu sont présents à l'extrême Sud-Ouest de la zone d'étude. Ils remplissent un bassin étroit et allongé, limité par des failles distensives orientées N-S qui constitue un hemigraben dont le contenu sédimentaire atteint une épaisseur maximale de 450 mètres (Fig. 3-26).

Dans les localités-types que sont les anticlinaux d'Ipaguazu et Rio Salado, et les sierras de Suaruro et Salinas (Fig. 3-11), la limite inférieure est définie par la présence sous-jacente de lits de calcaires caractéristiques de la Formation Vitiacua. La limite supérieure est marquée par les grès "te con leche" de la Formation San Diego intercalés entre la Formation Ipaguazu et le Basalte Entre Rios; en ce cas les grès montrent une altération importante au contact des basaltes. Là où n'existent ni la Formation San Diego, ni les basaltes Entre Rios, c'est-à-dire hors de la partie la plus profonde du bassin, le contact supérieur est marqué par le conglomérat basal de la Formation Tapequa.

D'après Reyes (1978), cette unité lithologique est essentiellement développée au Sud de la Bolivie, mais elle passe en Argentine, où elle couvre un domaine limité à l'Est par la Sierra de Balapuca-Las Pavas, et où se situe la partie la plus profonde du bassin triasique, et également du bassin crétacé.

Ainsi le bassin de la Formation Ipaguazu est restreint au Subandin Sud. Le maximum d'épaisseur coïncide avec la zone la plus profonde du rift jurassique (Fig. 3-26). L'axe de la cuvette passe à l'Est de la Serrania Los Cinco Pinchos en territoire argentin (Fig. 3-26).

*Caractéristiques lithologiques et environnement de dépôt*

La Formation Ipaguazu est caractérisée par des grès argileux, parfois à stratifications entrecroisées, des argiles et des marnes laminées. Ces sédiments contiennent une grande quantité de gypse. Leur teinte d'ensemble est rouge foncé. Le gypse est prédominant par rapport au matériel clastique dans les 100 premiers mètres de la série, constituant des bancs en relief qui rappellent par leur morphologie la succession de bancs calcaires de la Formation Vitiacua. Dans la région type d'Entre Rios, cette unité montre de bas en haut la succession suivante : marnes et lutites rouges associées à quelques lits de marnes gréseuses ; puissantes masses d'anhydrite pur, pouvant atteindre une épaisseur totale de 140 m,

FIG. 3-26 Carte isopaque (non restitué) de la Formation Ipaguazu.

avec de rares intercalations de marnes gréseuses gypsifères de teinte rouge chocolat.

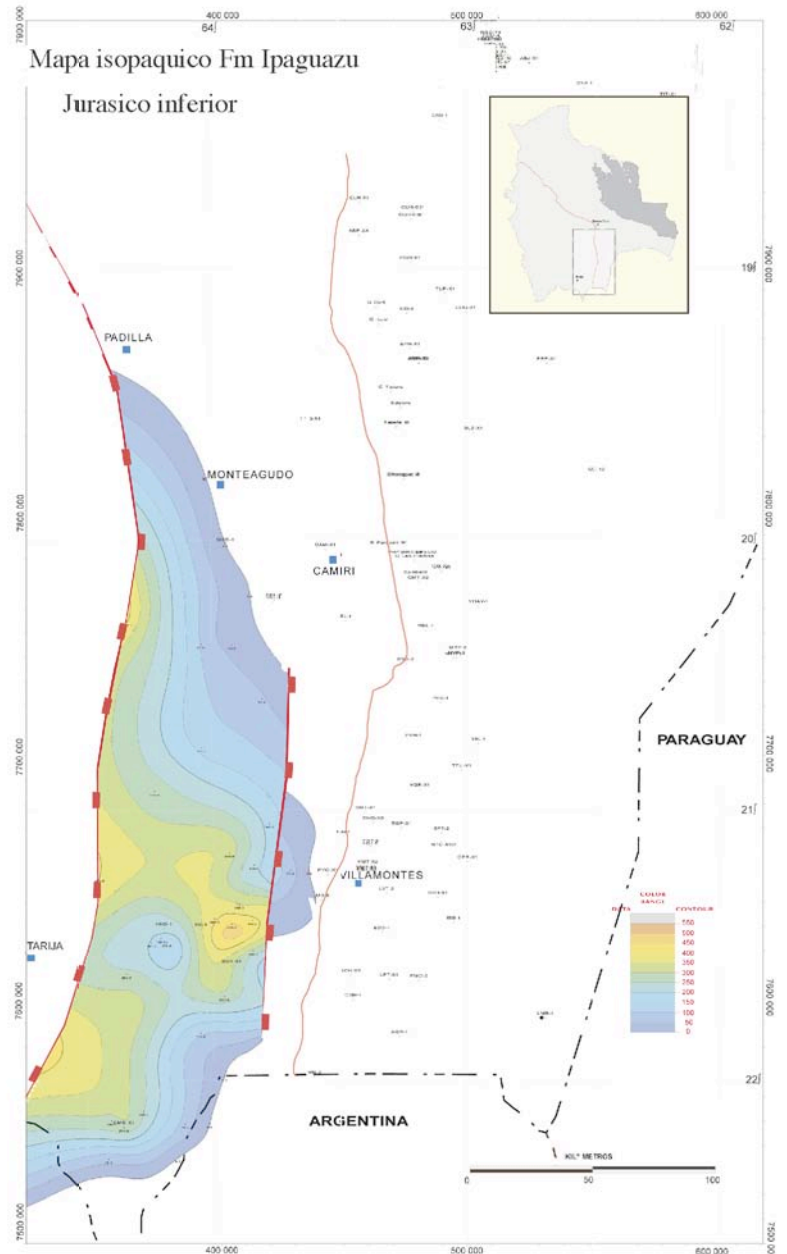
Dans certaines régions, comme dans celle de San Simon (Fig. 3-11), correspondant à des zones moins profondes du bassin, l'anhydrite est surmontée par 26 mètres de halite. Cet ensemble est recouvert à son tour par des grès marron jaune à rougeâtre ou jaunâtre à l'aspect "te con leche". Ces grès très calcaires sont d'épaisseurs très variables et supportent les coulées de Basalte Entre Rios. L'ensemble de la série atteint ici 400 m d'épaisseur.

À l'extrême Sud de la Bolivie et à la frontière, nous n'avons pas pu observer la série telle qu'elle a été décrite par les auteurs antérieurs. Nous n'avons pu relever qu'une succession de lutites et marnes contenant quelques écailles de gypse à la base. L'épaisseur maximale reconnue dans ce secteur est de 120 m au niveau du Rio Lipeo, à la traversée de la Serrania de Los Cinco Picachos.

En ce qui concerne l'environnement de dépôt, Oller & Sempéré (1990) ont décrit la Formation Ipaguazu comme constituée de couches rouges fluviatiles et lacustres, avec localement des lits de gypse et de halite, déposés dans un graben étroit de direction NNE-SSW, et qui sont surmontés par des coulées basaltiques de plus de 130 m d'épaisseur. Celles-ci constituent les basaltes Entre Rios.

#### Âge

Tasch (1987) a identifié un Conchostracé, récupéré dans le puits Carandaiti N° 2 de YPFB, à 2952 m de profondeur et qui lui a été communiqué par la Gulf Oil Co, comme *Cyzicus (Leiotheria) sp.*, d'âge Tatarien (Permien supérieur). Toutefois ce résultat n'est pas considéré comme déterminant quant à l'âge de la série. Sempéré *et al.* (2003) ont proposé un âge triasique pour la Formation Ipaguazu. Ils fondent leur proposition sur l'observation d'empreintes de Tétrapodes primitifs dans le synclinal d'Uyuni-Incapampa situé dans la Cordillère Orientale. Ces empreintes ont été observées au sein d'une série détritique granodécroissante rouge, épaisse d'environ 400 m, et définie comme Formation Sayari (Sempéré *et al.*, 1998) et dont les faciès rappelleraient la Formation Ipaguazu. Ces empreintes ont été déterminées comme celle d'un membre antérieur ("main") et d'un membre postérieur droit ("pied") d'un Archosaurien, *Chirotherium bartthii* KAUPP, du Trias inférieur à moyen (Scythien supérieur-Anisien). Il est cependant plus probable que les niveaux où ont été observées ces traces correspondent davantage aux dépôts de grès et pélites fluviatiles rougeâtres, décrits



dans la Cordillère Orientale et l'Altiplano sous le nom de Formation Tiquina, et attribués au Trias inférieur à moyen sur la base de ces traces. Nous considérons que la Formation Ipaguazu pourrait être d'âge plus jeune que le Jurassique inférieur basal en nous fondant sur le fait qu'elle est restreinte au Subandin Sud, qu'elle est en contact discordant avec les calcaires de la Formation Vitiacua, qu'elle est située au-dessus du Basalte Camiri, qu'elle est associée aux coulées de Basalte Entre Rios mis en place dans le bassin de Villamontes et dont l'âge va du Jurassique inférieur élevé au Jurassique moyen.

#### 3-2-2-5 Formation San Diego

##### Nom et localité type

Padula (1956) avait dénommé "Margas Multicolores" la séquence comprise entre les calcaires de la Formation Vitiacua et le basalte Entre Rios. Elle représentait la partie basale de son Groupe Tacuru qui regroupe tous les sédiments compris entre la Formation

Vitiacua et la base de la Formation Petaca (Paleogène). Postérieurement, Padula & Reyes (1958) ont proposé la dénomination de Formation Ipaguazu en remplacement des Margas Multicolores, pour les séquences comprises entre la Formation Vitiacua et les basaltes Entre Rios. Ils ont fixé comme localité-type la coupe de la Quebrada San Diego dans la Serrania de Suaruro (Fig. 3-3) à l'endroit où elle recoupe l'anticlinal d'Ipaguazu et comme localité paratype, l'anticlinal de Rio Salado dans la Serrania de Salinas, là où elle est traversée par la route Tarija-Villamontes.

Lors du premier Conclave Estratigrafico de YPFB, Lopez Pugliessi (1971) a officialisé la dénomination de Formation San Diego pour les couches que, dans son "informe Estratigrafia del Subandino del Rio Parapeti (1968)", il avait dénommé "areniscas te con leche", à la suite des géologues de YPFB qui avaient travaillé dans la région dans les années 50 et 60. Ce nom avait été attribué en référence à la couleur de la série intercalée entre la Formation Ipaguazu et les basaltes Entre Rios. Cet auteur a proposé comme localité type la séquence visible dans les environs immédiats du village de San Diego, à l'endroit où la route qui relie Tarija à Villamontes recoupe le flanc occidental de l'anticlinal de Castellon. L'épaisseur est voisine de 100 mètres.

#### *Distribution*

La Formation San Diego présente une distribution très restreinte à la partie la plus profonde du bassin jurassique de Villamontes, où elle est préservée par la présence du basalte Entre Rios. La localité de San Diego offre une excellente coupe le long de la route entre Castellon et Narvaez. Dans le Subandin, cette unité est confinée à une zone limitée à l'Est par les Serranias de Suaruro-Huacaya (localité de Boicobo) et qui se prolonge en direction du NW dans la Serrania de Yanguillo au Sud du Canyon de Heredia. Cependant, dans le puits de Monteagudo-X1, les Formations Ipaguazu et San Diego sont absentes. À l'Ouest de cette limite l'épaisseur des deux unités atteint 400 mètres.

#### *Caractéristiques lithologiques et environnement de dépôt*

Il s'agit d'arénites de teinte brun rouge (tonalité beige), de granulométrie variant de grossière à fine, à grains subarrondis à arrondis et mal classés. La matrice peu abondante comporte de rares feuilletés micacés et localement un ciment calcaire. Ces faciès représentent un milieu de dépôt sous forte influence éolienne, en contraste avec le milieu fluvio-lacustre qui caractérise les niveaux sous jacents.

Le sommet de ces grès est en contact avec les basaltes Entre Rios. D'après les analyses pétrographiques rapportées dans la thèse de F. Jimenez (1961), ce sommet est affecté par un métamorphisme de contact qui décroît rapidement vers le bas de la série. Toutefois, le contact entre les deux unités est très net dans la mesure où il correspond à un fort contraste lithologique.

Concernant le contact basal, avec les grès micacés rouges de la Formation Ipaguazu, il s'agit d'un contact concordant franc (Lopez Pugliessi, 1995).

#### *Âge*

La préservation de cette unité est contrôlée par la présence du Basalte Entre Rios. Les grès ne sont pas fossilifères et les recherches palynologiques ont été infructueuses; il n'est donc pas possible de leur donner un âge direct. à partir de simples corrélations stratigraphiques régionales, Lopez Pugliessi (1995) suppose un âge post permo-triasique. Nos résultats sur l'âge jurassique inférieur élevé des basaltes Entre Rios (voir p. xx) permet de proposer pour les grès de la Formation San Diego un âge jurassique inférieur, proche de celui de la Formation Ipaguazu sous jacente.

#### *3-2-2-6 Formation Entre Rios*

##### *Nom et localité type*

La référence originelle provient encore de Padula & Reyes (1958) qui ont décrit ces roches volcaniques sous le nom de coulées basaltiques Entre Rios. Ahlfeld (1946) avait observé dans le bassin d'Entre Rios, à quelques 40 km au Sud de la localité, au Sud de Salinas à proximité de la mine de sel gemme, un dyke melaphyrique qui paraît correspondre aux affleurements les plus méridionaux du basalte Entre Rios.

Le volcanisme basaltique de Bolivie a été étudié par Sempéré & Soler (1992). Ils mentionnent une première intercalation volcanique (A), dont la puissance peut dépasser 100 mètres. Elle est constituée de puissantes coulées de Basalte Entre Rios, équivalent dans cette zone du basalte de Tarabuco. Elle recouvre les couches rouges fluviales et lacustres à intercalations évaporitiques de la Formation Ipaguazu dans le Subandin, (et de la Formation Sayari dans la Cordillère Orientale), d'âge approximatif Trias moyen et qui se sont déposées dans des grabens généralement orientés NW-SE ou localement NNW-SSE comme à Entre Rios. Ces basaltes leur ont fourni des âges K/Ar sur roche totale compris entre 233 et 45 Ma. L'âge le plus ancien, voisin de la limite Trias moyen-Trias supérieur, correspond avec les données stratigraphiques et constitue une bonne approximation de l'âge de mise en place de ce volcanisme. Les basaltes de l'épisode A sont chimiquement très homogènes ; ils ont une composition typique de tholéiites intracontinentales. Bien que les données ne soient pas suffisantes pour définir un modèle génétique précis, il est néanmoins possible de supposer qu'ils résultent de la fusion d'un faible pourcentage de manteau lherzolitique à spinelle. Des basaltes de même âge et de composition voisine ont été décrits au Pérou central et Sud, ainsi que dans des grabens triasiques dans l'Ouest de l'Argentine (e.g. le bassin de Cuyo, près de Mendoza, 235 Ma, Ramos & Kay, 1991) et du Chili central (e.g. la Formation Pichdangui).

La localité type est située à 60 km à vol d'oiseau à l'Est de Tarija, sur la route de Villamontes, sur le tronçon qui relie Entre Rios et Suaruro (Fig. 3-11).

#### Distribution

Dès 1964, Ayaviri avait noté que des coulées basaltiques, dénommées Entre Rios, reposaient sur une surface apparemment érodée au sommet de la Formation Ipaguazu au sein d'un domaine centré sur la partie occidentale du Subandin s'étendant assez largement en direction N-S et plus restreint en direction E-W. Sur le Rio Pilaya, il les observait à partir du synclinal de San Josecito, dans la région de Yocoporo, et notait qu'ils étaient bien développés dans le Rio Pilcomayo.

Ces basaltes sont effectivement présents dans la partie occidentale du Subandin (Fig. 3-27). Au Nord, ils existent jusqu'à la latitude de Monteagudo sur le Rio Acero, dans la Serrania de Coscotoro où ils atteignent une épaisseur de 22 mètres (Fig. 3-27). Au Sud ils sont présents jusqu'à une ligne joignant Entre Rios et Palos Blancos et passant par la Serrania de Suaruro (Fig. 3-27). Les épaisseurs les plus fortes apparaissent au Nord, dans la Serrania de San Juan del Piray, où les coulées totalisent 130 m de puissance (Fig. 3-27). Dans la Serrania de San Diego, on en observe 90 m, et 84 m dans l'extrême Sud, dans la Serrania Santiago (Fig. 3-27). Ces serranias sont localisées sur le bord interne du Subandin, très proches du contact entre Cordillère Orientale et Subandin (Fig. 3-27).

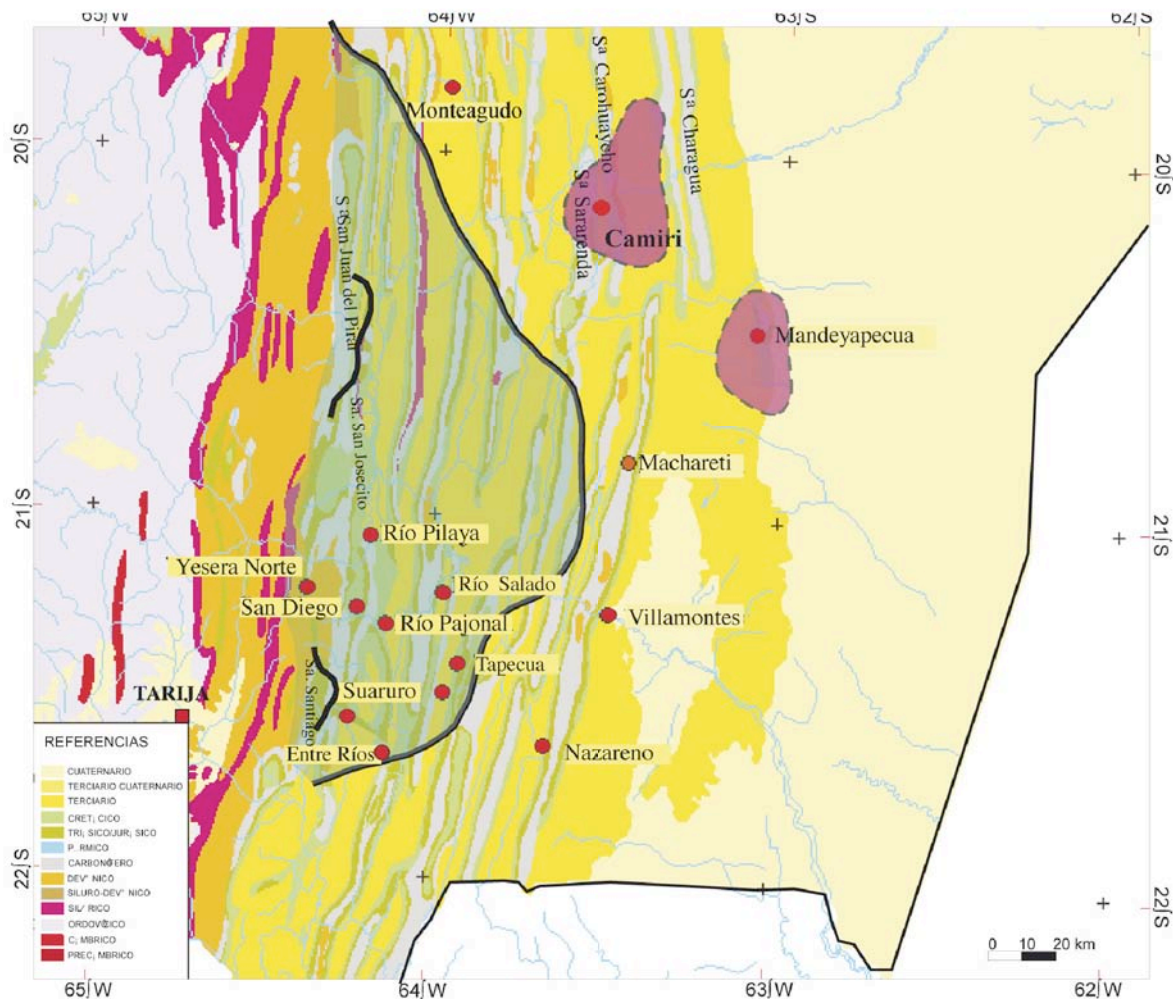


FIG. 3-27 Carte de répartition des basaltes dans le bassin de Villamontes.

En violet les basaltes de Camiri et Mandeyapeca.

En vert le domaine de répartition des basaltes Entre Rios ; le maximum d'épaisseur (130 m) est situé dans la Serrania San Juan del Piray.

Plus à l'Est, on en note encore environ 30 mètres à l'Ouest de la Serrania de Machareti (Fig. 3-27) ; ils ne dépassent pas la Serrania de San Antonio.

L'échantillon daté décrit dans ce travail a été prélevé sur la piste d'Alto Latijas, à approximativement 5 km à l'Est de la localité de Suaruro. En ce lieu, on observe une série d'affleurements discontinus, formant un alignement N-S, avec une épaisseur moyenne de 30 mètres (voir p. 61).

#### Caractéristiques pétrographiques

Le basalte Entre Rios est de teinte gris noirâtre. Il est caractérisé par une texture microcristalline, dont les constituants principaux sont l'augite, l'olivine et les oxydes de fer ; les plagioclases sont présents en quantité modérée avec de possibles résidus d'autres feldspaths. Selon Ayaviri (1964), la quantité d'olivine est insuffisante pour parler de basalte à olivine.

Sempéré & Soler (1992) ont décrit pour ces basaltes une texture doléritique constituée de plagioclases calciques et de clinopyroxènes millimétriques et une texture trachytique constituée de phénocristaux de plagioclase calciques et d'olivine dans une matrice microgranulaire à plagioclase, clinopyroxènes et minéraux opaques. On rencontre aussi généralement des minéraux d'altération : serpentine, chlorite, calcite, argiles, oxydes de fer.

Dans l'échantillon de la Serrania de Yanguillo, on observe sous microscope près de 20% de tablettes feldspatiques qui se détachent d'un fond microcristallin. La texture est porphyrique formée de phénocristaux de plagioclases et pyroxènes dans une matrice microcristalline de type intergranulaire. Les phénocristaux de plagioclases représentent 90% de l'ensemble ; ils apparaissent frais de composition Andésine (Ab 46%, déterminée par la méthode de Michel Levy).

#### Âge

L'âge et le type de manifestation des basaltes Entre Rios sont demeurés l'objet de discussion en raison des résultats parfois contradictoires apportés par les méthodes de datation géochronologiques, à cause essentiellement de l'importante altération qui affecte parfois le matériel. Se fondant sur la distribution des affleurements dans le Subandin Chaqueño, Sempéré *et al.* (1998) ont supposé l'existence de deux unités distinctes : le basalte Camiri au NE et le basalte Entre Rios au SW. Le premier (Camiri), à l'époque relativement peu étudié, correspondait probablement à une coulée, qui reposait directement sur la Formation Vitiacua, et présentait un âge apparent de 233 Ma d'après la datation de la Bolivian Gulf Oil Co reprise dans Sempéré *et al.* (1992) et Lopez Murillo & Lopez Pugliesi (1995). Le second (Entre Rios) correspondrait à un filon-couche (sill) de grande dimension, pouvant dépasser 130 m d'épaisseur. Même si dans la majorité des études antérieures, il avait été considéré comme une coulée, Padula & Reyes (1958) avaient déjà noté le caractère intrusif de certains affleurements. Le basalte Entre Rios, généralement assez altéré, fournissait des âges apparents entre 108 et 104 Ma selon les datations de la Bolivian Gulf Oil Co reprises dans Sempéré *et al.* (1992) et Lopez Murillo & Lopez Pugliesi (1995), et même certains âges plus jeunes. Dans la mesure où le filon-couche de Tarabuco et le basalte Entre Rios présentaient exactement la même composition chimique de tholéiite continentale (Soler & Sempéré, 1993), étaient intrusifs dans des séries mésozoïques, présentaient des épaisseurs du même ordre, et n'étaient séparés que par la zone de chevauchement Interandine où n'affleurent que des terrains ante-triasiques, ils considéraient qu'ils appartenaient à un même filon-couche gigantesque, antérieur à la déformation andine. L'âge apparent de 171 Ma, obtenu à Tarabuco, pouvait être proposé par corrélation pour le basalte Entre Rios. En conséquence il existait deux événements magmatiques différents, séparés par un laps de temps de plusieurs

millions d'années: l'événement Camiri à 233 Ma et l'événement Entre Rios-Tarabuco à 171 Ma. Plus récemment, Sempéré *et al.* (2003) ont corrigé leur interprétation, et considèrent maintenant que les basaltes de Tarabuco et d'Entre Rios représentent un empilement de coulées et non plus un gigantesque filon-couche. Cette interprétation se fonde sur l'observation d'alternances de faciès vésiculaires et de faciès massifs dans l'épaisseur des corps basaltiques.

Sur le basalte Entre Rios, nous avons obtenu une isochrone à  $181,50 \pm 0,90$  Ma qui le date donc de la première moitié du Toarcien (selon la dernière charte stratigraphique internationale adoptée par l'International Commission of Stratigraphy en 2008), soit encore la fin du Jurassique inférieur. Cette datation est compatible avec l'estimation de Sempéré *et al.* (1998).

Les nouvelles datations des basaltes Camiri et Entre Rios permettent de mieux encadrer les âges des séquences sédimentaires mésozoïques du bassin de Villamontes dans le Subandin bolivien et de les intégrer dans un cadre d'évolution régionale.

#### 3-2-2-7 Formation Tapecua

##### Nom et localité type

C'est Lopez Pugliesi (1971) qui a proposé de distinguer l'unité basale (membre inférieur) de la Formation Tacuru, sous le nom de Formation Tapecua. La localité type a été définie sur le flanc occidental de la Serrania de Suaruru, là où elle est recoupée par la route Tarija-Villamontes, en un lieu dénommé Alto de Tapecua. L'épaisseur est de 206 mètres et l'exposition excellente (Rollano, 1971a).

Il s'agit de grès de teintes rouge orangé, à grains variant de grossier à fin, bien arrondis parfois sphériques, et montrant un granoclassement. Le composant clastique est essentiellement du quartz. On note la présence de quartz ambré ainsi qu'une faible proportion de quartz enfumé. La matrice est principalement argilo-lutitique ferrugineuse et le ciment calcaire.

Toute l'unité est caractérisée par des laminations entrecroisées et les lits sont épais, comme c'est le cas de la Formation Taputa, nom aujourd'hui abandonné d'un équivalent de la Formation Ichoa. Elle est limitée à son sommet par la Formation Castellon. Sa base repose sur diverses unités : Basalte Entre Rios, Fm San Diego, Fm Ipaguazu, Fm Vitiacua, Fm Cangapi, Fm Escarpment. Cette unité est particulièrement bien développée le long de la route de Camiri à Sucre (Fig. 3-3).

##### Distribution

La base de la Formation est discordante sur le basalte Entre Rios et les différentes unités des Groupe Tacuru, Cuevo et Mandiyuti (Fig. 2-2), avec généralement un niveau conglomératique dans lequel prédominent des clastes de basaltes, quartzites ou calcaires (Fig. 3-28 et 3-29).



FIG. 3-28 Contact irrégulier du conglomérat basal de la Formation Tapeuca sur les grès de la Formation Cangapi.



FIG. 3-29 Clastes de basalte altéré (diamètre environ 20 cm) dispersés dans un grès fin à matrice argilo-limoneuse, base de la Formation Tapeuca.

Le contact sommital est concordant avec la Formation Castellon, ou discordant avec la Formation Petaca, les conglomérats Galarza ou les Areniscas Superiores du Tertiaire (Lopez Murillo & Lopez Pugliesi, 1995).

Elle est distribuée sur un vaste domaine du Subandin Sud (Fig. 3-30) débordant la frontière avec l'Argentine au Sud et admettant comme limite Est le cours N-S du Rio Parapeti. Son épaisseur varie de quelques mètres à la bordure orientale du bassin jusqu'à plus de 450 m au Sud de Tarija (Fig. 3-30).

La coupe de la Formation Tapeuca levée dans l'Angosto du Rio Parapeti montre à sa base un grès rougeâtre contenant des blocs de basaltes altérés. Un peu plus haut s'observe le contact avec la Formation Cangapi. Il montre un niveau violacé qui ressemble à un intrusif extrêmement altéré très similaire aux faciès éruptifs observés un peu en aval dans la Serrania de Carohuaycho.

Dans la coupe de l'Angosto du Parapeti, la Formation Tapeuca repose en discordance sur une surface qui ravine la Formation Cangapi sous-jacente. Sa base montre un grès conglomératique contenant des clastes dispersés de basaltes subanguleux, atteignant jusqu'à 20 cm de diamètre (Fig. 3-29). Ce conglomérat passe vers le haut à des grès brun rouge, à matrice argileuse, épais de 3 à 4 m, et qui contiennent des clastes dispersés de basaltes altérés (Fig. 3-29). Au-dessus de ce second niveau de grès conglomératiques viennent des intercalations de limolites, d'argilites multicolores et de grès

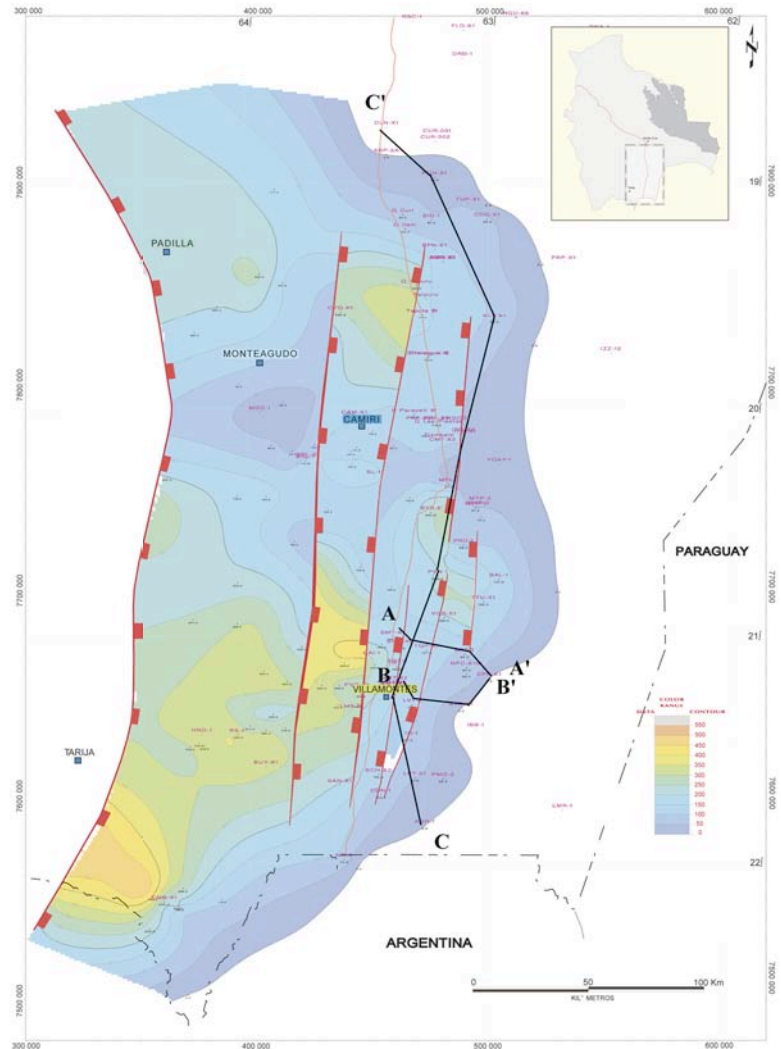


FIG. 3-30 Carte isopaque de la Formation Tapeuca. AA' BB' et CC' représentent les coupes stratigraphiques.

à grains fins, avec une abondante matrice argileuse. Plus haut, les grès de la partie supérieure sont de teintes gris vert à brun rouge, leur granulométrie varie de grossier à fin avec une dominance des faciès fins à moyens; ils sont bien classés.



Dans la région d'Iguitinti (Fig. 3-3), le Jurassique est seulement représenté par la partie inférieure de la Formation Tapeuca. Les affleurements sont limités à quelques lits suffisamment résistants à l'érosion pour former de légers ressauts dans la topographie. La Formation Petaca (Paléogène) repose en discordance sur la Formation Tapeuca érodée, qui présente donc une épaisseur réduite; cependant la limite est bien repérable grâce au brusque changement lithologique (Lopez Murillo, 1978).

Dans la Quebrada Los Monos, la discordance de base sur la Formation Vitiacua est très nette (Fig. 3-31). Elle est marquée par un niveau conglomératique qui contient des clastes de calcaires de la Formation Vitiacua. Latéralement ce banc conglomératique est bréché. La matrice du conglomérat est constituée par des grès à grain fin ou grossier, à ciment siliceux.

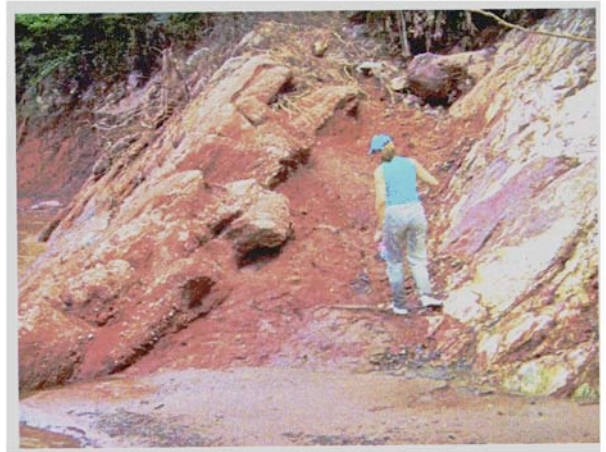
Les fragments anguleux de chert de teintes jaune grisâtre à rosâtre atteignent jusqu'à 9 cm de diamètre. Au-dessus de ce niveau, épais de 2 m en moyenne, viennent des grès brun rouge, à grain fin, mal classés, à matrice argilleuse, parfois calcaire. Ils contiennent à leur base de rares fragments anguleux de chert, atteignant 4 cm de diamètre.

Dans la coupe du Rio Pilcomayo, à proximité du pont sur le rio, le contact avec la Formation Vitiacua est masqué, la Formation Tapeuca montre des grès brun clair à brun rouge, à grain fin ou très fin, bien triés, à grains subarrondis à arrondis. Ils présentent des stratifications entrecroisées et un fin litage en bancs épais de 10 mètres (Fig. 3-32). Lowther (1959) avait pu observer le contact marqué par un conglomérat bréchoïde.

#### *Caractéristiques lithologiques et environnement de dépôt*

La Formation Tapeuca débute en général par un conglomérat fin à moyen qui remanie essentiellement des fragments calcaires de la Formation Cangapi. Ce conglomérat fin est suivi par un conglomérat grossier où dominent les clastes de la Formation Vitiacua: nodules siliceux intacts, fragments subanguleux de grès calcaires brun clair à roses, blocs anguleux de limolites silicifiées de teintes grises et brunes, de calcaires cornés, ... Au-dessus viennent des grès calcaires de teinte rougeâtre. La transition des conglomérats aux grès est graduelle; les clastes deviennent plus petits et plus rares en même temps que la matrice aréno-argileuse devient plus abondante. Les grès ne montrent pas de stratification nette; ils sont de teinte rouge sombre. Sur quelques coupes, on observe que la partie supérieure des grès montre des zones verdâtres en forme de grands manchons irréguliers, indiquant que se sont produits des processus de réduction postérieurement à la lithification. Tout ceci suggère que les sédiments de la Formation Tapeuca correspondent à des dépôts de plage rapidement recouverts par les eaux d'une mer transgressive.

La succession des faciès, observée dans le Rio Pilcomayo, présente les caractéristiques d'un dépôt d'accrétion verticale, du type barre littorale montrant



**FIG. 3-31 Contact érosif entre les Formations Tapeuca et Vitiacua montrant le conglomérat basal Quebrada de Los Monos.**



**FIG. 3-32 Grès brun rouge à stratifications entrecroisées, partie médiane de la Formation Tapeuca, coupe du Rio Pilcomayo, rive Nord.**

à son sommet des laminations fines et un litage zoné. Il n'est pas impossible que ces dépôts représentent un "backshoreface" avec influence éolienne. Il faut noter que Lopez Murillo (1978) avait déjà proposé un environnement de plage pour ces séries.

De même, les caractéristiques observées dans la coupe de la Formation Tapeuca de l'Angosto du Rio Parapeti, telles que les bancs de grès rougeâtres à grain fin à moyen, à stratification entrecroisées planaires, de la partie médiane, et les bancs de grès rouge très clair, à litage ondulé passant à des pélites rouges et violacées qui caractérisent la partie supérieure, pourraient correspondre à des faciès de plage.

Dans sa localité type de l'Alto de Tapeuca, s'observent des grès rouges et orangés, avec des passées jaunes ou blanches; la taille des grains est variable, de fin à grossier; les grains sont bien arrondis, subsphériques; ils sont disposés en lits finement laminés et montrent un bon classement.

Fréquemment, une matrice argileuse est présente dans la partie inférieure et diminue pour finir par disparaître en montant dans la série. Le ciment est calcaire à tous les niveaux. Les bancs sont généralement assez épais; ils montrent des stratifications entrecroisées marquées et une fine lamination (Lopez Murillo & Lopez Pugliesi, 1995).

Cette formation est caractérisée par une grande variabilité d'épaisseur; elle montre en particulier une nette tendance à l'amincissement en direction du Nord (Fig. 3-30) et de l'Est. Les épaisseurs maximales sont observées dans la région de Villamontes (320 m), dans celle du Rio Pajonal (plus de 324 m), et dans celle de Tarija à l'extrême Sud-Ouest du bassin (Fig. 3-30). Au contraire, des épaisseurs faibles caractérisent le Nord du bassin. Dans la Quebrada de Iguaitinti, elle est de l'ordre de 30 m, dont 8 m pour le conglomérat basal. Par ailleurs, ce conglomérat montre les plus gros clastes jamais observés dans cette formation; il présente un grossier litage faisant alterner des zones à clastes grossiers et d'autres à clastes plus fins. Un peu plus au Nord, un petit ravin ne montre que 7 m de série avec un épais conglomérat basal. Dans les autres coupes, l'épaisseur tourne autour de 20 m (Lopez Murillo, 1978).

Dans la Quebrada Camatindi, Ardaya (1989) a décrit des grès de teinte brun orangé, friables, de granulométrie fine à moyenne, bien classés, à matrice argileuse et où prédominent des quartz ambrés. On y observe une lamination nette et des stratifications parallèles et entrecroisées. Une analyse a été menée sur des cuttings du puits San Martin-X1, localisé dans la plaine du Chaco à 6 km de la Quebrada Camatindi. L'intervalle échantillonné se situe entre 2485 et 2490 mbpp; il montre 10% de quartz (90% de quartz ambré et 10% de quartz hyalin), 35% de grès calcaire, de teinte rose taché de noir, à grain fin à moyen, bien classé, 50% de limolite gréseuse rose à brun rose, et 5% de d'argilite brun rouge et rouge à petits débris calcaires blanchâtres. Sur les enregistrements des paramètres de ce même puits (SMT-X1, Fig. 3-33), l'intervalle 2630-2667 mbbp montre une forme en cloche qui indique une tendance granodécroissante du flux détritique. L'intervalle 2667-2680 mbbp montre une forme cylindrique qui indique un flux de granulométrie uniforme. Enfin l'intervalle 2680-2690 mbbp montre une forme en entonnoir qui indique une tendance granocroissante. Pour l'ensemble de l'intervalle correspondant à la Formation Tapeucia, une analyse du diagramme de dispersion d'énergie montre que celle-ci est très variable (de 6 à 20°), ce qui reflète un milieu de sédimentation agité.

#### Âge

On ne connaît aucun fossile en provenance de cette unité. Le Lexique Stratigraphique de Bolivie retient un âge allant du Trias au Jurassique supérieur. Compte tenu du résultat obtenu dans ce travail qui date le basalte Entre Rios du Toarcien, il est clair que l'âge triasique postulé est caduc.

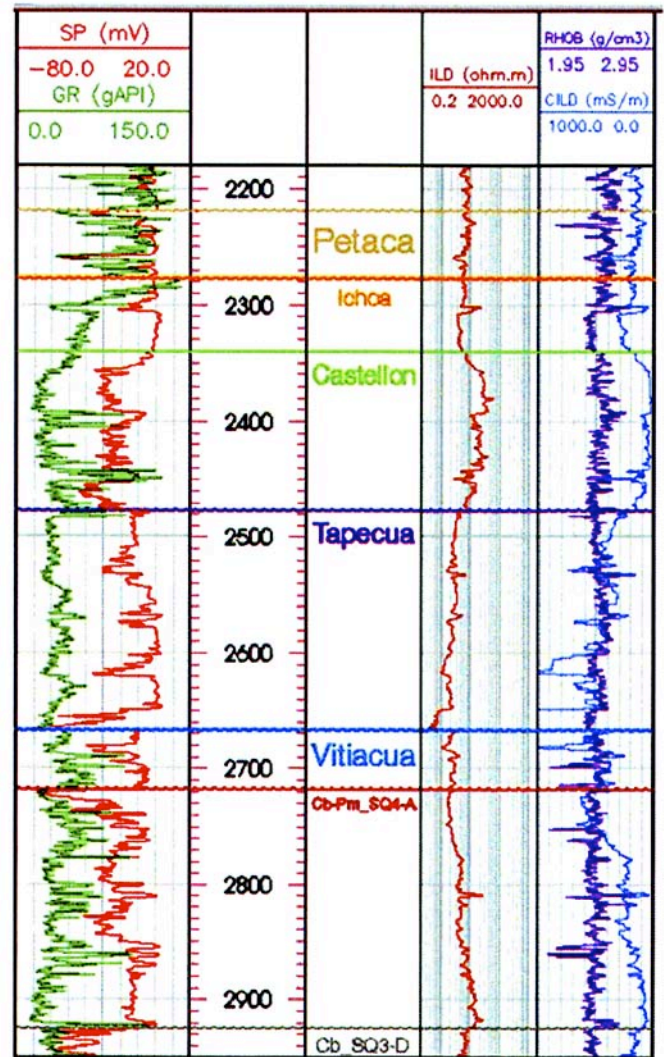


FIG. 3-33 Diagramme du puits SMT-X1 montrant les différentes séquences mésozoïques.

Certains grès contiennent des zircons remaniés sur lesquels nous avons mis en oeuvre la méthode de datation par traces de fission. Si cette méthode ne permet pas de dater directement les sédiments qui contiennent les zircons, elle permet de proposer un âge maximum, dans la mesure où l'on est certain que les zircons n'ont pas été réchauffés au delà de la température de 240°C. Deux échantillons de la Formation Tapeucia se sont révélés adaptés à cette méthode. L'échantillon PP-7 provient de grains détritiques remaniés dans les grès de la coupe du Rio Parapeti (Fig. 3-8); il a fourni un âge moyen sur 7 grains de  $180 \pm 27$  Ma. L'échantillon LA-8 provenant de la coupe de La Anta (Fig. 3-31) a fourni un âge à  $181 \pm 38$  Ma, moins bien contraint, car obtenu sur seulement 3 grains, mais qui fournissent des résultats parfaitement cohérents.

Sur la base de cet ensemble de résultats cohérents, on peut proposer un âge Jurassique moyen pour la Formation Tapeucia.

### 3-2-2-8 Formation Castellon

#### Nom et localité type

La description originelle de cette série de limolites et pélites multicolores est attribuée à Ayaviri (1967), cependant c'est Lopez Pugliesi (1971) qui a proposé de distinguer l'unité médiane de la Formation Tacuru sous la dénomination de Formation Castellon. La localité type est la cuesta de Castellon, à l'Ouest d'Entre Rios, sur la route de Tarija à Villamontes.

Généralement, on décrit le contact séparant les Formations Tapehua et Castellon comme concordant et graduel. Dans la mesure où la première montre une succession de grès et limolites rougeâtres et où la seconde débute avec des grès qui passent graduellement à des pélites et limolites multicolores, il ne semble pas y avoir de grands changements de régime entre les deux unités.

#### Distribution

D'excellents affleurements de cette unité sont visibles le long de tous les ravins et rios qui recoupent les serranias de Castellon, de Santa Ana et de Pajonal, le long de la route Tarija-Villamontes. Tout au long de ce chemin, on constate un épaississement progressif de la série, l'épaisseur passant de 50 m à l'Est à 400 m à l'Ouest. Les épaisseurs les plus fortes déterminent le dépo-centre à l'Ouest du bassin (Fig. 3-34).

Cette unité est très bien développée au Sud du Rio Grande. Dans la zone de Camiri-Oquitas-Salinas, elle est presque exclusivement constituée de pélites multicolores. Au sommet, elle est en contact avec la Formation Ichoa, et au Sud du Rio Pilcomayo, avec la base de la Formation Petaca (Paléogène). Au Centre et au Sud du bassin, sa base repose sur la Formation Tapehua et au Nord sur les Formations Vitiacua, Cangapi ou Escarpment (Ayaviri, 1967).

Dans les parages du pont du Rio Pilcomayo (Fig. 3-35), l'érosion pré-tertiaire a éliminé complètement la Formation Ichoa et une partie de la Formation Castellon dont seuls 125 m sont préservés.

#### Caractéristiques lithologiques et environnement de dépôt

Les séquences de la Formation Castellon sont constituées par des grès brun clair à rougeâtres, à grains fins, subarrondis à subanguleux, bien classés, disposés en bancs grossiers, parfois massifs. Ils alternent avec des lits d'argilites non calcaires, de teinte chocolat, où sont intercalés de fins niveaux de grès limo-argileux.

Dans la localité type, la partie basale de la section montre des grès jaunâtres, blanchâtres ou rosés, en gros bancs, présentant parfois des stratifications entrecroisées diagonales ou tabulaires, séparés par de minces interlits de lutites et marnes rouges ou violettes. La granulométrie des grès varie de fin à moyen ; les grains sont subanguleux ou subarrondis et relativement bien triés. Plus haut dans la série, apparaissent des lits de conglomérats. La base des bancs de grès remanie fréquemment des fragments

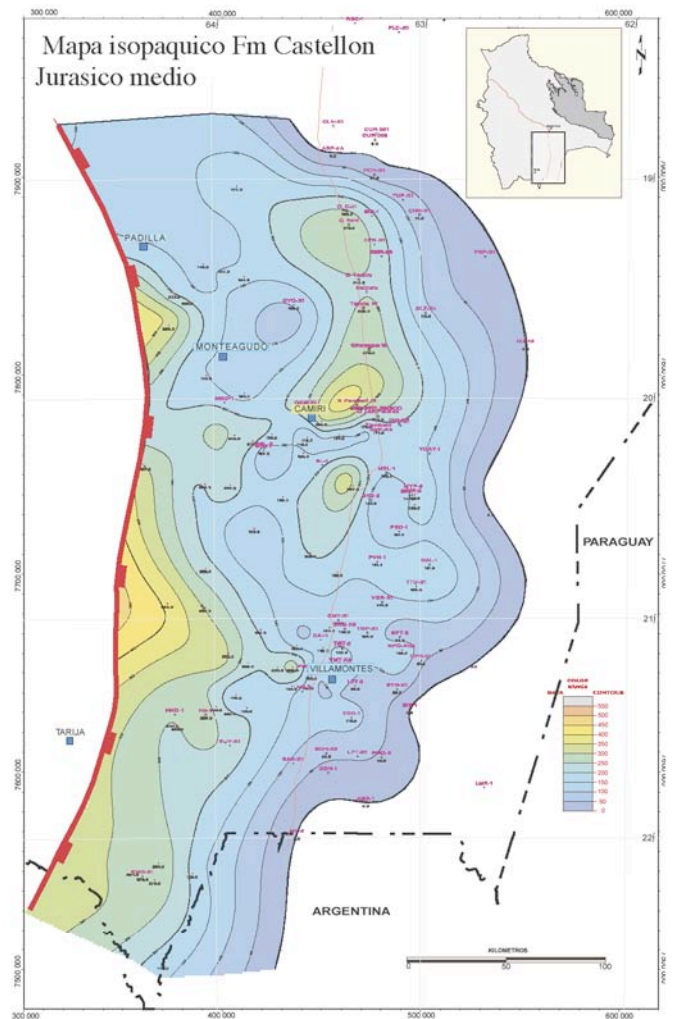


FIG. 3-34 Carte isopaque de la Formation Castellon.



FIG. 3-35 Parages du pont sur le Rio Pilcomayo : contact érosif de la Formation Petaca (Paléogène) sur les grès massifs de la Formation Castellon ; ceux-ci montrent des bancs épais à stratifications parallèles.

de lutites rouges. Les grès eux-mêmes sont assez grossiers, friables, généralement à stratifications parallèles, mais montant localement des stratifications entrecroisées diagonales. Tout à fait au sommet de la série, apparaissent

des grès rouges en gros bancs, à grains fins à moyens, mais présentant sporadiquement quelques galets de quartzites. Dans toute l'épaisseur de la série, la matrice est très généralement argilo-limoneuse et le ciment calcaire (Ayaviri, 1967).

Un bon exemple de ces grès est visible dans la coupe du Rio Parapeti ; ils sont de teinte jaunâtre à blanchâtre, à granulométrie variant de fin à moyen, à grains arrondis à subarrondis, bien classés, à stratifications parallèles, finement laminés et à ciment calcaire (Fig. 3-36). Dans cette coupe, on n'observe pas le contact de base avec la Formation Tapequa.

Dans le ravin Camatindi, Ardaya (1989) a décrit des grès calcaires de teinte lilas, à grains fins, et des grès gris-blanchâtres à nuances verdâtres ou rougeâtres, à grain fin à moyen, discrètement laminés et intercalés avec de minces lits d'argiles rouges. Les cuttings de l'intervalle 2380-2385 mbbp du puits SM-X1, situé dans la plaine du Chaco, à 6 km à l'Est du ravin Camatindi, ont fourni 40% de quartz (dont 80% d'ambré et 20% de hyalin), 50% de grès blanchâtre à grains fins subarrondis et bien classés, 30% de limolites gréseuses brun sombre à taches blanches, 10% d'argilites rouge à brun violet, et 15% de calcaire blanchâtre non cristallisé. Les enregistrements diagaphiques du même puits SM-X1 (Fig. 3-33) permettent de déterminer le contact Castellon/Tapequa qui se marque par des sauts importants de différents paramètres, en particulier de gamma ray (GR), potentiel spontané (SP) et résistivité.

Les variations de faciès de la Formation Castellon suggèrent une ambiance de dépôt en milieu lacustre confiné pour la partie inférieure, en particulier dans la région de Salinas (Fig. 3-37), et un milieu fluvio-éolien pour l'ensemble gréseux supérieur, en particulier pour la série visible dans l'anticlinal de Castellon.

#### Âge

Pinto et Sanguinetti (1987) ont étudié une faune d'Ostracodes de la Formation Castellon, appartenant aux familles *Lymnocytheridae*, *Cyprididae* et *Darwinulidae*. Un certain nombre d'espèces sont nouvelles : *Bisulcoocypris lacinata boliviana* n sp, *B. truncata* n sp, *B. castellonensis* n sp, *B. cabimovae* n sp ; d'autres évoquent des formes décrites, mais n'y correspondent pas rigoureusement : *Darwinula cf. oblonga* RUEMER, *D. cf. leguminella* FORBES, *D. cf. contrata* MANDELSTAM, ?*Ilhasina* sp. ; enfin des Conchostracés correspondant à *Estherellia* sp. sont également présents. Ces formes sont comparées aux faunes d'Ostracodes des séries de Rio Andar de Serra du bassin de Reconcavo-Tucano au Brésil et de la partie inférieure du Groupe de Coco Beach au Gabon. Ces faunes sont attribuées au Crétacé inférieur et donc un âge similaire est proposé pour les formes boliviennes.

Nous avons pu isoler un certain nombre de cristaux de zircon et mettre en oeuvre la méthode des traces de fission sur trois échantillons provenant de la coupe du Rio



FIG. 3-36 Coupe du Rio Parapeti : grès à stratifications parallèles, finement laminés, à ciment calcaire.



FIG. 3-37 Grès et limolites multicolores de la partie inférieure de la Formation Castellon sur le flanc occidental de la Serrania de Salinas.

Pilcomayo (Fig. 3-10). L'échantillon PL-11 fourni un âge moyen sur 7 grains de  $224 \pm 28$  Ma, avec un certaine dispersion. L'échantillon PL-12, situé 50 m plus haut dans la même coupe, a fourni un âge à  $173 \pm 19$  Ma, sur une dizaine de grains. Dans la mesure où l'on est certain que les zircons n'ont pas été réchauffés au delà de la température de  $240^\circ\text{C}$ , l'échantillon PL-11 fournit donc un âge maximum pour la Formation Castellon. Cet âge est cohérent avec celui retenu pour la Formation Tapequa sous-jacente. La Formation Castellon doit donc représenter le Jurassique moyen-supérieur.

#### 3-2-2-9 Formation Ichoa

##### Nom et localité type

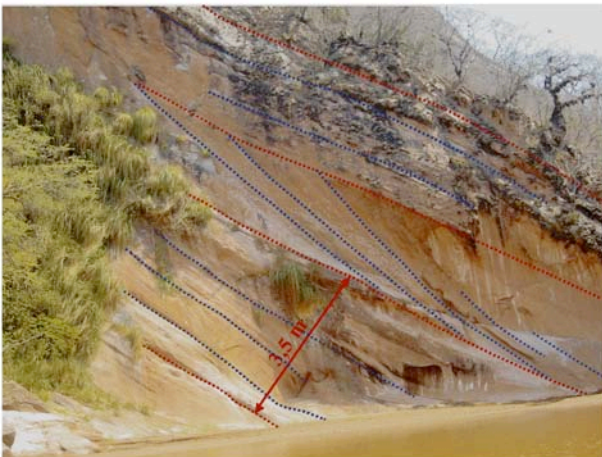
Le nom de cette formation provient du Rio Ichoa, affluent du Rio Ichilo qui draine la région de la Serrania La Sarca dans le Subandin (Fig. 1-2) et où existent les meilleurs affleurements de cette série. La référence originelle provient de la Quebrada Elvira (Fig. 3-44) où Chamot & Perry (1962) ont décrit des grès rouges à granulométrie fine à moyenne, en couches d'épaisseur moyenne à forte, et à très fréquentes stratifications entrecroisées.



**FIG. 3-39** Affleurement des grès de la Formation Ichoa, caractérisés par des stratifications entrecroisées tabulaires à grand angle ; route Camiri-Rio Grande.



**FIG. 3-40** Grès de la Formation Ichoa à litage bicolore, matrice argileuse et stratifications entrecroisées tabulaires ; environs immédiats de Camiri.



**FIG. 3-41** Sommet de la Formation Ichoa dans le Rio Parapeti.

Les limites de banc, épais de 3 à 4 m, sont soulignées par un trait rouge et la stratification interne et les recouvrements à grand angle par un tireté bleu.

### *Distribution*

La Formation Ichoa est largement représentée dans le Subandin et la plaine du Chaco ; c'est l'unité mésozoïque qui occupe la plus large surface dans ce domaine (Fig. 3-38). Les épaisseurs les plus importantes se rencontrent dans le Subandin Sud, atteignant les 600 m dans le bassin de Villamontes, au Nord de Tarija. Ailleurs, l'érosion consécutive à l'orogénèse andine a contribué à la réduire notablement. Leur étude a été centrée sur plusieurs coupes dans le secteur de la route de Camiri à Santa Cruz où les grès clairs de la Formation Ichoa constituent un ensemble aisé à identifier par ses caractéristiques lithologiques et ses structures internes (Fig. 3-39).

### *Caractéristiques lithologiques et environnement de dépôt*

Ardaya (1989) a décrit la Formation Ichoa dans la Quebrada Camatindi comme formée de grès brun rouge ou brun rose, friables, à granulométrie moyenne, constitués de quartz ambrés, et à fort entrecroisement. Les cuttings du puits SMX-1, provenant de l'intervalle 2305-2310 mbbp, montrent 30% de quartz essentiellement grossier (dont 30% d'ambré et 70% de hyalin) et 70% de limolites très argileuses, brun rouge à brun sombre.

Le milieu de dépôt est continental, avec de très nettes caractéristiques éoliennes (Fig. 3-40) dans la partie supérieure de la formation et fluvio-éoliennes dans la partie inférieure.

D'après Sempéré (1995), au cours du Jurassique, la progradation éolienne s'est effectuée par le moyen de dunes majoritairement longitudinales dues à des vents soufflant du SSW.

Dans la coupe du Rio Parapeti, la Formation Ichoa est constituée de grès de teinte brun rouge, de granulométrie fine à moyenne, bien à assez bien triés, présentant une bonne maturité texturale, et contenant des quartz ambrés. Les stratifications entrecroisées à grand angle sont caractéristiques. Elles sont constituées de sets de bancs épais de grès très fins à moyens qui localement contiennent une matrice limono-argileuse. Fréquemment apparaissent des lits à ciment calcaire très résistant. Dans ses parties inférieure et médiane, la Formation Ichoa comporte d'épais bancs de grès brun rouge à stratifications planes ; on y observe également des surfaces de fracture obliques à la stratification. Dans sa partie supérieure, la formation montre des sets épais de 2 à 4 m, de grès zonés et laminés, à stratifications entrecroisées à grand angle (Fig. 3-41). Ces éolianites à grain fin montrent une lamination parallèle et une zonation brun rouge et gris clair.

Cette coupe du Rio Parapeti se termine par la discordance de la Formation Petaca (Paléogène), constituée par un conglomérat basal et des grès calcaires à clastes dispersés de silex, quartzite et quartz. Ce conglomérat, bien visible sur les deux rives du Rio Parapeti est de teinte rose à brun rouge ; il est à ciment calcaire extrêmement

induré et épais de 3 à 4 m (Fig. 3-42). Les fragments et clastes anguleux de silex et de grès atteignant 30 cm de longueur sont inclus dans une matrice areno-limoneuse, contenant des quartz ambrés et très indurée par un ciment carbonaté. Les blocs de grès brun jaune sont remaniés au sein d'une matrice gréseuse fine également cimentée par des carbonates. Ces blocs sont très anguleux et reflètent un transport réduit.

#### Âge

On ne connaît aucun fossile dans cette unité. Le Lexique Stratigraphique de Bolivie retient un âge triasique ou jurassique. Compte tenu de nos résultats sur le basalte Entre Rios et les Formations Tapeuca et Castellon qui permettent d'attribuer ces séries au Jurassique inférieur à moyen, voire à la base du Jurassique supérieur, la Formation Ichoa ne peut pas être plus ancienne que Jurassique supérieur. Nous retenons donc pour elle un âge Jurassique supérieur.

#### 3-2-2-10 Corrélation stratigraphique régionale du bassin de Villamontes

L'étude qui précède a permis de préciser les relations structurales et les caractéristiques lithologiques des différentes formations qui constituent le Mésozoïque du bassin de Villamontes. Il a donc été possible de préciser les signatures diagraphiques des différentes unités. On peut donc désormais corréler entre eux une série de puits et construire un profil du bassin. Un tel profil a été réalisé selon une direction globalement Nord-Sud, qui correspond à l'allongement du bassin, à partir de 11 puits.



FIG. 3-42 Contact érosif irrégulier des conglomérats de la Formation Petaca (Paléogène) sur les éolianites de la Formation Ichoa. Coupe du Rio Parapeti.

Sur la figure 3-43 qui représente ce profil, nous avons choisi comme horizontale de référence la limite entre les formations Tapeuca et Castellon qui sont présentes dans le plus grand nombre de sections. Ce profil montre que le remplissage du bassin peut être subdivisé en trois ensembles. Un ensemble inférieur regroupe les Formations mésozoïques Cangapi et Vitiacua qui reposent sur un substratum paléozoïque. Il présente une répartition limitée et une épaisseur modeste et constitue un ensemble antérieur au fonctionnement principal du bassin donc un système pré-rift. Le deuxième ensemble est constitué par l'ensemble des formations post-Vitiacua et pre-Castellon, soit sur la coupe par la Formation Tapeuca.

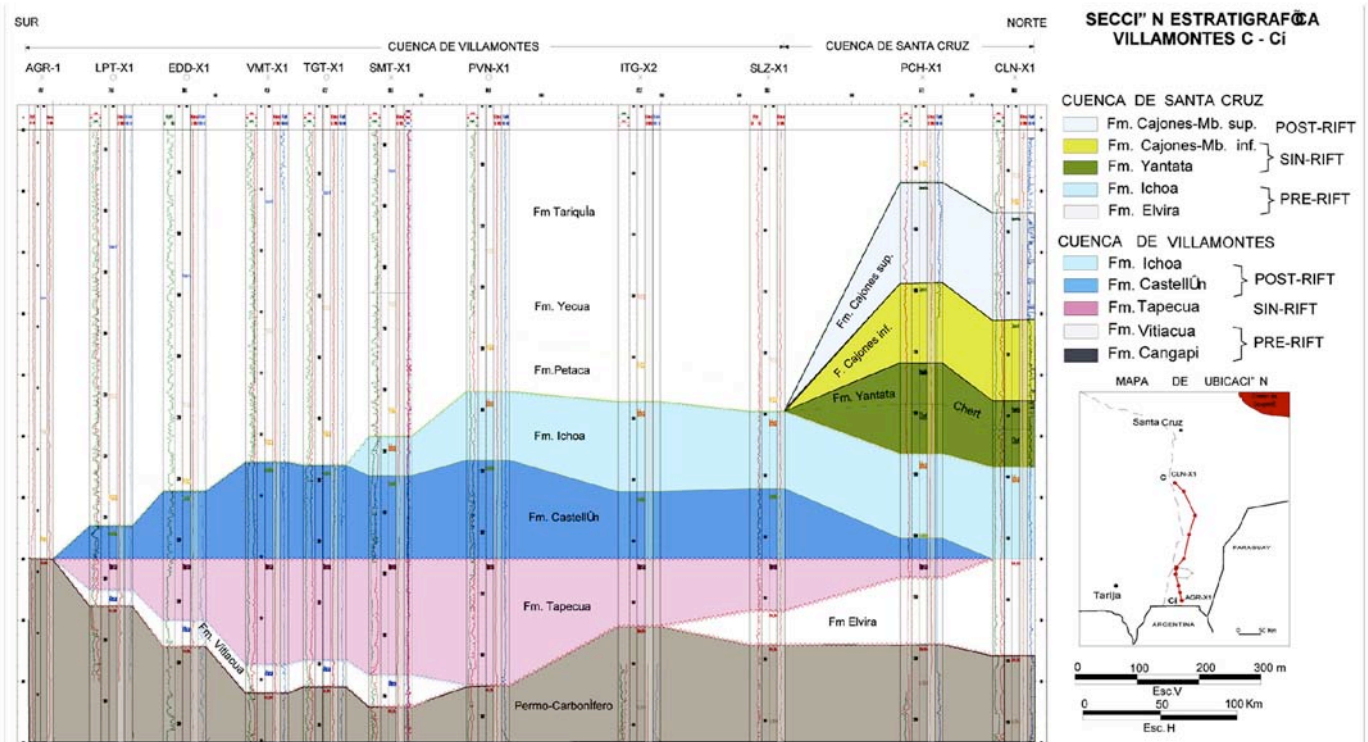


FIG. 3-43 Corrélation stratigraphique régionale du bassin Jurassique de Villamontes. Au Nord sont présentes les séries crétaées du bassin de Santa Cruz.

Les Formations Camiri, Ipaguazu, San Diego et Entre Rios, appartiennent à cet ensemble ; elles ne sont pas représentées sur cette coupe qui passe à l'Est de leur décentre. Cet ensemble correspond à l'installation du bassin dans sa géométrie, donc à l'épisode de subsidence initiale, et donc à un système syn-rift. En particulier, les basaltes (Camiri et Entre Rios) se sont mis en place dans le contexte distensif contemporain de ce rifting. Le troisième ensemble, constitué des Formations Castellon et Ichoa, correspond dès lors à la période de relaxation thermique du bassin, donc à un système post-rift.

Ce profil montre également l'importance de la dénudation pré-paléogène, qui a érodé la séquence post-rift (Ichoa-Castellon) au Sud du bassin. Il s'agit de l'enregistrement du premier stade de mise en place des structures andines au niveau de la Cordillère Orientale, avant que la structuration n'atteigne le domaine du Subandin.

### 3-3 LE BASSIN CRÉTACÉ DE SANTA CRUZ

En Bolivie existe un second ensemble de bassins mésozoïques, mis en place au cours du Crétacé, dans des situations et géométries différentes de celle des bassins jurassiques. Ces bassins témoignent d'une réorganisation structurale importante en réaction à un épisode d'atténuation lithosphérique régional qui a affecté la région entraînant l'apparition d'un nouveau régime extensif. Les unités mises en place au cours de cet épisode présentent une certaine importance du point de vue pétrolier.

Certaines de ces unités font partie d'un ensemble dénommé Groupe Tacuru. Cet ensemble ne représente cependant pas une subdivision naturelle dans la mesure où il regroupe des formations qui se sont mises en place dans des environnements géotectoniques complètement différents. Ainsi, comme nous l'avons vu ci-dessus, la Formation Ichoa est contemporaine de l'étape de relaxation thermique du Bassin Jurassique développé dans le Subandin Sud (Villamontes). Elle n'appartient pas au cycle Crétacé, pour lequel elle ne représente qu'un des éléments de l'ensemble pré-rift. Elle se prolonge au niveau du Subandin Nord par des dépôts éoliens identiques dénommés Formation Beu.

Les séquences contemporaines de l'évolution du Bassin Crétacé sont constituées dans le Subandin Central (Bassin de Santa Cruz) par les Formations Yantata et Cajones qui représentent l'étape de constitution du bassin (Yantata et Cajones inférieur) et l'étape de relaxation thermique (Cajones supérieur). Les équivalents de ces deux étapes dans le Subandin Nord sont représentés par les sédiments des Formations Eslabon et Flora.

Dans le Bassin de Santa Cruz, les séquences mésozoïques sont essentiellement constituées de dépôts clastiques. Elles sont particulièrement bien exposées dans la Quebrada Elvira (Fig. 3-44), qui, de ce fait, constitue la colonne stratigraphique type du Mésozoïque dans le Subandin Central (Fig. 3-45).

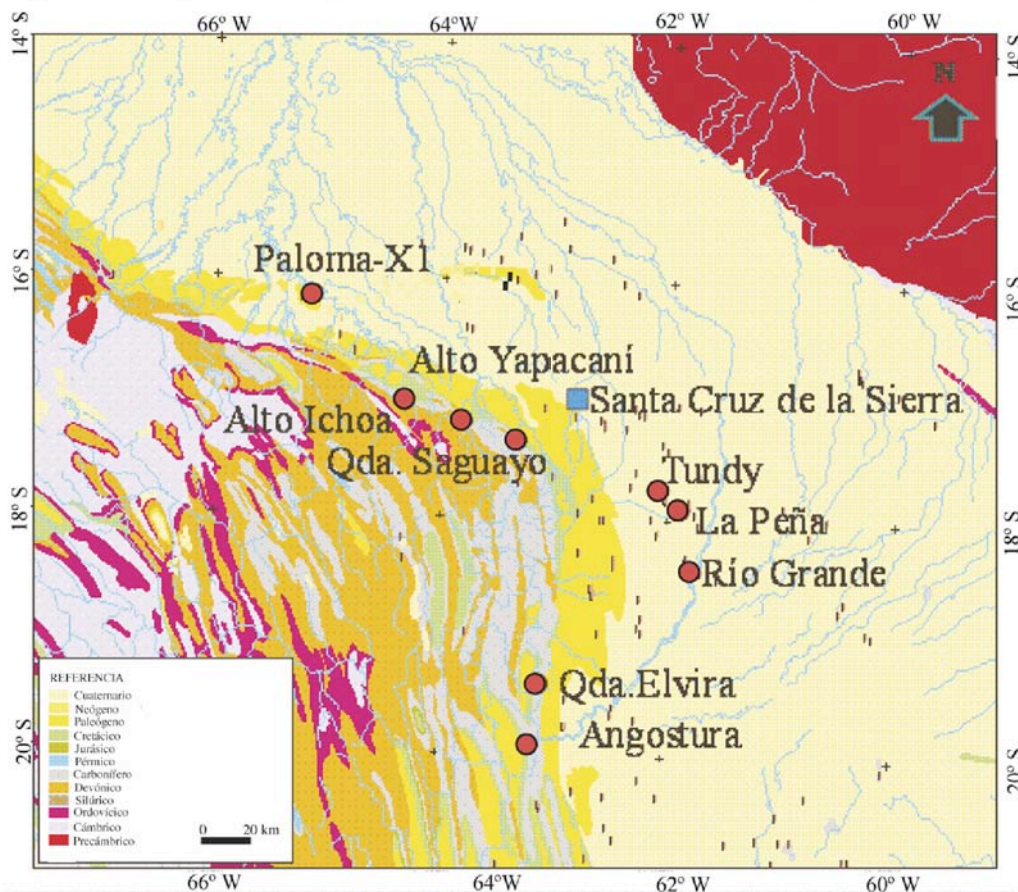


FIG. 3-44 Carte géologique du Subandin Central (Coude de Santa Cruz) situant les localités et affleurements les plus importants du Mésozoïque du Subandin Central.

La Quebrada Elvira (Fig. 3-44) est située dans la Serrania de Espejos, dans le département de Santa Cruz, entre les 17°20' et 18°10' de latitude Sud et les 63°20' et 63°30' de longitude Ouest. Dans cette coupe la base du Mésozoïque vient en discordance sur une série de grès à faciès continental, dénommée Formation Elvira, parfois assimilée à la Formation Cangapi (voir ci-dessous). La limite supérieure est constituée par une autre discordance très nette qui marque la base de la sédimentation syn-orogénique andine.

La séquence mésozoïque débute par des grès de teintes marron clair à nuances rouges qui passent à des grès quartzeux à grain moyen, de teinte blanc jaunâtre à blanc rougeâtre, à stratification entrecroisées ; cet ensemble est assimilable à la Formation Ichoa. Une surface d'érosion tronque cette série. Au-dessus vient la Formation Yantata qui montre, de la base au sommet, des grès très friables à grains de quartz de granulométrie moyenne, passant à des grès fins et présentant localement des indices d'entrecroisement. Au sommet s'observent des niveaux à concrétions calcaires. Une nouvelle surface d'érosion précède la Formation Cajones qui consiste principalement en grès à grain fin à moyen, de teintes roses, brun clair ou rouges, à nodules calcaires et niveaux de paléosols dans la partie moyenne et niveaux concrétionnés calcaires dans la partie supérieure.

### 3-3-1 Caractéristiques des formations

#### 3-3-1-1 Formation Elvira

##### Nom et localité type

La dénomination originelle est due à Unterladstaetter (1952). Toutefois, cette terminologie n'est plus utilisée ; il est donc nécessaire de fournir une nouvelle définition qui doit s'appuyer sur la définition originelle. En effet, cette formation a été considérée comme un équivalent de la Formation Cangapi qui est bien développée dans le Subandin Sud (voir p. 20).

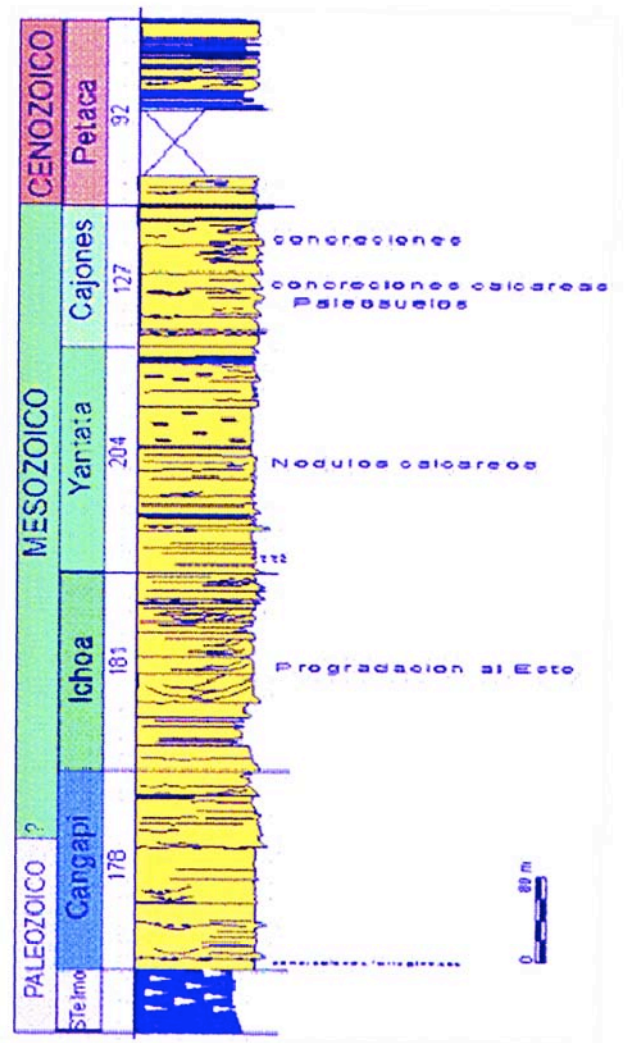


FIG. 3-45 Colonne stratigraphique des séquences du Mésozoïque de la Quebrada Elvira (d'après Toledo, 1988).

Cependant, on observe, sur certaines sections sismiques, une séquence qui érode le sommet de la Formation Cangapi, c'est pourquoi on préfère distinguer la Formation Elvira.

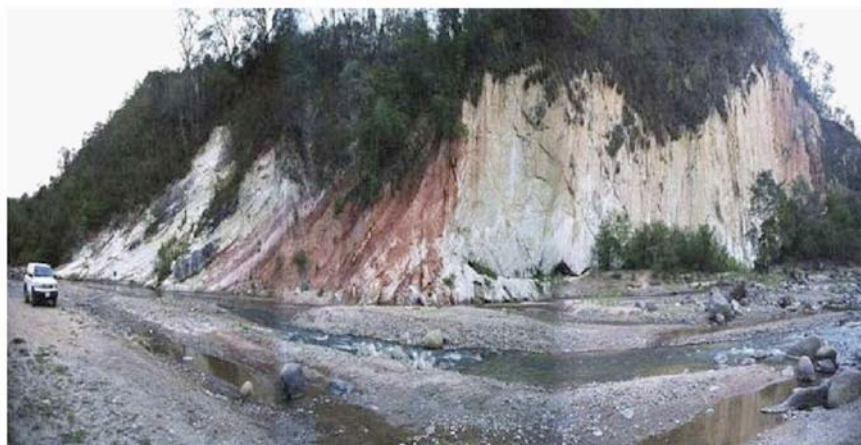


FIG. 3-46 Rio Piray région de la Angostura : contact entre la Formation Ichoa de teinte blanche et rouge sur la gauche, et la Formation Elvira de teinte jaune pâle à droite.

Les bancs sont très redressés en raison de la proximité avec une faille au contact du Dévonien à gauche.



La série permienne observée dans le bassin de Santa Cruz montre en effet deux séquences : la séquence Pm-SQ1 qui correspond à la partie supérieure de la Formation Cangapi ; et la séquence Cb-Pm-SQ2 pour laquelle on propose de maintenir le nom de Formation Elvira.

La Formation Elvira ainsi définie a comme localité type la Quebrada Elvira, où son épaisseur atteint 178 mètres (Fig. 3-45).

#### *Distribution*

La Formation Elvira affleure dans toutes les sections de la zone de la Angostura (Fig. 3-44 et 3-46) ainsi que dans les ravins de la Serrania Espejos, montrant d'assez larges variations d'épaisseur. L'épaisseur maximale s'observe dans la Quebrada Doce, où elle atteint 220 m. Au Rio Botellas, elle est de 163 m, dans le Rio Piray de 120 m, et dans le Rio Macunucù de 165 m (Morejon & Gutierrez, 1994).

Cette unité est limitée à son sommet par une surface d'érosion qui la sépare de la Formation Ichoa. Dans le Rio Piray et la Quebrada Doce, son contact de base avec le Carbonifère est faillé. Dans les Rios Macunucù et Botellas, la base de la Formation Elvira correspond à une surface d'érosion ; le contact est particulièrement net dans le Rio Botellas (Morejon & Gutierrez, 1994).

Dans la zone de la Angostura, les couches présentent un fort pendage, de l'ordre de 70° qui décroît vers le haut de la série ; ceci en raison de l'existence d'une faille inverse au contact avec le Dévonien (Fm Iquiri). On suppose que cette faille correspond à un niveau de décollement situé au sein des diamictites de la Formation San Telmo. L'importance du rejet est difficile à estimer, cependant dans la Quebrada Elvira, située à quelques kilomètres seulement, sont préservés quelques mètres de cette unité comportant entre autres deux écaillés de sédiments gréseux d'origine vraisemblablement marine littorale.

#### *Caractéristiques lithologiques et environnement de dépôt*

Cette unité comporte deux séquences bien caractérisées. La séquence inférieure est essentiellement constituée de conglomérats fins polymictiques en sous-séquences de premier et de second ordre grano et stratodécroissantes. Les bancs épais, jusqu'à 16 m, sont mal stratifiés. Les bancs de grès sont constitués de quartz saccharoïdes, à granulométrie fine à moyenne, de teinte jaune pâle à jaune sombre, voire vert olive. Ils montrent des ébauches de stratifications entrecroisées ainsi que des nodules calcaires. La séquence supérieure siliciclastique est minéralogiquement plus mûre. Elle est nettement stratifiées et montre des laminations entrecroisées, parallèles, ainsi que des paléochenaux. Les couches à nodules calcaires sont fréquentes, cependant que des niveaux ferrugineux épais de 0,5 m sont présents dans la Quebrada Doce.

Le milieu de dépôt est marin, inter à supratidal pour

la séquence inférieure, et mixte (supratidal à arrière plage) pour la séquence supérieure (Morejon & Gutierrez, 1994).

#### *Âge*

On ne connaît pas de fossile dans la Formation Elvira. Le lexique Stratigraphique de Bolivie lui attribue un âge Carbonifère supérieur-Permien (Suarez Soruco & Diaz Martinez, 1996). Tenant compte de ce que, d'une part, elle surmonte localement la Formation Cangapi, d'autre part, la séquence de base de la Formation Vitiacua est retenue d'âge Permien moyen à supérieur par Sempéré (1992), on peut retenir le même âge Permien moyen à supérieur pour la Formation Elvira. Dès lors elle apparaît comme un équivalent latéral de la séquence inférieure de la Formation Vitiacua.

#### *3-3-1-2 Formation Ichoa*

##### *Nom et localité type*

Nous avons déjà précisé que cette formation tire son origine du Rio Ichoa, affluent du Rio Ichilo qui draine la région de la Serrania La Sarca dans le Subandin Central (Fig. 3-44). La coupe de référence originelle est située dans la Quebrada Elvira (Fig. 3-44 ; Chamot & Perry, 1962) où sont décrits des grès à stratifications entrecroisées à grand angle.

##### *Distribution*

La Formation Ichoa, qui est largement représentée dans le Subandin Sud et la plaine du Chaco, déborde largement de ce domaine. Elle couvre en effet de larges espaces du Subandin Central et de la plaine du Beni.

Dans les affleurements du Subandin central, ainsi que dans les puits situés au Sud de Santa Cruz de la Sierra, son épaisseur varie de 140 à 200 mètres. Des épaisseurs du même ordre sont observées également dans les puits situés dans le piémont Nord, à l'Ouest de Santa Cruz. Dans le puits Puerto Ramos-XI, sa base repose en discordance sur la Formation Limoncito du Dévonien et dans le puits Ichoa-XI (Fig. 3-44) sur la séquence basale de la Formation Roboré. Dans la région du Mamoré, plus à l'Ouest, les puits Surubi-XI et Paloma-XI (Fig. 3-44) montrent que la base est discordante sur le Silurien. Dans ces puits, le contact supérieur avec la Formation Yantata est concordant.

Dans la région du Boomerang (à 16° N et entre 62° et 64° W, fig 3-44 ), les données de forage montrent que l'épaisseur de la Formation Ichoa atteint 380 m. La carte isopaque (Fig. 3-38) figure un dépo-centre Nord, correspondant précisément à cette région du Boomerang, alors que les épaisseurs dans les puits de la région de Santa Cruz restent autour de 150 à 180 m. Dans cette région de Santa Cruz, le contact inférieur est discordant, sur la Formation Elvira, et le contact supérieur, avec la Formation Yantata, s'effectue par l'intermédiaire d'une surface d'érosion qui tronque la Formation Ichoa.

Dans la partie la plus distale de l'avant-pays,

correspondant en particulier à la zone du Boomerang, plusieurs forages montrent une séquence basale du Mésozoïque constituée de limolites et argilites de teinte marron rouge, et contenant des intercalations de grès feldspathiques à grain fin, très friables et légèrement calcaires. Ainsi dans le puits Sirari-XI sont décrites de limolites et argilites blanchâtres légèrement calcaires. Des cuttings provenant du puits Vibora-XI, montrent des grès vert clair et blanchâtres à intercalations sporadiques d'argilite gris vert à marron rouge. Bien que ces faciès soient différents des éolianites classiques de la Formation Ichoa, ils sont considérés comme constituant une séquence basale locale.

#### *Caractéristiques lithologiques et environnement de dépôt*

Dans le domaine considéré (Subandin Central et Est du bassin du Beni), la Formation Ichoa est représentée par des grès rougeâtres et blanchâtres à grains de quartz hyalins et ambrés. Le degré de classement est variable, de faible à bon. Les stratifications entrecroisées de grande échelle sont la règle (Fig. 3-47 et 3-48). Les grès sont organisés en sets de un à deux mètres (Fig. 3-47). Les affleurements des Quebrada Elvira et Botellas (Fig. 3-47 et 3-48) permettent d'observer des faciès à grain moyen ou grossier, occasionnellement sableux, alors que le matériel récupéré dans les résidus de forage des différents puits et plutôt fin à moyen. Il semble que la coloration rougeâtre de certains lits soit due à des processus diagénetiques postérieurs à la consolidation des grès ; en effet, dans de nombreux secteurs les grès sont blancs (Fig. 3-47 et 3-48).

Une analyse d'électrofaciès a été réalisée à partir des profils enregistrés dans le puits Tundy-X2, pris comme référence. Celui-ci est situé dans le piémont de la Serrania de Los Espejos, 30 km au SE de Santa Cruz de la Sierra, dans le Bloc Grigotá (Fig. 3-44).

En se fondant sur les enregistrements de pendagemétrie, on interprète l'électroséquence I (2415,5 à 2375 m) comme formée d'une alternance de formes chenalisées et de formes en relief, qui peut être assimilée à une succession d'éléments fluvio-éoliens ; ceux-ci deviennent de plus en plus importants vers le haut de la série (Toselli, 2004). Les paléodirections de vent, suggérées par les profils de pendagemétrie sont du Sud-Ouest ; les directions de progradation des éléments fluviaux sont généralement orientées vers l'ESE. La forme en entonnoir des courbes de Gamma Ray (GR), indicateur de la présence de minéraux comportant des éléments radio-actifs (uranium, thorium, potassium) qui sont présents dans les argiles, suggère un passage graduel de séquences typiquement fluviales vers des séquences à prédominance éolienne, avec comme conséquences un meilleur tri, une maturité texturale et minéralogique plus grande. En ce qui concerne l'électroséquence II (2375 à 2290 m), sa partie inférieure montre à sa base le développement d'un important corps dunaire, épais de 22 m.



**FIG. 3-47 Rio Elvira : stratifications entrecroisées à grande échelle dans les grès de la Formation Ichoa.**



**FIG. 3-48 Rio Botellas : stratifications entrecroisées d'origine éolienne et variations de couleur dans les grès de la Formation Ichoa.**

L'interprétation d'un corps sableux à crête sinueuse permet d'inférer une direction du vent du Sud passant au SW vers le haut. La présence d'un plan penté, situé à peu près au centre du corps dunaire, peut être interprétée comme un phénomène de glissement de crête de dune. Concernant la partie supérieure de l'électroséquence, on y observe une forte activité de la courbe de Dt (profil sonique) sur un tronçon de 55 m, qui permet de supposer d'importantes variations texturales. L'activité de la courbe de GR (Gamma Ray) indique également une variation des composants lithologiques. Les alternances et variations de faciès (séquences de second ordre) s'enregistrent également sous la forme de nombreux sauts brusques des enregistrements de pendagemétrie. En résumé, il apparaît que cet intervalle représente une alternance de dépôts principalement éoliens, avec une direction du vent du SW, intercalés de corps chenalisés progradants au NW.

La différence avec l'électroséquence I réside dans le fait que les dépôts fluviatiles paraissent indiquer une légère modification de la pente régionale.

Dans l'électroséquence III (2290 à 2275 m) la courbe de Gamma Ray (GR) montre un profil cylindrique, comme aussi la courbe du profil sonique (Dt). En revanche, la courbe de résistivité montre un profil en cloche. Les inclinaisons augmentent, puis diminuent, avec un maximum de 28° et un minimum de 7°, pour une direction moyenne vers le SW.

Ceci s'interprète comme dû à la présence d'un corps dunaire, avec une paléodirection du vent du SW qui tend à être recouvert par des éléments plus fins sans structure interne bien définie à l'échelle du log diagraphique. En conclusion, la Formation Ichoa est caractérisée à sa base par des séquences essentiellement fluviatiles et plus haut par des séquences essentiellement éoliennes.

#### Âge

On ne dispose pas d'éléments pour dater cette formation dans ce secteur. Conformément à ce qui a été proposé pour le bassin de Villamontes, nous retenons donc pour elle un âge Jurassique supérieur.

#### 3-3-1-3 Formation Yantata

##### Nom et localité type

Elle a été originellement définie comme membre supérieur de la Formation Surutu de Chamot & Perry (1962), puis élevée au rang de formation. La localité type est levée dans la Quebrada Saguayo (Fig. 3-44), située dans la Serrania de Espejos, à 30 km à l'W de Santa Cruz de la Sierra.

#### Distribution

La Formation Yantata est largement distribuée dans la zone d'étude (Fig. 3-49). Son contact supérieur avec la Formation Cajones est très net en affleurement (Fig. 3-50) et se marque par un changement de couleur qui passe du jaune au rose ou rouge. En revanche, il est indiscernable sur les profils sismiques. La base de la série est constituée par des grès de teinte jaune à intercalations de silex que l'on peut observer dans la région de la Angostura (Fig. 3-44), sur la route de Cochabamba, et dans une falaise des gorges du Rio Piray. Des affleurements identiques, de teinte ocre, sont visibles également dans la Quebrada Elvira et dans le Rio Botellas (Fig. 3-51).

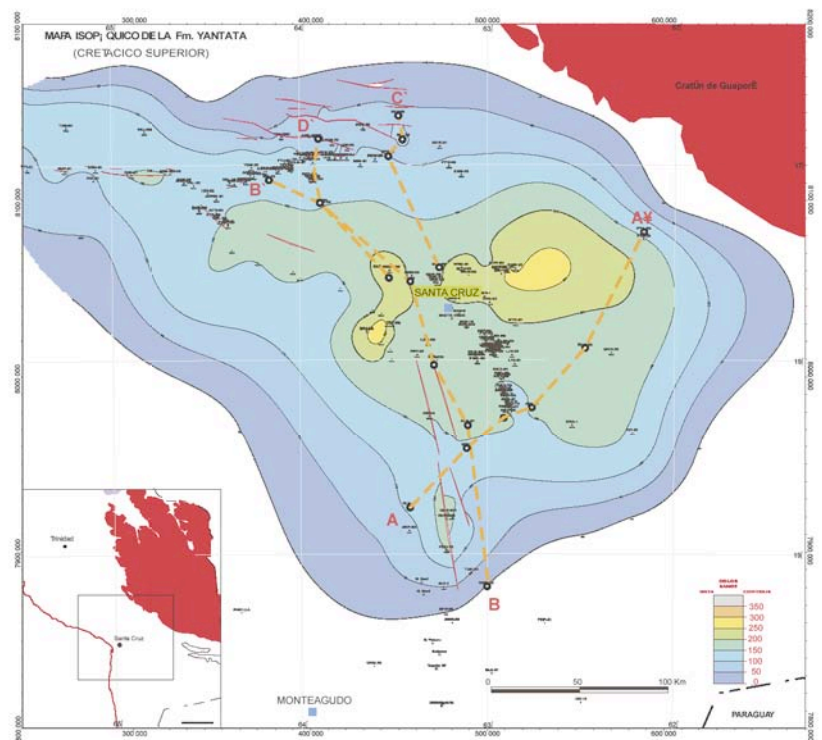


FIG. 3-49 Carte isopaque de la Formation Yantata.

Elle montre la situation du dépointe dans la région de Santa Cruz.



FIG. 3-50 Rio Botellas : affleurement de la Formation Yantata (jaune) surmontée par la Formation Cajones (rougeâtre).

FIG. 3-51 Rio Botellas: détail d'affleurement de la Formation Yantata. On observe des grès jaunes en gros bancs à structure tabulaire dépourvus de structures internes.



La Formation Yantata est bien développée dans la région du Boomerang comme le montrent les nombreux forages effectués dans cette zone. Son épaisseur varie de 40 à 150 m, avec des valeurs de 45 à 50 m au Nord du Boomerang, qui passent à 90 puis à 145 m dans la partie centrale.

Régionalement, elle montre une tendance à l'épaississement en direction du SSE, avec un dépo-centre situé à proximité de Santa Cruz, où l'on observe 200 m dans le puits Colpa -XI et 260 m dans le puits Remanso-XI. Le dépo-centre montre une géométrie complexe avec deux axes (Fig. 3-49). Un premier est orienté E-W, avec une épaisseur maximale de 280 m à l'Est de Santa Cruz. Un second est orienté SSW-NNE et se prolonge en direction de la région Boomerang-Mamoré, avec des épaisseurs de 180 à 200 m.

#### *Caractéristiques lithologiques et environnement de dépôt*

La Formation Yantata est constituée essentiellement par des grès friables, de teinte jaune ou blanc jaunâtre, stratifiés ou en bancs massifs, de granulométrie fine à moyenne, à grains subanguleux à subarrondis. Les quartz sont essentiellement hyalins et secondairement ambrés. Le tri est bon. La matrice limoneuse est peu abondante. Le ciment est souvent calcaire. Dans la partie moyenne de la formation apparaissent souvent des couches lenticulaires de silex (Lopez Pugliesi & Parejas, 1971). Les enregistrements diagraphiques montrent un horizon à forte résistivité connu sous le nom de "nivel con chert" qui constitue un excellent niveau de corrélation régionale. Dans les résidus de forage, cette formation se reconnaît à la présence de grains isolés de quartz hyalins ou jaunâtres, à grain fin ou plus rarement grossier, subanguleux ou subarrondis, et bien triés.

Dans les Quebrada Botellas et Elvira, ces grès se distinguent par leur teinte jaune caractéristique, et par le fait qu'ils sont extrêmement friables au toucher. Ce sont des grès très riches en quartz (grès quartzeux), à grain fin ou très fin, bien triés. Dans les affleurements du Rio Alto Moile et Alto Yapacani (Fig. 3-44), la Formation Yantata est de teinte rouge, similaire à celle de la Formation Ichoa ; la distinction repose sur le fait que la Formation Yantata ne montre pas de stratifications entrecroisées (Lopez Murillo, 1973).

En se fondant sur les enregistrements diagraphiques du puits Tundy-X2, Toselli (2004) interprète le profil de pendagemétrie et les discontinuités de l'électroséquence I (2275 à 2240 m) comme l'indication de la présence d'un corps dunaire dû à des vents de direction SW, qui est surmonté par des séquences à stratifications entrecroisées d'origine fluviatile probable, progradantes vers le NW.

Pour l'électroséquence II (2240 à 2189 m), on note le grand nombre d'interruption, les variations et la dispersion du profil de pendagemétrie ; ceci peut s'interpréter comme le résultat de fortes variations de l'énergie du milieu de dépôt. Les schémas reconnaissables, dont la direction peut varier de 180°, laissent supposer l'existence de structures entrecroisées et de possibles effets de marée ; les variations d'énergie seraient dues à l'effet des vagues

dans un environnement intertidal à subtidal (tidalites). L'apparition de plans de très faible pendage (< 1°) renforce l'hypothèse d'un environnement intertidal. Certaines discontinuités pourraient résulter de l'existence de niveaux bioturbés ou de petits chenaux de marée (2211 à 2207 m).

Dans l'électroséquence III (2189 à 2158 m), on observe une multiplication du type d'électrocycles présents dans les électroséquences précédentes (variations rapides du profil de pendagemétrie, nombreuses discontinuités), un profil global du GR en entonnoir, et un profil sonique en cloche, qui soulignent que cet ensemble présente d'excellentes caractéristiques pétrophysiques du point de vue industriel (bonnes qualités de réservoir).

Pour l'électroséquence IV (2158 à 2133 m), on note une rareté des plans de stratifications reconnaissables sur le profil de pendagemétrie, ce qui ne facilite pas la caractérisation géométrique de la séquence. Cependant, on peut observer que se manifeste un changement progressif du niveau d'énergie vers le haut, ce qui favorise le dépôt d'éléments de plus en plus fins ; ceux-ci peuvent avoir été bioturbés, ce qui expliquerait que l'on observe peu de plans de stratification.

En résumé, la Formation Yantata explorée au niveau du puits Tundy-X2 présente un ensemble inférieur et un ensemble supérieur. L'ensemble inférieur est composé des électroséquences I, II et III ; il est constitué de dépôts marins peu profonds à littoraux ; il montre un caractère régressif. L'ensemble supérieur est constitué par l'électroséquence IV ; il marque soit le début d'une transgression, soit l'installation d'un milieu abrité, responsable du dépôt des pélites qui constituent le haut de la formation.

Dans un travail consacré à la caractérisation de réservoirs du champ de Vibora, la séquence correspondant à la Formation Yantata a été subdivisée en trois membres (Nitec, 1999). Si pour les membres inférieur et moyen on ne dispose pas d'informations pétrophysiques ou de résidus de forage déterminants, on peut néanmoins considérer que ces faciès correspondent à un environnement éolien. Pour le membre supérieur, où les données de résidus de forage sont plus abondantes, on considère que les faciès gréseux indiquent un environnement fluvio-deltaïque.

Dans l'ensemble donc, la Formation Yantata est caractérisée par une grande variabilité des environnements de dépôt. Elle apparaît comme reflétant un paléo-littoral de plate-forme clastique. Les faciès montrent une évolution, depuis des environnements de plages, vers des environnements fluvio-deltaïques et éoliens, très comparables à ce que l'on peut observer de nos jours en Mauritanie.

#### *Âge*

On ne connaît pas de fossiles en provenance de cette unité. Dans le Lexique Stratigraphique de Bolivie, Suarez Soruco & Diaz Martinez (1996) ont retenu un âge Crétacé. Dans la mesure où cette formation peut être considérée comme un équivalent de la Formation Eslabon (voir p 48), son âge serait Crétacé supérieur (Campanien).

### 3-3-1-3 Formation Cajones

#### Nom et localité type

Le nom de Formation Cajones a été proposé par Suarez Roca (1962), qui a situé la localité type dans la Quebrada Espejos dans la Serrania de Terebinto, à 40 km WNW de Santa Cruz de la Sierra (Fig 3-44). Les affleurements de cette unité se rencontrent principalement, du Sud au Nord de la partie externe du Subandin Central, dans les Serranias de Florida, Espejos, Terebinto, La Zarca et La Lluviosa.

#### Distribution

La Formation Cajones est un équivalent latéral de la Formation Flora, décrite dans le bassin du Beni au NW de la zone étudiée (voir p. XX). Dans la région du Boomerang son épaisseur diminue du Sud vers le Nord à cause de l'érosion qui précède la discordance pre-tertiaire. En général, son épaisseur varie entre 50 et 100 m dans la zone centrale. De épaisseurs plus fortes, de l'ordre de 130 m, se rencontrent à l'ENE, en direction des zones d'apport à partir du bouclier Brésilien. Dans la partie occidentale du Boomerang, les données de sous-sol montrent que les épaisseurs n'atteignent pas 20 m.

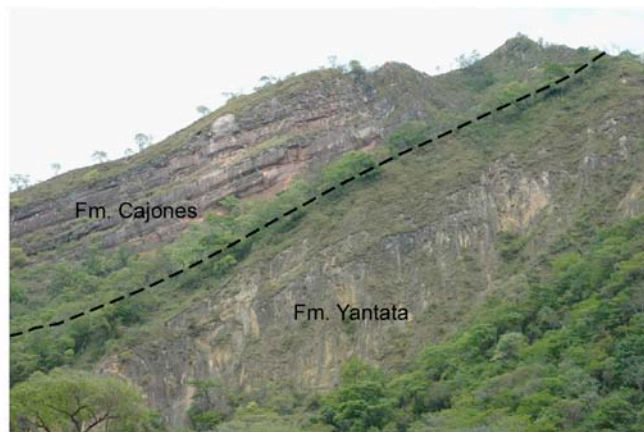
Dans le Boomerang et aux alentours, la Formation Cajones contient une forte proportion de matériel détritique plutonique et métamorphique, provenant de la décomposition d'un socle. Il s'agit ici du bouclier Brésilien qui représente la bordure passive du bassin mésozoïque et a constitué une zone alimentatrice pérenne pour ce bassin.

Dans la zone de La Angostura (Fig. 3-44), proche du dépo-centre, la Formation Cajones affleure à partir du pont suspendu sur le Rio Piray pour une épaisseur de l'ordre de 230 m (Fig. 3-52). Le membre supérieur montre une prédominance de faciès limoneux, suivis vers le haut de faciès pélitiques ; l'ensemble est tronqué par la discordance de la Formation Petaca du Paléogène qui débute par un conglomérat (Fig. 3-53). On observe très fréquemment, en affleurement dans ce membre supérieur, des mélanges de teintes et des mouchetures, rougeâtres, blanchâtres ou verdâtres (Fig. 3-54) ; cet aspect varicolore permet souvent de caractériser la séquence dans les résidus de forage.

Dans les champs producteurs du bloc Grigotà, situé dans la Serrania de Los Espejos, à 30 km au SE de Santa Cruz, la Formation Cajones présente une épaisseur de 400 à 450 m qui caractérise un dépo-centre marqué (Kusiak & Zubieta Rossetti, 2003, Fig. 3-55).

Une section relativement épaisse et assez complète s'observe dans le Rio Botellas. Elle débute par des grès calcaires, de granulométrie fine à moyenne, de teintes jaune pâle à rosâtre, devenant plus rouges vers le haut. Les concrétions calcaires sont abondantes. On observe des niveaux de paléosols, des couches fortement bioturbées et de fréquentes traces de racines et, à petite échelle, des intercalations fines de calcaires et de conglomérats fins.

La Formation Cajones a été corrélée régionalement avec les Formations Flora et Eslabon dans le Subandin



**FIG. 3-52 Coupe de la Formation Cajones dans le Rio Piray.** La formation est affectée par une faille ; on peut observer la différence de couleur entre la partie inférieure de teinte rouge et la partie supérieure de teinte rose.



**FIG. 3-53 Coupe de la Formation Cajones au niveau du pont suspendu sur le Rio Piray.**



**FIG. 3-54 Teintes à mouchetures, rouges et vertes dans le membre supérieur de la Formation Cajones du Rio Elvira.**

Nord, avec la Formation Tobité des Sierras Chiquitanas à la bordure du bouclier Brésilien, et avec la Formation Molino de la Cordillère orientale et de l'Altiplano (Oller, 1991).

#### Caractéristiques lithologiques et environnement de dépôt

La Formation Cajones est constituée de grès calcaires, calcaires et, en proportion mineure, de lutites. Dans la partie inférieure, les grès calcaires sont blanchâtres, jaunâtres ou rosés ; leur granulométrie varie de fin à moyen ; les grains sont subarrondis à arrondis ; le tri est régulier.

**FIG. 3-55 Carte isopaque de la Formation Cajones dans la région Santa Cruz-Boomerang.**

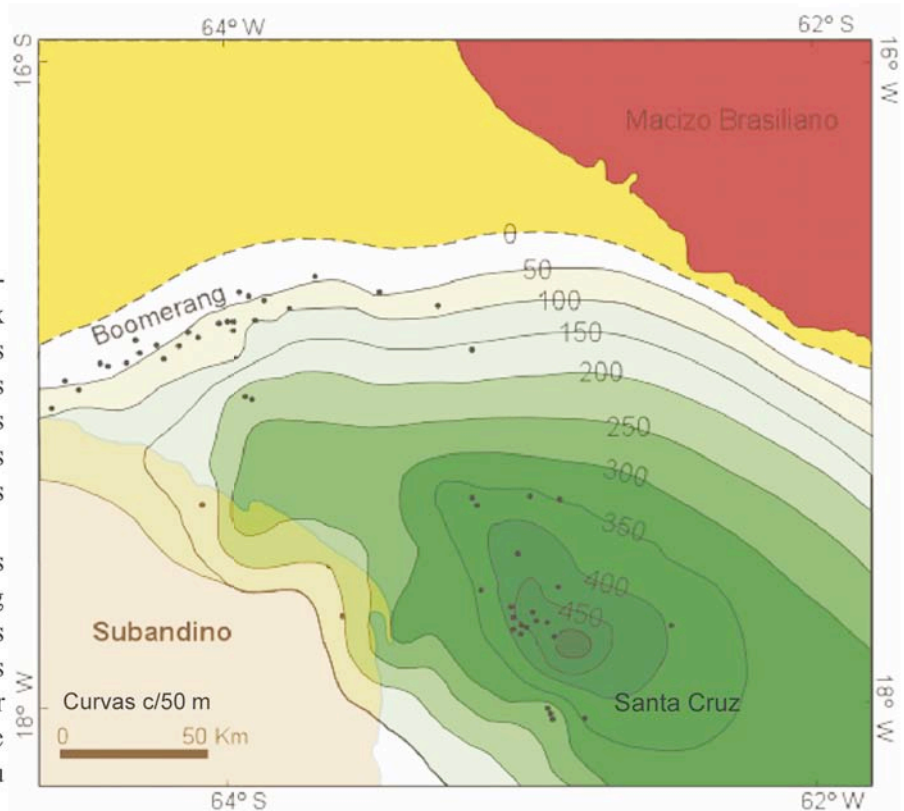
Le dépicentre principal se localise dans la région de Santa Cruz (d'après Kusiak & Zubieta Rossetti, 2003).

Dans la partie médiane s'observent essentiellement des niveaux gréseux intercalés de paléosols, avec les lits très bioturbés et d'abondantes traces de racines (Fig. 3-56 à 3-58). Dans la partie supérieure apparaissent des calcaires gréseux blanchâtres à taches violettes.

Les descriptions lithologiques des puits de la région du Boomerang font référence à des grès calcaires blanchâtres d'aspect massif où des structures analogues sont décrites par Suarez Roca (1962) pour la partie basale de la formation et dans les données du sous-sol par Sandi (1998).

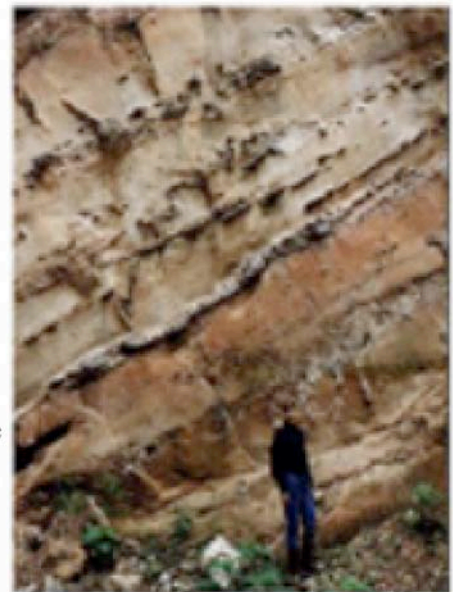
“Une caractéristique distinctive de cette unité aussi bien en surface qu'en sous-sol, et la présence et la diversité de formes calcifiées, qui en certaines zones sont bien définies comme des concrétions, et en d'autres zones forment de minces couches parallèles à la stratification et des tubes verticaux, et qui ont été interprétées comme des paléosols. Ces paléosols indiquent des périodes de stabilité lors de la sédimentation de cette unité”.

En fonction de ces structures caractéristiques, propres à la Formation Cajones, il apparaît que la séquence intermédiaire s'est mise en place dans un environnement sujet à des expositions subaériennes prolongées.



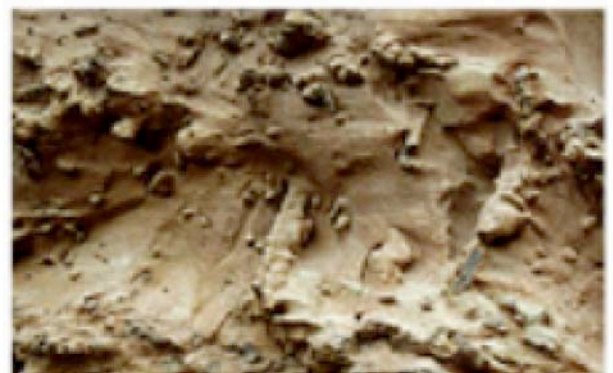
**FIG. 3-57 Formation Cajones, coupe de la Quebrada Botellas.**

Zones cimentées en bandes parallèles à la stratification (paléosols) et tubes orthogonaux à celle-ci (traces de racines).



**FIG. 3-58 Formation Cajones, coupe du Rio Elvira.**

Paléosol et système racinaire.



**FIG. 3-56 Formation Cajones, coupe du Rio Piray.**  
Zones cimentées verticales ou subverticales évoquant des racines ou des tiges, et fragments d'os de vertébrés.

Si l'on y ajoute que la séquence supérieure montre de fréquents niveaux carbonatés et quelques zones chenalisées, on aboutit à reconstituer un environnement de dépôt mixte marin et continental, avec des faciès très variés de plate-forme, shoreface, plaine alluviale et deltaïque.

Dans le Subandin, les affleurements de la Formation Cajones se caractérisent par des bancs épais de grès, dont l'épaisseur diminue doucement latéralement. Localement existant à la base des bancs, des chenaux érosifs d'origine fluviale (Fig. 3-59).

Dans les enregistrements de puits, on distingue deux séquences, une inférieure plus gréseuse avec des valeurs de résistivité élevées, et une supérieure avec de nombreuses intercalations argileuses, avec des valeurs de résistivité nettement plus faibles.

Toselli (2004) interprète le développement de formes positives dans la partie inférieure de la formation dans le puits RGD-68 comme une séquence de submersion. Au-dessus, la présence de dépôts d'ambiance mixte, avec une possible influence marine, est suggérée par une importante fraction carbonatée sous forme de ciment et de bioclastes. Des directions de progradation vers le NE ou vers le SW peuvent être reconstituées ; elles suggèrent l'effet de phénomènes de marée. Les formes chenalisées montrent des structures entrecroisées et certaines discontinuités peuvent être associées à de brutales variations de l'énergie du milieu de dépôt. Pour le puits RGD-63, des profils et des valeurs de courbes de résistivité et de SP similaires, en comparaison de ceux des puits TDY-X1, TDY-X2, RGD-45 et LSC-X3, permettent de conforter l'interprétation de la séquence inférieure comme séquence de submersion. Là encore, au-dessus de cette unité, se mettent en place des faciès d'ambiance mixte, avec une possible influence marine.

Il apparaît donc des différences notables entre les deux membres, inférieur et supérieur, de la Formation Cajones qui sont bien soulignées sur les enregistrements diagraphiques du puits RGD-67 (Fig. 3-60).

Ceci nous a conduit à réaliser deux cartes d'isopaques, respectivement pour le membre inférieur et pour le Membre supérieur de la Formation Cajones. Celles-ci montrent plusieurs différences (Fig. 3-61 et 3-62) :

- un décalage du déposé, centré à l'E de Santa Cruz pour le membre supérieur, situé à environ 50 km plus au N pour le membre inférieur ;
- une répartition plus vaste du membre supérieur qui déborde assez largement au NE et au NW en direction du Mamoré la superficie couverte par le membre inférieur ;
- l'existence de fractures affectant le membre inférieur et non le membre supérieur.

Comme on le voit sur les profils diagraphiques (Fig. 3-60), il n'y pas de différences sensibles entre les Formations Yantata et Cajones inférieur ;



FIG. 3-59 Chenaux érosifs à la base de bancs de grès roses de la Formation Cajones

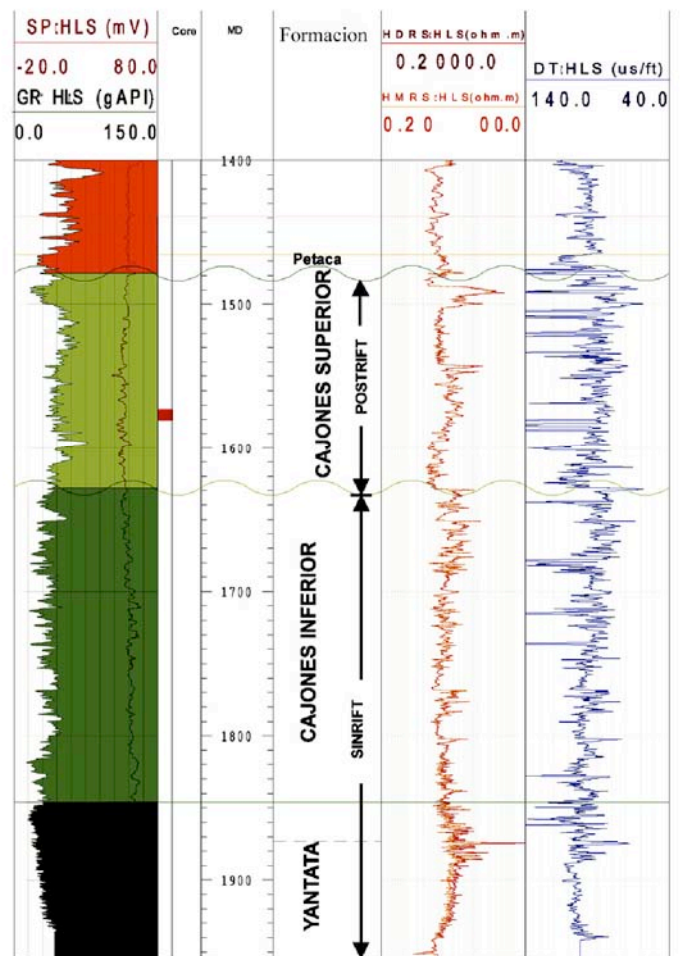


FIG. 3-60 Profils diagraphiques du Puits RGD-67.

en revanche, les propriétés physiques changent brutalement à la limite entre les membres Cajones inférieur et Cajones supérieur.

En outre, ce membre Cajones supérieur a été fortement érodé au cours des phases qui ont précédé la mise en place du bassin flexural actuel. En particulier, cette érosion a été importante au Nord et au NW, dans la région du Mamore, comme l'ont déjà noté Aguilera & Salas (1989). L'extension du membre Cajones supérieur devait donc être encore plus large qu'il n'apparaît actuellement, en particulier au N et au NW du bassin.

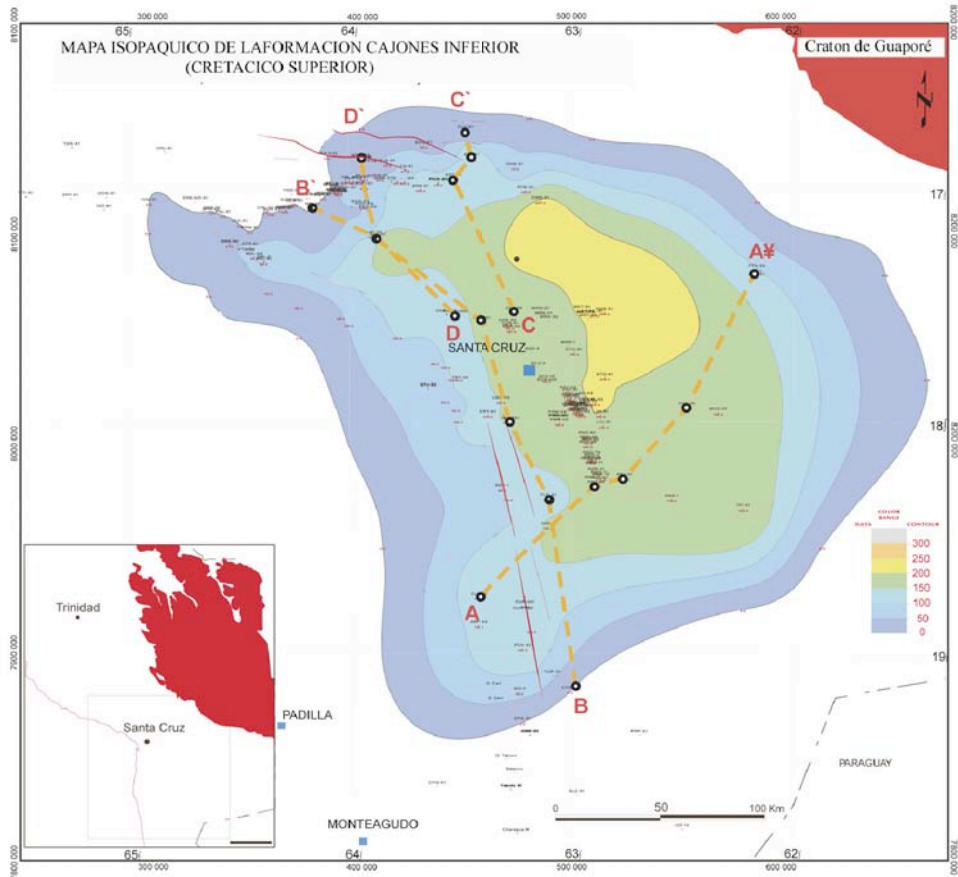


FIG. 3-61 Carte isopaque du membre inférieur de la Formation Cajones.

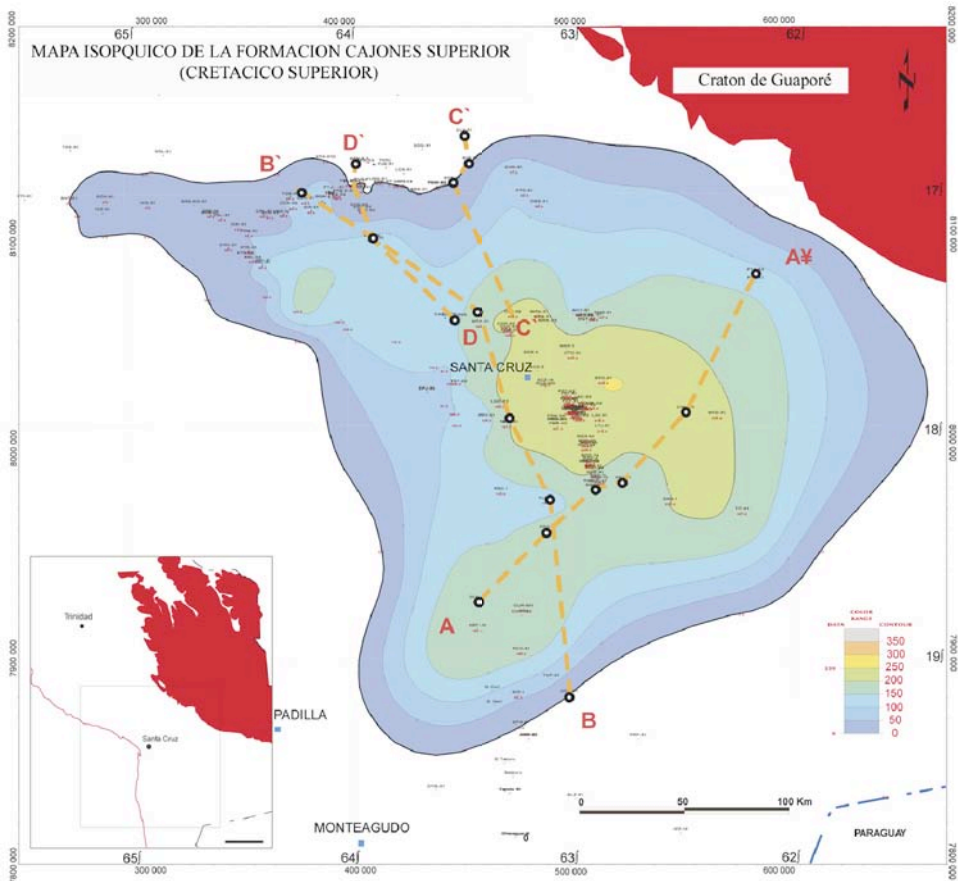


FIG. 3-62 Carte isopaque du membre supérieur de la Formation Cajones.



## Âge

La Formation Cajones est une des rares formations du Mésozoïque du Subandin datée par des fossiles. Lopez Murillo (1975) a collecté des fossiles dans les niveaux de la Formation Cajones de **Cayara**.

Il s'agit de Poissons appartenant aux espèces *Gasteroclupea branisae* SIGNEAUX (Fig. 3-63) et *Pucapristis branisae* SCHAEFFER. Selon Gayet *et al.* (1991), cette dernière espèce caractérise le Maastrichtien. *Gasteroclupea branisae* SIGNEAUX a également été rencontré dans certains niveaux des affleurements de Agua Clara, aux environs de Potosi (Gayet *et al.*, 1993).

Des restes de Vertébrés ont été récoltés dans la coupe de la Formation Cajones de la Quebrada Macunucu, à 45 km à l'W de Santa Cruz de la Sierra. Il s'agit d'un fragment de fémur, identifié tentativement comme appartenant à cf. *Saltasaurus* sp., (Sauropode, *Titanosauridae*, Fig. 3-64). Le fossile provient d'un banc de grès conglomératique proche du sommet de la formation (Gutierrez & Marshall, 1994). Le genre *Saltasaurus* est connu du Campanien supérieur au Maastrichtien.

#### 3-3-1-4 Corrélation stratigraphique régionale du bassin de Santa Cruz.

L'étude qui précède a permis de préciser les relations structurales et les caractéristiques lithologiques des différentes formations qui constituent le Mésozoïque du bassin de Santa Cruz. Il a donc été possible de préciser les signatures diagraphiques des différentes unités. On peut donc désormais corréler entre eux une série de puits et construire des profils du bassin. Deux profils ont été réalisés selon deux directions : l'un E-W et l'autre globalement Nord-Sud. La figure 3-65 présente le profil E-W (Mamoré-Boomerang) construit sur 7 puits, nous avons choisi comme horizontale de référence la limite entre les membres inférieur et supérieur de la Formation Cajones.

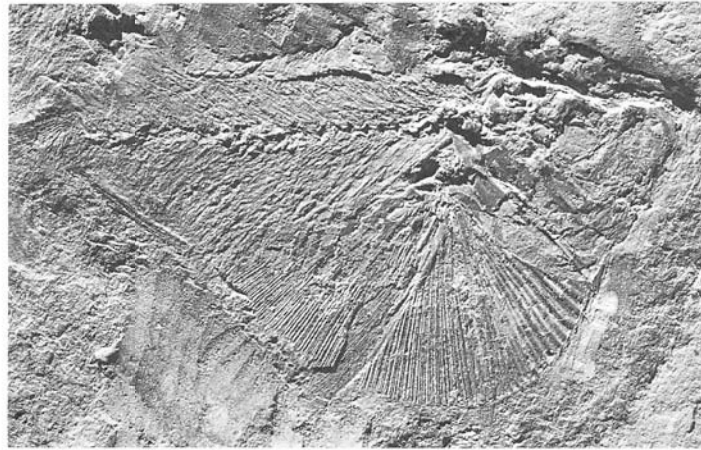


FIG. 3-63 *Gasteroclupea branisae* SIGNEAUX.

D'après Gayet *et al.*, 1993. Cette forme est commune dans la F. Cajones; l'exemplaire illustré provient de Cayara, dans la Cordillère Orientale, à l'Ouest de Potosi.



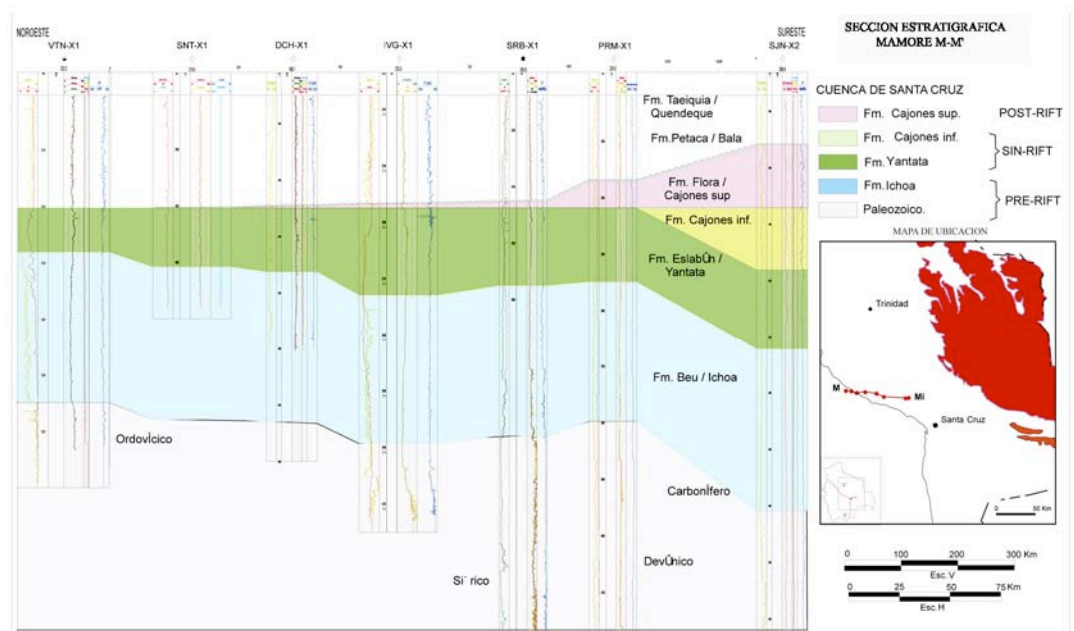
Fig. 3-64 Fragment de fémur droit de cf. *Saltasaurus* sp., (Sauropode, *Titanosauridae*). D'après Gutierrez & Marshall (1994). En haut à droite: vue postérieure. En haut à gauche: vue antérieure. En bas à droite : vue distale. En bas à gauche: vue latérale droite.

Ce profil montre que le remplissage du bassin peut être subdivisé en trois ensembles. Un ensemble inférieur est constitué de la Formation Ichoa (et de son équivalent Beu) qui repose en discordance sur un substratum paléozoïque. Il présente une large répartition et une épaisseur importante. Le deuxième ensemble est constitué par la Formations Yantata (et son équivalent Eslabon) et le Membre inférieur Cajones. Cet ensemble correspond à l'installation du bassin Crétacé dans sa géométrie.

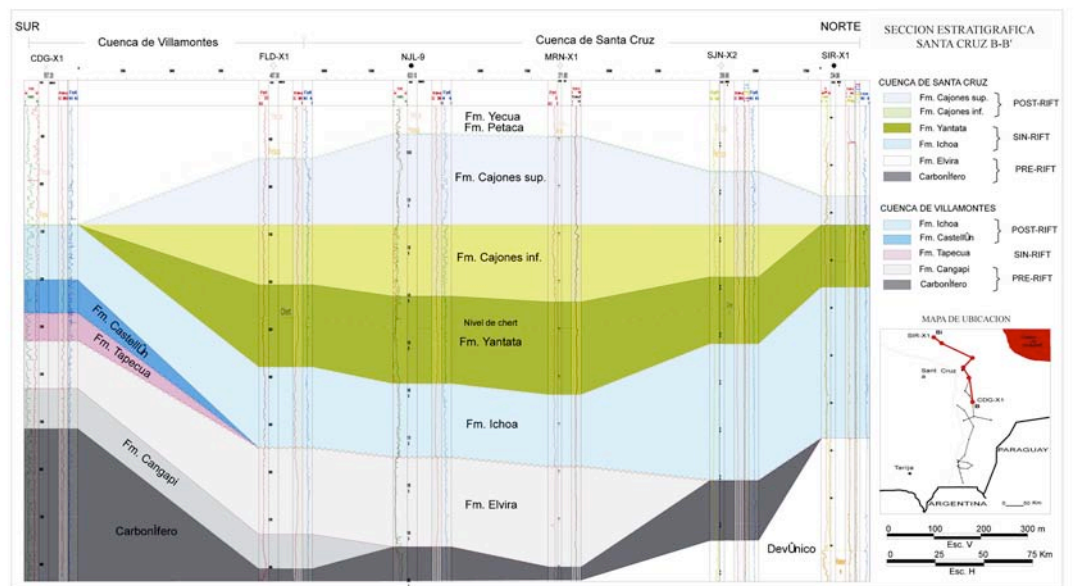
Le troisième ensemble, constitué par le Membre Cajones supérieur, dont on observe bien ici qu'il déborde largement vers l'W le Membre Cajones inférieur et par ailleurs qu'il a été intensément érodé avant le Paléogène. Le profil N-S (Fig. 3-66) est construit à partir de 6 puits et représente une continuation vers le N du profil du basin de Villamontes (Fig. 3-43, p. XX).

Il montre également une subdivision en trois ensembles. L'ensemble inférieur, constitué de formations discordantes sur le Paléozoïque, montre un dépicentre situé très au Nord. Le second ensemble, constitué des Formations Yantata et Cajones inférieur montre un dépicentre décalé vers le Sud par rapport au précédent avec un basculement vers le Nord. Enfin le troisième ensemble, constitué par le Membre Cajones supérieur est discordant sur le précédent. Le premier ensemble apparaît antérieur au fonctionnement principal du bassin et constitue donc un système pré-rift. Le deuxième ensemble, qui voit se mettre en place le bassin Crétacé dans sa géométrie, correspond donc à l'épisode de subsidence initiale, et donc à un système syn-rift. Le troisième ensemble discordant, correspond à la période de relaxation thermique du bassin, donc à un système post-rift.

**FIG. 3-65** Corrélation stratigraphique régionale du bassin Crétacé de Santa Cruz selon un profil E-W Mamoré-Boomerang. Ce profil montre la discordance du Membre Cajones supérieur et l'importance de l'érosion pré-tertiaire.



**FIG. 3-66** Corrélation stratigraphique régionale du bassin Crétacé de Santa Cruz selon un profil N-S. Dans le S, le puits Carandaigua-X1 permet la corrélation avec le bassin Jurassique de Villamontes (Fig. 3-43).



### 3-4 LE BASSIN CRÉTACÉ DU BENI

Le bassin du Beni est situé dans le Subandin Nord. Il se situe plus ou moins dans le prolongement Ouest du bassin de Santa Cruz, et témoigne du même épisode de réorganisation structurale régionale qui a entraîné l'apparition d'un régime extensif au Crétacé supérieur. Là encore, les unités mises en place au cours de cet épisode présentent une certaine importance du point de vue pétrolier.

Comme précédemment, on distingue des séquences antérieures au régime extensif responsable du bassin.

Elles n'appartiennent pas au cycle Crétacé, pour lequel elles représentent l'ensemble pré-rift. Il s'agit ici des dépôts éoliens identiques à la Formation Ichoa, dénommés Formation Beu.

Les séquences contemporaines de l'évolution du Bassin Crétacé sont constituées dans le Subandin Nord (Bassin de Santa Cruz) par les Formations Eslabon et Flora qui représentent l'étape de constitution du bassin et celle de relaxation thermique. La Formation Flora a été très largement érodée lors de la mise en place des structures andines (Fig. 3-67).

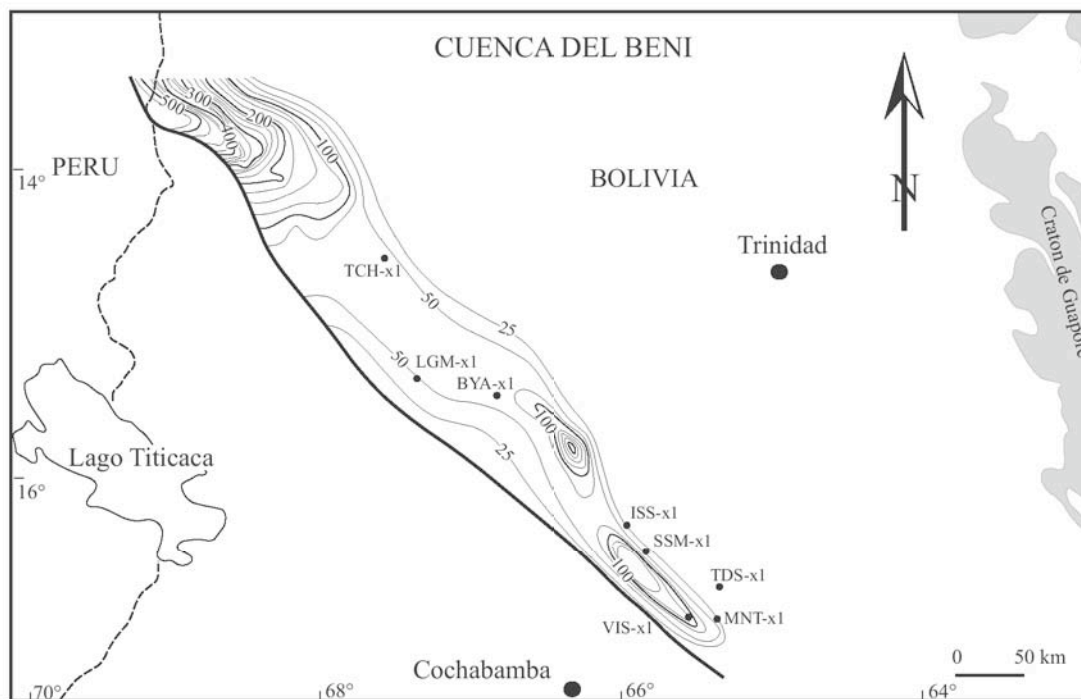


FIG. 3-67 Carte isopaque de l'ensemble des Formations Eslabon et Flora du bassin du Beni.

#### 3-4-1 Caractéristiques des formations

##### 3-4-1-1 Formation Beu

###### Nom et localité type

Cette unité a été établie par Schlagintweit (1939) qui la décrit comme "une série très épaisse de grès en bancs grossiers ou de grès massifs où ne s'observe plus aucune stratification. Elle montre cependant des stratifications entrecroisées. Une caractéristique de cet étage, qui le différencie des autres grès massifs, est la ségrégation en dalles indépendantes de la stratification, qui se traduit fréquemment par un l'existence de surplombs et mêmes de cavernes. Les grès de Beu tendent à former de hautes parois lisses. Les roches sont colorées en surface ; l'intérieur est de teinte jaunâtre ou blanchâtre. Des concentrations de silice (corneà) sont observées au Cerro Pelado, mais n'existent nulle part ailleurs. Les galets, s'ils existent, sont certainement très rares. Quelques rares intercalations minces d'argiles colorées et gris verdâtre se rencontre préférentiellement dans les parties basale et sommitales". La localité type est la gorge de Beu, où le Rio Beni traverse la crête de la Serrania de Beu.

###### Distribution

Le Mésozoïque du Subandin Nord débute avec la Formation Beu, composée de deux séquences, qui atteignent ensemble une épaisseur de plus de 700 m (Fig. 3-68), et sont constituées de grès essentiellement fluviaux pour la séquence inférieure et de grès fluvi-éoliens pour la séquence supérieure. Toutes les gorges du Beni, entre son confluent avec le Rio Quendeque et la localité de Rurrenabaque, recourent une série identique à celle de la localité type (Fig. 3-69).

###### Caractéristiques lithologiques et environnement de dépôt

Dans la zone du Chapare (Fig. 3-69), sur la coupe du Rio Alto Ichoa, la Formation Beu atteint 290 m d'épaisseur. Elle a été décrite comme montrant des contacts réguliers avec les formations sous- et sus-jacentes. Morphologiquement et lithologiquement, on y distingue deux membres : l'inférieur à stratifications entrecroisées, le supérieur en bancs massifs. Le membre inférieur montre à sa base des grès blancs, entrecoupés de bandes jaune vif, à granulométrie grossière à moyenne, subarrondis à arrondis, mal triés. La matrice est calcaire quand elle

est présente, ce qui est rare. Les éléments lithiques et les minéraux lourds sont abondants. On observe une lamination nette et des stratifications entrecroisées de type tangentiel simple. Les bancs épais de 3 à 4 m contiennent des sables et de fins lithoclastes de grès et calcaire blancs.

Au fur et à mesure que l'on monte dans la série, on observe la disparition des sables et des lithoclastes. En même temps la lamination s'atténue, ainsi que les stratifications entrecroisées ; celles-ci disparaissent complètement à 120 m de la base.

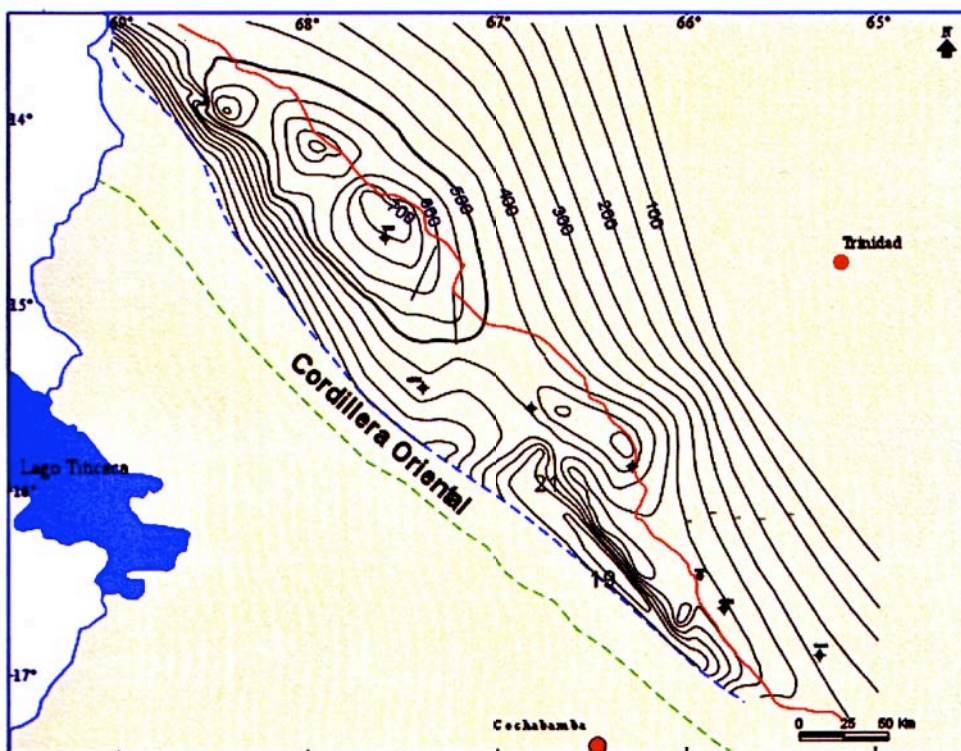


FIG. 3-68 Carte isopaque de la Formation Beu (Subandin Nord).  
Le trait rouge figure le front de chevauchement du Subandin.

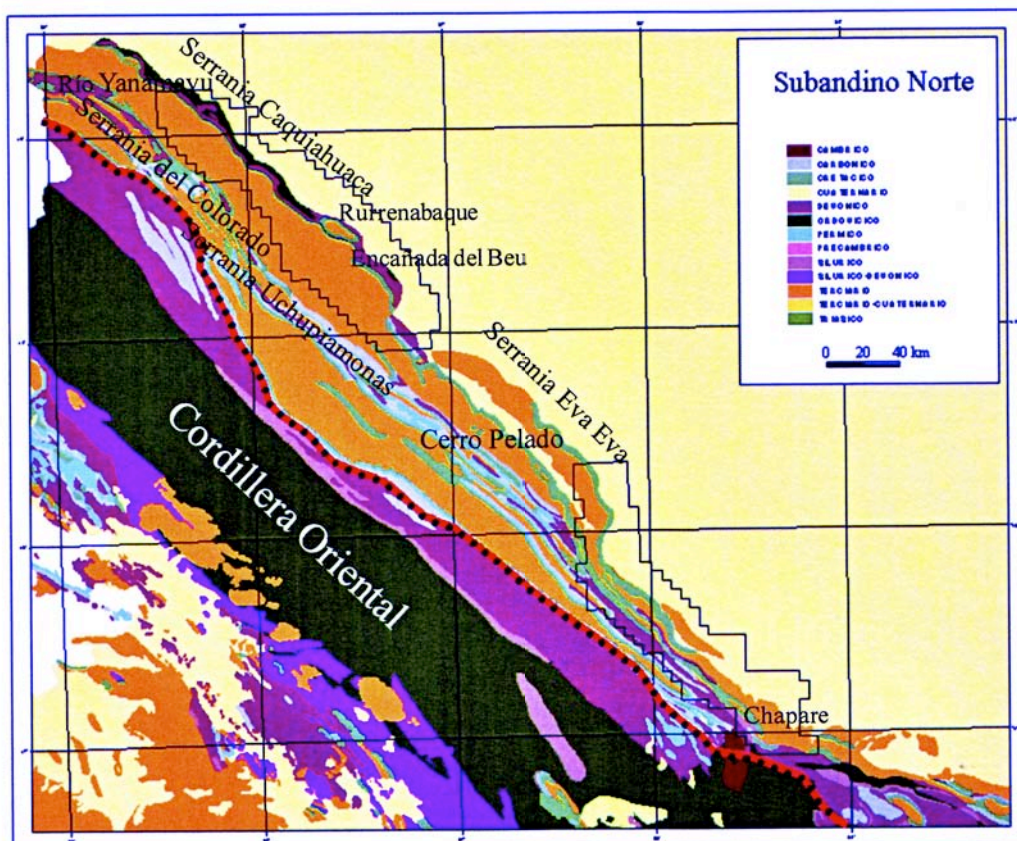


FIG. 3-69 Carte géologique du Subandin Nord de Bolivie.  
Elle montre les localités les plus importantes et les affleurements de la Formation Beu discutés dans le texte.

Le membre supérieur est caractérisé par des grès jaunâtres, à granulométrie variant de fin à moyen, à grains subarrondis, bien régulièrement triés, à matrice limoneuse et ciment calcaire. Ils sont stratifiés en bancs épais, d'aspect massif. Toutefois les 35 m supérieurs montrent de belles laminations et des stratifications entrecroisées de type tangentiel simple. Parfois apparaissent des taches irrégulières rouge foncé. Le sommet de la Formation est marqué par un niveau, épais de 1,15 m, de grès siliceux cristallin rougeâtre, où s'observe encore parfaitement une lamination identique à celle du lit sous-jacent. Il apparaît donc dans ce banc sommital, le ciment calcaire a été remplacé par un ciment siliceux sans que la structure laminée primaire de la roche ne soit affectée (Lopez Murillo, 1973).

Des lames minces, effectuées sur des fragments provenant de diverses profondeurs du puits EES-X1, montrent des roches très matures en ce qui concerne leur texture et leur minéralogie (Zubieta Rossetti & Limachi, 2003). Elles correspondent à des subfeldsarénites, composées de clastes (73 à 78%), dont 90% de quartz et 10% de feldspaths. Le ciment argileux et calcaire varie entre 2 et 8%. Dans la séquence inférieure, certains bancs, rares, contiennent des minéraux argileux qui paraissent représenter d'anciennes glauconies. Une partie de ces sédiments pourrait s'être déposée dans un environnement à prédominance fluvatile avec présence locale de plaines d'inondation.

#### Âge

On ne connaît pas de fossile en provenance d'aucun niveau de la Formation Beu. Lors de sa définition par Schlagintweit (1939), celui-ci lui a assigné un âge Permo-Carbonifère. Pour Canedo Reyes (1947), il s'agissait de Mésozoïque, comme pour Harrington (1926) qui la nommait "Wall Sandstone". Étant donné que la partie moyenne de la formation montre des stratifications entrecroisées marquées de type éolien, Diaz (1956) l'a corrélée avec son groupe Tacurú, et lui a attribué un âge Crétacé supérieur. En revanche, Oller & Sempéré (1990) et Oller (1992) lui ont assigné un âge Triasique supérieur à Jurassique. La corrélation, effectuée grâce aux données de sous-sol (profils sismiques et diagraphies, Fig. 3-62) montre qu'il s'agit d'un équivalent de la Formation Ichoa. L'âge de celle-ci a été établi (voir p. 34) comme Jurassique moyen-supérieur. L'âge de la Formation Beu doit donc être Jurassique moyen-supérieur. Elle a été également corrélée avec la Formation Sayari, qui existe dans la zone andine, dans la partie orientale du département de Cochabamba, vers 18° de latitude Sud (Fig. 3-69), et qui a été attribuée au Trias (Oller & Sempéré). L'interprétation des données du forage Eva Eva Sur-X1 permet de confirmer qu'effectivement la séquence inférieure de la Formation Beu est corrélable avec l'unité Sayari de Cochabamba. Ce qui implique que la Formation Sayari soit également, au moins en partie, d'âge Jurassique moyen-supérieur.

### 3-4-1-2 Formation Eslabon

#### Nom et localité type

La série Mésozoïque du NW bolivien est constituée par un ensemble de grès de teinte rouge, jaune ou blanche, avec une bande centrale de grès légèrement calcaires ou à concrétions calcaires. C'est cette bande centrale de grès calcaires qui constitue la Formation Eslabon. Cette formation et le contact entre séries paléozoïques et mésozoïques constituent deux excellents horizons guides lors de l'analyse des données du sous-sol de la région (Canedo Reyes, 1943).

Toutefois, l'usage de la dénomination de Formation Eslabon recouvre des interprétations diverses. Ainsi, Lopez Murillo (1967), Vargas & Mariaca (1967) considèrent que la Formation Eslabon représente la base du Tertiaire. D'autres auteurs, comme Oller (1986) et Becar & Toledo (1990) restreignent la distribution de la Formation Eslabon au NW du Subandin Nord, et lui attribuent un âge Crétacé supérieur.

C'est sur l'anticlinal de Peril Negri, sur le sommet dénommé Eslabon, que se situe la localité type; on y observe des masses de grès blancs, pas très indurés et légèrement calcaires (Canedo Reyes, 1943).

#### Distribution

Le plus grand développement de cette formation se situe sur la cuesta du flanc oriental du Cerro Pelado (Fig. 3-69), sur la route Huachi-San Borja. Dans le Rio Tequeque et au confluent des Rios Santa Cruz et Santa Lucia, elle montre au contraire le développement minimal. Au confluent des Rios Santa Clara et Santa Lucia avec le Rio Tequeque, elle est caractérisée par des lentilles irrégulières de conglomérats calcaires d'aspect corné. Dans la Serrania de Marimonos, toujours sur la route Huachi-San Borja, elle constitue la crête supérieure de la serrania.

Les grès de Yarenda de Schlagintweit (1939), qui affleurent en rive gauche du Rio Manique au lieu dit Yarenda sont des grès calcaires qui appartiennent à cette formation. Le long de la route Tumupasa-Apolo, elle se rencontre, bien développée, sur le flanc occidental de l'anticlinal de Uchupiamonas (Fig. 3-69) et sur les deux flancs de l'anticlinal de Huyna Tunari. Le sommet du Cerro Viejo Tunari, à l'W de Huyna Tunari, est formé par des grès rouge violacé à concrétions calcaires qui appartiennent à cette formation.

#### Caractéristiques lithologiques et environnement de dépôt

La Formation Eslabon est composée de grès blancs, jaunes, rougâtres ou violets, à concrétions calcaires et inclusions de silice amorphe de teinte rouge, blanche ou chocolat clair; l'épaisseur totale varie de 20 à 200 m. l'abondance des silex et des concrétions calcaires, constitue un caractère distinctif qui justifie la qualification d'horizon guide.

Cette formation présente, à sa partie inférieure, un niveau basal silicifié qui correspond à un paléosol. Au-dessus viennent des grès conglomératiques noduleux rosâtres et des grès limoneux, également noduleux, à clastes dispersés. Vers le sommet apparaissent de puissantes successions de pélites grises, qui présentent un certain nombre d'intercalations fossilifères, et de minces bancs de grès à concrétions pyriteuses ; celles-ci contiennent des débris d'os et des dents de poissons. Les grès sont généralement de teinte grise, jaunâtre, rougeâtre ou violacée ; leur granulométrie varie de moyenne à grossière ; ils contiennent des clastes subanguleux à subarrondis, mal classés ; le ciment est calcaire. Assez fréquemment apparaissent de clastes de silex de teinte grise, marron ou marron verdâtre, qui montrent des faces conchoïdales. Des intercalations argileuses de teinte gris verdâtre ou marron sont présentes.

Sur l'anticlinal de Peril Negri, au sommet Eslabon, Beccar & Toledo (1990) ont décrit une série de grès blanc jaunâtre, rougeâtre et violets, à concrétions calcaires et inclusions de silex de teinte rouge, blanche ou chocolat clair. Ces faciès sont à l'origine d'une confusion qui s'est produite ultérieurement, en attribuant à la Formation Eslabon, des silcrêtes noduleuses du sommet de la Formation Beu (Jurassique) ou de la base conglomératique de la Formation Bala (Tertiaire), et qui a conduit Oller (1984) à élargir l'aire de développement de la Formation jusqu'à y inclure la zone de Oromono.

Dans ce travail, nous avons choisi de limiter la dénomination de Formation Eslabon aux seuls sédiments situés entre les grès typiques de la Formation Beu et les séquences bigarrées de la Formation Flora (voir p. 52), et donc de restreindre sa distribution au seul extrême NW de la région. Dans ces conditions, la Formation Eslabon, ainsi redéfinie, est composée de grès conglomératiques rosâtres, de grès noduleux gris, de grès limoneux violacés à grisâtres à clastes dispersés associés à des zones décolorées et à des niveaux de nodules calcaires, d'épaisses masses pélitiques gris sombre à violacées, contenant des niveaux fossilifères (os et dents de poissons) et de minces intercalations de grès à concrétions pyriteuses.

La Formation Eslabon repose en paraconformité sur les niveaux noduleux de la Formation Beu, avec une épaisseur de 56 m au Rio Eslabon, de 75 m au Rio Santa Lucia et de 194 m au Rio Yanamayu. La Formation Flora repose en conformité sur son sommet. Des coupes ont été mesurées sur les affleurements des Rios Flora, Yanamayu, Tequeje, Eslabon et Alto Tuichi et observées sur le Rio Linavijaja (Serrania de Caquiahuaca). Les coupes des Rios Flora et Yanamayu sont les plus caractéristiques et les plus épaisses ; la formation peut y être subdivisée en trois membres (Oller, 1984).

Elle montre de notables changements latéraux de faciès ; toutefois on peut toujours y observer les faciès de grès gris, rose ou rose violacé associés à des pélites grises, vertes et violacées. Le ciment calcaire est toujours présent et les structures d'accumulation, comme les nodules et poupées calcaires, sont abondantes. Occasionnellement s'observent des débris végétaux et des accumulations charbonneuses (Rio Tequeje).

Son aire de répartition couvre quasi toute la zone étudiée, s'étendant vers le SE jusqu'à la zone tectonisée de Lago Santa Rosa où l'on observe les faciès les plus distaux dans le Rio Eslabon. Vers le SW, elle s'étend jusqu'à la Serrania del Colorado et vers le NW jusqu'à celle de Caquiahacua (Fig. 3-69), où elle présente des faciès de dépo-centre à la hauteur du Rio Linavijaja, et des faciès distaux dans la région du Rio Tequeje.

En terme séquentiel, il s'agit d'une séquence globalement grano- et strato-croissante avec deux sous-cycles (E1 et E2) ; le premier montrant des faciès de plus haute énergie que le second.

En ce qui concerne l'ambiance de dépôt, il s'agit d'un milieu essentiellement continental fluvio-lacustre, localement palustre et fluvio-deltaïque, sous un climat fondamentalement chaud et aride ou semi-aride, comme le montre la fréquence de paléosols plus ou moins évolués. Un niveau correspondant à un événement lacustre, voire parallique, présente de bonnes caractéristiques de roche-mère. Dans le haut de la série, la présence de microfossiles marins suggère une influence marine littorale supratidale, voire la proximité d'un lagon. Le sommet correspond à un milieu continental (grès fluviaux immatures).

Les sources de matériel clastique sont essentiellement sédimentaires, avec en particulier un fort apport de grains éoliens en provenance de la Formation Beu. Une source secondaire provient de roches plutoniques et métamorphiques (Bouclier Brésilien) et se manifeste par la présence de clastes de microcline et de quartz polycristallins polygonaux. Pétrographiquement, il s'agit de grès quartzueux à ciment calcaire et de wackes quarzeuses avec un indice d'énergie variant entre très fort et modéré.

#### Âge

Un âge Crétacé supérieur (Campanien ?) a été retenu par Total Bolivie (1975) sur la base d'analyse microfloristique. Pour les géologues de YPFB (Oller, 1984), la présence de *Gastrochupea branisai* indique un âge Maastrichtien.

Nos échantillons du Rio Tequeje ont fourni des palynomorphes qui indiquent le Crétacé, sans plus de précision. Nous retenons donc l'âge Maastrichtien proposé par Oller (1984) et également par Beccar & Toledo (1990).

### 3-4-1-3 Formation Flora

#### *Nom et localité type*

Cette unité a d'abord été définie par Perry (1963) dans le Rio Flora sur le flanc SW du synclinal de Yanamayu (Fig. 3-69), avec une acception beaucoup plus large que l'actuelle puisqu'elle incluait la Formation Eslabon. Nous utiliserons ce terme dans un sens beaucoup plus restreint que celui de la définition originelle (Oller, 1984) pour nous référer à des argiles et marnes bigarrées à fines intercalations calcaires qui surmontent la Formation Eslabon et supportent les grès de la Formation Bala (Tertiaire), en retenant comme localité type le flanc méridional du synclinal de Flora recoupé par le Rio Flora.

#### *Distribution*

Sa base est concordante, mais marquée par une nette discontinuité lithologique. Son épaisseur est de 92 m. Le contact supérieur avec la Formation Bala ne peut pas être observé car il est recouvert par des dépôts récents. Ainsi définie, cette formation peut être observée depuis la Serrania del Colorado jusqu'à la Serrania de Uchupiamonas (Fig. 3-69). Dans le Rio Yanamayu et le Rio Linavijaja, elle est recouverte par des formations plus récentes et l'on n'observe que la Formation Eslabon.

Son aire de distribution est plus restreinte que celle de la Formation Eslabon ; elle est localisée au NW du Rio Tuichi selon une bande située entre Caquihuaca et la Serrania del Colorado (Fig. 3-69) (Beccar & Toledo, 1990).

Dans la partie NW de la zone d'étude, les épaisseurs varient entre 50 et 130 m. dans la Serrania de Eva Eva elle atteint 150 m. elle montre des argilites et limolites de couleur marron rougeâtre, verdâtre, rouge pourpre, localement calcaires. Il s'y intercale des masses de grès argileux de teinte vert gris et jaune pâle ; ils sont consolidés, à grain fin à très fins, et assez micacés (Vargas, 1966).

#### *Caractéristiques lithologiques et environnement de dépôt*

La Formation Flora débute par un ou deux bancs de grès quartzo-feldspathique, blanc jaunâtre, à base chenalisée, épais de 3 à 6 m. Ils sont surmontés par des marnes grises et vertes, intercalées de minces bancs décimétriques lenticulaires de mudstones et wackstones à oolites et lits bioclastiques et de rares niveaux de stromatolites de types LLH et SH. La série se poursuit par des calcaires limoneux gris olive et se termine par des marnes rouge brunâtre et brun rougeâtre qui constituent une séquence calcaire bien nette (Xoupe du Tio Flora, Beccar & Toledo, 1990).

Les grès sont de teinte gris clair à verdâtre. Le quartz est translucide, de granulométrie variant de fin à très fin, en grains subarrondis ou anguleux. Ils sont mal triés, comportent une rare matrice argileuse, et sont très friables. On y observe des nodules calcaires et des inclusions micacées. En terme séquentiel, il s'agit d'une séquence globalement négative (F) qui contient trois séquences mineures.

La première est transgressive et les deux suivantes régressives. Concernant le milieu de dépôt, on manque d'argument discriminant pour assurer qu'il s'agit d'un environnement marin côtier ou d'un environnement strictement continental. La présence des stromatolites de types LLH et SH au sein de la séquence F1 tendrait à privilégier un environnement littoral protégé de vasière avec faible agitation des eaux. Plus haut dans la série, le milieu semble plus profond bien qu'il ne montre pas d'indice en faveur d'un caractère marin ou continental (Beccar & Toledo, 1990).

Dans la coupe du Rio Flora, l'épaisseur de la séquence pélitique inférieure est de 7 m. Elle passe vers le haut à une alternance rapide de pélites et de grès de granulométrie croissante. Cette observation, combinée à d'autres dans le voisinage, suggère un environnement comportant des barres sableuses de pointe, des chenaux distributeurs arrivant sur une ligne de côte et conduisant à des interstratifications à l'intérieur d'une baie marine, et des cônes deltaïques.

On observe très fréquemment en affleurement des cristaux de pyrite disséminés dans les corps gréseux. Ils indiquent un milieu réducteur, ce qui est en faveur d'un milieu marin abrité où des bactéries ont pu réduire les sulfates présents dans l'eau de mer, et aboutir à la concentration de sulfure observée.

Perry (1982) en se fondant sur la lithologie et la détermination d'une dent de poisson avait déjà envisagé un environnement marin proche de la côte ; il notait également la présence dans ces niveaux de charophytes qui impliquaient une proximité avec des zones d'eaux douces ; il en concluait à l'alternance de dépôts marins côtiers et de dépôts lacustres.

Par ailleurs, ces dépôts contiennent une faune relativement abondante composée de foraminifères, de poissons, de dents de poisson, d'ostracodes, de gastéropodes, de charophytes, qui caractérisent un environnement côtier avec arrivées d'eaux douces.

La base de la série, où les indications d'ambiance marine sont donc nettes, est mise en relation avec une transgression venue du Nord, à partir d'un bassin de mer ouverte présent au Venezuela (Gayet *et al.*, 1993).

La partie supérieure, où sont présents des dépôts de grès calcaires rouges et de limolites gris clair déposées dans une ambiance de **laguno-marine**, montrent une plus grande influence des environnements continentaux. Par ailleurs, sa distribution actuelle, fortement contrôlée par les érosions ante-tertiaires, ne permet pas d'assurer qu'aucune influence marine ne s'est faite sentir lors de son dépôt.

En résumé, le milieu de dépôt peut se définir comme carbonaté restreint, localisé en bordure de zone continentale, éventuellement parallèle lors du maximum d'approfondissement. Les conditions climatiques étaient arides à subarides, avec éventuellement une augmentation de l'humidité au sommet, lors du dépôt des séquences

### Âge

La séquence inférieure présente d'assez nombreux fossiles dont des poissons (*Gastrochupea branisai* SIGNEAUX, *Pucapristis branisai* SCHAEFFER), des dents de poissons (*Rhombodus*, *Onchopristis sp.*), des Charophytes (*Tectochara compressa*), des ostracodes, qui indiquent un âge Crétacé supérieur et plus précisément Maastrichtien.

La séquence F2 présente d'assez nombreux gastéropodes et pélecypodes qui pourraient représenter des formes d'eau douce ou saumâtres et qui ne fournissent pas un âge précis.

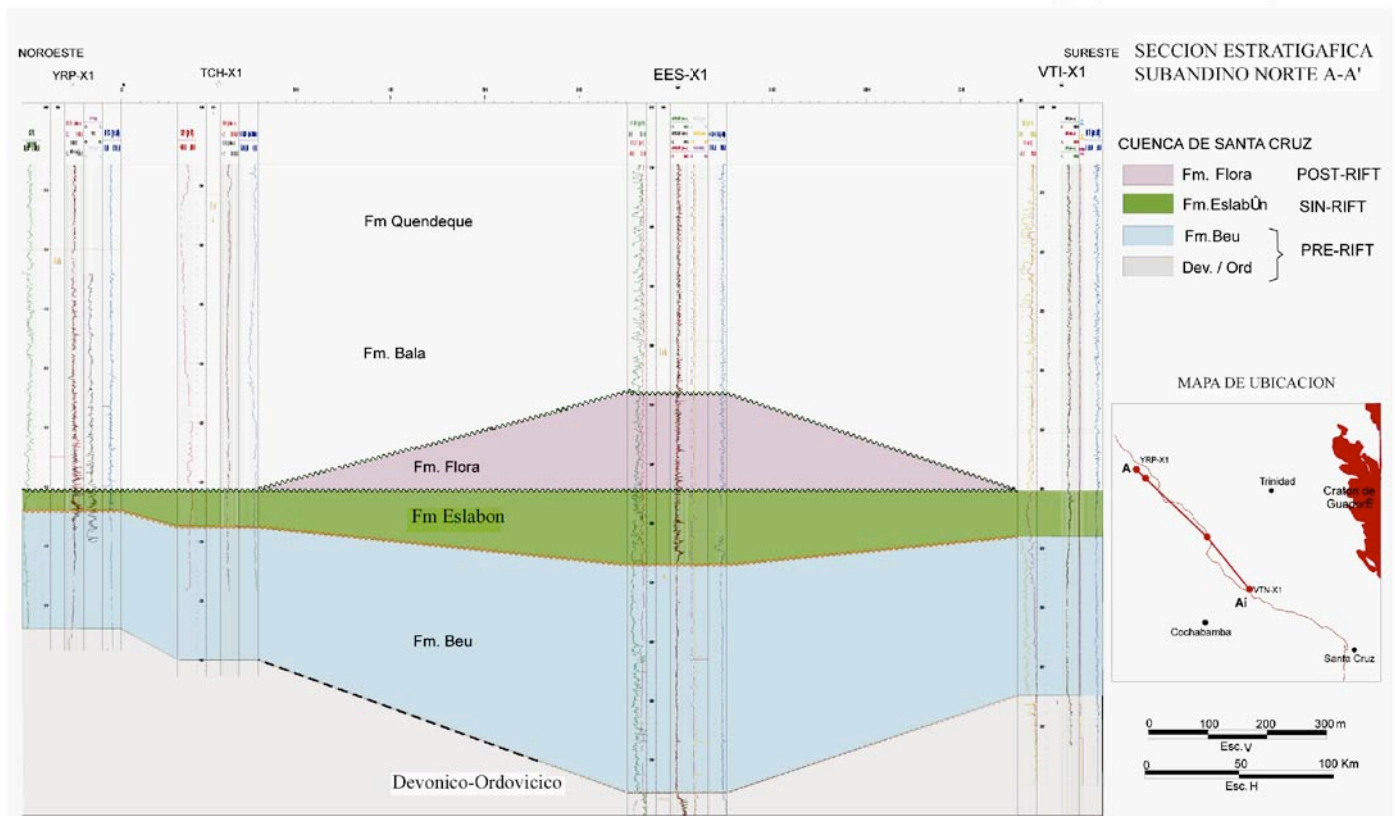
La présence de *Gastrochupea branisai* a fait rapporter la Formation Flora au Cénomanién supérieur. Des analyses polliniques effectuées pour la Shell (1984) avaient conduit à un âge Eocène moyen ou plus jeune. D'autres datations palynologiques ont été réalisées par G. Dolby (*in* Cassa & Raedeke, 1991); la présence du palynomorphe *Pediastrus paleogenites* et de grains de pollen appartenant aux *Periporate*, impliquent que ces séries ne peuvent pas être plus anciennes que le Turonien, malgré la présence de *Afropollis* qui suggère une influence cénomaniénne.

Sur la base de l'âge des fossiles de la séquence inférieure, nous retenons un âge Maastrichtien pour l'ensemble de la formation. En accord avec Beccar & Toledo (1990), on peut corréler la Formation Flora avec les formations Molino de l'Altiplano et Cajones du bassin de Santa Cruz.

FIG. 3-70 Corrélation stratigraphique régionale du bassin Crétacé du Beni (Subandin Nord).

### 3-4-1-4 Corrélation stratigraphique régionale du bassin du Beni

L'étude qui précède a permis de préciser les relations structurales et les caractéristiques lithologiques des différentes formations qui constituent le Mésozoïque du bassin du Beni. Il a été possible de préciser les signatures lithologiques des différentes unités. Il a donc été possible de corréler entre eux une série de puits et construire un profil NW-SE du bassin. La figure 3-70 présente ce profil E-W qui peut se raccorder au profil Mamoré-Boomerang construit pour le bassin de Santa Cruz (Fig. 3-65). Il est construit sur 4 puits : Yariapo-X1, Tuichi-X1, Eva Eva sur-X1 et Villa Tunari-X1. L'horizontale de référence choisie est la limite entre les Formations Eslabon et Flora. Ce profil montre que le remplissage du bassin peut être subdivisé en trois ensembles. Un ensemble inférieur est constitué de la Formation Beu qui repose en discordance sur un substratum paléozoïque. Il présente une large répartition limitée et une épaisseur importante. Un deuxième ensemble est constitué par la Formation Eslabon qui montre une variation d'épaisseur marquée sous la Formation Flora. Le troisième ensemble est constitué par la Formation Flora, dont les variations d'épaisseur sont causées par les érosions dues à la structuration andine. L'interprétation proposée aboutit à considérer la Formation Beu comme le substratum pré-rift du bassin Crétacé du Beni. La Formation Eslabon est considérée comme le remplissage contemporain de la formation du bassin, donc comme une séquence syn-rift. La Formation Flora constitue un remplissage de sag ; elle correspond au stade de la subsidence thermique, ou encore au post-rift.





## 4. MAGMATISME DANS LE SUBANDIN

Les traces d'activité magmatique dans Subandin de Bolivie sont peu nombreuses et très mal connues. Ce travail est l'un des rares qui fournisse des données sur les caractéristiques géochimiques et géochronologiques. Le magmatisme de la région est essentiellement de nature basaltique, plus particulièrement tholéiitique. Il est présent en différentes localités qui ont été signalées et décrites sans grand détail par différents auteurs. La distribution de ce magmatisme est présentée sur la figure 4-1, où sont indiquées les principales localités où s'observent des roches volcaniques mésozoïques.

Dans la région andine méridionale, on connaît les dykes de Cornaca, à proximité de Tupiza, qui présentent un âge apparent de  $184 \pm 4,9$  Ma (datation K-Ar, Sempéré *et al.*, 1998, 2002). Dans le synclinal de Incapampa, près de la localité de Tarabuco, affleure le basalte "Tarabuco" encore nommé basalte de Uyuni-Incapampa sous la forme d'une série de coulées vésiculaires, où s'observent des *pillow-lavas*, avec une épaisseur globale de 100 à 150 mètres.

Dans le Subandin, la localité de Camiri montre des affleurements de basaltes très altérés au niveau de la quebrada du Parapeti à proximité d'un site dénommé el Chorro. Plus en aval au pieds de la serrania de Carhouaycho, ainsi qu'au Sud de Camiri, s'observent des affleurements moins altérés qui apparaissent sur les deux rives du rio Parapeti. Dans cette dernière localité on a aussi identifié un filon-couche épais de près de 30 m.

Les forages Mandeyapecua-X3, Cuevo-X1001 et Cuevo West X1 ont traversé un intervalle de roches basaltiques dont l'épaisseur varie entre 1,8 et 30 mètres qui semblent correspondre au basalte «Camiri».

Pour le basalte «Entre Rios», la référence originelle provient de Padula & Reyes (1958) qui mentionnent dans la région d'Entre Rios un dyke mélaphyrique déjà signalé par Ahlfeld (1946) et qui correspond à l'affleurement le plus méridional de ce basalte. Il est situé au Sud de la localité de Salinas, à 40 km au Sud de Entre Rios (Fig. 4-1), à proximité de la mine de sel gemme.

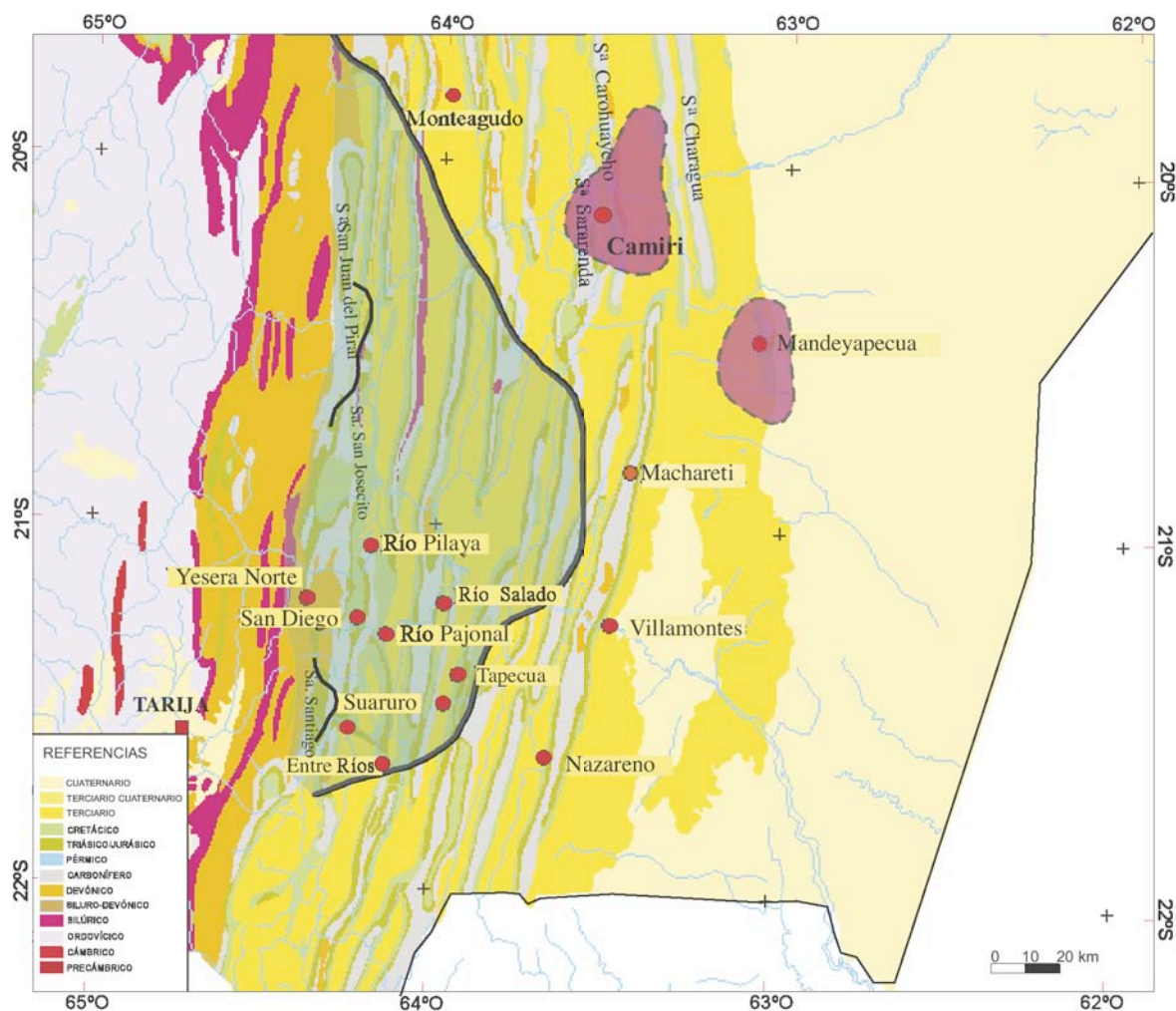


FIG. 4-1. Occurrence des basaltes «Entre Rios» et «Camiri» dans le Subandin Sud.

La ligne discontinue représente la limite externe des affleurements du basalte Camiri.

Les zones ombrées définissent les affleurements où les épaisseurs atteignent entre 30 et 120 mètres.

Basé sur nos observations ainsi que sur les données de différents auteurs cités dans le texte.

La coupe type de la zone d'Entre Rios est située à 60 km à vol d'oiseau de Tarija, le long de la route de Villamontes, dans la province O'Connor du département de Tarija, et plus précisément sur le tronçon qui rejoint Entre Rios et Serere, tout près de la localité de Vallecito.

Dans le secteur central du Subandin Sud, cette unité ne dépasse pas la Serrania de San Antonio à l'Est (Fig. 4-1). Au Nord, les derniers affleurements se situent à la latitude de la localité de Monteagudo, sur le rio Azero, où l'épaisseur atteint 22 m dans la Serrania de Coscotoro. Dans le rio Parapeti, au niveau de la serrania de Yanguilo, on en mesure 50 m. Plus au Sud, les affleurements de basalte apparaissent aux environs de la localité de Palos Blancos dans la serrania de Suaruro. Le secteur où les roches basaltiques atteignent leur épaisseur maximale se situe dans les serranias de San Josecito, San Juan del Pirai et la région d'Entre Rios, très près de la limite entre la zone Subandine et la zone de transition à la Cordillère des Andes Orientales.

Hors de la région type, on connaît des manifestations d'activité magmatique dans la Serrania de Mandeyapeuca-Carandaiti, où elles reposent sur la Formation Vitiagua. Dans la zone de Camiri, on observe dans le Rio Parapeti au niveau de la Serrania de Carohuaicho, un affleurement de roches éruptives, qui présente un caractère de *sill*, avec des traces d'altération des roches aux épentes.

Ayaviri (1964) décrit une coulée basaltique, qui repose sur une surface apparemment érodée au sommet de la Formation Ipaguazú. Il la corrèle au basalte Entre Rios, dont les affleurements se rencontrent dans la partie occidentale du Subandin, s'étendant plus largement selon la direction NS qu'en E-W (Fig. 4-1). Dans le rio Pilaya qui recoupe le synclinal de San Josecito, ils apparaissent au niveau de Yocoporo et encore mieux développés dans le rio Pilcomayo, où ils atteignent 84 mètres d'épaisseur.

Sempéré & Soler (1992) décrivent une première formation volcanique, dont l'épaisseur totale peut dépasser les 100 mètres. Elle est constituée de puissantes coulées qui sont assimilées au basalte Entre Rios, mais qui correspondent en fait au basalte Tarabuco. Ce dernier apparaît au sommet des couches rouges fluviatiles ou lacustres avec intercalations évaporitiques de la Formation Ipaguazu dans le Subandin et dans la Formation Sayari dans la Cordillère Orientale. Ces basaltes ont fourni des âges K-Ar sur roche totale compris entre 233 et 45 Ma. Ces roches se sont mises en place au sein de grabens d'orientation générale NW et localement NNW exactement comme dans la localité d'Entre Rios.

Le basalte Entre Rios affleure sur une grande extension sous différentes épaisseurs. Elle est de l'ordre de 30 mètres le long du sentier d'Alto Lajitas, au NW de Suaruro, où ont été prélevés les échantillons qui ont fait l'objet de datation Ar-Ar. A l'Ouest de Suaruro, à proximité de la localité de San Diego, il atteint 90

mètres d'épaisseur et enfin 130 mètres vers le Nord, à l'extrémité occidentale du bassin ; ces deux zones représentent les deux «dépoctrés» principaux pour ces coulées basaltiques. L'extension en surface de ces coulées a été estimée de l'ordre de 30.000 kilomètres carrés.

#### 4.1 PÉTROGRAPHIE DES BASALTES

##### 4.1.1 Basalte Entre Rios

Le basalte Entre Rios est un ensemble massif qui regroupe a différentes coulées empilées sur plus de 120 m de puissance. Il se présente en blocs massifs découpés par deux principaux systèmes de fractures ; quand il n'est pas altéré, il forme une barre résistante sans intercalations de roches sédimentaires. Son contact de base est irrégulier.

Sempéré & Soler (1992) ont établi que ces basaltes présentent une structure doléritique avec des plagioclases calciques et des clinopyroxènes milimétriques ou une structure porphyrique avec phénocristaux de plagioclase calcique et d'olivine en une matrice microgranulaire avec plagioclases, clinopyroxènes et minéraux opaques. Généralement ils sont altérés en serpentine, chlorite, calcite, argiles, oxydes de fer.

Les échantillons du basalte Entre Rios que nous avons étudiés se présentent macroscopiquement comme une de teint gris foncé à noir avec près de 20 % de tablettes de feldspath inclus dans une pâte microcristalline.

Au microscope ils montrent une texture porphyrique constituée de phénocristaux de plagioclases et pyroxènes dans une pâte microcristalline de type intergranulaire (Fig. 4-2). Le grain est moyen à fin, variant de 0,75 à 1 mm. Les phénocristaux de plagioclases représentent 90 % et sont faits d'andésine (Ab46). Les cristaux de pyroxènes sont principalement constitués par de l'augite. Fréquemment les phénocristaux de pyroxènes présentent une bordure transformée en oxydes de fer.

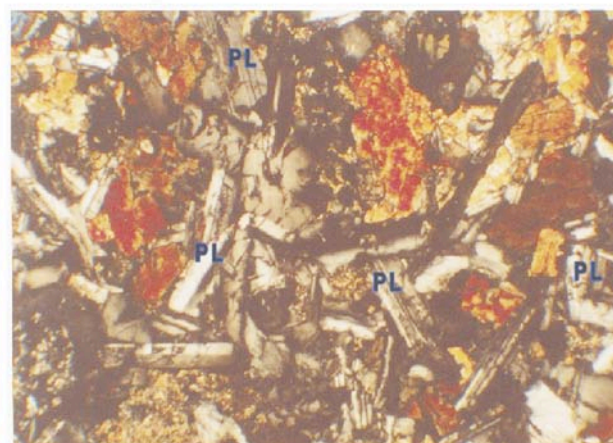


FIG. 4-2. Lame mince de basalte Entre Rios.

On observe la texture porphyrique constituée par des phénocristaux de plagioclases et de pyroxènes au sein d'une pâte microcristalline de type intergranulaire, et localement gloméroporphyrique. Le grain est moyen à fin; les phénocristaux varient entre 0,75 et 1 mm. Nicols croisés.

#### 4.1.2 Basalte Camiri

Le basalte Camiri est constitué par une roche volcanique massive à texture porphyrique. Il est hautement porphyrique dans la mesure où le pourcentage de phénocristaux est supérieur à 15 %. Le grain est fin à moyen (<1,6 mm). Eu égard au fort pourcentage de minéraux mafiques par rapport aux minéraux felsiques, la roche est mésocrate. L'association minéralogique dominante est encore faite de plagioclases associés à des clinopyroxènes. Les cristaux les plus abondants sont les plagioclases qui représentent 65 % du volume total des phénocristaux. Il s'agit de tablettes de formes euhédrales à subhédrales. Ils présentent de fines macles simples (albite – Carlsbad) ou polysynthétiques (Fig. 4-3).

Ces cristaux sont traversés par des microfractures en général transversales aux clivages. Ils présentent des bordures corrodées dues à des instabilités contemporaines de la cristallisation ou apparues durant le refroidissement, ce qui leur donne un faux aspect anhédral. Les tablettes sont limpides ou présentent une altération très légère. Le minéral mafique le plus fréquent est un clinopyroxène de forme subhédrale, en cristaux prismatiques trapus. Ils représentent environ 35 % du volume total des phénocristaux, dont la dimension de l'axe majeur est inférieure à 0,6 mm, avec une prédominance des cristaux proches de 0,3 mm.

Certains sont traversés par des microfractures parfois remplies d'oxydes de fer qui tapissent également les bordures des cristaux. Les microfissures des cristaux sont parfois remplies de chlorite. On observe également des cristaux opaques subhédraux ou anhédraux, en proportion de 5-7 %, de tailles inférieures à 0,7 mm. L'altération calcitique et argileuse est assez modérée et occupe des zones situées entre les cristaux en formant des taches irrégulières inférieures à 1,6 mm.

La minéralogie des basaltes est caractérisée par la présence de plagioclases, d'augite, de pigeonite et de titanomagnétite, avec une légère altération. Ces observations sont tout à fait similaires à celles rapportées par Bertrand *et al.* (2005). En accord avec la minéralogie l'échantillon analysé se classe comme phénobasalte.

#### 4.1.3 Conclusion

Plus généralement les basaltes étudiés sont comparables au matériel décrit en Bolivie par Soler & Sempéré (1993). Ces auteurs décrivent des basaltes souvent fortement altérés, cependant les exemplaires étudiés montrent une prédominance de textures doléritiques avec des plagioclases calciques et des clinopyroxènes et également une texture porphyrique avec phénocristaux de plagioclases calciques et olivines. Selon ces auteurs les basaltes jurassiques sont caractérisés par une texture très porphyriques avec phénocristaux d'olivine, de plagioclase calcique et de clinopyroxène.

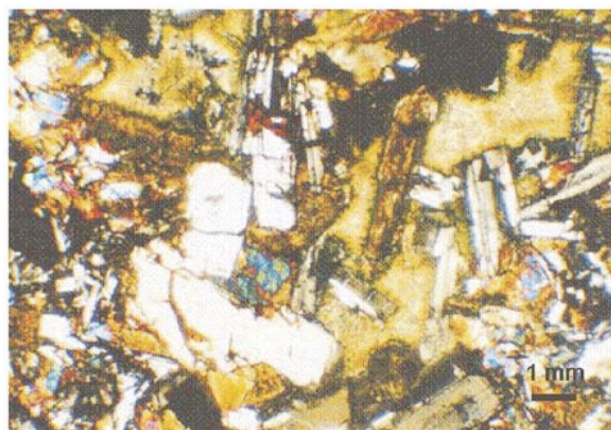


FIG. 4-3. Lame mince de basalte Camiri.

Nicols croisés. Le grain moyen est de l'ordre de 0,5 mm, toutefois les grains les plus gros peuvent atteindre 1,6 mm

#### 4.2 GÉCHIMIE DES BASALTES JURASSIQUES DE BOLIVIE

Trois échantillons représentatifs ont été étudiés. Leur situation est présentée sur les figures 3-23 et 4-4. Les données analytiques sont fournies sur le tableau 4-1. Ces échantillons ont été prélevés le long du sentier Alto Lajitas ( $x = 401.548$ ,  $y = 7.619.194$ ), approximativement 5 km à l'Est de la localité de Suaruro, les échantillons du basalte Entre Rios, qui ont fait l'objet d'une datation, sont identifiés comme BER et REBER (point 1). Le troisième échantillon représentatif, correspondant au basalte Camiri a été prélevé dans les affleurements localisés sur une rive du rio Parapeti au SE de la cité de Camiri ( $x = 450.044$ ,  $y = 7.777.618$ ) ; il est identifié comme PRO. Ces affleurements se situent à la base de la séquence mésozoïque à la limite entre les grès rose clair à stratifications entrecroisées et granulométrie moyenne de la Formation Cangapi (Permien moyen à supérieur) et les grès rougeâtres à stratifications entrecroisées de la Formation Tapequa (Jurassique moyen).

Les échantillons analysés se caractérisent par un faible contenu en  $P_2O_5$  (0,11-0,13), et une teneur modeste en  $TiO_2$  (0,27-0,3). Ils montrent des rapports La/Nb de 1,5 à 1,98, Tb/Ta de 1,85 à 2,4, Y/Nb de 4,28 à 4,74, Hf/Ta de 7,25 à 9,67, Zr/Th de 55 à 65) et La/Nd de 0,64 à 0,78.

Les diagrammes multiéléments (Fig. 4-5) présentent une légère anomalie en Nb et Ta. Ces résultats sont en bon accord avec les données de Bertrand *et al.* (2005).

Le diagramme de terres rares normé aux chondrites (Fig. 4-6) montre un léger enrichissement en terres rares légères et un léger appauvrissement en terres rares lourdes. La pente de La/Yb indique un fractionnement à basse pression, caractéristique d'une mise en place crustale à relativement faible profondeur ou dans une croûte atténuée. En revanche, les tufs dérivés du magmatisme d'arc cénozoïque montrent une anomalie positive en Eu qu'on n'observe pas dans les basaltes Entre Rios (BER et REBER) ou Camiri (PR02), ce qui souligne la différence d'ambiance de mise en place entre ces différents types de roches.

Eléments traces	Entre Rios	Entre Rios	Camiri
	B.E.R	RE B.E.R	PRO2
Cs	0,4	0,2	0,5
Rb	16,9	16,5	37,2
Ba			
Th	1,5	1,3	1,7
U	0,9	1	0,9
Nb	6,4	5,9	5,3
Ta	0,3	0,3	0,4
La	9,6	9,5	10,5
Ce	20,7	21,1	24,4
Pb	2,7	2,8	2,7
Pr	2,94	2,74	3,05
Sr	213,7	207,4	218,4
Nd	15,1	13,3	13,5
Zr	87,4	84,6	94,2
Hf	2,9	2,9	2,9
Sm	3,7	4	3,7
Eu	1,29	1,3	1,23
Ti	7800	7800	7620
Gd	4,74	4,4	4,11
Dy	4,66	4,11	4,18
Y	27,4	26,3	25,1
Ho	0,99	0,89	0,93
Yb	2,18	1,99	2,35
Tb	0,72	0,72	0,74
Hf	2,9	2,9	2,9
La/Nd	0,64	0,71	0,78
Zr/Nd	5,79	6,36	6,98
La/Nb	1,50	1,61	1,98
Th/Ta	5,00	4,33	4,25
Th/Tb	2,08	1,81	2,30
Y/Nb	4,28	4,46	4,74
Tb/Ta	2,40	2,40	1,85
Hf/Ta	9,67	9,67	7,25
Zr/Th	58,27	65,08	55,41

TAB. 4-1. Analyse géochimiques de basaltes de Bolivie.

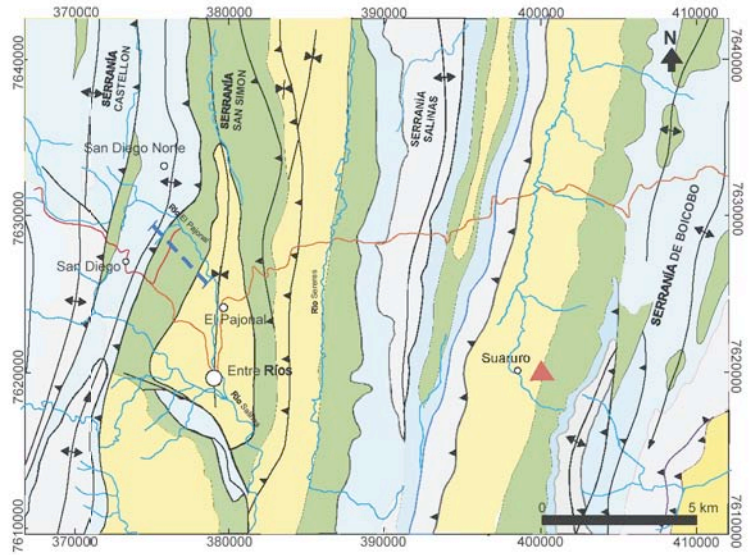


FIG. 4-4. Situation des échantillons datés du basalte Entre Rios.

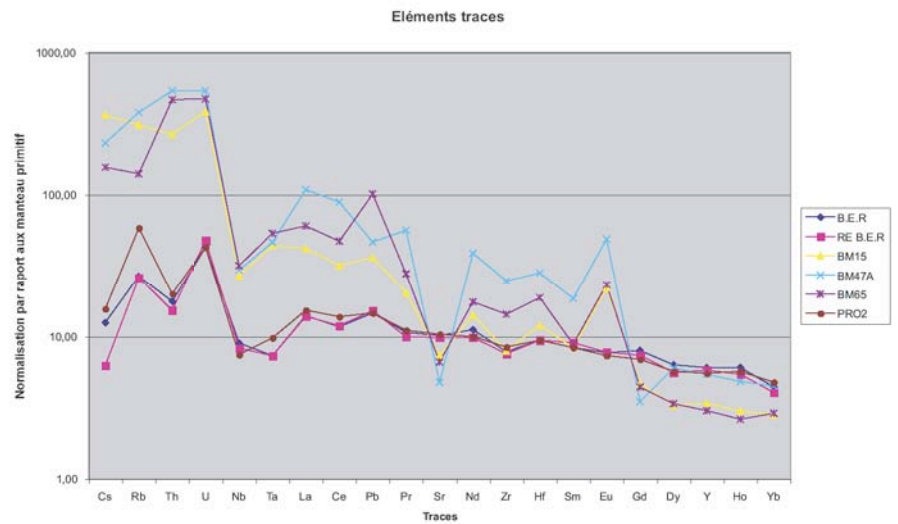


FIG. 4-5. Diagramme de terres rares normalisées au manteau primitif.

Sun & McDonough, 1998. Ce diagramme comporte également, pour comparaison, les résultats des échantillons BM15, BM47A et BM65, qui correspondent à des tufs provenant de l'arc magmatique cénozoïque. On notera les profils très différents pour les roches de l'arc et les basaltes inta-plaques jurassiques.

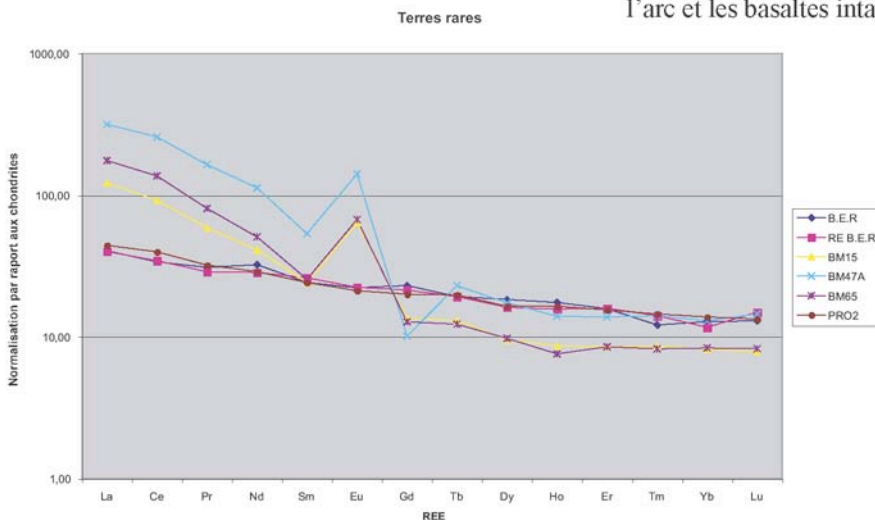


FIG. 4-6. Diagramme de terres rares normalisées aux chondrites.

Sun & McDonough, 1998. Ce diagramme comporte également, pour comparaison, les résultats des échantillons BM15, BM47A et BM65, qui correspondent à des tufs provenant de l'arc magmatique cénozoïque. On notera les profils très différents pour les roches de l'arc et les basaltes jurassiques

Le diagramme Tb-Th-Ta de Cabanis & Thieblemont (1988; Fig. 4-7) permet de vérifier que les basaltes étudiés correspondent bien aux séries volcaniques intracontinentales (zones d'extension intra-plaques) et sont sans relation avec un quelconque arc magmatique.

Ces résultats permettent de corréler les basaltes subandins avec les basaltes de la province magmatique de l'Atlantique Central (CAMP), comme cela a été proposé par Bertrand *et al.* (2005). Cette province magmatique se forma durant la fragmentation de la Pangée à partir du Jurassique basal comme l'on montré Marzoli *et al.* (1999). Cette corrélation est confortée par les nouveaux âges triasique terminal et jurassique obtenus sur les basaltes Entre Rios et Camiri précisés ci-dessous. L'extension de cette province magmatique de l'Atlantique Central (CAMP) est illustrée sur la figure 4-8. Les basaltes du Subandin bolivien représentent les témoins les plus méridionaux de cette province.

## 4.2 DATATION DES BASALTES

### 4.2.1 Basalte Camiri

La datation a été réalisée à partir d'un extrait de 16,37 milligrammes de pâte basaltique. L'échantillon a été chauffé en 13 paliers successifs entre les températures de 650 et 1400°C, durant un temps minimum de 12 minutes.

Au cours du premier palier, à 650°C, 17,8% de  $^{39}\text{Ar}$  ont été libérés, correspondant à un âge de  $234,53 \pm 1,55$  Ma. Les dix paliers suivants (2 à 12) à des températures entre 700 et 1210°C ont abouti à la libération de 79,5% de  $^{39}\text{Ar}$  fournissant des âges entre 212,36 Ma (Palier 2) et 194,90 Ma (Palier 12). Ces paliers déterminent un spectre d'âge concordant et permettent de définir un plateau, statistiquement valide, qui donne un âge plateau à  $204,03 \pm 1,38$  Ma. Les derniers paliers libèrent 4,8 et 2,6% de  $^{39}\text{Ar}$  aux températures de 1210 et 1400°C donnant respectivement des âges de 194,90 et 219,54 Ma (Paliers 12 et 13).

#### Discussion

L'âge anormalement élevé du premier palier, est attribué à un excès d'Ar radiogénique incorporé postérieurement au refroidissement de la roche par altération et/ou circulation de fluides ou encore retenu à l'intérieur d'inclusions fluides. Ce type d'argon se concentre en effet dans les parties externes des cristaux et donc est libéré lors des premiers paliers de chauffage.

Les âges obtenus au cours des paliers 2 à 11 déterminent un âge plateau bien contraint pour cette roche à  $204,03 \pm 1,38$  Ma, correspondant au Trias terminal (Rhétien), d'après International Stratigraphic Chart, 2008. Cet âge est significativement plus jeune que l'âge de 233 Ma obtenu dans les années 80 par K-Ar sur un échantillon provenant du sill de Camiri (Sempéré *et al.*, 2002).

### FIG. 4-8. Situation des basaltes subandins dans la province magmatique l'Atlantique Central (CAMP).

D'après Bertrand *et al.*, 2005.

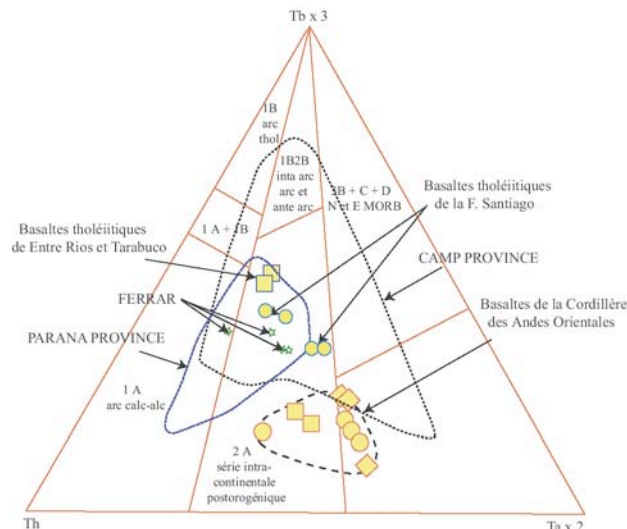


FIG. 4-7. Les basaltes mésozoïques de Bolivie dans le diagramme Tb-Th-Ta.

Cabanis & Thieblemont (1988). Les roches basiques de la Cordillère Orientale proviennent d'un sill andésito-basaltique de la Formation Ravelo, aux environs de Potosi et de coulées basaltiques des formations Tiquina et Ipaguazu (localités de Vitichi et Tupiza) (modifié d'après Sempéré & Soler, 1993).

Origine des données :

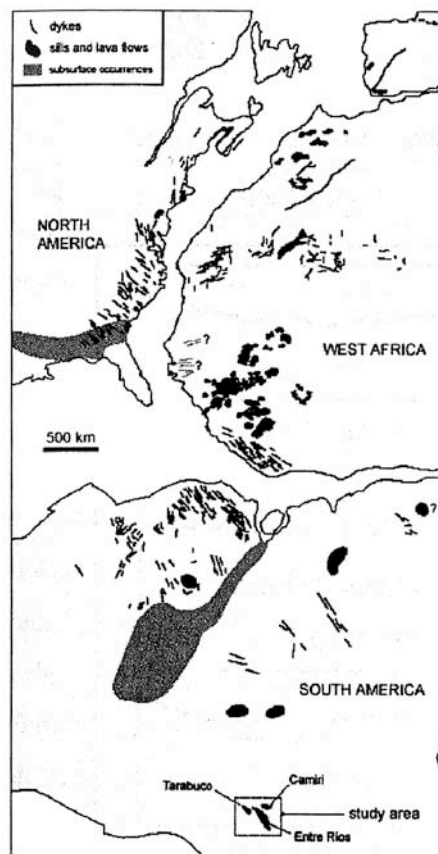
Camp : Cebria *et al.* (2003) *J. Petro.*, 44, 547-568. Deckart *et al.* (2005) *Lithos*, 82, 289-314. Marzoli *et al.* (2004) *Geology*, 32, 973-976. Puffer *et al.* (eds) (1992) *Geol. Soc. America*, *sp. pap.*, 268.

Parana : Ernesto *et al.* (2002) *J. Volc.*, 118, 15-36. Garland *et al.* (1996) *Lithos*, 37, 223-243. Marques *et al.* (1999) *J. Geodyn.*, 28, 439-458.

Ferrari : Antonini *et al.* (1999) *Contr. Petro. Min.*, 136, 1-19.

Basaltes Cord. orientale : Sempéré & Soler (1992) *Bol. Soc. Geol. Bolivia*, 27, 163-167.

Basaltes Fm Santiago : Romeuf *et al.* (1997) *C.R.Ac.Sc. Paris*, 324, 361-368.



### 4.3.2 Basalte Entre Rios

La datation a été réalisée sur des cristaux de plagioclases de la pâte qui présentaient un degré faible d'altération ; un échantillon de 14,57 milligrammes a été traité. Les cristaux ont été chauffés en 8 paliers successifs à des températures variant entre 675 et 1400°C, durant un temps minimum de 12 minutes.

#### Âge par isochrone

Les paliers 4 à 7 permettent de définir une isochrone valide à  $181,5 \pm 0,9$  Ma (Fig. 4-8).

La méthode des isochrones représente le meilleur traitement pour les données  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Elle nécessite un minimum de trois points rigoureusement contrôlés statistiquement. Elle permet de calculer la composition isotopique de l'argon initial non radiogénique piégé dans l'échantillon lors de la fermeture du système. On peut donc corriger les âges en tenant compte de cette valeur. En général, on assume que la composition de l'argon piégé correspond à celle de l'atmosphère actuelle soit à un rapport  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = 295,5$ . Concernant l'échantillon analysé du basalte Camiri, la valeur mesurée est de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = 287,5 \pm 0,6$ .

#### Âge du spectre

Le premier palier a libéré 1,5 %  $^{39}\text{Ar}$  à 675°C donnant un âge à  $46,05 \pm 12,37$  Ma (Fig. 4-9). Cet âge anormalement bas est attribué à un déficit en Ar radiogénique. Le second palier à 750°C a libéré 4,7 % de  $^{39}\text{Ar}$ , aboutissant à un âge de  $104,19 \pm 1,80$  Ma. Cet âge également anormalement bas est aussi attribué à un déficit en Ar radiogénique. Les deux paliers suivants 3 et 4, aux températures entre 820 et 900°C, donnent des âges entre 142,42 Ma (palier 3) et 171,83 Ma (palier 4). Les âges jeunes obtenus entre les paliers 1 à 4 indiquent qu'une partie de l'argon radiogénique a été libéré ou extrait de la roche par un ou plusieurs processus d'altération et/ou de réchauffement qui se sont succédés entre 46 et 172 Ma. On remarquera que les âges K-Ar sur roche totale obtenus dans les années 80 sur le basalte Entre Rios variaient entre 108 et 104 Ma ; ils avaient été considérés comme âges minimum pour des roches altérées (Sempéré *et al.*, 2002).

Le palier 5, à 980°C avec une libération de 14,5 % de  $^{39}\text{Ar}$  donne un âge de 181,35 Ma. Le palier 6, à 1070°C avec une libération de 18,6 % de  $^{39}\text{Ar}$  donne un âge de 179,51 Ma. Le palier 7, à 1160°C avec une libération de 26,4 % de  $^{39}\text{Ar}$  donne un âge de 180,78 Ma. Ainsi ces trois paliers successifs libèrent 59,5 % du total de  $^{39}\text{Ar}$  donnant un âge moyen de  $180,55 \pm 1,52$  Ma. Enfin le palier 8 à 1400°C avec une libération de 11,2 % de  $^{39}\text{Ar}$  donne un âge de 161,85 Ma.

#### Discussion

L'âge obtenu avec l'isochrone construite grâce aux paliers 4 à 7 est de  $181,50 \pm 0,90$  Ma. On le considère comme l'âge le plus probable de mise en place de ce basalte.

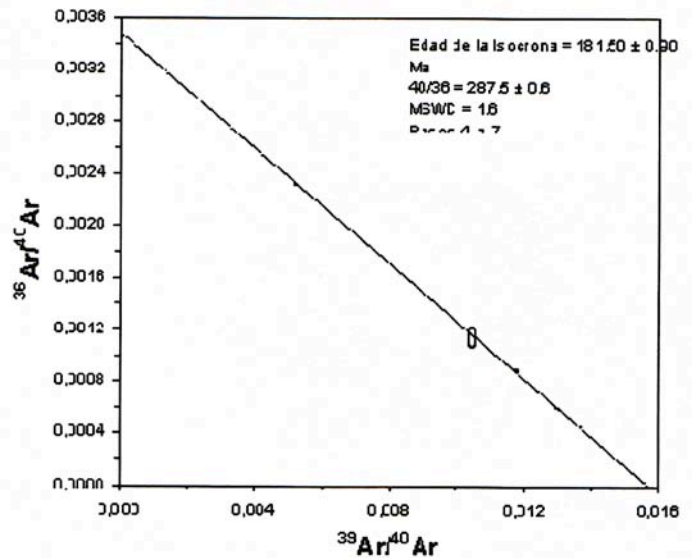


FIG. 4-8. Isochrone obtenue sur la pâte de l'échantillon BER (situation sur la Fig 4-1).

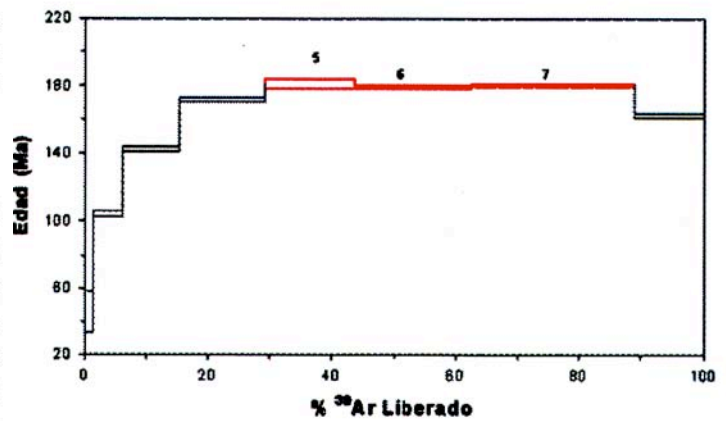


FIG. 4-9. Ages spectraux obtenus en 8 paliers successifs sur le basalte Camiri.

Il correspond au Jurassique inférieur élevé (Toarcien). Cet âge coïncide bien avec les âges obtenus sur les paliers 5 à 7 dont la moyenne à  $180,55 \pm 1,52$  Ma, confirme l'âge Toarcien.

Les paliers 1 à 3 avec des âges plus jeunes indiquent que des processus d'altération ou de réchauffement sont intervenus entre 170 et 46 Ma.

Une datation conventionnelle K-Ar, réalisée avec la même précision, a fourni un âge substantiellement plus jeune à  $168,04 \pm 0,94$  Ma qui correspond dans ce cas au dégazage total (*total gas age*).

Bien qu'un peu plus jeune, l'âge à 180,5 Ma obtenu ici peut être comparé avec les âges plateau obtenus par Bertrand *et al.* (2005) qui vont de  $185,5 \pm 6,3$  à  $201,2 \pm 10,6$  Ma pour Tarabuco et de  $189,5 \pm 1,4$  à  $200,0 \pm 2,7$  Ma pour Camiri. Pour le basalte Entre Rios ces auteurs n'ont obtenu aucun plateau caractéristique.

#### Conclusion

Les résultats pétrologiques et géochimiques obtenus sur les échantillons du Subandin Sud sont donc en bon accord avec les données présentées par Bertrand *et al.* (2005).

Elles confirment l'appartenance du matériel analysé à la province magmatique Atlantique central (CAMP) définie par Marzoli *et al.* (1999). Comme on peut l'observer sur la figure 4-8 cette province s'étend largement de part et d'autre de l'Océan Atlantique, en Amérique du Nord, au Brésil et en Afrique continentale. Cette activité magmatique est reliée à la dislocation de la Pangée qui débute vers 200 Ma.

Au demeurant, les âges obtenus sont également compatibles avec la mise en place du point chaud qui caractérise la province de Karoo (Duncan *et al.*, 1997). Cet ultime événement thermique a aussi été caractérisé grâce à des datations K-Ar et Rb-Sr sur des argiles diagenétiques de la région de Sierra Grande en Patagonie et dans la province de Paraná del Sur au Brésil (Dos Santos, 1994).

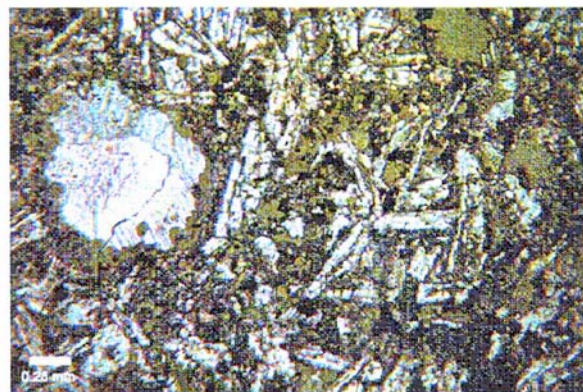


FIG. 4-10 : Lame mince de roche magmatique du Subandin Nord.

On observe dans la partie supérieure droite de l'image des vésicules circulaire reemplies d'argiles vertes (lumière polarisée).

#### 4.3.3 Magmatisme dans le Subandin Nord

La présence d'une activité magmatique dans le Subandin Nord est beaucoup moins bien connue. Elle est mise en évidence dans la coupe du rio Yanamayu et d'un affluent du del rio Enatagua, où l'on a identifié, des roches intrusives dans les sédiments dévonien. Ces matériels sont localisés à proximité du contact avec la Formation Beu, au sommet de la Formation Tequeje (Zubieta Rossetti & Kusiak, 2004).

Un échantillon a été prélevé presque au sommet de la Formation Tequeje. En lame mince, on observe un faciès à grain fin ou moyen, à texture subophitique. La présence de biotite est commune dans un très grand nombre d'échantillons ; ce caractère joint à l'absence d'orthopyroxènes tendrait à indiquer qu'il s'agit d'un matériel andésitique ou dioritique.

Par ailleurs, un autre échantillon prélevé dans la même coupe et correspondant à un mince niveau riche en minéraux opaques et sans biotite, présente une composition proche de roche basaltique (Fig. 4-10).

L'importante altération de ces roches ne facilite pas leur étude en lame mince. En particulier il n'est pas possible d'établir qu'il s'agit d'un matériel extrusif (andésite-basalte) ou intrusif (diorite-gabbro) (Westport, 2000). Toutefois, le fait que ces roches aient été datées d'âges beaucoup plus jeunes que leur contenant tendrait à montrer qu'il s'agit plutôt de matériel intrusif.

Deux échantillons correspondant à deux corps intrusifs différents séparés l'un de l'autre de près de 100 mètres, ont fourni respectivement des âges à  $83 \pm 3$  Ma et  $80 \pm 6$  Ma, le second âge étant moins précis que le premier.

Ces datations indiquent une histoire thermique relativement simple de mise en place de dykes ou de filons durant le Crétacé supérieur (Campanien).

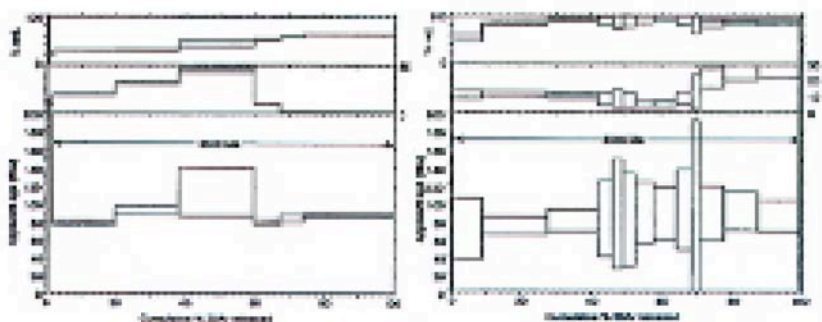


FIG. 4-11 : Datations absolues de deux échantillons des roches magmatiques du Subandin Nord.

Le diagramme supérieur montre le pourcentage de  $^{40}\text{Ar}$  libéré à chaque palier ; le diagramme du milieu montre la relation Ca/K obtenue en usant de la relation  $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ; le diagramme inférieur fournit le spectre d'âge en chaque point.

#### 4-3 Conclusion

Les nouvelles datations obtenues pour le basalte Camiri ( $204,03 \pm 1,38$  Ma) et pour le basalte Entre Rios ( $181,50 \pm 0,90$  Ma) sont en bon accord avec celles obtenues par Bertrand *et al.* (2005) pour Camiri ( $203,7 \pm 4,1$  Ma) et pour Tarabuco ( $196,1 \pm 1,5$  Ma). On peut les interpréter comme les témoins en Bolivie d'un événement magmatique important responsable de la mise en place de la Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) définie par Marzoli *et al.* (1999). D'après Olsen (1997) ces effusions basaltiques importantes marqueraient le début du démembrement de la Pangée, avec la séparation Laurasia-Gondwana, qui aurait commencé il y a 200 Ma.

Ces nouvelles datations des basaltes Camiri et Entre Rios permettent de mieux encadrer les âges des séquences sédimentaires mésozoïques du bassin de Villamontes dans le Subandin bolivien et de les intégrer dans un cadre d'évolution régionale.

## 5 LE BASSIN MÉSOZOÏQUE : SYNTHÈSE

### 5-1 INTRODUCTION

Pour bien préciser l'ambiance de formation des dépôts du bassin Mésozoïque Subandin de Bolivie en accord avec les observations et interprétations réalisées dans ce travail, il convient de noter que la nomenclature stratigraphique existante est mal adaptée.

On doit en effet utiliser, pour bien se comprendre, la chronologie la plus utilisée, et la plus reconnue jusqu'alors, qui est fondée sur les travaux de synthèse de Lopez Pugliesi (1995) et de Sempéré (2003). Or, la nomenclature et les découpages se révèlent complexes.

Padula & Reyes (1958) avaient dénommé Formation Tacurù l'ensemble des sédiments limités, à la base, par le basalte Entre Rios, et au sommet, par le membre Petaca du Groupe du Chaco. Lopez Pugliesi (1971), en s'appuyant sur les travaux de la «Comision Geologica n° 1», a proposé de reconnaître un Groupe Tacurù recouvrant l'intervalle stratigraphique de la Formation Tacurù de Padula & Reyes et de définir en tant que formation chacun de ses membres en y incluant les membres de la Formation Surutù de BOGOC (Bolivian Gulf Oil Company). Ainsi défini le Groupe Tacurù était constitué par les Formations Tapequa, Castellon, Ichoa et Yantata.

Lopez Murillo & Lopez Pugliesi (1975) ont ensuite établi que le groupe Tacurù constituait une séquence, positionnée entre le basalte Entre Rios à la base, et la discordance pre-tertiaire au sommet. Ils ont reconnu que sa base repose en discordance sur le basalte Entre Rios et les Formations San Diego, Ipaguazu, Vitiagua et Cangapi, et donc sur différents niveaux des sédiments permians, carbonifères et même dévoniens. Son sommet est scellé par les Formations Cajones et Eslabon-Flora dans la région de Santa Cruz et le Subandin Nord (La Paz) et par la discordance pre-tertiaire. Au-dessus du Groupe Tacurù viennent les Formations Petaca, Tariquia, Guandacay (correspondant aux Areniscas superiores) et Areniscas de Transicion au Sud du Rio Grande.

Avec cette interprétation, la limite supérieure du Groupe Tacurù est constituée par la base des unités tertiaires. Si l'on suit ces auteurs, il devient difficile de situer précisément les Formations Cajones et Eslabon-Flora; leur contact sédimentaire et tectonique avec les unités sous-jacentes sont en effet de natures très différentes, comme cela a été discuté plus haut.

Sempéré (1990 ; 1995) a défini la super séquence Serere, que Sempéré *et al.* (1998) ont ensuite élevé au rang de Groupe Serere pour l'ensemble des unités couvrant du Trias moyen au Jurassique. Puis Sempéré *et al.* (2003) ont établi que, du point de vue génétique, le Groupe Serere correspondait au développement et au remplissage d'un système de rift à grande échelle.

Ils en ont déduit que la dénomination de Groupe Tacurù ne pouvait pas être retenue pour désigner l'ensemble des dépôts du Groupe Serere pour les raisons suivantes :

- Le groupe Tacurù, s'il inclut bien les formations Tapequa, Castellon, Ichoa et Yantata qui appartiennent bien au Groupe Serere, inclut également la Formation Cajones de Padula & Reyes (1958, 1960) alors que son âge maastrichtien conduit à la rattacher à la partie supérieure de la super séquence Puca. On notera toutefois que d'autres auteurs (Lopez Murillo & Lopez Pugliesi, 1975 ; Lopez Pugliesi, 1995) n'intègrent pas la Formation Cajones au groupe Tacurù.
- Les unités lithologiques subandines désignées sous les noms de Formations Ipaguazu et San Diego, bien que faisant partie du Groupe Serere, reposent en conformité sur le Groupe Suaruro traditionnellement utilisé à YPFB ou appartiennent au groupe Cuevo de Suarez Soruco & Diaz Martinez (1996).

C'est pourquoi, Sempéré *et al.* (2003) ont conclu que l'entité représentée par le groupe Serere doit être distinguée des groupes Tacurù, Suaruro et Cuevo, et qu'il est nécessaire d'utiliser une terminologie qui n'engendre pas la confusion.

L'objectif de ce travail est de réaliser une synthèse de l'évolution des bassins mésozoïques subandins de Bolivie en effectuant une analyse de leur sédimentation, de leur évolution tectonique et de leur genèse. En se fondant sur les apports des nouvelles datations, les unités doivent donc être regroupées en entités qui permettent de préciser les corrélations et d'en comprendre l'évolution paléogéographique. Pour aboutir à cet objectif, il sera nécessaire d'actualiser la nomenclature, et éventuellement d'en proposer une nouvelle si cela est absolument indispensable.

En premier lieu, il convient de définir les discordances ou discontinuités régionales majeures, de premier ordre, observées sur les affleurements et en sous-sol dans le Subandin de Bolivie et les plaines adjacentes.

Dans le domaine étudié, et pour la période concernée, on identifie cinq discontinuités régionales majeures. La discordance D-1 est localisée au contact entre les Formations Itacua ou Tupambi et le sommet préservé des sédiments dévoniens, c'est-à-dire les Formations Iquiri et Los Monos. D-2 est la discontinuité majeure définie entre les groupes Machareti et Mandiyuti du Paléozoïque supérieur. D-3 est située entre la Formations Cangapi et les Formations Escarpment et San Telmo du groupe Mandiyuti.



D-4 est la discontinuité pre-mésozoïque située à la base de la séquence mésozoïque et qui inaugure l'histoire géologique des bassins mésozoïques ; elle est située entre la Formation Tapeucia du groupe Tacurù et les formations Vitiacua et Cangapi du groupe Cuevo. D-5 est la discontinuité pre-tertiaire, entre la Formation Petaca et les Formations Castellon et Ichoa. Dans certaines localités, la base du tertiaire peut être en contact avec des séries plus anciennes que le Paléozoïque.

La discordance D-1, entre le Carbonifère et le Dévonien, est située dans la coupe du Rio Parapeti entre les Formations Iquiri et Saipurù. Dans la section du Rio Pilcomayo et la Quebrada Los Monos, elle sépare les pélites de la Formation Los Monos des diamictites de la Formation Itacua, unité basale du Carbonifère.

La discordance D-2 est une discontinuité inta-carbonifère qui sépare les groupes Machareti et Mandiyuti. Dans la section du Rio Parapeti, la Formation Escarpment repose sur la Formation Taiguati qui ne mesure que 37 mètres d'épaisseur. Dans la section du Rio Pilcomayo, la Formation Escarpment recouvre une séquence de diamictites attribuées à la Formation Taiguati. Dans la coupe de la Quebrada Los Monos, la Formation Escarpment est en contact avec la Formation Tarija qui présente les mêmes faciès que la Formation Taiguati.

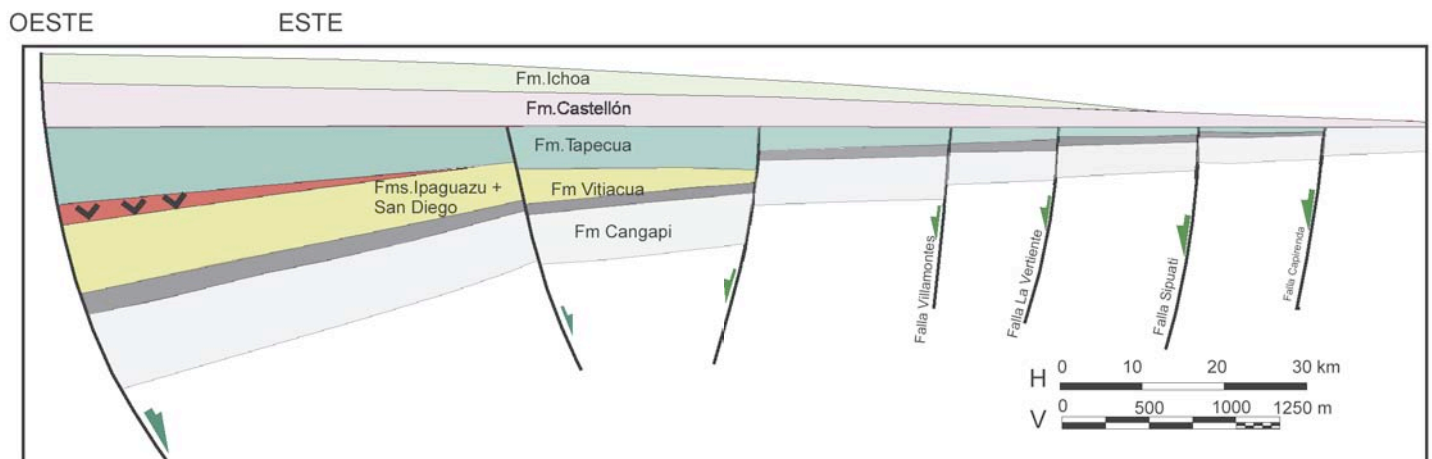
La discordance D-3, définie entre les Formations San Telmo et Cangapi et le Groupe Cuevo n'est pas observable dans les coupes du Rio Pilcomayo et de la Quebrada Los Monos. La discordance D-4, entre la Formation Vitiacua et

la base du groupe Tacurù, est définie, dans la Quebrada Los Monos, par un mince niveau conglomératique (épais de 2 mètres). Ce conglomérat représente la base de la Formation Tapeucia et le début d'un nouveau cycle sédimentaire (cf. Fig. 3-30).

Dans la partie la plus profonde du bassin mésozoïque, la discordance D-4 correspond au contact entre les Formations Vitiacua et Ipaguazu, qui, avec la Formation San Diego, constituent un ensemble sous-jacent au basalte Entre Rios, au sommet duquel se développe le Groupe Tacurù. Dans la section du Rio Parapeti, la discordance pre-tertiaire D-5 se situe entre le conglomérat basal de la Formation Petaca et les grès éoliens de la Formation Ichoa (cf. Fig. 3-41). Dans la section du Rio Pilcomayo, la base du Tertiaire repose sur les grès de la Formation Castellon (cf. Fig. 3-35).

Dans la région de la Angostura, sur le Rio Piray, on reconnaît la discordance D-4 entre la séquence supérieure du Permo-Carbonifère, correspondant à la Formation Elvira, et la Formation Ichoa, et la discordance D-5 entre la Formation Cajones et les conglomérats de la Formation Petaca. Ceci s'observe à la hauteur du pont qui permet d'accéder à la station hydrologique.

Ces deux discordances, D-4 et D-5, marquent respectivement le début et la fin des séquences mésozoïques qui constituent le bassin Jurassique de Villamontes et les bassins crétacés de Santa Cruz et du Beni dans le Subandin Nord. Dans ces derniers, la discordance de base des séquences mésozoïques recoupe des niveaux de l'Ordovicien ou du Dévonien.



**FIG. 5-1. Coupe transversale dans la zone la plus profonde du bassin Jurassique de Villamontes.**

On observe les séquences pré-rift (Formations Cangapi et Vitiacua), les dépôts syn-rift des Formations Ipaguazu, San Diego, basalte Entre Rios et Tapeucia, et les séquences de relaxation thermique (*sag*) correspondant aux Formations Castellon et Ichoa.

## 5-2 LE BASSIN JURASSIQUE DE VILLAMONTES

On définit comme bassin jurassique de Villamontes une zone du Subandin Sud de Bolivie où se sont accumulés, au cours du Jurassique, des sédiments durant deux épisodes tectoniques distensifs, associés à un magmatisme caractéristique d'un processus de rifting ; le dépocentre est situé à proximité de Villamontes. Le soubassement de ce bassin est constitué par les Formations Cangapi (Permien inférieur à moyen) et Vitiacua (Permien moyen-supérieur, pouvant atteindre le Trias pour certains auteurs). Dans le Subandin interne, il se présente comme un graben très dissymétrique et assez profond et passe à une série d'hémi grabens dans le secteur oriental. Les failles normales sont orientées Nord-Sud (Fig. 5-1).

L'étude des relations structurales et des caractéristiques lithologiques des différentes formations qui constituent le Mésozoïque du bassin de Villamontes réalisée dans ce travail (cf § 3-2) a permis de définir trois ensembles majeurs dans le remplissage de ce bassin. Un ensemble inférieur, qui regroupe les Formations mésozoïques Cangapi et Vitiacua, constitue un système pré-rift.

Le second ensemble, constitué par les formations Tapeuca, Camiri, Ipaguazu, San Diego et Entre Rios, correspond à l'installation du bassin dans sa géométrie, donc à l'épisode de subsidence initiale, et donc à un système syn-rift. Le troisième ensemble, qui regroupe les Formations Castellon et Ichoa, correspond à la période de relaxation thermique du bassin (*sag*), soit au système post-rift. C'est pourquoi, la limite entre les formations Tapeuca et Castellon a été choisie comme horizon de référence pour effectuer la synthèse du bassin de Villamontes

### 5-2-1 Zone Sud du bassin de Villamontes

À l'extrême Sud du bassin de Villamontes, à la frontière avec l'Argentine, on observe que le bassin tend à se rétrécir et à se limiter au Subandin. Dans la zone la plus profonde, au SE de la cité de Tarija, il est documenté dans le forage Cambari-X1 (Fig. 5-2). Sur le profil stratigraphique représenté avec comme horizontale le sommet des séries synrift (Formations Ipaguazu et Tapeuca), on a également tracé la prolongation des fractures qui, plus au Nord, définissent le graben central du bassin.

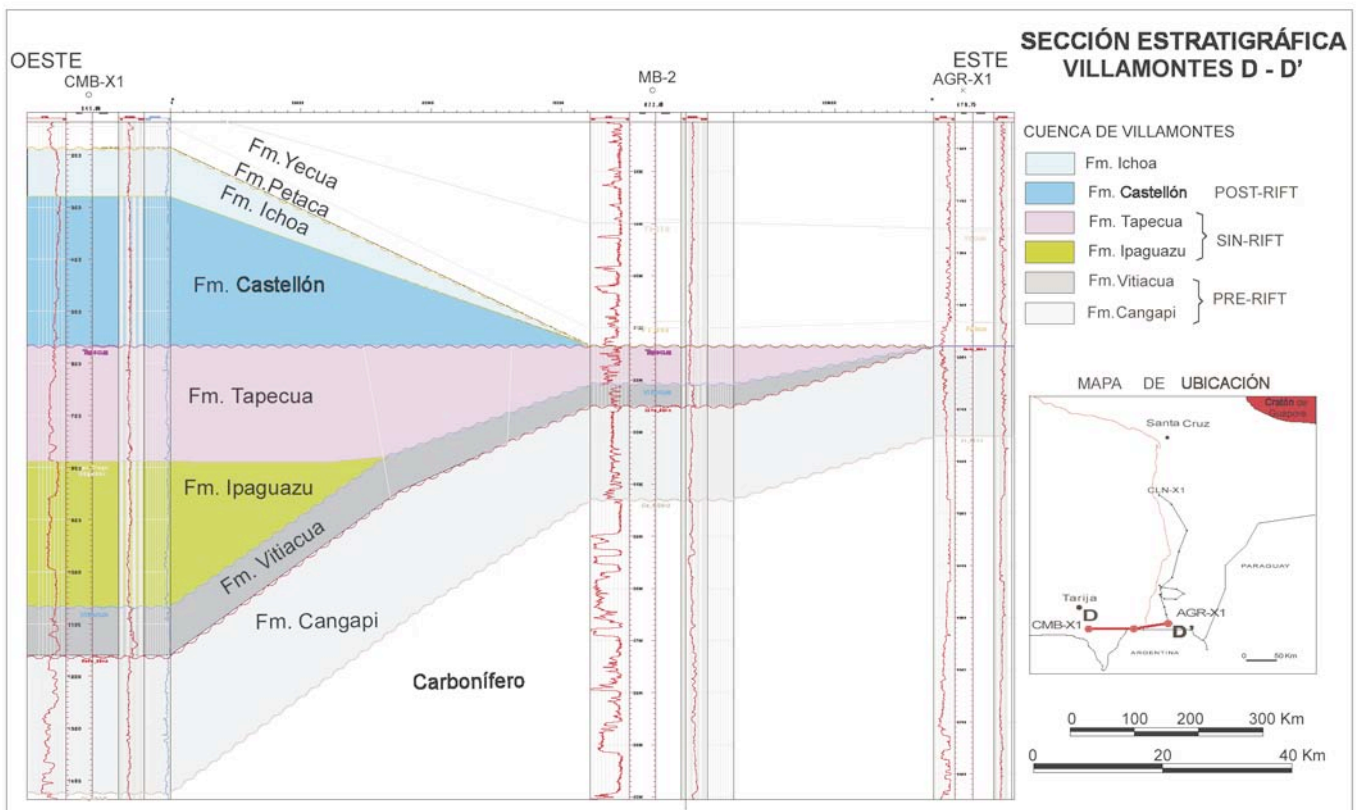


FIG. 5-2. Section stratigraphique D-D' à l'extrême Sud du bassin de Villamontes.

### 5-2-2 Zone centrale du bassin de Villamontes

La section stratigraphique B-B' (Fig.5-3) illustre les dépôts synrift de la séquence mésozoïque, constitués de la Formation Tapeuca, affectée par les failles en extension de Villamontes et La Vertiente qui déterminent un dispositif en escalier, à l'origine d'importantes variations d'épaisseur.

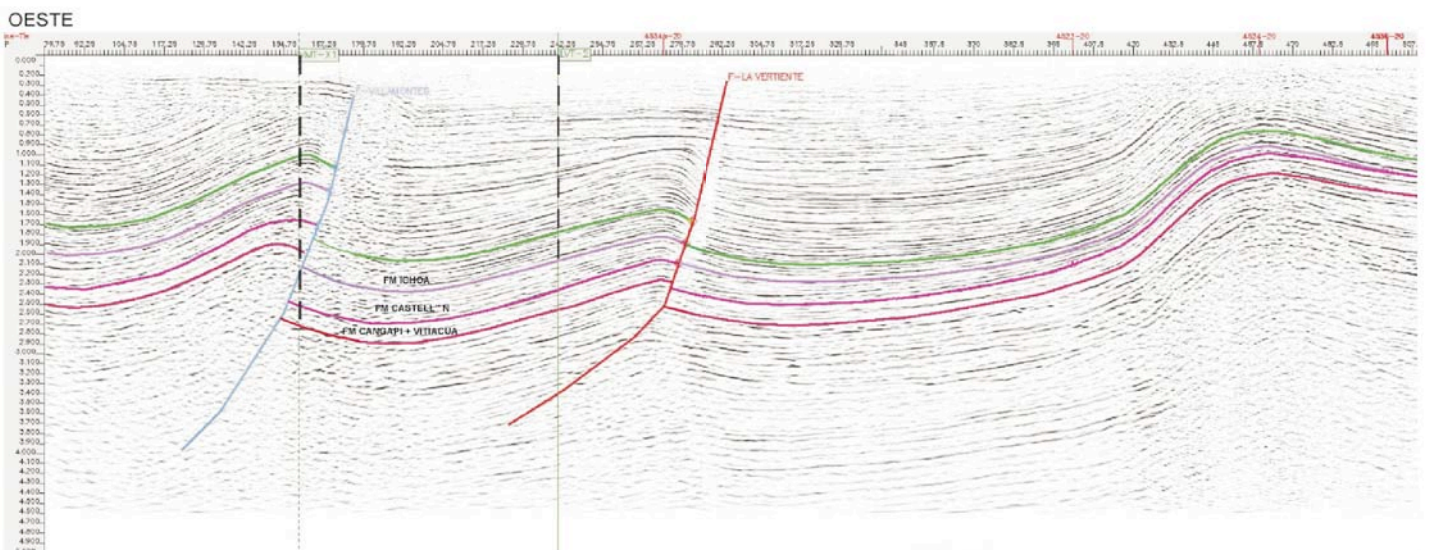
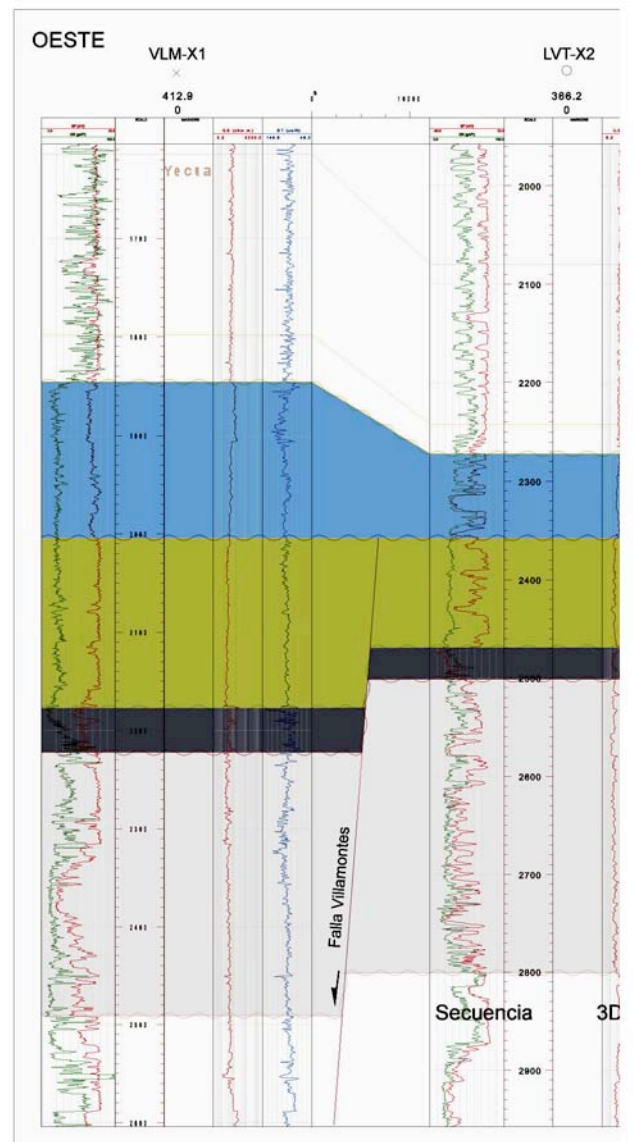
Sur le profil sismique 4541-20 (Fig. 5-4) correspondant à cette même section B-B', on observe que les failles jurassiques du rift jurassique ont été inversées par la tectonique andine.

Sur la section stratigraphique A-A', également transversale au bassin et située au Nord de la précédente (Fig. 5-6), on observe une nette variation d'épaisseur des dépôts synrift de la Formation Tapeuca affectés par la discordance post rupture (*break up unconformity*) qui est probablement responsable de la disparition d'une partie de la Formation Tapeuca dans la région du puits Capirenda-X1 (Fig. 5-5 et 5-6).

Sur le profil sismique 4559-20 (Fig. 5-5) dont la moitié Ouest correspond à la section A-A' (Fig. 5-6), on observe les failles les plus orientales des structures de Sipiati et de Capirenda. On remarque que les dépôts synrift, constitués par la Formation Tapeuca, disparaissent sous les dépôts de *sag* de la Formation Castellon; ils ont probablement été affectés par la *post break-up unconformity*.

**FIG. 5-3. Section stratigraphique B-B' au centre du bassin de Villamontes.**

Elle correspond au profil sismique 4541-20 (Fig. 5-4) après dépliage des structures et en choisissant comme horizontale la *post break-up unconformity*.



**FIG. 5-4. Profil sismique 4541-20 transversal au bassin de Villamontes.**

Il correspond au profil B-B' (fig. 5-3). Il illustre la terminaison orientale des séquences mésozoïques et le fait que les failles normales du rifting jurassique ont été inversées par la tectonique andine.

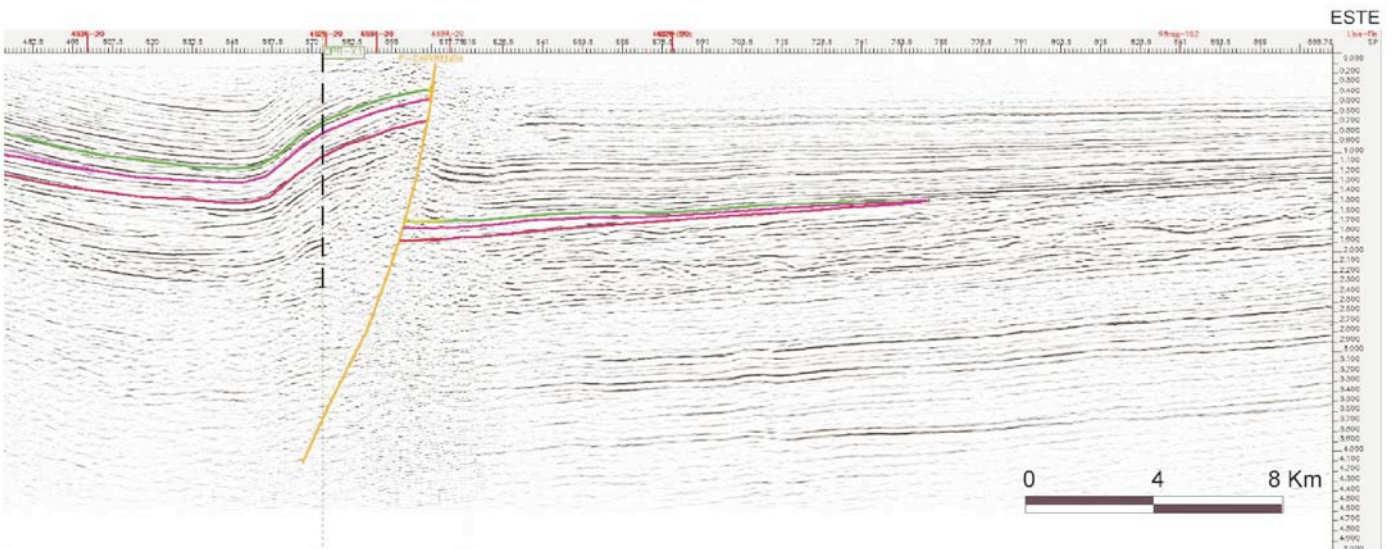
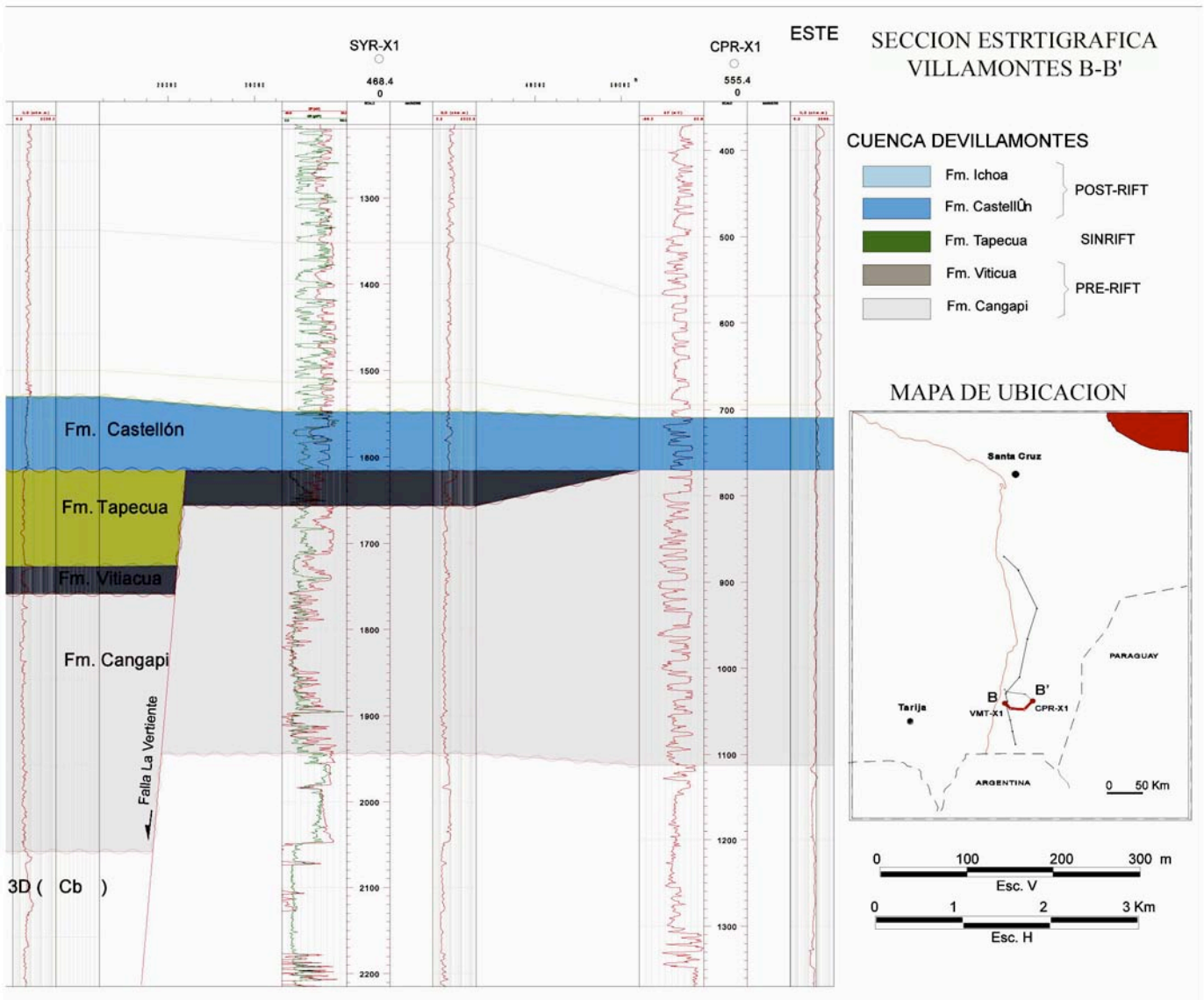


FIG. 5-4. Profil sismique 4541-20 transversal au bassin de Villamontes. (suite)

OESTE

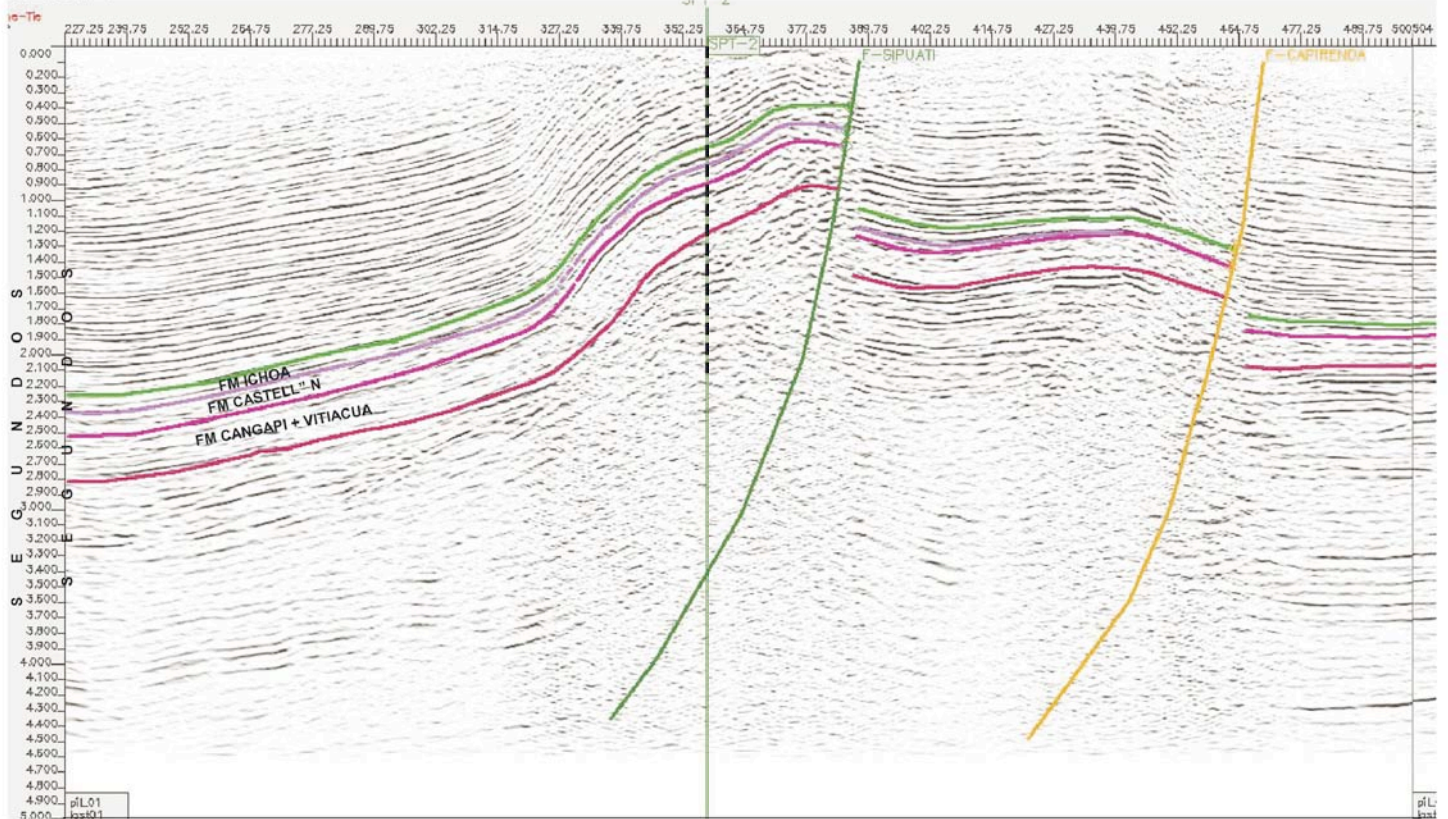


FIG. 5-5. Profil sismique 4559-20 transversal au bassin de Villamontes.

Ce profil inclut la section A-A'. Il montre l'amincissement des séquences mésozoïques et l'inversion, par la tectonique andine, des

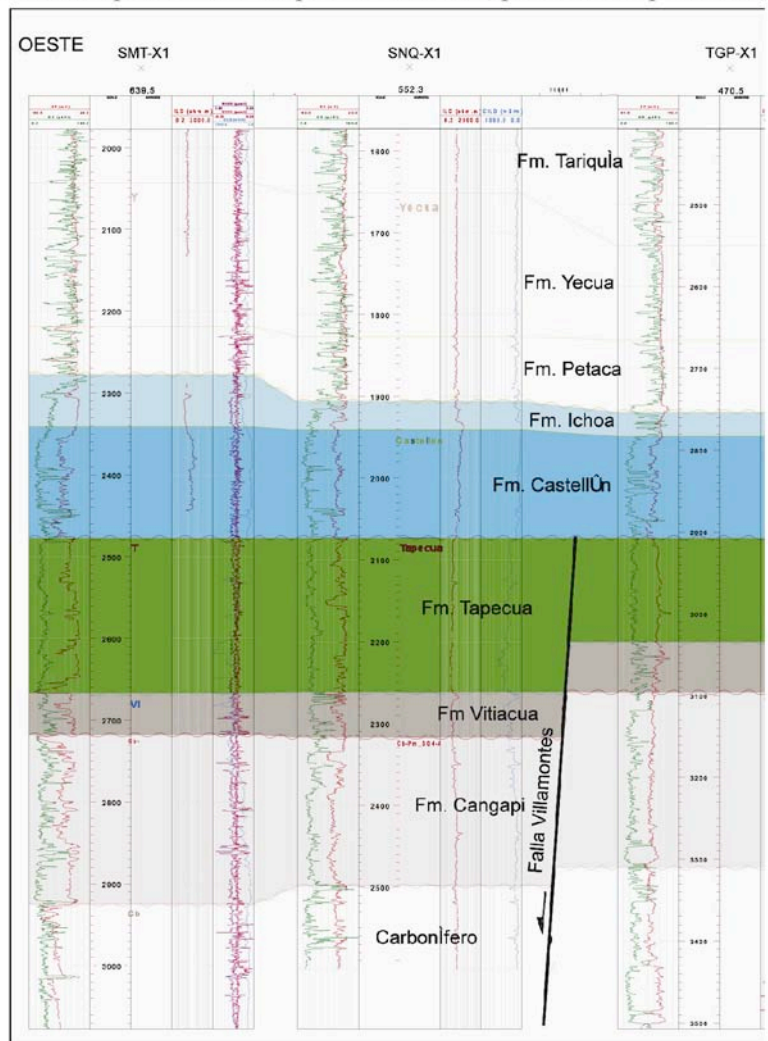


FIG. 5-6. Section stratigraphique A-A' au centre du bassin de Villamontes.

Elle correspond en partie au profil sismique 4559-20 (Fig. 5-5) après dépliage des structures et en choisissant comme horizontale la *post break-up unconformity*.

ESTE

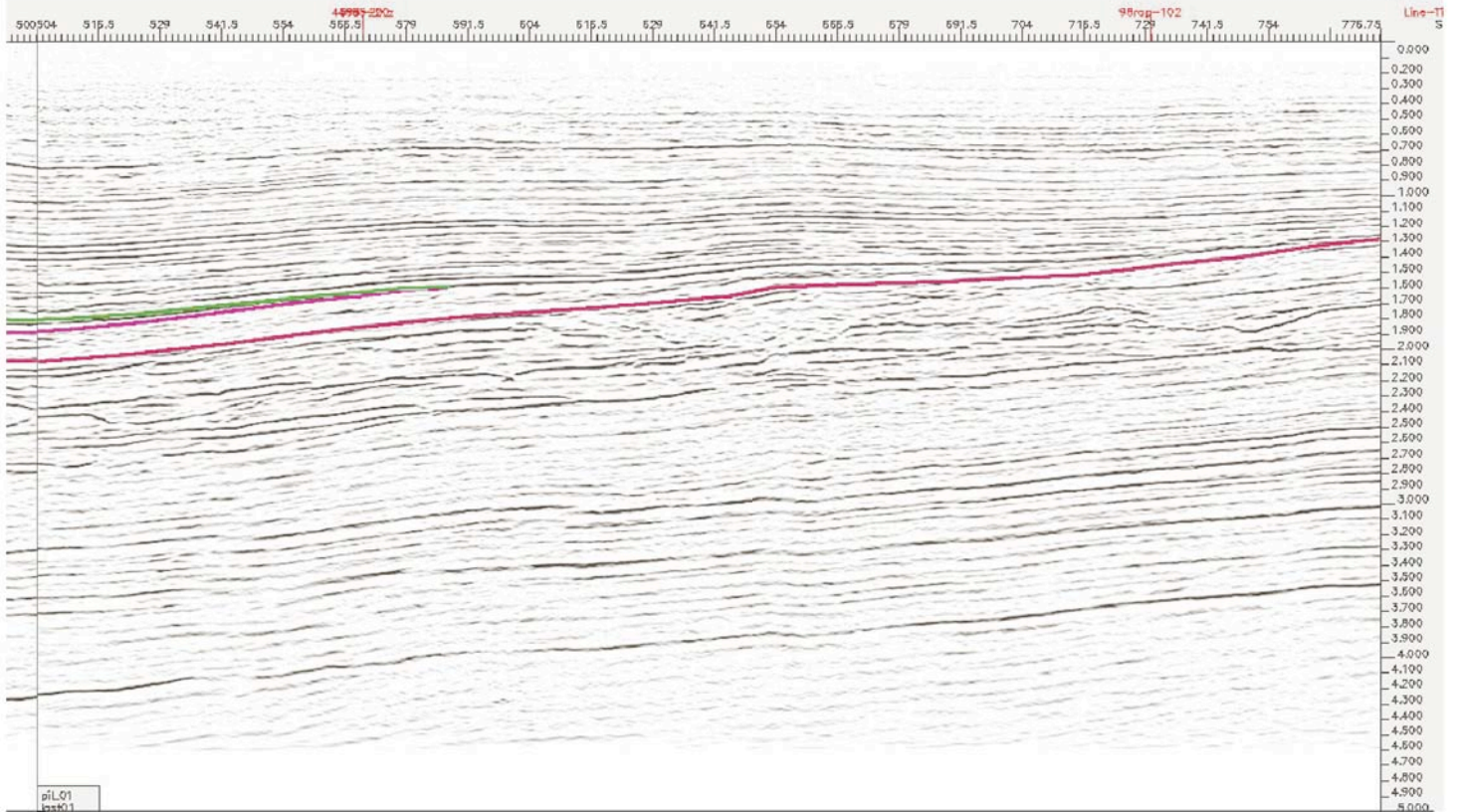
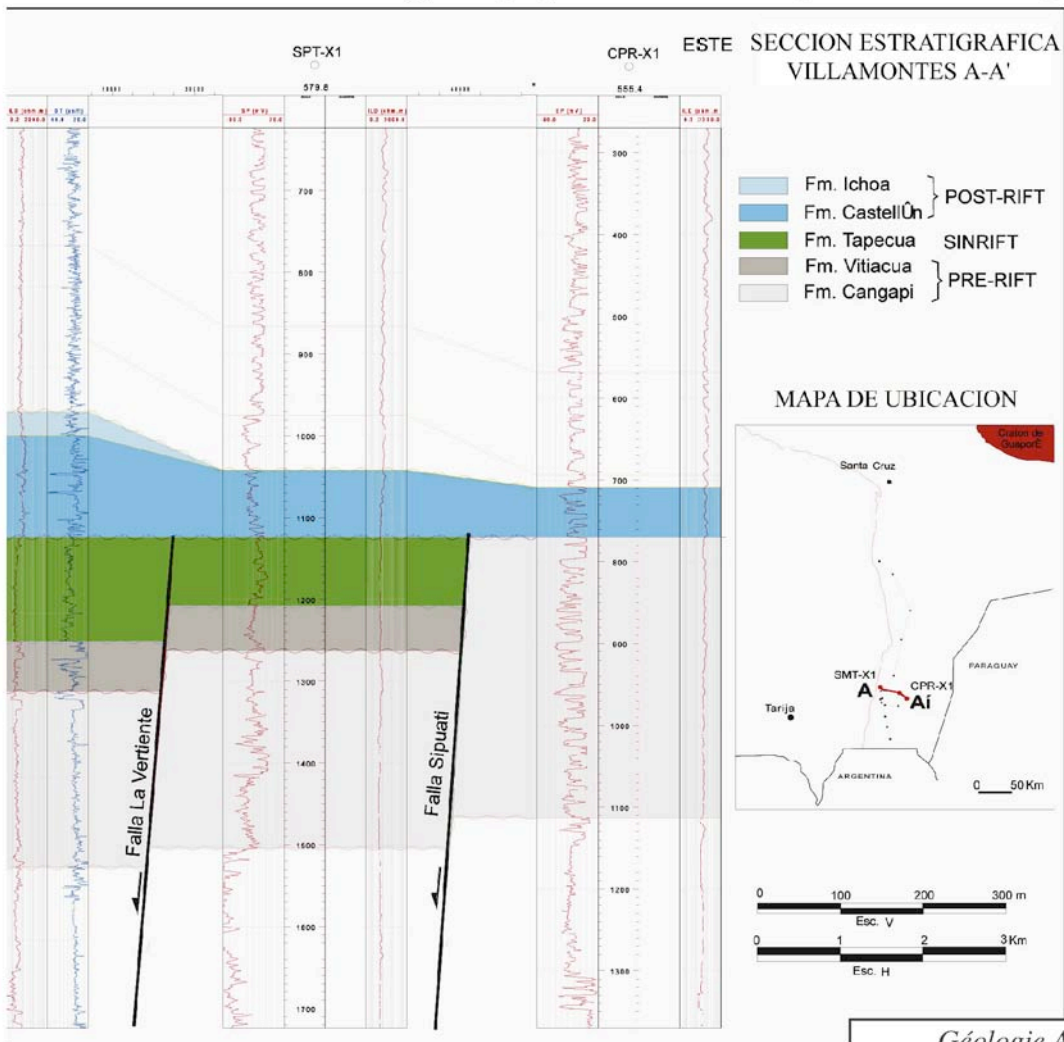


FIG. 5-5. Profil sismique 4559-20 transversal au bassin de Villamontes.

anciennes failles normales dues au rifting jurassique qui a abouti à la mise en place des structures Capirenda (vert) et Siquati (orange).



### 5-2-3 Zone Nord du bassin de Villamontes

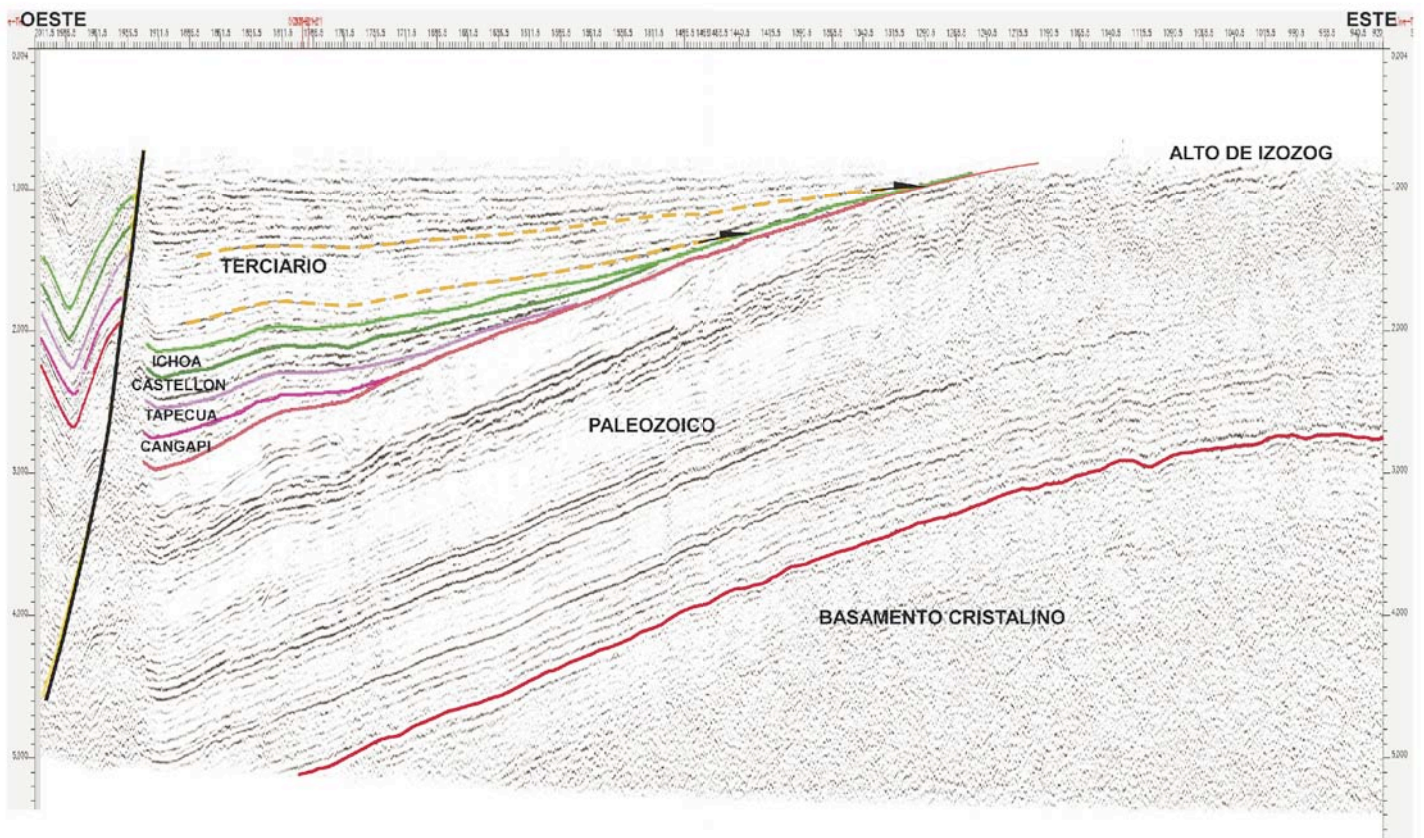
Dans le Nord du bassin de Villamontes, on peut observer les relations de ses différentes unités constitutives avec les dépts crétacés du bassin de Santa Cruz. On est donc en mesure de préciser la limite Nord du dépointre du bassin de Villamontes et de reconstituer les relations paléogéographiques entre les deux bassins.

Sur la ligne sismique 5013-21 (Fig. 5-7), orientée W-E, on note l'amincissement progressif vers l'Est des différentes séquences mésozoïques, et même tertiaires.

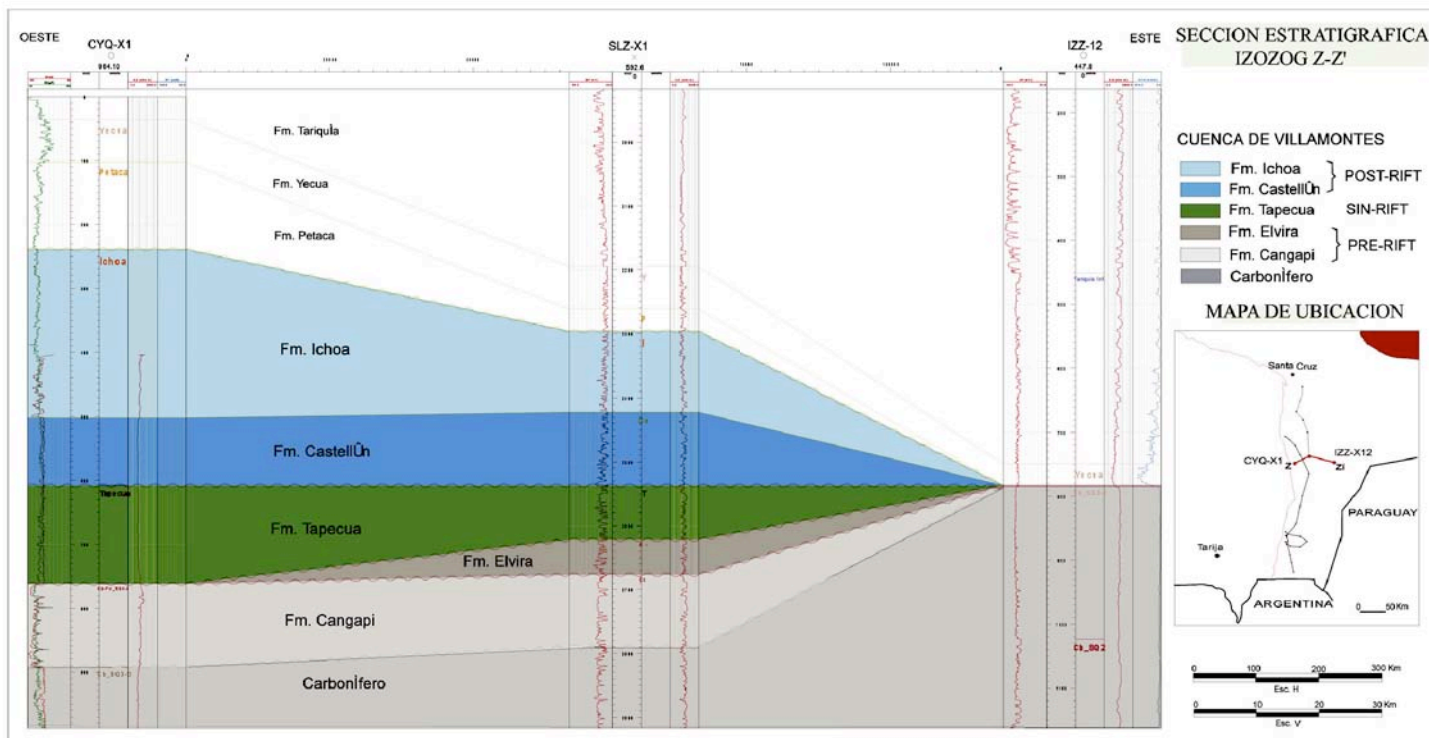
La section stratigraphique Z-Z' transversale du Nord du bassin de Villamontes, parallèle au profil sismique 5013-21 a été construite de manière à utiliser les données d'un puits foré dans la zone d'Izozog, lequel montre la disparition totale des séquences mésozoïques vers l'Est (Fig. 5-9).

Plus au Nord, la situation est différente. La section stratigraphique Y-Y' (Fig. 5-9), construite selon une direction globalement N-S montre en effet que les séquences de *sag* de la Formation Ichoa se développent largement en direction du Nord et recouvrent les séquences de *sag*, de la Formation Castellon et les séquences synrift de la Formation Tapequa, permettant ainsi de localiser la limite Nord du bassin de Villamontes, ainsi que la limite Sud du bassin de Santa Cruz.

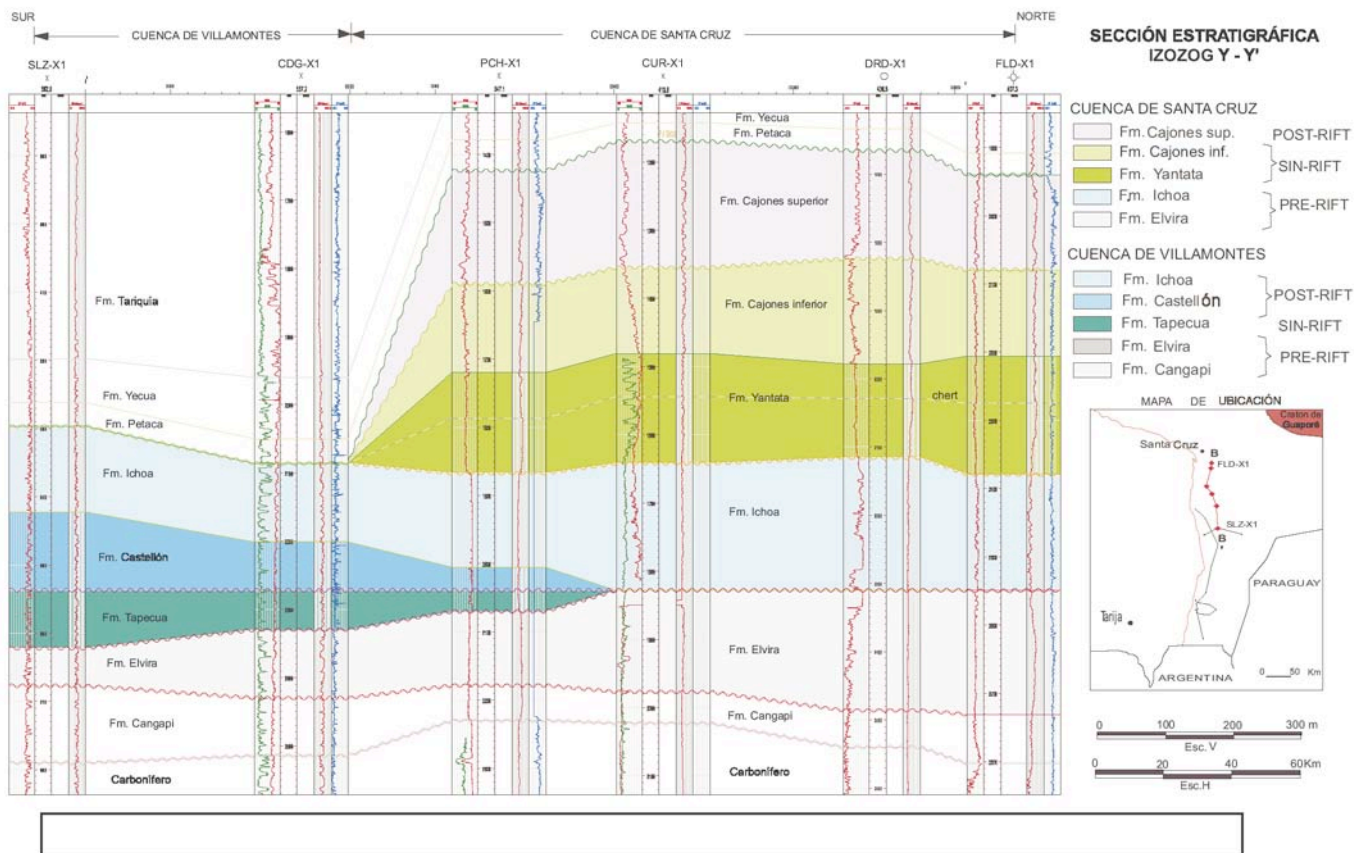
On constate ainsi que ces deux limites ne coïncident pas ; ainsi ce n'est qu'à partir du puits Percheles-XI que débutent les séquences crétacées du bassin de Santa Cruz. Les dépôts jurassiques de la Formation Ichoa qui constituent le postrift du bassin jurassique de Villamontes apparaissent en pré-rift vis-à-vis du bassin crétacé de Santa Cruz. Ceci apparaît clairement sur le profil sismique 4068-29 (Fig. 5-9).



**FIG. 5-7. Profil sismique 5013-21 transversal au bassin de Villamontes au Nord de celui-ci.**  
Il montre l'amincissement des différentes séquences en direction de l'Est, conséquence en partie du soulèvement de l'Alto de Izozog.



**FIG. 5-8. Section stratigraphique Izozog Z-Z' dans le Nord du bassin de Villamontes.**  
Le puits IZZ-12 situé à l'Est montre l'absence totale des séquences mésozoïques.



**FIG. 5-9. Section stratigraphique Y-Y' au Nord du bassin de Villamontes.**  
Cette coupe N-S montre la superposition des deux bassins de Villamontes et Santa Cruz.



### 5-3 BASSIN CRÉTACÉ DE SANTA CRUZ

Le bassin Crétacé de Santa Cruz présente un développement assez particulier dans le Subandin central. Il couvre un large espace sous la plaine du Chaco avec un dépo-centre principal de direction NW-SE situé aux environs de Santa Cruz.

Dans la région du Boomerang-Mamoré, il se développe en direction sensiblement E-W, avec comme limite orientale le craton du Guaporé et limite nord la zone du Boomerang.

Ce bassin présente également les caractéristiques d'un rift asymétrique, avec les failles majeures situées dans le secteur Subandin et de nombreuses failles secondaires à l'extrémité NE du Boomerang, délimitant un dépo-centre de direction NW-SE.

Le soubassement de ce bassin est constitué par la Formation Elvira d'âge permien moyen à supérieur et par la Formation Ichoa du Jurassique supérieur.

Dans le bassin de Santa Cruz on a distingué trois unités géologiques : la Formation Yantata et les deux séquences inférieure et supérieure de la Formation Cajones.

Les deux premières présentent de fortes variations d'épaisseur, ce qui leur confère un caractère synrift. La Formation Yantata est constituée de grès à intercalations de limolites verdâtres et de fins lits de calcaires avec un niveau de chert qui présente un développement régional dans la partie médio-inférieure de la formation. La séquence inférieure de la Formation Cajones se compose essentiellement de grès rougeâtres avec intercalations de grès conglomératiques et de limolites gréseuses. Ces deux séquences présentent en certains secteurs des variations notables d'épaisseur, comme c'est le cas, par exemple, de la séquence Cajones inférieure dans une zone comprise entre l'extrême W du Boomerang et le Mamoré.

Zubieta Rossetti & Sandi (1994) signalent que, dans le puits Bulo Bulo-X3, la Formation Cajones atteint une épaisseur de 160 mètres, dont 103 correspondent au membre supérieur. Ils remarquent également que dans les forages voisins, cette série de pélites est, soit fortement réduite, soit complètement absente, en raison de la discordance érosive de la Formation Petaca (Tertiaire). Cette discontinuité est bien marquée en diagraphie sur les enregistrements de SP et Gamma Ray, en raison du fort contraste lithologique entre formations Cajones et Petaca. Dans la région de Santa Cruz, la Formation Cajones est majoritairement constituée par des grès calcaires, des calcaires et des lutites, qui forment une séquence grano et strato-décroissante (Aguilera *et al.* 1989).

Les évidences de changement d'épaisseur de la séquence inférieure de la Formation Cajones, ainsi que le changement important de composition lithologique qui se traduit par la prédominance de lutites dans le membre supérieur, auquel s'ajoute la discontinuité marquée au niveau des diagraphies à la limite entre les deux membres (*cf.* Fig. 3-59, puits Rio-Grande 67), conduisent à considérer que la séquence inférieure appartient au système synrift alors que la séquence supérieure correspond à l'étape de relaxation thermique, marquée par un approfondissement notable (*sag*).

#### 5.3.1 Région du dépo-centre principal du bassin de Santa Cruz

Le secteur occidental du bassin de Santa Cruz correspond au Subandin central, importante zone de virgation de la chaîne Andine. Ce secteur montre un grand nombre de failles en extension, qui ont le plus souvent été inversés lors de l'orogénèse Andine. Ces failles en extension ont contrôlé le dépôt des séquences crétacées de la formation Yantata et du membre inférieur

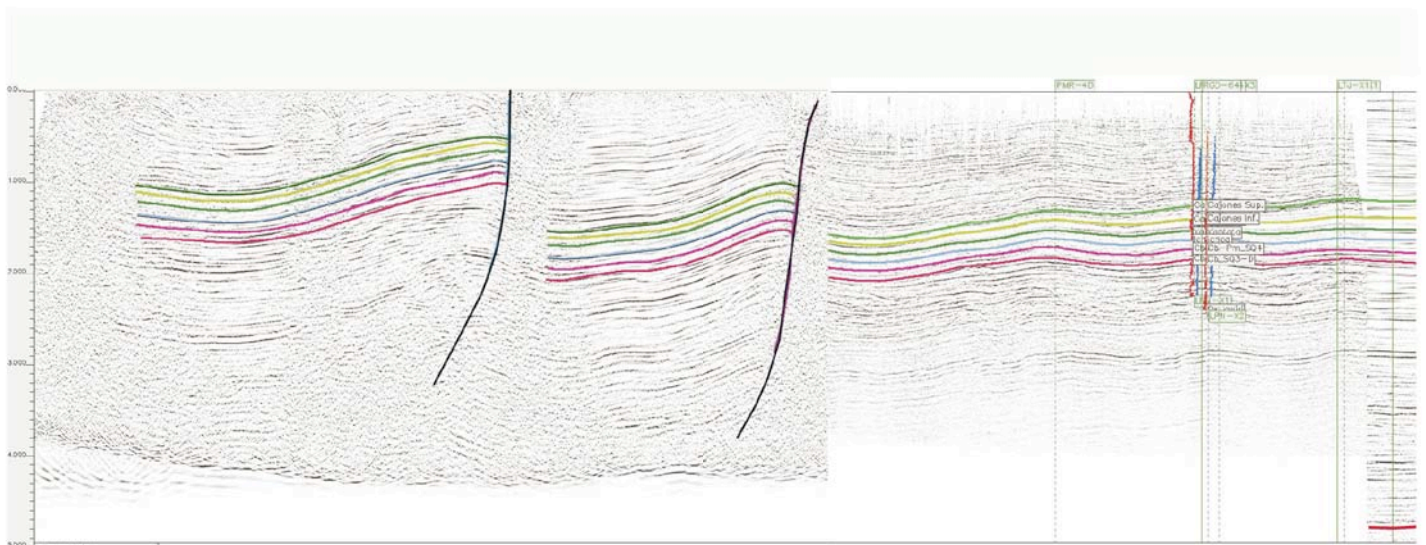


FIG. 5-11. Section sismique composite SW-NE transversale au bassin de Santa Cruz.

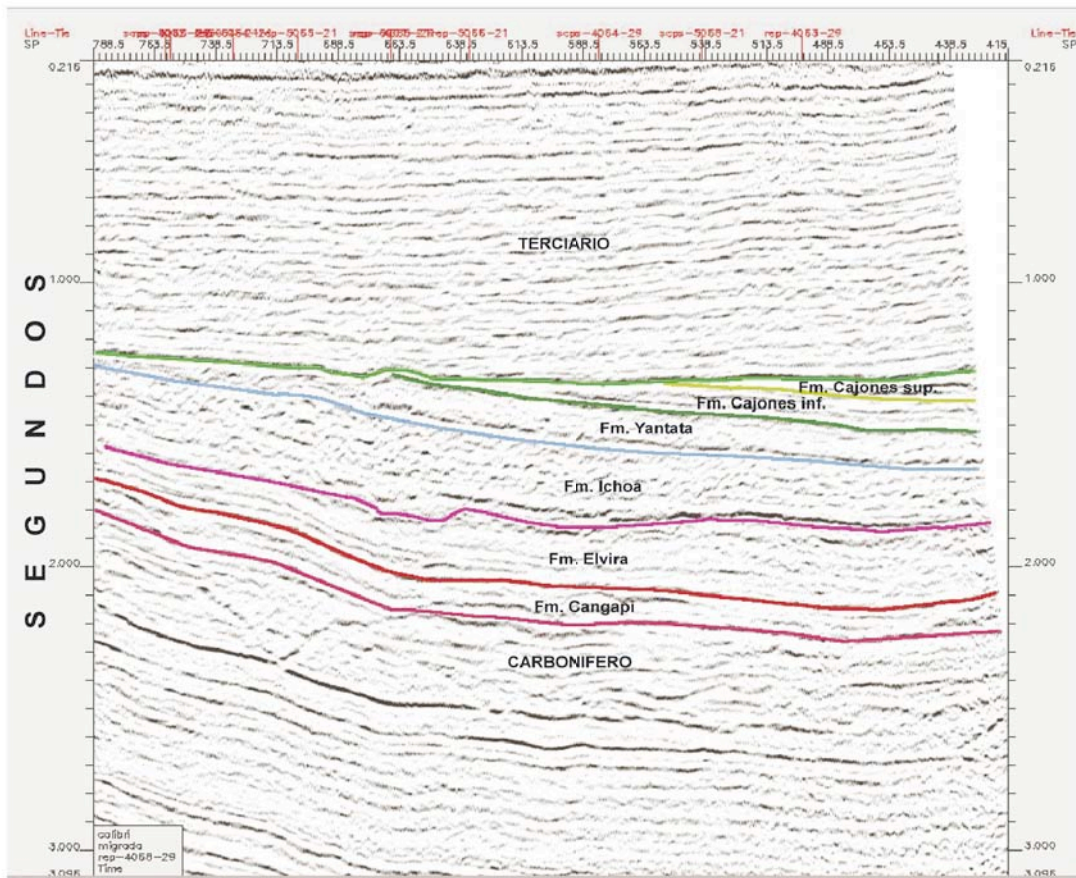


FIG. 5-10. Profil sismique 4068-29 à l'extrême Sud du bassin de Santa Cruz.

de la Formation Cajones qui apparaissent comme des dépôts synrift. Sur le profil sismique composite (Fig. 5-11), orienté SW-NE, et contrôlé par plusieurs forages, dont le puits La Pena-X3 (Fig. 5-12), on observe ces structures actuellement inversées, ainsi que la géométrie du dépointre. Ces observations, et les données de sous-

permettent de construire une section stratigraphique (Fig. 5-13), plus ou moins parallèle au profil sismique précédent, en ayant choisi de remettre à l'horizontale la limite entre les membres inférieur et supérieur de la formation Cajones et qui illustre bien le caractère normal (synrift) de l'une des fractures créacées.

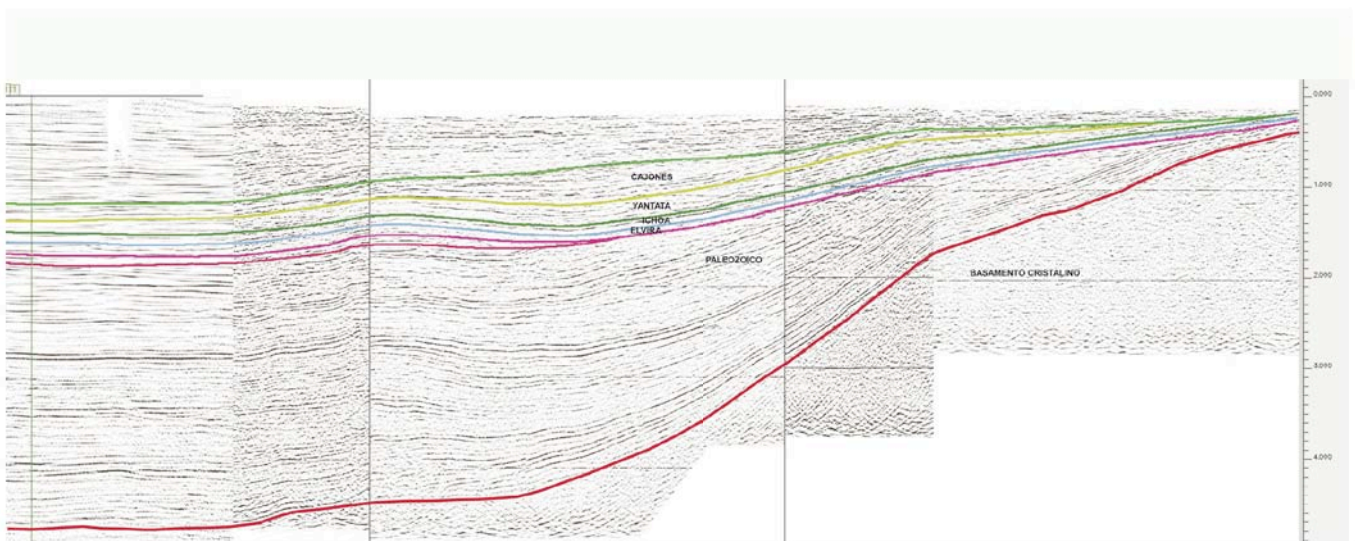
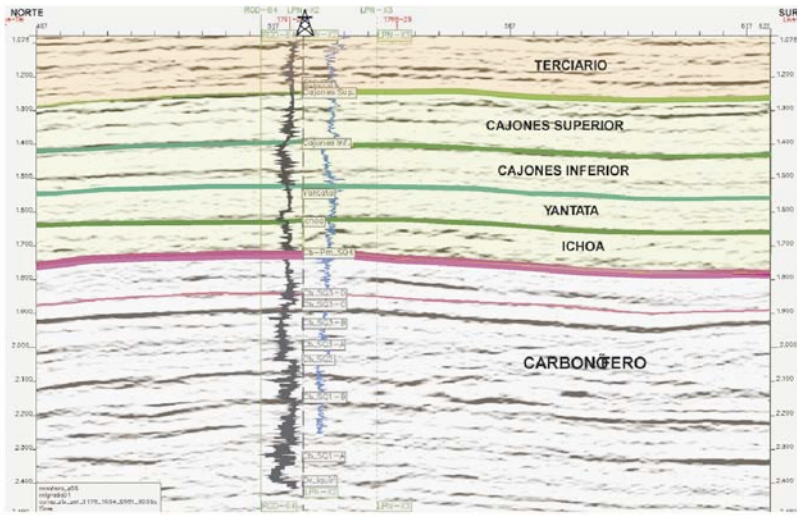
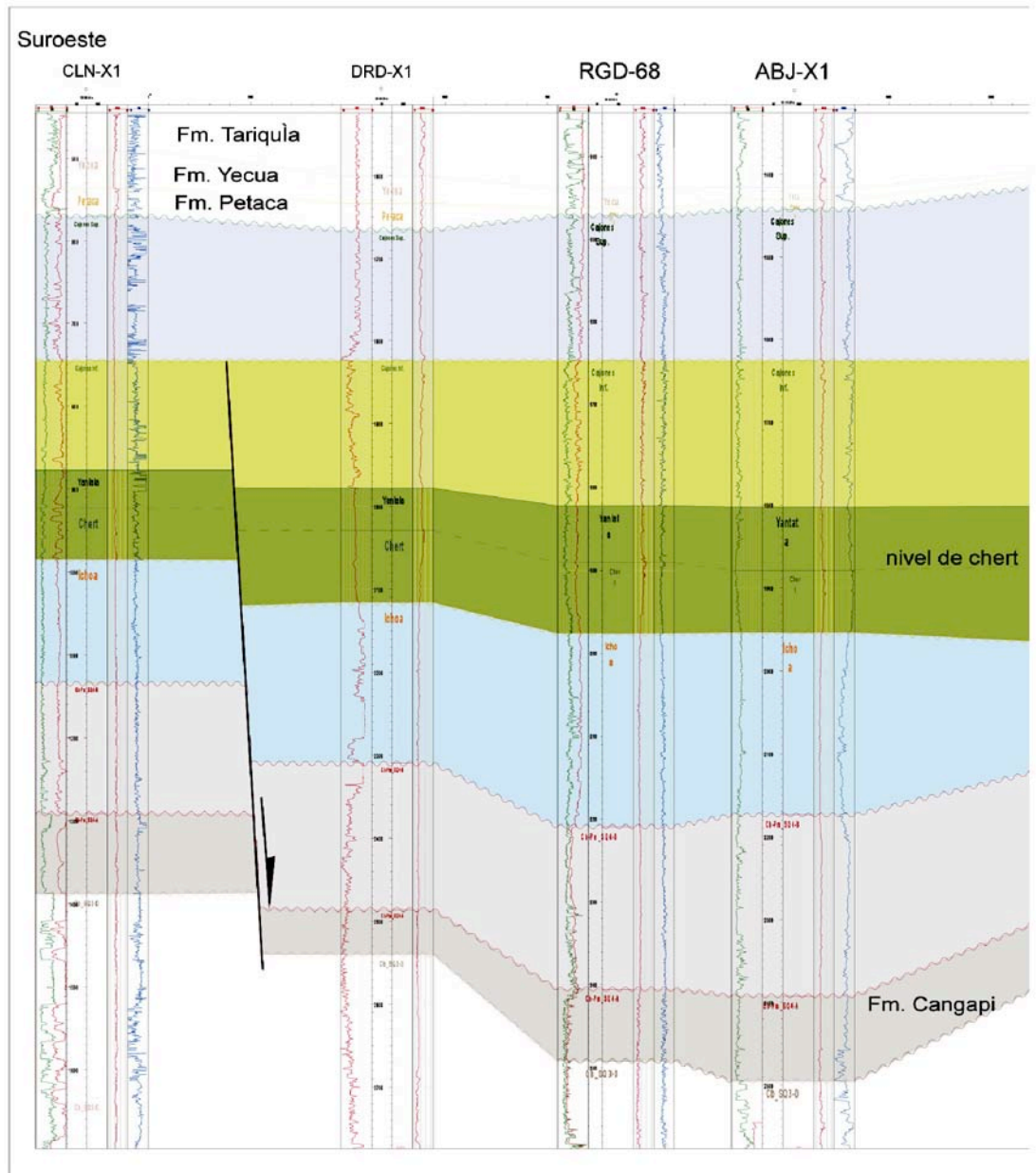


FIG. 5-11. Section sismique composite SW-NE transversale au bassin de Santa Cruz.  
(suite)



**FIG. 5-12. Recalage de la sismique sur les données du puits LPN-X2.**  
 Détail de la section sismique composite de la figure 5-10 et diagraphie du puits LPN-X2 ;  
 On observe un saut de paramètres, correspondant au changement lithologique entre les séquences inférieure et supérieure de la Formation Cajones.



**FIG. 5-13. Section stratigraphique NW-SE à travers le bassin de Santa Cruz.**

**5-3-2 Zone du Boomerang**

Dans cette zone du Boomerang, on rencontre une succession de failles en extension, localisées dans l'extrême NNE du bassin, et qui montrent le développement du processus de rifting dans ce secteur situé à l'extrémité NE du bassin de Santa Cruz. L'orientation de ces failles en extension, parallèles au front Subandin, permet d'expliquer la forme complexe du dépointe (cf. Fig. 3-61), qui forme dans cette région un appendice rhomboïdal.

Sur la ligne sismique composite (Fig. 5-14), ainsi que sur le profil 3434-26 (Fig. 5-15), qui couvrent l'extrémité de la région du Boomerang (Linea bo 90-cs) et recouperent le bassin en direction N-S, on observe que les dépôts liés

à la relaxation thermique (sag) du membre supérieur de la Formation Cajones ne sont pas affectés par les failles liées à la période synrift du bassin, et également que cette séquence synrift a été érodée en son extrémité Nord.

Toujours dans la région du Boomerang on a construit les sections stratigraphiques C-C' et D-D' (Fig. 5-16 et 5-17) qui montrent certaines de ces failles en extension synrift mises en place au cours de plusieurs étapes, et qui ont été réactivées et inversées par la tectonique andine.

L'intégration des données de la région de Santa Cruz et de celles du Boomerang permet de proposer un schéma interprétatif global du bassin Crétacé de Santa Cruz (Fig. 5-18).

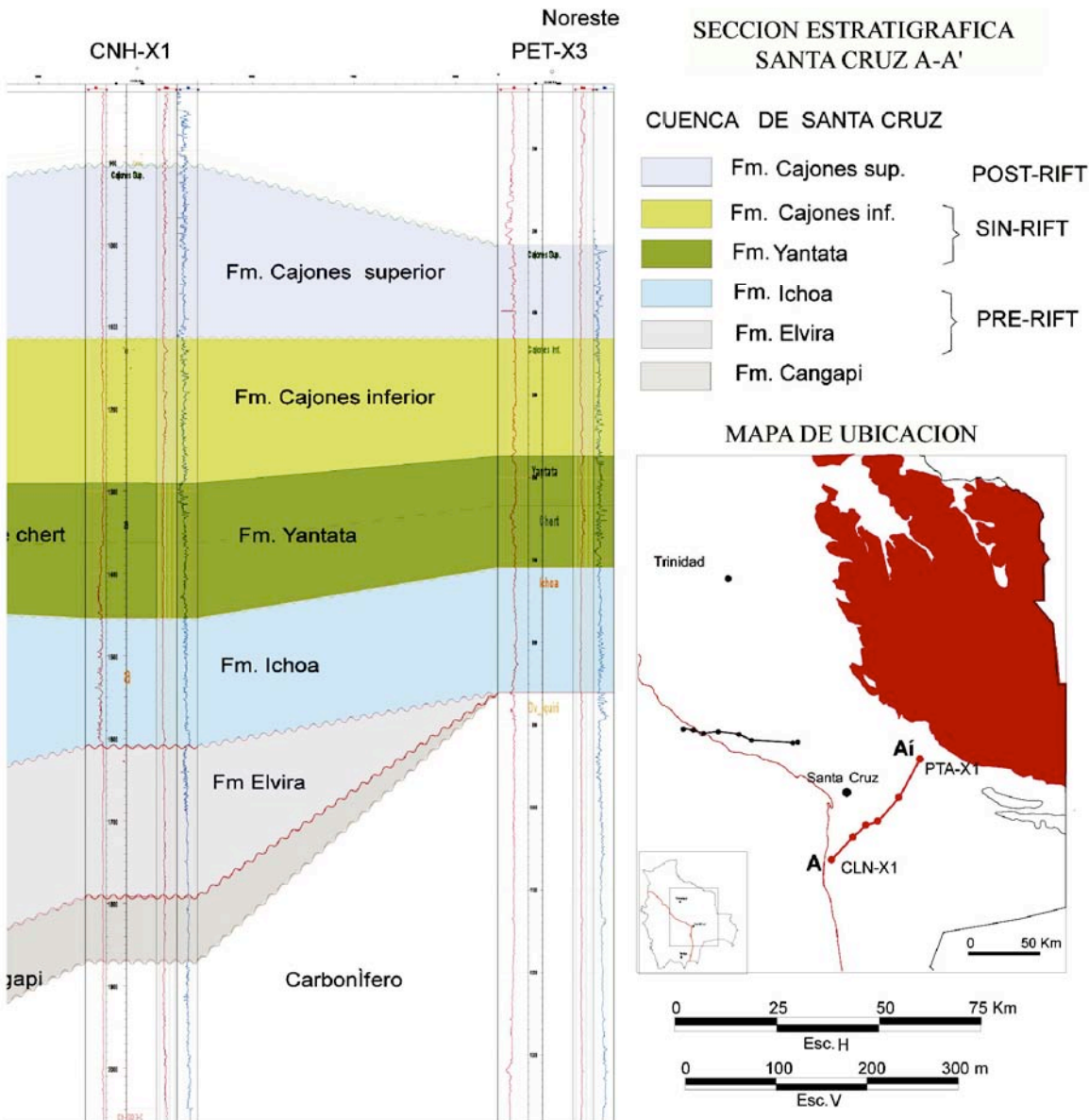


FIG. 5-13. Section stratigraphique NW-SE à travers le bassin de Santa Cruz. (suite)

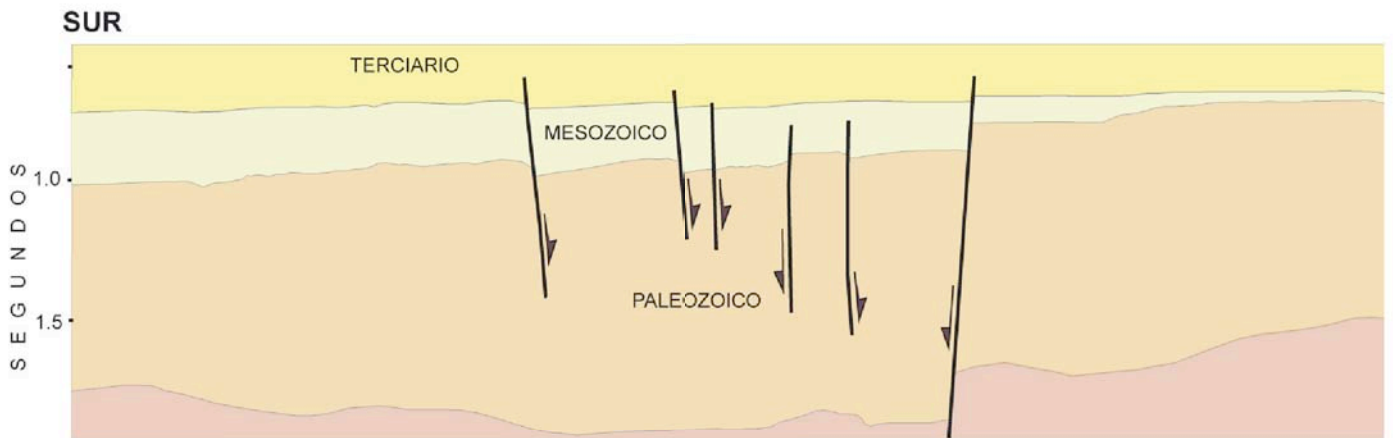
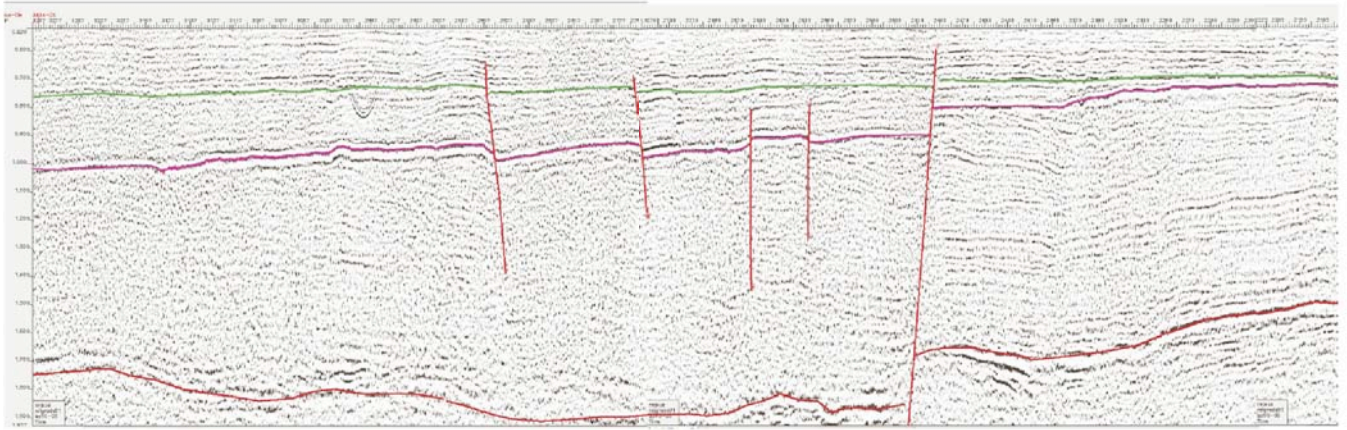


FIG. 5-14. Section sismique composite NW-SE dans la région du Boomerang.

Elle montre les grandes variations d'épaisseur de la séquence mésozoïque dans cette partie du bassin de Santa Cruz.

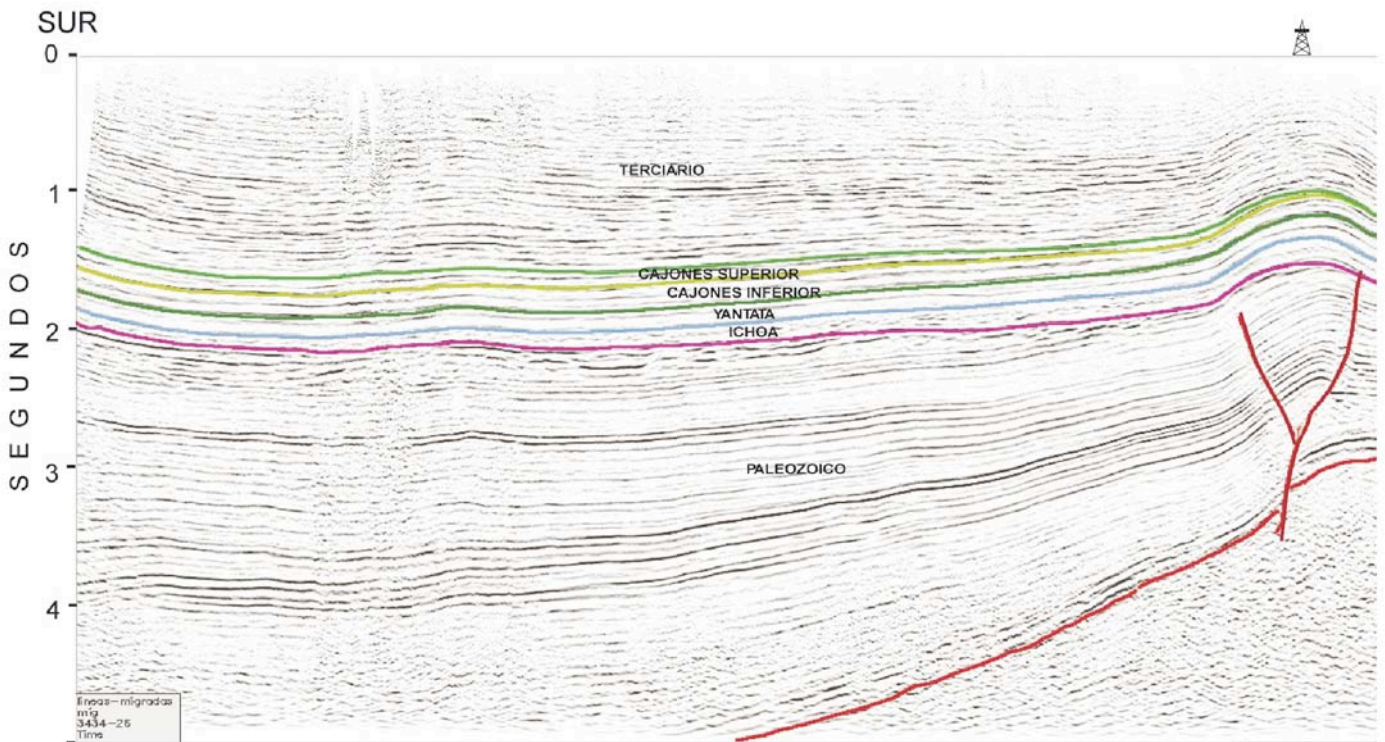


FIG. 5-15. Profil sismique 3434-26 S-N dans la région du Boomerang.

Il montre, avec une assez bonne définition, les séquences jurassiques (Ichoa, prérift) et crétacées (syn et postrift), ainsi que

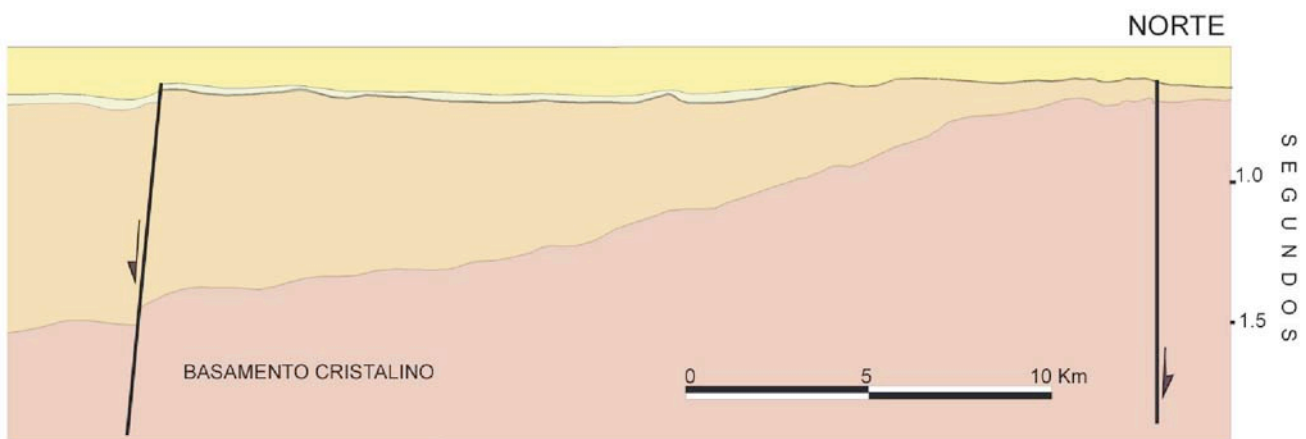
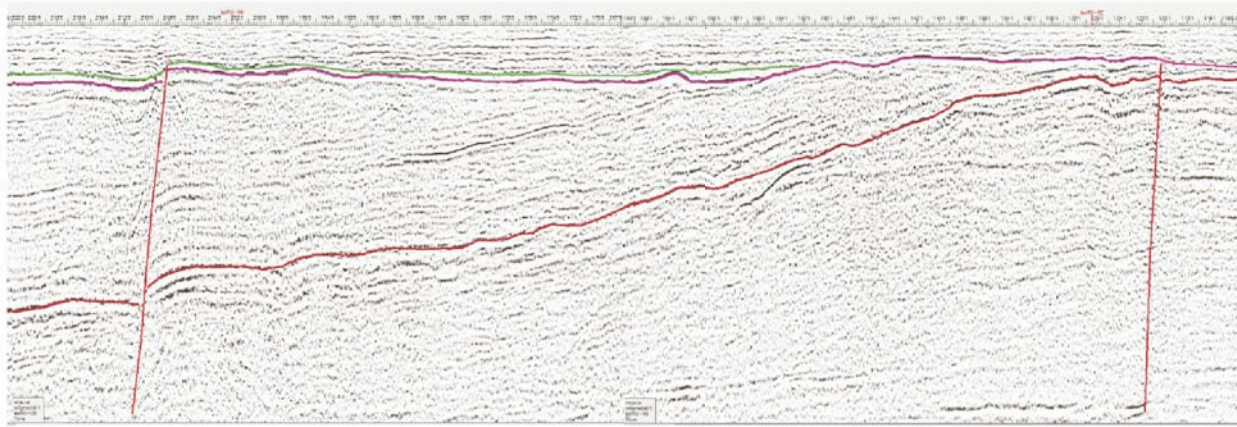


FIG. 5-14. Section sismique composite NW-SE dans la région du Boomerang.  
(suite)

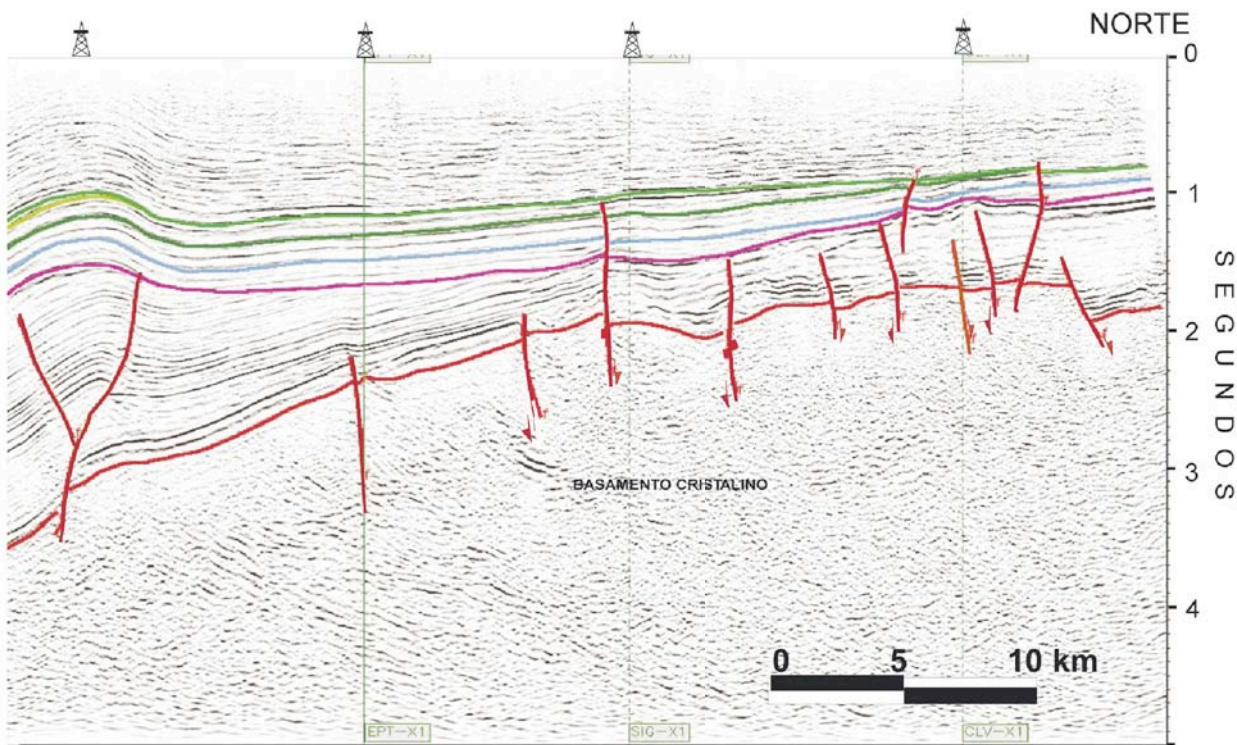


FIG. 5-15. Profil sismique 3434-26 S-N dans la région du Boomerang. (suite)  
l'importante fracturation marquée en particulier par des fractures scellées par la Formation Cajones supérieure.

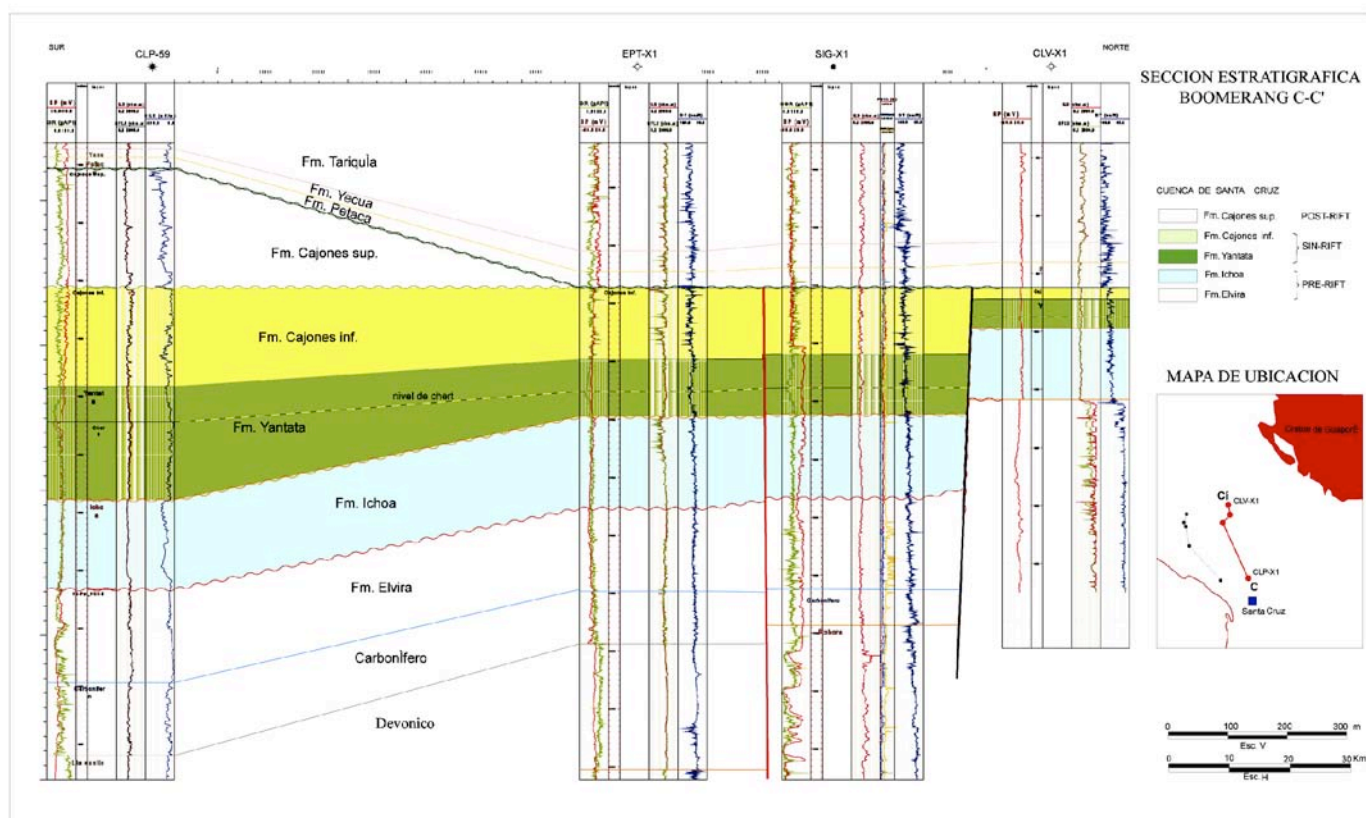


FIG. 5-16. Section stratigraphique C-C' dans la région du Boomerang.

Cette coupe montre les variations d'épaisseur de la Formation Yantata (synrift) ainsi que celles des deux membres de la Formation Cajones, liée à l'importante érosion ante-tertiaire qui a en particulier entièrement décapé le membre supérieur au Nord du domaine.

SUROESTE

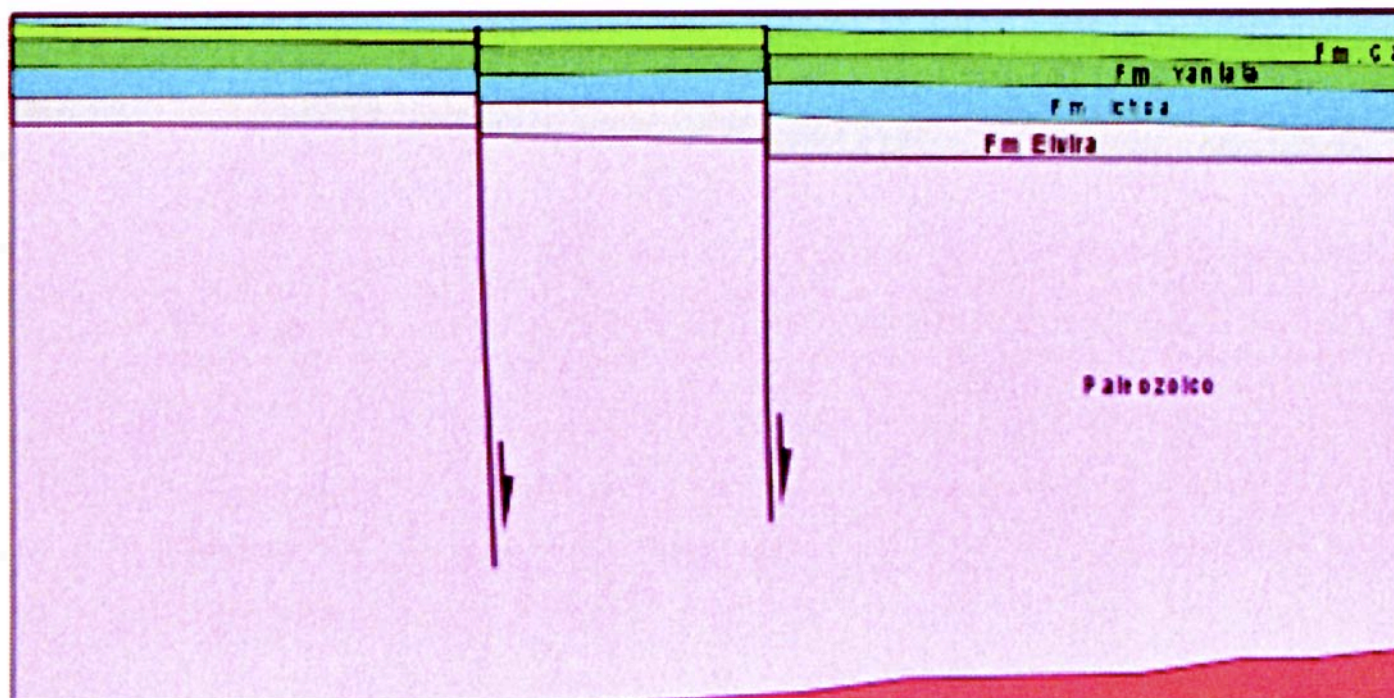


FIG. 5-18. Modèle conceptuel d'évolution du rift Crétacé de Santa Cruz.

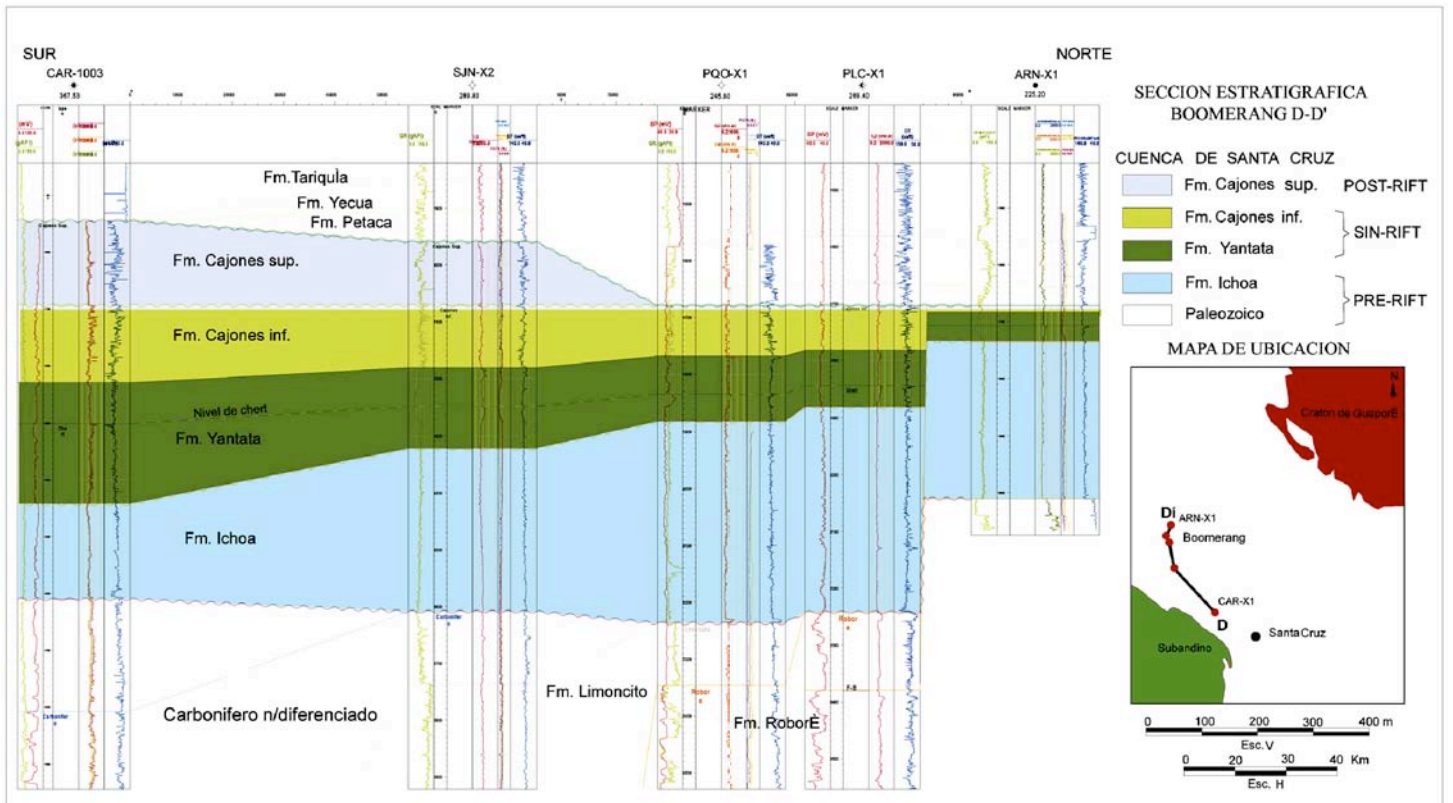


FIG. 5-17. Section stratigraphique D-D' dans la région du Boomerang.

Cette coupe montre la diminution d'épaisseur des formations Yantata et Cajones inférieur en allant vers le Nord ; en particulier cette dernière est très réduite dans la région de l'Arroyo Negro, en partie à cause de l'importante érosion ante-tertiaire qui a découpé le membre supérieur.

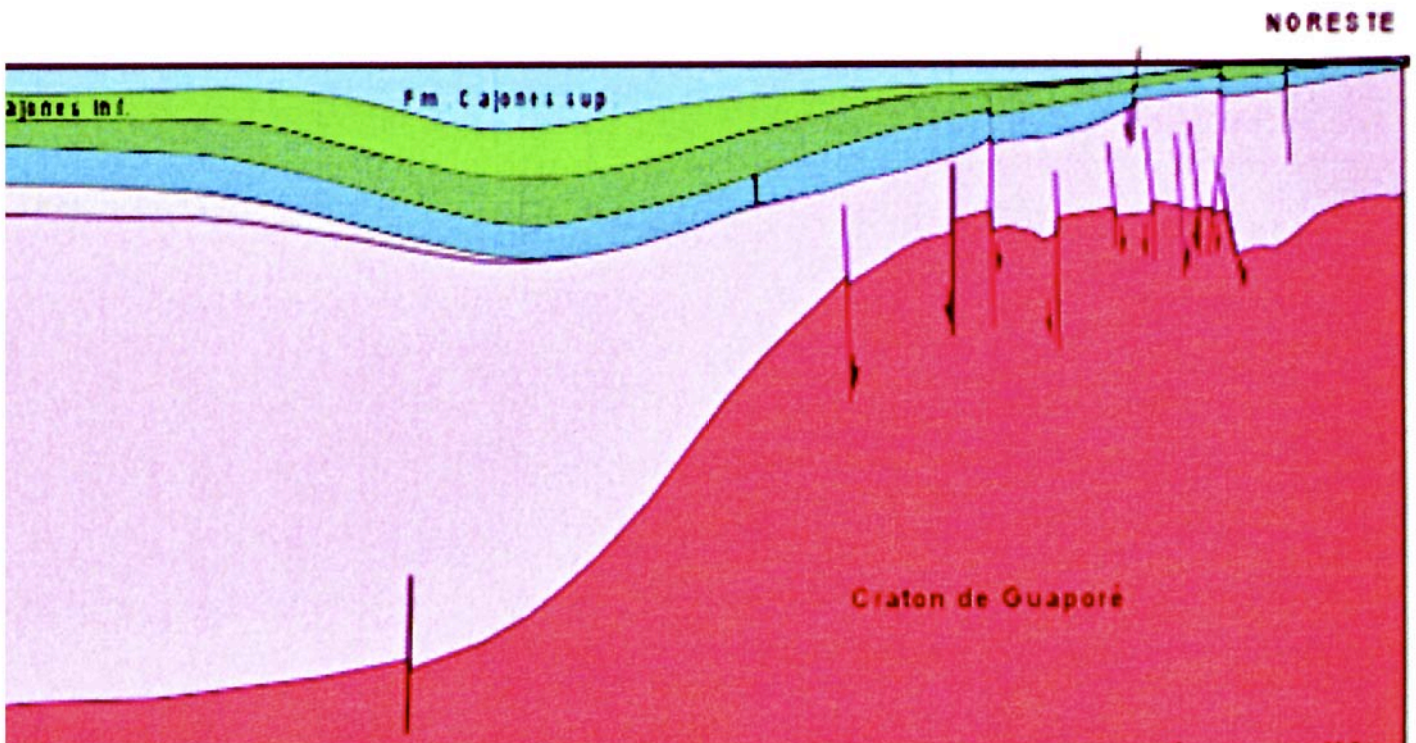


FIG. 5-18. Modèle conceptuel d'évolution du rift Crétacé de Santa Cruz. (suite)



## 5-4 BASSIN CRÉTACÉ DU BENI

À proximité du Subandin Nord (Fig. 5-19) se développe au Crétacé un second dépo-centre. Les épaisseurs y sont moindres que dans le bassin de Santa Cruz, mais cette région est plus fortement affectée par les érosions ante tertiaires. Les séquences mésozoïques sont constituées par la Formation prerift jurassique Beu, et les séquences crétacées Eslabon et Flora, équivalentes des séries crétacées du bassin de Santa Cruz.

Ces séquences crétacées du Campanien-Maastrichtien, à l'égal de celles qui apparaissent dans la Cordillère Orientale et sur l'Altiplano, constituent vraisemblablement un ou plusieurs dépo-centres contemporains et corrélables entre eux et avec le bassin de Santa Cruz, sans pour autant résulter obligatoirement d'un même régime tectonique. Elles ont été analysées par divers auteurs.

Sempéré (2003) décrit un rifting du Permien supérieur-Trias insistant sur le fait que son développement s'est produit de façon diachronique dans la Cordillère Orientale du Pérou d'après les travaux de Mégard (1973, 1978),

Laubacher (1978), Noble *et al.* (1978), Dalmayrac *et al.* (1980), Kontak *et al.* (1985), Rosas & Fontboté (1995), Rosa *et al.* (1997), Jacay *et al.* (1999) ; en particulier il se manifesterait en Bolivie au Trias-Jurassique moyen (McBride *et al.*, 1983 ; Sempéré, 1995 ; Sempéré *et al.*, 1998, 1999, 2002).

L'axe principal du rifting coïncide approximativement avec celui, de la Cordillère Orientale des deux côtés de la frontière (Fig. 5-20). La direction générale de ce système en extension a été contrôlée par les structures du substratum, dans la mesure où l'orientation de la Cordillère orientale de Bolivie et du Pérou coïncide avec la limite entre le craton d'Amazonie et les terrains accrés ultérieurement, comme, par exemple, le bloc d'Arequipa, comme cela a été proposé Kontak *et al.* (1985) qui insistent sur le rôle important joué par cette suture. Les recherches effectuées, tant dans le Sud du Pérou et qu'en Bolivie, ont confirmé que durant le Mésozoïque, les relations entre la Bolivie et le Pérou ont été très étroites, alors que les bassins argentins et chiliens montrent des évolutions temporelles et paléogéographiques différentes.

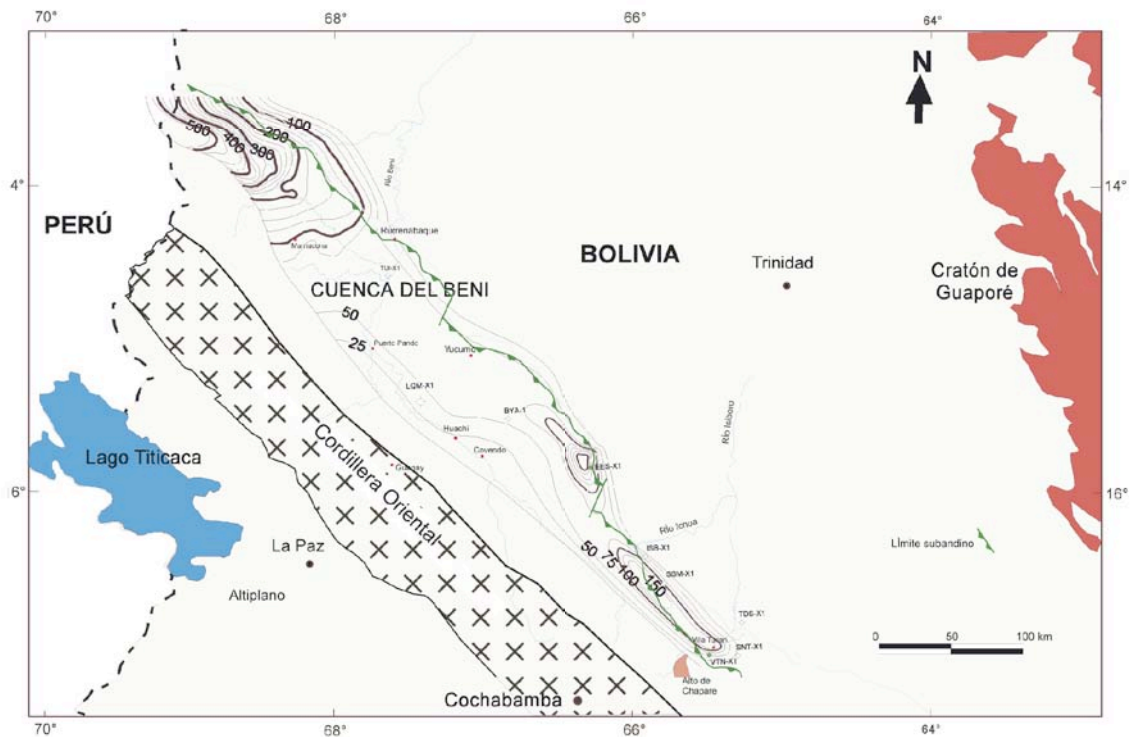


FIG. 5-19. Carte isopaque des séquences crétacées du Subandin Nord.

On notera que le bassin se prolonge au Pérou.

Au NE de la ceinture Subandine du Beni, dans le Rio Yanamanu, existent des évidences de magmatisme crétacé que l'on relie à la mise en place du bassin crétacé. Il s'agit de nombreux dykes et sills basiques qui sont intrusifs au sein de la Formation Tequeje du Dévonien inférieur (Ponce de Leon *et al.*, 1972). D'autres manifestations de ce magmatisme se rencontrent dans un affluent du Rio Entagua. Zubieta Rossetti & Kuziak y ont décrit

des roches intrusives dans les lutites du Dévonien, juste sous le contact de la formation Beu, et qui ont été datées du Campanien (*cf.* § 4-33). Ce magmatisme est contemporain du dépôt de la Formation Eslabon, correspondant à la Formation Yantata qui constitue la base de la série synrift du bassin de Santa Cruz. La Formation Eslabon doit donc représenter une partie de la séquence synrift du Subandin Nord.

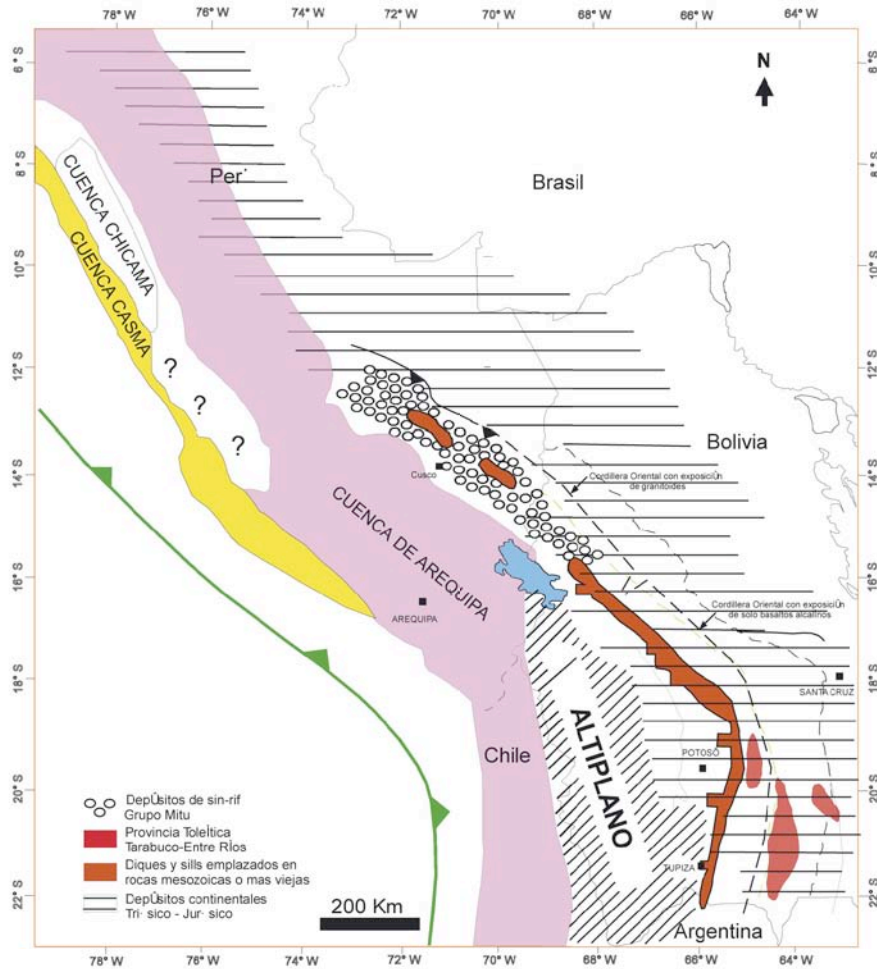


FIG. 5-20. Synopsis des principaux éléments géologiques mésozoïques du Pérou et de Bolivie. D'après Sempéré (2002).

L'axe du système de rift du Permien supérieur-Jurassique moyen est défini par les occurrences du groupe Mitù, les granites contemporains et les essaims de dykes basiques et coïncide approximativement avec l'axe de la Cordillère orientale du Pérou et de Bolivie.

Localités : A : Arequipa ; C : Cochabamba ; Cu : Cusco ; L : Lima ; P : Potosi ; SC : Santa Cruz ; Tu : Tupiza.

Comme le montre la figure 5-21, la paléogéographie des séquences attribuées au Maastrichtien au niveau régional dessine un très grand bassin allongé tout au long de l'Amérique du Sud, et où se sont déposés près de 500 mètres de sédiments dans les zones les plus profondes (Altiplano et Cordillère Orientale). Les données de paléo courants tendent à montrer que le bassin s'approfondissait en direction du NE. Il est possible que ce bassin ait, au Sud, communiqué avec l'Atlantique au niveau du seuil de Quiquincho au Nord de l'Argentine et au Sud du Paraguay comme l'ont postulé Salfity *et al.* (1985). C'est à ce bassin qu'appartiennent les séquences terminales des bassins du Beni et de Santa Cruz.

FIG. 5-21. Schéma paléogéographique du Nord de l'Amérique du Sud au Maastrichtien.

Les bassins marins sont hachurés ; ils forment un système d'arrière-arc débordant sur l'avant-pays andin. On notera.

la situation particulière de la Bolivie et du NE de l'Argentine qui devaient se situer en ambiance marine confinée, la principale communication avec la mer ouverte se situant loin au Nord avec le bassin Caraïbe au niveau du Venezuela. D'après Gayet *et al.*, 1993



### CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'étude des séquences mésozoïques du Subandin de Bolivie a été réalisée au moyen de nombreux relevés détaillés de terrain, associés à une analyse détaillée de profils de forages pétroliers soigneusement sélectionnés. Ceux-ci ont été analysés en mettant en oeuvre les méthodes classiques de traitement de paramètres de forage, mais en les combinant avec les données disponibles des campagnes sismiques. Ce travail a ainsi permis d'effectuer d'importantes avancées en ce qui concerne la connaissance de l'évolution géologique de la région.

Les principaux apports issus de ce travail d'investigation peuvent se résumer ainsi :

- 1 La datation géochronologique des effusions basaltiques présentes dans le Subandin Sud, correspondant aux basaltes Entre Rios et Camiri, au moyen de la méthode Ar/Ar a permis d'écarter les âges du Trias ancien obtenus antérieurement par des méthodes moins précises et de souligner l'importance du volcanisme du Trias terminal-Jurassique inférieur. Les âges absolus obtenus pour les basaltes Camiri et Entre Rios sont respectivement de  $204,03 \pm 1,38$ , correspondant au Rhétien, et de  $181,50 \pm 0,90$ , correspondant au Toarcien, ont en outre permis de caler les unités sédimentaires dans lesquelles ils se sont mis en place et de mieux comprendre l'évolution du «rift subandin».
- 2 De nouvelles données géochimiques et pétrologiques obtenues sur ces basaltes permettent de préciser leur caractère intraplaque et de les rattacher à la province magmatique «Central Atlantic Magmatic Province (CAMP)». L'importance régionale de ces écoulements basaltiques, qui concernent dans le Subandin une superficie de plus de 30.000 km<sup>2</sup>, souligne l'extension de cette «Large Igneous province (LIP)» jusqu'au Sud de la Bolivie.
- 3 L'analyse des affleurements et l'étude des profils de puits permettent d'effectuer une analyse stratigraphique détaillée et de mieux contraindre les corrélations locales et régionales. Il est ainsi possible de mettre en évidence trois zones de dépocentres mésozoïques dans le Subandin bolivien et leur continuation dans les domaines adjacents du piémont et de la plaine du Chaco et du Beni.
- 4 Le dépocentre le plus ancien, d'âge Jurassique, s'est développé dans le Subandin Sud. Il constitue le bassin de Villamontes ; formé en régime extensif, et associé au magmatisme intraplaque, il présente une structure de rift asymétrique.
- 5 Le remplissage de ce bassin est constitué par une séquence synrift, comportant les basaltes Entre Rios, les Formations Ipaguazu et San Diego, les basaltes Camiri et la Formation Tapequa, et une séquence postrift de subsidence thermique (*sag*) représentée par les séries éoliennes des Formations Castellon et Ichoa.
- 6 Un dépocentre d'âge Crétacé est mis en évidence dans le Subandin central. Il forme le bassin de Santa Cruz. La séquence synrift y est constituée par les Formations Yantata et Cajones inférieur d'âge crétacé. Elles sont recouvertes en discordance par le membre supérieur de la Formation Cajones qui correspond à la période de subsidence thermique (*sag*).
- 7 Dans le Sud du Subandin central, la superposition des séquences caractéristiques de ces deux bassins permet de préciser que les séquences postrift du bassin jurassique de Villamontes sont en position de prerift vis-à-vis des séquences du bassin crétacé de Santa Cruz. On met donc en évidence une migration vers le Nord du régime tectonique en extension au cours du Mésozoïque.
- 8 Dans le Subandin Nord, on met en évidence l'évolution d'un bassin crétacé, le bassin du Beni. La séquence synrift est constituée par la Formation Eslabon; elle est recouverte par la séquence de subsidence thermique (*sag*) constituée par la Formation Flora. Ces deux ensembles ont été fortement affectés et érodés lors de l'orogénèse Andine.
- 9 La mise en évidence d'andésites campaniennes, associées à la formation Eslabon, dans la zone du Beni, permet caractériser un magmatisme dans le Subandin Nord, bien plus jeune que celui du Subandin Sud et contemporain de l'évolution synrift du bassin crétacé.
- 10 La corrélation entre les Formations synrift (Yantata-Cajones inférieur et Eslabon) et postrift (Cajones supérieur et Flora) des deux bassins, Santa Cruz et Beni, permet d'affiner la reconstruction de la paléogéographie des régions subandines.

Ainsi, l'analyse stratigraphique détaillée, aboutissant à la reconstitution de l'évolution tectono-sédimentaire de différents dépocentres, a permis d'identifier une série de bassins mis en place diachroniquement en ambiance de rift intraplaque et d'identifier une période cruciale dans l'évolution paléogéographique de l'Amérique du sud intra-continentale. Le caractère extensionnel des événements du Jurassique basal est à mettre en relation avec le démembrement de la Pangée, alors que ceux du Crétacé sont en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Sud. Enfin du point de vue régional, les nouveaux résultats constituent un important apport à la connaissance de la géologie de la Bolivie.

## REMERCIEMENTS

En premier lieu, je tiens à remercier tout particulièrement les responsables de ANDINA et REPSOL-YPF qui m'ont donné l'opportunité de travailler sur la géologie de la Bolivie et m'ont, dès les premiers contacts avec le terrain, vivement incité et motivé à chercher, tenter de comprendre et résoudre toutes les questions qui se présentaient.

Mes remerciements les plus chaleureux vont à mes directeurs et co-directeurs de France et d'Argentine :

Tout spécialement au Dr. Georges Mascle de l'Université Joseph Fourier de Grenoble, qui est l'un des chercheurs majeurs du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, et qui m'a donné l'opportunité de réaliser ce travail à Grenoble en m'apportant toute l'aide nécessaire du point de vue administratif et technique. Il a été pour moi une source continue de motivation et de connaissance, avec chaleur humaine, compréhension, patience et amitié.

Au Dr. Victor Ramos, qui me connaît depuis ma thèse de Licenciatura, et qui, sur le conseil du Dr. Georges Mascle, a accepté d'assurer la direction de mon travail à l'université de Buenos Aires dans le cadre de la cotutelle entre les deux universités. Le très haut niveau technique et académique de ses enseignements et son infatigable dévouement à la science en ont fait un des piliers de la Faculté de Sciences Exactes et Naturelles. Il a bien voulu me faire confiance en comprenant mon attrait pour la géologie, il a su me permettre de trouver un équilibre entre les exigences professionnelles et le temps à consacrer aux recherches académiques, et m'aider à atteindre mon objectif avec éthique et professionnalisme.

A la Dra. Annie Arnaud qui m'a apporté idées, expérience technique et connaissances dès le commencement de ce travail et au Dr Christophe Basile qui a assuré les dernières étapes.

A tous les professionnels et personnels du laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines qui m'ont toujours réservé un accueil chaleureux et une assistance technique appréciée, tout spécialement Peter van de Beek et Bardhyl Muceku.

A tous les professionnels et personnels du Laboratorio de Tectonica Andina del departamento de Geologia de Buenos Aires, tout spécialement à la Dra. Graciela Vujovich et au Dr. Ernesto Cristalini.

Aux professionnels et assistants de Andina et Repsol-YPF qui m'ont accompagné lors des tournées de terrain, et particulièrement à l'Ing. Hugo Guerra.

A toute la hiérarchie de Repsol YPF qui a autorisé et fait en sorte que ce travail, aussi important pour l'entreprise que pour la géologie de la Bolivie, puisse se réaliser, et plus spécialement à l'Ing. Luis Ayestaran, à Francisco Dezelalija, au Dr. Tomas Zapata, à Raul Comeron, à Hector Gonzalez Gomez et à Richard Lolley.

Enfin, de manière tout à fait particulière, à mon époux le Dr. David Zubieta Rossetti avec qui j'ai eu la possibilité non seulement d'avoir des discussions géologiques jour après jour, de confronter de nouvelles idées avec sa connaissance de la géologie de la Bolivie, mais aussi de partager les responsabilités familiales. David je te derai éternellement reconnaissante.

## BIBLIOGRAPHIE

- AGUILERA E. & SALAS H. 1989.- La Formacion Cajones: Cretacico Terminal del Subandino Central de Bolivia. *Revista Tecnica de YPFB*, **10** (3-4), 131-148.
- AGUILERA ANTUNEZ E. 1990.- Petrografia, mineralogia de arcillas y geoquimica de la Formacion Vitiacua en la parte norte y sur de Tarija. *Revista Tecnica de YPFB*, **11** (2-3), 197-204.
- AHLFELD F. 1946.- Geologia de Bolivia. *Revista del Museo de La Plata* (NS), **3** (19), 5-370.
- AHLFELD F. & BRANISA L.- 1960.- Geologia de Bolivia: Editorial Don Bosco, La Paz, 190 p.
- ARDAYA BARBA Y. 1989.- Correlacion estratigrafica Subandino Sur – Llanura Chaquena. *Revista Tecnica de YPFB*, **10** (1-4), 73-87.
- AYAVIRI A. 1964.- Informe geologico de las serranias de Churumas y Desecho Chico. *Informe interno de YPFB*, en YPFB-CNIH, Santa Cruz.
- AYAVIRI A. 1967.- Estratigrafia del Subandino Meridional. *Informe interno de YPFB*, en YPFB - CNIH, Santa Cruz.
- BABY P., HÉRAIL G., LOPEZ J.M., LOPEZ O., OLLER J., PAREJA J., SEMPERE T. & TUFINO D. 1989.- Structure de la zone Subandine de Bolivie : influence de la géométrie des séries sédimentaires antéorogéniques sur la propagation des chevauchements. *C.R. Ac. Sc. Paris*, **309**, 1717-1722.
- BABY P., MORETTI I., GUILLIER B., LIMACHI R., MENDEZ E., OLLER J. & SPECHT M. 1995.- Petroleum System of the Northern and central Bolivian Subandean zone. in A.J. Tankard, R. Suarez S., and H.J. Welsink, eds, Petroleum basins of South America, *American Ass. Petroleum Geol. Memoir*, **62**, 445-458.
- BABY P., ROCHAT P., MASCLE G. & HÉRAIL G. 1997.- Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back-arc Central Andes. *Geology*, **25**, 883-886.
- BECCAR-MONTANO G. & TOLEDO H. 1990.- Estratigrafia de detalle. Area septentrional del Subandino Norte. *Informe interno de YPFB* en YPFB-CNIH, Santa Cruz, julio 1990.
- BELTAN L., FRENEIX S., JANVIER PH. & LOPEZ PAULSEN O. 1987.- La faune triasique de la formation Vitiacua dans la région de Villamontes (Département de Chuquisaca, Bolivie). *N. Job Geol. Paleont. Mh. Stuttgart*, 1987, **2**, 99-115.
- BERTRAND H., FORNARI M., MARZOLI A., SEMPERE T. & FERAUD G. 2005.- Early Mesozoic rift-related magmatism in the Bolivian Andes and Subandes: The southernmost record of the Central Atlantic Magmatic Province. *6<sup>th</sup> International Symposium on Andean Geodynamics* (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 111-114.
- BONARELLI G. 1913.- Las sierras subandinias del Alto de Aguarague y los yacimientos petroliferos del distrito minero de Tartagal, Depto. de Oran, Provincia de Salta. *Anales Minería y Agricultura de la Nacion*, **8** (4), 50 p.
- BROIN F. DE 1971.- Une espèce nouvelle de Tortue pleurodire (? *Roxochelys vilavilensis* n. sp.) dans le Crétacé supérieur de Bolivie. *Bull. Soc. Géol. France*, **13**, p. 445-452.
- CABANIS B. & THIEBLEMONT D. 1988.- La discrimination des tholeiites continentales et des basaltes d'arrière-arc : Proposition d'un nouveau diagramme : le triangle Th – 3xTb – 2xTa. *Bull. Soc. Géol. France*, (**8**) **4**, 927-935.
- CANEDO-REYES R. 1947.- Monografia sobre los petroleos de Caupolican (fuentes de informacion y generalidades). *Informe interno Ministerio de Minería y Petroleos*, La Paz.
- CASSA M. & RAEDEKE L. 1991.- Bolivia Northern Subandean source rock evaluation geochemical data interpretation prepared for YPFB. (En: YPFB- Centro Nacional de Informacion de Hidrocarburos).
- CASTANOS A. & SAAVEDRA A. 1979.- Determinacion de edades absolutas en Bolivia: *Revista de la Academia Nacional de Ciencias de Bolivia*, **1** (2), 81-102, La Paz.
- CHAMOT G.A. & PERRY L.D. 1962.- The Surutù and Cangapi Formations in the Santa Cruz Area, *Informe interno BOGOC*, en YPFB- Centro Nacional de Informacion de Hidrocarburos, Santa Cruz.
- DALMAYRAC B., LAUBACHER G. & MAROCCO R. 1980.- Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes Péruviennes. *Travaux et documents de l'Orstom*, **122**, 501 p., Paris.
- DAVILA J., VARGAS C. & PONCE DE LEON V. 1964. Informe sobre la geologia del bloque andino noroccidental y la faja subandina del norte. *Inf. int. YPFB, (GXG-1000)*, 45 p., La Paz.
- DIÁZ H.A. 1956.- Contribucion al conocimiento geologico de las provincias de Caupolican e Iturraldede, Depto. La Paz. Informe Interno YPFB. (en: YPFB- Centro Nacional de Informacion de Hidrocarburos).
- DIÁZ MARTINEZ E., VAVRDOVA M., BECK J. & ISAACSON P.E. 1999.- Late Devonian (Famennian) glaciation in Western Gondwana Evidence from the Central Andes. *Abhand. Geologischen Bundesanstalt*, **54**, 213-237, Wien.
- DISALVO A. 2002.- Cuenca del Noroeste: Marco geologico y resena historica de la actividad petrolera. In Schiuma, M., Hinterwimmer, G. Y Vergani, G. Eds., Rocas Reservorio de las cuencas productivas de la Argentina, *V Congreso de Exploracion y Desarrollo de Hidrocarburos*, 663-667. Mar del Plata
- DOS SANTOS R. 1994.- Datation K/Ar et Rb/Sr d'argiles de minéralisations et de diagenèse le long de la cote Est de l'Amérique du Sud. Implications géodynamiques. *Thèse de l'Institut de Géosciences de l'Université de Sao Paulo, Bresil et du Laboratoire de Géodynamique des Chaines Alpines, URA 69 – CNRS*, 270 p., Grenoble
- DUNN J.F., HARTSHORN K.G. & HARTSHORN P.W. 1995.- Structural styles and hydrocarbon potential of the Sub-Andean thrust belt of southern Bolivia. In Petroleum basins of South America, Tankard A.J., Suarez-Soruco R. & Welsink H.J Eds, *American Ass. Petroleum Geol. Memoir*, **62**, 523-543.
- DU TOIT A.L. 1937.- Our wandering continents, a Hypothesis of continental drifting: Edinburgh, Oliver Boit, p. 366.
- ELGER K. 2003.- Analysis of deformation and tectonic of the southern Altiplano Plateau (Bolivia) and their importance for plateau formation. *Ph.D. Dissertation Freien Universität Berlin*, 152 p.
- EYLES N., GONZALES BONORINO G., FRANCA A.B., EYLES O. & LOPEZ P. 1995.- Hydrocarbon bearing late paleozoic glaciated basins of southern and central Sudamerica. In A.J. Tankard, R. Suarez S., and H.J. Welsnik, Petroleum basins of South America. *American Ass. Petroleum Geol. Memoir*, **62**, 165-183.

- FRANCA A.B., MILANI E.J., SCHNEIDER R.L., LOPEZ O., LOPEZ P.J., SUAREZ S., SANTA ANA H., WIENS F., FERREIRO O., ROSSELLO E.A., BIANUCCI H.A., FLORES R.F.A., VISTALLI M.C., FERNANDEZ-SEVESO F., FUENZALIDA, R.P. & MUNOZ N. 1995.- Phanerozoic correlation in southern South America. In A. J. Tankard, R. Suarez S., and H.J. Welsnik, Petroleum basins of South America. *American Ass. Petroleum Geol. Memoir*, **62**, 129-161.
- GAYET M., MARSHALL L.G. & SEMPERE T. 1991.- The Mesozoic and Palaeocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context: a review. *Revista Tecnica de YPF*, **12** (3-4), 393-433.
- GAYET M., SEMPERE T., CAPPETTA H., JAILLARD E. & LÉVY A. 1993.- La présence de fossiles marins dans le Crétacé Terminal des Andes centrales et ses conséquences paléogéographiques. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, **102**, 283-319.
- GRADER G. W., ISAACSON P.E., ARISPE O., POPE M., MAMET B., DAVYDOV V. & DIAZ MARTINEZ E. 2003.- Back-arc carbonate-silici-clastic sequences of the Pennsylvanian and Permian Copacabana formation, Titicaca Group, Bolivia: *Revista Tecnica de YPF*, **21**, 207-228.
- GUBBELS T.L., ISACKS B.L. & FARRAR E. 1993.- High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes. *Geology*, **21**, 695-698.
- GUTIÉRREZ F. & MARSHALL L.G. 1994.- Los primeros huesos de dinosaurios de Bolivia, Formación Cajones (Maastrichtiano) cerca de Santa Cruz de La Sierra. *Revista Tecnica de YPF*, **15** (1-2), 131-139.
- GUTIÉRREZ P.R., OTTONE G.O. & JAPAS S.M. 2006.- Lexico Estratigrafico de la Argentina Vol. 7: Permico. *Asociacion Geologica Argentina, Serie B* **28**, 368 pp., Buenos Aires.
- HARRINGTON H.J. 1956.- Argentina. In W. Jenks (ed.) Handbook of South American Geology, *Geol. Soc. America Memoir*, **65**, 129-165.
- HARRINGTON H.J. 1962.- Paleogeographic development of South America. *American Ass. Petroleum Geol., Bull.* **46** (10), 1773-1814.
- HESS W.A. 1959.- Reconnaissance of Geology along Cochabamba-Santa Cruz highway. *Informe interno BOGOC*, en YPFB- Centro Nacional de Informacion de Hidrocarburos, Santa Cruz.
- HOFFSTETTER R. 1968.- Un gisement de mammifères Déseadiens (Oligocène inférieur) en Bolivie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **27**, 1095-1097.
- ISACKS B.L. 1988.- Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal Geophysical Research*, **93**, (B4), 321-13231.
- ISAACSON P.E. & DIAZ MARTINEZ E. 1994.- Evolucion paleogeografica del Paleozoico medio y superior de los Andes Centrales (14° a 18°S) en Bolivia, evidencia del desplazamiento latitudinal de una cuenca de antepais. *Revista Tecnica de YPF*, **15** (3 4), 265 382.
- JACAY J., SEMPERE T., CARLIER G. & CARLOTTO V. 1999.- Late Paleozoic – Early Mesozoic plutonism and related rifting in the eastern Cordillera of Peru. *IV International Symp. an Andean Geodynamics*, 358-363, Gottingen.
- JACOBSHAGEN V., MULLER J., WEMMER K., AHRENT H. & MANUTSOGLU E. 2002.- Hercynian deformation and metamorphism in the Cordillera Oriental of Southern Bolivia, Central Andes. *Tectonophysics*, **345**, 119-130.
- JIMENEZ F. 1961.- Contribucion al conocimiento geologico de un sector de las sierras subandinas comprendido entre las localidades de Tambo Grande y San Diego, Prov. O'Connor Depto. Tarija. *Tesis de grado UMSA*, La Paz, Bolivia.
- KONTAK D.J., CLARK A.H., FARRAR E. & STRONG D.F. 1985.- The rift associated Permo-Triassic magmatism of the eastern Cordillera: a precursor to the Andean orogeny, In W.S. Pitcher, M.P. Atherton, J. Cobbing and R.D. Beckinsale, eds. Magmatism at a plate Age: The Peruvian Andes, John Wiley, 36-44 London.
- KLEY J., MULLER J., TAWACKOLI S., JACOBSHAGEN V. & MANUTSOLU E. 1997.- Pre-Andean and Andean-age deformation in the Eastern Cordillera of southern Bolivia. *J. South American Earth Sciences*, **10** (1), 1-19.
- KUSIAK M.E. & ZUBIETA ROSSETTI J.D. 2003.- Cajones Formation Geometry and Regional Facies distribution in the Boomerang Hills are, Bolivia. *10° Simposio Bolivariano. Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas*, Cartagena de Indias.
- LAUBACHER G. 1978.- Géologie de la Cordillère orientale et de l'Altiplano au Nord et Nord-Ouest du lac Titicaca (Pérou). *Travaux et Documents de l'Orstom*, **95**, 217 p. Paris.
- LOPEZ MURILLO H. 1967.- Acerca de la geologia de las sierras subandinas del norte. *Boletin Instituto Boliviano Petroleo (IBP)*, **7** (2), 14-27.
- LOPEZ MURILLO R.D. 1973.- Informe seccion estratigrafica de los rios Yapacani, San Mateo e Ichoa. *Informe interno de YPF*, en YPFB- Centro Nacional de Informacion de Hidrocarburos, Santa Cruz.
- LOPEZ MURILLO R.D. 1975.- Informe estratigrafico de los rios Alto Moile, Alto Eterasama, Ichoa, Alto Beni y Taqueje. *Informe interno de YPF*, en YPFB- Centro Nacional de Informacion de Hidrocarburos, Santa Cruz, 95 p.
- LOPEZ MURILLO R.D. 1978.- Estratigrafia y estructura del area de Iwitindi. *Boletin del Servicio Geologico de Bolivia*, **2** (1), 7-12.
- LOPEZ MURILLO R.D. & LOPEZ-PUGLIESSI J.M. 1995.- Estratigrafia del Grupo Tacurú de las Sierras Subandinas. *Revista Tecnica de YPF*, **16** (1-2), 27-36.
- LOPEZ-PUGLIESSI J.M. 1971.- El Mesozoico del subandino al sur de Santa Cruz. Primer Conclave Estratigrafico de YPF. *Informe interno de YPF*, en YPFB- Centro Nacional de Informacion de Hidrocarburos, Santa Cruz.
- LOPEZ-PUGLIESSI J.M. 1995.- Grupo Tacurú de las Sierras Subandinas de Bolivia, nominacion de las unidades formacionales que lo integran, *Revista Tecnica de YPF*, **16** (1-2), 55-68.
- LOPEZ PUGLIESSI J.M. & PAREJA LOPEZ J. 1971.- Estratigrafia del area oriental a la linea Puente Arce-Pojo, entre Rio Grande y la carretera Cochabamba-Santa Cruz. *Informe interno de YPF* en YPFB- Centro Nacional de Informacion de Hidrocarburos, Santa Cruz.
- LOWTHER J. & VAN DIVER B. 1959.- Informe preliminar geologico sobre el Rio Pilcomayo y las quebradas Los Monos, Itacuami, y Tati. *Informe Interno Chaco petroleum Co.*, en YPFB- Centro Nacional de Informacion de Hidrocarburos, Santa Cruz.
- MARTINEZ C. 1980.- Structure et évolution de la chaîne Hercynienne et de la chaîne andine dans le Nord de la Cordillère des Andes de Bolivie. *Travaux et Documents de l'Orstom*, **119**, 352 p. Paris.

- MARZOLI A., RENNE P., PICCIRILLO E.M., ERNESTO M. & DeMIN A.** 1999.- Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, **284**, 616-618.
- MATHALONE J.M.P. & MONTROYA M.R.** 1995.- Petroleum geology of the Sub-Andean basins of Peru. In *Petroleum basins of South America*, Tankard A.J., Suarez-Soruco R. & Welsink H.J Eds, *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **62**, 423-444.
- MATHER K.F.** 1922.- Front ranges in the Andes between Santa Cruz, Bolivia, and Embarcacion, Argentina. *Geol. Soc. America Bull.*, **33**, 703-764.
- McBRIDE S.L., ROBERTSON R.C.R., CLARK A.M. & FARRAR E.** 1983.- Magmatic and metallogenic episodes in the northern tin belt, Cordillera Real, Bolivia. *Geologische Rundschau*, **72**, 685-713.
- MC QUARRIE N. & DeCELLES P.** 2002.- Geometry and structural evolution of the Central Andes Backthrust Belt, Bolivia. *Tectonics* **20** (5), 669-692.
- MÉGARD F.** 1973.- Etude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou central. *Thèse d'Etat, Université de Montpellier*, 263 p.
- MÉGARD, F.** 1978, Etude géologique des Andes du Pérou central: *Travaux et Documents Orstom, Paris*, **86**, 310 p.
- MERTMANN D., SCHEWBER E., EGE H., SILVA P., REUTTER K., SOBEL E. & JACOBSHAGEN V.** 2001.- Tectonosedimentary evolution of the southern Altiplano: basin evolution, thermochronology and structural geology. In *Deformation Processes in the Andes, Collaborative Research Center*, **267**, 25-50, Berlin-Potsdam.
- MILANI E.J. & THOMAZ FILHO A.** 2000.- Sedimentary Basins of South America. In *Tectonic evolution of South America*, Milani E.J & Thomaz Filho A. Eds, *31° Int. Geol. Cong.* (Rio de Janeiro), 389-449.
- MOREJON M. & GUTIERREZ F.** 1994.- Informe final de secciones estratigraficas en la Serrania de Espejos. *Informe interno de YPFB*, en YPFB-CNIH, Santa Cruz.
- MPODOZIS C. & KAY S.M.** 1992.- Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean frontal Cordilleran batholiths. *Geol. Soc. America Bull.*, **104**, 999-1014.
- NITEC L.L.C.** 1999.- Vibora Field Integrated Characterization Study, Phase 1, *Geology Report*. Archivo RepsolYPF, 36 p.
- NOBLE D.C., SILBERMAN M.L., MÉGARD F. & BOWMAN H.R.** 1978.- Comendite (peralkaline rhyolites), in the Mitu Group, central Peru: Evidence of Permian-Triassic crustal extension in the Central Andes. *U.S. Geological Survey Journal of Research*, **6**, 453-457.
- OLLER J. & FRANCO A.** 1981.- Informe estratigrafico del area de influencia de los rios Yapacani, Ichilo, San Mateo y Sacta. *Informe interno de YPFB* en YPFB-CNIH, Santa Cruz.
- OLLER J. & SEMPERE T.** 1990.- A fluvio-eolian sequence of probable Middle Triassic-Jurassic age in both Andean and sub-Andean Bolivia, in *First International Symposium on Andean Geodynamics*, Grenoble, Editions de l'Orstom, Paris, 237-240.
- OLLER VERAMENDI J.** 1981.- Informe geologico final anticlinal de Terebinto. *Informe interno de YPFB*, en YPFB- Centro Nacional de Informacion de Hidrocarburos, Santa Cruz.
- OLLER VERAMENDI J.** 1984.- Consideraciones generales sobre la geologia y estratigrafia de la Faja Subandina Norte. *Tesis de Grado UMSA*, La Paz.
- OLLER VERAMENDI J.** 1987.- Informe estratigrafico e interpretacion ambiental de los sedimentos metamorficos del borde oriental del escudo brasilero. *Informe interno de YPFB*, en YPFB- Centro Nacional de Informacion de Hidrocarburos, Santa Cruz.
- OLLER VERAMENDI J.** 1992.- Cuadro cronoestratigrafico de Bolivia. *Publicacion especial de YPFB-GXG*, en YPFB- Centro Nacional de Informacion de Hidrocarburos, Santa Cruz.
- OLSEN P.E.** 1997.- Stratigraphic record of the early Mesozoic breakup of Pangea in the Laurasia-Gondwana rift system. *Annual Reviews Earth Planetary Sciences*, **25**, 337-401.
- PADULA L.E.** 1956.- Distrito Centro de Exploracion, Yacimientos de Petroleo y Gas en Bolivia: *XX Congreso Geologico Internacional, Mexico*, T. **4** (America del Sur y Antillas), 23-38.
- PADULA L.E. & REYES F. C.** 1958.- Contribucion al Lexico Estratigrafico de las Sierras Subandinas, Republica de Bolivia. *Boletin Tecnico de YPFB*, **1** (1), 9-70, 1958. Reimpresion 1960, **2** (9), 9-70, La Paz.
- PAREJA LOPEZ J., VARGAS C., SUAREZ SORUCO R., BALLON R., CARRASCO R. & VILLARROEL C.** 1978.- Mapa Geologico de Bolivia, Escala 1:1000.000, Memoria Explicativa y Cuadro Cronoestratigrafico, 17 p. *Publicacion especial YPFB-GEOBOL*, La Paz.
- PERRY D.L.** 1962.- Core analysis formation: Cajones, well Caranda-26. Informe interno de Gulf Oil Co. En YPFB- Centro Nacional de Informacion de Hidrocarburos, Santa Cruz.
- PERRY L.D.** 1963.- Flora Formation (Upper Cretaceous) of Northern Bolivia. *American Ass. Petroleum Geol. Bull.*, **47** (10), 1955-1960.
- PINDELL J.L. & TABBUTT K.D.** 1995.- Mesozoic-Cenozoic Andean Paleogeography and Regional Controls on Hydrocarbon Systems. In *Petroleum basins of South America*, Tankard A.J., Suarez-Soruco R. & Welsink H.J Eds, *Amer. Ass. Petroleum Geol. Mem.*, **62**, 101-128.
- PINTO I. D. & SANGUINETTI Y. T.** 1987.- Lower Cretaceous ostracodes from Bolivia. *Anais do X Congresso Brasileiro de Paleontologia*, Rio de Janeiro 19-25 julho, 1987. **II**, 761-781.
- PONCE DE LEON V., MARIACA, J. LLANOS, R. & VARGAS C.** 1972.- Reporte geologico regional de las Sierras Subandinas del Norte, *Informe interno de YPFB* en YPFB-CNIH, Santa Cruz.
- RAMOS V.A.** 1998.- The tectonic of the central Andes, 30 -33 S latitude. In S.P. Clark Jr., B.C. Burchfiel, and J. Suppe, eds., *Processes in continental lithospheric Deformation. Geol. Soc. America Spe. Paper*, **218**, 31-54.
- RAMOS V.A.** 1999.- Plate tectonic setting of the Andean Cordillera, *Episodes* **22** (3), 183-190, Ottawa.
- RAMOS V.A. & ALEMAN A.** 2000.- Tectonic evolution of the Andes. In U.J. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos (eds.) *Tectonic evolution of South America*, 31° International Geological Congress, 635-685, Rio de Janeiro.
- RAMOS V. & ALONSO R.N.** 1995.- El mar Paranense en la provincia de Jujuy. *Rev. Inst. Geol. Min.*, **10**, 73-80, Buenos Aires

- RAMOS V.A. & KAY S.M.** 1991.- Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. In R.S. Harmon & C. W. Rapela (eds.) *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, *Geol. Soc. America, Spe. Paper*, **265**, 79-91.
- REPSOL EXPLORACION** 1998.- Evaluación Petrofísica de las diagénesis e Interpretación del FMI, del Sondeo Villa Tunari-XI, 25 p.
- REYES F.C.** 1958.- Levantamiento geológico de la serranía del Candado, área quebrada de Barretero, quebrada de las Churumas, Río Tarija, Prov. Arce, Tarija. *Informe interno de YPF*, en YPF - Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, Santa Cruz.
- REYES F.C.** 1974.- Consideraciones sobre el Cretácico de la cuenca subandina de Bolivia. *Revista Brasileira de Geociencias.*, **4**, 95-113.
- REYES F.C.** 1978.- Algunas consideraciones sobre la posible edad geológica del cambio de pendiente regional en las sierras subandinas del noroeste argentino y sudoeste de Bolivia. *Revista del Instituto de Ciencias Geológicas*, Universidad Nacional de Jujuy, **3**, 7-25.
- ROEDER D.** 1982.- Geodynamic model of the Subandean Zone in Alto Beni area, Bolivia. *I Symp. Petrol. Explor. In the Subandean Basins of Venezuela, Colombia, Ecuador and Peru (Bogota)*, **2**, 6p.
- ROEDER D.** 1988.- Andean age structure of eastern Cordillera. *Tectonics*, **7**, 23-39.
- ROEDER D. & CHAMBERLAIN R.L.** 1995.- Structural geology of Sub-Andean fold and thrust belt in northwestern Bolivia. In A.J. Tankard, R. Suarez S., and H.J. Welsink, eds, *Petroleum basins of South America*, *Amer. Ass. Petroleum Geol. Memoir.*, **62**, 459-480.
- ROLLANO BARRERO M.** 1971.- Nomenclatura estratigráfica para el sector sur del subandino boliviano. I Conclave Estratigráfico de YPF. *Informe Interno en YPF* - Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, Santa Cruz.
- RICARDO A.** 1988.- The Cretaceous System of Southern South America. *Geol. Soc. America, Memoir*, **168**.
- ROSAS S., FONTBOTÉ L. & MORCHE W.** 1997.- Vulcanismo de tipo intraplaca en los carbonatos del Grupo Pucara (Triásico Superior-Jurásico Inferior, Perú Central) y su relación con el vulcanismo del Grupo Mitu (Permiano Superior-Triásico). *IX Congreso Peruano de Geología*, 393-396.
- SAAVEDRA MUNOZ A., SANTIVANEZ R. & SHIMADA N.** 1986.- Edades radiométricas de Bolivia. *Publicación Especial del Instituto de Geología Económica*. (IGE-UMSA), JICA.
- SALETTY J.A., MARQUILLAS R.A., GARDEWEG M., RAMIREZ C. & DAVIDSON J.A.** 1985.- Correlaciones en el Cretácico superior del norte de Argentina y Chile. *Actas IV Congreso Geológico Chileno*, **4** (1), 654-667.
- SANDI R.** 1989.- Hallazgo de un fósil en el Triásico del Subandino Sur de Bolivia, Anticlinal de Morteros. *Revista Técnica de YPF*, **10** (1-2), 109-112.
- SANDI R.** 1998.- Las Formaciones Cretácico-Terciarias Productoras de hidrocarburos del Boomerang Hills y su correlación con los afloramientos de la Serranía de Espejos: *Memorias del XIII Congreso Geológico de Bolivia*, **Tomo II**, 511-519. Potosí.
- SCHLAGINTWEIT O.** 1939.- Informe preliminar sobre reconocimientos entre San Borja y Huachi y el Río Beni entre Huachi y Rurrenabaque. *Informe interno de YPF* en YPF - CNIH, Santa Cruz.
- SEMPERE T.** 1990.- Cuadros estratigráficos de Bolivia: Propuestas nuevas: *Revista Técnica de YPF*, Cochabamba, **11**, 215-227.
- SEMPERE T.** 1994.- Kimmeridgiano-Paleoceno tectónica evolución de Bolivia, In J.A., Salfity, Ed. *Cretaceous tectonics of the Andes*, *Earth evolution Sciences Monograph Series*, Vieweg, Brannschweig Wiesbaden, 168-212.
- SEMPERE T.** 1995.- Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. In A.J. Tankard, R. Suarez S., and H.J. Welsink, *Petroleum basins of South America*. *Amer. Ass. Petroleum Geol. Mem.*, **62**, 207-230.
- SEMPERE T., AGUILERA A., DOUBINGER E., JANVIER J., LOBO P., OLLER J. & WENZ S.** 1992.- La Formación de Vitiacua (Permiano Medio a Superior-Triásico ? Inferior, Bolivia del Sur). *Stratigraphie, palynologie et paléontologie*. *Neues Jahrbuch Geol. Pal., Abh.*, **185**, 239-253.
- SEMPERE T., ARISPE O., BERTRAND H., CARLOTTO V., FORNARI M., GARCIA R., JACAY J., JIMENEZ N., MARZOLI A., MEYER C.A., OLLER J., PINO A. & SOLER P.** 2003.- Adelgazamiento litosférico durante el intervalo Permiano superior Cretácico medio en Perú y Bolivia, y sus consecuencias para la orogénesis Andina. *Revista Técnica de YPF*, **21**, 173-201.
- SEMPERE T., BUTLER R.F., RICHARDS D.R., MARSHALL L.G., SHARP W. & SWISHER C.C. III** 1997.- Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous cover Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geol. Soc. America Bull.*, **109** (6), 709-727.
- SEMPERE T., CARLOTTO V. & JACAY J.** 1998.- Rifting Permiano Superior-Jurásico Medio en la cordillera Oriental de Perú y Bolivia. *Memorias del XIII Congreso Geológico de Bolivia*, Potosí. Tomo I, 31-38.
- SEMPERE T., CARLIER G., SOLER P., FORNARI M., CARLOTTO V., JACAY J., RISPE O., NÉRAUDEAU D., CARDENAS J., ROSAS S.S. & JIMENEZ N.** 2002.- Late Permian-Middle Jurassic Lithospheric Thinning in Perú and Bolivia, and its Bearing on Andean-age Tectonics. *Tectonophysics*, **345** (1-4), 153-181.
- SEMPERE T. & SOLER P.** 1992.- Estratigrafía y Geoquímica de las rocas volcánicas básicas mesozoicas de los Andes Bolivianos. Implicaciones paleontológicas. X Congreso Paleontológico Boliviano. *Boletín de la Sociedad Geológica Boliviana*, **27**, 163-167.
- SERGEOMIN & YPF** 1996.- Mapa Geológico de Bolivia escala 1/1000.000.
- SOLER P. & BONHOMME M.G.** 1987.- Données radiochronologiques K/AR sur les granitoides de la cordillère orientale des Andes du Pérou central, implications tectoniques. *C. R. Ac. Sc. Paris*, **304**, 841-844.
- SOLER P. & SEMPERE T.** 1993.- Stratigraphie, Géochimie et signification paléovolcanique des roches volcaniques basiques mesozoiques des Andes Bolivienas. *C. R. Ac. Sc. Paris*, **316**, 777-784.
- STEINMANN G., HOEK H. & BISTRAM A. VON** 1904.- Zur geologie des Südostlichen Boliviens. *Centro de Minería, Geología y Paleontología*, 1-4.



- SUAREZ ROCA H. 1962.- Comunicacion sobre calizas en el area de Santa Cruz, *Petroleo Boliviano*, 4 (3), 7-23.
- SUAREZ SORUCO R. 1995.- Bibliografia geologica de Bolivia. *Revista Tecnica YPF*, 16, 223 p.
- SUAREZ-SORUCO R. 2000.- Compendio de Geologia de Bolivia. *Revista Tecnica YPF*, 18 (1-2), 1-144.
- SUAREZ-SORUCO R. & DIAZ MARTINEZ E. 1996.- Lexico Estratigrafico de Bolivia, *Revista Tecnica YPF*, 16 (1-2), 54 p.
- TASCH P. 1987.- Fossil Conchostraca of the southern hemisphere and continental drift. *Geol. Soc. America, Memoir*, 165, 290 p.
- TANKARD A.J., ULIANA M.A., WELSINK H.J., RAMOS V.A., TURIC M., FRANCA A.B., MILANI E.J., DE BRITO NEVES B.B., EYLES N., SKARMETA J., SANTA ANA H., WIENS F., CIRBIAN M., LOPEZ PAULSEN O., GERMS G.J.B., DE WIT M.J., MACHACHA T. & MILLER R. MCG. 1995.- Structural and Tectonic Controls of Basin Evolution in Southwestern Gondwana during the Phanerozoic. In *Petroleum basins of South America*, Tankard A.J., Suarez-Soruco R. & Welsink H.J Eds, *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 62, p. 5-52.
- TOLEDO H. 1988.- Estratigrafia de detalle area de influencia Carretera Santa Cruz-Cochabamba, *Informe interno de YPF*, en YPFB- Centro Nacional de Informacion de Hidrocarburos, Santa Cruz.
- TOSSELLI M. 2004.- Interpretacion paleoambiental sobre la base de registros de buzamiento y de pozo abierto en sondeos del area Boomerang y de la Sub Cuenca de Santa Cruz, Republica de Bolivia. *Informe interno de Repsol YPF*, Buenos Aires, 48 p.
- TOTAL BOLIVIE 1975.- Comentarios sobre los cortes estratigraficos detallados de Rio Tequeje y Rio Flora. *Informe interno de Total-Bolivia* (en: YPFB- Centro Nacional de Informacion de Hidrocarburos).
- ULIANA M.A & LEGARETTA L. 1993.- Hydrocarbons habitat in a Triassic-to-Cretaceous Sub-Andean setting : Neuquen basin, Argentina. *J. Petrol. Geol.*, 16, 397-420.
- UNTERLADSTEATTER A. 1952.- Informe geologico sobre la serrania de Terebinto. *Informe Interno YPF* (GXG155) Santa Cruz, Bolivia.
- VARGAS-FLORES C. & MARIACA J. 1967.- Informe sobre la geologia del sector meridional de la faja subandina del norte y una pequena parte de la faja subandina central. *Informe int. de YPF*, en YPFB-CNIH, Santa Cruz, 32 p.
- VARGAS C., PONCE DE LEON V. & MARIACA F. 1966.- Informe sobre la geologia del sector central de la faja subandina del norte, entre sendas Santa Ana-San Borja y los rios Titus e Ichilito, Prov. Ballivian y Moxos, Dpto. Beni *Informe interno de YPF*, en YPFB- Centro Nacional de Informacion de Hidrocarburos, Santa Cruz.
- WESPORT 2000.- Geology and geochemistry of outcrop simples Tequeje, Beu, Eslabon Bala and quendeque formations, Bloque Tuichi. *Informe para Repsol*, (en: YPFB- Centro Nacional de Informacion de Hidrocarburos).
- ZUBIETA ROSSETI J.D. 2002.- Les sédiments syn-orogéniques du Subandin et de l'avant-pays de Bolivie. *Mém. H.S. Géologie Alpine*, 37, 109 p.
- ZUBIETA ROSSETI J.D. & KUSIAK M.E. 2004.- Evaluacion del potencial exploratorio del Bloque Tuichi, *Informe interno de Repsol YPF*, 99p., Buenos Aires.
- ZUBIETA ROSSETI J.D. & LIMACHI R. 2003.- El pozo Eva Eva Sur-X1 y su aporte al conocimiento del Subandino Norte. *Informe interno de Repsol YPF*, Buenos Aires, 68 p.
- ZUBIETA ROSSETTI J.D. & SANDI R. 1994.- Consideraciones estratigraficas del area Boomerang-Chapare. *Revista Tecnica de YPF*, 15 (3-4), 319-326.

## LISTE DES FIGURES ET TABLES

FIG. 1-1 Situation de la région étudiée.	6
FIG. 1-2 Localités et limites géologiques citées dans le texte.	7
FIG. 2-1 Les grandes provinces géologiques de Bolivie.	11
FIG. 3-1 Carte de situation des bassins mésozoïques définis dans la zone d'étude.	14
FIG. 3-2 Cadre stratigraphique régional du Mésozoïque du Subandin de Bolivie.	15
FIG. 3-3 Détail de la carte géologique du Subandin Sud : localisation des colonnes stratigraphiques.	16
FIG. 3-4 Carte géologique, coupe de l'Angosto du Parapeti, flanc occidental de la Serrania de Sararenda, Ouest de Camiri.	16
FIG. 3-5 Détail de la colonne stratigraphique de l'Angosto du Parapeti et position des échantillons.	17
FIG. 3-6 Carte géologique des coupes de la Quebrada Los Monos et Angosto de Villamontes.	17
FIG. 3-7 Détail de la coupe de la Quebrada Los Monos montrant les points de référence contrôlés par GPS.	18
FIG. 3-8 Détail de la colonne stratigraphique de la Quebrada Los Monos et position des échantillons.	18
FIG. 3-9 Détail de la coupe du Rio Pilcomayo montrant les points de référence contrôlés par GPS.	18
FIG. 3-10 Détail de la colonne stratigraphique du Rio Pilcomayo et position des échantillons.	18
FIG. 3-11 Détail de la colonne stratigraphique du Rio Pajonal.	19
FIG. 3-12 Carte géologique de la coupe du Rio Pajonal sur le flanc occidental du synclinal d'Entre Rios.	19
FIG. 3-13 Contact érosif entre les Formations Tapequa et Cangapi dans la coupe du Rio Parapeti.	20
FIG. 3-14 Contact net entre les Formations Vitiacua et Cangapi, rive orientale du Rio Pilcomayo, Villamontes.	21
FIG. 3-15 Grès bicolores à stratification entrecroisée à grand angle de la Formation Cangapi (coupe Los Monos).	21
FIG. 3-16 Partie basale de la Formation Vitiacua, coupe de Los Monos.	23
FIG. 3-17 Formation Vitiacua, coupe Los Monos, échantillon LM-PG-23.	23
FIG. 3-18 Formation Vitiacua, coupe Los Monos, échantillon LM-PG-29.	23
FIG. 3-19 Formation Vitiacua, coupe Los Monos, échantillon LM-PG-30.	23
FIG. 3-20 Formation Vitiacua, coupe Los Monos partie médiane.	23
FIG. 3-21 Formation Vitiacua, coupe Los Monos, échantillon LM-PG-25.	24
FIG. 3-23 Localisation d'affleurements du basalte Camiri.	25
FIG. 3-23 Affleurement de grès brun rougeâtre et jaune blanchâtre de la Formation Tapequa.	25
FIG. 3-24 Fragments de roches basaltiques dans un affleurement de grès proche de la base de la Formation Tapequa	25
FIG. 3-25 Affleurement du basalte Camiri dans le lit du Rio Parapeti, Serrania de Carohuaycho.	25
FIG. 3-26 Carte isopaque (non restitué) de la Formation Ipaguazu.	27
FIG. 3-27 Carte de répartition des basaltes dans le bassin de Villamontes.	29
FIG. 3-28 Contact irrégulier du conglomérat basal de la Formation Tapequa sur les grès de la Formation Cangapi.	31
FIG. 3-29 Clastes de basalte altéré dispersés dans un grès fin à matrice argilo-limoneuse, base de la Formation Tapequa.	31
FIG. 3-30 Carte isopaque de la Formation Tapequa.	31
FIG. 3-31 Contact érosif entre les Formations Tapequa et Vitiacua montrant le conglomérat basal Quebrada de Los Monos.	32
FIG. 3-32 Grès brun rouge à stratifications entrecroisées, partie médiane de la Formation Tapequa, coupe du Rio Pilcomayo, rive Nord.	32
FIG. 3-33 Diagramme du puits SMT-X1 montrant les différentes séquences mésozoïques.	33
FIG. 3-34 Carte isopaque de la Formation Castellon.	34
FIG. 3-35 Parages du pont sur le Rio Pilcomayo : contact érosif de la Formation Petaca (Paléogène) sur les grès massifs de la Formation Castellon	34
FIG. 3-36 Coupe du Rio Parapeti : grès à stratifications parallèles, finement laminés, à ciment calcaire.	35
FIG. 3-37 Grès et limolites multicolores de la partie inférieure de la Formation Castellon sur le flanc occidental de la Serrania de Salinas.	35
FIG. 3-39 Affleurement des grès de la Formation Ichoa, caractérisés par des stratifications entrecroisées tabulaires à grand angle ; route Camiri-Rio Grande.	36
FIG. 3-40 Grès de la Formation Ichoa à litage bicolore, matrice argileuse et stratifications entrecroisées tabulaires ; environs immédiats de Camiri.	36
FIG. 3-41 Sommet de la Formation Ichoa dans le Rio Parapeti.	36
FIG. 3-42 Contact érosif irrégulier des conglomérats de la Formation Petaca (Paléogène) sur les éolianites de la Formation Ichoa. Coupe du Rio Parapeti.	37
FIG. 3-43 Corrélation stratigraphique régionale du bassin Jurassique de Villamontes. Au Nord sont présentes les séries crétacées du bassin de Santa Cruz.	37
FIG. 3-44 Carte géologique du Subandin Central (Coude de Santa Cruz) situant les localités et affleurements les plus importants du Mésozoïque du Subandin Central.	38
FIG. 3-45 Colonne stratigraphique des séquences du Mésozoïque de la Quebrada Elvira	39
FIG. 3-46 Rio Piray région de la Angostura : contact entre la Formation Ichoa de teinte blanche et rouge sur la gauche, et la Formation Elvira de teinte jaune pâle à droite.	39

FIG. 3-47 Rio Elvira : stratifications entrecroisées à grande échelle dans les grès de la Formation Ichoa.	41
FIG. 3-48 Rio Botellas : stratifications entrecroisées d'origine éolienne et variations de couleur dans les grès de la Formation Ichoa.	41
FIG. 3-49 Carte isopaque de la Formation Yantata.	42
FIG. 3-50 Rio Botellas : affleurement de la Formation Yantata surmontée par la Formation Cajones.	42
FIG. 3-51 Rio Botellas: détail d'affleurement de la Formation Yantata.	42
FIG. 3-52 Coupe de la Formation Cajones dans le Rio Piray.	44
FIG. 3-53 Coupe de la Formation Cajones au niveau du pont suspendu sur le Rio Piray.	44
FIG. 3-54 Teintes rouges et vertes dans le membre supérieur de la Formation Cajones du Rio Elvira.	44
FIG. 3-55 Carte isopaque de la Formation Cajones dans la région Santa Cruz-Boomerang.	45
FIG. 3-56 Formation Cajones, coupe du Rio Piray.	45
FIG. 3-57 Formation Cajones, coupe de la Quebrada Botellas.	45
FIG. 3-58 Formation Cajones, coupe du Rio Elvira.	45
FIG. 3-59 Chenaux érosifs à la base de bancs de grès roses de la Formation Cajones.	46
FIG. 3-60 Profils diagraphiques du Puits RGD-67.	46
FIG. 3-61 Carte isopaque du membre inférieur de la Formation Cajones.	47
FIG. 3-62 Carte isopaque du membre supérieur de la Formation Cajones.	47
FIG. 3-63 <i>Gasteroclupea branisae</i> SIGNEAUX provenant de Cayara.	48
Fig. 3-64 Fragment de fémur droit de cf. <i>Saltasaurus</i> sp., (Sauropode, <i>Titanosauridae</i> ).	48
FIG. 3-65 Corrélation stratigraphique régionale du bassin Crétacé de Santa Cruz selon un profil E-W Mamoré-Boomerang.	49
FIG. 3-66 Corrélation stratigraphique régionale du bassin Crétacé de Santa Cruz selon un profil N-S.	49
FIG. 3-67 Carte isopaque de l'ensemble des Formations Eslabon et Flora du bassin du Beni.	50
FIG. 3-68 Carte isopaque de la Formation Beu (Subandin Nord).	51
FIG. 3-69 Carte géologique du Subandin Nord de Bolivie.	51
FIG. 3-70 Corrélation stratigraphique régionale du bassin Crétacé du Beni (Subandin Nord).	55
FIG. 4-1. Occurrence des basaltes «Entre Rios» et «Camiri» dans le Subandin Sud.	56
FIG. 4-2. Lame mince de basalte Entre Rios.	57
FIG. 4-3. Lame mince de basalte Camiri.	58
FIG. 4-4. Situation des échantillons datés du basalte Entre Rios.	59
FIG. 4-5 . Diagramme de terres rares normalisées au manteau primitif.	59
FIG. 4-6. Diagramme de terres rares normalisées aux chondrites.	59
FIG. 4-7. Les basaltes mésozoïques de Bolivie dans le diagramme Tb-Th-Ta.	60
FIG. 4-8. Situation des basaltes subandins dans la province magmatique l'Atlantique Central (CAMP).	60
FIG. 4-8. Isochrone obtenue sur la pâte de l'échantillon BER.	61
FIG. 4-9. Ages spectraux obtenus en 8 paliers successifs sur le basalte Camiri.	61
FIG. 4-10. Lame mince de roche magmatique du Suabandin Nord.	62
FIG. 4-11. Datations absolues de deux Échantillons des roches magmatiques du Subandin Nord.	62
FIG. 5-1. Coupe transversale dans la zone la plus profonde du bassin Jurassique de Villamontes.	64
FIG. 5-2. Section stratigraphique D-D' à l'extrême Sud du bassin de Villamontes.	65
FIG. 5-3. Section stratigraphique B-B' au centre du bassin de Villamontes.	66-67
FIG. 5-4. Profil sismique 4541-20 transversal au bassin de Villamontes.	66-67
FIG. 5-5. Profil sismique 4559-20 transversal au bassin de Villamontes.	68-69
FIG. 5-6. Section stratigraphique A-A' au centre du bassin de Villamontes.	68-69
FIG. 5-7. Profil sismique 5013-21 transversal au bassin de Villamontes au Nord de celui-ci.	70
FIG. 5-8. Section stratigraphique Izozog Z-Z' dans le Nord du bassin de Villamontes.	71
FIG. 5-9. Section stratigraphique Y-Y' au Nord du bassin de Villamontes.	71
FIG. 5-10. Profil sismique 4068-29 à l'extrême Sud du bassin de Santa Cruz.	73
FIG. 5-11. Section sismique composite SW-NE transversale au bassin de Santa Cruz.	72-73
FIG. 5-12. Recalage de la sismique sur les données du puits LPN-X2.	74
FIG. 5-13. Section stratigraphique NW-SE à travers le bassin de Santa Cruz.	75
FIG. 5-14. Section sismique composite NW-SE dans la région du Boomerang.	76-77
FIG. 5-15. Profil sismique 3434-26 S-N dans la région du Boomerang.	76-77
FIG. 5-16. Section stratigraphique C-C' dans la région du Boomerang.	78
FIG. 5-17. Section stratigraphique D-D' dans la région du Boomerang.	79
FIG. 5-18. Modèle conceptuel d'évolution du rift Crétacé de Santa Cruz.	78-79
FIG. 5-19. Carte isopaque des séquences crétacées du Subandin Nord.	80
FIG. 5-20. Synopsis des principaux éléments géologiques mésozoïques du Pérou et de Bolivie.	81
FIG. 5-21. Schéma paléogéographique du Nord de l'Amérique du Sud au Maastrichtien.	81
TAB. 4-1. Analyse géochimiques de basaltes de Bolivie.	59

## TABLE DES MATIÈRES

RESUME	3
RESUMEN	4
ABSTRACT	5
1 INTRODUCTION	6
1-1 OBJECTIF DU TRAVAIL	6
1-2 MÉTHODOLOGIE	7
1-3 LES DONNÉES BIBLIOGRAPHIQUES SUR LES BASSINS MÉSOZOÏQUES	9
2 SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE ET CONTEXTE STRUCTURAL DE LA BOLIVIE	11
2-1 CADRE GÉOLOGIQUE DE LA BOLIVIE	12
2-2 PROVINCES GÉOLOGIQUES	12
2-3 ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DE LA BOLIVIE	12
3 STRATIGRAPHIE DU MÉSOZOÏQUE	14
3-1 INTRODUCTION	14
3-2 LE BASSIN JURASSIQUE DE VILLAMONTES	16
3-2-1 Description des coupes	17
3-2-1-1 Colonne stratigraphique du Rio Parapeti	17
3-2-1-2 Colonne stratigraphique de la Quebrada Los Monos	17
3-2-1-3 Colonne stratigraphique du Rio Pilcomayo	19
3-2-1-4 Colonne stratigraphique du Rio Pajonal	19
3-2-2 Caractéristiques des formations	20
3-2-2-1 Formation Cangapi	20
3-2-2-2 Formation Vitiacua	21
3-2-2-3 Basalte Camiri	24
3-2-2-4 Formation Ipaguazu	26
3-2-2-5 Formation San Diego	27
3-2-2-6 Formation Entre Rios	28
3-2-2-8 Formation Castellon	32
3-2-2-9 Formation Ichoa	34
3-2-2-10 Corrélation stratigraphique régionale du bassin de Villamontes	35
3-3 LE BASSIN CRÉTACÉ DE SANTA CRUZ	37
3-3-1 Caractéristiques des formations	38
3-3-1-1 Formation Elvira	39
3-3-1-2 Formation Ichoa	39
3-3-1-3 Formation Yantata	40
3-3-1-3 Formation Cajones	42
3-3-1-4 Corrélation stratigraphique régionale du bassin de Santa Cruz	44
3-4 LE BASSIN CRÉTACÉ DU BENI	48
3-4-1-1 Formation Beu	50
3-4-1-2 Formation Eslabon	50
3-4-1-3 Formation Flora	52
3-4-1-4 Corrélation stratigraphique régionale du bassin du Beni	54
4. MAGMATISME DANS LE SUBANDIN	55
4.1 PÉTROGRAPHIE DES BASALTES	56
4.1.1 Basalte Entre Rios	57
4.1.2 Basalte Camiri	57
4.1.3 Conclusion	59
4.2 DATATION DES BASALTES	59
4.2.1 Basalte Camiri	60
4.3.2 Basalte Entre Rios	60
4.3.3 Magmatisme dans le Subandin Nord	61
4-3 Conclusion	62
5 LE BASSIN MÉSOZOÏQUE : SYNTHÈSE	62
5-1 INTRODUCTION	63
5-2 LE BASSIN JURASSIQUE DE VILLAMONTES	63
5-2-1 Zone Sud du bassin de Villamontes	65
5-2-2 Zone centrale du bassin de Villamontes	65
	66

5-2-3 Zone Nord du bassin de Villamontes	70
5-3 BASSIN CRÉTACÉ DE SANTA CRUZ	72
5.3.1 Région du dépocentre principal du bassin de Santa Cruz	72
5-3-2 Zone du Boomerang	75
5-4 BASSIN CRÉTACÉ DU BENI	80
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	82
REMERCIEMENTS	83
BIBLIOGRAPHIE	84
Table des figures et tables	89
Table des matières	91

Maria Elena Kusiak

**RESUME-** L'objectif de cette étude a été d'analyser les séquences mésozoïques du Subandin Bolivien et de pouvoir caractériser les périodes de formation et la géométrie du systèmes de rift. Il se fonde sur les relations entre différents affleurements mésozoïques, antérieurement mal corrélés, pour reconstruire la paléogéographie et identifier les éventuels dépôts-centres qui ont régulé la sédimentation.

Afin de pouvoir atteindre cet objectif, on a effectué des observations très détaillées d'affleurements et une étude détaillée de logs de surface levés dans les séquences mésozoïques, et qui ont fait l'objet d'une analyse au moyen des outils conventionnels. L'information obtenue a été couplée avec les données sismiques disponibles, ce qui a permis de réaliser une corrélation spatiale et temporelle des données du sous-sol.

L'existence de coulées basaltiques, spécialement dans le Subandin Sud (groupe des Basaltes Entre Rios et Camiri), a permis, au moyen de datations Ar/Ar, de rajeunir les âges triasiques obtenus antérieurement par des méthodes moins précises, et de confirmer un âge triasique terminal à jurassique inférieur pour ces volcanites. Les âges absolus obtenus pour les Basaltes Camiri et Entre Rios, respectivement de  $204,03 \pm 1,38$  Ma et de  $181,50 \pm 0,90$  Ma, correspondant à la limite Norien-Rhétien et au Toarcien, ont permis de dater avec précision les unités sédimentaires dans lesquelles ils sont inclus. Ces basaltes qui recouvrent une surface de plus que 30.000 km<sup>2</sup>, soulignent l'importance des effusions intra-plaques qui ont affecté le système du rift Subandin. La caractérisation temporelle précise, la distribution paléogéographique et les caractéristiques géochimiques, permettent de préciser que ces basaltes appartiennent à la Province Magmatique Centro Atlantique (CAMP), développée pendant la fragmentation de la Pangée. Ce résultat permet de considérer que l'extension de cette importante *Large Igneous Province* (LIP) atteint le Sud de la Bolivie, et souligne l'importance de cet événement distensif.

L'analyse stratigraphique et les corrélations locales et régionales ont permis de reconnaître l'existence de trois dépôts-centres mésozoïques dans le Subandin Bolivien, et sa continuité dans la plaine Chaco-Beni adjacente. Le dépôt-centre le plus ancien se développe dans le Subandin Sud et correspond au bassin de Villamontes. Son remplissage par les séquences *synrifts* et les basaltes tholéiitiques associés est représenté par les formations Basalte Camiri, Ipaguazu, San Diego, basalte Entre Rios et Tapeuca. Les séquences contemporaines de la subsidence thermique (*sag*) correspondent aux sédiments éoliens des Formations Castellon et Ichoa.

Dans la région du Subandin Central, représentée par le bassin de Santa Cruz, se sont déposés, en environnement extensionnel actif, la Formation Yantata et le membre inférieur de la Formation Cajones d'âges crétacés. Ces séquences sont recouvertes en discordance par le membre supérieur de la Formation Cajones, correspondant au *faciès* de subsidence thermique. La corrélation des séquences *postrift* du bassin de Villamontes avec les séquences *perift* du bassin de Santa Cruz, qui sont situées au-dessous des séquences crétacées de la Formation Yantata et du membre inférieur de la Formation Cajones, permet de caractériser une migration des événements extensifs du Sud au Nord.

Dans le Subandin Nord, on identifie le bassin mésozoïque du Beni, constitué par les dépôts *synrift* de la formation Eslabon, qui sont recouverts par les séquences liées à la subsidence thermique de la Formation Flora. Les deux unités sont fortement affectées par la déformation orogénique andine. La corrélation entre ces unités du bassin du Beni, correspondant aux Formations Eslabon et Flora, avec les unités équivalentes du bassin de Santa Cruz, Formations Yantata et Cajones, permet de reconstruire la paléogéographie crétacée de la région subandine. Les andésites du Campanien, associées à la Formation Eslabon dans le bassin du Beni, ont permis d'identifier un magmatisme contemporain des dépôts *synrift* du Subandin Nord, plus récent que celui des unités reconnues dans le bassin de Villamontes.

L'analyse stratigraphique détaillée, combinée avec une évaluation tectono-sédimentaire des différents dépôts-centres, a permis d'identifier une série de bassins diachroniques durant le *rifting* et qui se sont développés en contexte intra-plaque, lors d'une période cruciale dans l'évolution paléogéographique de l'Amérique du Sud. Les événements extensifs initiaux, au début du Jurassique, sont associés à la rupture et au démembrement de la Pangée, tandis que les événements crétacés sont liés à l'ouverture de l'Atlantique Sud à ces latitudes.

**MOTS-CLEFS-** Bolivie, Subandin, Mésozoïque, rift, extension, migration, bassins diachroniques.

**ABSTRACT-** In Bolivia, the Mesozoic is localised in the Subandine belt East of the Andean Cordillera. It is mainly represented by continental sequences described as local formations, without any tentative correlation between the various area. In this work, we show that the Mesozoic characterise two different basins formed in rifting context.

The results of this work were obtained through a detailed analysis of the extensional processes contemporaneous to the deposits, and the datation using the zircon fission tracks methodology for the Tapeuca and Castellon formations, and the Ar/Ar method for the Entre Rios Basalts. The integration and the correlation of outcrops observations, stratigraphical logs, drilling data and 2D seismic profiles obtained through oil prospecting, with the help of the new obtained datations, allow to obtain an actualisation of the lithostratigraphic columns of the different basins.

The Villamontes basin, located in the Southern part of the Subandine, began its evolution during Middle/Late Triassic and developed during Jurassic time. The Santa Cruz basin, localised in the Northern Subandine, with a depocenter precisely localised beneath Santa Cruz and which develops below the Chaco plain, was active during the Cretaceous. The basal sequence of the Subandine Mesozoic is restricted to the deepest part of the Villamontes basin where the red sediments of the Ipaguazu Formation represent the basal part of the synrift deposits, unconformably lying on the Vitiacua permian Formation. The overlying Tapeuca and Castellon formations, characterise a synrift regime contemporaneous to a period of thermal subsidence. In the area of Villamontes and Cangapi, and as far as the latitude of Alto de Izozog in the North, they directly overlies the Vitiacua formation. The geometry of the various contacts underlines the dissymetry of the basin. These two formations represent the major infilling of the basin in the Central Subandine and the Chaco Plain.

The eolianites of the Ichoa Formation represent the basal sequence of the Santa Cruz basin. They unconformably overlies fluvialite sediments (Elvira Formation) of supposed Permo-Triassic age. In the Boomerang area, the Ichoa Formation unconformably overlies various Paleozoic sequences, specially of Devonian and Carboniferous age. In the Northern Subandine, the basal Mesozoic sequence is represented by the Beu Formation, which unconformably overlies Paleozoic sequences becoming younger and younger from the eastern part of the basin towards the western one (internal part of the Subandine). These two units (Ichoa and Beu) represent the prerift deposits which are covered by the synrift Yantata formation sequences and its equivalent in the Northern Subandine : the Eslabon formation. These two formations underline a Northward migration of the extensional processes during the Mesozoic.

In correspondance to the emplacement of the Santa Cruz depocenter, the synrift deposits are represented by the basal sequence of the Cajones Formation; the upper part of the Cajones Formation, and its northern equivalent, the Flora Formation, characterise the final step of the thermal subsidence. In the area of the Boomerang, these formations have been affected by an important erosion, well known as the «pretertiary unconformity».

An important characteristic of the Bolivian Mesozoic rifting is represented by the emplacement of the volcanites which constitute the Entre Rios Formation. This unit is entirely constituted by tholeiitic basaltic lava flows localised in the central part of Southern Subandine. The radiometric ages and the isochron obtained using the Ar/Ar method, allow to attribute a  $204,03 \pm 1,38$  My age (Norian-Rhetian) to the Camiri basalt and a  $181,50 \pm 0,90$  My age to the Entre Rios Basalts, corresponding to the Toarcian (Late Early-Jurassic).

**KEY-WORDS** Bolivia, Subandine, Mesozoic, rift, extension, migration, diachronic basins

