

NOTICE EXPLICATIVE

N° 77

C. MARTINEZ

P. TOMASI

CARTE STRUCTURALE
DES ANDES SEPTENTRIONALES
DE BOLIVIE
à 1/1 000 000

MAPA ESTRUCTURAL
DE LOS ANDES SEPTENTRIONALES
DE BOLIVIA
al 1/1 000 000



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

SERVICIO GEOLÓGICO DE BOLIVIA - Programa ERTS BOLIVIA

PARIS 1978



NOTICE EXPLICATIVE

N° 77

CARTE STRUCUTRALE
DES ANDES SEPTENTRIONALES
DE BOLIVIE
à 1/1 000 000

MAPA ESTRUCTURAL
DE LOS ANDES SEPTENTRIONALES
DE BOLIVIA
al 1/1 000 000

C. MARTINEZ
P. TOMASI

ORSTOM
SERVICIO GEOLÓGICO DE BOLIVIA
1978

© ORSTOM 1978
ISBN 2-7099-0520-5

CARTE STRUCTURALE DES ANDES SEPTENTRIONALES DE BOLIVIE

A 1/1.000.000

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
GENERALITES	3
LES PRINCIPALES UNITES STRUCTURALES DES ANDES SEPTENTRIONALES	4
1. La Cordillère Orientale	5
2. L'Altiplano	5
3. La zone des « Sierras » subandines	6
4. Les bassins du Beni et du Chaco	7
ASPECTS DE L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE	7
1. L'évolution sédimentaire au cours du Paléozoïque inférieur	8
2. Paléogéographie du Paléozoïque supérieur	9
3. L'épisode permo-triasique	10
4. L'évolution sédimentaire du Crétacé au Tertiaire	10
EVOLUTION TECTONIQUE	16
1. L'évolution tectonique hercynienne	16
2. L'évolution tectonique andine	17
3. L'évolution récente	19
CONCLUSION	20
BIBLIOGRAFIA - BIBLIOGRAPHIE	45
FIGURES ET CARTE (hors-texte).	

INTRODUCTION

Dans le cadre de la Convention ERTS/ORSTOM (1974-1976), nous avons réalisé une coupure de la carte structurale de Bolivie, à l'échelle du 1/1.000.000 ; elle correspond à la partie septentrionale des Andes boliviennes depuis la frontière avec le Pérou jusqu'au 20ème degré de latitude sud, environ.

La présentation de cette coupure nécessite que soient précisées les grands traits géologiques de ce segment des Andes. La rédaction d'une notice explicative définitive, pour une carte tectonique de l'ensemble du territoire bolivien, demande impérativement que les différentes coupures de cette carte soient réalisées et que toutes les informations géologiques existantes à ce jour y soient intégrées.

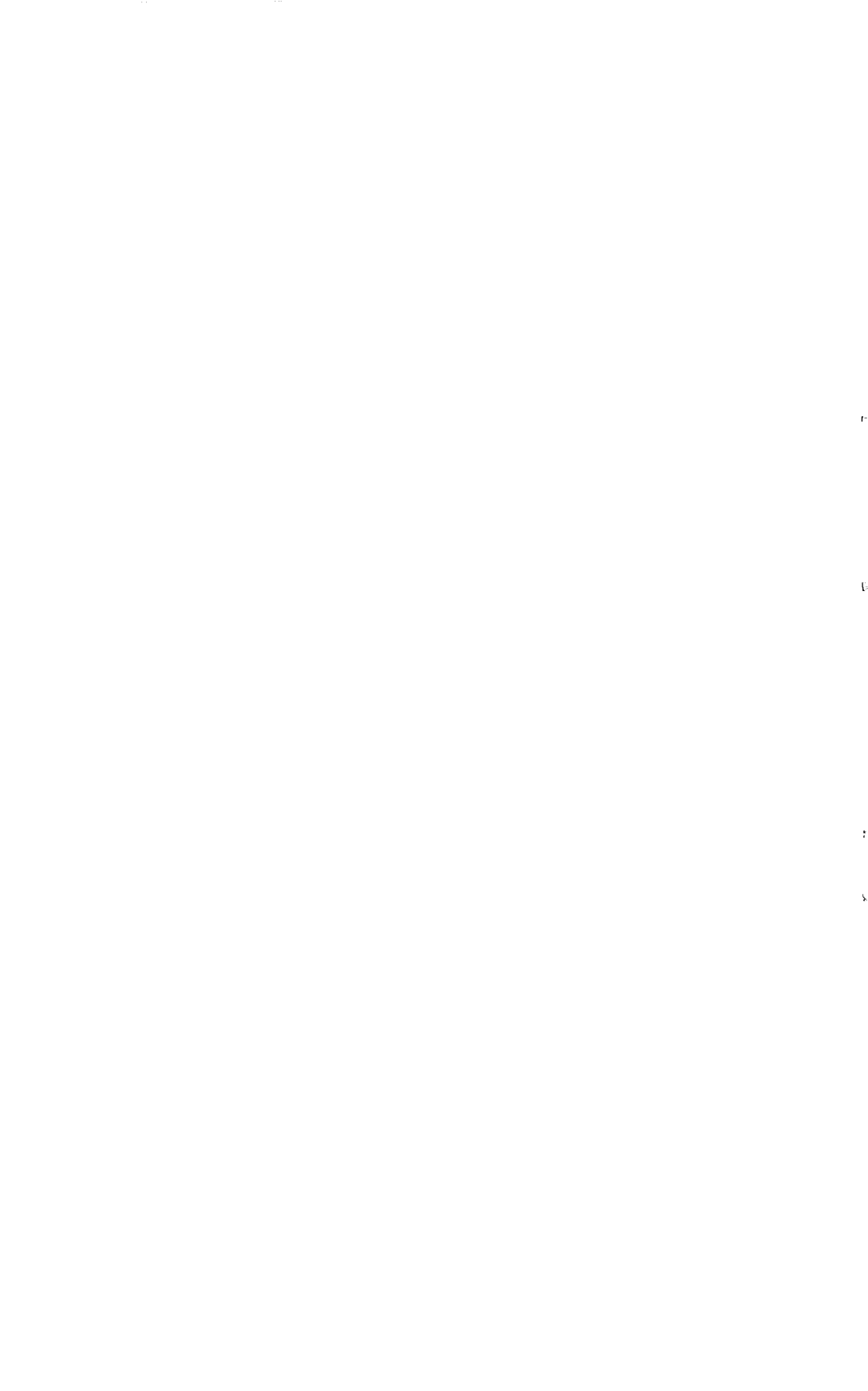
Nous ne présenterons donc ici qu'un essai préliminaire et partiel de notice explicative, concernant les zones que nous avons étudiées (Fig. 1).

Nos cartes ont été réalisées à partir des cartes géologiques publiées par le Service Géologique de Bolivie (GEOBOL), des thèses présentées à l'Université de La Paz (U.M.S.A.) et de la synthèse des divers documents publiés, disponibles actuellement :

Les images ERTS ont été utilisées :

- 1— pour mettre en évidence et interpréter certains grands linéaments,*
- 2— pour positionner et rechercher l'extension de certaines structures, définies à partir des études de terrain,*
- 3— comme documents cartographiques dans les zones où les photos aériennes classiques et les cartes topographiques officielles (I.G.M.) n'existent pas.*

Les documents présentés sont l'interprétation structurale des Andes de Bolivie telle que nous la concevons à partir de nos recherches. Celles-ci s'appuient sur la cartographie détaillée de certaines zones, sur des études spécialisées (microtectonique, pétrologie, paléontologie des vertébrés...) pour lesquelles sont intervenus des chercheurs français de divers organismes (C.N.R.S., Faculté des Sciences de Montpellier...). L'ensemble de ces recherches a été réalisé entre 1968 et 1974 dans le cadre d'une Convention entre l'Université de La Paz et l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, qui a permis une étroite et fructueuse collaboration avec les géologues boliviens, en particulier avec nos collègues BOTELLO, BROCKMANN, CASTAÑOS, CORNEJO, LIZARAZU, RODRIGO, SUAREZ S., SUBIETA...



GÉNÉRALITÉS

Sur plus de 800 kilomètres de long et 400 kilomètres de large, le segment septentrional des Andes boliviennes, représenté dans notre carte à l'échelle du 1/1.000.000, s'étend de la frontière avec le Pérou à la zone de déflexion de la chaîne des Andes (« Coude de Santa Cruz »). Ce segment est en continuité avec celui des Andes du Sud-péruvien, de même direction NW-SE ; il montre un changement de direction au niveau du 18ème degré de latitude sud, ou zone de déflexion, où les structures prennent une direction N-S (Fig. 1).

Au nord, ce segment de chaîne est bordé par la plaine du Béni, à remplissage quaternaire épais sur un socle rigide : la plate-forme du Bouclier brésilien. Au sud-ouest, la limite occidentale de l'Altiplano bolivien est la ligne de volcans de la frontière avec le Chili et le Pérou. A l'est, la plaine du Chaco borde l'édifice andin.

De la ligne de volcans de la « Cordillère Occidentale » (Sajama : 6542 m) jusqu'aux plaines du Béni et du Chaco (altitude moyenne : 250 m), les Andes boliviennes se subdivisent en bandes parallèles ayant une signification morphologique, tectonique et, à certaines époques, paléogéographique. Ces zones sont, de l'ouest vers le nord-est et l'est :

- l'**Altiplano**, dont l'altitude moyenne est de 4000 m,
- la **Cordillère Orientale des Andes** qui culmine à plus de 6000 m (Illampu : 7010 m ; Illimani : 6402 m) et le versant amazonien des Andes ou « Yungas » qui descend graduellement jusqu'à moins de 1000 m.
- les «**Sierras subandines**», avec une altitude inférieure à 3000 m.

Ces unités morphostructurales sont bien distinctes et séparées par des accidents profonds qui mettent en contact des terrains très différents : Paléozoïque de la Cordillère Orientale, au centre, Méso-cénozoïque de l'Altiplano et des chaînons subandins, de part et d'autre.

L'individualisation de ces zones morphostructurales et la géométrie d'ensemble de la chaîne sont dues, essentiellement, à la tectorogénèse andine et aux mouvements verticaux récents. Il faut remarquer, cependant, que l'aspect structural de l'édifice andin est le résultat de la superposition de plusieurs phases tectoniques au cours du Tertiaire (phases andines s.l.), et que cet édifice remobilise les restes d'une chaîne hercynienne formée au cours de deux phases successives de plissement (au Dévonien

supérieur et au Permien moyen) et puissamment érodée jusqu'au Crétacé inférieur, c'est-à-dire pendant plus de 100 millions d'années.

La matériel paléozoïque a été déformé par un plissement généralisé, avec schistosité et métamorphisme, dans ce qui est actuellement la « zone axiale » (Cordillère Orientale). Un magmatisme syntectonique hercynien est intrusif dans l'axe de la chaîne (région de Zongo-Yani).

Les phases de déformations tertiaires qui ont affecté l'ensemble de la chaîne, reprennent le Paléozoïque qu'elles plissent en même temps que le Méso-cénozoïque et de la même façon. Ces phases affectent donc tous les terrains depuis la côte pacifique jusqu'aux grandes failles qui limitent les « Sierras » subandines, vers le nord-est et l'est. Au niveau de la Bolivie, la déformation andine est moins intense que la déformation hercynienne ; les structures andines sont généralement des plis simples et des failles avec des déversements vers le NE et l'E dans la zone subandine, vers le SW et l'W dans l'Altiplano. Il n'y a pas de schistosité, ni de métamorphisme régional andins ; par contre, le magmatisme effusif (Altiplano) et intrusif (Cordillère Orientale) est très important, généralement calco-alcalin, sûrement influencé par la présence d'une croûte continentale sous l'édifice andin.

Les phases tectoniques successives, hercyniennes et andines, remobilisent probablement un socle ancien dont l'existence dans cette partie des Andes n'est prouvée que par des arguments indirects : présence d'éléments de socle (à 647 millions d'années) (EVERDEN et al 1966), remaniés dans le Tertiaire de l'Altiplano, et existence d'une couche « granitique » entre 9 et 26 kilomètres de profondeur (OCOLA et al., 1970, TELLERIA et al., 1975). Ce socle ancien est, par ailleurs, connu à l'affleurement sur la côte péruvienne (Massif d'Arequipa), sur le versant occidental des Andes du Nord-Chili (région de Tignamar et Belén) et dans la partie méridionale de la Cordillère Orientale (frontière avec l'Argentine). Les chaînes hercynienne et andine, superposées à un substratum précambrien, doivent donc être considérées comme supracratoniques.

Il faut également noter l'importante épaisseur de la racine sialique qui, sous ce segment de chaîne, atteint un maximum de 70 kilomètres dans le nord de l'Altiplano bolivien (OCOLA et al., 1971, JAMES, 1971).

LES PRINCIPALES UNITÉS STRUCTURALES DES ANDES SEPTENTRIONALES

Les unités structurales, actuellement observées dans l'ensemble des Andes centrales, se superposent souvent étroitement avec les unités morphologiques distinguées par les géographes (DOLFUSS, 1965) ; c'est-à-dire : la zone côtière, la « Cordillère Occidentale » l'« Altiplano », la Cordillère Orientale et les « Sierras » Subandines (fig. 2 et 3).

Au niveau de la partie septentrionale des Andes de Bolivie, la «Cordillère Occidentale» est représentée par les volcans de la frontière avec le Chili ; l'«Altiplano», la Cordillère Orientale et les «Sierras» subandines sont bien individualisés, chacun avec ses caractéristiques propres :

1. LA CORDILLERE ORIENTALE (fig. 2, 4, 5a et 5b)

On peut la considérer comme la zone axiale de l'édifice andin élevée en horst, entre les Sierras subandines et l'Altiplano, par le jeu de grandes failles récentes de plusieurs centaines de kilomètres de longueur.

1.1. Dans la majeure partie de son étendue, les grès et pélites paléozoïques affleurent, avec une épaisseur de 15.000 m ; ils sont plissés, schistosés et métamorphisés lors de la tectogenèse hercynienne.

Les granites hercyniens et andins y représentent les massifs les plus élevés (Cordillère Real et Cordillère de Quimsa Cruz).

1.2. Sur le versant occidental de la Cordillère Orientale, quelques synclinaux permocarbonifères et des témoins de la couverture crétacée et tertiaire subsistent encore dans le département de La Paz ; par contre dans la zone de déflexion (Cochabamba), les synclinaux de Permo-Carbonifère et de Méso-cénozoïque, faillés et écaillés, sont nombreux et ils marquent ainsi le moindre degré d'érosion de cette partie de la chaîne.

Dans l'ensemble de la Cordillère Orientale, la part de la tectonique andine est difficile à préciser ; elle est cependant importante lorsqu'on considère l'intensité de la déformation des terrains méso-cénozoïques. Le plissement y est, en effet, intense, accompagné par des failles inverses et diversement opposées et par des décrochements.

Au nord du lac Titicaca, un domaine structural particulier se distingue ; constitué par une série d'écaillés, généralement déversées vers le sud-ouest, qui affectent le Crétacé et le Tertiaire de la terminaison bolivienne du synclinoorium de Putina (Pérou) et leur substratum paléozoïque. On observe une disposition comparable dans la région de Sevaruyo, à la limite entre l'Altiplano et la Cordillère Orientale.

2. L'ALTIPLANO (fig. 2, 6 et 7)

De la frontière avec le Pérou jusqu'au 20ème degré de latitude sud, l'Altiplano présente un épais (jusqu'à 15.000 m) matériel volcano-sédimentaire crétacé, tertiaire et quaternaire, plissé par trois phases andines de plissement et aplani par de vastes surfaces d'érosion. Le substratum de ces séries volcano-sédimentaires est paléozoïque à l'est, précambrien à l'ouest.

Les grandes failles récentes, souvent rejeu d'accidents anciens y ont délimité des bandes parallèles à la direction générale de la chaîne compliquées par des acci-

dents transverses que les images de satellite permettent de réperer en grand nombre. Des zones en creux sont ainsi délimitées que les lacs et salars ont occupé pendant le Quaternaire.

A la frontière avec le Chili et au niveau du salar de Coipasa les appareils volcaniques s'alignent sur ces fractures.

Les failles profondes affectent probablement un socle précambrien dont l'existence, à faible profondeur parfois, est déduite de la présence de ses éléments dans les formations tertiaires, en probable liaison avec des mouvements de failles synsédimentaires. Ce socle qui affleure actuellement dans le Sud-péruvien et le Nord-chilien, à moins de 80 kilomètres de la frontière et au sommet du versant occidental des Andes, est de nature granitique et cristallophyllienne. Il a pu constituer des panneaux rigides lors des phases andines de compression, délimitant ainsi des compartiments peu déformés, bordés par des zones où la déformation est plus intense. C'est le cas, par exemple, de toute la région tabulaire, située à l'ouest de la faille San Andres-Turco («falla San Andres»), qui s'étend jusqu'à la flexure du versant pacifique des Andes.

Dans la partie orientale de l'Altiplano, des horsts de Paléozoïque sont, aussi, délimités par de grandes failles. La déformation hercynienne y est moins intense que dans la Cordillère Orientale car ils sont en position externe.

La partie centrale de l'Altiplano a été un graben à diverses époques du Crétacé et du Tertiaire. L'épaisse série déposée y a été déformée intensément pendant les phases andines. La déformation y est marquée par des plis généralement de grande amplitude, déversés vers l'ouest, accompagnés de failles inverses et de décrochements, et tronqués par les surfaces d'érosion successives.

Des complications structurales se manifestent dans certains cas :

- panneaux plus intensément déformés,
- superposition des phases de déformation,
- présence de niveaux de décollement à gypse ou marnes gypsifères,
- intervention de la morphotectonique.

Ces complications sont marquées par l'accentuation de la déformation, surtout dans les zones anticlinales, par des phénomènes de disharmonie, des décollements et même des charriages d'une certaine ampleur, tel celui de Corocoro qui a une dizaine de kilomètres de déplacement vers l'ouest, sur une surface d'érosion pliocène.

3. LA ZONE DES «SIERRAS» SUBANDINES (fig. 8)

Dans cette zone, large de 70 à 100 kilomètres en moyenne, seules les phases tectoniques se sont manifestées, plissant des séries sédimentaires du Paléozoïque inférieur et supérieur, du Crétacé et du Tertiaire jusqu'au Pliocène.

Cette zone, bien individualisée dès le Mésozoïque, présente un plissement relativement important. On y observe des zones anticlinales étroites, faillées, allongées

sur plusieurs centaines de kilomètres (les «Sierras») et déversées vers le nord-est, dans le secteur nord, ou vers l'est, dans la branche subandine méridionale. Ces zones anticlinales sont séparées par de vastes synclinaux, utilisés par les rivières actuelles. Un réseau hydrographique ancien, antérieur au soulèvement et au plissement plio-cène, se reconnaît qui s'encaisse par antécédence dans les anticlinaux.

On distingue trois secteurs dans cette zone subandine :

- un secteur méridional, de direction NW-SE, est bien délimité, séparé de la Cordillère Orientale, d'une part, et de la plaine amazonienne du Béní, de l'autre, par des accidents profonds, subverticaux, qui ont joué en failles inverses lors des phases de déformation andines.

- un secteur central, au niveau de Cochabamba-Santa Cruz, ne constitue qu'un mince liseré E-W, entre le horst paléozoïque de la Cordillère et la plaine. A ce niveau, les structures subandines du secteur précédent s'interrompent sur la Cordillère Orientale qui, à cause de grandes failles E-W, est ici disposée obliquement aux structures andines.

- un secteur méridional, à partir du «coude de Santa Cruz», prend une direction méridienne. Cette zone subandine méridionale est aussi séparée de la Cordillère Orientale, à l'ouest, par des failles de grande extension mais, vers l'est, les structures plissées se poursuivent sous la couverture pléistocène de la plaine du Chaco.

4. LES BASSINS DU BENI ET DU CHACO

Ces bassins correspondent à la zone de plateforme du Bouclier Brésilien qui affleure vers l'est. Ils sont peu ou pas affectés par les phases de déformation tertiaire. Il semble que, actuellement, ils soient en subsidence puisqu'un remplissage quaternaire important les occupe : plus de 800 m dans le forage Perù et peut-être plus de 3000 m en bordure de la zone subandine nord (PLAFKER 1962).

Les principales déformations remarquées y sont des linéaments d'orientation NW-SE et NE-SW qui marquent, en surface, l'existence d'un réseau de failles et de diaclases au niveau du socle.

ASPECTS DE L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Comme pour l'ensemble des Andes centrales l'évolution paléogéographique de ce secteur des Andes est double puisqu'à une histoire paléozoïque se superpose une histoire mésocénozoïque.

1. L'ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE AU COURS DU PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR

Une zone de fragilité de l'écorce sur l'emplacement des Andes actuelles, va constituer un sillon subsident qui, de l'Ordovicien jusqu'au Dévonien supérieur, se remplira d'une puissante série grésopélique pouvant atteindre près de 15.000 m dans la région au SE de La Paz (Belèn) (FRICKE et al. 1964).

Cette zone correspond à la partie d'une plaque continentale, amincie par « rifting », entre deux zones stables qui sont : la plateforme du Bouclier Brésilien, au NE et à l'E, et une plateforme hypothétique, située à l'ouest et au sud-ouest, dont les témoins actuels sont le Précambrien côtier du Pérou (Massif d'Arequipa) et du nord du Chili. Au niveau des Andes septentrionales de Bolivie, le sillon subsident semble axé sur la Cordillère Orientale et il s'étend du centre de l'Altiplano à la limite SW de la zone subandine laquelle correspond à la bordure moins subsidente de la plateforme brésilienne. Au sud, la zone subandine méridionale est par contre une zone de subsidence maximum pendant le Siluro-Dévonien.

L'évolution de ce sillon commence essentiellement à l'Ordovicien et se termine avec les phases de serrage du Dévonien supérieur :

1.1. Au Cambrien, les dépôts de plateforme, connus dans l'est de la Bolivie, dans la région de Robore (CHAMOT, 1963), semblent présents dans quelques secteurs de la Cordillère Orientale : au nord de Cochabamba et, peut-être, dans la région d'Apolo.

1.2. A l'Ordovicien (fig. 9), la subsidence qui dans le sud de la Bolivie a commencé au Trémadocien (SUAREZ R., 1976), ne se manifeste qu'à partir du Llanvirnien dans le Nord-bolivien ainsi qu'au Pérou. Des schistes ampéliteux, noirs, à graptolites de cet âge, sont les niveaux les plus anciens connus avec certitude (BULMAN, 1932). Dans la région d'Apolo, ce type de sédimentation se maintiendra sans interruption notable jusqu'au Caradocien, soit sur plus de 3000 m d'épaisseur. Plus au sud, dans la Cordillère Real et dans la région de Cochabamba, les schistes Llanvirniens, épais de plus de 1000 m, sont peu à peu remplacés par une alternance de grès et de pélites (Llandeilien ?), puis par une sédimentation gréseuse qui, au Caradocien, constitue l'essentiel des dépôts atteignant 3000 à 4000 m dans la Cordillère Real et un millier de mètres dans la région de Cochabamba. L'origine de ce matériel détritique semble devoir être recherchée dans la plateforme sud-occidentale (Massif d'Arequipa élargi) probablement émergée à ce moment-là.

1.3. A la fin de l'Ordovicien, une émergence généralisée est marquée par la lacune du sommet de l'Ordovicien (Asghillien) et de la base du Llandoveryen. Un épisode glaciaire se manifeste alors qui marque le passage de l'Ordovicien au Silurien. Cet épisode glaciaire est un phénomène général dans les Andes centrales, depuis le Pérou jusqu'au nord de l'Argentine, et on retrouve son équivalent dans le Sahara (BEUF et al., 1966).

1.4. Après des niveaux de diamictites d'âge Llandoveryen moyen et wenlockien, la subsidence redevient importante et plus de 9000 m de grès et pélites siluro-dévo-niennes, à faune malvino-caffrique, vont se déposer dans le nord de l'Altiplano et l'ouest de la Cordillère Orientale (fig. 10).

Les shales noires à graptolites du Ludlowien, épaisses de 1500 à 2000 m, passent rapidement à des alternances de grès et de pélites (600 à 1000 m) puis à une série grés-quartzitique (500 à 2000 m) qui marque probablement une tendance à l'émersion de certains secteurs de la Cordillère à la fin du Silurien. Cette émersion précéderait la transgression généralisée du Dévonien qui affecte toute la plaque sud-américaine.

Le Dévonien est constitué par une épaisse série flyschöide (jusqu'à 5000 m). L'origine de cette série est plus à rechercher dans le continent occidental dont le Massif d'Arequipa serait le témoin (ISAACSON, 1975), que dans le Bouclier Brésilien uniformément recouvert par une mer épicontinentale (BEURLEN, 1970).

Le Dévonien supérieur est rarement reconnue en Bolivie. Il semble exister au SE de La Paz, dans la région de Belén (goniatites découvertes par BRANIŠA, déterminées par S. PETER) et dans la subandine méridionale (LOPEZ et al., 1975). L'absence presque générale du Dévonien supérieur ou, au moins, de sa partie terminale, marque le début des mouvements hercyniens qui vont affecter l'ensemble du sillon paléozoïque à la suite du rapprochement des boucliers brésilien et d'Arequipa s.l.

2. PALÉOGÉOGRAPHIE DU PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR

Après le plissement éohercynien, une série permocarbonifère va se déposer sur une morphologie irrégulière, dans des cuvettes néritiques discontinues que séparent des dorsales et des reliefs émergés.

Au Mississipien, une transgression marine venue du Pérou (Groupe Ambo de NEWELL et al., 1953) atteint le nord du lac Titicaca et s'étend jusqu'à la zone subandine du nord bolivien (LOPEZ, 1967). Au sommet des grès, des quartzites et des pélites du Carbonifère inférieur (Viséen), épaisses de 500 à 1500 m, des intercalation de tilloïdes font le passage au Carbonifère supérieur. Celui-ci, représenté par des dépôts deltaïques, fluvioglaciacaires avec des niveaux charbonneux à plantes, est bien connu dans le nord de l'Altiplano : Colquencha, Calamarca, Sapahaqui, au nord du lac Titicaca et dans les sierras subandines septentrionales (600 m). Il passe à la zone subandine méridionale où il est représenté par 1000 à 1500 m de dépôts terrigènes continentaux, sublittoraux et marins à fluvioglaciacaires (RODRIGO, 1973).

A la fin du Pennsylvanien et au Permien, la mer à fusulines, transgressive depuis le Pérou, vient recouvrir tout le nord de l'Altiplano, la Cordillère Orientale au nord du lac Titicaca et au SE de La Paz (Yaco, Luribay), la région de Cochabamba (Apillapampa, Morochata). Dans la zone subandine septentrionale, des calcaires sans fusulines lui sont corrélables.

Les mouvements tardihercyniens provoquent un plissement de la chaîne qui sera suivi, en Bolivie, par une longue période d'érosion depuis le Permien jusqu'au Crétacé inférieur.

3. L'ÉPISODE PERMO-TRIASIQUE.

Le Permien supérieur et le Trias n'existent guère en Bolivie alors qu'ils sont bien représentés dans le Pérou central et sud sous forme de séries terrigènes, molassiques, rouges, contenant des termes volcaniques et pyroclastiques (Groupe Mitu). Peut-être sont-ils présents à la frontière Pérou-Bolivie (région de Suches) où des conglomérats semblables à ceux de la base du Mitu sont remaniés dans les moraines récentes et où un épanchement volcanique recouvre, en discordance, les calcaires du Permien moyen. Si cela était, l'épisode de transition que constitue le Permo-Trias au Pérou et en Argentine, avec ses phénomènes de rifting (VIVIER et al. 1976), se manifesterait en Bolivie et de nombreuses failles profondes qui ont eu un grand rôle dans l'évolution mésozoïque, sont peut-être créées à ce moment-là.

Un autre ensemble attribué au Trias et, peut-être, au Lias correspond dans la zone subandine méridionale, à des grès, des calcaires à silex et des évaporites d'un bassin triasique isolé.

4. L'ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE DU CRÉTACÉ AU TERTIAIRE

Du Trias supérieur - Norien, au Pérou (MEGARD, 1973), et Anisien-Norien, au Chili (CECCIONI, 1970), au sommet du Crétacé inférieur, la Bolivie est en dehors du domaine de sédimentation du «bassin marin andin» et constitue une partie des zones émergées qui, du centre du Pérou (Altiplano et Cordillère Orientale) à l'Argentine moyenne (Cordillère Frontale et Pré-cordillère) bordent le bassin andin, vers l'est.

Pendant tout le Mésozoïque, l'évolution paléogéographique du bassin andin est marquée par une succession de mouvements qui sont enregistrés par des modifications dans le régime de subsidence, des émergences, des lacunes et aussi des discordances.

Ces mouvements qui ont affecté l'ensemble de la Cordillère des Andes, ont eu sûrement des répercussions au niveau de la Bolivie. On ne peut cependant les mettre en évidence qu'à partir du Néocomien, c'est-à-dire au moment où apparaissent les premiers dépôts mésozoïques discordants sur la chaîne hercynienne arasée et pénéplanisée. L'importance d'une phase de distension, au début du Mésozoïque, serait prouvée par la mise en place de massifs de syénite néphélinique et de carbonatites (Région du Cerro Sapo - Département de Cochabamba). Ces syénites seraient probablement d'âge mésozoïque inférieur (AHLFELD, 1965) et comparables à des massifs syénitiques connus dans le sud du Pérou (STEWART et al., 1974).

Après les mouvements épirogéniques névadiens, remarqués au Pérou (MEGARD 1973) et d'âge pré-tithonique, le canevas paléogéographique est modifié.

Des régions, comme les Andes de Bolivie et le nord des Andes argentines, qui étaient précédemment stables, émergées et érodées, vont participer à la sédimentation pendant le Crétacé et le Tertiaire.

Cette sédimentation enregistrera les traces des divers mouvements d'un substratum devenu extrêmement mobile.

4.1. Ainsi dès le Crétacé inférieur s'instaure une période de distension et des bassins essentiellement continentaux vont s'individualiser qui seront remplis par une série sédimentaire de plusieurs milliers de mètres ; ils sont limités probablement par des zones de failles actives les séparant des reliefs voisins soumis à une intense érosion :

L'un de ces bassins évoluera, dès le Crétacé inférieur, sur l'Altiplano et une partie de la Cordillère Orientale du centre de la Bolivie (REYES, 1972), entre un bourrelet positif qui le sépare du bassin marin andin, au sud-ouest et à l'ouest, et les reliefs de la Cordillère Orientale qui le limite au nord-est et à l'est.

Un deuxième bassin s'installe au Crétacé supérieur (REYES, 1974), dans la région des «Sierras» subandines, entre la Cordillère et le Bouclier. Ces deux bassins auront probablement des liens épisodiques par-dessus la Cordillère.

— Dans le premier bassin (ou bassin du Puca), deux dépressions sont nettement distinguées, ce sont : la région au nord du lac Titicaca, prolongement bolivien du synclinorium de Putina, et la région de Sévaruyo-Maragua, au centre de la Bolivie. Ces deux dépressions complexes sont d'abord occupées par d'épais apports détritiques continentaux («grès rouges») qui sont, au nord, la formation Huancané et la base de la formation Cotacucho, de 500 m d'épaisseur, et au sud, la formation La Puerta de 300 à 1300 m d'épaisseur. Leur âge néocomien à albien, longtemps hypothétique, devient probable à la suite des découvertes de fossiles néocomiens dans la région de Cuzco (DOUBINGER et MAROCCO, 1976).

Les apports détritiques postérieurs seront constants durant toute l'évolution jusqu'aux mouvements intra-sénoniens ; ils correspondent aux importantes accumulations de grès et de conglomérats (formation Sucre et Cotacucho), équivalents proximaux des marnes, des gypses, des argiles et des calcaires (faciès distaux) de l'intervalle Albien-Cénomaniens-Turonien (formations Tarapaya, Miraflores et Aroifilla, au sud, et groupe Moho, au nord).

L'épisode de calcaires marins fossilifères, cénomaniens (f. Ayavacas et dolomie Huatasané, au nord et F. Miraflores, au sud), est régionalement un événement important qui marque la première ingression marine sur la plateforme hercynienne de Bolivie. Cette transgression, connue au niveau du Pérou et de la Bolivie et provenant du bassin marin albocénomaniens, par le nord-ouest, semble liée au mouvement épigénétique général qui, ailleurs (région de Neuquén, Cordillère Principale d'Argentine), se manifeste au contraire par une tendance à l'émersion.

— Dans la zone subandine méridionale, le bassin ne commence son évolution qu'au Crétacé supérieur (Cénomaniens-Turonien ?) et dans des dépressions (Bassin du «Tacuru») se dépose une série gréseuse rouge, épaisse de 500 m, qui s'étend, vers l'est, jusqu'à la région de Roboré. Dans la zone subandine septentrionale cet épisode est connu, c'est la formation Beu qui est l'équivalent de la formation Chonta du Sud-péruvien.

Un magmatisme basique se manifeste pendant le Crétacé inférieur et la base du Crétacé supérieur. Bien que plus récent, il rappelle celui de la plateforme brésilienne (Groupe de Sera Geral 113-125 MA et 147 MA, trapps du Parana et Bacia do Paraíba au Brésil, Sierras Pampeennes et Chaco de l'Argentine, 116 MA et 142 MA) lequel marque la séparation de la Plaque Amérique du Sud et de la Plaque Afrique.

Dans la dépression de Maragua, deux épisodes d'effusions basaltiques sont effectivement connus : le plus ancien est précénomien (préformation Miraflores) et le second a donné un âge isotopique de 82,5 MA, c'est-à-dire du Coniacien supérieur. A ces émissions, semblent se rattacher les épanchements basaltiques connus dans la zone subandine : le «basalte de Entre-Rios», à la base de la série crétacée du bassin subandin méridional, a des âges isotopiques qui varient de 233 à 63 MA avec des âges à 104-108 MA et 82 MA, et le filon-couche du Rio Yananaguay, à la frontière avec le Pérou, est postérieur à la formation Beu.

Il est possible que le magmatisme, au niveau des Andes bolivienne et argentine (dans le nord-ouest argentin, on retrouve ces épisodes volcaniques ainsi qu'un basalte à 130 MA), soit en relation avec la séparation définitive des deux plaques, qui se situe au Turono-Coniacien (85 MA).

Au Coniacien ou au Santonien, la phase de mouvements intra-sénoniens se manifeste dans tout le bassin marin andin (du Pérou au Chili et en Argentine) où elle provoque le plissement de la série jurassico-crétacée, l'émersion de ce domaine au Pérou et au Chili et l'apparition de molasses rouges à l'est des reliefs ainsi créés.

En Bolivie, ces déformations ne sont marquées que par des mouvements verticaux ; nous sommes alors, dans l'aire de sédimentation des couches rouges, continentales, d'âge crétacé terminal - éocène.

4.2. Au Crétacé terminal (Santonien ? et Campano-Maestrichtien).

L'aire de sédimentation, située sur l'Altiplano et le centre de la Cordillère Orientale, s'élargit considérablement : c'est ainsi que des marnes et calcaires intercalés, marins côtiers à lagunaires (Formation El Molino), d'âge campano-maestrichtien, vont atteindre une grande extension. Dans les zones de dépressions antérieures (N du lac Titicaca et région de Sevaruyo - Marague) ces niveaux sont en continuité et en concordance avec les marnes et grès du Crétacé inférieur.

Ailleurs (versant occidental de la Cordillère Réal et de la Cordillère de Quimsa Cruz, nord de l'Altiplano), ils sont transgressifs sur le Paléozoïque par l'intermédiaire de conglomérats et de grès de base.

Ces niveaux calcaires caractéristiques sont observés depuis la région du lac Titicaca (Formation Vilquechico) jusque dans le Nord-Ouest de l'Argentine (Formation Yacoraite et «marnes multicolores» inférieures) ; on les retrouve dans le Nord-chilien (région de Purilactis) où ils se superposent à des grès et conglomérats violacés (Crétacé inférieur ?) ; ils semblent aussi connus, très au sud, dans la Cordillère Frontale (Andes de l'Argentine moyenne : Formation Saldeño de POLANSKI 1964),

mais leurs relations ne sont pas connues avec les formations continentales, volcano-sédimentaires, de la Cordillère Principale (Formation Abanico) ou molassiques rouges (Formation Neuquén de l'extrémité méridionale du bassin andin), de même âge.

Dans la zone subandine, la phase sénonienne est marquée par la sédimentation d'une série détritique :

— Dans la zone subandine méridionale, cette série qui commence souvent par un niveau de conglomérats pouvant reposer directement sur le Paléozoïque, contient des niveaux calcareux dans lesquels furent trouvés des exemplaires de *Pucalithus* ; ceci permet de la corrélérer avec le Campano-Maestrichtien du « Bassin du Puca » de l'Altiplano.

— Dans la subandine septentrionale, à ce même niveau, est située une formation paralique (Formation Flora) débutant, elle aussi, par un conglomérat (Formation Eslabon) et dont l'âge fini-crétacé est assuré par la présence de nombreux fossiles (DAVILA et PONCE DE LEON, 1971).

Dans l'Altiplano occidental, affleurent des formations (Formation Abaroa et Formation Negrillos) dont les relations avec la série mésocénozoïque sont problématiques. Cependant nous pensons que les conglomérats et les grès, intercalés de tufs et de laves andésitiques qui la composent, sont d'âge crétacé supérieur car ils sont pré-(oligo)-miocènes et ils ont des affinités lithologiques avec des formations qui, dans le Nord du Chili (Formations Lupica, Cerillos, Hornitos) et dans le sud du Pérou (Groupe Toquepala - WILSON et al., 1962) sont attribuées au Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur. Nous avons donc là un faciès différent des « couches rouges » du Crétacé supérieur-Eocène de l'Altiplano Oriental ; ce faciès volcano-sédimentaire de l'Altiplano occidental et de la Cordillère Occidentale serait installé en discordance, soit sur du Précambrien, soit sur du Néocomien (Nord du Chili). Il s'étendrait jusque dans la région de Calama (Purilactis) où il serait représenté par 2000 m de conglomérats et de grès violacés, contenant des blocs de roches andésitiques et granitiques et des intercalations de grès tufitiques. Il y repose sur du Jurassique (« Groupe porphyritique »), peut-être sur du Jurassique supérieur - Crétacé basal constitué par 1500 m de grès et lutites marrons et il y est surmonté par des marnes et des calcaires à *Pucalithus* (Campano-Maestrichtien).

Pendant le Crétacé supérieur, alors qu'au Chili et au Pérou se met en place un batholite côtier de composition granitique, en Bolivie des intrusions de cet âge ne sont pas connues. Les seules manifestations magmatiques en dehors du domaine occidental sont représentées par le massif andésitique de Cohoni, situé à l'ouest de l'Illimani. Ce massif d'andésite à olivine traverse les terrains crétacés (Campanien) dont les éléments sont repris dans un conglomérat oligocène. Son âge se situerait dans l'intervalle Crétacé supérieur - Eocène.

4.3. Au moment de la sédimentation paléocène-éocène, un nouveau mouvement à composante verticale se manifeste dans l'Altiplano et dans la Cordillère ; il semble que ses effets soient aussi ressentis dans la zone subandine.

Dans l'Altiplano, d'importantes failles profondes marquent cette période de distension et des zones en horsts et grabens s'individualisent. La faille de Coniri, de

direction NW-SE à N-S, sépare ainsi un horst paléozoïque, au nord et à l'est, d'un graben profond qui occupe toute la région au sud-est du lac Titicaca, depuis Tiwanacu jusqu'au sud de Corocoro. La limite ouest de ce graben est probablement une grande faille NNW-SSE, qui, à l'ouest de San Andrés de Machaca, s'étend jusqu'au sud de Turco (faille San Andres).

Dans ce graben vont s'accumuler près de 8000 m de sédiments laguno-saumâtres et continentaux ; grès fins et marnes rouges gypsifères dans lesquels un niveau de tufite, intercalé vers le sommet de la série, a donné un âge de 33,6 MA (base de l'Oligocène inférieur). Près des failles actives, ces marnes et ces grès passent à des sédiments plus détritiques (grès de Tiwanacu et conglomérats de Coniri) dont les éléments procèdent des horsts voisins, fortement érodés ; ils se sont déposés, soit directement sur le Paléozoïque disposé en gradin, soit sur le Maestrichtien calcaire.

Au sud de l'Altiplano, en bordure des zones orientales en relief, un phénomène semblable se produit avec le dépôt de fortes épaisseurs de grès et de marnes (Formation Potoco).

Dans la Cordillère Orientale, des marnes rouges peuvent atteindre 1000 m d'épaisseur (Formation Santa Lucia). Situées au-dessus des calcaires maestrichtiens, elles sont considérées comme d'âge paléocène à éocène. Dans les grabens localisés du centre de la Cordillère, des séries détritiques se superposent à ces marnes. Ces séries (formations Camargo, Suticollo) sont probablement équivalentes des formations paléocènes-éocènes de l'Altiplano (f. Tiwanacu, Coniri, etc.).

Dans la zone subandine l'épisode paléocène-éocène est marqué par l'apparition de niveaux conglomératiques intercalés au sommet du Groupe Tacuru (zone subandine méridionale : base de la Formation Bororigua de C. REYES 1974). Ces niveaux peuvent reposer directement sur le substratum paléozoïque (Formation Naranjillos de la région de Santa Cruz).

Dans l'intervalle paléocène-oligocène inférieur, il faut noter que les manifestations magmatiques sont rares et limitées à certaines zones de l'Altiplano (stocks de syeno diorites et d'andésites de Comanche et de Miriquiri, série volcanosédimentaire de l'Altiplano occidental). Ce volcanisme se retrouve en éléments remaniés dans les conglomérats de base du Miocène.

La sédimentation tertiaire est perturbée par la phase de déformation pré-oligocène (ou du début de l'Oligocène) qui affecte toute la chaîne des Andes. Cette phase sera marquée par la discordance de l'Oligocène inférieur surtout observée dans la Cordillère Orientale (régions de Salla-Luribay et de Lacayani) (fig. 12).

4.4. A l'Oligocène inférieur, des dépôts continentaux s'accumulent dans une dépression de la Cordillère Orientale : région de Salla-Luribay. La série y est représentée par des argiles et des grès tufacés à mammifères ; elle débute par un conglomérat («conglomérat de Luribay») qui remanie en galets le substratum paléozoïque et crétacé — tertiaire inférieur ainsi que des andésites du Paléocène-Eocène. Le dépôt de ce conglomérat est nettement contrôlé par le jeu de failles verticales.

Des terrains oligocènes se sont aussi déposés dans des bassins isolés au pied de la Cordillère Real (Lacayani, au sud de Palca) et au nord du lac Titicaca où des conglomérats constituent le prolongement bolivien du Groupe Puno du sud du Pérou.

De même, les conglomérats discordants, connus dans la région de Sevaruyo et de Bolivar, et dans le centre de la Bolivie, peuvent être considérés comme d'âge oligocène.

Dans le nord de l'Altiplano et au S.W. de la faille de Coniri, l'Oligocène inférieur conglomératique semble en continuité avec le Paléocène-Eocène.

4.5. Le Miocène. Il est représenté par une épaisse série molassique qui affleure dans la région de Chacarilla et à l'ouest de Corocoro. Il est constitué de grès, d'argiles et de marnes gypsifères rouges, très semblables lithologiquement au Paléocène-Eocène du nord de l'Altiplano (voir supra). Cette série est le résultat de l'érosion de reliefs créés par une phase de l'Oligocène supérieur - Miocène inférieur, ainsi que par des mouvements verticaux qui vont accompagner ce dépôt. Celui-ci s'effectue dans une dépression située au sud du graben paléocène-éocène que limitent les prolongements vers le sud des failles, de direction NW-SE, qui encadrent le précédent graben.

A l'ouest de la grande faille occidentale (San Andrés - Turco), une série volcano-sédimentaire (Formation Mauri) est discordante sur les couches plissées, paléocènes, de Berenguela. Cette série est un équivalent, moins détritique, moins épais (1000 m) et moins déformé de l'Oligocène-Miocène de l'Altiplano ; elle se continue dans le Sud-péruvien (Formation Maure) et le Nord-chilien (Formation Oxaya). Ainsi que les travaux récents (BELLON et LEFEVRE 1976, S. KUSSMAUL 1975) le montrent, un important magmatisme effusif, en particulier ignimbritique, est miocène ; une partie du magmatisme intrusif connu dans la Cordillère Orientale serait du même âge (Quimsa Cruz : 23 à 28 MA).

Vers la fin du Miocène, de nouveaux mouvements tectoniques se manifestent dans le centre de l'Altiplano et dans la Cordillère Orientale. L'Oligocène et le Miocène sont plissés, faillés et recouverts en discordance par une séquence de tufs ignimbritiques et d'argiles, d'âge pliocène.

4.6. Le Pliocène est peu épais sur l'Altiplano (formations Umala et Ayo-Ayo), mais il peut atteindre plusieurs centaines de mètres au pied de la Cordillère Real (Région de La Paz). Les dépôts, accumulés dans un graben actif pendant la sédimentation, débutent par un conglomérat à galets de granites qui proviennent des batholites de la Cordillère Real. La répartition des bassins pliocènes intra-montagneux (Cochabamba - San Isidro), liés à cette phase de distension, peut être différente de celle des zones subsidentes oligo-miocènes.

4.7. Dans la zone subandine : La sédimentation semble continue de l'Oligocène au Pliocène.

Dans la zone subandine méridionale, l'épaisse série tertiaire oligocène-miocène et pliocène (2500 à 4500 m) présente un conglomérat basal (Formation Petaca)

qui remanie, en particulier, des éléments précambriens et qui est discordant sur l'ensemble de la série paléozoïque et mésozoïque ; ce conglomérat pourrait être d'âge oligocène d'après la faune de vertébrés qu'il contient (SANJINES et al., 1976). Au-dessus, une série laguno-saumâtre (Formation Yecua), peut-être en partie marine, a été décrite et datée du Miocène. Des cinérites grises sont signalées en intercalations dans une épaisse série essentiellement détritique (Formation Chaco inférieur).

Dans la zone subandine septentrionale, 2200 m de lutites, de pélites et de grès de couleur rouge (Formation Quendeque) sont généralement corrélés avec la série précédemment décrite et considérés d'âge oligo-miocène ; bien que la formation Quendeque soit azoïque, il est logique de lui attribuer aussi un âge oligo-miocène.

D'une manière générale, la série détritique (grès et conglomérats), épaisse de plus de 3000 m, qui vient au-dessus (Formation Charqui dans le nord, et Formation Chaco supérieur, dans le centre et le sud), pourrait correspondre au Pliocène. Les mouvements tectoniques à la limite du Miocène et du Pliocène, connus dans l'Altiplano, ne sont pas marqués ici par une discordance mais plutôt par l'apparition de conglomérats qui deviennent de plus en plus épais en direction de la Cordillère.

4.8. Après la dernière phase importante de serrage (intra-pliocène) l'histoire paléogéographique de la Cordillère des Andes est celle d'une zone en voie de soulèvement rapide, accompagné d'un intense volcanisme. A partir du Pliocène supérieur (3 MA) et pendant le Pléistocène, bien des traits sédimentaires et morphostructuraux seront guidés par ce phénomène de soulèvement.

ÉVOLUTION TECTONIQUE

L'histoire sédimentaire de la Cordillère des Andes est régie par des mouvements tectoniques, en distension et en compression, dans une zone continentale particulièrement instable. Des dispositifs différents se sont installés après chaque déformation importante. On définit ainsi un cycle de déformation hercynien et un cycle de déformation andin :

1. L'ÉVOLUTION TECTONIQUE HERCYNIENNE

Elle est liée au mouvement relatif des bordures rigides de la zone de croûte amincie, c'est-à-dire à l'écartement et, surtout, au rapprochement entre le Bouclier Brésilien et celui d'«Arequipa» dont les limites présentaient peut être déjà une courbure.

1.1. De l'Ordovicien au Dévonien supérieur, aucune phase de plissement n'est décelable dans la chaîne hercynienne de Bolivie. Les seuls mouvements connus sont ver-

tics et accompagnent l'évolution sédimentaire :

- après la période de subsidence de l'Ordovicien, une phase épirogénique se manifeste à l'Ordovicien supérieur avec probable émergence de la zone.
- entre le Silurien et le Dévonien, des mouvements verticaux de surrection semblent exister au niveau de la Cordillère Réal et de la Cordillère de Quimsa Cruz. Ils précèdent la subsidence du Dévonien.

1.2. Du Dévonien supérieur jusqu'au Carbonifère inférieur, un premier plissement (phase éohercynienne) déforme toute la Cordillère Orientale et l'Altiplano. Ces effets seront plus faibles dans la zone des «Sierras subandines». (MEGARD et al., 1971). Cette tectogenèse, créée par serrage de la zone précédemment en subsidence, est caractérisée par un intense plissement subvertical.

La déformation, faible dans l'Altiplano (niveau structural moyen) est plus intense dans la zone axiale (Cordillère Orientale) : la schistosité et le métamorphisme syntectonique, épizonal, y sont généralement présents, sauf de Cochabamba à Potosí.

Au nord de la Cordillère Réal, se mettront en place des granites syntectoniques (granites de Zongo-Yani) dont l'origine est peut être à rechercher dans une fusion crustale au moment du serrage. Des flux géothermiques, précédant ces granites, entraînent une augmentation locale dans l'intensité de la déformation (apparition d'une deuxième schistosité) et du métamorphisme, lequel atteindra la mésozone (BARD et al., 1974). Ces granites, à deux micas, sont souvent remaniés en enclaves par les granites andins des Cordillères Réal et Quimsa Cruz.

1.3. Au Permien moyen, une deuxième phase de compression (phase tardi-hercynienne) apparaît, relativement intense, surtout dans l'Altiplano où elle semble constituer l'essentiel des structures hercyniennes sur lesquelles le Mésozoïque sera discordant.

Dans la Cordillère Orientale, elle est difficile à mettre en évidence sauf dans les secteurs au nord du lac Titicaca où le Permo-Carbonifère existe, discordant sur le Paléozoïque inférieur. Il est fréquent d'observer, alors, une schistosité de fracture dans ce Permo-Carbonifère (versant occidental de la Cordillère d'Apolobamba, région de Suches) ; Cette schistosité ne passe pas dans le Crétacé superposé en discordance angulaire.

2. L'ÉVOLUTION TECTONIQUE ANDINE

Dans cette partie de l'édifice andin, les déformations connues se succèdent à partir du Crétacé ; elles correspondent à la mobilisation de l'avant-pays du bassin andin chileno-péruvien.

2.1. Avant le Crétacé inférieur, on ne sait rien, en Bolivie, sur d'éventuels mouvements au Permo-Trias tels qu'ils sont connus au Pérou et en Argentine centrale.

La phase épirogénique pré-tithonique («phase névadienne»), connue dans le sud du Pérou est, peut-être, la responsable du jeu d'un système de failles qui va guider la sédimentation crétacée dans le centre de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale ainsi qu'au nord du lac Titicaca.

2.2. Au Turono-Coniacien, se situe un mouvement vertical important, réplique de la phase sénonienne («phase péruvienne» de STEIMANN, 1929) du Pérou et du Chili ; il se traduit par la transgression généralisée de la mer campano-maestrichtienne sur la plateforme hercynienne arasée.

2.3. Au Paléocène-Éocène, une épirogenèse, au nord de l'Altiplano et dans le centre de la Cordillère Orientale, provoque la création de reliefs dont les produits d'érosion nourriront la sédimentation de grabens situés au sud et à l'ouest de la faille de Coniri et, dans le centre de la Bolivie, à l'ouest de la faille Morochata-Sipe Sipe.

2.4. C'est à l'Éocène Terminal que va se manifester le plissement le plus important de cette région des Andes («Phase incaïque»).

Les plis et les failles inverses associées, liés à cette phase de compression, sont présents dans toute la largeur de la chaîne depuis l'Altiplano jusqu'à la zone subandine. Ils ne sont cependant bien mis en évidence que lorsque le matériel crétacé-tertiaire inférieur subsiste : versant occidental de la Cordillère Orientale du nord et du centre de la Bolivie. Les plis sont alors des structures simples et concentriques ; on observe dans la Cordillère Orientale un double déversement vers la zone subandine, à l'est, et vers l'Altiplano, à l'ouest.

Dans l'Altiplano, ce plissement est peu marqué et le déversement préférentiellement vers le sud-ouest et l'ouest, est plutôt à lier à un épisode légèrement postérieur (pré-miocène).

Ces structures sont souvent compliquées par la superposition des phases postérieures.

2.5. A la fin du Miocène (entre 8 et 6,4 MA), une deuxième phase de plissement andin («phase quechua») est observée dans le nord et le centre de l'Altiplano et sur le versant occidental de la Cordillère (Lacayani-Luribay). Les granites miocènes de la Cordillère (Quimsa Cruz : 22 à 28 MA) sont affectés par des failles inverses probablement dues à cette phase.

D'une manière générale, la phase de déformation miocène se caractérise par des plis à grands rayons de courbure et par des failles inverses, lesquelles résultent souvent du rejeu de failles profondes anciennes. Il semble que cette phase soit équivalente, bien que légèrement plus jeune, à la phase miocène connue sur le versant pacifique des Andes.

On remarque aussi qu'elle n'a pas déformé la partie occidentale du nord de l'Altiplano (région d'Achiri-Mauri), probablement à cause de la présence d'un socle rigide précambrien à cet endroit.

2.6. Dans le Pliocène (avant 3 MA), un dernier plissement est reconnu dans la région de La Paz, dans le centre de l'Altiplano nord (Curahuara de Carangas - Turco) et surtout, dans les «Sierras» subandines.

Cette phase, peut-être sous-phase de la précédente, s'est le plus souvent superposée aux structures plissées antérieures dont elle a amplifié la déformation (anticlinaux aigus faillés) et le déversement (nappe de Corocoro et déversement des structures subandines où le début de la déformation a pu se faire dès la fin du Miocène).

Bien que très superficielle, cette tectonique a vu son rôle facilité, dans l'Altiplano, par la présence d'une première surface d'érosion (Puna) fini-miocène qui a précédé les dépôts pliocènes, et par l'existence de niveaux de décollements.

3. L'ÉVOLUTION RÉCENTE

Après la phase intrapliocène une nouvelle surface d'érosion s'installe qui aura une grande extension et que les épanchements ignimbritiques à 2,5 MA (Formation Pérez) fossilisent.

Cette surface d'érosion s'installera sur un édifice en voie de soulèvement. Certains panneaux de la chaîne des Andes sont déjà en relief depuis longtemps car la Cordillère Real constituait, en effet, un horst dès l'Éocène. Cependant, ce n'est qu'au début du Pliocène, avec les plissements de cet âge, que la zone des «Sierras» subandines commence à se soulever en même temps que toute la partie bolivienne de la chaîne des Andes.

Grâce à une flexure, la zone côtière et le versant occidental des Andes du Pérou et du Chili se soulèvent après les épanchements ignimbritiques et le dépôt des remblayages lacustres du Pliocène supérieur (Formation Charaña en Bolivie, Capillune au Pérou, Loa au Chili).

A partir du Pléistocène, l'histoire des Andes est celle d'un soulèvement plus ou moins continu, pendant lequel des bassins lacustres, successivement soulevés, vont s'emboîter les uns dans les autres. L'étude des événements quaternaires (sédimentations lacustre et glaciaire, paléoclimatologie et néotectonique) débute à peine.

CONCLUSION

De l'ensemble des données exposées, nous constatons que la formation de la Cordillère des Andes de Bolivie résulte d'une succession d'événements sédimentaires, magmatiques et tectoniques que nous pouvons résumer brièvement :

1. De l'Ordovicien au Permien moyen, épaisse sédimentation marine du Paléozoïque inférieur. Edification d'une chaîne hercynienne supra-cratonique à double déversement, caractérisée dans certaines zones par un magmatisme syntectonique. Puis, pendant le Paléozoïque supérieur, sédimentation continentale à paraliq avec des influences glaciaires.

2. Du Permien supérieur au Crétacé inférieur, érosion et aplanissement de la chaîne hercynienne donnant une plateforme stable et sans dépôts pendant 120 M.A.

3. Crétacé inférieur et base du Crétacé supérieur : Mise en place de bassins continentaux subsidents sur l'Altiplano que de brefs épisodes marins atteignent au Céno-manien.

4. Crétacé terminal - Paléocène - Éocène - base de l'Oligocène inférieur : A la suite des mouvements tectoniques intracrétacés, transgression marine épicontinentale de grande extension avec sédimentation carbonatée du Campano-Maestrichtien. Dépôt de couches rouges épaisses du Tertiaire inférieur, corrélatives à des mouvements verticaux dans la chaîne.

5. Oligocène inférieur, première phase du plissement andin, la plus importante en Bolivie et, sans doute, la plus générale dans la chaîne.

6. Miocène : Epaisse sédimentation de couches rouges (plus de 15.000 m), en domaine continental, dans des zones subsidentes nouvellement définies.

7. Fin du Miocène, deuxième phase du plissement andin dans l'Altiplano, moins évidente dans le domaine occidental où cette phase serait plus ancienne et intercalée entre des épisodes très importants de volcanisme ignimbrétique intramiocène.

8. Pliocène, dernière phase du plissement andin de grande extension, synchrone d'un soulèvement généralisé du domaine andin ; plissement en particulier du domaine subandin.

9. L'évolution récente est marquée par ce soulèvement, par l'intensité du volcanisme dans le domaine occidental et par la sédimentation lacustre dans des bassins intra montagneux, dans un environnement de glaciers d'altitude. Le modelé morphostructural est défini par l'ensemble de ces facteurs et aussi par la situation inter-tropicale de cette portion de la Cordillère des Andes.

**MAPA ESTRUCTURAL DE LOS ANDES SEPTENTRIONALES DE BOLIVIA
AL 1/1.000.000**

SOMARIO

INTRODUCCION	23
GENERALIDADES	25
PRINCIPALES UNIDADES ESTRUCTURALES DE LOS ANDES SEPTENTRIONALES	26
1. Cordillera Oriental	27
2. Altiplano	27
3. Sierras subandinas	28
4. Cuencas del Beni y Chaco	29
ASPECTOS DE LA EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA	29
1. Evolución sedimentaria en el curso del Paleozoico inferior	29
2. Paleogeografía del Paleozoico superior	31
3. El Permo-Triásico	31
4. Evolución sedimentaria del Cretácico al Terciario	32
EVOLUCION TECTONICA	38
1. Evolución tectonica mercénica	38
2. Evolución tectonica andina	39
3. Evolución reciente	41
CONCLUSION	42
BIBLIOGRAFIA - BIBLIOGRAPHIE	45
FIGURAS Y MAPA ADJUNTAS.	

INTRODUCCION

Dentro del contexto del Convenio ERTS/ORSTOM (1974-1976), se ha realizado una hoja del mapa estructural de Bolivia escala de 1 : 1.000.000 ; ella corresponde a la parte septentrional de los Andes bolivianos, desde la frontera con el Perú hasta 20° de latitud Sur, aproximadamente.

La presentación de esta lámina requiere precisar los grandes rasgos geológicos de este segmento de los Andes. Para la redacción de una nota explicativa definitiva del mapa tectónico de todo el territorio boliviano, es necesario que se confeccionen las diversas hojas de este mapa y que este integrada toda la información geológica existente.

Aquí, no se presentará mas que un ensayo preliminar y parcial de nota explicativa, concerniente a las zonas que se han estudiado (Fig. 1).

El mapa ha sido realizado a partir de los mapas geológicos publicados por el Servicio Geológico de Bolivia (GEOBOL), de tesis presentadas en la Universidad de La Paz (U.M.S.A.) y de la síntesis de los documentos publicados, actualmente disponibles.

Las imágenes ERTS han sido utilizadas :

- 1. Para poner en evidencia e interpretar algunos grandes lineamientos.*
- 2. Para situar y buscar la extensión de ciertas estructuras definidas a partir de estudios en el terreno.*
- 3. Como documentos cartográficos en las zonas donde no existen fotografías aéreas convencionales, ni los mapas topográficos oficiales preparados por el Instituto Geográfico Militar (I.G.M.)*

Los documentos presentados son la interpretación estructural de los Andes de Bolivia tal como la concebimos a partir de las investigaciones realizadas. Estas se apoyan en la cartografía detallada de ciertas zonas y sobre estudios especializados (microtectónicos, petrología, paleontología de vertebrados, etc.), para los cuales han intervenido investigadores franceses de diversos organismos (C.N.R.S. - Facultad de Ciencias de Montpellier y otros).

El conjunto de estas investigaciones ha sido realizada, entre 1968 y 1974, dentro del Convenio entre la Universidad de La Paz y el "Office de la Recherche Scientifique

et Technique Outre-Mer'', el cual ha permitido una estrecha y fructífera colaboración con los geólogos bolivianos, en particular, con los colegas R. Botello, C. Brockmann, A. Castaños, R. Cornejo, J. Lizarazu, L.A. Rodrigo, R. Suárez, T. Subieta, entre otros.

GENERALIDADES

Sobre más de 800 kilómetros de largo y 400 kilómetros de ancho, el segmento septentrional de los Andes bolivianos, representado en el mapa a escala de 1 : 1.000.000, se extiende desde la frontera con el Perú a la zona de deflexión de la cadena de los Andes (codo de Santa Cruz). Este segmento es una continuación del de los Andes del Sur-peruano con su misma dirección NO-SE mostrando un cambio de dirección a los 18 grados de latitud sur, aproximadamente, o zona de "deflexión" donde las estructuras están orientadas N-S (Fig. 1).

Al norte, este segmento de cadena se halla bordeado por las llanuras del Beni, con un espeso relleno cuaternario sobre el zócalo rígido del Escudo Brasileño. Al suroeste el límite occidental del Altiplano boliviano es la línea de volcanes de la frontera con Chile y el sur del Perú. Al este, la llanura del Chaco bordea el edificio andino.

Desde la línea de volcanes de la Cordillera Occidental (Sajama : 6542 m) hasta los llanos del Beni y del Chaco (altitud media : 250 m), los Andes bolivianos se subdividen en fajas paralelas que tienen una significación morfológica, tectónica y, en ciertas épocas paleogeográficas ; siendo estas zonas, del oeste hacia el nor-este y el este, las siguientes :

- **El Altiplano**, cuya altura media es de 4.000 m.
- **La Cordillera Oriental de los Andes** que culmina a más de 6.000 m., (Illampu : 7010 m - Illimani : 6402 m) y la vertiente amazónica de los Andes o Yungas que desciende gradualmente hasta menos de 1.000 m.,
- **Las Sierras Subandinas**, con una altura inferior a 2.500 m.

Estas unidades morfo-estructurales son distintas y separadas por accidentes profundos que ponen en contacto terrenos muy diferentes ; Paleozóico de la Cordillera Oriental, en el centro, Mesocenoico del Altiplano y de las sierras subandinas, a uno y otro lado.

La individualización de las zonas morfo-estructurales y la geometría de toda la cadena son esencialmente debidas a la tectogénesis andina y a los movimientos verticales recientes. Sin embargo, hay que señalar que el aspecto estructural del edificio andino es el resultado de la superposición de varias fases tectónicas durante el Terciario (fases andinas s.l.) y que este edificio removiliza los restos de una cadena hercínica, formada en el transcurso de dos fases sucesivas de plegamiento (en el Devónico superior y Pérmico medio) y muy erodada hasta el Cretácico inferior, es decir durante

más de 100 millones de años.

El material paleozoico ha sido deformado por un plegamiento generalizado, con esquistosidad y metamorfismo, dentro de lo que actualmente es la "zona axial" (Cordillera Oriental). Un magmatismo sintectónico hercínico es intrusivo en el eje de la cadena (región de Zongo-Yani).

Las fases de deformaciones terciarias que han plegado el conjunto de la cadena, afectan el Paleozoico y el Mesozoico de la misma manera. Estas fases afectan todos los terrenos, desde la costa del Pacífico hasta las grandes fallas que limitan las Sierras Subandinas, hacia el noreste y este. A la latitud de Bolivia, la deformación andina es menos intensa que la deformación hercínica. Las estructuras andinas son generalmente pliegues simples y fallas con orientaciones hacia el N.E. y el E. en la zona subandina, hacia el S.O. y el O., en el Altiplano. No hay esquistosidad, ni metamorfismo regional andinos; al contrario, el magmatismo efusivo (Altiplano) e intrusivo (Cordillera Oriental) es muy importante, generalmente calco-alcalino, influenciado seguramente por la presencia de una corteza continental debajo del edificio andino.

Las fases tectónicas sucesivas, hercínicas y andinas, removilizan probablemente un zócalo antiguo cuya existencia en esta parte de los Andes se halla probada solo por argumentos indirectos: presencia de elementos de zócalo (de 647 millones de años) Everden et al, 1966) en el Terciario del Altiplano y existencia de una capa granítica entre 9 y 26 kilómetros de profundidad (OCOLA et al., 1970, TELLERIA et al., 1975).

Este zócalo antiguo es, por otra parte, conocido en el afloramiento sobre la costa peruana (Macizo de Arequipa), sobre la vertiente occidental de los Andes del Norte Grande de Chile (región de Tignamar y Belén) y en la parte meridional de la Cordillera Oriental (frontera de Bolivia con Argentina). Las cadenas hercínicas y andina, sobrepuestas a un substrato precámbrico, deben ser consideradas como supracratónicas.

De la misma manera hay que notar el importante espesor de la raíz sialítica bajo este segmento de cadena, la cual alcanza un máximo de 70 kilómetros en el norte del Altiplano boliviano (OCOLA y al, 1971, JAMES, 1971).

PRINCIPALES UNIDADES ESTRUCTURALES DE LOS ANDES SEPTENTRIONALES

Las unidades estructurales, observadas actualmente en el conjunto de los Andes centrales, se sobreponen a menudo estrechamente con las unidades morfológicas distinguidas por los geógrafos (DOLFUSS, 1965) es decir: la zona costera, la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas (Fig. 2 et 3).

En la parte septentrional de los Andes de Bolivia, la Cordillera Occidental se halla representada por los volcanes, en la frontera con Chile ; el Altiplano, la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas estan bien individualizadas, cada una con sus propias características :

1. CORDILLERA ORIENTAL (Fig. 2, 4 y 5)

Puede considerarse como la zona axial del edificio andino elevada en horst, entre las Sierras Subandinas y el Altiplano, por efecto de grandes fallas recientes de varios centenares de kilómetros de largo.

1.1. En casi toda su extensión, las areniscas y pelitas paleozoicas afloran con un espesor próximo a 15.000 m. ; son plegadas, afectadas por esquistosidad y metamorfismo en el momento de la tectogénesis hercínica.

Los granitos hercínicos y andinos representan los macizos más elevados (Cordillera Real y Cordillera de Quimsa Cruz).

1.2. En la vertiente occidental de la Cordillera Oriental, algunos sinclinales permocarboníferos y vestigios de la cubierta cretácica y terciaria subsisten todavía en el departamento de La Paz ; por el contrario, en la zona de deflexión (Cochabamba), los sinclinales de Permo-Carbonífero y del Meso-Cenozoico, fallados y escamados, son numerosos, marcando así el menor grado de erosión en esta parte de la cadena.

En el conjunto de la Cordillera Oriental la parte de la tectónica andina es difícil de precisar ; sin embargo, ella es grande cuando se considera la intensidad de la deformación de terrenos meso-cenozoicos. El plegamiento es, sin ninguna duda, intenso y esta acompañado por fallas inversas, diversamente opuestas, y por fallas de rumbo.

Al norte del lago Titicaca, se distingue un dominio estructural particular, constituido por una serie de escamas, generalmente inclinadas hacia el sur-oeste, que afectan el Cretácico y el Terciario de la terminación boliviana del sinclinatorium de Putina (Perú) y su substrato-paleozoico. Se observa una disposición comparable en la región de Sevaruyo, cerca del límite entre el Altiplano y la Cordillera Oriental.

2. ALTIPLANO (Fig. 2, 6, 7)

Desde la frontera con el Perú hasta 20° de latitud Sud, aproximadamente, el Altiplano presenta un espeso (hasta 15.000 m) material volcano-sedimentario cretácico, terciario y cuaternario, deformado por tres fases andinas de plegamiento y nivelados por superficies de erosión extendidas. El substrato de estas series volcano-sedimentarias es paleozoico, al este, y precámbrico, al oeste.

Las grandes fallas recientes, a menudo producidas por reactivación de accidentes antiguos, han delimitado fajas paralelas con la dirección general de la cadena andina, las cuales estan a su vez afectadas por accidentes transversales que las imágenes del satélite LANDSAT permiten identificar en gran cantidad.

En la frontera con Chile y a la latitud del Salar de Coipasa, los aparatos volcánicos se alinean sobre estas fracturas.

Las fallas profundas afectan probablemente un zócalo precámbrico cuya existencia, a veces a poca profundidad, se halla deducida por la presencia de sus elementos en las formaciones terciarias, en probable relación con movimientos de fallas sedimentarias. Este zócalo que aflora actualmente en el Sur-peruano y el Norte-chileno, a menos de 80 kilómetros de la frontera con Bolivia y en la cumbre de la vertiente occidental de los Andes, es de naturaleza granítica y metamórfica. Pudo constituir paneles rígidos durante las fases de compresión, delimitando así compartimientos poco deformados, bordeados por zonas donde la deformación es más intensa. Por ejemplo, es el caso de toda la región tabular situada al oeste de la falla San Andrés, que se extiende hasta la flexura de la vertiente pacífica de los Andes.

En la parte oriental del Altiplano, horsts paleozóico son, también, delimitados por grandes fallas. La deformación hercínica se encuentra menos intensa que en la Cordillera Oriental puesto que se hallan en posición más externa.

La parte central del Altiplano ha sido un graben en diversas épocas del Cretácico y del Terciario. La potente serie depositada ha sido intensamente deformada durante las fases andinas. La deformación se halla marcada por pliegues generalmente de gran amplitud, inclinados hacia el oeste, acompañadas de fallas inversas y de rumbo, truncadas por superficies de erosión sucesivas.

Algunas complicaciones estructurales se manifiestan en ciertos casos :

- paneles más intensamente deformados,
- sobreposición de fases de deformación,
- presencia de niveles de deslizamiento con yeso o margas yesíferas,
- intervención de la morfotectónica.

Estas complicaciones son marcadas por la acentuación de la deformación, especialmente en las zonas anticlinales, por fenómenos de disarmonía, de despegue é incluso de cabalgamiento con cierta amplitud, como la falla de Corocoro la cual tiene unos diez kilómetros de desplazamiento hacia el oeste, sobre una superficie de erosión pliocena.

3. SIERRAS SUBANDINAS (Fig. 8)

En esta zona, con un ancho promedio de 70 a 100 kilómetros, se han manifestado solo las fases tectónicas terciarias, plegando series sedimentarias del Paleozóico inferior y superior, del Cretácico y del Terciario, hasta el Plioceno.

Esta zona, bien individualizada desde el Mesozoico, presenta pliegues relativamente importantes. Se observan zonas anticlinales estrechas, falladas, alargadas sobre varios centenares de kilómetros (Las Sierras) y desplazadas hacia el noreste, en el sector norte o hacia el este, en la rama subandina meridional. Estas zonas anticlinales son separadas por vastos sinclinales utilizados por los ríos actuales. Una red hidrográfica antigua, anterior al levantamiento y plegamiento pliocenos se reconoce al cortar los anticlinales por antecendencia.

En la zona subandina se distinguen tres sectores :

— Un sector septentrional, de dirección NO-SE, se halla bien delimitado ; esta separado de la Cordillera Oriental, por una parte, y del llano amazónico del Beni, por otra, por accidentes profundos subverticales, que fueron reactivados por fallas inversas durante las fases andinas de formación.

— Un sector central, a la latitud de Cochabamba-Santa Cruz, que no constituye más que una delgada zona E - O, entre el horst paleozóico de la Cordillera y el llano. En esta latitud, las estructuras subandinas del sector precedente se interrumpen en la Cordillera Oriental la cual, a causa de grandes fallas E - O, se halla aquí dispuesta oblicuamente a las estructuras andinas.

— Un sector meridional que, a partir del "codo de Santa Cruz", toma una dirección meridiana. Esta zona subandina meridional se halla también separada de la Cordillera Oriental, al oeste, por fallas de gran extensión pero, hacia el este, las estructuras plegadas continúan bajo la cubierta pleistocena del llano del Chaco.

4. CUENCAS DEL BENI Y CHACO

Estas cuencas corresponden a la zona de plataforma del Escudo Brasileño que aflora hacia el este. Son poco o nada afectadas por las fases de deformación terciaria. Parece que, actualmente, se hallan en subsidencia puesto que son ocupadas por un importante relleno cuaternario : más de 800 m. en el pozo "Perú" y quizás más de 3.000 m. en los lindes de la zona subandina norte (PLAFKER 1962).

Las principales deformaciones observadas son lineamientos de orientación NO-SE y NE - SO que marcan, en superficie, la existencia de una red de fallas y diaclasas al nivel del zócalo.

ASPECTOS DE LA EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA

Como para el conjunto de los Andes centrales, la evolución paleográfica de este sector de los Andes es doble, puesto que a una historia paleozoica se sobrepone una historia mesocenozoica.

1. EVOLUCION SEDIMENTARIA EN EL CURSO DEL PALEOZOICO INFERIOR

Una zona de fragilidad de la corteza sobre el emplazamiento de los Andes actuales constituirá un surco subsidente el cual, desde el Ordovícico hasta el Devónico superior, se llenará de una importante serie psamo-pelítica, pudiendo alcanzar cerca de 15.000 m. en la región SE de La Paz (Belén) (Fricke et al, 1964).

Esta zona corresponde a la parte de una placa continental, adelgazada por "rifting", entre dos zonas estables que son : la plataforma del Escudo Brasileño, al NE y al E, y una plataforma hipotética, situada al oeste y al suroeste, cuyos testigos actuales son el Precámbrico costero del Perú (Macizo de Arequipa) y del Norte de Chile. Al nivel de los Andes septentrionales de Bolivia, el surco subsidente parece orientado sobre la Cordillera Oriental y se extiende del centro del Altiplano hasta el límite SO de la zona subandina, la cual corresponde al borde menos subsidente de la plataforma brasileña. Al sur, la zona subandina es, al contrario, una zona de subsidencia máxima durante el Silúrico-Devónico.

La evolución de este surco empieza esencialmente en el Ordovícico y se termina con las fases de compresión del Devónico superior.

1.1. En el Cámbrico : Los depósitos de plataforma, conocidos en el este de Bolivia, en la región de Roboré (CHAMOT, 1963) parecen estar presentes en algunos sectores de la Cordillera Oriental ; al norte de Cochabamba y, quizás, en la región de Apolo.

1.2. En el Ordovícico : (Fig. 9). La subsidencia que en el sur de Bolivia empezó en el Tremadociano (SUAREZ R. 1976), se manifiesta solo a partir del Llanvirniano en el Norte-boliviano como en el Perú. Esquistos negros, con graptolites de esta edad, son los niveles más antiguos conocidos con certeza (BULMAN 1932). En la región de Apolo, este tipo de sedimentación se mantendrá sin interrupción notable hasta el Caradociano o sea sobre más de 3.000 m. de espesor. Más al sur, en la Cordillera Real y en la región de Cochabamba, los esquistos llanvirnianos, con un espesor superior a 1.000 m., son poco a poco reemplazados por una alternativa de areniscas y pelitas (Llandeilianos ?) y después, por una sedimentación de areniscas la cual, en el Caradociano, constituye lo esencial de los depósitos, alcanzando 3.000 m. a 4.000 m. en la Cordillera Real, y unos mil metros en la región de Cochabamba. El origen de este material detrítico puede ser buscado en la plataforma sud-occidental (Macizo de Arequipa prolongado), probablemente emergido en aquel momento.

1.3. Al fin del Ordovícico, una emersión generalizada se halla marcada por la laguna estratigráfica de la cima del Ordovícico (Asghiliano) y de la base del Llandoveryano. Entonces se manifiesta un episodio glacial que marca el pasaje del Ordovícico al Silúrico. Este episodio es un fenómeno general en los Andes centrales, desde el Perú hasta el norte de Argentina y se encuentra su equivalente en el Sahara (BEUF et al, 1966).

1.4. Después de los niveles de diamictita de edad Llandoveryana media y wenlockiana, la subsidencia se vuelve otra vez importante y más de 9.000 m. de areniscas y pelitas silurodevónicas, con fauna "malvino-cafrica", van a depositarse en el norte del Altiplano y al oeste de la Cordillera Oriental (Fig. 10).

Las lutitas negras con graptolitos del Ludlowiano, con espesor de 1.500 a 2.000 m. pasan rápidamente a alternancias de areniscas y pelitas (600 a 1.000 m.) y, después, a una serie areno-cuarzosa (500 a 2.000 m.) que marca probablemente una tendencia a la emersión de ciertos sectores de la Cordillera, al final del Silúrico.

Esta emersión precedería la transgresión generalizada que, durante el Devónico, afecta toda la placa sud-americana.

El Devónico se halla constituido por una espesa serie flyschoides (hasta 5.000 m.). El origen de esta serie hay que buscarlo con preferencia en el continente occidental, cuyo testigo sería el Macizo de Arequipa (ISAACSON, 1975), y no el Escudo Brasileño recubierto de manera uniforme por un mar epicontinental (BEURLIN, 1970).

El Devónico superior es raramente reconocido en Bolivia. Parece existir al SE de La Paz, en la región de Belén (goniatites descubiertas por BRANIŠA, determinadas por S. PETER) y en la subandina meridional (LOPEZ et al 1975). La ausencia casi general del Devónico superior o, al menos, de su parte terminal marca el principio de los movimientos hercínicos que afectarán el conjunto del surco paleozoico como consecuencias del acercamiento de los Escudos Brasileño y de Arequipa s.l.

2. PALEOGEOGRAFIA DEL PALEOZOICO SUPERIOR

Después del plegamiento éohercínico, una serie permocarbonífera se depositó sobre una morfología irregular, en cubetas neríticas discontinuas separadas por dorsales y relieve emergentes.

En el Missisipiano, una transgresión marina viniendo del Perú (Grupo Ambo de NEWELL et al, 1953) alcanza el norte del Lago Titicaca y se extiende hasta la zona subandina del Norte-boliviano (LOPEZ, 1967). En el techo, areniscas, cuarcitas y pelitas del Carbonífero inferior (Tournesiano-Viseano), con un espesor de 500 m. a 1.000 m. e intercalaciones de diamictitas, hacen el pasaje al Carbonífero superior. Este, representado por depósitos de deltas, fluvio-glaciales con niveles carbonosos con plantas, son bien conocidos en el norte del Altiplano : Colquencha, Calamarca, Sapaháqui, al norte del lago Titicaca y en las Sierras Subandinas septentrionales, con menos de 600 m. de espesor. Pasa a la zona subandina meridional, donde se halla bien representado por 1.000 a 1.500 m. de depósitos terrígenos continentales, sublitorales y marinos a fluvio-glaciales.

Al final del Pensilvaniano y en el Pérmico, el mar con fusulínidos, transgresivo desde el Perú, viene recubriendo todo el norte del Altiplano, la Cordillera Oriental al norte del lago Titicaca y al SE de La Paz (Yaco, Luribay), y la región de Cochabamba (Apillapampa, Morochata). En la zona subandina septentrional, calcáreos sin fusulínidos le son correlativos.

Los últimos movimientos tardi-hercínicos provocan un plegamiento de la cadena ; los cuales serán seguidos, en Bolivia, por un largo período de erosión desde el Pérmico hasta el Cretácico inferior.

3. EL PERMO-TRIASICO

El Pérmico superior y el Triásico casi no existen en Bolivia, mientras que se hallan bien representados en la parte central y sud del Perú en forma de series terrí-

genas, moásicas, rojas, conteniendo elementos volcánicos y piroclásticos (Grupo Mitu). Quizá esten presentes en la frontera Perú-Bolivia (región de Suches) donde conglomerados parecidos a los de la base del Mitu se hallan retrabajados en morenas recientes y donde un derrame volcánico recubre, en discordancia, los calcáreos del Pérmico medio. Si así fuera, el episodio de transición que constituye el Permo-Triásico en el Perú y en Argentina, con sus fenómenos de "rifting" (VIVIER et al, 1976), se manifestaría en Bolivia y numerosas fallas profundas, que han tenido gran importancia en la evolución mesocenoica, se produjeron en ese momento.

Otro conjunto atribuido al Triásico corresponde, en la zona subandina meridional, con areniscas, calizas silicificadas y evaporitas de una cuenca triásica aislada.

4. EVOLUCION SEDIMENTARIA DEL CRETACICO AL TERCIARIO

Del Triásico superior-Norico, en el Perú (MEGARD, 1975), y del Anisiano-Norico, en Chile (CECCIONI, 1970), al techo del Cretácico inferior, Bolivia se halla fuera del dominio de sedimentación de la "cuenca marina andina" y constituye una parte de las zonas emergentes que, del centro del Perú (Altiplano y Cordillera Oriental), hasta la Argentina media (Cordillera Frontal y Pre-Cordillera) bordean la cuenca andina, hacia el este.

Durante todo el Mesozoico, la evolución paleogeográfica de la cuenca andina, esta marcada por una sucesión de movimientos registrados por modificaciones en la región de subsidencia, emersiones, lagunas y también, discordancias.

Estos movimientos, que afectaron el conjunto de la Cordillera de los Andes, han tenido seguramente repercusiones al nivel de Bolivia. Sin embargo no se pueden poner en evidencia que a partir del Neocomiano, es decir en el momento que aparecen los primeros depósitos mesozoicos discordantes en la cadena hercínica enrasada y peniplanizada. La importancia de esta fase de distensión, al principio del Mesozoico, se hallaría probada por la aparición de macizos de sienita nefelínica y de carbonatitas (Región del Cerro Sapo - Departamento de Cochabamba). Estas sienitas, serian probablemente de edad mesozoica inferior (AHLFELD, 1965), comparables a los macizos sieníticos conocidos en el sur del Perú (STEWART et al, 1974).

Después de los movimientos epirogénicos nevádicos, notados en el Perú (MEGARD, 1973) y de edad pre-titónica, el boceto paleogeográfico se halla modificado.

Regiones, como los Andes de Bolivia y norte de los Andes argentinos que eran precedentemente estables, emergentes y erosionados, participaron de la sedimentación durante el Cretácico y Terciario.

Esta sedimentación registrará los vestigios de movimientos diversos de un substrato que se ha vuelto extremadamente móvil.

4.1. Así desde el Cretácico inferior, se instaura un período de distensión y las cuencas esencialmente continentales, que se individualizaron, seran rellenadas por una serie sedimentaria de varios miles de metros, y seran limitadas probablemente por

zonas de fallas activas, separándolas de los relieves vecinos, sometidos a una intensa erosión.

Desde el Cretácico inferior, una de estas cuencas evolucionará, sobre el Altiplano y una parte de la Cordillera Oriental del centro de Bolivia (REYES, 1972) ; un collar positivo la separa de la cuenca marina andina, al sudoeste y al oeste, y los relieves de la Cordillera Oriental la limita al noreste y al este.

Una segunda cuenca se instala en el Cretácico superior (REYES, 1974) en la región de las Sierras Subandinas, entre la Cordillera y el Escudo. Estas dos cuencas tendrán probablemente vinculos episódicos por encima de la Cordillera.

— En la primera cuenca (o cuenca del Puca), dos depresiones se distinguen claramente : la región al norte del lago Titicaca, prolongación boliviana del sinclorium de Putina, y la región de Sevaruyo-Maragua, al centro de Bolivia. Estas dos depresiones complejas son ocupadas primeramente por espesos aportes detríticos continentales (areniscas rojas) que son, al norte, la formación Huancane y la base de la formación Cotacucho de 500 m. de espesor y, al sur, la formación La Puerta de 300 a 1.300 m. de espesor. Su edad neocomiana a albiana, durante mucho tiempo hipotético, es ahora probable a causa de los descubrimientos de fósiles neocomianos en la región de Cuzco (DOUBINGER y MAROCCO, 1976).

Los aportes detríticos, posteriores, serán constantes durante toda la evolución hasta los movimientos intra-senonianos ; ellos corresponden a importantes acumulaciones de areniscas y conglomerados (formaciones Sucre y Cotacucho) equivalente proximales de margas, yesos, arcillas y calcáreos (Facies distales) del intervalo Albiano-Cenomaniano-Turoniano (formaciones Tarapaya, Miraflores y Arofilla, al sur, y Grupo Moho, al norte).

El episodio de calcáreos marinos, fosilíferos, cenomanianos (F. Ayavacas y dolomía Huatasane, al norte, y F. Miraflores, al sur), es un acontecimiento importante, regionalmente, ya que marca la primera ingresión marina en la plataforma hercínica de Bolivia. Esta transgresión, conocida al nivel del Perú y de Bolivia, proviniendo de una cuenca marina albo-cenomaniano, por el noroeste, parece ligada al movimiento epirogénico general que, en otra parte (región de Neuquén, Cordillera Principal de Argentina), se manifiesta al contrario por una tendencia a la emersión.

— En la zona subandina meridional, la cuenca no empieza su evolución mas que en el Cretácico superior (Cenomaniano - Turoniano ?) y, dentro de depresiones (Cuenca del Tacurú) se deposita una serie arenosa, roja, espesa de 500 m., que se extiende, hacia el este, hasta la región de Roboré. En la zona subandina septentrional, este episodio es conocido ; se trata de la Formación Beu que es el equivalente de parte de la Formación Chonta del Sur-peruano.

Una magmatismo básico se manifiesta durante el Cretácico inferior y la base del Cretácico superior. Aunque mas reciente, recuerda aquel de la plataforma brasileña (Grupo de Sera Geral 113 - 125 MA y 147 MA, trapp del Parana y Bacia do Paraiba en el Brasil, Sierras Pampeanas y Chaco de Argentina, 116 MA y 142 MA), el cual marca la separación de la Placa America del Sur y de la Placa de Africa.

En la depresión de Maragua, dos episodios de efusiones basálticas son efectivamente conocidos : el mas antiguo es pre-cenomaniense (pre-Formación Miraflores) y el segundo dió una edad isotópica de 82,5 MA, es decir del Coniaciano superior. A estas emisiones, parecen enlazarse, derramamientos basálticos conocidos en la zona subandina : el "Basalto de Entre-Ríos", a la base de la serie cretácica de la cuenca subandina meridional, tiene edades isotópicas que varían de 233 a 63 MA con edades de 104 - 108 MA et 82 MA, y el filón-capa del Río Yananaguay, en la frontera con el Perú, es posterior a la Formación Beu.

Es posible que el magmatismo, al nivel de los Andes bolivianos y argentinos (en el N.O. argentino se encuentran episodios volcánicos así como basaltos de 130 MA), esten en relación con la separación definitiva de las dos placas, la cual se situa en el Turono-Coniaciano (85 MA).

En el Coniaciano o en el Santoniano, la fase de movimientos intrasenonianos se manifiesta en toda la cuenca marina andina (del Perú a Chile y en Argentina), donde provoca el plegamiento de la serie jurásico-Cretácico, la emersión de este dominio, en el Perú y Chile, y la aparición de molasas rojas, al este de los relieves así creados.

En Bolivia, estas deformaciones se hallan marcadas sólo por movimientos verticales ; estamos entonces en el área de sedimentación de capas rojas, continentales, de edad cretácica terminal-eocena.

4.2. En el Cretácico terminal (Santoniano (?) y Campano - Maestrichtiano). El área de sedimentación, situada en el Altiplano y en el centro de la Cordillera Oriental, se ensancha considerablemente y es así que margas y calizas intercaladas, marinas costeras a lagunares (Formación El Molino), de edad campano-maestrichtiano, alcanzarán una gran extensión. En las zonas de depresiones anteriores (norte del lago Titicaca y región de Sevaruyo - Maragua) estos niveles son contínuos y en concordancia con las margas y areniscas del Cretácico inferior.

En otra parte (vertiente occidental de la Cordillera Real y de la Cordillera de Quimza Cruz, norte del Altiplano) son transgresivos sobre el Paleozoico por intermedio de conglomerados y areniscas de base

Estos niveles calcáreos, característicos, se observan desde la región del lago Titicaca (Formación Vilquechico) hasta en el noroeste de Argentina (Formación Yacoraite y "Margas Multicolores" inferiores) ; se les encuentra otra vez en el Nortechileno (región de Purilactis) donde se sobreponen a areniscas y conglomerados violáceos (Cretácico inferior ?). También parecen ser conocidos, más al sur, en la Cordillera Frontal (Andes medios de Argentina : Formación Saldeño de POLANSKI, 1946), pero no se conocen sus relaciones con las formaciones continentales, volcánico-sedimentarias de la Cordillera Principal (Formación Abanico) o molásicas rojas (Formación Neuquén) de la extremidad meridional de la cuenca andina, de la misma edad.

En la zona subandina, la fase senoniana esta marcada por la sedimentación de una serie detrítica :

— En la zona subandina meridional, esta serie que empieza a menudo con un nivel de conglomerados que puede descansar directamente encima del Paleozoico, contiene niveles calcáreos en los cuales se hallaron ejemplares de *Pucalithus* ; esto permite hacer la correlación con el Campano-Maestrichtiano de la "Cuenca del Puca" del Altiplano.

— En la subandina septentrional, en este mismo nivel, se halla situada una formación parállica (Formación Flora) empezando, también, con un conglomerado (Formación Eslabón) y cuya edad fini-cretácica esta asegurada por la presencia de numerosos fósiles (DAVILA y PONCE DE LEON, 1971).

En el Altiplano occidental, afloran psefitas, psamitas y otras rocas (Formación Abaroa y Formación Negrillos), cuyas relaciones con la serie mesocenozoica son problemáticas. Se considera sin embargo, que los conglomerados y las areniscas intercaladas con brechas y lavas andesíticas, que la componen, son de edad cretácica superior, puesto que son pre-oligo-miocena y tienen afinidades litológicas con las formaciones que, en el norte de Chile (Formaciones Lupica, Cerillos, Hornitos) y en el sur del Perú (Grupo Toquepala-WILSON et al 1962) son atribuidas al Cretácico superior-Terciario inferior. Se tiene, pues, aquí una facies diferente de las "capas rojas" del Cretácico superior-Eoceno del Altiplano oriental. Esta facies volcano-sedimentaria, del Altiplano occidental y de la Cordillera Occidental, se habría instalado en discordancia, ya sea sobre el Precámbrico o sobre el Neocomiano (norte de Chile). Se extendería hasta la región de Calama (Purilactis) donde estaría representado por 2.000 m. de conglomerados y de areniscas violáceas que contienen bloques de rocas andesíticas y graníticas e intercalaciones de areniscas tufáceas ; descansa sobre el Jurásico (Grupo Porfirítico) y, quizás, Jurásico superior - Cretácico basal, constituido por 1.500 m. de areniscas y lutitas pardas ; se halla dominada por margas y calizas con *Pucalithus* (Campano-Maestrichtiano).

Durante el Cretácico superior, mientras que en Chile y Perú se instala un batolito costero de composición granítica-granodiorítica, en Bolivia, intrusiones de esta época no son conocidas. Las únicas manifestaciones magmáticas, fuera del dominio occidental, están representadas por el macizo andesítico de Cohóni, situado al oeste del Illimani. Este macizo de andesita con olivina, atraviesa los terrenos cretácicos (Campaniano) cuyos elementos se encuentran en un conglomerado oligoceno. Su edad estaría ubicada en el intervalo Cretácico superior-Eoceno.

4.3. En el momento de la sedimentación paleocena-eocena, un nuevo movimiento con componentes verticales se manifiesta en el Altiplano y en la Cordillera ; parece que sus efectos se presentan también en la zona subandina.

En el Altiplano, importantes fallas profundas marcan este período de distensión y se individualizan zonas en horsts y grabens. La falla de Coniri, de dirección NO - SE a N - S, separa así un horst paleozoico, al norte y al este, de un graben profundo que ocupa toda la región al sureste del lago Titicaca, desde Tiwanacu hasta el sur de Corocoro. El límite oeste de este graben es probablemente una gran falla NNO - SSE, que desde el oeste de San Andrés de Machaca se extiende hasta el sur de Turco (falla San Andrés).

En este graben se acumulan más de 8.000 m. de sedimentos laguno-salobre y continentales : areniscas finas y margas rojas con yeso, en las cuales un nivel de toba, intercalado hacia la cumbre de la serie, dio una edad de 33,6 MA (base del Oligoceno inferior). Cerca de las fallas activas, estas margas y areniscas pasan a sedimentos más detríticos (areniscas de Tiwanacu y conglomerado de Coniri), cuyos elementos proceden de horsts vecinos, fuertemente esonados ; estas areniscas y conglomerados se depositaron, ya sea directamente sobre el Paleozoico dispuesto en grada, o sobre el Maestrichtiano calcáreo.

Al sur del Altiplano, al borde de las zonas orientales en relieve, un fenómeno parecido se produce con el depósito de grandes espesores de areniscas y margas (Formación Potoco).

En la Cordillera Oriental, las margas rojas pueden alcanzar 1.000 m. de espesor (Formación Santa Lucia). Situadas encima de los calcáreos maestrichtianos, son consideradas como de época paleocena a eocena. En los grabenes localizados en el centro de la Cordillera, series detríticas se sobreponen a estas margas. Estas series (Formaciones Camargo, Suticollo) son probablemente equivalentes de las formaciones paleocenas-eocenas del altiplano (F. Tiwanacu, Coniri, etc.).

En la zona subandina, el episodio paleoceno-eoceno esta marcado por la aparición de niveles conglomerádicos intercalados en el tope del Grupo Tacurú (zona subandina meridional : base de la Formación Bororigua de Reyes 1974). Estos niveles pueden descansar directamente sobre el substratum paleozoico (Formación Naranjillos de la región de Santa Cruz).

En el intervalo paleoceno-oligoceno inferior, es preciso notar que las manifestaciones magmáticas son raras y limitadas a ciertas zonas del Altiplano (intrusiones de sienodioritas y andesitas de Comanche-Miriquiri, serie volcano-sedimentaria de la altiplanicie occidental). Este volcanismo se encuentra en elementos retomados dentro de los conglomerados de base del Mioceno.

La sedimentación terciaria está perturbada por la fase de deformación pre-oligocena (o del principio del Oligoceno) que afecta toda la cadena de los Andes. Esta fase será marcada por la discordancia del Oligoceno inferior, sobre todo observada en la Cordillera Oriental (regiones de Salla - Luribay y Lacayani) (Fig. 12).

4.4. En el Oligoceno inferior, depósitos continentales se acumulan en una depresión de la Cordillera Oriental : región de Salla-Luribay. La serie está representada por arcillas y areniscas con mamíferos ; empieza por un conglomerado (conglomerado de Luribay) que contiene quijarros del substratum paleozoico y cretácico-terciario inferior y de andesitas del Paleoceno-Eoceno. El depósito de este conglomerado se halla controlado por el juego de fallas verticales.

Terrenos oligocenos se han depositados en cuencas aisladas al pie de la Cordillera Real (Lacayani, sur de Palca) y al norte del Lago Titicaca, donde los conglomerados constituyen la prolongación boliviana del Grupo Puno del sur del Perú.

Igualmente, los conglomerados discordantes, conocidos en la región de Seraruyo

y Bolívar, en el centro de Bolivia, pueden ser considerados como de edad oligocena.

En el Altiplano Norte, al SO de la falla de Coniri, el *Oligoceno inferior*, conglomeradico, parece en continuidad con el Paleoceno-Eoceno.

4.5. El Mioceno está representado por una espesa serie molásica que aflora en la región de Chacarilla y al oeste de Corocoro. Está formada por areniscas, arcillas y margas rojas con yeso, muy parecidas, litológicamente, al Paleoceno-Eoceno del norte del Altiplano (ver supra). Esta serie es el resultado de la erosión de relieves creados por una fase del Oligoceno Superior-Mioceno inferior así como por los movimientos verticales que acompañaban el depósito. Este se efectúa en una depresión situada al sur del graben paleoceno-eoceno, la cual está limitada por las prolongaciones hacia el sur de fallas, de dirección NO-SE, que enmarcaban el graben precedente.

Al oeste de la gran falla occidental (San Andrés-Turco), una serie volcano-sedimentaria (Formación Mauri), es discordante encima de capas plegadas, paleocenas de Berenguela. Esta serie es un equivalente, menos detrítico, con menor espesor (1.000 m.) y menos deformado del Oligoceno-Mioceno del Altiplano; ella se continúa en el Surperuano (Formación Mauri) y Norte-chileno (Formación Oxaya). Así como lo demuestran los trabajos recientes (BELLON et al, 1976 - S. KUSSMAUL, 1975), un importante magmatismo efusivo, en particular ignimbrítico, del Mioceno; una parte del magmatismo intrusivo conocido en la Cordillera Oriental sería de la misma época (Quimsa Cruz : 23 a 28 MA).

Hacia el final del Mioceno, movimientos tectónicos nuevos se manifiestan en el centro del Altiplano y en la Cordillera Oriental; el Oligoceno y el Mioceno son plegados, fallados y recubiertos en discordancia por una secuencia de brechas ignimbríticas y de arcillas, de edad pliocena.

4.6. El Plioceno es poco espeso en el Altiplano (formaciones Umala y Ayo-Ayo), pero puede alcanzar varios centenares de metros al pie de la Cordillera Real (Región de La Paz). Los depósitos, acumulados en un graben activo durante la sedimentación, empiezan por un conglomerado con clastos de granitos los cuales provienen de los batolitos de la Cordillera Real. La repartición de las cuencas pliocenas intra-montañas (Cochabamba-San Isidro), ligadas a esta fase de distensión, son diferentes, quizás, de aquella de las zonas subsidentes oligo-miocenas.

4.7. En las sierras subandinas la sedimentación parece ser continua del Oligoceno al Plioceno. En la zona **subandina meridional**, la espesa serie terciaria oligocena-miocena y pliocena (2.500 a 4.500 m.) presenta un conglomerado basal (Formación Petaca) que contiene, en particular, elementos precámbricos y que es discordante con el conjunto de las series paleozoicas. Este conglomerado podría ser de edad oligocena si se tiene en cuenta la fauna de vertebrados que contiene (SANJINEZ et al, 1976). Encima, una serie laguno-salobre (Formación Yecua), quizás en parte marina, ha sido descrita y datada como del Mioceno. Cineritas grises son señaladas en intercalaciones dentro de una espesa serie esencialmente detrítica (Formación Chaco inferior).

En la **zona subandina septentrional**, 2.200 m. de lutitas, pelitas y areniscas de color rojo (Formación Quendeque) son generalmente correlativas con la serie señalada precedentemente y considerada de edad oligomiocena ; pese a que la formación Quendeque sea azoica, es lógico atribuirle también una edad oligo-miocena.

De una manera general, la serie detrítica (areniscas y conglomerado) con más de 3.000 m. de espesor que se encuentra encima (Formación Charquí en el norte, y Formación Chaco superior, en el centro y el sur) podría corresponder al Plioceno. Los movimientos tectónicos al límite del Mioceno y del Plioceno, conocidos en el Altiplano, no se hallan marcados aquí por una discordancia sino por la aparición de conglomerados, los cuales, en dirección de la Cordillera, se vuelven cada vez más espesos.

4.8. Después de la última fase importante de compresión (intra pliocena), la historia paleogeográfica de la Cordillera de los Andes es la de una zona de rápido levantamiento, acompañado de un volcanismo intenso. A partir del Plioceno superior (3 MA) y durante el Pleistoceno, muchos de los rasgos sedimentarios y morfo-estructurales se hallaran guiados por este fenómeno de levantamiento.

EVOLUCION TECTONICA

La historia sedimentaria de la Cordillera de los Andes está regida por movimientos tectónicos, de distensión y compresión, dentro de una zona continental particularmente inestable. Dispositivos diferentes se han instalado después de cada deformación importante. Así se define un ciclo de deformación hercínica y un ciclo de deformación andina.

1. EVOLUCION TECTONICA MERCINICA

Está ligada al movimiento relativo de los bordes rígidos de la zona de corteza adelgazada ; es decir a la separación y, sobretodo, a la aproximación entre el Escudo Brasileño y el de "Arequipa", cuyos límites, quizás, presentaban yá una curvatura.

1.1. Del Ordovícico al Devonico superior, no se revela ninguna fase de plegamiento en la cadena hercínica de Bolivia. Los únicos movimientos conocidos son verticales y acompañan la evolución sedimentaria :

- Después del período de subsidencia del Ordovícico, una fase epirogénica se manifiesta en el Ordovícico superior, con emersión probable de la zona.

- Entre el Silúrico y el Devónico, movimientos verticales de surgimiento parecen existir al nivel de la Cordillera Real y la Cordillera de Quimza Cruz. Preceden la subsidencia del Devónico.

1.2. Del Devonico superior hasta el Carbonico inferior, un primer plegamiento (fase eohercínica) deforma toda la Cordillera oriental y el Altiplano. Estos efectos son más débiles en la zona de las Sierras Subandinas (MEGARD y al 1971). Esta tectorogénesis, creada por compresión de la zona anteriormente en subsidencia, esta caracterizada por un plegamiento subvertical intenso.

La deformación, débil en el Altiplano (nivel estructural medio) es más intensa en la zona axial (Cordillera Oriental) : donde la esquistosidad y el metamorfismo sintectónico epizonal, estan generalmente presentes, excepto en la zona entre Cochabamba y Potosí.

Al norte de la Cordillera Real, se instalarán granitos sintectónicos (granitos de Zongo-Yani) cuyo origen hay que buscarlo quizás, en la fusión costral en el momento de la compresión. Flujos geotérmicos, precediendo estos granitos, tienen como consecuencia un aumento local de la intensidad de la deformación (aparición de una segunda esquistosidad) y del metamorfismo, el cual alcanzará la mesozona (BARD y al 1974). Estos granitos con dos micas, son a menudo removilizados en enclaves por los granitos andinos de las Cordilleras Real y Quimza Cruz.

1.3. En el Permico medio, una segunda fase de compresión (fase tardi-hercínica) relativamente intensa, aparece sobre todo en el Altiplano donde parece constituir lo esencial de las estructuras hercínicas, encima de las cuales el Mesozoico será discordante.

En la Cordillera Oriental, esta segunda fase no es evidente, excepto en los sectores al norte del Lago Titicaca donde el Permo-Carbonico existe, discordante sobre el Paleozoico inferior. Entonces, se observa frecuentemente una esquistosidad de fractura en este Permo-Carbónico (vertiente Occidental de la Cordillera de Apolobamba, región de Súches). Esta esquistosidad no pasa al Cretácico superpuesto con discordancia angular.

2. EVOLUCION TECTONICA ANDINA

En esta parte del edificio andino, las deformaciones conocidas se suceden a partir del Cretácico ; corresponden a la movilización del ante-país de la cuenca andino chilena-peruana.

2.1. Antes del Cretacico inferior, en Bolivia no se sabe nada acerca de movimientos posibles en el Permo-Triasico que son conocidos en el Perú y en Argentina central.

La fase epirogénica pre-titónica ("fase nevádica"), conocida en el sur del Perú es, quizás, responsable de la acción de un sistema de fallas que guiará la sedimentación cretácica en el centro del Altiplano y de la Cordillera Oriental así como al norte del Lago Titicaca.

2.2. En el Turono-Coniaciano se sitúa un movimiento vertical importante, replica de la fase senoniana ("fase peruana" de STEIMANN, 1929) del Perú y de Chile ; es-

ta se traduce por la transgresión generalizada del mar campanomaestrichtiano sobre la plataforma hercínica enrasada.

2.3. En el Paleoceno-Eoceno, una epirogénesis, en el norte del Altiplano y en el centro de la Cordillera Oriental, provoca la creación de relieves cuyos productos de erosión alimentarán la sedimentación en "grabenes" situados al sur y al oeste de la falla de Coniri y, en el centro de Bolivia, al oeste de la falla Morochata-Sipe Sipe.

2.4. Es en el Eoceno terminal que se manifestará el más importante plegamiento de esta región de los Andes ("fase incaica").

Los pliegues y las fallas inversas asociadas, ligados a esta fase de compresión, se hallan presentes a todo lo largo de la cadena, desde el Altiplano hasta la zona subandina. No son evidentes, sino cuando está presente el material cretácico-terciario inferior : vertiente occidental de la Cordillera Oriental del norte y del centro de Bolivia. Los pliegues son entonces estructuras simples y concéntricas ; se observa, en la Cordillera Oriental, un doble volcamiento hacia la zona subandina, al este, y hacia el Altiplano, al oeste.

En el Altiplano, este plegamiento está poco marcado y el volcamiento, preferentemente hacia el sudoeste y el oeste, puede ser relacionado con episodio ligeramente posterior (pre-Mioceno).

Estas estructuras son a menudo complicadas por la superposición de las fases posteriores.

2.5. Al final del Mioceno (entre 8 y 6,4 MA), una segunda fase de plegamiento andino ("fase quechua") es observada en el norte y el centro del Altiplano y en la vertiente occidental de la Cordillera (Lacayani-Luribay). Los granitos miocenos de la Cordillera (Quimza Cruz 22 a 28 MA) se hallan afectados por fallas inversas debidas probablemente a esta fase.

De una manera general, la fase de deformación miocena se caracteriza por pliegues con grandes radios de curvatura y por fallas inversas, las cuales son a menudo el resultado de movimiento de fallas profundas antiguas. Esta fase parece ser equivalente, a pesar de ser más joven, con la fase miocena conocida en la vertiente pacífica de los Andes.

Se observa también que ella no deformó la parte occidental del norte del Altiplano (región de Achiri-Mauri), a causa probablemente de la presencia en este lugar de un zócalo rígido precámbrico.

2.6. En el Plioceno (antes de 3 MA), un último plegamiento se reconoce en la región de La Paz, en el centro del Altiplano Norte (Curahuara de Carangas-Turco) y, sobre todo, en las Sierras Subandinas.

Esta fase, quizás una sub-fase de la precedente, está muy a menudo superpuesta a las estructuras plegadas anteriores, amplificando la deformación (anticlinales

agudos fallados) y el volcamiento (sobre-escurrimiento de Corocoro y de las estructuras subandinas donde el comienzo de la deformación pudo ocurrir desde el final del Mioceno).

Si bien esta tectónica es muy superficial en el Altiplano su trabajo ha sido facilitado, por la presencia de una primera superficie de erosión (Puna) fini-miocena que precedió a los depósitos pliocenos, y por la existencia de niveles de despegue.

3. EVOLUCION RECIENTE

Después de la fase intra-pliocena se instala una nueva superficie de erosión la cual tendrá una gran extensión y que será cubierta por los derrames ignimbríticos de 2,5 MA (Formación Pérez).

Esta superficie de erosión se instalará sobre un edificio en levantamiento ciertos paneles de la cadena de los Andes constituía desde hace tiempo un relieve, puesto que la Cordillera Real formaba un horst desde el Eoceno. Sin embargo, es solamente al principio del Plioceno, con los plegamientos de esta época, que la zona de las Sierras Subandinas empiezan a levantarse al mismo tiempo que toda la parte boliviana de la cadena de los Andes.

Debido a una flexura, la zona costera y la vertiente occidental de los Andes del Perú y de Chile, se levantan después de los derrames ignimbríticos y del depósito de los rellenos lacustres del Plioceno superior (Formación Charaña en Bolivia, Capillune en el Perú, Loa en Chile).

A partir del Pleistoceno, la historia de los Andes es la de un levantamiento más o menos contínuo durante el cual cuencas lacustres, sucesivamente levantadas, se encajarán las unas con las otras. El estudio de los acontecimientos cuaternarios (sedimentación lacustre y glaciaria, paleoclimatología y neotectónica) ha comenzado.

CONCLUSION

Del conjunto de datos expuestos se constata que la formación de la Cordillera de los Andes de Bolivia resulta de una sucesión de acontecimientos sedimentarios, magmáticos y tectónicos que se pueden resumir de la forma siguiente :

1. Del Ordovícico al Pérmico medio ; espesa sedimentación marina del Paleozoico inferior. Construcción de una cadena hercínica supra-cratónica con doble volcamiento, caracterizada en ciertas zonas por un magmatismo sintectónico. Después, durante el Paleozoico superior, sedimentación continental parálica con influencias glaciares.

2. Del Pérmico superior al Cretácico inferior : erosión y aplanamiento de la cadena hercínica, dando una plataforma estable y sin depósitos durante 120 MA.

3. Cretácico inferior y base del Cretácico superior : formación de cuencas continentales subsidentes en el Altiplano, con breves episodios marinos que alcanzan el Cenomaniano.

4. Cretácico terminal - Paleoceno - Eoceno - base del Oligoceno inferior : Como consecuencia de movimientos tectónicos intracretácicos se produce una transgresión marina epicontinental, de gran extensión, con sedimentación calcárea, durante el Campano-Maestrichtiano. Luego depósito de espesas capas rojas del Terciario inferior, correlativas con los movimientos verticales dentro de la cadena.

5. Oligoceno inferior : primera fase de plegamiento andino, la más importante en Bolivia y sin duda, la más general dentro de la cadena.

6. Mioceno : espesa sedimentación de capas rojas (más de 15.000 m.) en dominio continental, dentro de las zonas subsidentes nuevamente definidas.

7. Fin del Mioceno : segunda fase del plegamiento andino, en el Altiplano ; menos evidente en el dominio occidental donde esta fase sería más antigua e intercalada entre dos episodios muy importantes de vulcanismo ignimbrítico intramioceno.

8. Plioceno : última fase de plegamiento andino de gran extensión, sincrónica con un levantamiento generalizado del dominio andino ; plegamiento en particular del dominio subandino.

9. La evolución reciente se halla marcada por este levantamiento, por la intensidad

del vulcanismo en el dominio occidental y por la sedimentación lacustre en cuencas intra-montañas, en los alrededores de glaciares de altitud. El modelo morfo-estructural está definido por el conjunto de estos factores y también por la situación inter-tropical de esta parte de la Cordillera de los Andes.

BIBLIOGRAFIA BIBLIOGRAPHIE

Para todas las referencias anteriores a 1971, ver :
Pour toutes références antérieures à 1971, se référer à :

- BARTH (W.) 1972 — « Die geowissenschaftliche Literatur Boliviens in den Jahren » 1960-1971. Ein Überblick. Zbl. Geol. Paldont. Teil I-1972. H. 1/2, pp. 100-130.
-
1. AHLFELD (F.), 1965 — Investigaciones geológicas en Ayopaya. Bol. I.B.P., vol. 5, N° 3-4, p. 52-62, La Paz.
 2. AHLFELD (F.) et BRANIŠA (L.), 1960 — Geología de Bolivia, 245 p., 1 carte h.t., Inst. Bol. Petrol, La Paz.
 3. AUDEBAUD (E.), CAPDEVILA (R.), DALMAYRAC (B.), DEBELMAS (J.), LAUBACHER (G.), LEFEVRE (C.), MAROCCO (R.), MARTINEZ (C.), MATTAUER (M.), MEGARD (F.), PAREDES (J.), et TOMASI (P.), 1973 — Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Pérou, Bolivie). Rev. Géog. Phys. et de Géol. Dyn., (2), vol. XV, fasc. 1-2, pp. 73-114, Paris.
 4. BARD (J.-P.), BOTELLO (R.), MARTINEZ (C.), SUBIETA (T.), 1974 — Relations entre tectonique, métamorphisme et mise en place d'un granite éohercynien à deux micas dans la Cordillère Réal de Bolivie (Massif de Zongo-Yani). Cah. ORSTOM, Sér. Géol., vol. VI, N° 1, pp. 3-18, Paris.
 5. BELLON (H.) et LEFEVRE (C.), 1976 — Données géochronométriques sur le volcanisme andin dans le Sud du Pérou. Implications volcano-tectoniques. C.R. Acad. Sc. Paris, 6 t., 283, sér. D-1. Paris.
 6. BEUF (S.), BIJU-DUVAL (B.), STEVAUX (J.), et KULBICKI (G.), 1966 — Ampleur des glaciations « siluriennes » au Sahara ; leurs influences et leurs conséquences sur la sédimentation. Rev. Inst. Fr. Petrole, v. 21, N° 3, p. 363-381.
 7. BEURLEN (K.), 1970 — Geologie von Brasilien. Borntraeger, Berlin, 444 p.
 8. BOTELLO (R.), MARTINEZ (C.), SUBIETA (T.) et TOMASI (P.), 1972 — La carte tectonique de Bolivie. Maquette à l'échelle de 1/5.000ème. Cah. ORSTOM, sér. Géologie, vol. IV, N° 2. Paris.

9. BRANIŠA (L.), 1969 — « El Sistema Silúrico en Bolivia : Estratigrafía, faunas y límites ». Soc. Geol. Bol., Bol. N° 12, pp. 22-70, La Paz.
10. BRANIŠA (L.), CHAMOT (G.A.), BERRY (W.B.N.) and BOUCOT (A.J.), 1972 — « Silurian of Bolivia ». Special paper 133-Geol. Soc. Amer, « Correlation of the South American Silurian rocks », Ed. Berry (W.V.N.) and BOUCOT (A.J.).
11. BROCKMANN (C.), CASTANOS (A.), SUAREZ (R.), TOMASI (P.), 1972 — Estudio Geológico de la Cordillera Oriental de los Andes, en la zona central de Bolivia (Región del Chapare). Soc. Geol. Bol, Bol. N° 18, pp. 3-36, La Paz.
12. CECCIONI (G.), 1970 — Esquema de paleografía chilena. 144 pp., Editorial Universitaria, Santiago de Chile.
13. DAVILA (J.) et PONCE DE LEON (V.), 1971 — La sección del río Inambari en la faja subandina del Perú y la presencia de sedimentitas de la formación Cancañiri (Zapla) del Silúrico. Rev. Tec. de Y.P.F.B., vol. 1, N° 1, p. 67-85. La Paz.
14. DOLFUSS (O.), 1965 — Les Andes centrales du Pérou et leurs piémonts. Etude morphologique. Trav. Inst. Fr. Etud. Andines, t. X, 404 p., Paris.
15. DOUBINGER (J.) et MAROCCO (R.), 1976 — Découverte d'une microflore wealdienne (néocomien) dans la région de Cuzco (Sud du Pérou). Première datation des grés Huancané. Sci. Géol., Bull. 29, 1, 79-89, Strasbourg.
16. EVERDEN (J.F.), KRIZ (S.J.) et CHERRONI (M.), 1966 — Correlaciones de las formaciones terciarias de la cuenca altiplánica a base de edades absolutas determinadas por el método Potasio-Argon, Serv. Geol. Bolivia, Hoja informativa N° 1, La Paz.
17. FRICKE (W.), SAMTLEBEN (C.), SCHMIDT - KÄHLER H., URIBE (H.) et VOGES (A.), 1964 — Geologische Untersuchungen im zentrale Teil des bolivianischen Hochlandes nord westlich Oruro. Geol. Jahrb., 83, pp. 1-30.
18. HELWIG (J.), 1972 — « Stratigraphy, sedimentation, paleogeography and Paleoclimates of Carboniferous (« Gondwana ») and Permian of Bolivia » A.A.P.G. Bull. vol. 56, N° 56, 17 fig., 5 tables, pp. 1008-1033.
19. HOFFSTETTER (R.), 1968 — Un gisement de Mammifères deséadiens (Oligocène inférieur) en Bolivie. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 267, p. 1095-1097.
20. HOFFSTETTER (R.), MARTINEZ (C.) et TOMASI (P.), 1972 — Nouveaux gisements de mammifères néogènes dans les couches rouges de l'Altiplano bolivien. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 275, sér. D, p. 739-742.
21. ISAACSON (P.E.), 1975. Evidence for a western Extracontinental Land Source during the Devonian Period in the Central Andes. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 86. p. 39-46, 4 fig.

22. JAMES (D.E.), 1971 — Andean crustal and upper mantle structure. *J. Geophys. Res.*, 76, p. 3246-3271.
23. KUSSMAUL (S.), JORDAN (L.) et PLOSKONKA (E.), 1975 — Isotopic ages of Tertiary Volcanic Rocks of S-W Bolivia. *Geol. Jb.*, B 14, S-111-120 Hannover.
24. LOPEZ (H.), 1967 — Acerca de la Geología de las Sierras subandinas del Noroeste. *Bol. IBP Vol. 7, N° 2*, La Paz, pp. 7-15.
25. LOPEZ (R.), LOPEZ (M.), 1975 — Estratigrafía de los sistemas Silurico Devónico de Bolivia. *Publicación especial Rev. Técnica Y.P.F.B. Tomo I Anales. IV Convención Nacional de Geología*. pp. 233-264, La Paz.
26. MARTINEZ (C.), SUBIETA (T.), KUSSMAUL (S.) et TOMASI (P.), 1973 — Historia estructural del Altiplano de Bolivia. *IIº Congrès latino-américan de Géologie*. Caracas, Venezuela.
27. MEGARD (F.), 1973 — Etude Géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou central. *These Doct. és Sci. Nat.*, Montpellier, Pub. à paraître.
28. MEGARD (F.), DALMAYRAC (B.), LAUBACHER (G.), MAROCCO (R.), MARTINEZ (C.), PAREDES (P.J.) et TOMASI (P.), 1971 — La chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie. *Premiers résultats. Cah. ORSTOM, sér. Géologie*, vol. III, N° 1. Paris.
29. OCOLA (L.), MEYER (R.L.) et ALDRICH (L.T.), 1971. Gross crustal structure under Peru - Bolivia Altiplano. *Earthquakes notes, Seism. Soc. Am.*, 42, N° 3-4.
30. PLAFKER (G.), 1962 — Lineaments, joints and Oriental Lakes of Northeastern Bolivia. *Bul. I.B.P.*, vol. 3, N° 3, pp. 5-32, La Paz.
31. POLANSKI (J.), 1964 — Descripción geológica de la hoja 25 a. Volcan San José (Provincia de Mendoza). *Dir. Nac. de Minería, Bol. N° 98*, Buenos Aires.
32. REYES (C.), 1972 — Correlaciones en el Cretácico de la cuenca andina de Bolivia, Perú y Chile. *Rev. Técnica de Y.P.F.B.*, vol. 1, N° 2-3, La Paz.
33. REYES (C.), 1974 — Consideraciones sobre el Cretácico de la cuenca subandina de Bolivia. *Rev. Bras. de Geoc.*, vol. 4, pp. 95-113.
34. RUSSO (A.), RODRIGO (L.A.), 1965 — Estratigrafía y paleogeografía del grupo Puca en Bolivia. *Bol. I.B.P.*, vol. 5, N° 3-4, pp. 5-11. La Paz.
35. SANJINES (G.), et JIMENEZ (F.), 1976 — Comunicación preliminar acerca de la presencia de fósiles vertebrados en la Formación Petaca del Area de Santa Cruz. *Rev. Técnica de Y.P.F.B.*, Vol. IV, N° 3, pp. 147-156, La Paz.

36. STEWART (J.), EVERNDEN (J.) et SNELLING (N.), 1974 — Age determinations from Andean Peru : a reconnaissance survey. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 85, pp. 1107-1116.
37. SUAREZ (R.), 1976 — El sistema ordovícico en Bolivia. *Rev. Técnica de Y.P.F.B.*, vol. V, N° 2, pp. 111-223, La Paz.
38. TELLERIA (J.L.), LEJSEK (J.), 1975 — Interpretación tectónica del perfil gravimétrico transandino Charaña - San Borja, Bolivia. *Univ. Mayor de San Andrés.*, *Inst. Geof. Bol. Sér. E*, N° 1, cuad. N° 55, La Paz.
39. VIVIER (G.), AUDEBAUD (E.) et VATIN-PERIGNON (N.), 1976 — Le magmatisme tardihercynien et andin le long d'une transversale sud-péruvienne. *Bilan géochimique des éléments incompatibles. Réunion. An. Sci. Ter. Paris.*
40. WILSON (J.) et GARCIA (W.), 1962 — Geología de los cuadrángulos de Pachia y Palca (HOJAS 36 vy 36 x). *Bol. Com. Carta Nac.*, vol. II, N° 4, Lima.

Achévé d'imprimer
sur les presses de COPEDITH
4^e trimestre 1978

Dépôt légal n° 9594

**CARTE STRUCTURALE
DES ANDES SEPTENTRIONALES
DE BOLIVIE
à 1/1 000 000**

**MAPA ESTRUCTURAL
DE LOS ANDES SEPTENTRIONALES
DE BOLIVIA
al 1/1 000 000**

FIGURES

FIGURAS

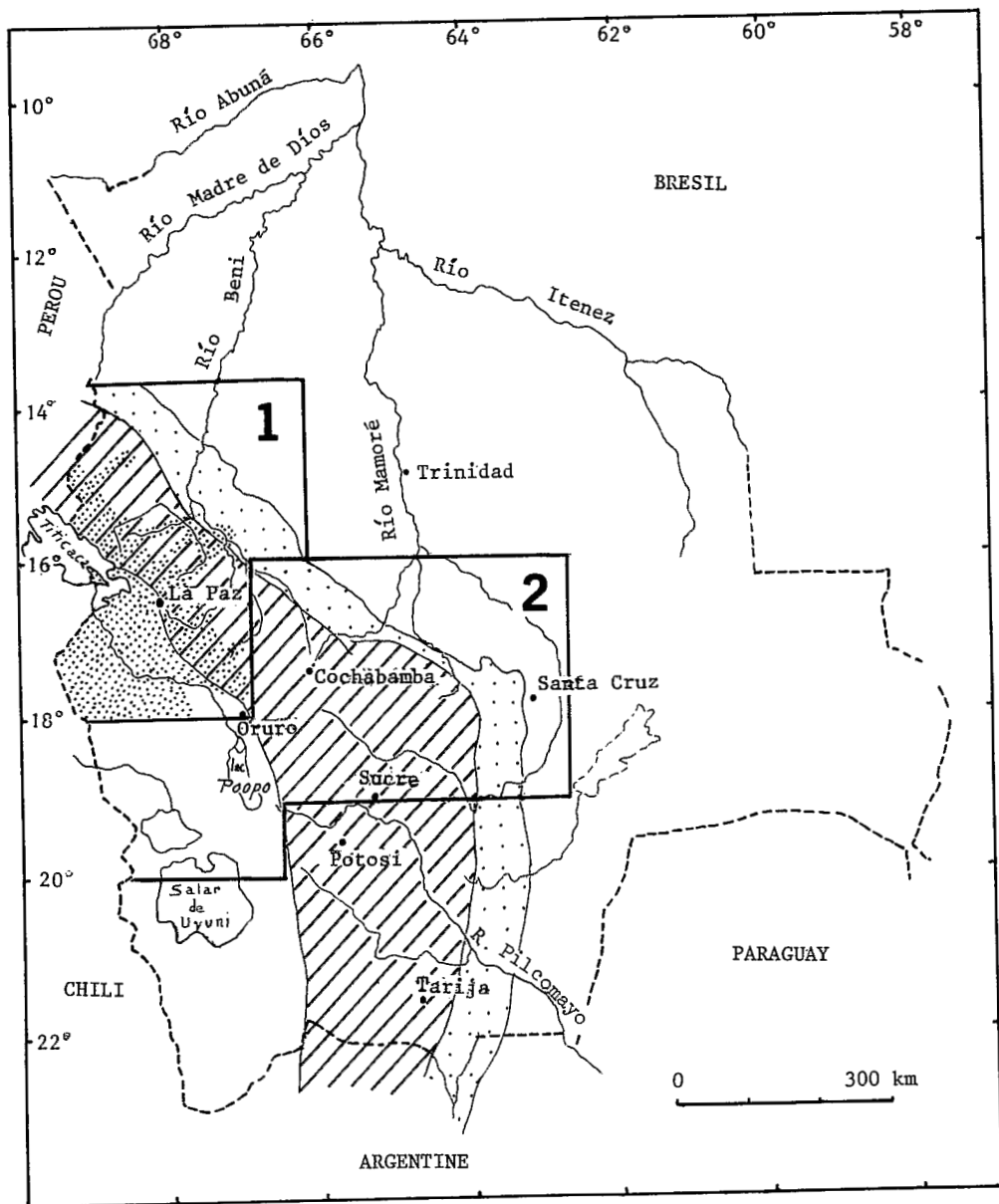


Fig. 1 — Situation du domaine étudié : 1, par C. Martinez ; 2, par Tomasi.
 — Situación del dominio estudiado : 1, par C. Martinez ; 2, par P. Tomasi.

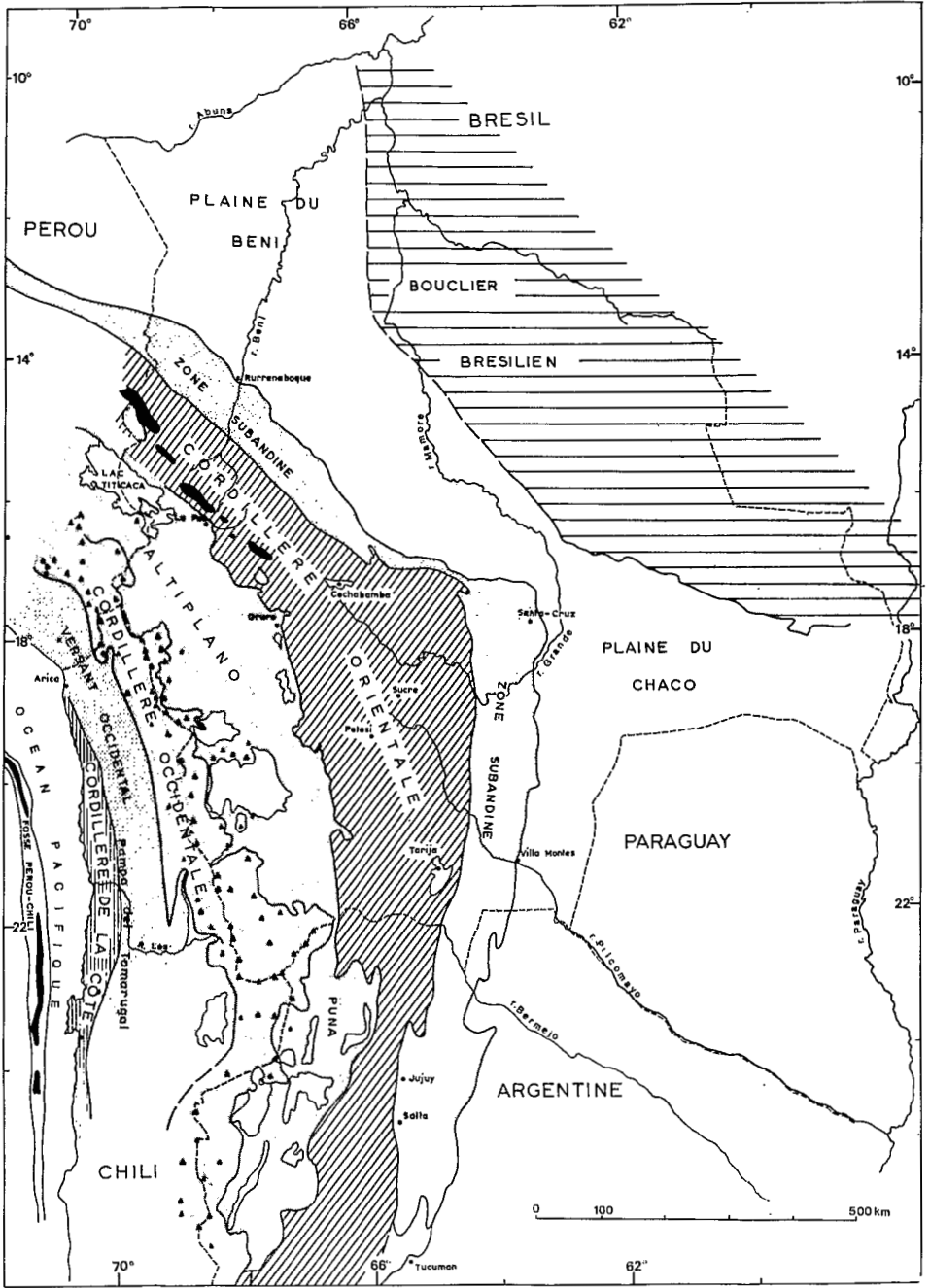
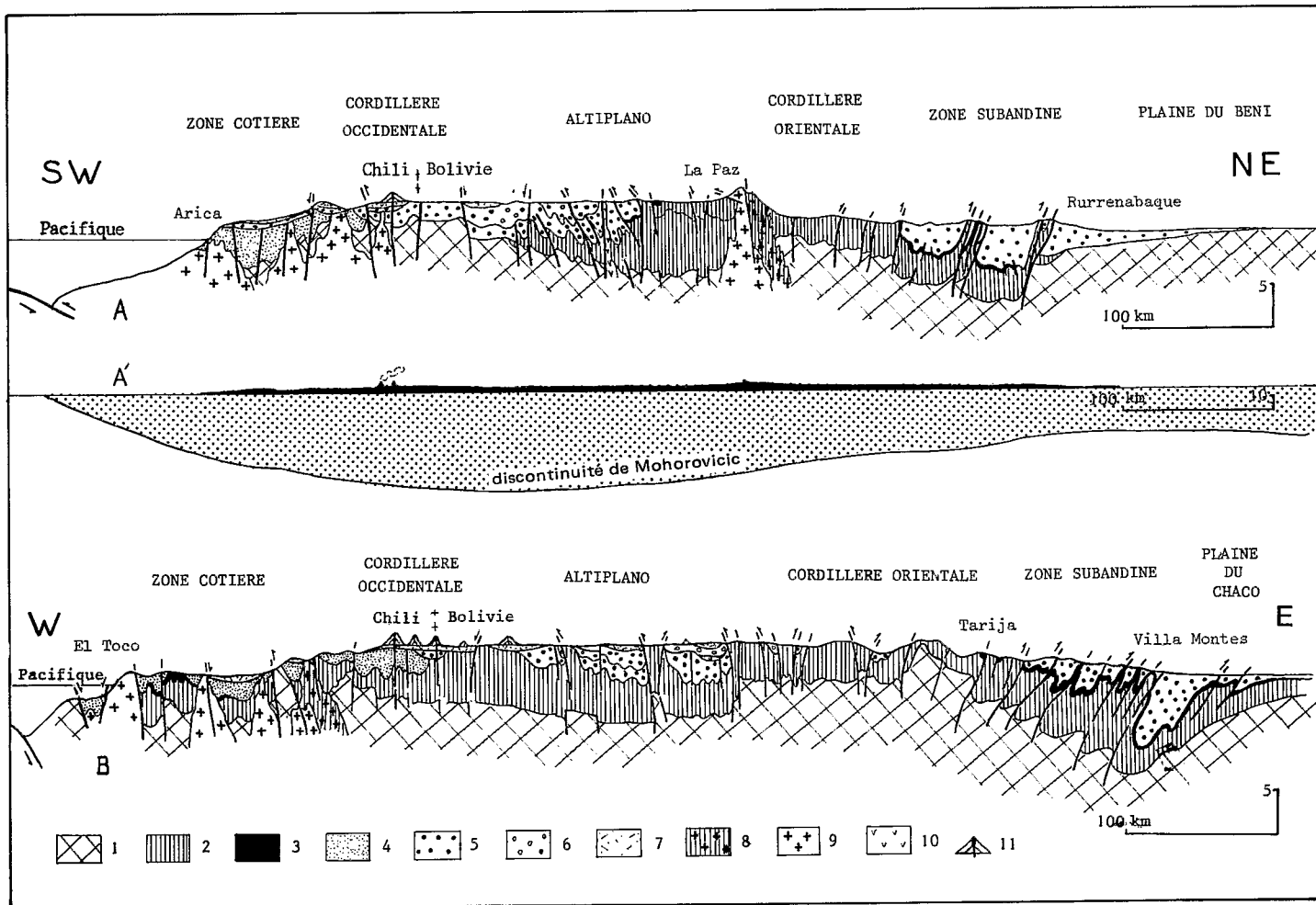


Fig. 2 - Unités morphologiques des Andes Centrales, au niveau de la Bolivie.
 - Unidades morfológicas de los Andes Centrales, al nivel de Bolivia.



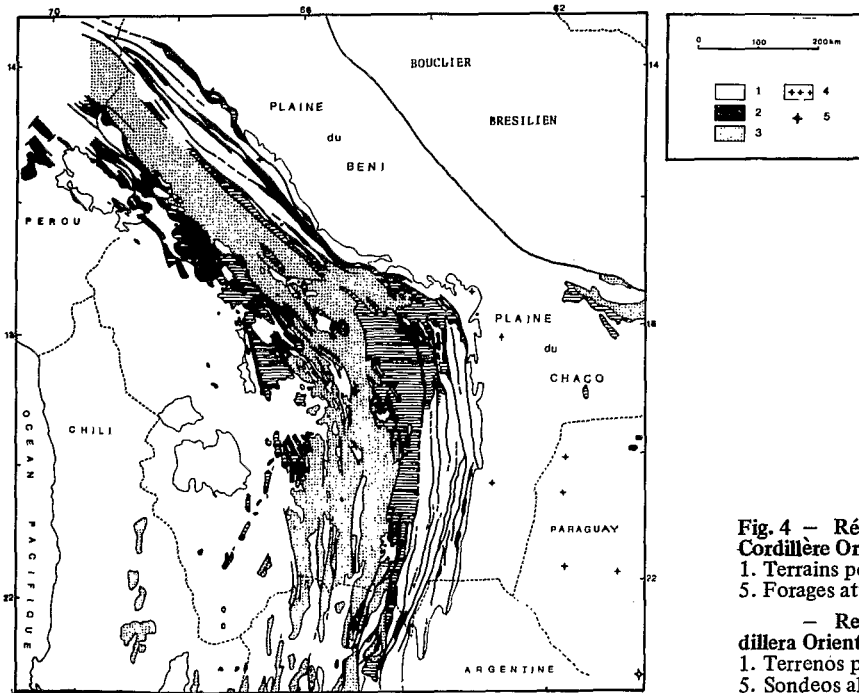


Fig. 4 — Répartition du Paléozoïque inférieur dans les Andes boliviennes (Altiplano, Cordillère Orientale et chaînons Subandins).

1. Terrains post-hercyniens, 2. Siluro-Dévonien, 3. Ordovicien, 4. Granites éohercyniens, 5. Forages atteignant la Paléozoïque.

— Repartición del Paleozoico inferior en los Andes bolivianos (Altiplano, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas).

1. Terrenos pos-hercínicos, 2. Siluro-Dévonico, 3. Ordovícico, 4. Granitos eohercínicos, 5. Sondeos alcanzando el Paleozoico.

Fig. 3 — Coupes structurales généralisées, transversales à la chaîne des Andes Centrales :

A. Au niveau du Nord-Ouest-bolivien, B. Au niveau du Sud-bolivien.

1. Socle précambrien, 2. Terrains éohercyniens, 3. Terrains tardihercyniens, 4. Trias - Jurassique - Crétacé inférieur (pré-Santonien), 5. Crétacé terminal-Eocène dans les Andes, Mésocénozoïque dans les chaînons subandins, 6. Oligo-Miocène, 7. Pliocène, 8. Granites hercyniens, 9. Granites andins, 10. Volcanisme tertiaire, 11. Volcans quaternaires.

— Cortes estructurales generalizados transversales a la cadena de los Andes centrales :

A. Al nivel del Noroeste boliviano, B. Al nivel del Sur-boliviano.

1. Sócalo precámbrico, 2. Terrenos eohercínicos, 3. Terrenos tardihercínicos, 4. Trias - Jurásico - Cretácico inferior (pre-Santoniano), 5. Cretácico terminal Eoceno en los Andes, Meso-cenozoico en las Sierras Subandinas, 6. Oligo-mioceno, 7. Plioceno, 8. Granitos hercínicos, 9. Granitos andinos, 10. Volcanismo terciario, 11. Volcanes cuaternarios.

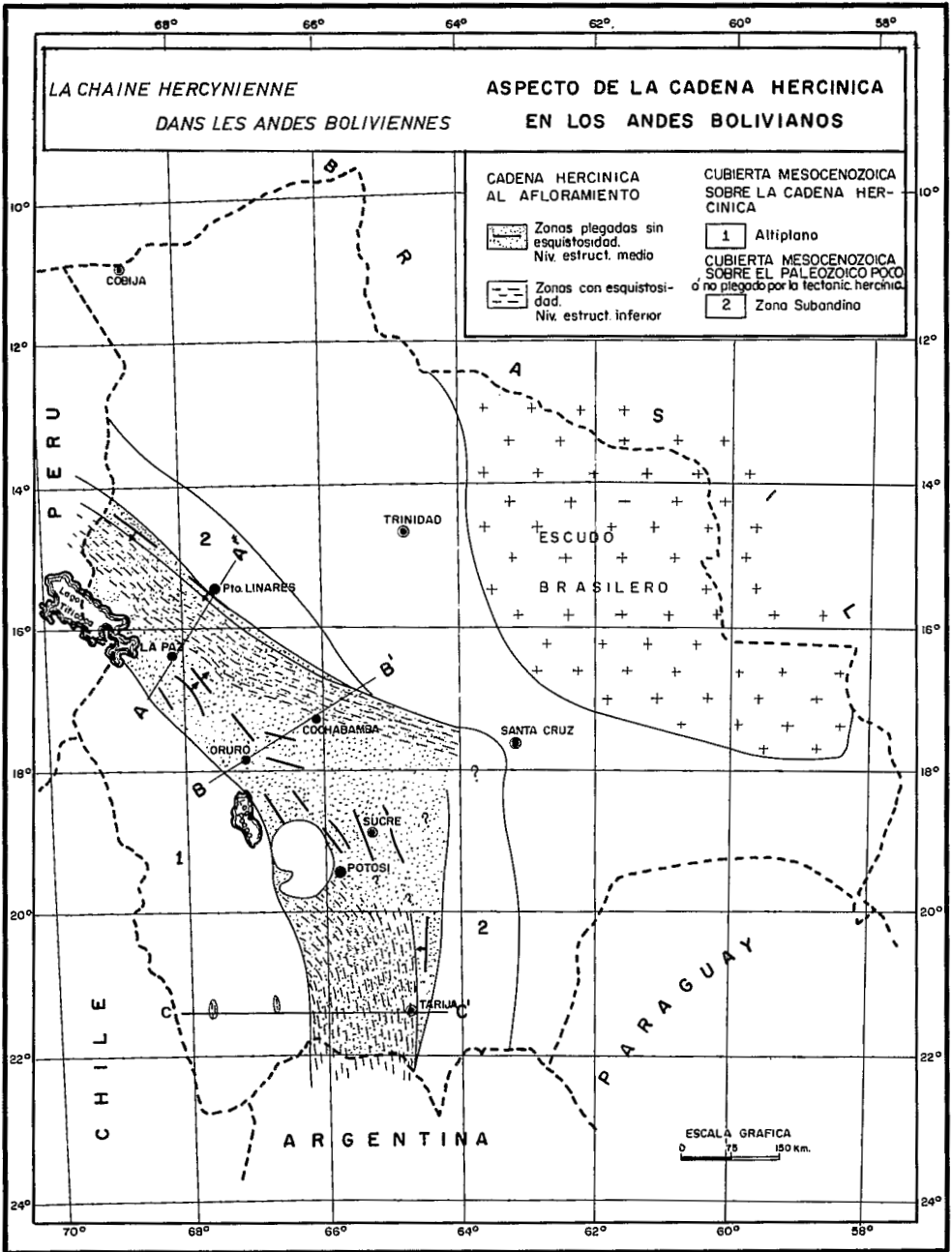
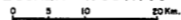


Fig. 5 A — La chaîne hercynienne dans les Andes de Bolivie.
— La cadena hercínica en los Andes de Bolivia.

CÓUPES STRUCTURALES
DANS LE SEGMENT
HERCYNIEU BOLIVIEN

CORTES ESTRUCTURALES
EN EL SEGMENTO
HERCINICO DE BOLIVIA

ESCALA 1:500.000



REFERENCIAS

- K.III Cretácico-Terciario
- PC Permo carbonifero
- D Devónico
- S Silúrico
- Os Ordovícico superior
- Om. Ordovícico medio
- Oi Ordovícico inferior
- E.Oi Cámbrico ordovícico Inf.
- E Cámbrico
- PE Pre-cámbrico

MAGMATISMO

- Andesitas
- Basaltos
- Granitos

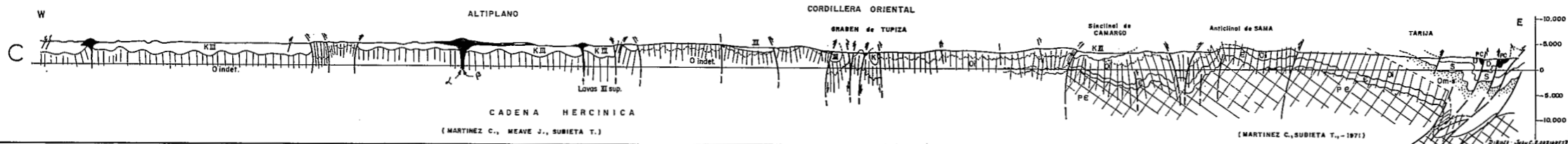
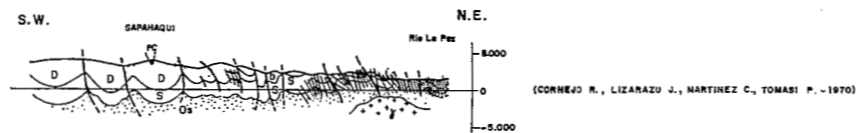
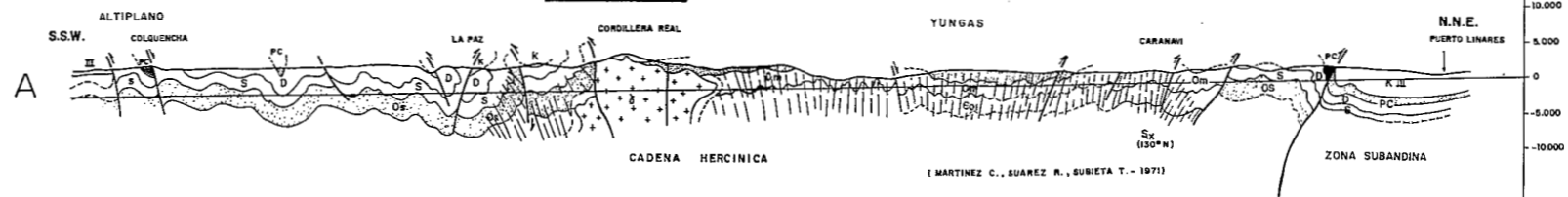


Fig. 5 B | Coupes structurales dans la chaîne hercynienne de Bolivie.
| Cortes estructurales en la cadena hercínica de Bolivia.

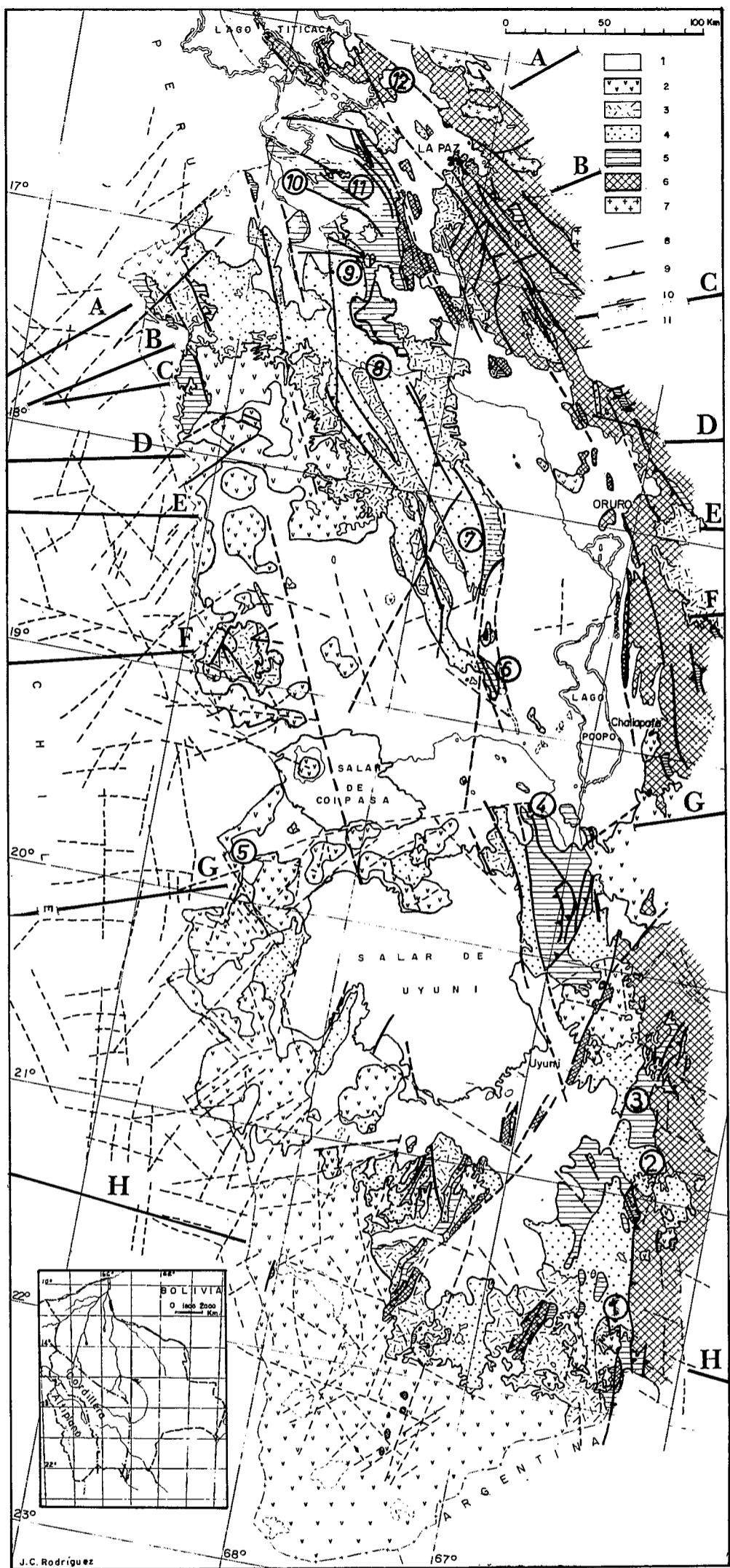


Fig. 6 - Schéma structural de l'Altiplano.

1. Terrains récents, 2. Volcanisme plio-quaternaire, 3. Volcano sédimentaire pliocène, 4. Miocène, 5. Crétacé terminal à Eocène (Oligocène pp ?), 6. Paléozoïque, 7. Granites andins, 8. Failles, 9. Failles inverses et chevauchements, 10. Failles de décrochements, 11. Failles supposées et linéaments photogéologiques (LANDSAT).

- Esquema estructural del Altiplano.

1. Terrenos recientes, 2. Volcanismo plio-cuaternario, 3. Volcano-sedimentario plioceno, 4. Mioceno, 5. Cretacico terminal a Eoceno (Oligoceno pp.), 6. Paleozoico, 7. Granitos andinos, 8. Fallas, 9. Fallas inversas y cabalgamientos, 10. Fallas de rumbo, 11. Fallas supuestas y lineamientos fotogeológicos (LANDSAT).

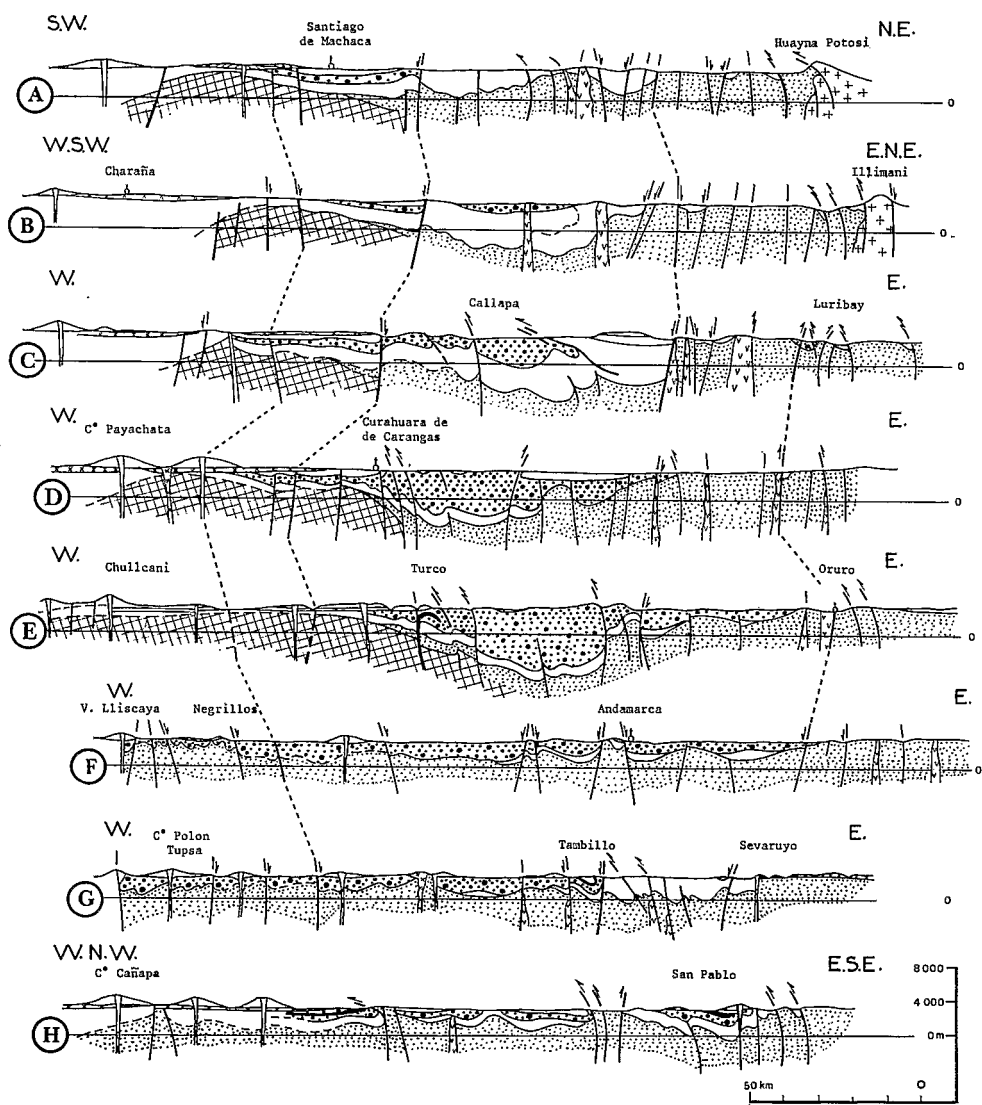
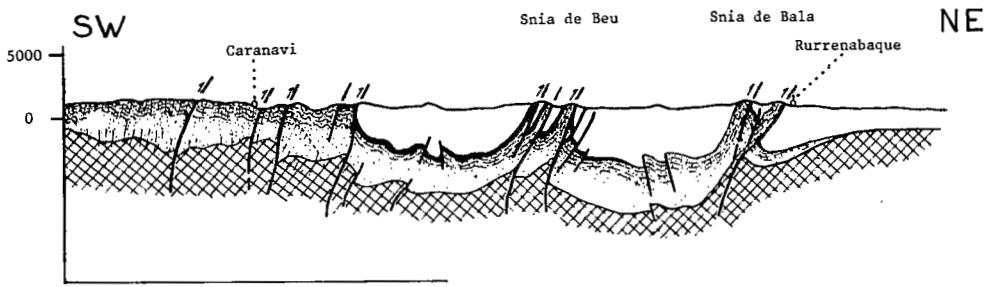


Fig. 7 - Coupes structurales dans l'Altiplano.
- Cortes estructurales en el Altiplano.



COUPES STRUCTURALES DANS LES CHAÎNONS SUBANDINS

CORTES ESTRUCTURALES EN LAS SIERRAS SUBANDINAS

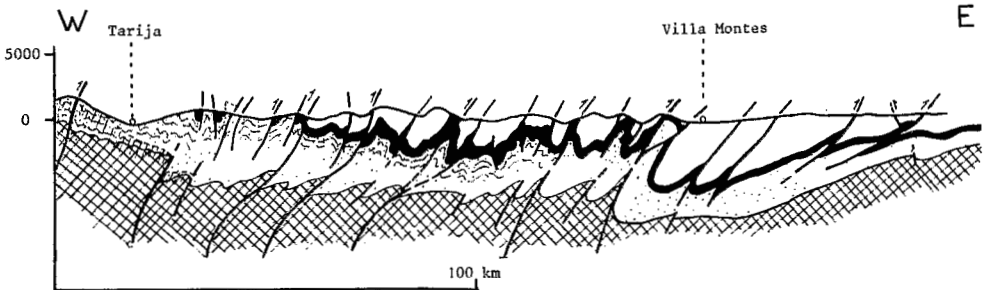
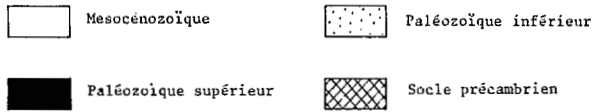
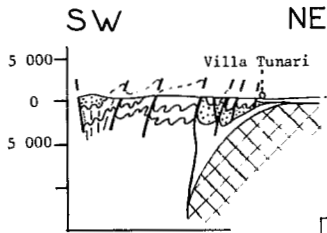


Fig. 8 - Coupes structurales dans les chaînons subandins.
- Cortes estructurales en las Sierras Subandinas.

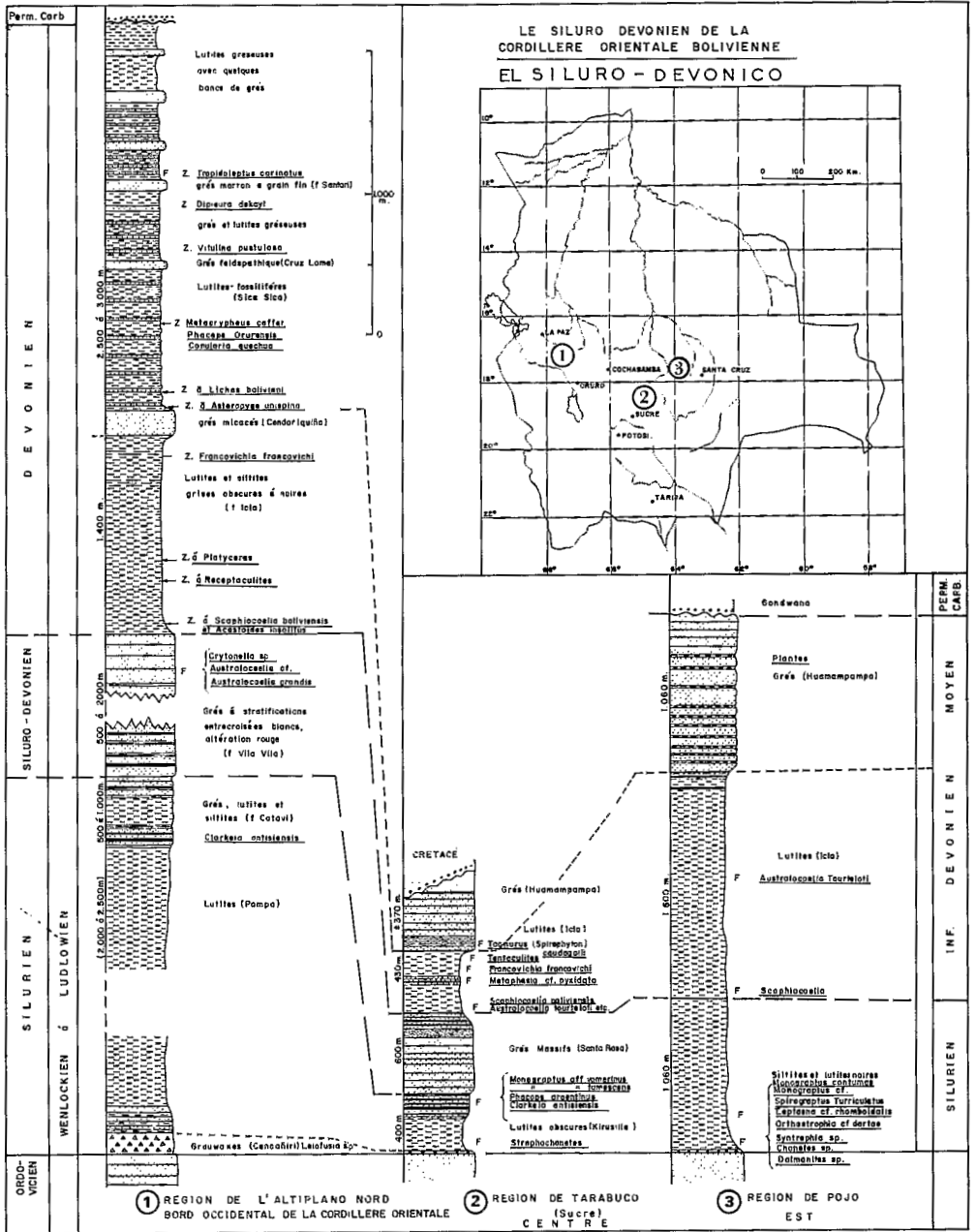


Fig. 10 - Le Siluro - Dévonien.
- El Siluro - Devonico.

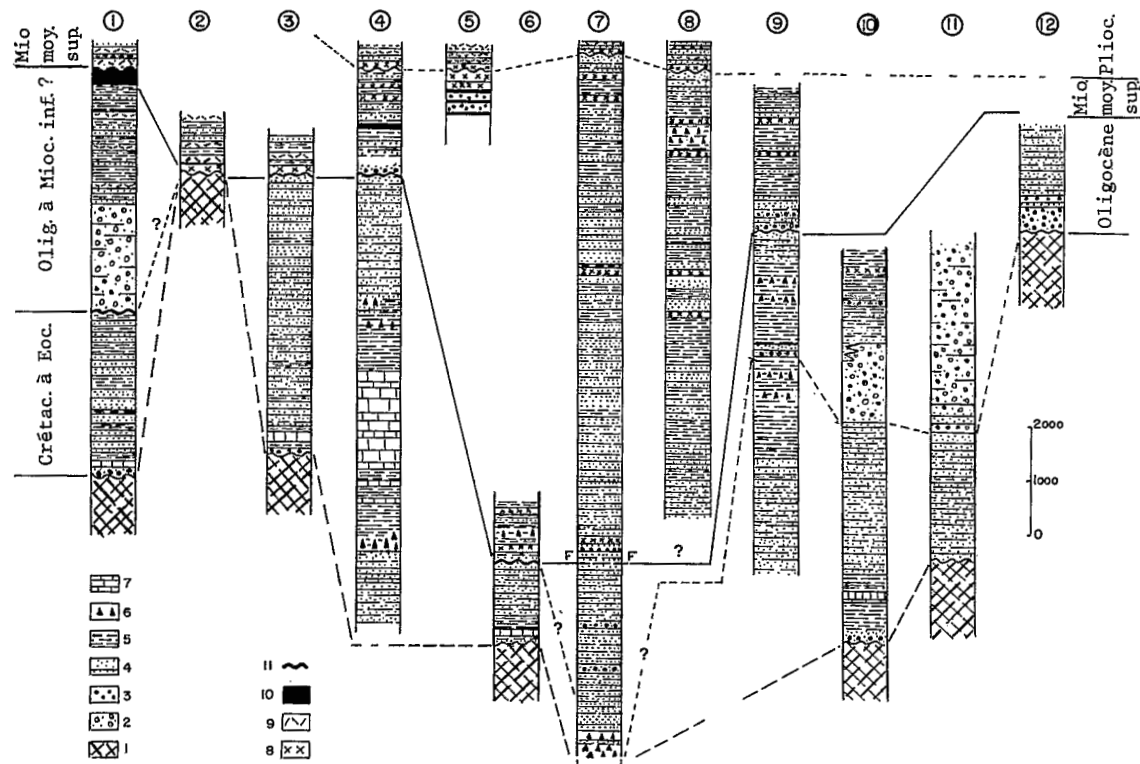


Fig. 11 — Crétacé - Tertiaire de l'Altiplano

1. Paléozoïque, 2. Conglomérats, 3. Brèches volcaniques, 4. Grès, 5. Marnes et argiles, 6. Gypse, 7. Calcaires, 8. Cinérites et ignimbrites, 10. Laves, 11. Discordances.

— Cretácico - Terciario del Altiplano.

1. Paleozoico, 2. Conglomerados, 3. Brechas volcánicas, 4. Areniscas, 5. Margas y arcillas, 6. Yeso, 7. Calizas, 8. Tobas et ignimbritas, 10. Lavas, 11. Discordancias.

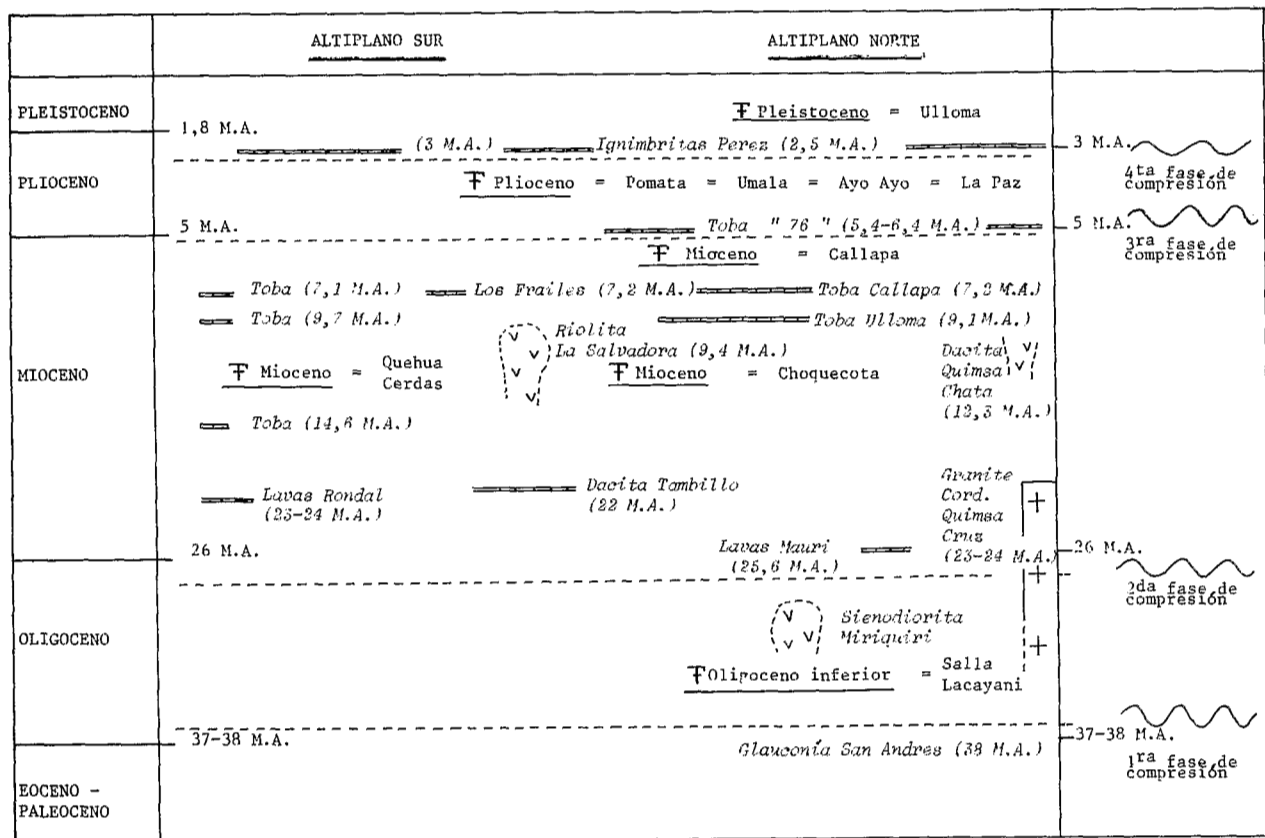


Fig. 12 - Corrélati6ns entre les donn6es paléontologiques, les 6ges radiométriques et les phases de compresión dans l'Altiplano bolivien.

- Correlaciones entre los datos paleontol6gicos, las edades radiométricas y las fases de compresión en el Altiplano boliviano.

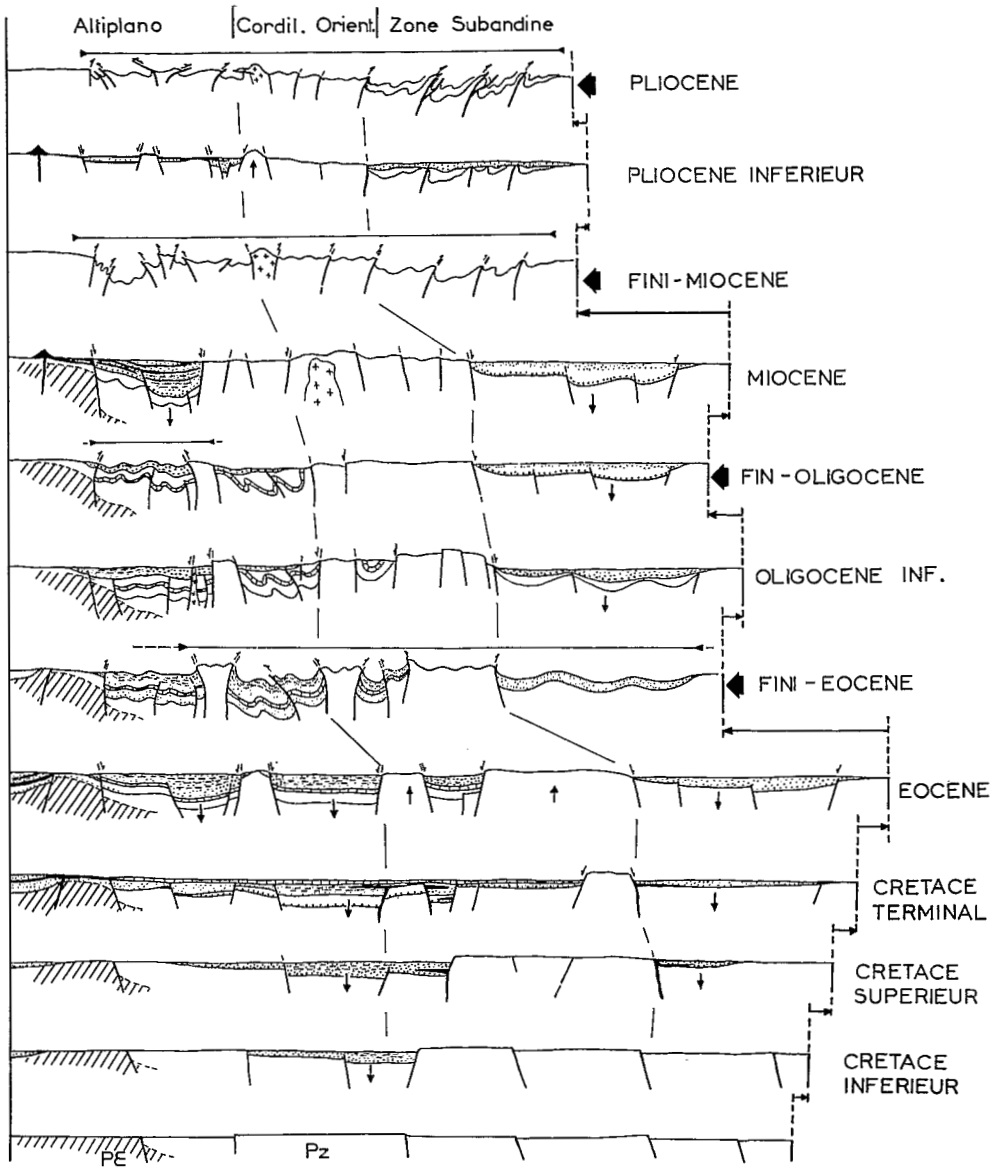


Fig. 13 – Evolution tectonique.
– Evolucion tectónica.

O.R.S.T.O.M.

Direction générale :

24, rue Bayard, 75008 PARIS

Service des Publications

70-74, route d'Aulnay, 93140 BONDY

O.R.S.T.O.M. Editeur
Dépôt légal : 3e trim. 1978
ISBN 2-7099-0520-5

