



HAL
open science

**Evolution andine et raccourcissement au niveau de
Cusco (13°-16°S) , Pérou : Enregistrement sédimentaire,
chronologie, contrôles paléogéographiques, évolution
cinématique**

Victor Carlotto Caillaux

► **To cite this version:**

Victor Carlotto Caillaux. Evolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13°-16°S) , Pérou : Enregistrement sédimentaire, chronologie, contrôles paléogéographiques, évolution cinématique. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1998. Français. NNT: . tel-00517507

HAL Id: tel-00517507

<https://theses.hal.science/tel-00517507>

Submitted on 14 Sep 2010

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

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

GÉOLOGIE ALPINE

ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ 1 DE GRENOBLE
(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)

MÉMOIRE H. S. N° 39

ÉVOLUTION ANDINE ET RACCOURCISSEMENT

AU NIVEAU DE CUSCO (13-16°S) PÉROU

Victor Carlotto Caillaux

Couverture : Les terrasses de Pisac vues du Nord. Les reliefs sont constitués par le Groupe Mitu, ensemble volcanoclastique du Permo-Trias ; à l'arrière plan la vallée du Rio Urubamba.
Photo G. Masclé.

ÉVOLUTION ANDINE ET RACCOURCISSEMENT AU NIVEAU DE CUSCO (13-16°S) PÉROU
Enregistrement sédimentaire, chronologie, contrôles paléogéographiques, évolution cinématique

par Víctor CARLOTTO CAILLAUX*

RÉSUMÉ. – Ce mémoire constitue la synthèse des travaux de recherche effectués dans les Andes de la région de Cusco (Pérou). Cette région s'étend entre la bordure NE de la Cordillère Occidentale et la bordure SW de la Cordillère Orientale et constitue la terminaison NW de l'Altiplano. Les modèles interprétatifs issus de ces études sont importants pour la compréhension de l'évolution géodynamique des Andes au Méso-Cénozoïque. Ainsi une large part est faite aux résultats de la confrontation des méthodes structurales, sédimentologiques et magmatiques.

On montre que l'évolution paléozoïque et méso-cénozoïque de la zone étudiée serait en partie contrôlée par une limite paléogéographique avec deux types différents de substratum. Cette limite se situe au niveau de la déflexion d'Abancay et du seuil Cusco-Puno.

Le Permo-Trias doit être considéré comme une période transitoire entre le cycle hercynien et le cycle andin. Les principaux traits du bassin Permo-Trias sont des structures héritées (y compris la déflexion d'Abancay), qui ont aussi contrôlé toute l'évolution andine.

La région de Cusco est caractérisée par plus de 10.000 m de couches rouges tertiaires d'origine continentale qui surmontent des sédiments marins et continentaux d'âge Crétacé à Paléocène. Ces Couches Rouges tertiaires se sont déposées dans des bassins synorogéniques liés aux déformations compressives andines.

Des mouvements décrochants dextres apparaissent vers 50-44 Ma le long du seuil Cusco-Puno et en bordure NE du bassin mésozoïque sud-péruvien, conduisant à l'ouverture en transtension des bassins de Couches Rouges du Groupe San Jerónimo de Cusco, Sicuani, Ayaviri, Puno et vraisemblablement du Nord de la Bolivie. A cette époque le grand bassin altiplanique aurait commencé à se structurer. Un important changement du régime de contraintes vers 43-40 Ma provoque la fermeture en compression des bassins de Couches Rouges et le début de la sédimentation des conglomérats de la Formation Anta (événement compressif Inca 1). Ce changement induit postérieurement une évolution du comportement de la limite Cordillère Occidentale-Bassin Couches Rouges, qui devient le siège de mouvements décrochants senestres, comme le montrent l'évolution des bassins Oligocènes-Miocènes. Ces mouvements senestres sont compatibles avec des modèles qui tentent d'expliquer la formation de l'Orocline bolivien. Les contraintes compressives (crises Quechua) sont des marqueurs de la fermeture des bassins néogènes.

Les données géochronologiques semblent indiquer que l'activité magmatique dans la zone étudiée a été plus ou moins continue depuis l'Éocène (48 Ma) et que la répartition du magmatisme montre, par contre, une nette évolution dans l'espace.

Les calculs de la déformation indiquent que les valeurs de raccourcissement obtenues à partir des données géologiques de surface, ne suffisent pas à produire l'épaississement crustal mis en évidence par la géophysique. Pour expliquer cet excès de volume on propose un sous-charriage de matériel continental provenant de la subduction ou l'apport de copeaux lithosphériques résultant de l'érosion tectonique. Cependant, si le doublement de la croûte est entièrement dû au raccourcissement, la déformation en surface ne serait bien exprimée qu'en quelques endroits.

La cinématique de plaques semble bien avoir un rôle sur la tectonique andine, ses crises et périodes ou événements, et la déformation est contrôlée par les grands accidents paléogéographiques.

MOTS CLÉS. – Andes, Pérou, Altiplano, Cusco, Méso-Cénozoïque, Sédimentation, Structure, Bassins sédimentaires, Sous-charriage crustal, Evolution géodynamique.

* Professeur Université San Antonio Abad, Cusco.

Thèse préparée au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (UJF Grenoble), soutenue le 17 novembre 1998 pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de Grenoble devant la commission d'examen :

Hubert ARNAUD, Pr Université Joseph Fourier Grenoble, Président
Etienne JAILLARD, CR IRD, Directeur
Georges MASCLE, Pr Université Joseph Fourier Grenoble, Directeur
Michel GUIRAUD, Pr Université de Bourgogne Dijon, Rapporteur
Michel SEBRIER DR CNRS, Rapporteur
Gabriel CARLIER CR IRD, Examineur
Marc TARDY, Pr Université de Savoie, Examineur

ANDEAN GEODYNAMIC EVOLUTION AND SHORTENING ON THE CUSCO TRANSECT (13-16°S) PERU
Sedimentary registration, chronology, paleogeographic controls, kinematic evolution

ABSTRACT.— A synthesis of the geologic research undertaken in the Andes of Cusco area is presented. The area lie between the NE boundary of the Western Cordillera and the SW one of the Eastern Cordillera forming the NW extremity of the Altiplano. The interpretative model which results of this study is of major importance for the understanding of the geodynamic evolution of the Andes during Mesozoic and Cenozoic. Structural, sedimentological and petrologic data are discussed.

The geodynamic evolution is controlled during paleozoic and meso-cenozoic times by a paleogeographic limit between two different kind of substratum which are in contact along a boundary corresponding to the Abancay deflexion and the Cusco-Puno threshold. The Permo-Trias represents the transition between an Hercynian regime and the Andean one. The major features of the Permo-Triassic basin are inherited structures which furtherly controlled all the Andean evolution.

The area of Cusco is characterized by more than 10.000 m of Tertiary continental Red Beds which overlie marine and continental sequences of Cretaceous-Paleocene age. These Red Beds were deposited in synorogenic basin during the Andean deformation in compressive setting. Strike-slip motions occur between 50 and 44? My along the Cusco-Puno threshold and near the NE boundary of the South-Peruvian Mesozoic basin, and result with the transtensive opening of the Red Beds basins and the deposition of the San Jeronimo Group in the Cusco, Sicuani, Ayaviri and Puno areas and possibly as far as Northern Bolivia, and representing the first settlement of the wide Altiplanic basin. A major change in stress regime occur at about 43-40 My leading to the compressive closure of the Red Beds basin and the beginning of the conglomeratic Anta sedimentation (Inca 1 tectonic event). The boundary between the Red Beds basin and the Western Cordillera, becomes a left lateral strike slip limit as shown by the evolution of the Oligo-Miocene basins. These left lateral displacement are in good agreement with the explicative model for the Bolivian Orocline. During that time (Quechua tectonic episodes) the Neogene basins were closed in compressive tectonic regime.

Geochronologic data suggest that the magmatic activity was more or less continuous since Eocene (48 My) times. However the spatial distribution of the magmatism was subject to strong variations.

The quantification of the deformation shows that the amount of shortening obtained using surface geologic data cannot explain the crustal thickness observed using geophysical data. A model involving the emplacement of continental material by underthrusting and tectonic erosion of continental crustal slivers in the subduction zone by is proposed in order to explain the volume excess.

The plate kinematic seems to exercise an influence on the Andean geodynamic evolution, particularly through the event calendar, but the major control of the deformational patterns are the main paleogeographic boundaries.

KEY-WORDS.— Andes, Peru, Altiplano, Cusco, Meso-Cainozoic, Sedimentation, Structure, Sedimentary basins, Crustal underthrusting, Geodynamic evolution

EVOLUCIÓN ANDINA Y ACORTAMIENTO TECTÓNICO A NIVEL DE CUSCO (13°-16°S), PERÚ

Registro sedimentario, cronología, controles paleogeográficos, y evolución cinemática.

RESUMEN.— La presente memoria constituye la síntesis de los trabajos de investigación efectuados en los Andes de la región de Cusco (Perú). Esta región se extiende entre el borde NE de la Cordillera Occidental y el borde SO de la cordillera Oriental, y constituye la terminación NO del Altiplano. Los modelos interpretativos resultantes de estos estudios son importantes para la comprensión de la evolución geodinámica de los Andes en el Meso-Cenozoico. Así, una gran parte de la investigación está dedicada a los resultados de la confrontación de los métodos estructurales, sedimentológicos y magmáticos.

Se muestra que la evolución Paleozóica y Meso-Cenozóica de la zona estudiada sería en parte controlada por un límite paleogeográfico con dos tipos diferentes de sustrato. Este límite se sitúa a nivel de la deflexión de Abancay y del umbral Cusco-Puno.

El Permo-Triásico debe ser considerado como un periodo transitorio entre el ciclo Herciniano y el ciclo Andino. Los principales rasgos de la cuenca Permo-Triásica son las estructuras heredadas (incluida la deflexión), que también han controlado toda la evolución Andina.

La región de Cusco está caracterizada por más de 10.000 m de capas rojas terciarias de origen continental que sobreyacen a sedimentos marinos y continentales de edad Cretáceo a Paleoceno. Estas Capas Rojas Terciarias están depositadas en las cuencas sinorogénicas ligadas a las deformaciones compresivas Andinas.

Movimientos de rumbo dextrales aparecen hace 50-44? Ma a lo largo del umbral Cusco-Puno y en el borde NE de la cuenca Mesozoica Sur-Peruana, produciendo la abertura en transtensión de las cuencas Capas Rojas del Grupo San Jerónimo de Cusco, Sicuani, Ayaviri, Puno y posiblemente del Norte de Bolivia. En ésta época la gran cuenca altiplánica habría comenzado a estructurarse. Un importante cambio en el régimen de esfuerzos entre 43-40 Ma provoca el cierre en compresión de las cuencas de Capas Rojas y el inicio de la sedimentación de los conglomerados de la Fm. Anta (evento compresivo Inca 1). Este cambio indujo posteriormente una evolución del comportamiento del límite Cordillera Occidental – Cuenca Capas Rojas, que llega a ser la sede de movimientos de desgarre sinestrales, como lo muestra la evolución de las cuencas Oligocenas – Miocenas. Estos movimientos sinestrales son compatibles con los modelos que tratan de explicar la formación del Oróclino Boliviano. Las tensores compresivos (crisis Quechua) son los marcadores del cierre de las cuencas Neógenas.

Los datos geocronológicos parecen indicar que la actividad magmática en la zona estudiada ha sido más o menos continua desde el Eoceno (48 Ma) y que la repartición del magmatismo, en cambio, muestra una neta evolución en el espacio.

Los cálculos de la deformación indican que los valores de acortamiento tectónico obtenidos a partir de los datos geológicos de superficie, no fueron suficientes para producir el espesamiento cortical evidenciado por la geofísica. Para explicar este exceso de volumen se propone un sub-“placage” de material continental proveniente de la subducción o el aporte de restos litosféricos como efecto de la erosión tectónica. Sin embargo, si el duplicamiento de la corteza es enteramente debido al acortamiento tectónico, la deformación en superficie estaría bien expresada solamente en ciertos lugares.

La cinemática de placas bien parece tener un rol sobre la tectónica Andina, sus crisis y periodos o eventos, y la deformación es controlada por los grandes accidentes paleogeográficos.

PALABRAS CLAVE.— Andes, Peru, Altiplano, Cusco, Meso-Cenozoico, Sedimentación, Estructura, Cuencas sedimentarias, Espesamiento cortical, Sub-“placage”, Evolución geodinámica.

AVANT-PROPOS

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une convention entre l'ORSTOM et l'Universidad Nacional San Antonio Abad de Cusco. Le projet a commencé au début des années 90, à l'époque où l'ORSTOM préparait son départ du Pérou.

La première partie de ce projet a débouché sur la réalisation d'un DEA [1991-1992] à l'Université de Grenoble. Afin de préparer le travail ultérieur, il avait été décidé de réviser la stratigraphie et la sédimentologie des séries mésozoïques de la région de Cusco, qui étaient peu connues à l'époque. A partir de ces données, une cartographie détaillée des terrains méso-cénozoïques a été réalisée, le but de la thèse présentée étant d'étudier l'évolution tectonique et le raccourcissement andin au niveau d'une transversale passant par Cusco. Pour ce faire, il a fallu également étudier la stratigraphie des séries tertiaires alors très mal connues.

La région de Cusco-Sicuani-Abancay, située dans les Andes Sud du Pérou, s'étend entre la bordure NE de la Cordillère Occidentale et la bordure SW de la Cordillère Orientale et constitue la terminaison NW de l'Altiplano. C'est l'étude de ce vaste domaine, peu connu, qui fait l'objet de cette thèse qui permet de mieux cerner les processus déterminant l'évolution de la chaîne. Cependant il est nécessaire de préciser que cette synthèse résulte de nombreux travaux. En effet, la réalisation de ce travail peut être divisée en plusieurs étapes :

- Une école de terrain effectuée en 1982 dans les environs de Cusco (Pisac-Huancalle) et dirigée par R. Marocco, est le point de départ des travaux de recherche sur la géologie de la région de Cusco qui déboucheront sur cette thèse. En effet, après cette école de terrain, E. Córdova, professeur à l'UNSAAC, a bénéficié d'une bourse pour faire une thèse à l'Université de Pau sur la sédimentologie des bassins de couches rouges du Groupe San Jerónimo (1983-1986). A la même époque (1983-1985), j'ai terminé avec F. Candia ma thèse d'ingénieur sur la stratigraphie mésozoïque et la tectonique de la région de Huambutío-Pisac, basée sur la cartographie de cette région au 1/25.000. Pendant les années 1985-89, des travaux ponctuels débouchant sur des thèses locales, et des écoles de terrain dirigées par moi-même et des collègues français, montrent le complexité structurale de la région de Cusco. Parmi ces travaux, on notera la thèse de R. Ligarda [1989] sur la région de Curahuasi, qui a été dirigée par G. Carlier et moi-même.

- En 1989-90, j'ai étudié en détail les séries mésozoïques de la région de Cusco, en utilisant des méthodes biostratigraphiques, sédimentologiques et l'analyse séquentielle. Ce travail a abouti à la rédaction d'un mémoire de DEA [1991-1992] sous la direction de E. Jaillard.

- Après le DEA, l'objectif était d'orienter le travail de recherche sur les aspects tectoniques de la région de Cusco. Pour cette raison, j'ai continué les levés cartographiques systématiques au 1/25.000.

Postérieurement, c'est avec l'aide des étudiants de l'Université de Cusco que le travail s'est poursuivi, et a

débouché sur de nombreuses thèses locales concernant la cartographie, la sédimentologie, la géologie structurale et la pétrologie de quelques zones. Ainsi, R. Chávez [1995-1996] a fait sa thèse sur la zone d'Urubamba-Calca, et Herrera et Vallenás [1996], sur la zone de Limatambo.

- Grâce à ces travaux de recherche en cours de réalisation, l'INGEMMET (Institution chargée du levé de la Carte Géologique du Pérou) a signé un premier contrat avec l'Université de Cusco pour lever la carte géologique des feuilles de Urubamba et Calca au 1/100.000, situées au cœur de mon domaine d'étude. Mes données stratigraphiques, tectoniques et cartographiques ont servi de base au dessin de ces cartes. Dans une seconde étape on a réalisé les feuilles de Chuanquiri et Pacaypata, situées au Nord du noyau de la déflexion d'Abancay, en bordure NW de la zone d'étude de ma thèse. Les levés ont apporté des données nouvelles en ce qui concerne la connaissance et la corrélation du Précambrien et du Paléozoïque.

Cependant, la plus grande partie des observations présentées dans cette thèse sont originales, et seules les zones situées en bordure de la zone d'étude ont été réinterprétées, en s'appuyant notamment au SE, sur les levés de E. Audebaud (cartes de Ocongate, Sicuani, Ayaviri et Descanso). Une grande part de photo-interprétation et l'analyse des images satellites a permis de lever un vaste domaine situé sur les extrémités de la zone étudiée (feuilles de Quillabamba et Santa Teresa au NW, zone Sud de Cusco).

Une partie importante de ma thèse a été l'étude des séries et bassins tertiaires, pour laquelle on a utilisé simultanément les méthodes classiques de l'analyse structurale et de la sédimentologie appuyées sur des reconstitutions paléogéographiques. En effet, c'est la confrontation de ces méthodes qui permet de retracer l'évolution de la chaîne, pour laquelle les bassins intramontagneux sont de bons marqueurs à la fois sédimentaires et tectoniques de l'évolution andine. Parmi ces séries, les puissantes couches rouges du Groupe San Jerónimo alors considérées comme crétacées, avaient été étudiées en détail par Noblet [1985], Noblet *et al.* [1987], Córdova [(1986)], López [1987], López et Córdova [1988]; les Formations Punacancha et Paruro ont été étudiées respectivement par Chávez *et al.* [1993-1994] et Jaimes et Romero [1996], avec ma collaboration et sous ma direction, et avec l'aide de E. Jaillard et R. Marocco. L'étude de ces bassins a en particulier ouvert des perspectives très nouvelles en permettant des corrélations stratigraphiques entre séries synorogéniques andines.

L'étude du magmatisme a été reprise des travaux de R. Ligarda [1989], et surtout de G. Carlier [mém. d'habilitation, Carlier *et al.*, 1988, 1992, 1996, 1997]. J'ai cependant contribué à ce travail en ce qui concerne la cartographie, les contacts stratigraphiques et quelques datations qui ont permis de connaître l'âge de ces roches, et des événements magmatiques et tectoniques associés. Une série de datations radiométriques K/Ar a été effectuée par le Service National Géologique du Chili [Sernageomin], qui

complète les datations effectuées par M. Bonhomme et G. Carlier à l'Université de Grenoble

Concernant l'analyse tectonique, mes données et mesures microtectoniques ont été utilisées pour l'analyse structurale des failles, par un étudiant de Maîtrise de l'Université de Grenoble [G. Levresse, 1995], en utilisant les logiciels Can Saisie et CanEtch. Postérieurement, j'ai utilisé le logiciel Stress 2.3.1. pour retraiter ces données et en traiter de nouvelles, obtenant des résultats similaires. Finalement, à partir de ma carte géologique et des données de surface, j'ai construit des coupes structurales en essayant de les équilibrer, pour calculer le raccourcissement tectonique dans la région de Cusco.

Le but initial de mon travail était l'étude générale des séries méso-cénozoïques. Cependant, étant donné la nécessité

de tenir compte des événements plus anciens, j'ai été amené à m'intéresser aux séries paléozoïques et au substratum précambrien. Je me suis appuyé sur les données de Audebaud [1963-67], Marocco [1976, 1978], Laubacher [1976-78] et des cartes géologiques que j'ai dirigées (Calca, Urubamba, Chuanquiri et Pacaypata).

Les modèles interprétatifs issus de ces études sont fondamentaux pour la compréhension de l'évolution géodynamique des Andes au Méso-Cénozoïque. Aussi une large part est faite aux résultats de la confrontation des méthodes structurales, sédimentologiques et magmatiques. L'ensemble de ces travaux, qui reposent sur des campagnes de terrain réalisées entre 1990 et 1997, permet à présent de retracer les grandes étapes de l'évolution mésozoïque et tertiaire de la région de Cusco, située à la terminaison NW de l'Altiplano.

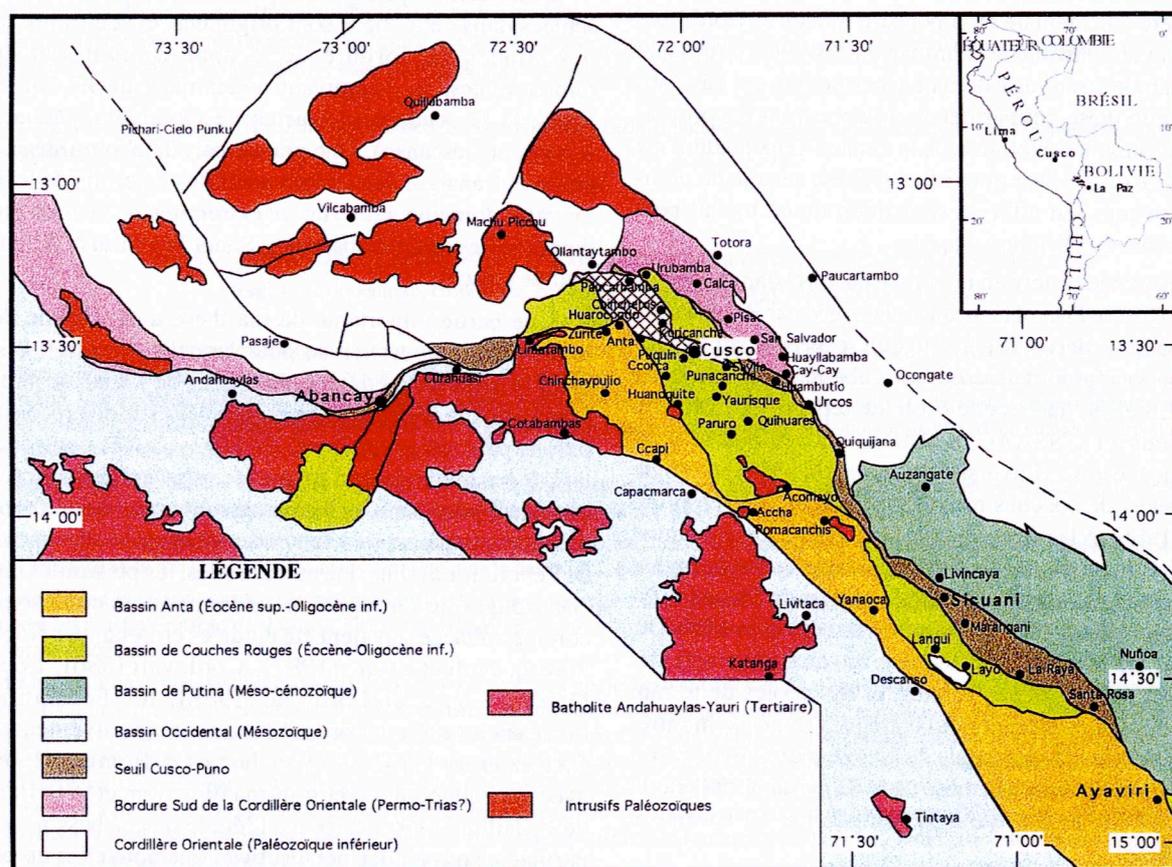


Fig. 1.- Carte géologique simplifiée de la région de Cusco (Pérou).

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

1. SITUATION DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

La région de Cusco se situe dans les Andes Sud du Pérou (Fig. 1). La zone couverte par cette étude (environ 20, 000 km²) s'étend entre la bordure NE de la Cordillère Occidentale et la bordure SW de la Cordillère Orientale. La région de Cusco constitue la terminaison NW de l'Altiplano. Ce plateau est ici une zone de reliefs relativement doux, d'altitude moyenne proche de 4000 m.

2. PRÉSENTATION GÉNÉRALE DES ANDES DU SUD PÉROU

Les Andes, système montagneux qui s'étend sur près de 5000 km (5°-46°S), constituent une chaîne cordillère typique, associée à un processus de subduction entre la plaque océanique de Nazca et la plaque continentale d'Amérique du Sud (Fig. 2). Cette chaîne, qui présente une haute topographie, est caractérisée par un arc magmatique calco-alkalin, témoin d'une subduction active depuis environ 200 Ma.

La subduction au niveau du Pérou-Chili septentrional (5°-27°S) est actuellement caractérisée par deux segments de géométries différentes. Le Pérou central correspond à un segment où l'angle de la subduction est subhorizontal (5°-15°S), caractérisé par l'absence d'arc volcanique et par une compression qui affecte les Hautes Andes et une large portion de l'avant-pays oriental [Deza, 1971 ; Mégard et Philip, 1976 ; Suarez *et al.*, 1983 ; Dorbath *et al.*, 1986 ; Sébrier *et al.*, 1988]. Le Pérou méridional et le Chili septentrional (15°-27°S) correspondent à un segment où le plan de subduction est incliné d'environ 30°. Il est caractérisé par la présence d'un arc volcanique et par des déformations compressives qui affectent les deux bordures, et une extension dans les Hautes Andes [Sébrier *et al.*, 1988].

D'un point de vue morphostructural, les Andes péruviennes sont caractérisées par plusieurs domaines qui sont d'Ouest en Est : le talus continental, les bassins d'avant-arc, la Cordillère de la Côte, la Cordillère Occidentale, l'Altiplano, la Cordillère Orientale et la Zone Subandine (Fig. 3).

La chaîne est segmentée au niveau de la déflexion d'Abancay [Marocco, 1978], où les structures générales prennent, sur plus de 250 km, une direction Est-Ouest (Fig. 2). Cette déflexion, qui s'étend entre 13°S et 15°S, se situe au niveau de la transition entre la subduction subhorizontale du Pérou Central et celle inclinée du Pérou méridional-Chili septentrional [Hasegawa et Sacks, 1981 ; Grange, 1983 ; Grange *et al.*, 1984]. Les structures E-W de la Déflexion d'Abancay se raccordent à l'Est, au niveau de la région de Cusco, aux directions andines NW-SE à WNW-ESE du Pérou méridional, qui s'étendent jusqu'à l'Orocline Bolivien.

L'un des éléments les plus remarquables du volume montagneux andin est l'Altiplano, haut-plateau situé à une altitude de l'ordre de 4000 m, dont la forme en plan est celle d'un croissant (orocline) dont les pointes se situent vers 13°S et 27°S, et dont la largeur au niveau du coude de

Santa Cruz atteint 300 km. La région de Cusco se situe à la pointe nord de ce croissant (Fig. 2).

Plusieurs modèles géophysiques sont proposés pour expliquer les hauts reliefs andins, et en particulier l'Altiplano. Les données sismiques sont en faveur de la thèse classique d'une croûte sialique épaissie, atteignant 70 km dans le Sud du Pérou [James, 1971 ; Cunningham *et al.*, 1986 ; Fig. 2]. Le mode de formation de cette racine crustale reste l'un des problèmes majeurs de la géologie des Andes. Plusieurs facteurs interviendraient dans des proportions difficiles à établir : des cisaillements crustaux se traduisant en surface par des charriages, l'addition à la base de la croûte de magma, provenant de la fusion du manteau et peut-être de celle des couches supérieures de la plaque subductée, et enfin l'adjonction en base de croûte de roches provenant d'un prisme d'accrétion, qui aurait été entraînées peu à peu sous le continent par un processus d'érosion mécanique lié à la subduction. De ces trois processus, seul le premier donne lieu à des manifestations visibles et susceptibles d'être étudiées en surface.

Des ceintures écaillées linéaires existent dans les Andes. La plus importante est localisée au contact entre les Andes et les bassins péricratoniques d'avant-pays qui les bordent à l'Est. C'est la zone écaillée subandine que l'on suit de l'Argentine au Venezuela. Ce chevauchement, pour l'essentiel d'âge mio-pliocène, est la preuve la plus évidente que des charriages antithétiques à la subduction océanique se développent dans les chaînes marginales.

Une autre ceinture chevauchante à vergence Est, plus ancienne (Crétacé supérieur), et peut-être plus intense, existe au Sud-Ouest dans la région d'Arequipa (Chevauchement de Cincha-Lluta). Elle montre le chevauchement du socle précambrien sur les séries mésozoïques du bassin occidental avec une flèche d'au moins 25 km.

Une troisième ceinture paraît correspondre aux systèmes de chevauchements à vergence Est, de la bordure NE de la Cordillère Occidentale, ancienne limite du bassin occidental et du seuil Cusco-Puno. Cette ceinture que nous allons étudier dans le secteur de Cusco, se suit sur plus de 600 km et limite au Nord-Est l'Altiplano. Cependant ce système est encore mal connu du fait de l'existence d'une couverture volcanique et de nombreuses intrusions de granitoïdes.

3. LA ZONATION MORPHO-STRUCTURALE

Les ensembles morphostructuraux des Andes du Sud du Pérou sont allongés selon une direction NW-SE, parallèle à l'axe de la chaîne. Ce sont d'Ouest en Est : la fosse de subduction, le talus continental, le plateau continental, la zone côtière, la Cordillère Occidentale, l'Altiplano, la Cordillère Orientale, le versant amazonien des Andes et la plaine amazonienne (Fig. 3).

La fosse est profonde de 7000 m environ au niveau du Sud du Pérou. Son versant est, qui constitue le talus continental inférieur et moyen, est très penté (5 à 10°) et large de 50 à 80 km. Le talus supérieur (30 km de large) montre un relief plus régulier; il inclut le bassin d'avant-arc ex-

terne de Camana (Oligo-miocène). Un seuil (Cordillère de la Côte) sépare le talus supérieur du plateau continental (50 km de large) qui inclut le bassin d'avant-arc interne de Moquegua (Éocène supérieur-Pliocène), qui peut être submergé.

La Zone Côtière forme une étroite bande de terrain qui correspond au désert côtier. Sa largeur varie de 30 à 50 km et son altitude de 0 à 2000 m; elle correspond à un grand glacis post-éocène. La zone côtière est parfois accidentée par une cordillère côtière (Cordillère de la Côte ou Complexe Basal de la Côte); à l'Est, elle est limitée par le batholite côtier où s'est développé le piémont pacifique (versant pacifique des Andes).

La Cordillère Occidentale forme un ensemble morphologique bien individualisé large de 100 km, avec une ligne de crête dépassant souvent 5000 m d'altitude (Arcata, Orcoma, Cayarani). Des terrains sédimentaires mésozoïques et des volcanites cénozoïques y affleurent. L'arc magmatique est marqué par une frange de volcans actifs (Sabancaya, Ambato, etc.) culminant parfois jusqu'à 6000 m d'altitude. La Cordillère Occidentale est comprise entre le batholite de la Côte à l'Ouest et l'Altiplano à l'Est.

L'Altiplano constitue la morphologie caractéristique essentielle de l'Orocline bolivien. Ce plateau forme une zone de reliefs relativement doux, d'altitude moyenne proche de 4000 m; il correspond en gros à un énorme bassin cénozoïque, où se sont accumulés plus de 10 km de sédiments continentaux. On y différencie actuellement 2 unités: l'Altiplano Oriental chevauché par la Cordillère Orientale, et l'Altiplano Occidental limité à l'Ouest par de grands accidents anciens qui le séparent de la Cordillère Occidentale. La Cordillère Orientale a une altitude moyenne proche de 4500 m, mais dépasse souvent 5000, voire 6000 m (Ausangate, Callangate, etc.). Cette région correspond au domaine d'affleurements de la chaîne hercynienne. Le versant amazonien est très raide dans sa partie haute puis s'abaisse plus doucement jusqu'à la plaine amazonienne (200 m d'altitude au niveau du río Madre de Dios). Ce versant est très fortement entaillé par les tributaires du Río Madre de Dios.

La versant amazonien est caractérisé par la présence de la Zone Subandine qui marque la limite entre la Cordillère Orientale et le bassin d'avant-pays amazonien (bassin Madre de Dios). Ce domaine représente un système d'écaillés de terrains plissés et chevauchés vers le NE.

Géologie Alpine, 2002, Mémoire H.S. n° 39

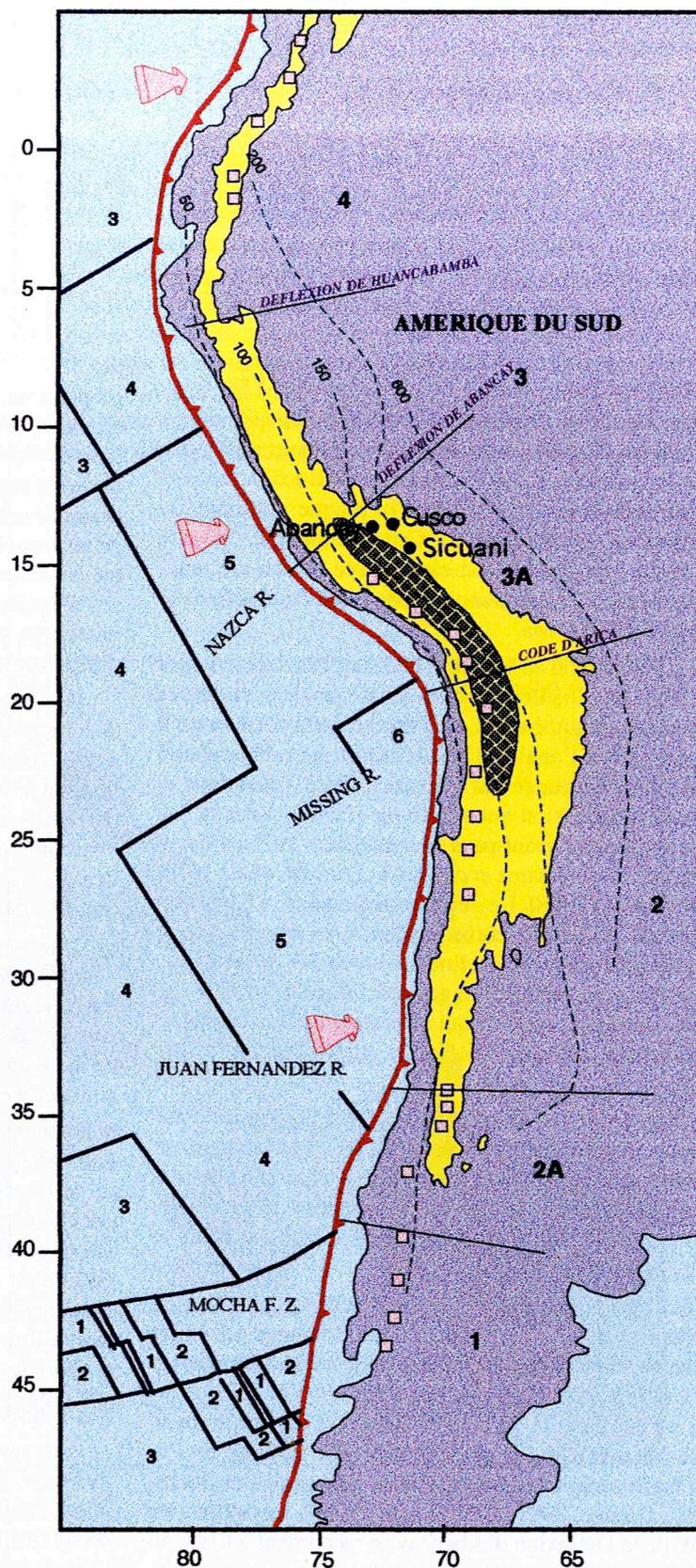


FIG. 2.- Situation géodynamique de la région de Cusco.

La région de Cusco se situe à l'extrémité nord de l'Altiplano (en marron). La topographie (en jaune > 2000 m) reflète l'épaisseur de la croûte (70 km au Pérou et en Bolivie). Les traits verts montrent la profondeur (en km) du toit de la plaque subduite; les carrés roses correspondent à l'arc volcanique (avec deux lacunes au Nord Pérou et au Centre Chili). L'âge de la lithosphère subduite varie tout au long de la marge (1: Quaternaire; 2: Pliocène; 3: Miocène; 4: Oligocène; 5: Eocène; 6: Paléocène). Les flèches indiquent la direction de convergence de la plaque Nazca relativement à la plaque Sud Amérique.

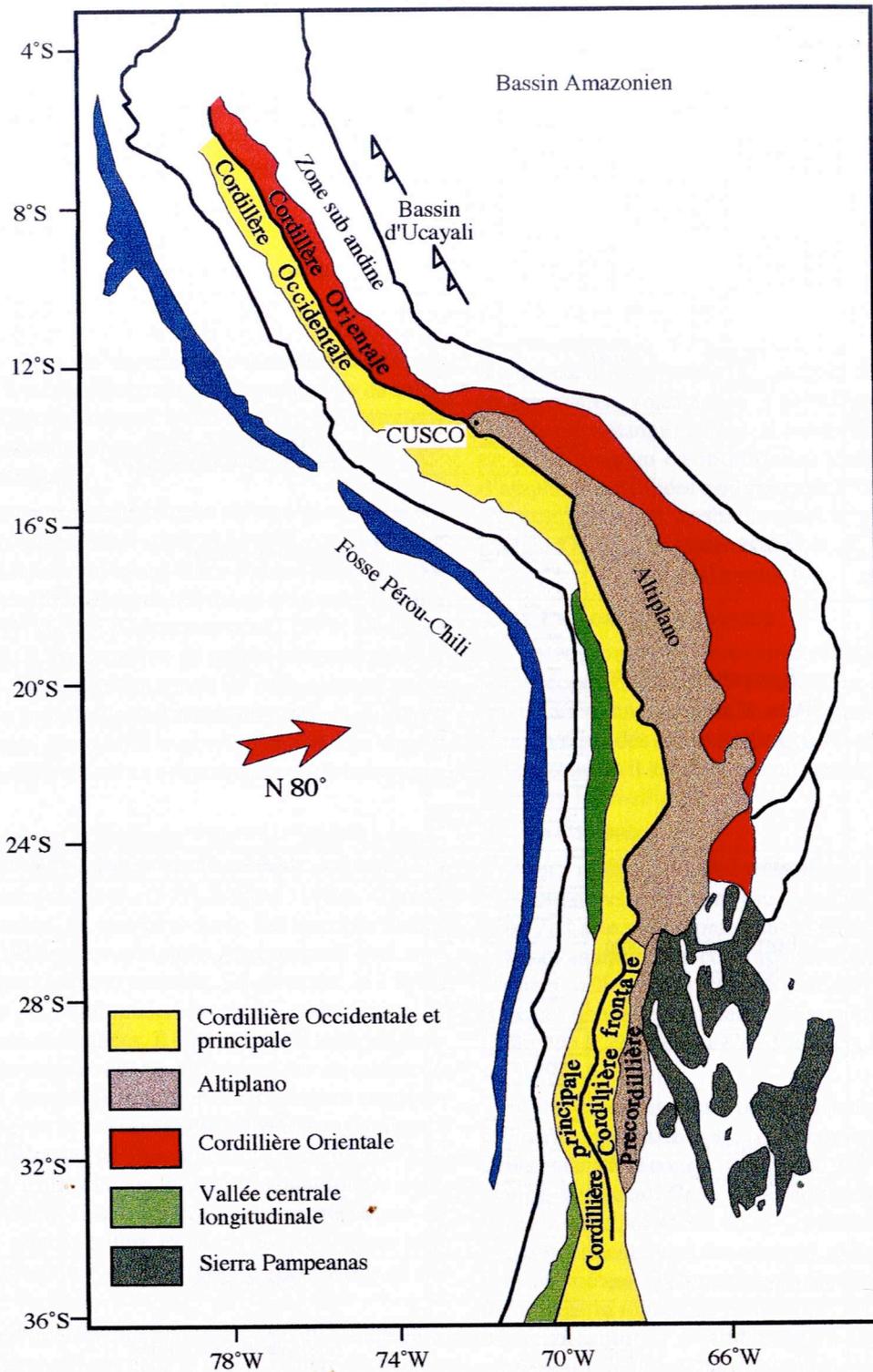


Fig. 3.— Principales unités morphostructurales des Andes centrales.

4. TRAVAUX ANTÉRIEURS

On doit les premières études géologiques de la région de Cusco à Gregory [1914-1916], qui fit partie de l'expédition de l'Université de Yale après la découverte archéologique du site de Machu Picchu.

Par la suite, Newell *et al.* [1949] publièrent des données sur la stratigraphie du Paléozoïque supérieur et du Crétacé-Tertiaire.

Entre 1950 et 1970, les publications concernent des

études à caractères pétrographique ou métallogénique. C'est à Marocco [1977-1978] que l'on doit le premier travail moderne sur la région, incluant une synthèse régionale et l'interprétation de la Déflexion d'Abancay. Les années 1985-1992 ont vu la réalisation de travaux thématiques, concernant notamment la stratigraphie et la sédimentologie des séries mésozoïques et cénozoïques de la région de Cusco [Noblet, 1985 ; Córdova, 1986 ; Carlotto, 1992], et la néotectonique [Cabrera, 1988].

| Age | | UNITÉS STRATIGRAPHIQUES | ÉPAISSEUR (m) | LITHOLOGIE | DESCRIPTION | MILIEU | |
|-------------|---------------|-------------------------|--------------------------------------|------------|--|---|--|
| PALÉOZOÏQUE | MES. Trias | Groupe Mitu | ±1000 | | Rhyolites, andésites, conglomérats, grès et lutites. | Cônes, dépôts fluviatiles et coulées de lavas. | |
| | Permien Sup. | | | | | | |
| | Permien Inf. | Groupe Copacabana | 800 | | Calcaires, lutites et grès. | Littoral et plate-forme carbonatée peu profond. | |
| | Pennsylvanien | Groupe Tarma | >1000 | | Grès, lutites et calcaires. | Littoral et plate-forme carbonatée épicontinentale. | |
| | Mississippien | Groupe Ambo | >1000 | | Conglomérats, grès conglomératiques, arkoses et grès | Cônes alluviaux, dépôts fluviatiles et littoraux | |
| | Dévonien | Sup. | Formation Cabanillas | >1000 | | Quartzites et lutites. | Littoral. |
| | | Moy. | | | | | |
| | Silurien | Inf. | Formation Paucartambo ou Quillabamba | 3000 | | Lutites noires et grès | Marin. |
| | | | | | | | |
| | Ordovicien | Supérieur | Formation Zapla | <300 | | Grès, schistes, diamictites et microconglomérats. | Marin et glacio-marin. |
| | | | Formation Sandia | 2000 | | Lutites noires et grès | Marin peu profond et littoral. |
| | | Moy. | Formation San José | 2500 | | Grès et lutites | Marin peu profond. |
| | | Inf. | Formation Veronica | 500 | | Conglomérats. | Cônes alluviaux |
| | Cambrien | | Formation Ollantaytambo | 1200 | | Grès, ignimbrites et cinérites. | Volcano sédimentaire probablement continental. |
| Précambrien | | | | | Granulites y gneiss. | | |

FIG. 4.— Stratigraphie du Paléozoïque de la région de Cusco [D'après Marocco, 1977 ; Carlotto *et al.*, 1996 ; Cardenas *et al.*, 1997].

CHAPITRE 2 L'ÉVOLUTION PRE-ANDINE

Dans cette première partie, nous présentons rapidement les données de la littérature et des travaux personnels, sur l'évolution du secteur étudié, du Précambrien au Permien moyen (Fig. 4). L'étude des affleurements du substratum précambrien et paléozoïque de la région de Cusco permet déjà l'identification de plusieurs domaines paléogéographiques.

1. LE SUBSTRATUM PRÉCAMBRIEN

La Chaîne des Andes, bien que située en bordure du domaine pacifique, est une chaîne intracontinentale, et par conséquent à substratum sialique. L'essentiel de ce substratum sialique correspond à des terrains précambriens métamorphisés au cours d'un cycle orogénique du Précambrien terminal.

Ce substratum précambrien n'affleure pas dans la région d'étude, cependant il apparaît à 130 Km au NW (Fig. 5), dans le Massif de Pichari-Cielo Punku, daté à 1140 ± 30 Ma, qui constitue le noyau affleurant d'un anticlinorium hercynien WNW-ESE [Dalmayrac *et al.*, 1977 ; Cárdenas *et al.*, 1997]. Il est constitué de roches métamorphiques catazonales présentant des traces de déformations polyphasées. Il s'agit de gneiss charnockitiques à structure granoblastique. Ces gneiss sont cataclasés et très légèrement rétro-morphosés par un métamorphisme de basse pression.

Un diagramme «Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{208}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ » montre un âge de cristallisation à 1140 ± 30 Ma ou à 2000 Ma [Fig. 6 ; Dalmayrac *et al.*, 1977]. L'âge à 1140 ± 30 paraît le plus probable, en accord avec le fait que ces roches n'ont été affectées que très légèrement par une rétro-morphose de basse pression. En revanche, si l'âge à 2000 Ma ne peut être totalement exclu, compte tenu du faible nombre de données, il s'accorde mal avec les données pétrographiques qui ne permettent pas de mettre en évidence ici deux événements métamorphiques superposés, comme c'est le cas sur la côte sud du Pérou et dans la Cordillère Orientale du Pérou central et septentrional. Quoi qu'il en soit, il semble que les roches granulitiques de la région de Pichari-Cielo Punku soient marquées par un événement, dont la nature exacte n'est pas encore bien connue, se situant autour de 1100 Ma [Dalmayrac *et al.*, 1977].

Ce fait est intéressant à souligner, car cet événement à 1100 Ma n'apparaît pas dans la région côtière du Sud du Pérou où l'orogénèse à 600 Ma se superpose directement au cycle ancien à 2000 Ma. Il faut remarquer également que les roches de Pichari-Cielo Punku, ne semblent pas avoir été affectées par l'orogénèse à 600 Ma. Ces résultats préliminaires, qui doivent être complétés, pourraient indiquer cependant que le substratum précambrien du versant nord de la Cordillère Orientale, dans la région d'Andahuaylas-Abancay, et probablement dans celle de Cusco, est différent de celui du Sud du Pérou (Massif d'Arequipa) (Fig. 5).

La limite entre le domaine sud à 2000 Ma et le domaine nord à 1100 Ma doit se trouver dans le prolongement de la limite entre le bassin amazonien (substratum à 1100 Ma) et le craton de Guaporé (substratum à 2000 Ma). Cette ligne coïncide avec la Déflexion d'Abancay (Fig. 5) où les structures prennent une direction E-W. On peut alors se demander si la déflexion d'Abancay n'est pas contrôlée, au moins en partie, par une zone d'accidents très anciens, qui séparaient le craton à 2000 Ma au Sud, du craton à 1100 Ma au Nord [Dalmayrac *et al.*, 1977].

Par ailleurs, à 100 km à l'ENE de Cusco (Fig. 5), le Complexe d'Iscaybamba est constitué de roches volcano-sédimentaires, volcaniques et plutoniques fortement déformées et métamorphisées ; il correspond à une structure en dôme avec un cœur de gneiss leucocrates surmonté d'amphibolites foliées qui dépassent 1500 m de puissance. Ce complexe est probablement d'âge précambrien [Mégard *et al.*, 1971 ; Laubacher *et al.*, 1984].

2. LE PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR

La région de Cusco montre différentes unités paléogéographiques d'âge paléozoïque inférieur. On distingue ainsi, une zone où le substratum précambrien est surmonté par des séries vraisemblablement cambriennes, et une zone où il est directement surmonté par un ensemble ordovicien-silurien.

2.1. Le Cambrien

Des roches attribuées au Cambrien affleurent dans ce que nous appellerons le noyau de la Déflexion d'Abancay (Fig. 7). Cette zone montre, sur sa bordure sud, des séries qui sont en apparente concordance structurale sous l'Ordovicien. Elles sont probablement d'âge cambrien à infra-cambrien, et constituent la Formation Ollantaytambo [Marocco et Zabaleta, 1974 ; Marocco, 1977 ; Carlotto *et al.*, 1996].

Celle-ci est constituée par 1000 m de grès, ignimbrites et cinérites épimétamorphiques, recouverts en concordance structurale par le conglomérat basal de l'Ordovicien (Formation Verónica). Cette série semble être reprise, plus à l'Ouest, dans les séries de la Cordillère de Vilcabamba, qui contiennent aussi des niveaux carbonatés, et qui ont subi un métamorphisme hercynien, ainsi que probablement dans la région de Quincemil. La présence des roches volcaniques et l'abondance des schistes verts cinéritiques indiquent une origine volcano-sédimentaire et un environnement probablement continental [Marocco, 1977].

D'après Marocco [1977], la Formation Ollantaytambo correspondrait à des molasses post-tectoniques brasiliennes (600-550 Ma), intensément plissées et tectonisées à l'Eohercynien.

2.2. L'Ordovicien

Il affleure dans la Cordillère Orientale, sur l'Altiplano, et dans la Zone Subandine jusqu'aux confins du Brésil (Fig. 7).

Du point de vue litho-stratigraphique, l'Ordovicien peut être subdivisé en trois unités : une unité basale ou Formation Verónica ; une séquence inférieure ou Formation San José ; et une séquence supérieure ou Formation Sandia [Marocco, 1977 ; Carlotto *et al.*, 1996].

2.2.1. La Formation Verónica

La Formation Verónica affleure localement au Nord d'Ollantaytambo. Elle surmonte, en apparente discordance, la Formation Ollantaytambo, et est surmontée par la Formation San José (Arénigien-Llanvirnien). Il s'agit de 480 m de conglomérats à galets de quartzites à matrice gréseuse. Les galets paraissent provenir des niveaux quartzitiques de la Formation Ollantaytambo. Il sont bien roulés ; leur diamètre varie de 1 à 15 cm. On note souvent qu'ils sont étirés dans la schistosité hercynienne qui affecte les conglomérats. Les séquences de la Formation Verónica ont été interprétées comme d'origine alluviale [Carlotto *et al.*, 1996], en relation avec des mouvements épirogéniques finicambriens ou ordoviciens, à l'origine du bassin du Paléozoïque inférieur [Marocco, 1977 ; Carlotto *et al.*, 1996].

La série est azoïque; son âge probable est Trémadocien-Arénigien.

2.2.2. La Formation San José

A Ollantaytambo, la Formation San José surmonte la Formation Verónica. Dans d'autres régions, elle repose en discordance angulaire sur le substratum précambrien (Pichari-Cielo Punku). Elle est constituée essentiellement par des séries silico-alumineuses, d'ambiance marine peu profonde. Elle peut être subdivisée en 3 séquences (Coupe d'Ollantaytambo). La première est gréseuse ; la deuxième est formée de minces niveaux gréseux fins, de couleur claire, passant à des lutites noires ; la troisième est formée exclusivement de lutites noires. Plus au Nord, dans la partie axiale de la Cordillère Orientale, cette formation est plus argileuse, et les faciès de type microflysch y sont fréquents. L'épaisseur varie de 1200 m à Ollantaytambo à 2500 m plus au Nord.

La Formation San José a pu être datée grâce à des faunes nombreuses et abondantes de Graptolites, Trilobites et Brachiopodes, qui indiquent un âge Arénigien-Llanvirnien.

2.2.3. La Formation Sandia

La Formation Sandia est une séquence détritique marine qui surmonte en concordance et en continuité stratigraphique les lutites noires de la Formation San José; elle est épaisse de 2000 m environ. Elle est constituée à la base par une séquence de schistes noirs (200 m), parfois confondus avec la Formation San José. L'essentiel de l'unité est détritique (1300 m) ; il s'agit de bancs de grès littoraux intercalés de niveaux schisteux noirs. Elle se termine par une séquence (300 m) de schistes noirs à nodules contenant des Trilobites. Elle est datée du Caradocien. Le passage à la Formation Zapla (Ashgillien?) est en apparente concordance stratigraphique.

Sur l'Altiplano de la région de Puno existe une série de plus de 3500 m de schistes, et surtout de grès fossilifères, datés du Caradocien. Elle constitue le membre inférieur

de la Formation Calapuja. Cette épaisseur remarquable indique que l'Altiplano était le siège d'une subsidence importante pendant le Caradocien.

2.2.4. Le passage Ordovicien-Silurien et la Formation Zapla

En général, on observe au passage Ordovicien-Silurien, soit l'absence de dépôts ashgilliens, soit même une discordance régionale du Silurien sur l'Ordovicien. Dans la région de Cusco, il existe toutefois la formation Zapla, non datée.

Dans la Cordillère Orientale de la région de Cusco, le passage de la Formation Sandia à la Formation Zapla est apparemment concordant. Par ailleurs, en quelques endroits le Siluro-Dévonien repose en discordance sur différents niveaux de la Formation Sandia (Caradocien). Ceci incite à considérer que la Formation Zapla pourrait être d'âge ashgillien en accord avec ce que l'on observe en Bolivie [Sempere, 1990 ; Toro *et al.*, 1992]. La discordance serait un effet de la phase taconique. Toutefois, pour beaucoup d'autres auteurs, les fossiles ashgilliens seraient remaniés et la Formation Zapla de Bolivie (Formation Cancañiri) appartiendrait au Silurien inférieur.

Dans la Cordillère Orientale, la Formation Zapla n'affleure qu'au sein de quelque blocs limités par des failles (Fig. 7). Elle montre un niveau épais de 150 à 300 m, composé de grès, schistes, diamictites et micro-conglomérats. Les diamictites sont de couleur sombre, à texture massive et sans stratification; elles se présentent sous un aspect de microbrèches, à matrice quartzreuse, sans aucun granoclasement, dans laquelle flottent des éléments anguleux de quartz, quartzites et schistes dont la taille peut atteindre 10 cm et exceptionnellement 1 m. Les diamictites sont des faciès glaciaires déposés en milieu marin comme en atteste la faune à Chitinozoaires et Hystriochosphères.

2.3. Le Siluro-Dévonien

Le Siluro-Dévonien affleure dans la Cordillère Orientale et sur l'Altiplano (Fig. 7). Il constitue les formations Paucartambo (ou Quillabamba) et Cabanillas.

2.3.1. La Formation Paucartambo

La Formation Paucartambo est constituée d'une épaisse série de lithologie assez uniforme. Il s'agit de shales noirs ou gris. Quelques rares bancs de grès fins, épais de 10 à 50 cm, s'intercalent dans les shales. Localement, dans la Cordillère de Vilcabamba, la base de l'unité commence par des niveaux calcaires fossilifères.

L'épaisseur totale, difficile à estimer à cause de la tectonique qui l'affecte, paraît largement supérieure à 3000 m.

La Formation Paucartambo est datée du Siluro-Dévonien inférieur par des Brachiopodes, Bryozoaires, Chitinozoaires et Scolécodontes.

Dans la région de Puno, le Siluro-Dévonien inférieur est représenté par des quartzites (Taya-Taya) et des grès (500 m), suivis par environ 600 m de shales contenant une faune datée de l'Emsien [Newell, 1949 ; Boucot, *in* Laubacher, 1978]. Cette série est plus détritique que son équivalent de la Cordillère Orientale.

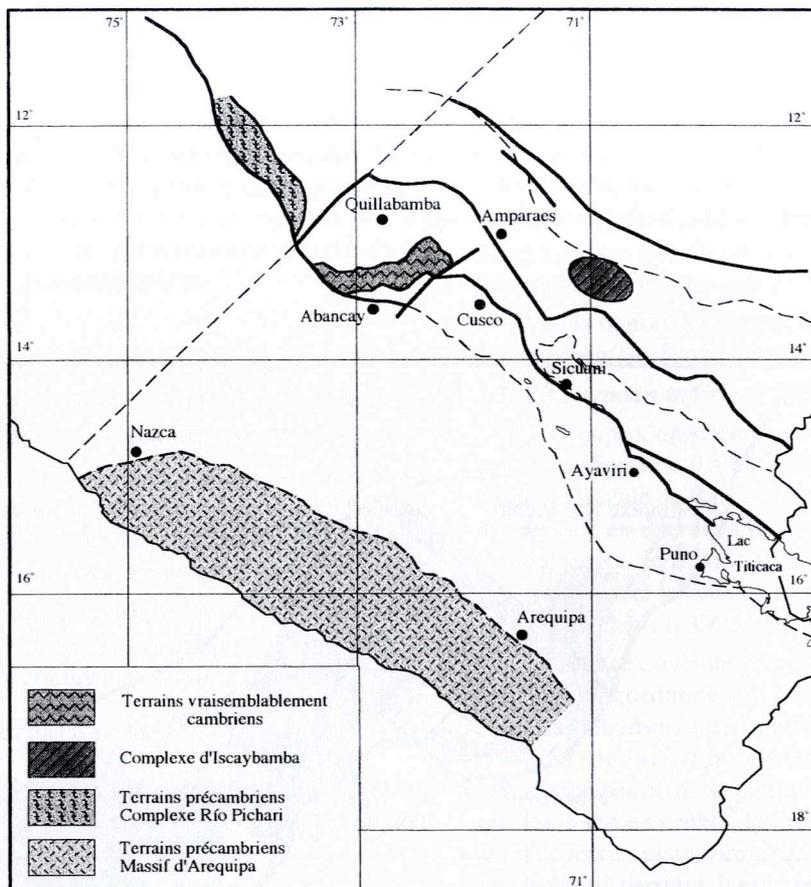


FIG. 5.- Carte des terrains précambriens et cambriens dans la région de Cusco et au Sud du Pérou.

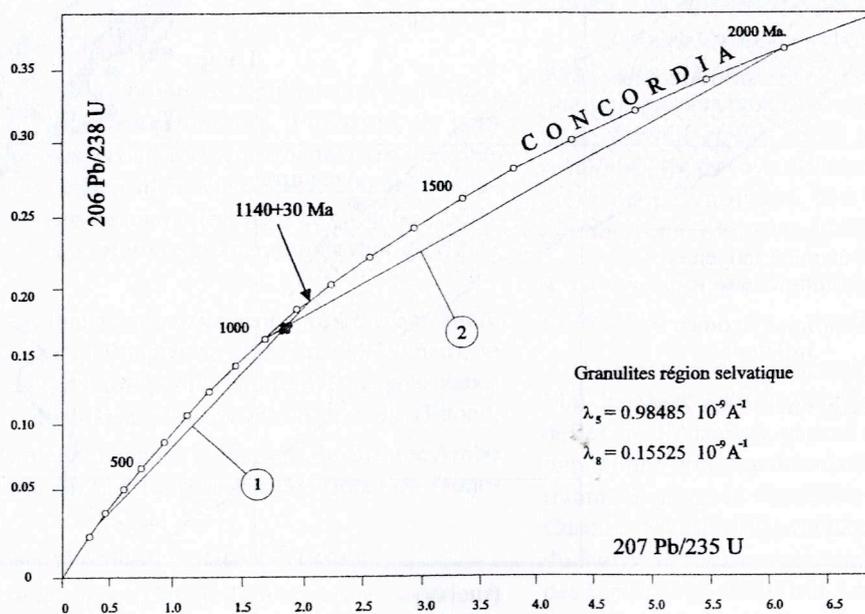


FIG. 6.- Diagramme Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ montrant l'âge du Complexe Précambrien de Pichari. [D'après Dalmayrac *et al.*, 1977].

2.3.2. La Formation Cabanillas

Sur le versant nord de la Cordillère Orientale, au Nord de la Déflexion d'Abancay, la Formation Cabanillas affleure aux Pongos de Coñec et Mainique ; elle est aussi présente sur l'Altiplano (Fig. 7), dans la région de Sicuani (Seuil Cusco-Puno), et probablement dans la région de Cusco. Cependant, elle est absente dans la zone axiale de la Cordillère Orientale, sans doute en raison d'érosions postérieures à la tectonique hercynienne.

La Formation Cabanillas est représentée par plus de 1000 m de quartzites blanches à verdâtres, datées du Dé-

vonien moyen à supérieur par des Brachiopodes, des Bivalves et des Crinoïdes. Le milieu de dépôt est littoral.

Dans la région de Puno (Altiplano), le Dévonien moyen est représenté par 200 m de quartzites blanches datées de l'Eifélien [grès de Huertas, Laubacher, 1978], surmontées par plus de 200 m de shales gris à concrétions dolomitiques, qui représentent peut être le Dévonien supérieur.

La présence de la Formation Cabanillas sur le Seuil Cusco-Puno, et son absence sur la bordure SW de la Cordillère Orientale, suggèrent que la différenciation de zones paléogéographiques orientées NW-SE ait pu avoir lieu dès le Dévonien.

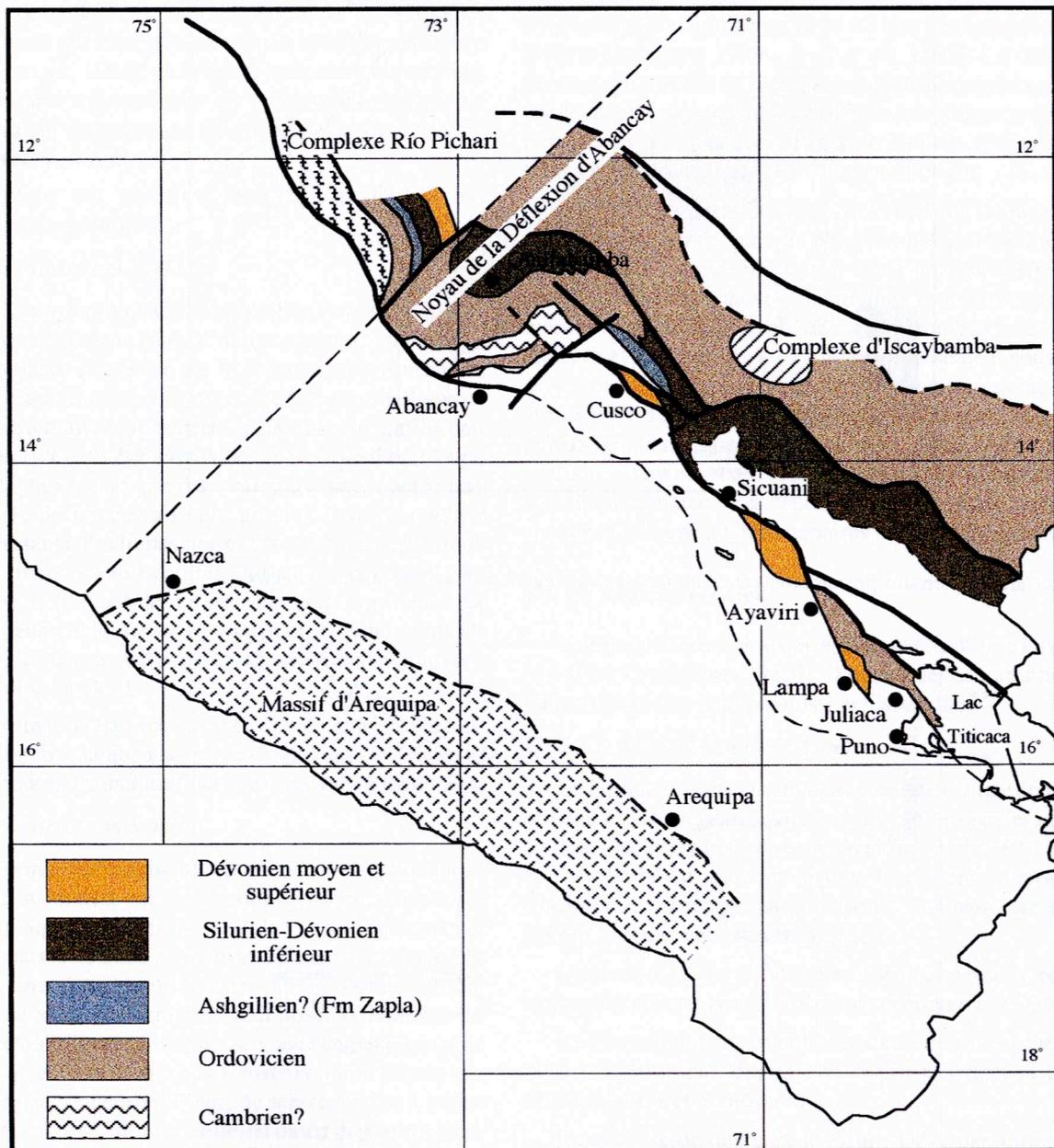


FIG. 7.- Carte des terrains paléozoïques dans la région de Cusco et au Sud du Pérou.

2.3.3. La tectonique éohercynienne

A la fin du Dévonien ou au début du Mississipien, les dépôts du Paléozoïque inférieur ont été plissés par la phase éohercynienne. La mer se retire entièrement du territoire péruvien et les reliefs éohercyniens, soumis à une forte érosion, sont démantelés et pénéplanés. L'érosion a été particulièrement importante au niveau de la zone axiale éohercynienne du centre et du Sud du Pérou. Le plissement éohercynien a provoqué un changement complet de la paléogéographie et des caractéristiques de la sédimentation. A l'épaisse série marine uniforme, détritique et silico-alumineuse du Paléozoïque inférieur, fait suite au Paléozoïque supérieur une sédimentation continentale, ou néritique calcaire, ou encore mixte.

3. LE PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR

Le Paléozoïque supérieur se différencie en deux ensembles séparés par la discordance tardi-hercynienne.

- L'ensemble permo-carbonifère (Mississipien inférieur à Permien inférieur) correspond à des dépôts continentaux et marins localement déformés par la phase tardihercynienne au Léonardien supérieur.

- L'ensemble permo-triasique (Permien moyen à Trias moyen) constitué de dépôts volcaniques, volcano-détritiques et détritiques continentaux rouges (traité dans le chapitre suivant).

3.1. Le Mississipien : Le Groupe Ambo

Le Mississipien (Carbonifère inférieur) est représenté par le Groupe Ambo qui est formé par les molasses post-tectoniques de la phase éohercynienne.

Le Groupe Ambo affleure au niveau du noyau de la Déflexion d'Abancay (Zone axiale de la Cordillère Orientale), sur le versant nord de la Cordillère Orientale, aux Pongos de Coñec et Mainique, et sur le Seuil Cusco-Puno dans la région de Sicuani (Fig. 8).

Dans le Groupe Ambo on peut distinguer deux sous-zones paléogéographiques.

Dans la première (Sicuani et Cordillère de Vilcabamba) il est constitué de conglomérats, d'arkoses, de grès conglomératiques, et de passées charbonneuses. Les conglomérats caractérisent d'anciens cônes alluviaux ; ils contiennent des galets de quartzites, schistes et roches volcaniques ; les grès et grès conglomératiques sont d'origine fluviale.

Dans le second domaine (versant nord de la Cordillère de Vilcabamba et Pongos de Mainique et Coñec), le Groupe Ambo est formé par plus de 1000 m de grès blancs à verdâtres et de shales noirs caractérisant un milieu littoral.

Les séries continentales et marines du Groupe Ambo ont été datées du Mississipien par des flores ou faunes marines.

3.2. Le Pennsylvanien : Le Groupe Tarma

Le Pennsylvanien (Carbonifère moyen et supérieur) est représenté par le Groupe Tarma, qui surmonte généralement en discordance le Groupe Ambo. Il affleure au SW de la Cordillère de Vilcabamba, au Sud de la faille du Rfo

Apurimac, et dans la région de Sicuani (Fig. 8). Il a également été signalé dans la Zone Subandine (Pongos de Coñec et Mainique).

Au Sud de la faille du Rfo Apurimac, le Groupe Tarma débute par des dépôts gréseux de milieu littoral, qui passent vers le haut à des dépôts carbonatés et lutitiques épicontinentaux, épais de plus de 1000 m. Sur les Pongos de Mainique et Coñec, il est constitué par une séquence de 100 à 400 m de grès verts tufacés, caractérisant un milieu de plate-forme clastique, surmontée par des marnes et calcaires.

Cette unité a été datée grâce à des Fusulinidés, des Brachiopodes, des Bryozoaires et des Pélécytopodes du Pennsylvanien moyen-supérieur.

Dans la région de Sicuani, le Groupe Tarma est inclus dans l'ensemble Tarma-Copacabana (cf. ci-dessous).

3.3. Le Permien inférieur : Le Groupe Copacabana

Le Groupe Copacabana est essentiellement constitué par des carbonates. Il affleure à la bordure sud de la Cordillère Orientale de Cusco, dans le noyau de la Déflexion d'Abancay, au Sud de la faille du Rfo Apurimac (Fig. 8) et aux Pongos de Mainique et Coñec. Cette unité ne paraît pas dépasser le seuil Cusco-Puno au Sud de la région de Cusco [Chávez, 1995 ; Carlotto *et al.*, 1996].

Le passage du Pennsylvanien au Permien inférieur se fait en concordance et, généralement, sans hiatus stratigraphique visible (comme à Sicuani). Cependant, en quelques endroits (Pisac), la base du Groupe Copacabana commence par 50 m de grès quartzitiques de milieu littoral. Dans son ensemble, le Permien inférieur correspond à des dépôts de plate-forme carbonatée peu profonde avec des faciès de barrière. Il est représenté par 400 à 600 m de calcaires à faunes néritiques, telles que des Madréporaires, Brachiopodes, Bryozoaires, Fusulines, etc. La partie supérieure (environ 300 m), quand elle est présente, est caractérisé par des dépôts détritiques terrigènes (Nevado Ampay) qui annoncent la tectonique tardihercynienne.

Le Groupe Copacabana contient une faune et une flore abondantes ; il a été daté du Wolfcampien et du Léonardien inférieur [parties inférieure et moyenne du Permien inférieur, Newell *et al.*, 1949] sur la base de biozones à fusulines ; les travaux effectués plus récemment, notamment en palynologie, ont confirmé cette datation [Doubinger et Marocco, 1981].

4. CONCLUSION SUR LE SUBSTRATUM PRÉCAMBRIEN ET PALÉOZOÏQUE

La présence d'un substratum d'âge précambrien (1140 Ma) dans la Cordillère Orientale, au Nord du noyau de la déflexion d'Abancay, permet de supposer que ce substratum ait une prolongation vers le SE, et constitue le substratum de toute la Cordillère Orientale de la région de Cusco et Sicuani. En revanche, la Cordillère Occidentale du Sud du Pérou montre un substratum très différent avec des âges à 2000 et 600 Ma. La limite entre ces deux types de substratum se situerait au niveau de la déflexion d'Abancay et de sa prolongation vers le SE, coïncidant avec le seuil Cusco-Puno.

Par ailleurs, la présence de séries d'âge cambrien et ordovicien basal probable dans la partie Sud du noyau de la déflexion d'Abancay, indique que cette structure est très ancienne, puisqu'elle contrôlait la sédimentation à cette époque.

Pendant le Caradocien, l'Altiplano de la région de Puno, et probablement de celle de Cusco, représentait une zone plus subsidente par rapport à la Cordillère Orientale. Ceci indique aussi que, pendant l'Ordovicien, existait un contrôle paléogéographique entre l'Altiplano actuel et la Cordillère Orientale.

La cartographie détaillée de la Formation Zapla (Ashgillien?) montre qu'elle est contrôlée par de grands accidents anciens repris par la tectonique andine. Ceci indique qu'une tectonique, définissant des blocs, s'est manifestée pendant l'Ordovicien supérieur ; ceci explique aussi la présence, ou l'absence, de cette unité sous les séries siluro-dévonien. L'actuel Altiplano, ou seuil Cusco-Puno, constituait probablement un haut structural pendant l'Ashgillien, puisque la Formation Zapla n'y est pas présente. Sur l'Altiplano de la région de Puno, le Siluro-Dévonien inférieur est plus détritique que son équivalent

de la Cordillère Orientale. Par ailleurs, la Formation Cabanillas du Dévonien moyen-supérieur n'affleure que sur l'Altiplano des régions de Puno, Sicuani et Cusco, et est absente dans la Cordillère Orientale. Ceci indique que l'Altiplano était plus subsident que la Cordillère pendant le Siluro-Dévonien. Pendant la tectonique éohercynienne, la formation de grabens a permis la préservation de ces sédiments.

Sur l'Altiplano, le Groupe Ambo du Mississipien n'affleure que dans la région de Sicuani (seuil Cusco-Puno *s.s.*); il est inconnu dans le bassin de Putina et sur l'Altiplano occidental, ce qui indique l'existence d'un contrôle paléogéographique à cette époque. Le Groupe Ambo affleure également dans le noyau de la déflexion d'Abancay, soulignant le rôle de cette unité paléogéographique. L'absence possible des groupes Tarma et Copacabana (Pennsylvanien-Permien inférieur) sur l'Altiplano Occidental, alors qu'ils sont présents sur la bordure SW de la Cordillère Orientale, peut s'expliquer par l'existence d'une zone positive qui a contrôlé et limité le bassin permo-carbonifère. Cette zone positive serait un précurseur du seuil Cusco-Puno [Chávez *et al.*, 1996].

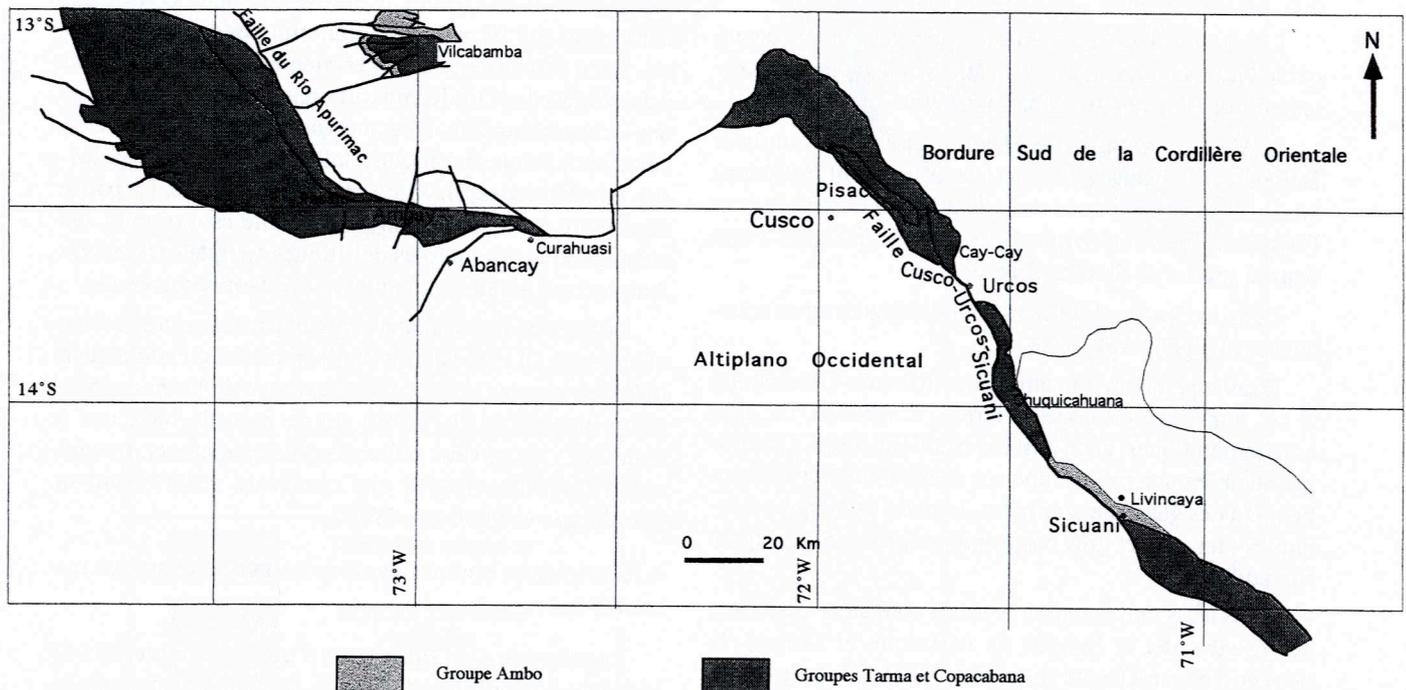


FIG. 8.— Carte d'affleurement des Groupes Ambo, Tarma et Copacabana.

CHAPITRE 3 LE PERMO-TRIAS (GROUPE MITU) : TRANSITION ENTRE LES CYCLES HERCYNIEU ET ANDIN

L'évolution andine est l'ensemble des événements sédimentaires, magmatiques et tectoniques qui se sont succédés depuis le début du Mésozoïque jusqu'à l'époque actuelle, et ont conduit à l'édification de la Cordillère des Andes. On peut néanmoins se poser la question de savoir si les molasses volcano-sédimentaires du Permien supérieur-Trias (Groupe Mitu) représentent la phase ultime du cycle hercynien, ou le premier épisode du cycle andin [Marocco, 1977]. En effet, il est probable que, dès le Permien moyen, se mettent en place les éléments qui vont caractériser l'évolution andine de la Cordillère des Andes, notamment au niveau de la zone d'étude (Abancay-Cusco-Sicuani).

Par conséquent, on présentera et décrira à part la série du Permo-Trias (Groupe Mitu), qui marque une véritable transition vers l'évolution andine proprement dite.

1. LE GROUPE MITU

Le soulèvement tardihercynien du Permien moyen [Dalmayrac *et al.*, 1977] est accompagné d'une activité volcanique et d'une sédimentation clastique continentale, qui couvrent tout ou partie de l'intervalle Permien moyen -Trias moyen. Ces dépôts volcano-sédimentaires, bien représentés dans tout le Pérou, correspondent au Groupe Mitu [Mac Laughlin, 1924].

Dans la région étudiée (Fig. 11), le Groupe Mitu affleure largement sur la bordure sud de la Cordillère Orientale, en particulier le long de l'anticlinal de Vilcanota, entre Huambutío et Urubamba. On le trouve également à Curahuasi à l'Ouest, et dans le bassin de Putina au Sud-Est. Le Groupe Mitu repose en discordance d'érosion sur le Permien inférieur, et est surmonté en discordance par le Mésozoïque.

1.1. Lithologie et milieu de dépôt

Dans la région de Cusco et Sicuani, le Groupe Mitu est divisé en deux unités litho-stratigraphiques.

La partie inférieure du groupe, ou Formation Pisac [Gabelman et Jordan, 1964 ; Candia et Carlotto, 1985] affleure entre Calca et San Salvador, à Curahuasi et à Sicuani (Fig. 9 et 10). Ce premier ensemble, de couleur rouge, est principalement constitué de conglomérats, de grès grossiers plus ou moins conglomératiques, de silts et d'argiles. La série est formée de séquences grano- et stratocroissantes, interprétées comme déposées par des cônes alluviaux [Candia et Carlotto, 1985], ou par des fleuves proximaux [Ligarda, 1989]. Les conglomérats, en bancs de 1 à 20 m d'épaisseur, sont intercalés avec des coulées volcaniques.

Les galets contenus dans ces conglomérats incluent des roches métamorphiques du Paléozoïque inférieur, ou des calcaires du Permien inférieur, mais on y observe surtout une forte proportion de roches volcaniques provenant de l'érosion de zones volcaniques contemporaines. A Pisac, quelques mesures de paléocourants indiquent que les cônes de la partie inférieure étaient pentés vers le SE, tandis que dans la partie supérieure, les transports s'effectuaient vers le NNW.

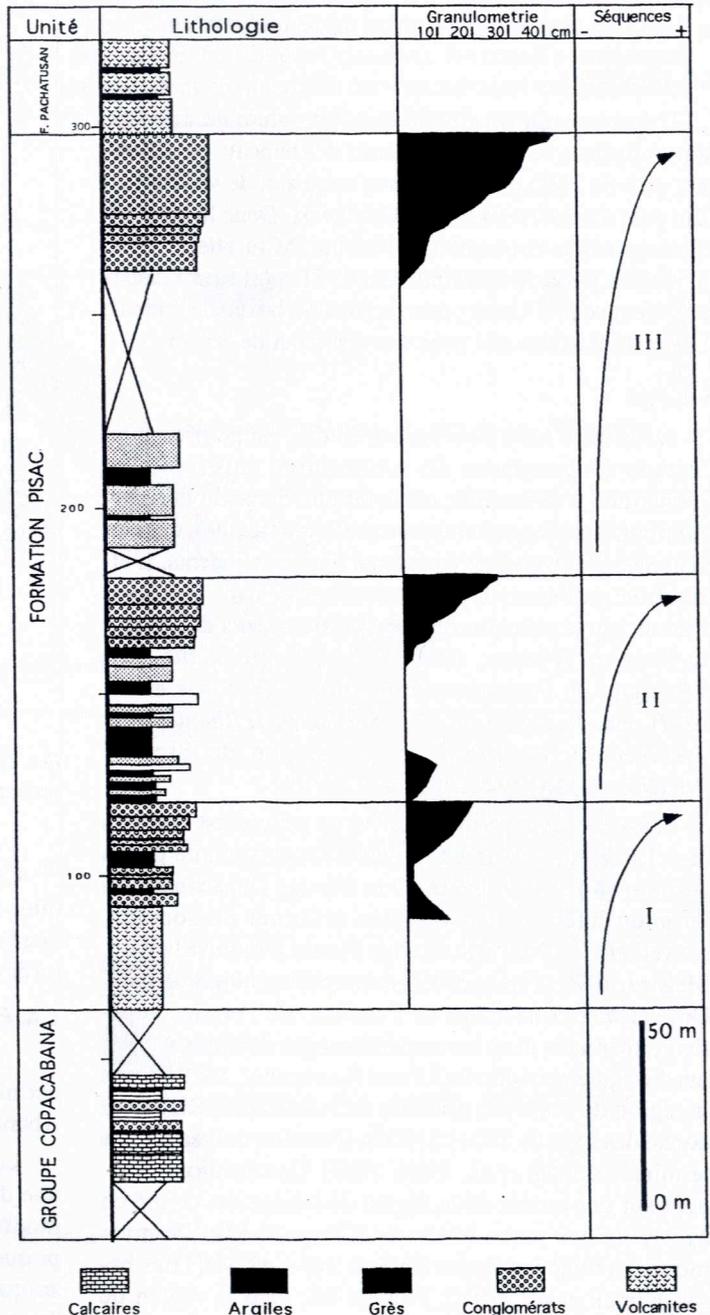


Fig. 9.- Coupe stratigraphique du Groupe Mitu levée à Pisac.

Dans la région de Sicuani [Audebaud, 1967], des arkoses intercalées dans les conglomérats montrent des laminations obliques typiques des dépôts fluviaux.

La partie supérieure ou Formation Pachatusan [Gregory, 1916 ; Kalafatovich, 1944] se compose d'une accumulation de roches volcaniques intercalées de sédiments (Fig. 9 et 10). Les roches volcaniques apparaissent sous forme de coulées de laves et de produits pyroclastiques de couleur lie de vin. Les laves sont représentées par des rhyolites et des andésites. Ces dernières semblent être plus importantes en volume. Elles sont souvent porphyriques et présentent des cristaux de plagioclase atteignant 2 à 3 cm de long dans une pâte microlitique rougeâtre. On trouve aussi des spilites (Chullpa-Marangani) qui sont visibles à la base et au sommet de la série [Audebaud, 1967].

1.2. Épaisseur

L'épaisseur du Groupe Mitu est très variable. La série la plus épaisse se trouve à l'Ouest d'Abancay, où affleurent plus de 2500 m de molasses rouges et de volcanites. Elle peut atteindre 1000 m à Curahuasi. Dans la zone de Ollantaytambo-Urubamba, le Groupe Mitu atteint 2000 m, mais sa puissance diminue vers le SE, et il tend à disparaître au niveau d'Urcos ; près de Sicuani (bassin de Putina), il réapparaît à nouveau, avec une épaisseur de 500 m.

1.3. Age

Le Groupe Mitu de la région étudiée est postérieur au Groupe Copacabana du Léonardien inférieur (le Léonardien = Artinskien, est le dernier étage du Permien inférieur, dans la nomenclature nord-américaine), et antérieur aux dépôts mésozoïques mal datés sus-jacents. L'attribution au Permo-Trias est confirmée, dans la région d'étude, par la présence de *Marginifera capaci* d'Orbigny du Permien [Fricker, 1960] et de *Linoproductus cora* d'Orbigny du Pennsylvanien-Permien [Cárdenas *et al.*, 1997] dans la région de Vilcabamba, et de *Taeniopteris coriarea* du Permien dans la région de Sicuani [Maldonado, 1918 in Laubacher, 1978].

L'âge du Groupe Mitu du Pérou central est compris dans l'intervalle Permien moyen-Trias moyen, de par sa position stratigraphique entre le Groupe Copacabana du Permien inférieur [Léonardien inférieur au sommet, Newell *et al.*, 1949] et le Groupe Pucará [Norien à la base, Mégard, 1978 ; Prinz, 1985], datés paléontologiquement. Des calcaires fins riches en Fusulines du Permien supérieur, intercalés dans les couches rouges du Groupe Mitu ont été également décrits à Puno [Laubacher, 1978]. Dans la région de Puno des données radiométriques Rb/Sr ont donné des âges de 270 et 210 Ma [Permien moyen à Trias terminal, Kontak *et al.*, 1984, 1985]. Des datations obtenues sur une coulée de la région de Juliaca ont donné un âge K/Ar sur roche totale de 272 ± 10 Ma (Permien moyen), et une isochrone Rb/Sr à 245 ± 42 Ma [Trias basal, Klinck *et al.*, 1988]. Plus au SE, dans la région de Tiawanaku (Bolivie), des coulées volcaniques basiques donnent des âges K/Ar sur roche totale de 280 ± 7.6 Ma (Permien inférieur) et de 245 ± 5.8 Ma [Trias basal, Mac Bride *et al.*, 1983].

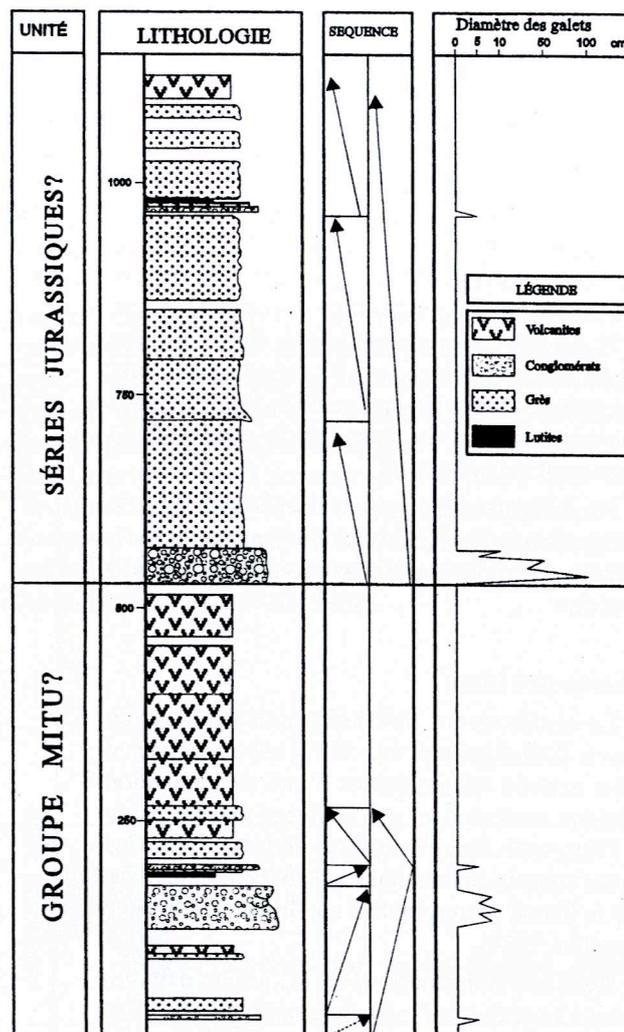


FIG. 10.— Coupe stratigraphique du Groupe Mitu et de la Formation Cay Cay, levée à Livincaya (Sicuani).

Ces données confirment dans l'ensemble un âge Permien à Trias inférieur, mais les âges à 280 et 272 Ma indiquent que le volcanisme Mitu commencerait au Permien inférieur.

1.4. Paléogéographie

La répartition des affleurements du Groupe Mitu a permis de diviser l'ensemble en 3 zones : Urubamba-Urcos, Abancay-Curahuasi et Sicuani (bassin Putina) (Fig. 11).

Les affleurements de la zone d'Urubamba-Urcos ont une direction NW-SE. Une coupe transversale (SW-NE) montre qu'ils sont répétés par des failles inverses, qui expliquent qu'ils soient localement surmontés par le Paléozoïque inférieur. A Urubamba, les affleurements sont plus épais et le volcanisme plus important, tandis qu'à Urcos le Groupe Mitu tend à disparaître. Longitudinalement, les affleurements sont contrôlés, au Sud, par l'accident de Uchuyqosqo (Fig. 11).

Dans la zone d'Abancay-Curahuasi, le Groupe Mitu affleure selon une direction E-W, et montre des faciès plus détritiques que volcaniques. Cette zone est séparée de celle d'Urubamba-Urcos par un grand accident (Faille de Patacancha) de direction NE-SW, qui les a apparemment déplacés d'environ 45 km. La faille de Patacancha, scellée par le dépôt des formations Huambutío et Huancané, a donc joué soit pendant le Permo-Trias (faille de transformation), soit pendant le Jurassique (faille décrochante). Nous pensons que la faille de Patacancha est une faille de transformation. En effet, les affleurements volcaniques de la partie plus septentrionale d'Ollantaytambo ne sont pas impliqués dans la faille ; ils passent vers le NW, et la lithologie est différente au SE de la faille (Abancay). Enfin, les affleurements E-W de Curahuasi sont décalés par la faille de Tamburco de direction NE-SW. C'est dans cette faille que s'est mis en place le granite tectonisé d'Abancay, daté par U/Pb sur zircons à 222 ± 7 Ma [Norien basal, Lancelot *in* Dalmayrac *et al.*, 1977].

Le Groupe Mitu affleure sur les bordures du bassin Putina, et en constituerait donc le substratum. Cependant, en l'absence de datations, une partie au moins pourrait représenter des séries jurassiques (Formation Cay-Cay).

Une tectonique distensive s'est développée au Permo-Trias et a provoqué l'individualisation du bassin Mitu. Les sédiments Mitu, en particulier ceux de la zone de Urubamba-Urcos, se sont accumulés dans un bassin de direction NW-SE, bordé au SW par des reliefs, rajeunis de façon intermittente par une tectonique extensive de blocs, et par des appareils volcaniques contemporains. La bordure sud était contrôlée par des failles normales, comme l'indiquent les variations transversales d'épaisseur. Au Sud, le bassin était séparé d'un seuil (le futur seuil Cusco-Puno) par l'accident de Uchuyqosqo. En même temps, et plus au NE (Cordillère Orientale), des massifs granitiques se mettaient en place ; ils correspondraient aux parties les plus profondes de la zone axiale du bassin.

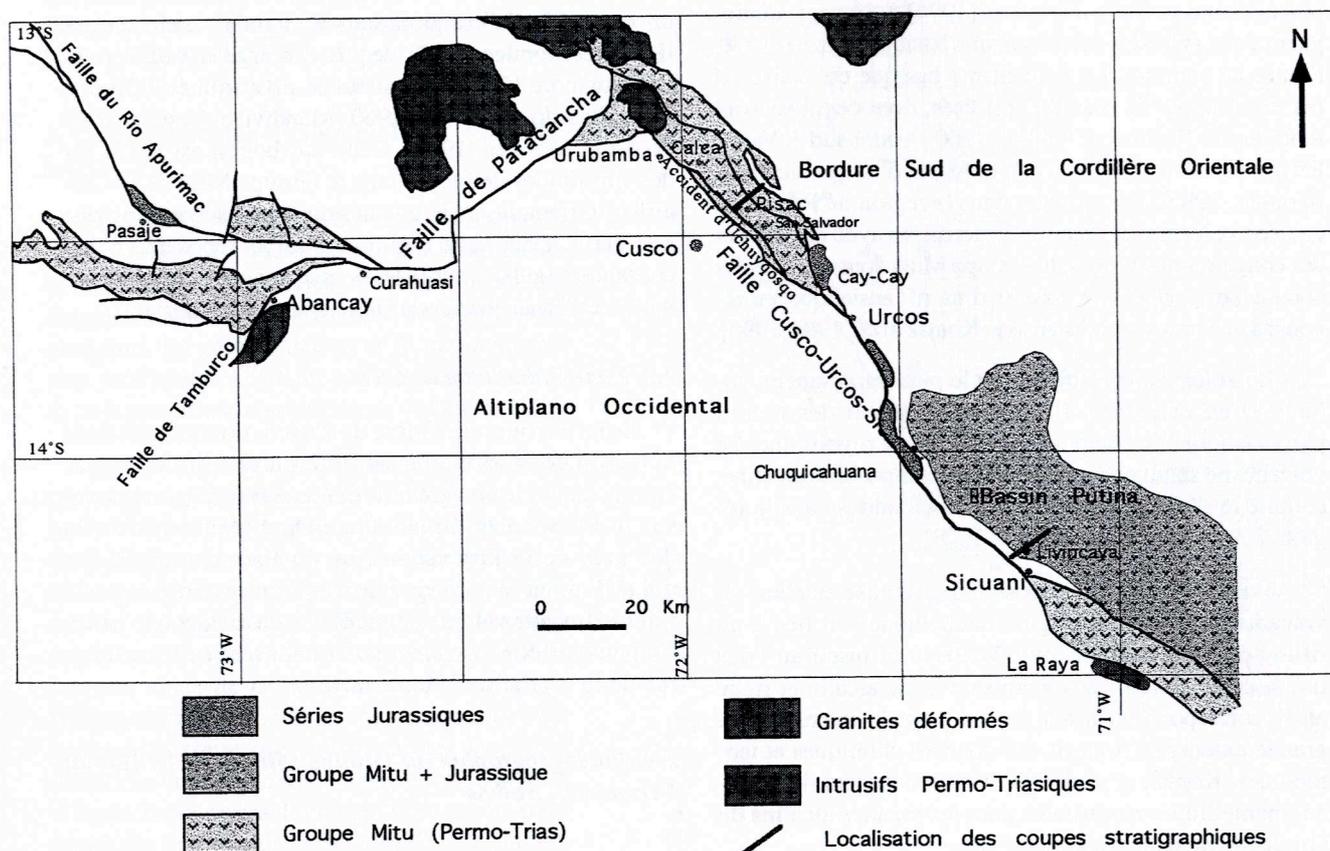


FIG. 11. — Carte d'affleurement du Groupe Mitu et des séries jurassiques.

En conclusion, la granulométrie grossière des molasses Mitu, leurs fortes variations d'épaisseur, et le volcanisme intense qui leur est associé, sont en faveur d'un régime tectonique en distension, créateur de horsts et grabens, qui caractérise toute la période de dépôt du groupe Mitu. La zone étudiée correspondrait à la bordure SW d'un bassin en extension.

1.5. Le volcanisme du Groupe Mitu

La répartition des affleurements volcaniques suggère l'existence d'une «Chaîne Volcanique Mitu» à l'emplacement actuelle de la bordure sud et sud-ouest de la Cordillère Orientale [Dalmayrac *et al.*, 1977]. De grandes intrusions dioritiques à granitiques, pouvant atteindre 100 km de long, se mettent en place à cette époque dans la Cordillère Orientale (Fig. 11).

Le volcanisme Mitu de la région de Vilcabamba-Sicuani-Puno comprend :

- un volcanisme basique qui constitue environ 20% du volume émis. Vivier *et al.* [1976] au Nord d'Urubamba, et Audebaud et Vatin-Pérignon [1974] à Sicuani, distinguent deux épisodes de volcanisme basique, l'un à la base, l'autre au sommet. Le volcanisme basique est constitué par des coulées de basaltes spilitisés, dont certaines sont tholéitiques [Fricker et Weibel, 1960 ; Audebaud et Vatin-Pérignon, 1974 ; Vivier *et al.*, 1976], et d'autres alcalines [Kontak, 1985]. Par ailleurs, dans la région de Puno, des coulées volcaniques alcalines intercalées avec des grès et des conglomérats rouges du Groupe Mitu, sont interprétées comme développées en bordure d'un rift ensialique, en réponse à une tectonique distensive [Kontak *et al.*, 1984, 1990].

- un volcanisme acide qui est le plus important en volume et en extension. Il est représenté par des roches pyroclastiques de composition dacitique à rhyolitique. Ce volcanisme serait essentiellement de composition alcaline, comme le suggère la présence de comendites dans la région d'Ayacucho [Noble *et al.*, 1978].

Vivier *et al.* [1976] proposent que la mise en place du volcanisme basique d'origine mantellique soit liée à un rifting permien de direction NW-SE, actif jusqu'au Trias inférieur et moyen. Le volcanisme acide alcalin et riche en K correspondrait à une fusion crustale intense et de grande extension. A partir des données chimiques et isotopiques, Kontak *et al.* [1984, 1990] indiquent des sources mantelliques et crustales pour les basaltes alcalins du Groupe Mitu de la région de Puno.

Le fait que le volcanisme Mitu soit associé à de nombreux grabens remplis par des couches rouges continentales épaisses et grossières est en accord avec une tectonique en extension de type «rifting». Par ailleurs, les structures en extension associées à des roches magmatiques sont très répandues dans la partie occidentale de l'Amérique du Sud au Permo-Trias [cf. Caputo, 1991 et Ramos et Key, 1991 *in* Soler et Sempere, 1993].

2. COMPARAISON AVEC D'AUTRES RÉGIONS

2.1. Bolivie

En Bolivie, le Trias moyen est représenté par les formations Ipaguazú et Sayari. Il s'agit de niveaux déposés dans des grabens de direction NW et localement NNE [Oller et Sempere, 1990]. Les basaltes sont des tholéites intracontinentales [Soler et Sempere, 1993] immédiatement postérieures au magmatisme calco-alcalin acide post-orogénique du Trias inférieur à moyen connu au Pérou, en Bolivie et au Chili [cf. Ramos et Key, 1991 *in* Soler et Sempere, 1993 ; Soler, 1991]. Ils se mettent en place en contexte distensif pendant le premier épisode de rupture de la Pangée, à une époque où il n'y a pas trace d'une subduction active le long de la marge SW du supercontinent. Ce contexte est comparable à celui que l'on observe pour le volcanisme Mitu, notamment dans sa partie supérieure.

2.2. Côte Sud du Pérou

Sur la côte du Sud du Pérou (entre Ocoña et Camana), un ensemble de conglomérats à éléments volcaniques [Pecho et Morales, 1969], de grès et d'argiles rouges, pouvant atteindre 1000 m de puissance, est attribué au Groupe Mitu [Bellido et Narvaez, 1960 ; Mendivil et Castillo, 1960 Pecho et Morales, 1969]. Cette attribution est basée sur des similitudes de faciès avec le Groupe Mitu de la Cordillère Orientale, mais aucun argument paléontologique ne l'étaye. Dans cette région, ces séries reposent en discordance angulaire sur le Paléozoïque supérieur (groupes Ambo et Copacabana) ou sur le socle précambrien.

2.3. Zone Subandine de Cusco

Dans la zone subandine de Cusco, notamment dans le bassin de Madre de Dios, le Groupe Mitu n'est pas connu, puisque les grès du Crétacé inférieur reposent sur le Permien inférieur. Cependant, des calcaires et des grès de la Formation Ene du Permien supérieur, qui affleurent aux Pongos de Mainique et Coñec, pourraient être équivalents à tout ou partie du Groupe Mitu. Ils peuvent être corrélés, notamment, avec les calcaires de la région de Vilcabamba.

2.4. Paléogéographie du Groupe Mitu dans le Sud du Pérou et en Bolivie

Après le Léonardien inférieur, les mouvements tardihercyniens provoquent l'émersion généralisée du territoire péruvien. Les molasses continentales rouge violacé volcano-détritiques, particulièrement bien développées dans la Cordillère Orientale (Fig. 12), résultent de l'érosion de ces reliefs. Ces dépôts s'accumulent dans des grabens contrôlés par des failles de direction E-W et WNW-ESE (bordure sud de la Cordillère de Vilcabamba-Vilcanota).

Ces structures E-W et WNW-ESE, qui ont contrôlé la sédimentation et le volcanisme Mitu, ont été déplacées par des accidents de direction NE-SW, comme les failles de Patacancha et de Tamburco, qui sont interprétées comme des failles de transformation liées à une tectonique de «rifting».

Sur la côte sud-péruvienne la présence du Groupe Mitu est possible, tandis que dans la Cordillère Occidentale la couverture méso-cénozoïque ne permet pas de le mettre en évidence. Finalement, dans la Zone Subandine (Pongo de Coñec-Bassin Madre de Dios), des transgressions marines ont pu recouvrir le bassin Mitu au Permien supérieur, comme en témoignent les niveaux marins de Sicuani, Vilcabamba, Puno, etc., et les calcaires de la Formation Ene qui affleurent aux Pongos de Mainique et Coñec.

En Bolivie, le Trias moyen est caractérisé par la formation de grabens et horsts, et par la présence de basaltes tholéitiques intracontinentaux, qui se mettent en place en régime distensif pendant le premier épisode de rupture de la Pangée [Soler et Sempere, 1993].

3. CONCLUSIONS SUR LE PERMO-TRIAS (GROUPE MITU)

Dans la région de Abancay-Cusco-Sicuani, le Permo-Trias est caractérisé par une sédimentation détritique continentale rouge, et par un magmatisme alcalin et basaltique tholéitique très abondant. La sédimentation et le magmatisme sont étroitement liés à un période de distension et de fracturation intense (horsts et grabens).

Le Permo-Trias doit être considéré comme un période transitoire entre le cycle hercynien et le cycle andin. C'est la phase tardi-hercynienne, datée du Permien moyen, qui marque le blocage ultime du système hercynien et conduit à la formation du supercontinent Pangée. Le Permien supérieur-Trias, par contre, correspond déjà au premier stade de la fracturation de la Pangée (rifting téthysien). Cette fracturation réactive les zones de faiblesse que constituent les anciennes cicatrices hercyniennes. Ainsi, dans la région d'étude, les bordures des bassin Mitu correspondent à des limites plus anciennes. En effet, la partie méridionale du système de failles NW-SE de la bordure SW du bassin constitue une limite paléogéographique importante au Paléozoïque inférieur. Par ailleurs, les failles NNE-SSW de Patacancha de Tamburco, qui sont interprétées comme des failles de transformation, séparent un domaine oriental où affleure le Paléozoïque inférieur, mais où le Cambrien est inconnu, d'une zone occidentale où des roches vraisemblablement cambriennes affleurent à la base de la pile sédimentaire hercynienne.

Ces roches sont affectées par un métamorphisme important, responsable de la formation d'amphibolites et de gneiss.

Bien que les principaux traits du bassin permo-triasique soient des structures héritées, ceux-ci ont aussi contrôlé toute l'évolution andine. En effet, l'examen de la carte géologique montre que les grands traits paléogéographiques et structuraux andins se calquent sur les affleurements et accidents du Permo-Trias.

Entre le Trias et le Jurassique supérieur, la cinématique des plaques est dominée par la rupture de la Pangée qui conduisit à la formation de l'Océan Téthysien, grossièrement E-W. L'influence du rifting téthysien va encore se faire sentir sur l'évolution de la marge andine au cours du Jurassique.

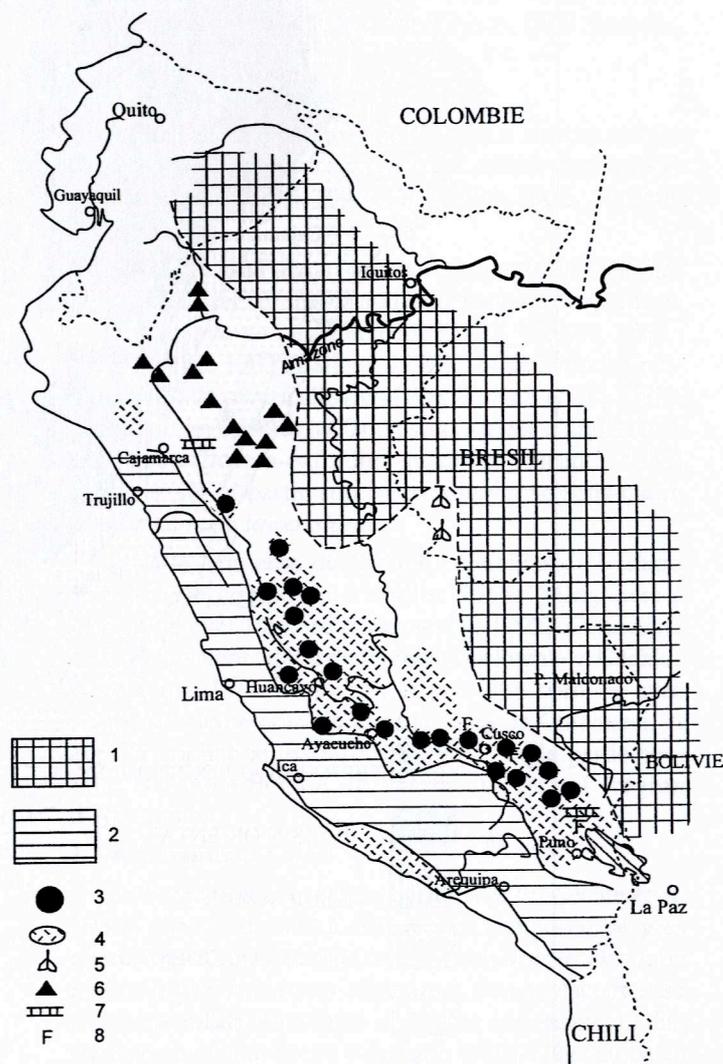


FIG. 12.— Extension et paléogéographie du Permien supérieur-Trias inférieur (Groupe Mitu).

1 : Zones émergées ou érodées (sans dépôts) ; 2 : Couverture méso-cénozoïque cachant les éventuels dépôts Mitu de la Cordillère Occidentale ; 3 : Accumulations volcaniques (arc volcanique Mitu) ; 4 : Faciès détritique ; 5 : Evaporites en intercalations ; 6 : Diapirs de sel ; 7 : Intercalations calcaires ; 8 : Fossiles. [D'après Dalmayrac *et al.*, 1980 ; Soler, 1991].

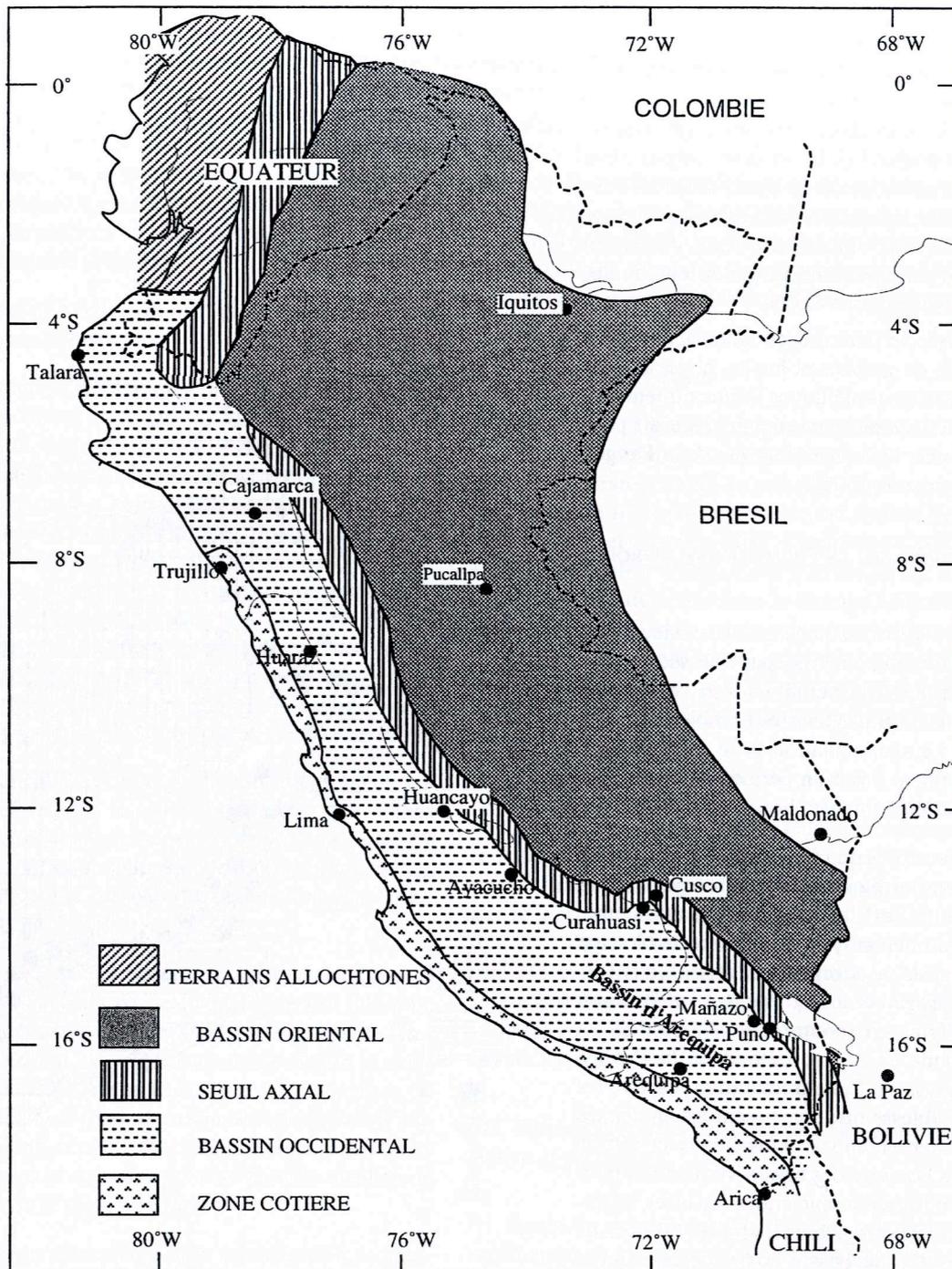


Fig. 13.- Schéma paléogéographique de la marge péruvienne pendant le Crétacé.
[modifié d'après Jaillard et Soler, 1996].

CHAPITRE 4 L'ÉVOLUTION MÉSOZOÏQUE ET PALÉOCÈNE

1. INTRODUCTION

Au Mésozoïque, la marge péruvienne est classiquement subdivisée d'Ouest en Est, en (Fig. 13) :

- une zone côtière constituée de roches paléozoïques ou précambriennes recouvertes par un magmatisme mésozoïque lié à la subduction;

- un bassin occidental (actuelle Cordillère Occidentale) très subsident recevant une épaisse sédimentation marine;

- un seuil axial à sédimentation réduite, connu sous le nom de «Géanticlinal du Marañon» au Nord du Pérou [actuelle Cordillère Orientale, Benavides, 1956] et de «seuil Cusco-Puno» [Altiplano sud, Audebaud *et al.*, 1976] au Sud du Pérou [Jaillard et Sempere, 1989];

- un bassin oriental (actuels Altiplano nord, Zone Subandine et Oriente), modérément subsident à sédimentation terrigène mixte, marine et continentale.

1.1. Le Bassin Occidental du Sud du Pérou ou Bassin d'Arequipa : Région d'Arequipa-Mañazo

Le bassin d'Arequipa correspond à la partie méridionale du Bassin Occidental péruvien (Fig. 13) et a été amplement étudié par Vicente *et al.* [1979, 1982] et Jaillard et Santander [1992]. Ce bassin commence à s'individualiser pendant le Toarcien inférieur et présente un remplissage turbiditique (Bathonien-Oxfordien), silico-clastique (Kimméridgien) et carbonaté (Tithonien inférieur) (Fig. 14). Ce bassin est limité, à l'Est, par le Seuil Cusco-Puno (Fig. 15).

1.1.1. Formation Chocolate

La partie inférieure de la Formation Chocolate, dont la base n'est pas connue, est principalement formée de laves (900 m). Le sommet est essentiellement constitué de matériel volcano-détritique qui montre des intercalations de calcaires récifaux datées du Sinémurien inférieur [Jenks, 1948 ; Vargas, 1970 ; Szekely, 1971 ; Vicente, 1981]. La Formation Chocolate qui surmonte le massif précambrien (Ouest d'Arequipa) est fréquemment considérée comme d'âge Triasique à Li as inférieur [Boily *et al.*, 1980]. Sa partie inférieure est recoupée par des plutons, dont le plus ancien a été daté à 211 ± 15 Ma, indiquant un âge triasique ou plus ancien pour la formation [Romeuf, 1990]. Le volcanisme de cette Formation Chocolate est de nature calco-alcaline [James *et al.*, 1974 ; 1975; Boily *et al.*, 1984] ce qui suggère un volcanisme d'arc associé à une subduction active [Soler, 1991]

1.1.2. Formation Socosani

La Formation Socosani (200 m) [Benavides, 1962] surmonte la Formation Chocolate en discordance d'érosion, et par l'intermédiaire d'un conglomérat de base transgressif (Toarcien inférieur). La série continue par des grès, des argiles et des calcaires de plate-forme carbonatée, et se termine par des calcarénites et des argiles de milieu hémipélagique, riches en Ammonites du Bajocien [Vicente, 1981 ; Vicente *et al.*, 1982]. Des structures tectoniques synsédimentaires indiquent que l'approfondissement du bassin est lié à une subsidence par tectonique en exten-

sion à l'Aalénien-Bajocien [Vicente, 1981 ; Salinas, 1985].

Dans la région de Mañazo, les turbidites calcaires de milieu hémipélagique de l'Unité Calcaire Inférieure (500 m) de la Formation Lagunillas sont d'âge Sinémurien à Bajocien [Portugal, 1974 ; Vicente, 1981 ; Von Hillebrandt, 1987]. La base, d'âge sinémurien, indique une transgression (comme le sommet de la Formation Chocolate) et une instabilité tectonique probablement liée à la création en extension et à la subsidence du bassin [Jaillard, inédit]. La plus grande partie de l'Unité Calcaire Inférieure est un équivalent latéral de la Formation Socosani (Fig. 14 et 15) et du Groupe Lagunillas de Curahuasi.

Dans la région côtière d'Arequipa, des plutons tonalitiques se mettent en place entre 196 et 182 Ma [Beckinsale *et al.*, 1985 ; Mukasa et Tilton, 1985 ; Mukasa, 1986].

1.1.3. Formations Puente et Cachios

A l'unité carbonatée hémipélagique succède un ensemble terrigène (Groupe Yura *p.p.*), qui débute avec la Formation Puente [Jenks, 1948 ; Benavides, 1962 ; Vicente, 1981].

La Formation Puente (600 m), composée de turbidites gréseuses fines et d'argiles noires de la partie moyenne de cônes sous-marins [*middle deep sea fan*, Vicente, 1981 ; Vicente *et al.*, 1982 ; Salinas, 1985], contient des Ammonites du Bathonien-Callovien [Westermann *et al.*, 1980]. La Formation Cachios (600 m) est constituée d'argiles noires d'âge callovien-oxfordien supérieur [Vicente, 1989] déposées sur la partie supérieure d'un cône sous-marin (bas de talus ou *lower slope*).

L'Unité Argileuse du Groupe Lagunillas de Mañazo (500 m) est composée d'argiles noires pélagiques à hémipélagiques [Jaillard et Santander, 1992]. Cette unité est un équivalent latéral des formations Puente et Cachios d'Arequipa (Figs. 14 et 15), et peut être corrélée avec l'unité de même nom du Groupe Yura de Curahuasi, et avec la Formation Piste [Pecho, 1981] de la partie centrale et septentrionale du bassin Occidental (région d'Apurimac).

1.1.4. Formation Labra

La Formation Labra [Benavides, 1962 ; Vicente *et al.* 1982], épaisse de 200 à 600 m, est composée de grès quartzeux et d'argiles noires de plate-forme clastique marine (*offshore* et *lower shoreface*). Son contact de base est abrupt, mais ne présente ni érosion importante, ni discordance angulaire [Batty et Jaillard, 1989]. L'âge probable de la formation est compris entre l'Oxfordien supérieur et la base du Tithonien [Vicente, 1989 ; Batty et Jaillard, 1989].

A Mañazo, l'Unité Quartzitique du Groupe Lagunillas (300 m) comporte des quartzites et argiles de milieu marin très peu profond. Par sa position stratigraphique, elle est attribuée à l'Oxfordien-Kimméridgien, et est corrélée avec la Formation Labra d'Arequipa (Fig. 14 et 15), l'unité de même nom de Curahuasi [Ligarda, 1989], et avec la Formation Chuquibambilla [Pecho, 1981] de la partie centrale et septentrionale du bassin Occidental (région

Fig. 14.- Série de remplissage du bassin d'Arequipa à Arequipa et Manazo et corrélations avec le seuil de Cusco-Puno (Cabanillas).
 1 : Evaporites ; 2 : Calcaires ; 3 : Marnes et argiles ; 4 : Grès ; 5 : Conglomérats ; 6 : Roches volcaniques ; 7 : Re-sédimentations ; 8 : Niveau de décollement. [D'après Jaillard et Santander, 1992].

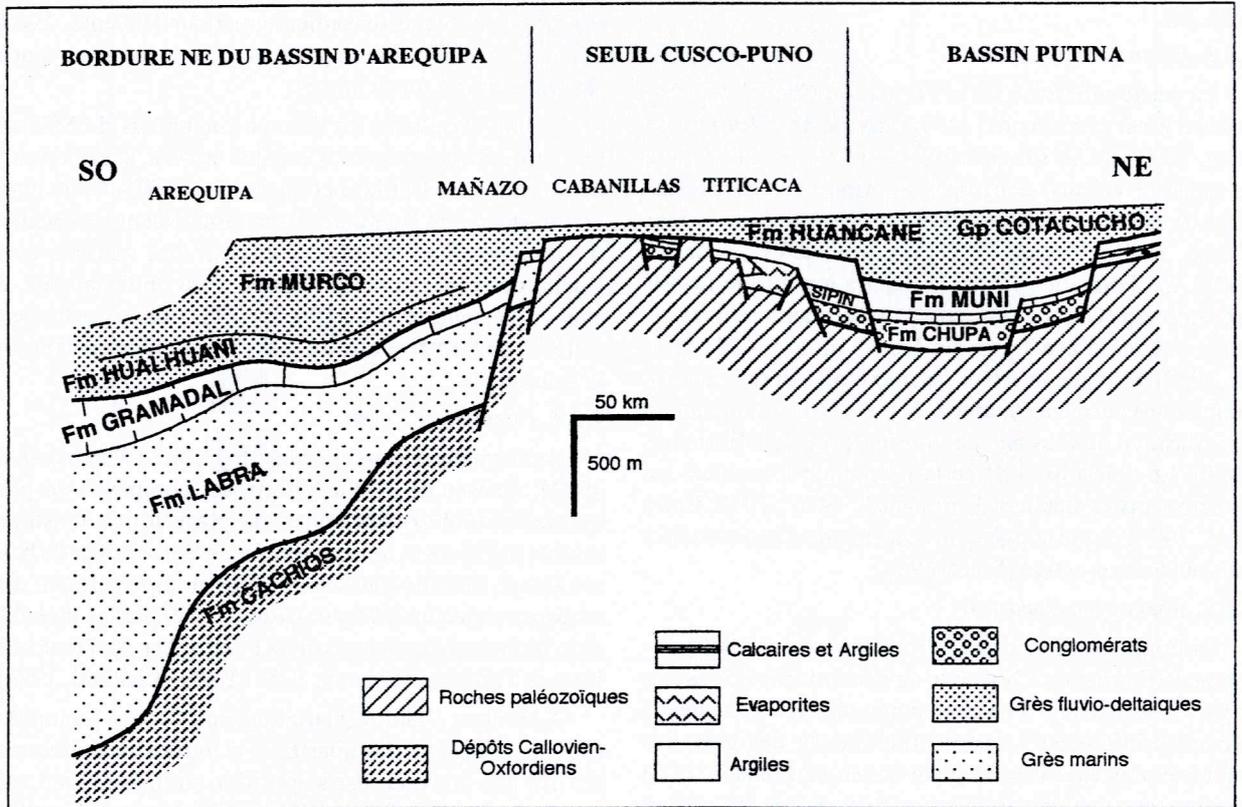
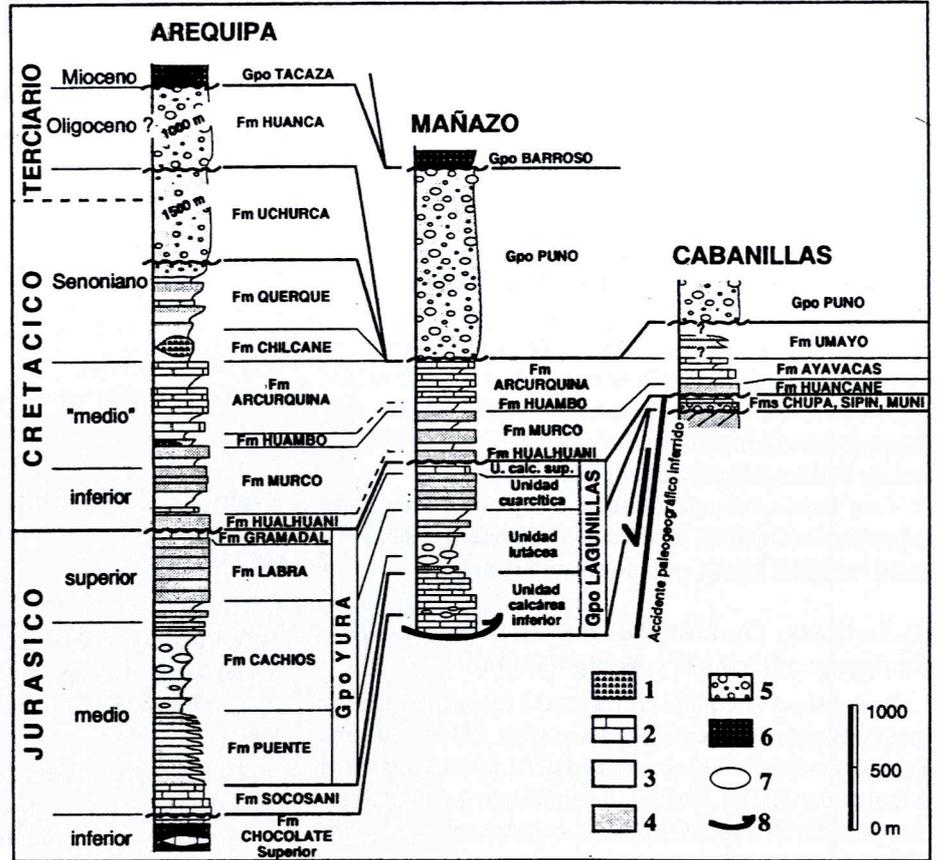


Fig. 15.- Coupe paléogéographique des séries pré-albiennes du Sud du Pérou, montrant la bordure nord du bassin occidental, le seuil Cusco-Puno et le bassin Putina. [D'après Jaillard, 1994].

d'Apurimac). Par rapport aux coupes de la région d'Arequipa, la série est moins épaisse (200 à 300 m) et plus proximale [Batty et Jaillard, 1989].

1.1.5. Formation Gramadal (100-300 m)

La Formation Gramadal [Vicente *et al.*, 1982] est constituée de silts, grès et calcaires de milieu de barrière et lagon [Vicente, 1985 ; Batty et Jaillard, 1989]. Vers le Sud-Ouest, le milieu est plus ouvert et permet le développement de récifs isolés [secteur de Chapi, Chávez, 1982 ; Vicente *et al.*, 1982]. La Formation Gramadal a livré *Virgatosphinctes* sp. [Chávez, 1982] et *Aulacosphinctes* sp. [Batty et Jaillard, 1989] qui indiquent un âge Tithonien inférieur.

L'Unité Calcaire Supérieure du Groupe Lagunillas de Mañazo (100 m) consiste en calcaires à Coraux, Trigonies et Brachiopodes. Elle est fréquemment érodée au-dessous des quartzites du Crétacé inférieur. L'unité est corrélée avec la Formation Gramadal d'Arequipa, d'âge Tithonien inférieur (Figs. 14 et 15). Par rapport à la région d'Arequipa, la série devient plus calcaire, et évolue vers un milieu de plate-forme carbonatée abritée et peu profonde [Jalocollo, Mañazo ; Batty et Jaillard, 1989]. Elle est corrélée avec l'unité de même nom de la région de Curahuasi [Ligarda, 1989].

1.2. Région de Curahuasi

L'étude des affleurements mésozoïques de la région de Curahuasi, [Ligarda, 1989 ; Ligarda *et al.*, 1991] met en évidence l'existence de deux domaines paléo-géographiques approximativement orientés E-W, séparés par les failles d'Abancay et de Curahuasi : Bordure Nord du Bassin Occidental, et Seuil Cusco-Puno.

Des dépôts marins d'âge jurassique ont été reconnus sur la bordure nord du Bassin Occidental (Fig. 16), tandis que le seuil correspond à une zone positive à dépôts très réduits (Fig. 17), où la sédimentation ne commence à fonctionner qu'au Jurassique terminal-Crétacé inférieur (Seuil Cusco-Puno).

Dans la région de Curahuasi, les formations marines des groupes Lagunillas et Yura ont été reconnues [Marocco, 1978 Ligarda, 1989 ; Ligarda *et al.*, 1991] (Fig. 16).

1.2.1. Groupe Lagunillas (> 350 m)

Le Groupe Lagunillas comprend des calcaires bioclastiques et des argiles grises à noires. La présence d'*Asteroceras* sp. indique un âge sinémurien supérieur pour la partie inférieure ; dans la partie supérieure, des Ammonites sont attribuées au Bajocien [Ligarda, 1989]. Cette unité correspond à des dépôts marins hémipélagiques en milieu réducteur. Le bassin est caractérisé par une subsidence en extension, comme en témoignent les failles normales synsédimentaires de la partie inférieure [Ligarda, 1989].

1.2.2. Groupe Yura (> 500 m)

A Curahuasi, le Groupe Yura comporte trois unités lithologiques (Fig. 16).

a) **Unité Argileuse (120 m).** Il s'agit d'argiles noires charbonneuses et pyriteuses intercalées de marnes et de

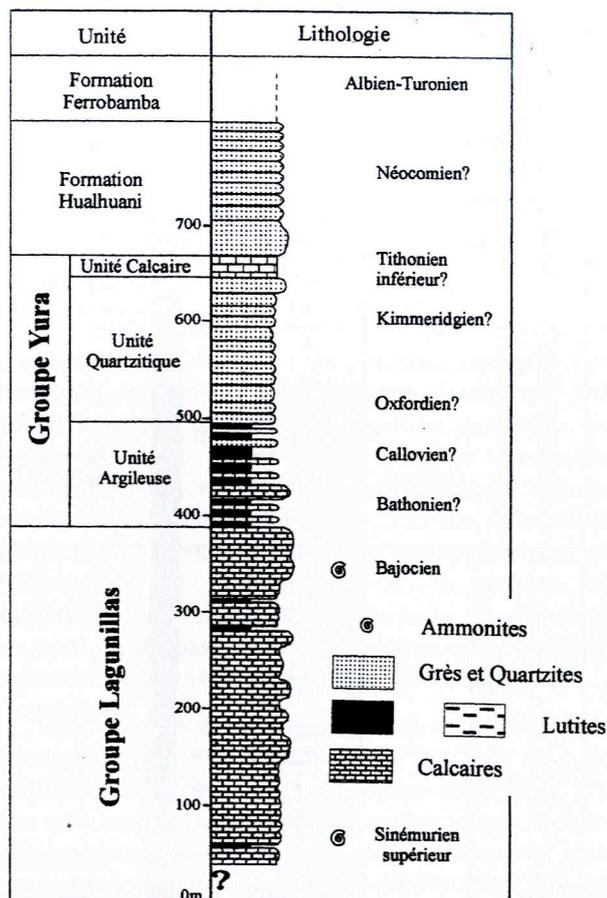


FIG. 16.- Coupe stratigraphique de la bordure nord du bassin occidental dans la région de Curahuasi. [D'après Ligarda, 1989].

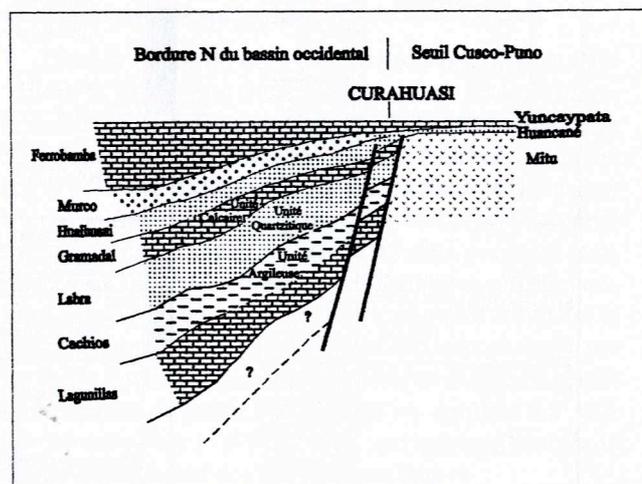


FIG. 17.- Schéma paléogéographique du Mésozoïque dans la région de Curahuasi (sans échelle). [D'après Ligarda *et al.*, 1991].

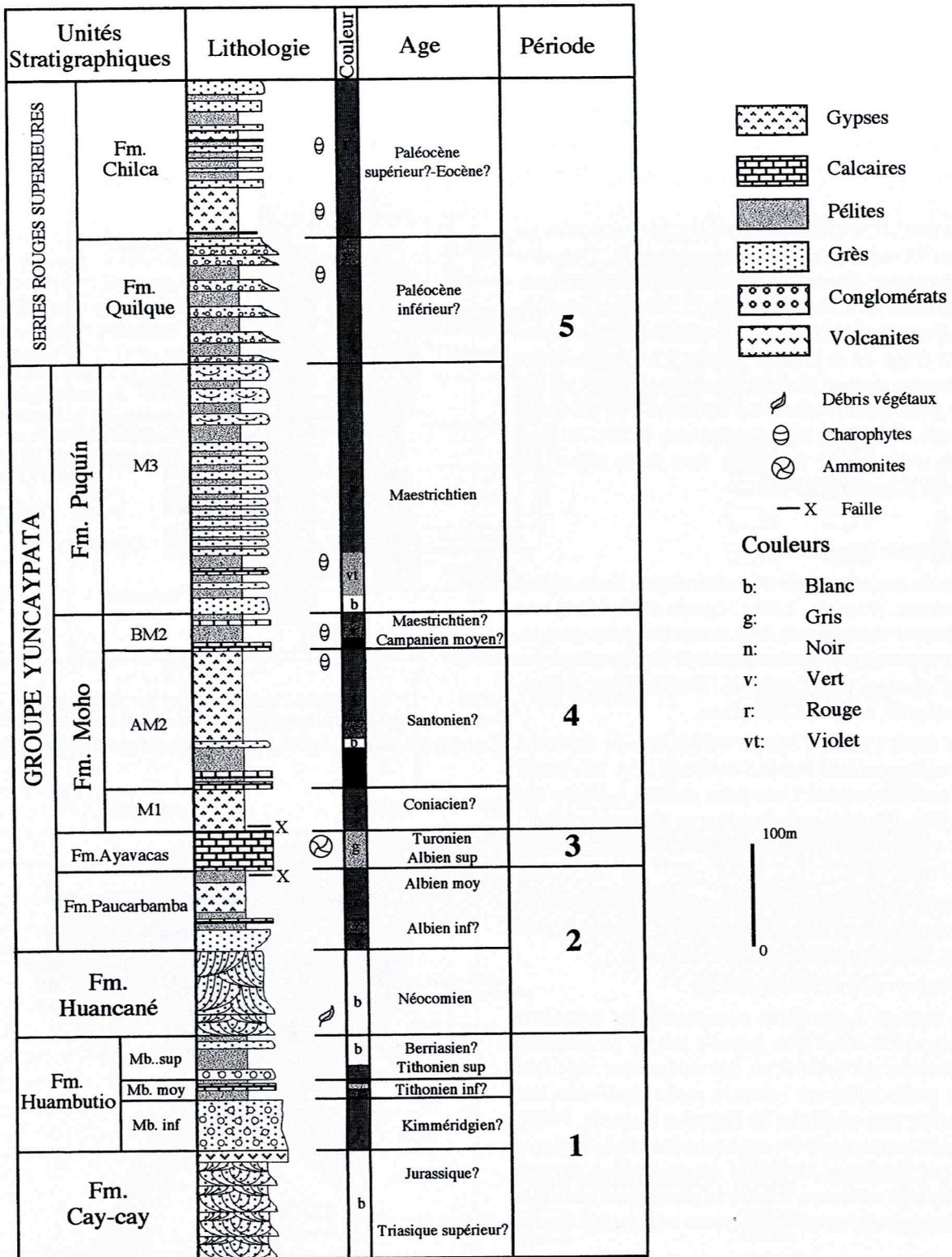


FIG. 18.- Coupe stratigraphique de la région de Cusco : évolution sédimentaire au Mésozoïque et au début du Tertiaire.

calcaires à la base, et de grès au sommet. L'unité se distingue par la présence de slumps [Ligarda, 1989]. Les fossiles existants sont indéterminés. De par sa position stratigraphique et par corrélation avec les régions voisines, cette unité est attribuée au Bathonien-Callovien. Les sédiments se sont déposés en milieu hémipélagique et de talus, avec une paléopente vers le Sud [Ligarda, 1989].

b) *Unité Quartzitique* (> 200 m). Elle comporte des quartzites blancs à laminations obliques, et de minces couches d'argiles déposées dans un environnement marin de plate-forme littorale, ce qui indique le comblement du bassin [Ligarda, 1989].

c) *Unité Calcaire*. Dans la Quebrada Honda et à Puente Cunyac, les quartzites de la partie sommitale du Groupe Yura contiennent un niveau de calcaires. C'est peut-être à ce niveau, que Gerth [1915, in Steinmann, 1929] a récolté un spécimen d'*Exogyra couloni* d'âge Jurassique terminal-Crétacé inférieur. Ligarda [1989] considère que le niveau calcaire est d'âge Tithonien inférieur, par corrélation avec l'unité calcaire située dans la même position, datée à Arequipa [Chávez, 1982 ; Batty et Jaillard, 1989]. Les grès quartzitiques qui surmontent les calcaires sont attribués au Tithonien supérieur, ou plus probablement au Crétacé inférieur [Ligarda, 1989].

1.3. Régions de Cusco et Sicuani

La sédimentation mésozoïque de la région de Cusco se développe essentiellement sur le Seuil Cusco-Puno et dans le bassin de Putina, entre le Jurassique et le Paléocène.

Cette évolution est divisée en 5 périodes qui correspondent (Fig. 18) :

- aux formations continentales attribuées au Jurassique et au Jurassique terminal-Crétacé basal (formations Cay-Cay et Huambutío) ;
- à la transgression du Crétacé inférieur (formations Huancané et Paucarbamba) ;
- à la grande transgression du Crétacé «moyen» (Formation Ayavacas) ;
- à la régression du Coniacien-Campanien supérieur (Formation Moho) ;
- au Maastrichtien-Paléocène? (formations Puquín, Quilque et Chilca).

2. LES FORMATIONS CONTINENTALES ATTRIBUÉES AU JURASSIQUE ET CRÉTACÉ INFÉRIEUR

A cette période sont attribués des dépôts continentaux qui affleurent sur l'Altiplano, sur la bordure SW de la Cordillère Orientale et dans le bassin de Putina. Cependant, dans la région de Curahuasi, des dépôts marins du Jurassique sont connus (Groupes Lagunillas et Yura).

2.1. Trias supérieur-Jurassique(?) : Formation Cay-Cay

Dans la région de Cusco-Sicuani, des affleurements isolés de grès rouges, alignés selon une direction NW-SE et situés près de grands accidents anciens, sont attribués au Trias sup.-Jurassique et appelés Formation Cay-Cay.

Ces grès avaient été assimilés, jusqu'à présent, soit au Groupe Mitu, soit à des formations mésozoïques, notamment à la Formation Huancané. Ces grès s'observent près de Cusco (Cay-Cay, Chuquicahuana) et près de Sicuani (bordure du bassin Putina), et au Nord de l'accident Cusco-Puno. Ils recouvrent en discordance les roches volcaniques du Groupe Mitu (Permo-Trias), ou les calcaires du Groupe Copacabana (Permien inférieur). Ils sont recouverts en discordance angulaire, soit par la Formation Huambutío, soit par la Formation Huancané.

2.1.1. Lithologie et milieu de dépôt

Ces affleurements sont composés de grès ou d'orthoquartzites rouges, rosés ou blancs. Ces dépôts sont très semblables à ceux de la Formation Huancané (Crétacé inférieur), et se présentent en gros bancs massifs, intercalés ou non de pélites rouges. Quelques bancs montrent de nombreuses stratifications entrecroisées à l'échelle métrique à plurimétrique. Les grains de quartz, mats, taillés en facettes ou arrondis, témoignent d'une origine éolienne. Néanmoins, la plupart des faciès gréseux et conglomératiques sont d'origine fluviale. Dans la série, on peut trouver aussi des niveaux microconglomératiques à éléments arrondis ou anguleux de quartz et silt.

Une coupe, levée dans la montée de Chuquicahuana-Marcaconga (700 m), montre qu'il s'agit de grès quartzitiques à grain moyen de couleur rouge (Fig. 19). Les grès sont intercalés avec des argiles rouges. Les faciès les plus fréquents sont des grès à laminations obliques en auge (Sx) ou à laminations horizontales (Sh), des grès massifs (Sm) et des pélites (Fm). Ces faciès sont interprétés comme appartenant à des milieux fluviaux en tresse et de plaine d'inondation. Dans cette coupe, la série est divisée en deux grandes séquences stratocroissantes, qui paraissent indiquer la progradation de faciès fluviaux intermédiaires sur les faciès distaux. La série se termine par des coulées de dacites. Cependant, les parties inférieure et moyenne de la coupe contiennent latéralement des basaltes spilitiques.

Dans la coupe de Cay-Cay (≈ 1400 m), la série chevauche la Formation Paucarbamba et est recouverte en discordance angulaire par la Formation Huancané (Fig. 20). Cette coupe se différencie de celle de Chuquicahuana par la présence de faciès conglomératiques Gx à chenaux d'origine fluviale en tresse, dont les éléments atteignent jusqu'à 30 cm. Les galets sont notamment de quartz et de quartzites. La coupe est divisée en 5 séquences, qui montrent une évolution grano- et stratocroissante indiquant la progradation de faciès fluviaux proximaux en tresse sur les faciès gréseux en tresse intermédiaires et distaux. Quelques mesures d'imbrications de galets donnent des sens de courants vers le SW. Vers la partie supérieure de la coupe apparaissent des coulées basaltiques.

La coupe de Sicuani (bassin Putina) (≈ 700 m) montre 3 séquences (Fig. 10). La première séquence commence par 50 m de conglomérats de cônes alluviaux, suivis par 175 m de grès fluviaux. La seconde séquence correspond à 210 m de grès fluvio-éoliens. La troisième séquence débute par 10 m de conglomérats de cônes alluviaux, se

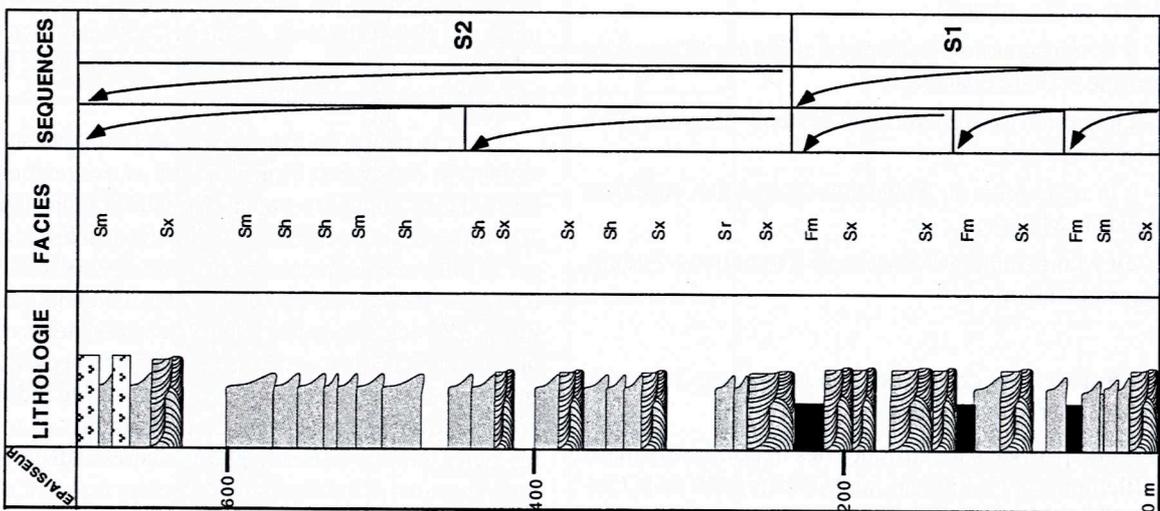


Fig. 19.- Coupe stratigraphique de la Formation Cay-Cay, lèvee à Chuquihuana

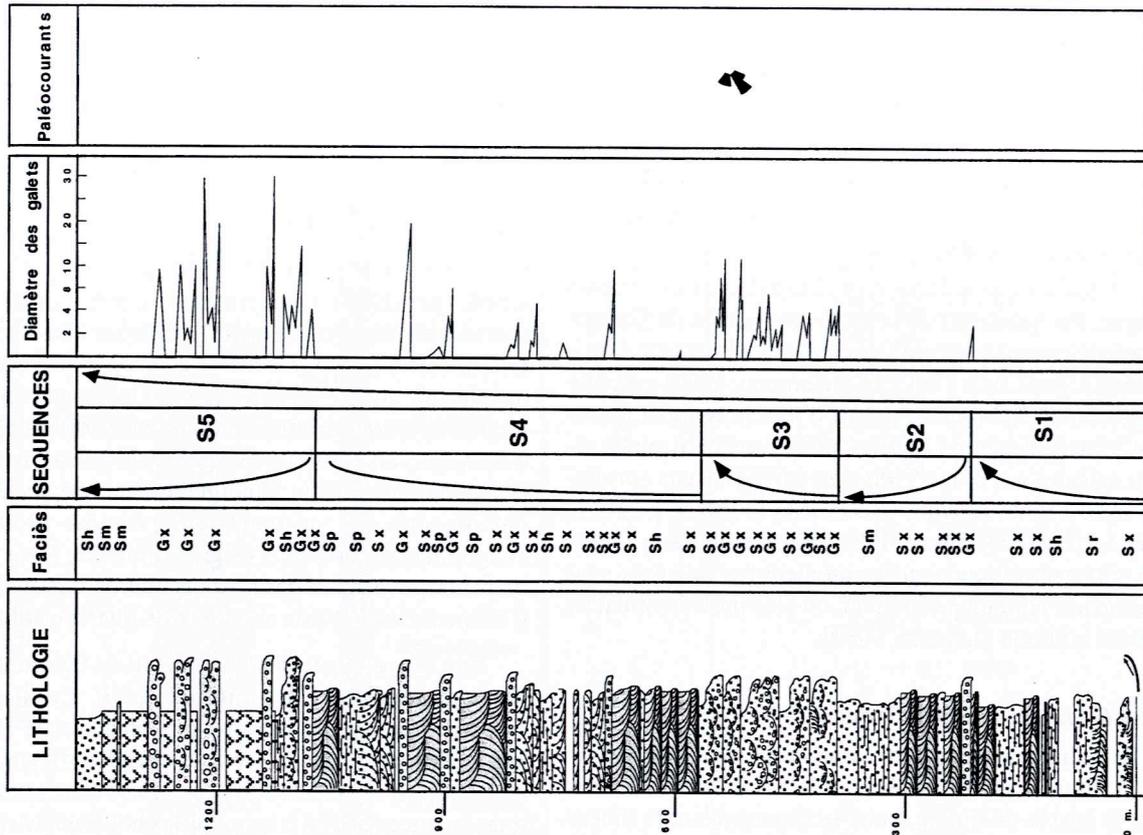


Fig. 20.- Coupe stratigraphique de la Formation Cay-Cay (Trias supérieur-Jurassique), lèvee à Cay-Cay

poursuit par 140 m de grès fluvio-éoliens, et se termine par une coulée basaltique épaisse de 25 m.

2.1.2. Age

Ces séries surmontent en discordance, soit le Permien inférieur (Groupe Copacabana), soit le Permien moyen-Trias inférieur (Groupe Mítu), et se situent sous la Formation Huambutío, attribuée au Jurassique terminal-Crétacé basal, et/ou sous la Formation Huancané du Crétacé inférieur. Cette position stratigraphique et les corrélations notamment avec la région de Puno [Kontak *et al.*, 1990] et la Bolivie [Oller et Sempere, 1990 ; Sempere, 1995], permettent de proposer pour ces séries un âge trias supérieur-jurassique. Un échantillon soumis à datation radiométrique n'a pas donné de résultat positif.

2.1.3. Paléogéographie

Les affleurements (Fig. 21), bien que déformés, ont une forme rhomboédrique allongée dans la même direction que les accidents principaux NW-SE. Cette disposition inclut le bassin Putina. Ces affleurements correspondraient à des grabens ou bassins *pull-apart* limités par des failles importantes, comme les failles de Uchuyqosqo et de Cusco-Urcos. Ces grabens ont été remplis par des dépôts fluvio-éoliens. Entre les bassins se seraient installés des ergs ou étendues sableuses soumises au transport et à la sédimentation éoliens. La formation des grabens doit être liée à une tectonique en distension ou transtension qui serait aussi en relation avec le volcanisme basique. Les accidents tectoniques qui limitent les affleurements jurassiques correspondraient à des structures importantes car ils limitent aussi les dépôts méso-cénozoïques de l'Altiplano.

2.1.4. Volcanisme

Une caractéristique notable des séries jurassiques est l'existence de niveaux volcaniques intercalés dans les grès. Il s'agit de coulées basaltiques spilitisées et dacitiques, dont la puissance peut dépasser 100 m. Les coulées basaltiques se situent dans les parties inférieure et moyenne de la série (Nord de Maracaonga), et dans sa partie supérieure (coupe de Cay-Cay), tandis que les dacites apparaissent dans sa partie supérieure (montée de Chuquicahuana-Maracaonga).

Dans la montée de Chuquicahuana, les roches volcaniques du sommet de la série sont des dacites à texture porphyrique. Elles présentent une altération générale. Les phénocristaux de plagioclase sont albitisés et partiellement carbonatés. Les minéraux ferromagnésiens sont entièrement oxydés. La mésostase est recristallisée.

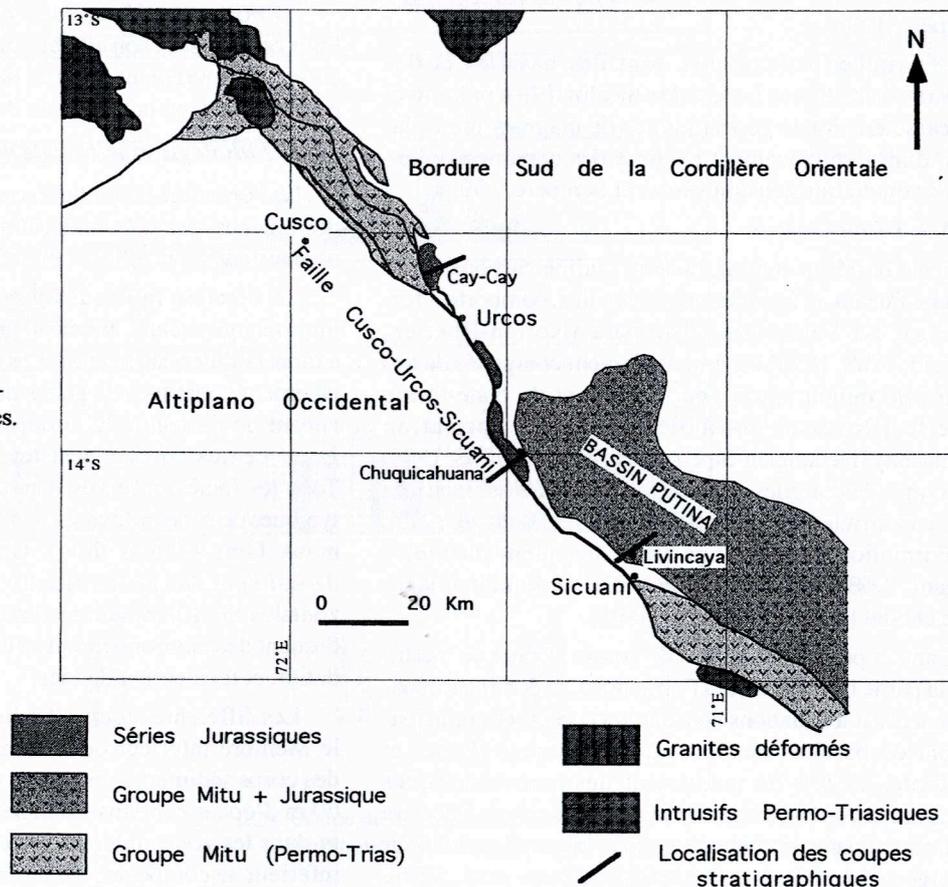
Des coulées de basaltes spilitisés sont fréquentes sur les bordures sud et nord du bassin Putina [Audebaud et Vatin Pérignon, 1974]. Elles y ont été considérées comme appartenant à la base et au sommet du Groupe Mítu. Cependant, les basaltes spilitiques de la partie supérieure, au moins, appartiennent à la série jurassique, car ils sont intercalés dans les grès fluvio-éoliens (Uyurmiri et Livincaya).

2.1.5. Comparaison avec d'autres régions

2.1.5.1. L'Altiplano sud-péruvien

Les observations dans la région de Cusco-Sicuani, montrent que certains affleurements de grès quartzifluvio-éoliens actuellement attribués à d'autres formations pourraient être en fait d'âge trias supérieur-jurassique.

FIG. 21. — Carte d'affleurement des séries jurassiques.



En effet, sur l'Altiplano sud-péruvien, et notamment au nord d'Ayaviri, des grès fluviatiles et des niveaux de dacites sont surmontés en discordance angulaire par les formations tertiaires. Ces affleurements sont limités au Nord par la faille Sicuani-Huancané. A Lampa, des séries similaires sont surmontées en forte discordance angulaire par la Formation Huancané [Jaillard, comm. personnelle].

Dans la région de Macusani (Altiplano Oriental), le Groupe Allinccápac [Kontak *et al.*, 1990] représente un ensemble de roches volcaniques et intrusives à affinités alcaline à peralcaline. Cet ensemble était rattaché au Groupe Mitu [Laubacher, 1978]. Les syénites de cet ensemble donnent des âges K/Ar sur biotites de 184.2 Ma (\approx Toarcien) [Stewart *et al.*, 1974] et 174.7 \pm 3.6 Ma (Aalénien-Bajocien) [Kontak *et al.*, 1990]. Les datations Rb/Sr sur roche totale de ces volcanites donnent des résultats ambigus. D'après Kontak *et al.* [1990], ces problèmes sont dus à l'altération hydrothermale. Ces âges sont cependant interprétés comme compris entre 200 et 180 Ma, ce qui est compatible avec les âges des roches intrusives. La signification géologique du complexe peralcalin de Allinccápac reste encore incertaine, mais il indique apparemment une reprise du magmatisme provenant du manteau et de la fusion de la croûte, pendant le Jurassique inférieur à moyen [Kontak *et al.*, 1990].

2.1.5.2. Bolivie

Des grès fluviéo-éoliens intercalés de basaltes (Formation Ravelo et ses équivalents) ont été reconnus dans la Cordillère Orientale et la Zone Subandine de Bolivie [Soler et Sempere, 1993]. Étant postérieures au Trias moyen et antérieures au Jurassique terminal (?), ces séries sont probablement d'âge trias supérieur à jurassique [Soler et Sempere, 1993].

Les roches volcaniques sont des basaltes et des andésites basaltiques à caractère alcalin. Elles présentent des caractéristiques géochimiques de magmas intra-plaques, dont l'emplacement est lié à des conditions d'extension ou de transtension [Soler et Sempere, 1993].

2.1.5.3. Pérou Central

Dans le Pérou central, la série marine carbonatée du Groupe Pucará, d'âge trias supérieur-lias, comporte 3 formations. La Formation Chambara [Norien-Rhétien, Mégard, 1968, 1978] est principalement composée de dolomies de milieu marin peu profond et de plate-forme ouverte [Rosas et Fontboté, 1995]. La Formation Aramachay [Hettangien-Sinemurien ; Mégard, 1968, 1978] est composée d'argiles et de calcaires noirs bitumineux de milieu marin relativement profond [Rosas et Fontboté, 1995]. La Formation Condorsinga [Pliensbachien-Toarcien ; Mégard, 1968, 1978] contient des calcaires de milieux lagunaire et tidal [Rosas et Fontboté, 1995].

Dans la partie occidentale du bassin (Dôme de Yauli), vers la partie inférieure de la Formation Condorsinga, apparaissent des intercalations volcaniques composées principalement de basaltes alcalins ou andésitiques [Rosas et Fontboté, 1995]. Ils présentent des caractéristiques géochimiques de basaltes intraplaques. Le bassin de Pucaráse serait formé dans un contexte extensif de semi-grabens sur la marge occidentale du craton brésilien [Rosas *et al.*, 1996].

2.1.5.4. Bassin Oriental

Dans la zone subandine du Pérou central, la Formation Sarayaquillo, qui couvrirait la période Jurassique, comporte 2 séquences discordantes. La première séquence [Lias supérieur-Bajocien?, Mégard, 1978] est constituée d'un ensemble terrigène rouge à intercalations de calcaires et d'évaporites. La deuxième séquence est formée de conglomérats et grès continentaux [Mégard, 1978] et se termine par des grès fluviodeltaïques [Laurent, 1988]. Dans le bassin Marañón, la seconde séquence scelle des failles normales affectant la première séquence [Gil, 1995].

La Formation Sarayaquillo n'est pas connue dans la zone subandine du Sud du Pérou.

2.2. La Formation Huambutío

La Formation Huambutío [Carlotto, 1989 ; Carlotto *et al.*, 1991a et b] repose sur le Groupe Mitu ou sur des grès quartzeux attribués au Jurassique, par l'intermédiaire d'une surface d'érosion et parfois en légère discordance angulaire. Elle est elle-même recouverte par la Formation Huancané (Crétacé inférieur), dont la base est érosive et localement discordante. Les affleurements de cette unité ne sont présents qu'en quelques endroits : Huambutío, Huayllabamba, Paucarbamba, Uyumiri-Livincaya et au SE de Maranganí (Sicuani).

Au Sud et au SW d'Ollantaytambo, une séquence d'environ 300 m de grès rouges très fins repose en discordance angulaire sur les roches métamorphiques du Paléozoïque inférieur, et scelle une faille verticale NNE-SSW (Faille de Patacancha), mettant en contact le Paléozoïque inférieur avec le Permo-Trias. Elle est recouverte par la Formation Huancané.

La Formation Huambutío n'a pas fourni de fossiles. Pour cette raison, son attribution stratigraphique sera discutée ultérieurement à partir de corrélations régionales, notamment avec la région de Puno.

2.2.1. Lithologie et milieu de dépôt

La Formation Huambutío comporte des conglomérats, des brèches, des grès feldspathiques, des silts et de rares niveaux calcaires. Elle est divisée en 3 membres (Fig. 22).

Le Membre inférieur est composé de conglomérats, microconglomérats, brèches, grès feldspathiques et silts à rares nodules carbonatés. Les conglomérats sont principalement constitués de galets de roches volcaniques provenant de l'érosion du Groupe Mitu et, quelquefois, de galets de quartzites et schistes du Paléozoïque inférieur. Tous les faciès observés dans le Membre inférieur sont typiques de cônes alluviaux. On y observe des faciès proximaux Gms (*debris flow*), Gm (*sheet flow* et *stream deposits*) et des faciès distaux (grès à laminations horizontales Sh, à laminations obliques Sx, pélites P) qui indiquent des environnements fluviatiles, de plaine d'inondation et localement de lacs.

Les différentes coupes étudiées (Fig. 22) montrent que le Membre inférieur de la Formation Huambutío forme des corps sédimentaires grano- et stratocroissants de 20 à 60 m d'épaisseur dans les zones proximales, et de 5 à 20 m dans les zones intermédiaires et distales. Le Membre inférieur se compose d'au moins 3 séquences.

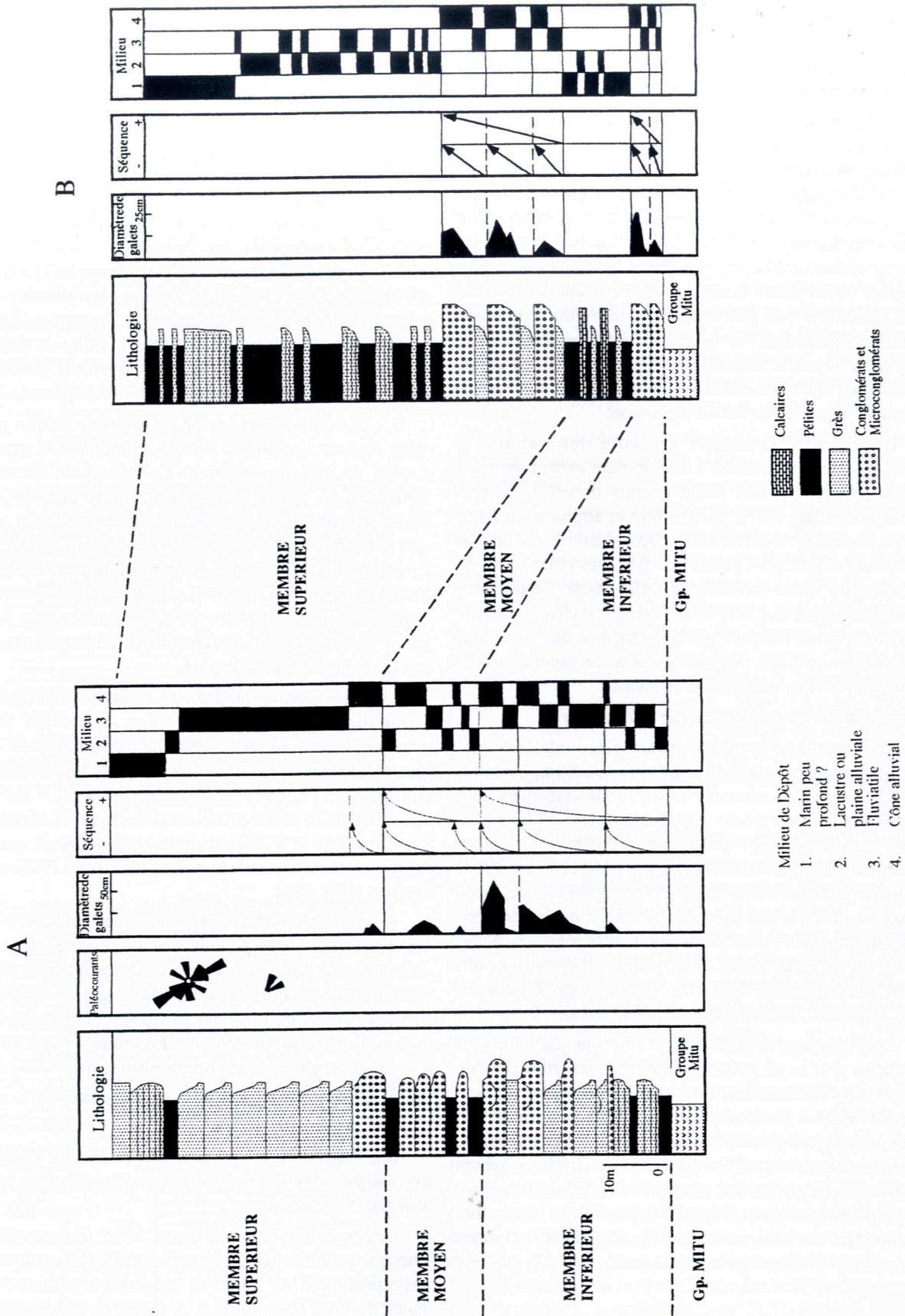


Fig. 22.- Coupe de la Formation Huambutio.
A : Huambutio ; B : Huayllabamba.

Les mesures de paléocourants et l'analyse des changements de faciès et d'épaisseurs indiquent que les cônes s'étaient en direction du NNE ou du NE [Carlotto, 1992]. Ainsi à Huacarpay-Huayllabamba, le faciès de cône proximal a une épaisseur de 100 m, tandis qu'au NE les faciès de cône distal ne dépassent pas 5 m d'épaisseur (Fig. 22).

Le Membre moyen est constitué d'argiles rouges, souvent calcareuses, de grès fins à rides de courants et *flaser bedding*, et de minces niveaux de calcaires (micrites). Les calcaires présentent des *slumps* et un aspect bréchiue. Localement à Huayllabamba, on peut observer des microconglomérats et du gypse. Les faciès gréseux à rides de courants associés aux faciès pélitiques à ciment calcaire et les *flaser bedding* suggèrent une sédimentation aquatique peu profonde avec des caractéristiques tidales. L'installation de lagons ou lacs temporaires, avec une sédimentation calcaire et évaporitique sur la partie distale des cônes alluviaux (microconglomérats), témoignerait d'une période de transgression.

Le Membre supérieur présente des variations lithologiques importantes. La série peut exceptionnellement débiter par des conglomérats de cône alluvial (Huayllabamba), suivis par des grès et argiles rouges déposés par des rivières en tresse (Andahuayllillas). Vers le sommet, les grès sont plutôt quartzitiques et blancs avec des faciès à *flaser bedding* de milieu tidal. Cette partie est souvent confondue avec la Formation Huancané sus-jacente. Il est difficile d'établir une logique de l'évolution du Membre supérieur ; cependant, sa partie supérieure présente toujours un caractère transgressif.

2.2.2. Indices de tectonique synsédimentaire

La Formation Huambutío présente des indices de tectonique synsédimentaire [Carlotto *et al.*, 1991a ; Carlotto, 1992]. Les failles normales et les filons clastiques sont nombreux au sommet du Membre inférieur, plus importants dans le Membre moyen, et rares dans le Membre supérieur. A Huambutío, les mesures indiquent une direction d'extension NNW-SSE à NNE-SSW, tandis qu'à Huayllabamba l'extension serait NW-SE. Ces données sont compatibles avec celles mesurées dans la région de Puno [Batty et Jaillard, 1989] et en Bolivie [Sempere *et al.*, 1988], où elles sont interprétées comme associées à des mouvements d'extension ou de transtension.

Les variations d'épaisseurs et la progradation de séquences grano- et stratocroissantes sont interprétées comme liées à des événements tectoniques, ce qui est également suggéré par la présence de failles normales et de filons clastiques synsédimentaires. Le fait que la Formation Huambutío soit présente au toit des failles inverses andines, mais absente au mur (Nord de Pisac), suggère que son dépôt ait été contrôlé par le jeu de failles synsédimentaires responsables de la formation de grabens et horsts, et ultérieurement inversées.

2.2.3. Age

La Formation Huambutío n'est pas datée. Elle recouvre en discordance des séries mal datées, attribuées au Permo-Trias et au Jurassique, et est surmontée par la Formation Huancané du Crétacé inférieur. Pour ces raisons, l'âge de cette unité est estimé à partir de corrélations ré-

gionales, notamment avec la région de Puno et la Bolivie. En effet, le Membre inférieur est corrélé avec les formations Chupa et Condo, attribuées au Kimmeridgien [Jaillard et Sempere, 1989]. Les membres moyen et supérieur sont corrélés avec les formations Sipin et Muni, respectivement, qui ont livré des fossiles du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. L'âge de la Formation Huambutío peut donc être considéré comme Jurassique supérieur (Kimmeridgien?) à Crétacé inférieur.

2.2.4. Paléogéographie

La carte paléogéographique (Fig. 23) montre que cette unité s'est déposée sur une surface accidentée [Carlotto, 1992]. Pendant la sédimentation du Membre inférieur, s'individualisent un bassin au NE, et une zone positive d'apports au SW, séparés par des accidents tectoniques de direction NW-SE qui coïncident avec la faille de Cusco et de Uchuyqosqo. Ces accidents ont contrôlé le développement des cônes alluviaux entre le seuil et le bassin.

La probable transgression du Membre moyen se développe dans un contexte paléogéographique comparable à celui du Membre inférieur. Le secteur de Huacarpay continuait à être une zone proximale par rapport à Huayllabamba. A Saylla au SW, la transgression atteint des zones où le socle permo-triasique était à l'affleurement. L'activité tectonique et l'individualisation d'un seuil au SW, et d'un bassin au NE, continuait donc pendant le dépôt du Membre moyen. Ceci est conforté par la présence de *slumps* et de failles normales synsédimentaires notamment dans les calcaires.

La paléogéographie était encore accidentée pendant le dépôt du Membre supérieur. Les rares faciès conglomératiques peuvent être interprétés comme dus à des mouvements locaux de blocs. La sédimentation fluviale (du NW vers le SE) s'étend seulement entre Huambutío au NW et Andahuayllillas au SE en suivant une direction NW-SE parallèle aux accidents qui contrôlaient la sédimentation des membres inférieur et moyen (Fig. 23).

En conclusion, le dispositif, avec un seuil au SW et un bassin au NE, paraît fonctionner pendant le dépôt de la Formation Huambutío. Cette structure serait cependant un trait hérité, puisqu'elle contrôle aussi l'évolution du Groupe Mítu (Permo-Trias), et vraisemblablement l'évolution du Paléozoïque inférieur, comme on l'a vu dans l'évolution paléozoïque et permo-triasique.

2.2.5. Comparaison avec d'autres régions

2.2.5.1. Région de Puno

Sur l'Altiplano péruvien, Batty et Jaillard [1989] ont ré-interprété les séries qui marquent le début de la sédimentation mésozoïque.

La Formation Chupa [Ellison, 1985] repose en discordance angulaire sur différents niveaux du Paléozoïque. Elle est représentée par 100 m de conglomérats bruns ou violacés de type cône alluvial, à éléments volcaniques (du Permien ?) et de quartzites (du Dévonien ?) [Batty et Jaillard, 1989]. L'unité peut être absente (régions de Juliaca et Pirin, Sud de Pucará), et son épaisseur augmente légèrement vers le Nord-Est. Les paléocourants révèlent des directions de transport vers l'Est à Cabanillas

et vers le Sud à Chupa [Batty et Jaillard, 1989]. Au sommet, des dykes clastiques indiquent une extension tectonique de direction WNW-ESE [Batty et Jaillard, 1989]. Son âge est inconnu.

La Formation Sipin [Newell, 1949] a une épaisseur de 20 à 100 mètres, et ses faciès sont très variables. Elle consiste généralement en argiles rouges à minces intercalations de calcaires ou dolomies, de niveaux marneux, de lits gréseux localement microconglomératiques (Cabanillas), et de lentilles de gypse [Pirin ; Paredes, 1985]. De façon générale, elle est moins épaisse au Sud-Ouest (Juliaca), où elle peut disparaître. Les milieux de dépôt vont de milieux marins peu profonds à des lagunes et sebkhas [Batty et Jaillard, 1989]. La formation a livré des brachiopodes (*Rynchonella subtetraedra*) du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur [Empresa Petrolera Fiscal, rapport inédit]. La formation est partout affectée par une forte tectonique synsédimentaire distensive (extension NW-SE à WNW-ESE) [Batty et Jaillard, 1989].

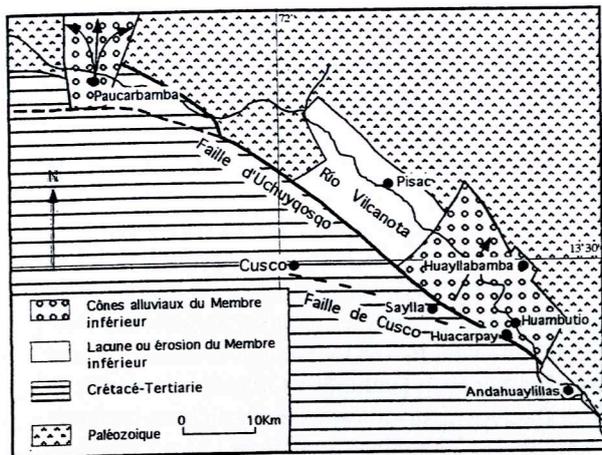
La Formation Muni [Newell, 1949] est composée d'argiles rouges alternant avec de minces lits de grès rouges à rides de courant. De minces niveaux calcaires se rencontrent vers la base. L'unité est épaisse d'une dizaine de mètres à Cabanillas ; elle est absente à Juliaca, et son épaisseur augmente notablement au Nord-Est de cette ville. Ces dépôts suggèrent un milieu marin très peu profond à intertidal, mais l'unité comprend aussi des niveaux de conglomérats fluviaux au Sud-Ouest (Cabanillas) [Batty et Jaillard, 1989]. Une faune marine (Trigones, Huîtres et autres Pélécy-podes) indique le Jurassique terminal-Crétacé inférieur [Newell, 1949]. La partie inférieure présente de nombreux indices de distension synsédimentaire (extension NW-SE à WNW-ESE), qui vont en diminuant vers le haut [Batty et Jaillard, 1989].

2.2.5.2. Bolivie

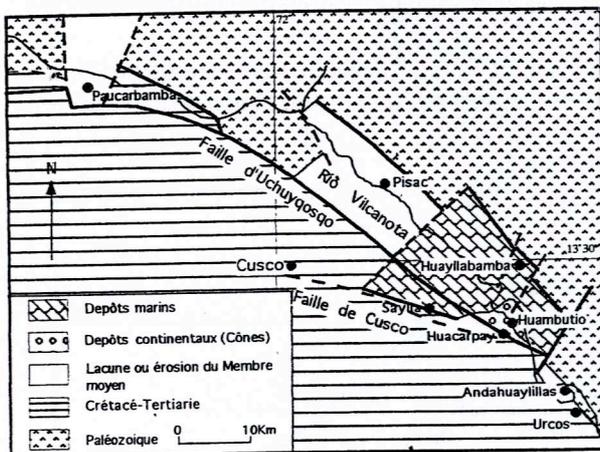
En Bolivie, les dépôts attribués au Kimméridgien sont représentés par la Formation Condo qui repose en discordance sur les séries du Trias supérieur-Jurassique, le Permo-Trias ou le Paléozoïque [Sempere *et al.*, 1988]. Elle est composée de conglomérats et de grès rouges de cônes alluviaux, non fossilifères, qui se sont déposés dans des semi-grabens. Ces dépôts ont enregistré un événement extensif, vraisemblablement la phase Araucane du Kimméridgien [Sempere *et al.*, 1988].

2.2.5.3. Région d'Arequipa

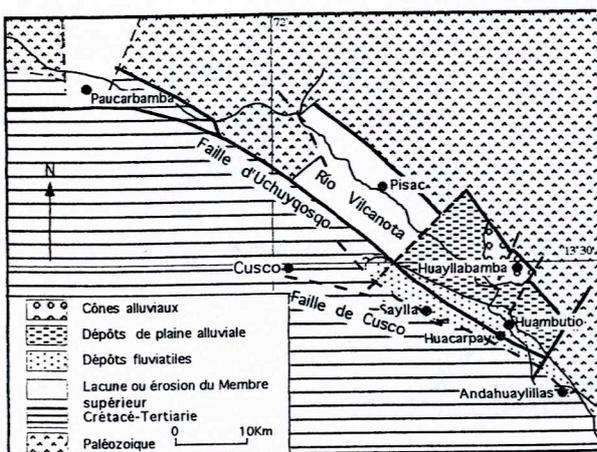
Dans le Bassin d'Arequipa, la sédimentation qui a débuté au Jurassique inférieur continue jusqu'au Tithonien. La discontinuité et l'arrivée brutale des grès de la Formation Labra (Oxfordien supérieur-Tithonien basal) sur les argiles noires de la formation Cachios (Callovien-Oxfordien), a été corrélée hypothétiquement avec la base de la Formation Chupa [Batty *et al.*, 1990]. Ces grès passent vers le haut à des calcaires de plate-forme peu profonde et de lagon de la fin du Tithonien inférieur (Formation Gramadal), corrélables avec la Formation Sipin [Laubacher et Marocco, 1990]. Le Tithonien supérieur est représenté par les dépôts de la série de Tiabaya [Geyer, 1983].



A: Membre inférieur de la Fm. Huambutio.



B: Membre moyen de la Fm. Huambutio.



C: Membre supérieur de la Fm. Huambutio.

FIG. 23.- Schémas paléogéographiques de la Formation Huambutio. A : Membre inférieur ; B : Membre moyen ; C : Membre supérieur.

2.2.5.4. Nord du Pérou

Dans le Nord du Pérou, le Tithonien moyen voit la création du bassin Chicama qui est rempli par une puissante série d'environ 3000 m de turbidites (Formation Punta Moreno) et d'argiles (Formation Zapotal) (Tithonien supérieur-Berriasien) [Jaillard et Jacay, 1989 ; Jaillard, 1994].

Sur la côte du Pérou Central (région de Lima), le volcanisme d'arc débute pendant le Tithonien moyen [Mégard, 1978]. Le Berriasien est représenté par le Groupe Puente Piedra, constitué d'environ 2000 m de coulées volcaniques et de sédiments volcano-détritiques [Rivera *et al.*, 1975 ; Wiedmann, 1981].

2.3. Paléogéographie du Sud du Pérou et Nord-Ouest de la Bolivie pendant le Jurassique et le Crétacé inférieur

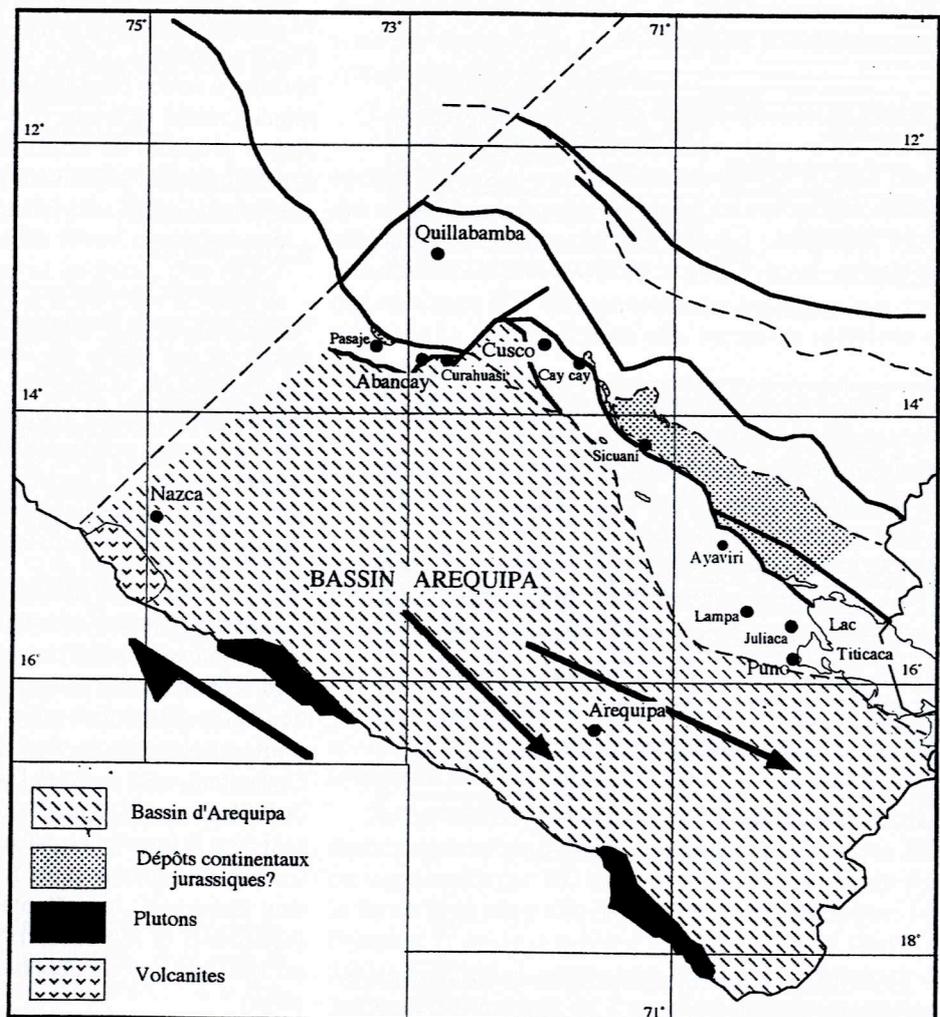
Au Sinémurien le bassin Occidental Sud Péruvien commence à s'individualiser. Ce bassin était situé entre la zone côtière à l'Ouest et une zone positive émergée à l'Est (Seuil Cusco-Puno, Fig. 15 et 17). La limite entre le bassin et le seuil correspondait à des failles normales. Sur la bordure SW se développait probablement un arc volcanique (Formation Chocolate) recouvert par la transgression du Sinémurien qui envahit le bassin d'Arequipa. La création de ce dernier semble s'être accompagnée d'une activité

tectonique en extension marquée par la formation de slumps et de turbidites [Vicente *et al.*, 1982]. Sur la bordure NE, se déposaient des sédiments carbonatés hémipélagiques qui ont enregistré une tectonique en extension (Unité inférieure du Groupe Lagunillas). Au Toarcien, une transgression installe une plate-forme carbonatée à l'Ouest du bassin, tandis qu'à l'Est continuait la sédimentation hémipélagique.

Le début du Jurassique moyen est marqué par une activité tectonique qui produit un approfondissement et une subsidence importante du secteur ouest du bassin (Arequipa). Cette activité tectonique culmine au Bathonien avec la création d'un bassin *pull-apart* (bassin Yura), liée à des mouvements sénestres (Fig. 24). Le magmatisme calco-alcalin contemporain de la côte suggère une subduction oblique vers le SE. Le bassin est rempli par des dépôts turbiditiques du Bathonien-Oxfordien (formations Puente et Cachios), puis littoraux et marins peu profonds du Kimméridgien-Tithonien (formations Labra, Gramadal et Tiabaya). Le Groupe Lagunillas du NE du bassin présente une évolution comparable, néanmoins les séries sont plus minces et de milieux moins profonds (faciès de bordure).

Pendant que se développait le bassin Occidental (Lias supérieur-Oxfordien), des grabens et horsts se formaient

FIG. 24.—Schéma paléo-géographique du Jurassique pour la région de Cusco et du Sud Pérou. [Bassin d'Arequipa d'après Jaillard *et al.*, 1995].



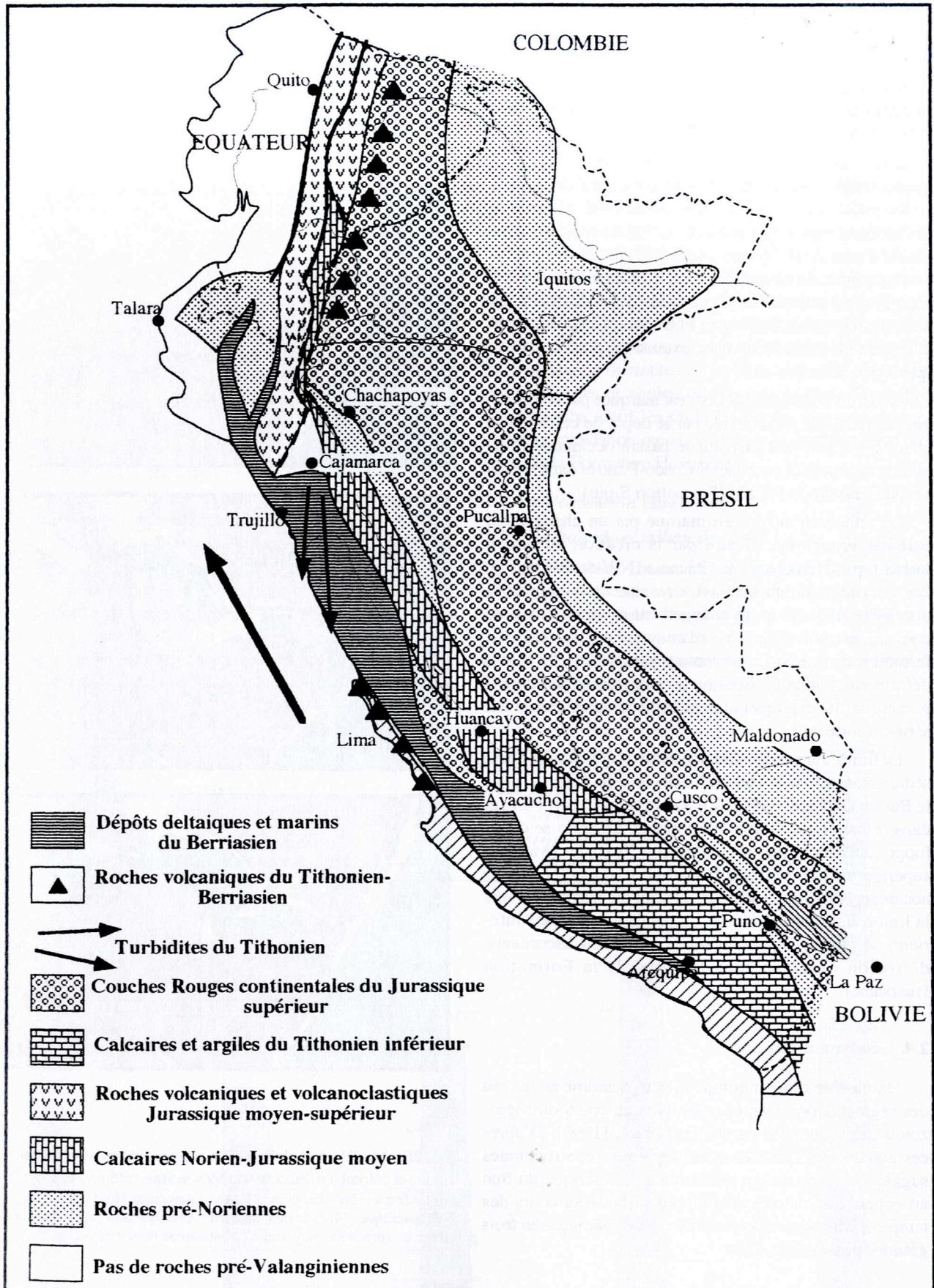


Fig. 25. – Schéma paléogéographique du territoire péruvien pendant le Jurassique terminal-Crétacé basal. [D'après Jaillard, 1994 ; Jaillard *et al.*, 1995].

à l'arrière d'une zone allongée NW-SE à E-W (création du seuil Cusco-Puno?) (Fig. 24). Les grabens étaient remplis par des dépôts fluviéo-éoliens. Le bassin Putina se serait créé aussi pendant cette période. Ce contexte vraisemblablement distensif intracontinental (comme en Bolivie) était accompagné d'un volcanisme basique et serait lié à un régime de transtension comme on l'observe dans le bassin occidental du Sud et du centre du Pérou.

Dans le bassin d'Arequipa (Groupe Yura), le Kimmeridgien est marqué par la discontinuité des grès de la Formation Labra sur les argiles noires du Callovien-Oxfordien (Formation Cachios). A Cusco, au NE du seuil Cusco-Puno, cette époque voit l'individualisation d'un bassin rempli de cônes alluviaux (formations Chupa et Huambutío), associé à des mouvements d'extension ou de transtension. En Bolivie, la Formation Condo marquerait le début d'un événement extensif à grande échelle (phase Araucane).

La fin du Tithonien inférieur est marquée par une transgression marine, caractérisée par le dépôt de calcaires de plate-forme peu profonde sur le bassin occidental (Formation Gramadal), sur le seuil Cusco-Puno et dans le bassin NE (Bassin de Putina) (Formation Sipin).

Le Tithonien moyen est marqué par un changement paléogéographique, illustré par la création du bassin turbiditique décrochant de Chicama (NW du Pérou, Fig. 25), lié à des décrochements dextres, qui traduit une crise distensive majeure et un changement de la direction de convergence entre plaques océanique et continentale. La fermeture des bassins continentaux jurassiques (?), et leur déformation, seraient liées à ce changement paléo-géographique, qui expliquerait donc la discordance basale des séries crétacées.

La limite Jurassique-Crétacé paraît correspondre à une sédimentation marine peu profonde (série de Tiabaya) dans le Bassin Occidental (Fig. 25), sur le seuil Cusco-Puno et dans le bassin de Putina. Néanmoins, à Cusco se développe localement une sédimentation fluviatile (Membre supérieur de la Formation Huambutío), contrôlée par les accidents NW-SE qui séparent le seuil du bassin NE. Vers la limite Jurassique-Crétacé, ou pendant le Crétacé inférieur, se produit un soulèvement régional (discordance d'érosion observée sous les grès de la Formation Huanané).

2.4. Géodynamique

Un modèle d'évolution de la marge andine au niveau des segments péruvien et colombien au cours du Mésozoïque a été proposé par Jaillard *et al.*, [1990]. D'après ces auteurs, les données stratigraphiques et structurales suggèrent que la marge occidentale d'Amérique du Sud ait connu une histoire orogénique variable au cours des temps. Ils divisent cette évolution géodynamique en trois grandes phases (Fig. 26) :

1. Au Trias et au Lias inférieur, sous l'influence d'une phase téthysienne de rifting dans les Caraïbes, la marge andine est soumise à un régime tectonique en extension et aucune zone de subduction ne fonctionnerait.

2. Au Lias supérieur et Jurassique moyen une tectonique décrochante sénestre, enregistrée sur la marge péru-

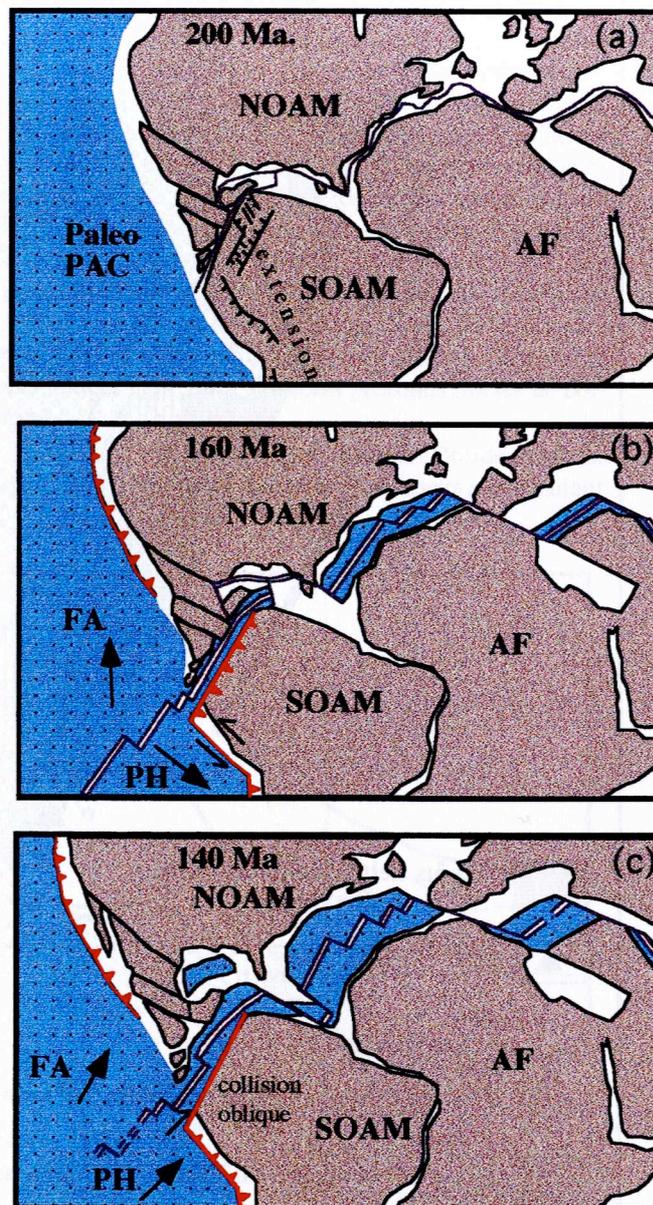


FIG. 26. – Modèle d'évolution de la marge andine (segments péruvien et colombien) au cours du Mésozoïque inférieur et moyen. AF : Afrique ; FA : Farallon ; NOAM : Amérique Nord ; PaleoPAC : Paléopacifique ; Ph : Phoenix ; SOAM : Amérique Sud ; a : Trias supérieur ; b : Jurassique moy.-sup. ; c : Jurassique term.-Crétacé inf.

viennaise (bassin décrochant d'Arequipa et vraisemblablement bassins continentaux de Cusco-Sicuani) est associée à la présence d'un arc volcanique calco-alcalin sur la côte et d'un magmatisme alcalin intraplaque en Bolivie et peut-être à Cusco. Le magmatisme calco-alcalin, et la tectonique décrochante sénestre, pourraient être le résultat d'une subduction oblique sous la marge [Romeuf, 1994]. La présence d'un arc magmatique en Colombie et dans le Nord du Pérou, et les indices de décrochements sénestres au Pérou, suggèrent une convergence globalement orientée vers le SE entre la plaque Phoenix et la plaque Amérique du Sud. Cette période de subduction oblique, succédant à une période d'extension au niveau de la marge, serait liée à l'ouverture de l'Atlantique central [Jaillard *et al.*, 1990].

3. Au Kimméridgien-Tithonien, le cadre géodynamique changerait brutalement [Jaillard *et al.*, 1990 ; Fig. 26]. Le long du Pérou, un nouveau bassin décrochant turbiditique, en décrochement dextre, se met en place (bassin Chicama) et la sédimentation détritique reprend, tant dans le bassin d'Arequipa (Formation Labra), que sur l'Altiplano (conglomérats Chupa, Condo et Huambutío). Dans le secteur côtier de Lima, la présence d'un volcanisme d'arc (Formation Puente de Piedra) indiquerait la création d'une zone de subduction sous ce segment. Ces changements paléogéographiques indiquent que la direction de convergence de la plaque paléo-pacifique s'est probablement inversée. A partir du Kimméridgien, la subduction se ferait vers le NE. Ce changement serait lié au ralentissement du taux d'accrétion de l'Océan Ouest Téthysien qui céderait le pas aux dorsales pacifiques. Il est contemporain du début du rifting de l'Atlantique Sud.

3. LA TRANSGRESSION DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR (FORMATIONS HUANCANÉ ET PAUCARBAMBA)

Cette période est représentée par les formations Huancané et Paucarbamba (base du Groupe Yuncaypata). Ces formations affleurent largement entre Ollantaytambo (NW) et Sicuani jusqu'à la région de Puno (SE). A l'Ouest, ces séries affleurent de façon discontinue entre Limatambo et Curahuasi, où les épaisseurs sont faibles.

La Formation Huancané repose en faible discordance angulaire sur les formations Huambutío et Cay-Cay (Jurassique?), le Groupe Mitu (Permo-Trias) ou sur le substratum métamorphique du Paléozoïque inférieur (Sud et SW de Ollantaytambo). Elle est surmontée en concordance, ou en forte discontinuité, par la Formation Paucarbamba du Groupe Yuncaypata. Le passage est marqué par un changement d'environnement de dépôt et de couleur des sédiments. En effet, les grès blancs fluviatiles de la Formation Huancané font place aux grès et argiles rouges marins de la Formation Paucarbamba, dont les premiers dépôts reposent sur une surface d'oxydation qui affecte la dernière barre gréseuse de la Formation Huancané.

3.1. La Formation Huancané

3.1.1. Lithologie et milieu de dépôt

La Formation Huancané est essentiellement composée de grès quartzitiques, grès conglomératiques, conglomérats et localement d'argiles et de calcaires (Fig. 27). Les grès qui constituent l'essentiel de l'ensemble sont blancs ou roses et contiennent en général plus de 90% de quartz. La cimentation est généralement siliceuse.

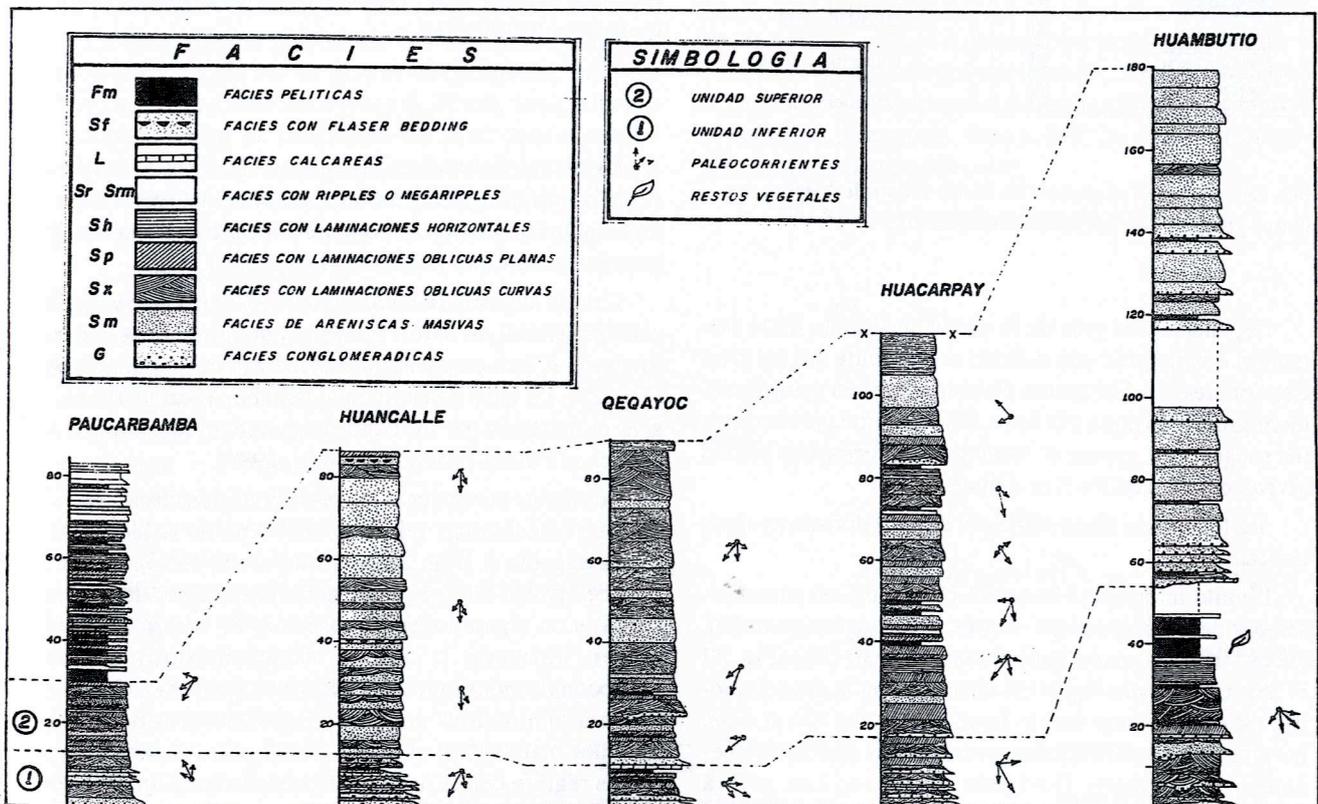


Fig. 27. – Coupes stratigraphiques de la Formation Huancané.

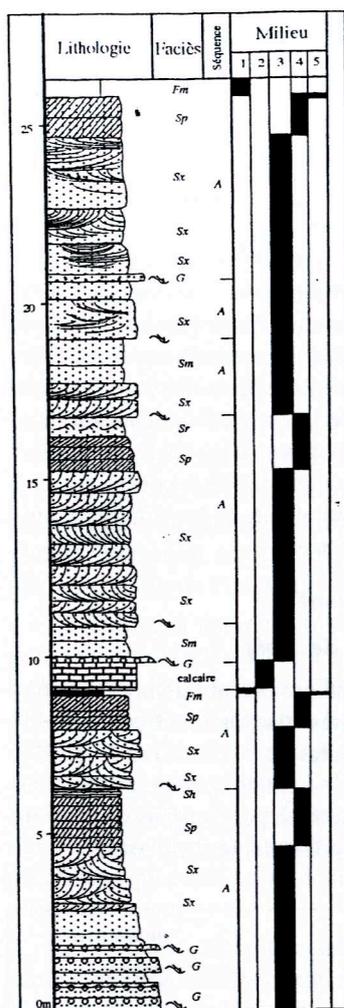


FIG. 28.— Faciès et séquences de faciès A dans les dépôts des barres gréseuses de la Formation Huancané.

Cependant, les grès de la partie supérieure de la formation contiennent une matrice de kaolinite qui les rend très friables. La Formation Paucarbamba est essentiellement grésopélique à la base, et se termine par des argiles rouges, des gypses et localement (Queqayoc) par un niveau calcaire de 3 à 5 m d'épaisseur.

La formation Huancané peut être subdivisée en deux unités.

L'unité inférieure Huancané (10-15 m) est caractérisée par des conglomérats ou grès conglomératiques (G), et des faciès gréseux à laminations obliques (Sx) (Fig. 27 et 28). La base des bancs est chenalisée et la granulométrie est décroissante vers le haut. Les faciès (G) et (Sx), les plus représentatifs, correspondent aux dépôts de chenaux d'un système fluvial en tresse. Les grès à laminations obliques planes (Sp), en bancs d'épaisseur décroissante, représentent des dépôts de barres transversales de bord de chenal (Fig. 28).

Géologie Alpine, 2002, Mémoire H.S. n° 39

Milieu:

1. Plaine d'inondation
2. Marin?
3. Chenal fluvial
4. Barres transversales
5. Altération + érosion

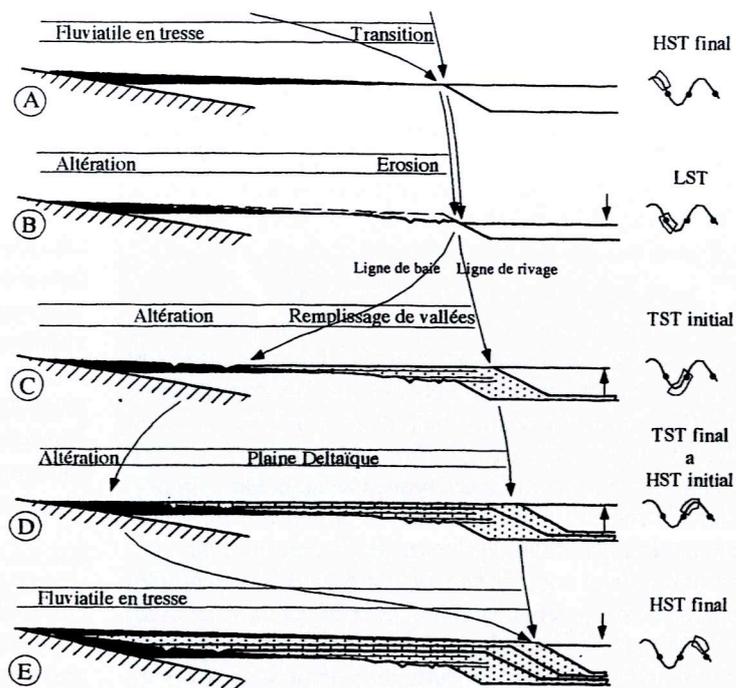


FIG. 29.— Modèle de dépôt de la Formation Huancané.

Le schéma de construction de la séquence de dépôt est inspiré du modèle de la Formation Goyllarisquiza [Moulin et Séguret, 1989]. HST : Highstand Systems Tract ; LST : Lowstand Systems Tract ; TST : transgressive Systems Tract.

Un niveau de brèches à éléments calcaires (Queqayoc) (Fig. 28) ou d'argiles peut localement constituer le sommet de l'unité. Ce niveau se serait déposé lors d'une transgression eustatique [Carlotto *et al.*, 1995].

L'unité supérieure Huancané (40-150 m) se compose principalement de barres gréseuses qui présentent la particularité d'être continues sur des dizaines de kilomètres (Fig. 27). La base de cette unité peut être localement érosive et marquée par un banc conglomératique, comme à Juliaca et Putina [Batty et Jaillard, 1989].

Les faciès reconnus dans les barres gréseuses s'organisent verticalement selon un seul type de séquence de faciès appelée A [Fig. 28; Carlotto *et al.*, 1995]. Ces séquences grano-décroissantes sont limitées par des bases érosives ou chenalisées et présentent de bas en haut les faciès suivants : faciès conglomératiques ou microconglomératiques (G), faciès à grès massif (Sm), faciès à laminations en auge (Sx), faciès à laminations obliques planes (Sp) et faciès à laminations horizontales de bas régime (Sh). Ces barres gréseuses peuvent être interprétées comme le résultat de la superposition et de l'amalgamation de plusieurs systèmes fluviaux de chenaux en tresse.

Les faciès s'organisent aussi selon une séquence verticale : barres sableuses fluviales de chenaux en tresse, surface d'oxydation-érosion, faciès pélitiques de plaine alluviale et rares faciès calcaires vraisemblablement marins. Ces séquences verticales de faciès montrent que la sédimentation fluviale était contrôlée par les variations du niveau marin [Fig. 29 ; Moulin, 1989 ; Carlotto *et al.*, 1995].

Les surfaces d'oxydation-érosion se développent pendant la baisse du niveau marin, lorsque la ligne de baie descend sous le bord de la plate-forme (*Lowstand Systems Tract*). La sédimentation de plaine alluviale (deltaïque) est en relation avec la montée du niveau marin, et comble dans un premier temps les dépressions (début du *Transgressive Systems Tract*) puis s'étend à l'ensemble de la plate-forme (fin du *Transgressive Systems Tract*, début du *Highstand Systems Tract*). Au début du *Highstand Systems Tract* se produit le maximum de transgression, et les dépôts calcaires et gréseux à *flaser bedding* pourraient le représenter. Enfin, la sédimentation fluviale en tresse est corrélée avec la fin de la période de haut niveau marin (*Highstand Systems Tract*) et le retour de la ligne de baie vers la mer (Fig. 29).

3.1.2. Age

A Huambutío un horizon d'argiles noires contenant des plantes mal conservées a fourni une microflore dont la variété des formes du genre *Callialasporites* et la présence de *Cicatricosisporites australians* et d'*Appendicisporites* sp., jointe à l'absence de pollens de Dicotylédones, placent indiscutablement cette association dans le Crétacé inférieur, mais sans plus de précision [Doubinger et Marocco, 1976].

La discontinuité de base de la Formation Huancané correspond à l'arrivée de grès et conglomérats que l'on rencontre dans toutes les régions du Pérou, sous la forme de dépôts marins ou fluviaux. En effet, cette discontinuité de base est similaire au contact basal du Groupe Goyllarisquizga supérieur du Centre et du Nord du Pérou [Benavides, 1956] et du Groupe Oriente du bassin Oriental.

A Lima, sur la côte, la Formation Salto del Fraile est datée du Valanginien inférieur [Rivera *et al.*, 1975], mais le dépôt de cette formation pourrait débuter dès le Berriasien supérieur [Wiedmann, 1981]. Dans le bassin Oriental au NE du Pérou, la base de la Formation Cushabatay serait d'âge Valanginien [Tarazona, 1985]. À grande échelle la discontinuité de base de ces formations pourrait être diachrone, et son âge être compris entre le Berriasien supérieur et l'Aptien ou l'Albien [Villagómez *et al.*, 1996 ; Jaillard *et al.*, 1997a].

La limite supérieure de la Formation Huancané est aussi probablement diachrone. Le Groupe Goyllarisquizga du Centre et du Nord du Pérou est surmonté par des formations marines (formations Pariahuanca et Inca) datées de l'Albien inférieur [Benavides, 1956 ; Wilson, 1963, Bulot, comm. pers.]. Dans le bassin Ene, la Formation Cushabatay est surmontée par l'Albien supérieur marin [Gil, 1997].

3.1.3. Indices de tectonique synsédimentaire

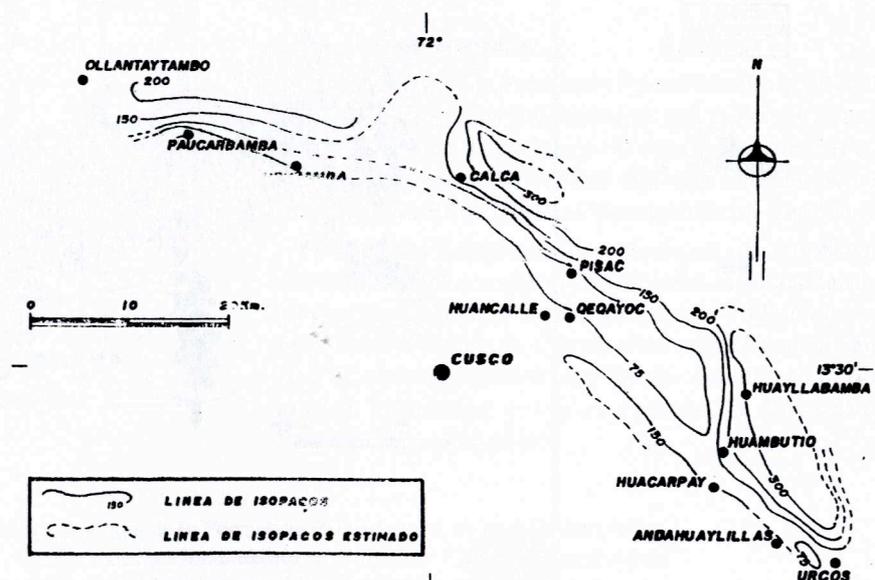
Durant cette période, les indices de tectonique synsédimentaire sont peu nombreux et peu développés. Cependant, à Queqayoc, dans la Formation Huancané, des failles normales de rejet centimétrique montrent que la déformation serait liée à une distension NW-SE. La différence d'épaisseur (20 m) entre 2 coupes proches, distantes d'environ 300 m (Queqayoc), peut être également due à une faille normale NE-SW.

Le niveau de brèches calcaires, situé à la limite entre l'unité inférieure et l'unité supérieure (Queqayoc), présente un aspect de slump, ce qui indiquerait une faible activité tectonique au moment du dépôt.

3.1.4. Paléogéographie

Les épaisseurs de la Formation Huancané (Fig. 30) sont faibles, notamment le long de l'axe de l'Anticlinal de Vilcanota (≈ 75 m), cependant, elles sont plus importantes au NE de cette structure. Entre Huayllabamba et le NW de Urcos, ainsi qu'au NE de Calca, la formation atteint 300 m. Dans ces zones, des chevauchements qui répètent la formation en écaillés d'épaisseurs variables peuvent être interprétés comme résultant de la réactivation d'anciennes failles normales ayant contrôlé la sédimentation de la Formation Huancané. A Urcos, la formation est très mince et tend à disparaître, pour réapparaître à nouveau à Quiquijana (près de Sicuani). Entre Limatambo et Curahuasi, les épaisseurs de la formation sont faibles et tendent à disparaître. Vers le SW, les unités méso-cénozoïques cachent cette unité.

Fig. 30.— Isopaques de la Formation Huancané.



Dans l'unité inférieure de la Formation Huancané les mesures de paléocourants montrent des directions variables. A Paucarbamba, le sens des courants est vers le NNE, à Queqayoc vers l'Est, et à Huambutío vers le SE (Fig. 31A). Dans l'unité supérieure de la Formation Huancané les paléocourants sont plus homogènes et indiquent des directions principalement vers le SSW (Fig. 31B).

La variabilité des paléocourants dans l'unité inférieure semble résulter de l'existence d'une topographie inégale au moment du dépôt. En effet à Paucarbamba, la Formation Huancané remplit de magnifiques paléoreliefs entaillés soit dans la Formation Huambutío, soit dans le Groupe Mitu. Dans le secteur Queqayoc-Huacarpay-Huambutío, les paléocourants sont plutôt vers le SE et indiquent que les fleuves étaient parallèles aux accidents qui contrôlaient la sédimentation de la Formation Huambutío et délimitaient un seuil au SW (Fig. 31A).

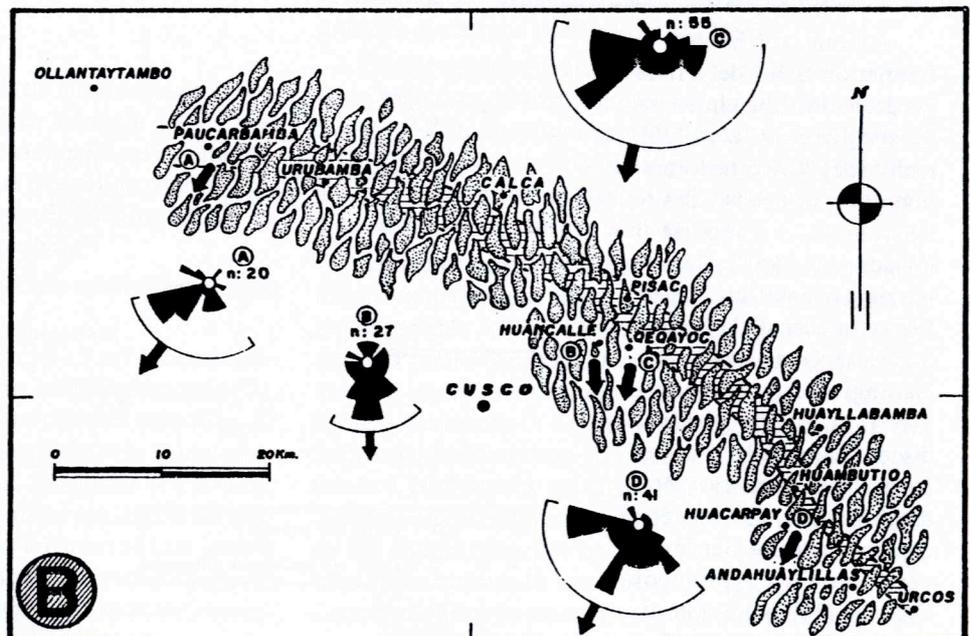
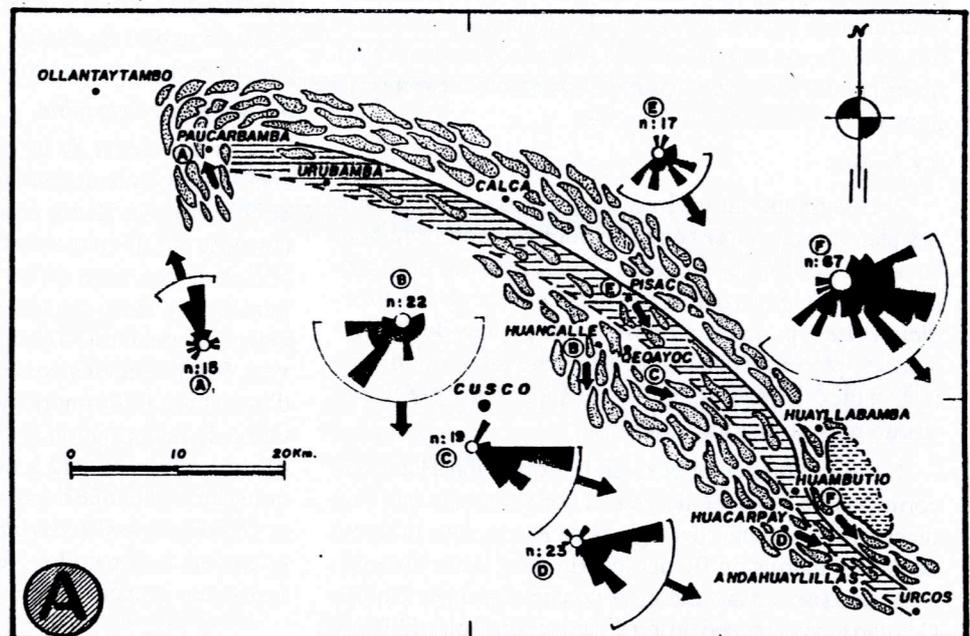
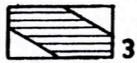
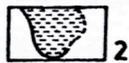
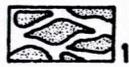
Dans l'unité supérieure, les paléocourants vers le SW indiquent que le seuil était recouvert par les dépôts fluviaux (Fig. 31B). En général, les paléocourants indiquent que les grès provenaient du NE (bouclier brésilien) comme on l'observe partout au Pérou [Jaillard, 1994].

A Sicuani on observe également deux domaines paléogéographiques séparés par la vallée du Vilcanota. Au NE la Formation Huancané atteint une épaisseur comprise entre 250 et 500 m, alors qu'au SW (seuil Cusco-Puno) elle présente généralement une épaisseur comprise entre 10 et 30 m, mais est parfois absente.

L'activité tectonique pendant la sédimentation de la Formation Huancané est peu importante, les variations d'épaisseur et les rares structures synsédimentaires observées pourraient être dues à une subsidence différentielle, avec une plus grande épaisseur au NE, dans le bassin, que sur le seuil.

Fig. 31.— Schéma paléogéographique de la Formation Huancané.

- A : Unité inférieure ;
- B : Unité supérieure ;
- 1 : Dépôts fluviaux ;
- 2 : Dépôts de plaine d'inondation ;
- 3 : Seuil structural ;
- 4 et 5 : Sens de transport.



3.2. La Formation Paucarbamba

3.2.1 Lithologie et milieu de dépôt

La Formation Paucarbamba (50-300 m) est composée de grès quartzeux fins et rouges, de marnes et d'argiles jaunes, rouges et vertes (Fig. 32). Les faciès reconnus sont pélitiques (Fm), gréseux à laminations obliques (Sx) et à laminations horizontales de bas régime (Sh), et sont organisés en séquences grano- et stratocroissantes, terminées par une surface minéralisée (*hard-ground*) (Fig. 32). Ces séquences sont interprétées comme de milieu littoral, soumis à une forte influence terrigène, comme le suggère leur couleur rouge. Entre Queqayoc et Huacarpay, la formation présente des faciès à litages ondulés, incluant des *flaser bedding* et des stratifications lenticulaires, qui indiqueraient une influence tidale. On trouve aussi, à la base de l'unité (Queqayoc) des faciès conglomératiques à galets mous, donnant une apparence de déformation interne. La base des conglomérats est érosive.

A Paucarbamba et à Curahuasi (Quebrada Honda), la partie supérieure de la formation est composée de gypses et d'un mélange d'argiles et gypses. Néanmoins ces roches sont affectées par des phénomènes tectoniques et diapiriques qui empêchent d'étudier la succession stratigraphique et l'évolution sédimentaire.

3.2.2. Age

La Formation Paucarbamba n'a pas fourni de fossiles, mais elle peut être corrélée lithologiquement avec la Formation Pariahuanca du Pérou central, qui est considérée comme représentant l'Albien inférieur. Ainsi, l'âge de la Formation Paucarbamba pourrait être albien inférieur ou moyen, voire supérieur, en raison du diachronisme des transgressions [Jaillard, comm. pers.].

3.2.3. Indices de tectonique synsédimentaire

Le passage de la Formation Huanané à la Formation Paucarbamba par l'intermédiaire d'une forte discontinuité, voire d'une discordance d'érosion, et les variations d'épaisseur de la Formation Paucarbamba, seraient des indices d'une faible activité tectonique synsédimentaire. Cependant, elles peuvent être eustatiques et représenter des vallées incisées.

3.2.4. Paléogéographie

L'épaisseur de la Formation Paucarbamba est difficile à établir à cause des décollements qui affectent notamment sa partie supérieure. L'épaisseur mesurée à Paucarbamba est de 50 m, mais elle varie latéralement, et peut atteindre 300 m (SW de Ollantaytambo et Curahuasi).

Malgré les complications tectoniques qui empêchent des observations complètes de la Formation Paucarbamba, on peut envisager que la transgression de l'Albien recouvrait toute la région de Cusco, notamment l'ancien seuil au SW, où la subsidence reste faible. Au NE, où la Formation Huanané est plus épaisse, la Formation Paucarbamba est écaillée.

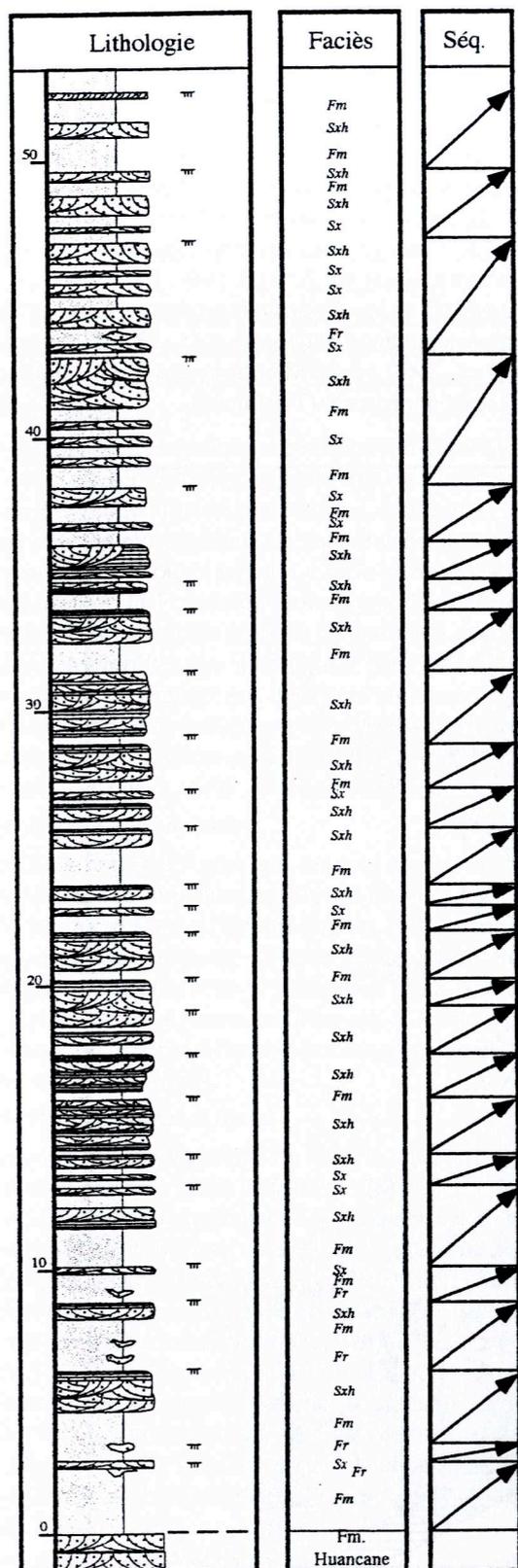


FIG. 32.— Coupe stratigraphique de la Formation Paucarbamba, levée à Paucarbamba. Fm : Argiles ; Fr : Grès en couches lenticulaires avec ripples ; Sx : grès à laminations obliques en auges ; Sxh : Grès à laminations obliques et horizontales.

3.3. Comparaison avec d'autres régions

3.3.1. L'Altiplano de Puno

Sur l'Altiplano Occidental de la région de Puno, la Formation Huancané [Newell, 1949] est constituée de grès, parfois conglomératiques, de milieu fluviatile à influence marine [Batty et Jaillard, 1989 ; Jaillard, 1995a]. L'épaisseur augmente nettement du Sud-Ouest vers le Nord-Est (60 m à Cabanillas, 500 m à Moho), alors que la granulométrie et l'énergie de dépôt diminuent [Batty et Jaillard, 1989]. La première moitié de l'unité inclut souvent un niveau conglomératique qui la divise en deux sous-unités [Batty et Jaillard, 1989]. Au sommet, on observe fréquemment une petite unité strato- et grano-croisante transgressive-régressive [Jaillard, 1995a]. Les paléocourants indiquent des sens de transport dominant vers le Sud (SW à SE) [Batty et Jaillard, 1989].

3.3.2. Bassin Putina de la région de Puno

L'unité est représentée par une partie du Groupe Cotacucho. Elle est constituée par des grès quartzeux à laminations obliques planes ou incurvées, et à laminations horizontales, souvent soulignées par des lits de petits galets de quartz. Il s'agit de dépôts fluviatiles, marins côtiers et de plage [Jaillard, 1995a]. Au tiers inférieur de l'unité, un niveau-repère conglomératique est probablement équivalent aux conglomérats reconnus dans la Formation Huancané de l'Altiplano de Puno [Batty et Jaillard, 1989] et de Cusco. La sédimentation détritique se poursuit [Groupe Cotacucho ; Newell, 1949 ; Laubacher, 1978] jusqu'au dépôt de la «Dolomie Huatasane», d'âge probablement cénomanien [Audebaud *et al.*, 1976 ; Laubacher et Marocco, 1990 ; Jaillard et Sempere, 1989 ; Jaillard, 1995a] et même au-delà (Turonien?).

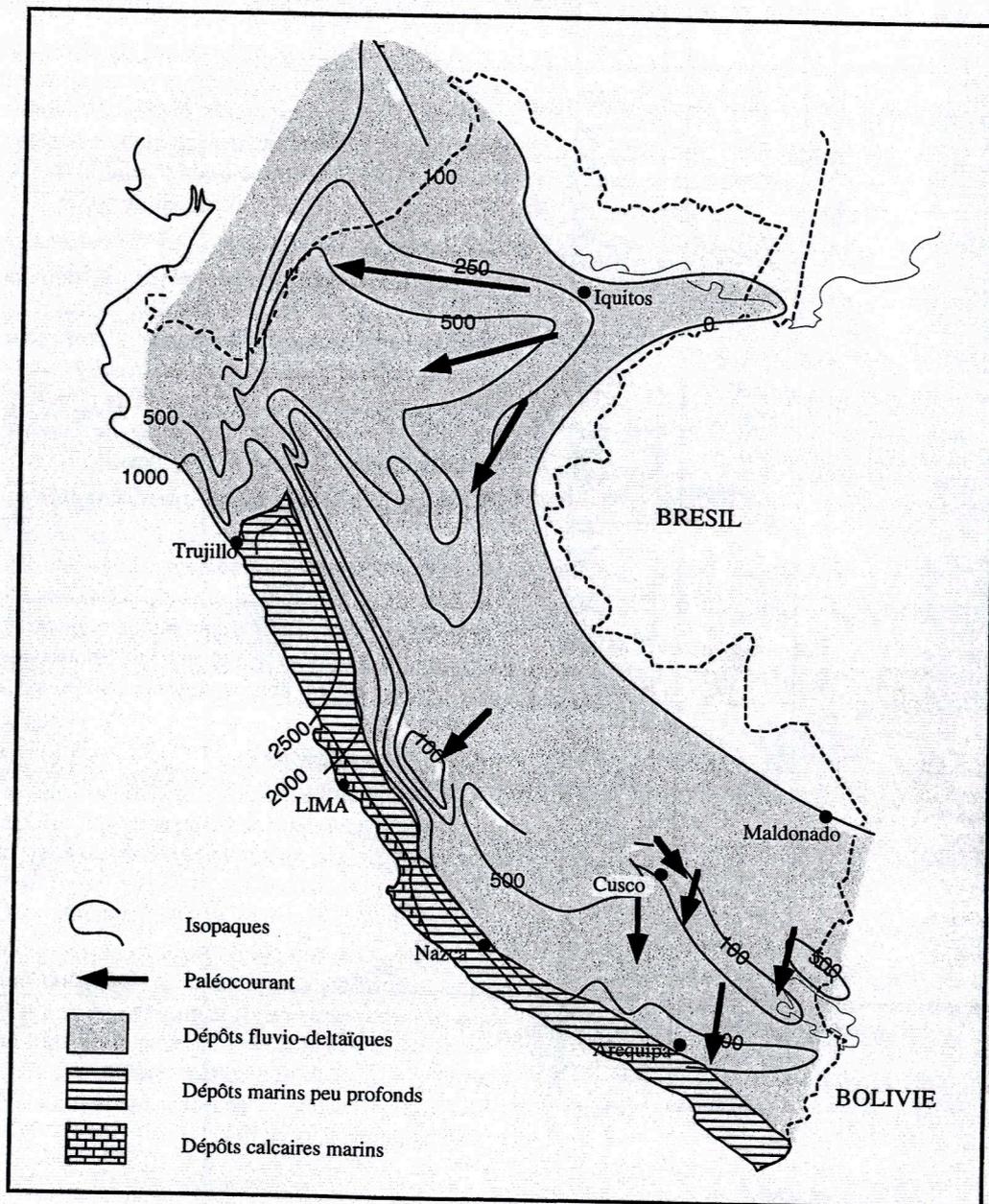


Fig. 33. – Paléogéographie du Pérou au Crétacé inférieur.
[Modifié d'après Jaillard, 1994 ; Jaillard *et al.*, 1995].

3.3.3. Région d'Arequipa

Dans la région d'Arequipa, la sédimentation gréseuse comprend la Formation Hualhuani et la Formation Murco [Benavides, 1962]. Le contact inférieur est une légère discordance angulaire [Benavides, 1962 ; Guevara, 1969 ; León, 1981]. La Formation Hualhuani est composée de grès quartzeux (100 m) déposés en milieu de plage frontale [León, 1981 ; Vicente *et al.*, 1982 ; Batty et Jaillard, 1989]. La Formation Murco commence par des silts, des grès et des calcaires (100 m) déposés en milieu de lagon et de plate-forme carbonatée peu profonde. Elle se poursuit avec une épaisse alternance de grès quartzeux et d'argiles (300-400 m), déposés en milieu fluvio-deltaïque, et des marnes, argiles rouges, grès, microconglomérats et gypses, de milieu continental à marin côtier [Batty et Jaillard, 1989].

La Formation Huambo surmonte la Formation Murco. Elle est composée d'argiles, de grès à *ripples* et laminations obliques de milieu littoral peu profond, et d'argiles intercalées avec de minces bancs de calcaires de plate-forme très peu profonde ou de lagon. La série passe aux argiles et calcaires de la Formation Arcurquina. La Formation Huambo n'est pas datée mais, il est probable que l'ammonite *Parahoplites* sp., mentionnée par Dávila [1988] provienne de cette unité; son âge serait alors comparable à celui des formations Inca [Benavides, 1956] et Pariahuanca [Wilson, 1963] du Pérou septentrional, datées de l'Albien inférieur [Benavides, 1956 ; Wilson, 1963].

3.3.4. Région d'Apurimac

Dans la région d'Apurimac, les grès quartzeux d'origine fluviatile de la Formation Yura [Marocco, 1975], ou de la Formation Soraya (700 m) [Pecho, 1981], sont attribuées au Crétacé inférieur. Dans la même région, Pecho [1981] décrit, sous le nom de Formation Mara, une unité très comparable à la Formation Huambo d'Arequipa, qui représenterait le début de la grande transgression albienne [Batty et Jaillard, 1989].

3.3.5. Pérou Central et Nord

Dans le bassin Occidental du Nord et du centre du Pérou central [Wilson, 1963; Mégard, 1978], les grès deltaïques et littoraux valanginiens de la Formation Chimú (> 600m) équivalents latéraux des formations gréso-pélimitiques de la région côtière (formations Salto del Fraile, Herradura et Marcavilca), sont surmontés au Valanginien supérieur par une formation calcaire de plate-forme, la Formation Santa (< 150m) [Benavides, 1956]. La sédimentation gréso-pélimitique se poursuit ensuite (formations Carhuaz et Farrat). Ces formations passent latéralement, et de façon diachrone, vers l'Est aux grès fluviatiles et littoraux de la Formation Goyllarisquizga [Wilson, 1963 ; Mégard, 1978 ; Moulin, 1989].

Au dessus, se déposent les séries gréseuses et calcaires des formations Inca et Pariahuanca, d'âge albien inférieur [Benavides, 1956 ; Wilson, 1963]. Plus haut, la Formation Chulec témoigne du maximum de transgression de l'Albien inférieur [Benavides, 1956 ; Wilson, 1963 ; Bulot *et al.*, in Jaillard, 1995b], tandis que la Formation Pariatambo sus-jacente représente un faciès anoxique régional diachrone (Albien moyen à supérieur).

3.3.6. Bassin Oriental

Dans le bassin oriental du Nord et centre du Pérou, la période Valanginien supérieur-Aptien supérieur est représentée par les grès fluvio-deltaïques de la Formation Cushabatay qui repose en légère discordance angulaire sur la Formation Sarayaquillo [Pardo et Zuñiga, 1973 ; Rodriguez et Chalco, 1975 ; Laurent, 1985]. La base de la Formation Cushabatay est diachrone [Wilson, 1963]. Elle serait d'âge berriasien-valanginien dans les bassins Marañón et Huallaga, et albien sur la bordure orientale du bassin [documents pétroliers]. L'Albien inférieur à moyen est représenté par les couches de transition (Aguanuya), entre la Formation Cushabatay et la Formation Esperanza [Jaillard, 1995b]. La Formation Esperanza, ou Raya, marque le maximum de transgression de l'Albien supérieur basal [Wilson, 1963 ; Jaillard, 1995b].

Dans le bassin Madre de Dios, cette période serait représentée par le Groupe Oriente. Au Pongo de Coñec, il est discordant sur le Groupe Copacabana, et est composé d'une séquence de 200 m. Les grès de la partie inférieure (40 m) seraient de milieu littoral, tandis que la partie supérieure correspond à des grès fluviatiles qui montrent des paléocourants vers le Sud. L'unité, épaisse de ≈ 300 m vers la Quebrada Nusifiscate, atteint 800 m dans le Rfo Inambari, où elle a été divisée en 3 membres [Dávila et Ponce de León, 1971].

- Le Membre inférieur est formé de grès quartzitiques, intercalés au sommet d'argiles gris verdâtre ou violacées;

- Le Membre moyen est constitué d'argiles et silts gris verdâtre et de quelque niveaux minces de grès ;

- Le Membre supérieur est formé de grès quartzeux blancs en bancs grossiers, avec conglomérats à la base des bancs (diamètre > 0.05 m).

3.3.7. Bolivie

En Bolivie, les formations Kosmina, Sucre, la Puerta et Pacobamba sont attribuées au Crétacé inférieur [Sempere *et al.*, 1988]. Elles surmontent en continuité la Formation Condo et ses équivalents, ou en légère discordance cartographique au Nord du Lac Titicaca [Sempere *et al.*, 1988]. Ces unités sont constituées principalement de grès de couleur blanche ou rose, à laminations obliques de milieu fluviatile et deltaïque [Sempere *et al.*, 1988]. Les paléocourants indiquent des apports provenant du NE dans les grès fluviatiles et du SW dans les grès deltaïques au Nord du lac Titicaca [Sempere *et al.*, 1988].

Au-dessus, les formations Tarapaya ou Carabuco (Aptien?-Albien?) sont constituées de pélites rouges de milieu marin peu profond, qui indiquent une transgression. Cependant, la partie supérieure de la formation, fluviatile et localement continentale, correspond à une période régressive [Sempere *et al.*, 1988].

3.4. Paléogéographie et évolution sédimentaire du Sud du Pérou au Crétacé inférieur

En général, la période qui va du Berriasien supérieur à l'Aptien supérieur se caractérise par une certaine quiescence tectonique, et vraisemblablement magmatique [Soler, 1991 ; Jaillard, 1994]. Dans tous les domaines

paléogéographiques se développe une sédimentation détritique d'alimentation orientale (Fig. 33), influencée par la grande transgression de provenance occidentale. On observe une différence d'épaisseur (par subsidence différentielle) dans chaque domaine (Fig. 33). Cette période débute à l'Ouest (Bassin Occidental) par d'épais grès massifs de milieu marin, et à l'Est, par des grès fluviaux à influence marine, plus minces (Seuil Cusco-Puno, Bassin Putina, Bassin Oriental et Bolivie).

L'unité gréseuse, à la base de cette grande séquence, scelle les mouvements antérieurs, et traduit un changement paléogéographique majeur exprimé par la nature quartzreuse du détritisme. L'âge post-tithonien-anté-albien? des formations Hualhuani et Murco de la région d'Arequipa permet de les corrélérer lithologiquement avec la Formation Huancané de l'Altiplano, d'âge Crétacé inférieur. De plus, la similitude de leurs faciès et de leur position stratigraphique amène à mettre en équivalence les grès du seuil Cusco-Puno (Formation Huancané) et ceux du bassin de Putina [partie inférieure du Groupe Cotacucho, Audebaud *et al.*, 1976]. Ce dernier présente cependant des dépôts plus épais par rapport au seuil (Fig. 15 et 17). Plus au Nord-Est, s'étend le Bassin Oriental, qui semble être séparé du Bassin de Putina par un seuil paléogéographique [Laubacher, 1978], mal connu en raison des érosions andines (Cordillère Orientale).

Dans le bassin Occidental, cette période est ensuite caractérisée par les dépôts littoraux et marins peu profonds de la Formation Huambo, ou Mara (Albien inférieur?). Sur le seuil Cusco-Puno les dépôts sont littoraux à influence continentale (Formation Paucarbamba). Dans le Bassin de Putina, la sédimentation détritique continue à montrer une tendance nettement transgressive.

Dans le bassin Occidental du Nord du Pérou, une sédimentation détritique se développe pendant la période Valanginien-Aptien.

Influencée par des transgressions marines, elle rétrograde vers le «Géanticlinal du Marañón» et vers le Bassin Oriental où se déposent des sédiments fluvio-deltaïques qui correspondent stratigraphiquement au sommet des séries antérieures. La transgression de l'Albien est également diachrone entre le bassin Occidental et le bassin Oriental. La discontinuité de base des grès néocomiens, le passage des formations Hualhuani et Murco à la Formation Huambo, de la formation Huancané à la Formation Paucarbamba, et de la Formation Goyllarisquizga à la Formation Pariahuanca (Albien inférieur) sont identiques. Néanmoins, les datations existantes indiquent que ces discontinuités sont diachrones [Jaillard, 1995b] et montrent, à l'échelle du bassin, une transgression vers le Nord-Est

Les sédiments, notamment de la partie inférieure, proviennent de l'Est (Bouclier Brésilien). La discontinuité de base se situerait entre le Berriasien supérieur (ouest du bassin occidental) et l'Aptien, voire l'Albien (Seuil Cusco-Puno, Bassin Putina).

3.5. Géodynamique

Entre le Valanginien et la partie supérieure de l'Aptien, aucune manifestation magmatique n'est observée dans le Pérou central et sud. Le cadre paléogéographique qui contrôle la sédimentation et la subsidence crétacées est le résultat des événements tectoniques du Jurassique. La topographie accidentée qui en résulte est remblayée par le dépôt, entre le Valanginien et l'Aptien, de grès fluvio-deltaïques [Batty et Jaillard, 1989 ; Moulin, 1989]. Cette période semble caractérisée par un contexte général en distension. La direction de déplacement de la plaque Phoenix est difficile à déterminer. Cependant, Soler [1991] estime que le mouvement était essentiellement contrôlé par la dynamique de l'expansion Pacifique-Phoenix et que la convergence s'effectuait donc plutôt vers le NE (Fig. 34). Par ailleurs pendant cette période a lieu le rifting (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur) et le début de l'océanisation (Aptien moyen-base de l'Albien) de l'Atlantique Sud au niveau du Brésil. La vitesse de séparation passive (sans accretion océanique) y était plus grande au Sud (± 1.5 cm/an) qu'au niveau de l'Équateur (0.5 cm/an). Tout ceci implique pour cette période un taux de convergence Phoenix-Amérique du Sud faible, voire très faible, au niveau du Pérou, mais beaucoup plus fort au Sud, au niveau du Chili, en accord avec la répartition longitudinale du volcanisme. La provenance orientale des sédiments est interprétée comme le résultat du début du rifting de la partie septentrionale de l'Atlantique Sud, qui provoquerait la surrection des zones orientales du continent sud-américain [Batty *et al.*, 1990 ; Jaillard, 1994].

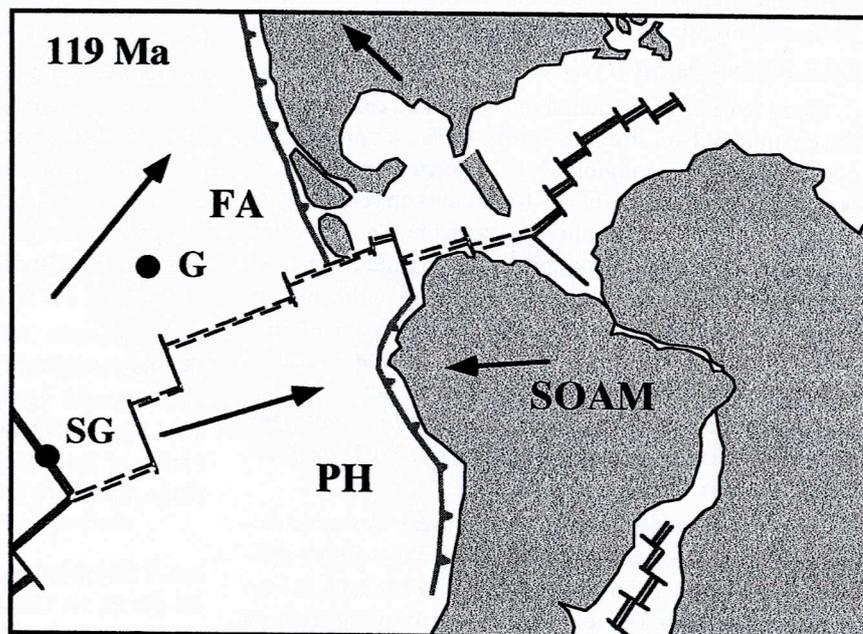


FIG. 34.— Reconstitution à 119 Ma.

Référentiel des points chauds : SG Sala y Gomez ; G : Galapagos ; Fa : Farallon ; Ph : Phoenix ; SOAM : Amérique Sud. [D'après Duncan et Hargraves, 1984].

4. LA GRANDE TRANSGRESSION DU CRÉTACÉ «MOYEN»

La transgression du Crétacé «moyen» est représentée par la partie calcaire du Groupe Yuncaypata, appelée Calcaires ou Formation Yuncaypata [Kalafatovich, 1957]. Néanmoins, cette unité a été redéfinie comme Formation Ayavacas en raison de ses similitudes avec la Formation Ayavacas de l'Altiplano du Sud du Pérou [Carlotto *et al.*, 1996].

La Formation Ayavacas correspond à l'installation et l'évolution d'une plate-forme carbonatée très peu profonde, associée à l'extension maximale de la mer dans la région Sud andine du Pérou et de Bolivie.

Cette formation affleure de manière plus ou moins discontinue et ses relations avec les séquences inférieures et supérieures sont peu claires, en raison de déformations contemporaines ou postérieures à la sédimentation. La Formation Ayavacas, telle qu'elle a été définie [Cabrera et Petersen, 1936 ; Newell, 1949 ; Audebaud, 1971], correspond aux affleurements du seuil Cusco-Puno. Au NE du seuil, dans le Bassin Putina de la région de Puno, l'unité équivalente (Dolomie Huatasane) fait partie du Groupe Cotacucho. Au SE du seuil, elle passe latéralement à des formations mieux développées et plus épaisses (formations Ferrobamba et Arcurquina).

4.1. La Formation Ayavacas (ou calcaires Yuncaypata)

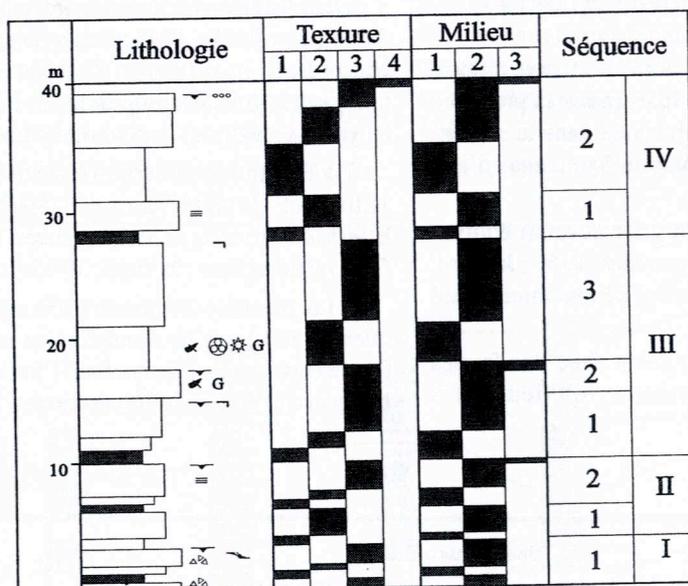
4.1.1. Lithologie et milieu de dépôt

La Formation Ayavacas (≈ 40 m) est fréquemment dolomitisée, décalcifiée et on y observe des phénomènes diagénétiques liés à des émergences. Cependant on a pu y déterminer les faciès suivants : marnes gris foncé à patine gris clair, calcaires fins *mudstone* bioturbés, calcaires *wackestone* ou *packstone* plus ou moins bioclastiques présentant souvent des laminations algaires, et rares calcaires *grainstone* à oolites (Fig. 35).

L'analyse des faciès indique que la Formation Ayavacas correspond à des dépôts de plate-forme carbonatée très peu profonde (infratidal et intertidal, voire supratidal) (Fig. 35). Cette formation marque la grande transgression qui affecte la marge péruvienne depuis l'Albien jusqu'au Turonien. Elle peut être subdivisée en 4 séquences (Fig. 35).

4.1.2. Indices de tectonique synsédimentaire

Dans la Formation Ayavacas, les indices de tectonique synsédimentaire sont de petites failles de direction NE-SW observées dans les séquences I et IV et des niveaux bréchifiés présents dans la séquence I.



| Lithologie | Structures sédimentaires | Texture | Milieu | Faune |
|-------------|----------------------------------|---------------|---------------|-----------------|
| □ calcaires | — figures d'emersion | 1: marnes | 1: infratidal | — bioclastes |
| ■ marnes | ○ oolites | 2: mudstone | 2: intertidal | ⊙ échinides |
| | ≡ laminations algaires | 3: wackestone | 3: émergifs | ⊕ foraminifères |
| | — bioturbation | 4: grainstone | | G gastéropodes |
| | — faille normale synsédimentaire | | | |
| | △ brèches | | | |

FIG. 35.— Coupe de la Formation Ayavacas (ou Calcaires Yuncaypata), levée à Koricancha.

A Sicuani, Audebaud [1967, 1971] mentionne des témoins d'une tectonique synsédimentaire importante dans les calcaires Ayavacas : brèches intra-formationnelles liées à des glissements, slumps, karstifications et collapsés, qui ont été interprétés comme le résultat de mouvements tectoniques distensifs pendant le dépôt.

Dans la région de Curahuasi, Cusco et Sicuani, on observe localement des affleurements anormalement épais vraisemblablement dûs à des accumulations par glissements synsédimentaires [Audebaud, 1967].

4.1.3. Age

Cette unité a fourni des Echinides (*Trochotaria* sp. et *Hipodiadema* sp.), des Gastéropodes, des Foraminifères (*Pseudophragmina* sp., *Bolivina* sp. et *Gümbelina* sp.), des Lamellibranches et aussi de rares Ammonites (*Neolobites* sp.) qui indiquent un âge cénomanien moyen à supérieur [Kalafatovich, 1957].

4.1.4. Évolution sédimentaire

La répartition des faciès et les discontinuités sédimentaires permettent de définir 4 séquences transgressive-régressives [Fig. 35 ; Carlotto, 1992].

Les corrélations lithologiques et les datations sont basées sur les travaux de Jaillard [1987, 1995a] et Jaillard et Sempere [1989] qui font des comparaisons entre les séquences bien datées du «Crétacé moyen» du Nord du Pérou et les séquences calcaires de l'Altiplano sud-péruvien et bolivien.

- La séquence I est de couleur noire et grise et montre des niveaux de brèches calcaires. Elle traduit la première installation de la plate-forme carbonatée dans la région. Elle serait équivalente à la Formation Yumagual d'âge albien supérieur [Jaillard, 1987].

- La séquence II est de couleur grise et serait équivalente à la Formation Mujarrún [Benavides, 1956 ; Jaillard, 1987] dont l'âge est albien terminal-cénomanien basal [Bulot et Jaillard, comm. pers.].

- La séquence III, de couleur jaune avec des faunes diversifiées, serait d'âge cénomanien inférieur (?) à

moyen et équivalente à la Formation Romirón [Jaillard, 1987]. En Bolivie les *Neolobites* cf. *kummeli* [Branisa et al., 1966] proviendraient de cette séquence [Sempere, comm. pers.].

- La séquence IV, de couleur grise et rose, est à corréler avec les formations Coñor et Cajamarca du Nord du Pérou, d'âge Turonien.

La Formation Ayavacas représenterait donc l'intervalle Albien supérieur-Turonien.

4.1.5. Paléogéographie

La Formation Ayavacas recouvre toute la région, et notamment le seuil Cusco-Puno (Fig. 36). Sa faible épaisseur (≈ 40 m) indique une subsidence très faible. Les différences d'épaisseurs observées de part et d'autre du seuil (Fig. 36), et la présence de failles normales syn-sédimentaires et de niveaux de brèches, suggèrent que le relief était légèrement instable, comme le montrent aussi les accumulations par glissement. La Formation Ayavacas correspond à l'extension maximale de la mer, et de la plate-forme carbonatée (Albien supérieur-Turonien) qui est susceptible d'enregistrer les événements eustatiques exprimés dans le bassin occidental plus subsident, et les effets des événements tectoniques importants affectant la marge.

4.2. Comparaison avec d'autres régions

4.2.1. Arequipa

Dans la région d'Arequipa, les calcaires de la Formation Arcurquina [Jenks, 1948 ; Benavides, 1962] surmontent en concordance la Formation Huambo. Les deux formations marquent la grande transgression de l'Albien-Turonien dans le bassin Occidental du Sud du Pérou (Fig. 37).

La Formation Arcurquina a été étudiée en détail par Jaillard et Arnaud-Vanneau [1993] et Jaillard [1995a]. Elle a été divisée en 4 Séquences majeures [Coupe du Cerro Arcurquina ; Jaillard, 1995a] :

- La première Séquence (160 m) est divisée en 2 séquences mineures de transgression-progradation de plate-forme carbonatée. Elle contient l'huître *Exogyra minus* qui indiquerait l'Albien inférieur-moyen [Benavides, 1962].

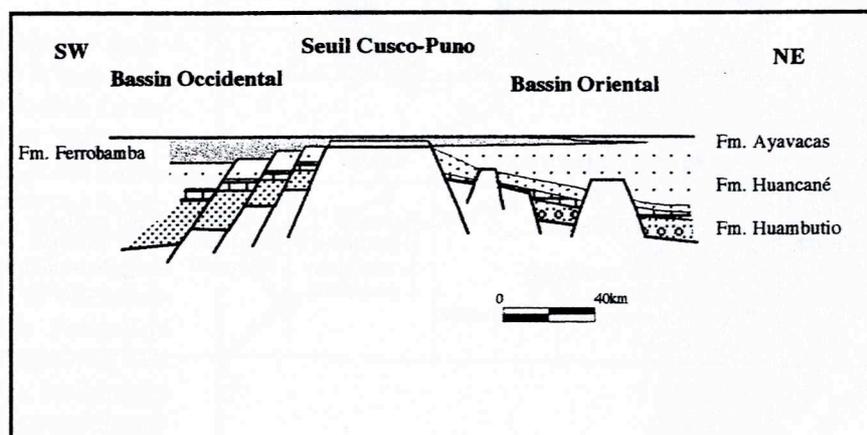


FIG. 36.- Coupe paléogéographique de la Formation Ayavacas.

- La deuxième Séquence (195 m) inclut deux sous-séquences, l'une de grès de milieu émerse et l'autre de calcaires de plate-forme interne peu profonde. Elle contient l'huître *Exogyra mermeti* et l'oursin *Tetragramma malbosii* qui suggèrent un âge albien supérieur-cénomaniens [Benavides, 1962].

- La troisième Séquence (130 m) est divisée en 3 séquences mineures. La séquence inférieure présente des faciès calcaires de plate-forme externe et interne. La séquence médiane est caractérisée par des marnes de plate-forme peu profonde, des calcaires avec de nombreux foraminifères planctoniques et des calcaires à cherts de milieu marin ouvert. L'Ammonite *Neolobites* sp. mentionnée par Benavides [1962] paraît provenir de la séquence médiane [Jaillard, 1995a]. Cette troisième séquence correspondrait au Cénomaniens moyen à supérieur.

- La quatrième Séquence (90 m) est aussi composée de trois séquences mineures. La partie inférieure comprend des faciès de plate-forme carbonatée peu profonde, voire émerse. Elle est suivie par des faciès de milieu intertidal-supratidal, associés à des phénomènes de tectonique synsédimentaire (séquence médiane), puis par une nouvelle transgression (séquence supérieure). La quatrième Séquence est probablement d'âge turonien car elle contient *Hemister cf. texanum* [Benavides, 196]).

4.2.2. Région d'Apurimac

Dans la région d'Apurimac les calcaires d'âge albio-turonien sont connus sous le nom de Formation Ferrobamba [Marocco, 1977]. Il s'agit de calcaires bien stratifiés en bancs de 0.5 à 2 m d'épaisseur. Ces calcaires sont souvent détritiques et contiennent de nombreux petits grains de quartz, ainsi que de nombreux fragments de

fossiles. Les cherts noirs à marrons sont fréquents à tous les niveaux de la série [Marocco, 1977].

La Formation Ferrobamba contient des Lamellibranches (*Exogyra boussingaulti*, *Exogyra mermeti*, *Pecten-Neitheia-texanus*, *Ostrea* sp., *Lopha* sp. et *Toucasia* sp.), des Gastéropodes (*Turritella* sp.) et des Echinides (*Pseudodiadema rotulare*) qui indiquent un âge albio-cénomaniens [A. Pardo, in Marocco, 1977]. Bien qu'aucune étude sédimentologique détaillée n'ait été menée, la Formation Ferrobamba est considérée comme un équivalent latéral de la Formation Arcuquina.

4.2.3. Région de Puno

La Formation Ayavacas de la région de Puno (Fig. 37) est localement plus épaisse qu'à Cusco (≈ 250 m). Elle est divisée en trois barres calcaires intercalées d'argiles [Jaillard, 1995a].

La barre calcaire inférieure correspond à un milieu de plate-forme interne peu profond à intertidal. Elle présente des déformations tectoniques synsédimentaires (brèches et failles) qui indiquent une extension NW-SE et des glissements qui indiquent une paléopente vers l'WSW [Jaillard, 1995a]. Par corrélation avec la région d'Arcuquina, cette tectonique synsédimentaire serait probablement d'âge albio supérieur.

La barre intermédiaire débute par des calcaires de plate-forme externe qui évoluent vers une plate-forme protégée. Des structures tectoniques synsédimentaires indiquent une extension NNW-SSE. Cette barre peut être corrélée avec la deuxième Séquence de la région d'Arcuquina [Jaillard, 1995a].

La barre supérieure comprend d'abord des calcaires

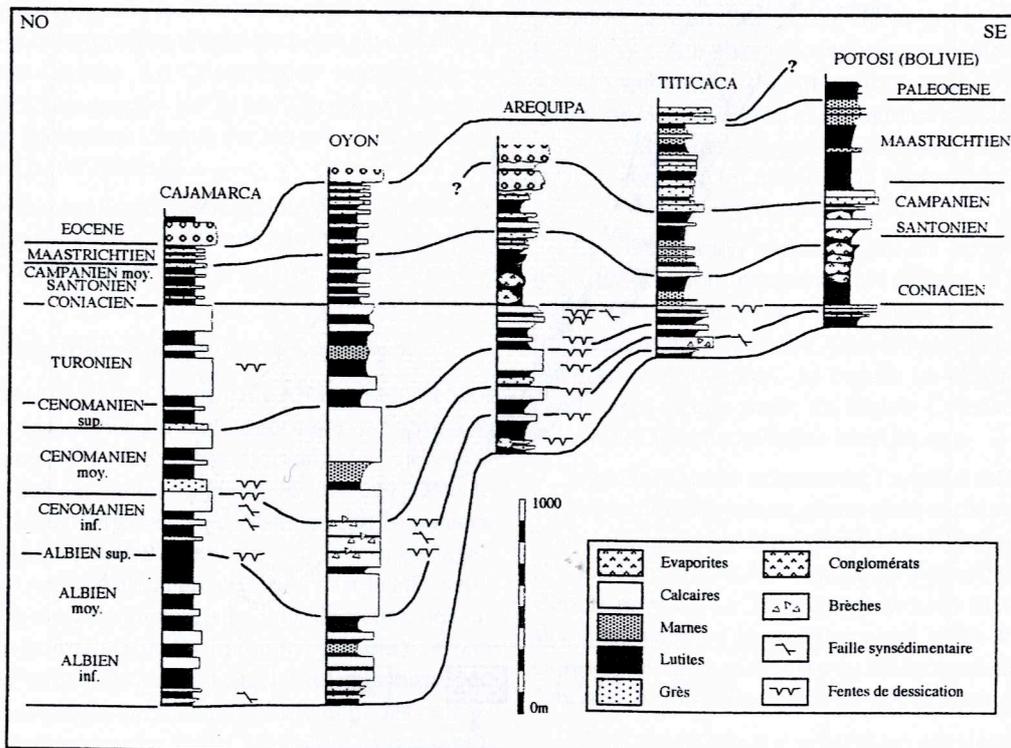


Fig. 37.— Coupes représentatives de la marge continentale, montrant l'évolution albio-turonienne comparée avec l'évolution sénonienne. [D'après Jaillard et Soler, 1996].

massifs de plate-forme peu profonde et de milieu intertidal qui peuvent être corrélés avec la troisième Séquence de la Formation Arcurquina [Jaillard, 1995a]. La partie supérieure est constituée de calcaires et d'argiles de milieu intertidal à supratidal et serait équivalente à la quatrième Séquence de la Formation Arcurquina.

4.2.4. Bassin Putina

Le bassin Putina est caractérisé par une épaisse série d'âge probablement albien-turonien de grès littoraux et fluviaux (Groupe Cotacuyo, ≈ 600 m), incluant localement une mince intercalation calcaire (≈ 10-20 m), la «Dolomie Huatasane» [Audebaud *et al.*, 1976; Laubacher, 1978], corrélée avec la Séquence III de la Formation Arcurquina d'âge cénozoïque [Jaillard, 1995a].

4.2.5. Bassin Occidental

Dans la partie occidentale de la marge, l'Albien est marqué par les épaisses effusions volcaniques du Groupe Casma au Nord [Myers, 1974; 1980; Atherton *et al.*, 1985; Soler, 1991] et de la Formation Matalaque au Sud [Marocco et Del Pino, 1966; Vicente, 1981]. L'activité volcanique cesse vers la limite Albien-Cénozoïque, en même temps que survient un événement tectonique important [Phase Mochica de l'Albien moyen-supérieur, Mégard, 1984; Vicente, 1989; Jaillard, 1994]. Elle est suivie par les intrusions du Batholite Côtier [Soler, 1991].

Le sommet de la Formation Pariatambo (Albien moyen à supérieur) marque une régression [Mégard, 1968; Séranne, 1987; Moulin, 1989; Jaillard, 1995b], suivie par

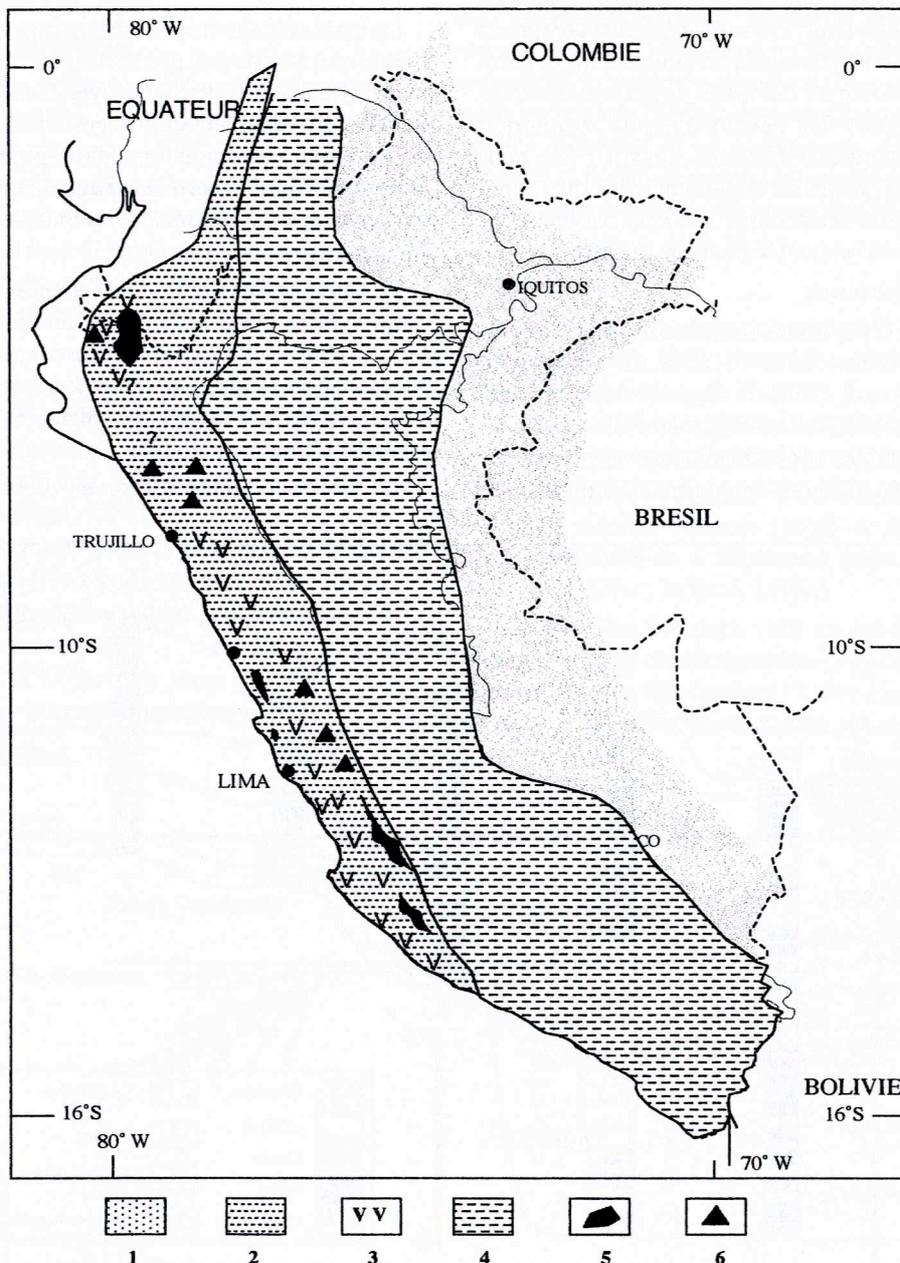


FIG. 38.— Paléogéographie des Andes péruviennes pendant l'Albien-Cénozoïque.

1 : Grès deltaïques ; 2 : marnes de plate-forme externe ; 3 : Roches volcaniques albiennes ; 4 : Argiles et calcaires de plate-forme peu profonde ; 5 : plutons ; 6 : Structures tectoniques. [D'après Jaillard, 1994 ; Jaillard *et al.*, 1995].

le dépôt des calcaires des Formations Yumagual (Albien supérieur) et Mujarrún (Albien terminal-Cénomanién basal) [Jaillard, 1985, 1995b ; Bulot et Jaillard, comm. pers.]. Ces formations reflètent une régression eustatique, qui peut être corrélée avec la régression exprimée par les grès fluviodeltaïques de la Formation Agua Caliente [Jaillard, 1995b]. Cette régression est reconnue aussi dans la formation Ayavacas de Cusco et Puno.

Le Cénomanién moyen à supérieur est caractérisé par une importante transgression représentée par la Formation Romirón, qui contient l'Ammonite *Neolobites kummeli* [Benavides, 1956], maintenant connue comme *Neolobites vibraeanus* de la partie inférieure du Cénomanién supérieur [in Jaillard, 1995b]. La Formation Coñor marque le maximum de transgression de la partie supérieure du Turonien inférieur [Benavides, 1956; Jaillard, 1995b]. Cette transgression permet le développement d'une plate-forme carbonatée au Turonien moyen et supérieur (Formation Cajamarca).

4.2.6. Bassin Oriental

Les grès deltaïques de la Formation Agua Caliente (Cénomanién inférieur-moyen) reposent sur les argiles albiennes de la Formation Esperanza ou Raya. Cependant, en quelques endroits (Pongo Manseriche, Rentema), l'intervalle Albien supérieur-Cénomanién est représenté par des calcaires, et/ou des argiles à intercalations gréseuses, de milieu marin [Zegarra, 1964 ; Jaillard, 1985 ; Córdova, 1986] qui traduisent une régression eustatique et la progradation diachrone vers l'Ouest d'un système deltaïque [Jaillard, 1995b].

Le Cénomanién moyen à supérieur est une époque de transgression importante qui correspond à la fin de la sédimentation deltaïque de la Formation Agua Caliente et au début de la transgression diachrone à grande échelle de la Formation Chonta. Le Cénomanién terminal et le Turonien sont représentés par la transgression à grande échelle de la Formation Chonta sur les grès deltaïques de la Formation Agua Caliente.

Dans le Rfo Inambari (Bassin Madre de Dios), les formations Esperanza et Agua Caliente paraissent être représentées par les membres moyen et supérieur du Groupe Oriente.

4.3. Paléogéographie et évolution sédimentaire

Dans le Sud du Pérou, l'intervalle Albien-Turonien est globalement caractérisé par une importante transgression marine, entrecoupée d'épisodes régressifs. Le maximum de transgression est atteint au Turonien inférieur. Dans le bassin Occidental (Fig. 38), se déposaient des séquences calcaires de plate-forme marine peu profonde et protégée (Formation Arcurquina ou Ferrobamba). Vers le NE (seuil Cusco Puno), ces calcaires passent latéralement à des faciès de plate-forme interne (Formation Ayavacas), et vers le bassin de Putina à des grès de plate-forme clastique peu profonde et de plage, qui incluent localement des calcaires d'âge cénomanién probable (Dolomie Huatasane). Cette disposition montre que la base des dépôts calcaires est diachrone entre le bassin occidental (Albien inférieur-moyen), le seuil Cusco-Puno (Albien supérieur) et le bas-

sin Putina (Cénomanién supérieur ?). Les variations d'épaisseur entre le bassin d'Arequipa (≈ 600 m), le seuil Cusco-Puno (≈ 40 m) et le bassin de Putina (≈ 600 m) confirment l'existence d'une zone positive peu subsidente (Seuil Cusco-Puno, Fig. 36). En conclusion, la paléogéographie et la subsidence suivent grossièrement le même schéma qu'au Crétacé inférieur (Fig. 38).

Dans la zone côtière du Sud de Pérou, des événements importants se produisent pendant l'Aptien supérieur-Albien supérieur : début d'un important épisode volcanique (Formation Matalaque) lié au fonctionnement d'un arc magmatique, et mise en place du batholite de la côte (pluton d'Ilo, 111 à 99 Ma) [Beckinsale *et al.*, 1985].

Pendant l'Albien inférieur, une transgression correspond au dépôt des séries gréseuses et calcaires des formations Inca et Pariahuanca du Nord et du centre du Pérou, et vraisemblablement des formations Huambo, Mara et Paucarbamba du Sud du Pérou. Dans le bassin Oriental, cette transgression est marquée par les couches de transition (Aguanuya) entre les formations Cushabatay et Raya (ou Esperanza). Des maxima de transgression sont connus à l'Albien moyen dans le bassin Occidental (Formation Chulec), et à la base de l'Albien supérieur sur l'ensemble du bassin (Formation Raya ou Esperanza du bassin Oriental).

L'Albien supérieur serait marqué par une régression. La sédimentation se poursuit pendant l'Albien supérieur-Cénomanién basal (formations Yumagual et Mujarrún), corrélée avec la deuxième Séquence des formations Arcurquina et Ayavacas du Sud du Pérou. Sur la marge, les importantes effusions volcaniques du Groupe Casma se terminent vers la limite Albien-Cénomanién. A l'Albien supérieur, une alternance de phases d'extension et de compression produit l'émersion de la zone côtière (phase Mochica). Cette phase tectonique provoque de nombreuses déformations synsédimentaires dans le Bassin Occidental du Sud du Pérou et sur le Seuil Cusco-Puno. Elle paraît avoir eu des effets importants sur la sédimentation et avoir renforcé les effets de la régression eustatique de l'Albien supérieur-Cénomanién basal.

Le Cénomanién moyen-supérieur est caractérisé par une transgression importante qui affecte le Bassin Occidental (Formation Romirón, Séquence III de la Formation Arcurquina), le seuil Cusco-Puno (Séquence III de la Formation Ayavacas), le bassin de Putina (Dolomie Huatasane) et une partie du Bassin Oriental (base de la Formation Chonta inférieur localement).

La transgression majeure du Turonien inférieur est suivie par le développement d'une plate-forme carbonatée au Turonien moyen-supérieur (Formation Cajamarca, Séquence IV des formations Arcurquina et Ayavacas, Formation Chonta moyen). Le Turonien se termine avec une régression bien marquée qui coïncide avec la fin des dépôts calcaires massifs de plate-forme des formations Cajamarca, Jumasha, Arcurquina, Ayavacas et Chonta moyen.

L'activité tectonique synsédimentaire enregistrée pendant le Turonien supérieur dans le bassin d'Arequipa et le seuil Cusco-Puno serait en relation avec le début de la phase Péruvienne.

4.4. Géodynamique

L'apparition à l'Albien d'un régime compressif sur la marge péruvienne ne semble pas dépendre seulement de l'âge de la plaque océanique subduite. La phase de convergence très lente du Crétacé inférieur aurait entraîné l'augmentation de l'âge de la croûte océanique arrivant au niveau de la fosse. A l'Albien, la plaque océanique su-

bit un rejuvenissement lié à l'expansion rapide de la ride Pacifique-Farallon, qui débute autour de 112.5 Ma, rejuvenissement qui serait associé à une diminution de l'angle du plan de Benioff-Wadati. Cependant, l'apparition de la compression coïncide avec l'ouverture de l'Atlantique Sud (début de l'accrétion océanique) à la latitude équatoriale, et donc avec le début de la dérive de la plaque sud-américaine en direction de la plaque océanique (Fig. 39).

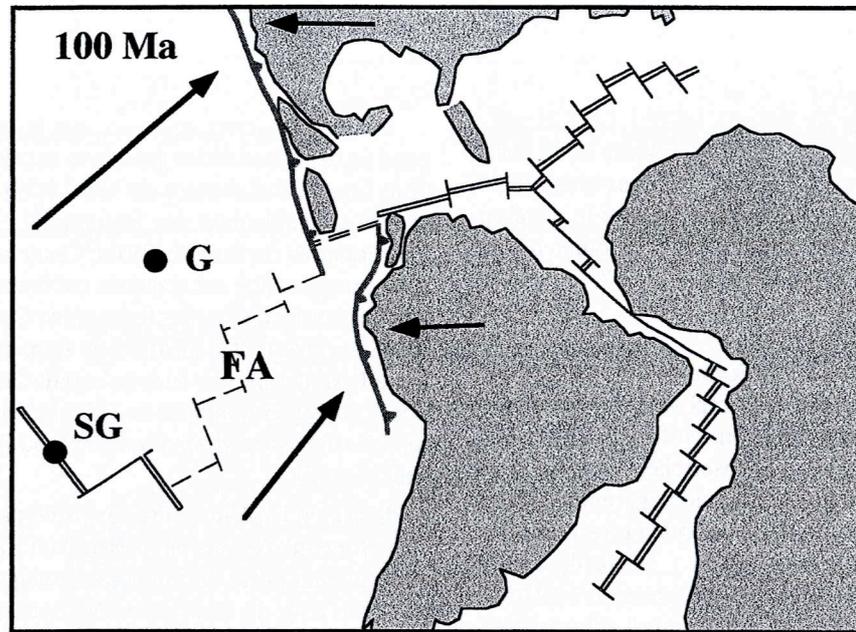


FIG. 39.— Reconstitution à 100 Ma.

Référentiel des points chauds : SG Sala y Gomez ; G : Galapagos ; Fa : Farallon ; Ph : Phoenix ; SOAM : Amérique Sud.

5. LA RÉGRESSION DU CONIACIEN-CAMPANIEN SUPÉRIEUR : LA FORMATION MOHO

La régression du Coniacien-Campanien supérieur est représentée par les Mégaséquences M1 et M2 de la partie supérieure du Groupe Yuncaypata de la région de Cusco [Carlotto, 1992]. A Sicuani les formations Hanchipacha (bassin Putina) et Moho supérieur (Seuil Cusco-Puno) reposent en discordance d'érosion sur le Groupe Cotacucho, la Formation Ayavacas ou la Formation Huancané [Audebaud, 1967]. Afin d'éviter des complications de nomenclature stratigraphique, les dépôts coniacien-campanien de la région de Cusco peuvent être appelés Formation Moho, comme dans la région du lac Titicaca [Newell, 1949]. La Formation Moho comporte deux membres, ou mégaséquences M1 et M2, et est corrélée avec la Formation Hanchipacha du bassin Putina de Sicuani et la Formation Moho de l'Altiplano de Sicuani et Puno.

5.1. La Mégaséquence M1

A Cusco, la Mégaséquence M1 surmonte la Formation Ayavacas, mais le contact est en général une surface de décollement. A Sicuani la base de cette unité est marquée par une discordance d'érosion [Audebaud, 1967 ; Carlotto, 1992].

5.1.1. Lithologie et milieu de dépôt

La Mégaséquence M1 (≈ 40 m) est constituée d'argiles rouges et vertes, localement calcaires, souvent associées à du gypse. Les gypses forment des structures laminées, noduleuses ou en mailles. On observe aussi des dolomies laminées et des brèches à éléments pélitiques. Celles-ci sont interprétées comme liées à des phénomènes de dissolution des niveaux évaporitiques intercalés dans les argiles. Ces faciès, ainsi que la présence de brèches de dissolution indiquent un milieu de sebkha continentale (Fig. 40).

Dans la région de Sicuani, l'unité inférieure (40-60 m) des formations Hanchipacha et Moho supérieur est constituée d'argiles rouges, vertes et jaunes, intercalées avec des bancs de gypse massif ou laminé, des marnes et dolomies laminées, des niveaux de brèches de dissolution et peut-être des slumps. Le milieu de dépôt est également de type sebkha (Fig. 41).

5.1.2. Age

La Mégaséquence M1 est attribuée au Coniacien, parce qu'elle repose sur la Formation Ayavacas (Albien-Turonien) et parce qu'elle est corrélée avec la Formation Aroifilla [Sempere *et al.*, 1988] et la Formation Chilcane pré-santonienne de la région d'Arequipa [Vicente, 1989]. Par ailleurs, elle se situe sous la Mégaséquence M2 attribuée au Santonien-Campanien supérieur.

5.1.3. Évolution sédimentaire et paléogéographie

Malgré la présence de décollements dans la partie inférieure de la séquence M1, les faciès présents à sa base marquent une tendance régressive. En effet, la sédimentation marine carbonatée marine (Formation Ayavacas) fait place à une sédimentation détritique rouge fine de milieu continental.

Les différentes coupes de la Mégaséquence M1 de Cusco et Sicuani (Fig. 40 et 41) montrent que les épaisseurs sont plus ou moins constantes (≈ 40 à 50 m). Ceci indique que la subsidence était assez uniforme, et que les grands traits paléogéographiques du Jurassique-Crétacé inférieur (seuil Cusco-Puno et bassin Putina) ne sont plus différenciés pendant le Coniacien. On peut donc considérer qu'au Coniacien, existait sur la région une grande plaine côtière où se développaient des milieux de sebkha continentale.

5.2. La Mégaséquence M 2

Elle comporte deux séquences d'ordre inférieur appelées M 2A et M 2B [Carlotto, 1992] (Fig. 40 et 41).

5.2.1. Lithologie et milieu de dépôt

La première séquence M 2A (100-150 m) débute par des calcaires, des marnes, des argiles et des sédiments siliceux laminés noirs associés à des gypses et contenant de la pyrite disséminée. Elle se poursuit par des grès quartzeux à laminations obliques, *flaser bedding* et rides de courants. La séquence se termine par des argiles gypsifères bariolées et des argiles rouges. Bien que la base de M 2A soit riche en matière organique (hydrocarbures), les fossiles (mollusques) sont rares et mal conservés. La base de la séquence est localement soulignée par des grès quartzeux (Quebrada Cebollahuaycco).

La deuxième séquence M 2B (30-60 m) commence aussi par un mince niveau de calcaires et marnes noires (2 m). La séquence se poursuit par des argiles gypsifères vertes et se termine par des argiles rouges à minces bancs de grès. Cette séquence contient à Cusco de nombreuses Characées, déterminées comme *Platychara perlata* et *Feistiella ovalis* [Feist et Grambast-Fessard, in Carlotto, 1992 ; Jaillard *et al.*, 1994]. À Cusco, le sommet de M 2B et le passage à la Mégaséquence M 3 sont caractérisés par de la pyrite disséminée à inclusions d'or.

Les calcaires, marnes et sédiments siliceux noirs à tapis algaires se sont déposés en milieu marin peu profond et confiné [Carlotto, 1992]. Les grès quartzeux suggèrent un milieu littoral. Les faciès pélitiques rouges associés à des gypses laminés indiquent un milieu de sebkha, tandis que le gypse maillé et nodulaire et les pélites rouges et vertes à Characées sont de milieu lacustre.

Dans la région de Sicuani (Fig. 41), l'unité moyenne (70-110 m) des formations Hanchipacha et Moho supérieur comporte deux séquences. Chacune débute par des bancs gréseux surmontés de bancs calcaires et d'argiles bariolées à bivalves et dents de poissons. Elles se poursuivent par des argiles bariolées gypsifères ou non, et se terminent par des siltites rouges à minces niveaux gréseux. Ces séries sont interprétées comme des séquences régressives, marines à la base, côtières à lacustres au milieu,

et de plaine d'inondation au sommet [Carlotto, 1992].

5.2.2. Age

La base de la Séquence M 2A est corrélée avec la partie inférieure de la Formation Chaunaca (Bolivie), et la partie inférieure de la Formation Querque d'Arequipa, qui contient l'Ammonite *Tissotia steinmanni* du Santonien [Hosttas, 1967]. La Séquence M 2B est assignée au Campanien moyen-supérieur, voire au Maastrichtien inférieur, par la présence de oogones de *Platychara perlata* et *Feistiella ovalis* [Feist et Grambast-Fessard, in Carlotto, 1992 ; Jaillard *et al.*, 1994]. Les sédiments transgressifs à la base des Séquences M 2A et M 2B coïncideraient avec les transgressions du Santonien inférieur et du Campanien moyen, connues ailleurs au Pérou.

5.2.3. Indices de tectonique synsédimentaire

Lors du dépôt de la séquence M 2A, la subsidence est plus importante que pendant la sédimentation des calcaires Ayavacas et de la Mégaséquence M 1. L'apparition locale de grès à la base de la séquence indiquerait un soulèvement de la partie sud de la zone (Bassin Occidental), ce qui provoquerait aussi l'isolement du bassin et le développement de milieux confinés.

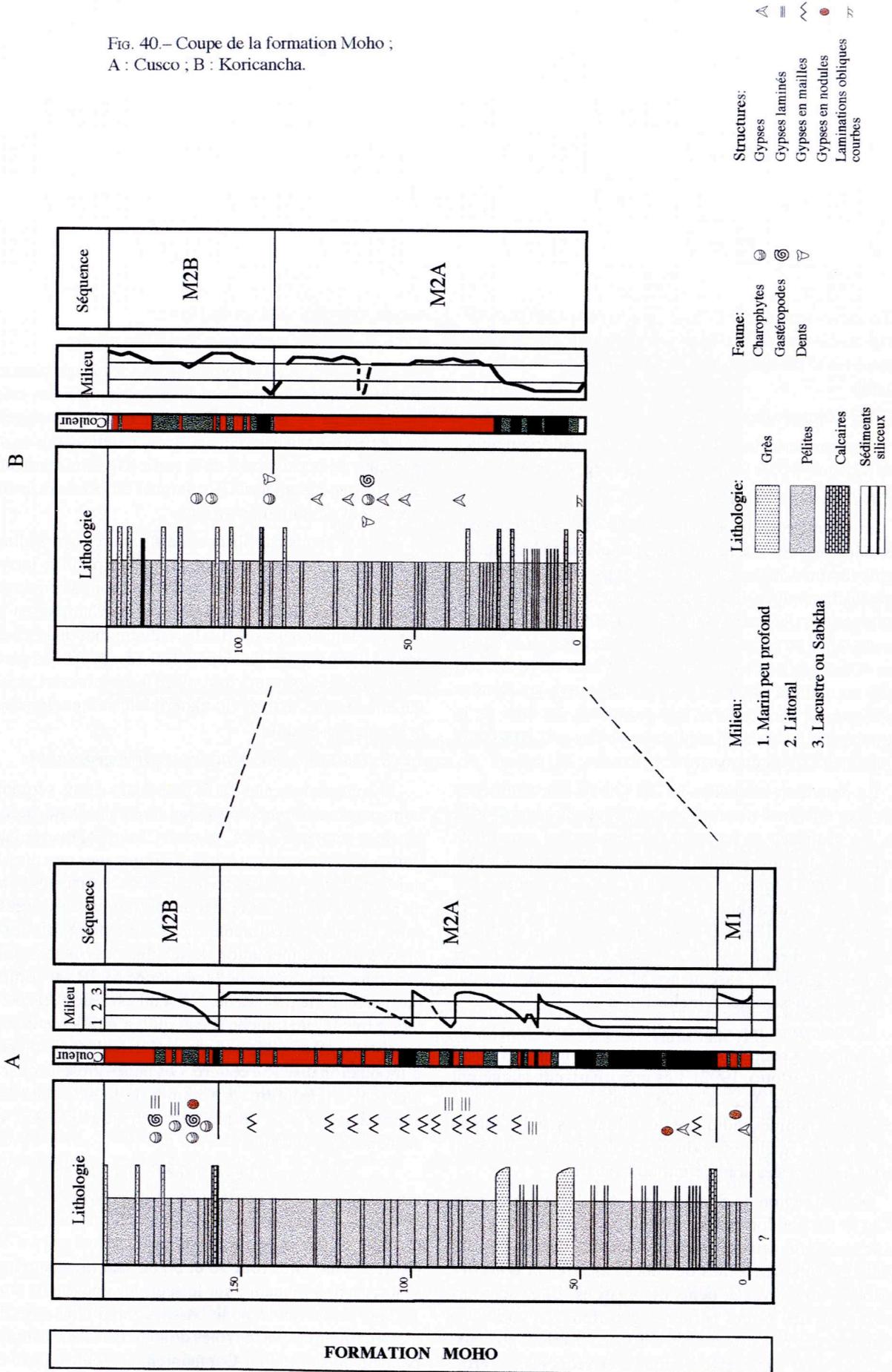
Nous n'avons pas observé de structures syn-sédimentaires dans la séquence M 2B (Campanien moyen-Maastrichtien). Cependant, deux faits sont à remarquer : d'une part les dépôts transgressifs du Campanien sont minces et quelquefois difficiles à distinguer dans les coupes, et d'autre part, les dépôts fins régressifs sus-jacents (Campanien supérieur) font place à des niveaux gréseux qui annoncent l'arrivée du matériel détritique grossier de la Formation Puquín.

5.2.4. Évolution sédimentaire et paléogéographie

La mégaséquence M 2 comporte deux séquences transgressives-régressives (Fig. 40 et 41). Pendant le dépôt de la séquence M 2A, le seuil Cusco-Puno et le bassin Putina sont de nouveau atteints par une mer peu profonde qui dépose des sédiments confinés avec arrivées locales de grès. Les conditions paléogéographiques changent ensuite puisque la sédimentation marine peu profonde fait place à une sédimentation de sebkha, puis de lacs. Le cadre sédimentologique de la séquence M 2B est comparable à celui de la précédente : le seuil est recouvert par une mer à très faible tranche d'eau qui va rapidement se retirer et faire place à une sédimentation lacustre et de plaine d'inondation distale à côtière. Les bancs gréseux qui commencent à apparaître au sommet de la séquence M 2B annoncent l'arrivée du matériel détritique grossier de la séquence sus-jacente.

La subsidence est supérieure à celle de la mégaséquence M 1 ou de la Formation Ayavacas. Au Sud (Puquín), les séquences M 2A et M 2B ont des épaisseurs de 150 et 30 m respectivement, alors qu'au Nord (Koricancha) elles font 90 et 50 m. Les mêmes relations s'observent à Sicuani : sur le seuil les épaisseurs sont de 100 m, tandis que dans le bassin Putina elles sont de 70 m. Ceci indique que les rôles de seuil et bassin s'inversent pendant le Santonien-Campanien, le seuil Cusco-Puno commençant à enregistrer une subsidence plus importante

FIG. 40.- Coupe de la formation Moho ;
A : Cusco ; B : Koricancha.



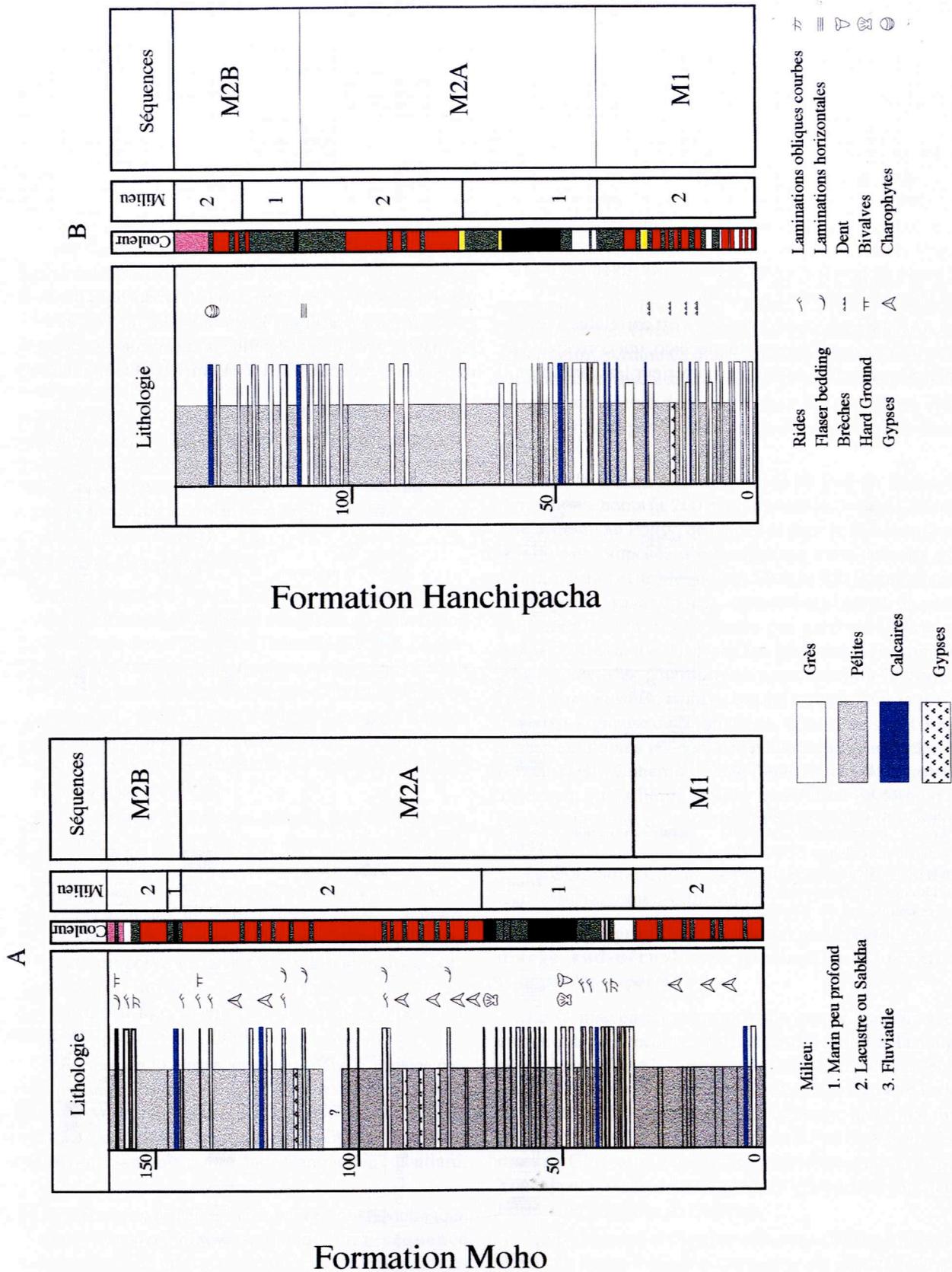


Fig. 41.- Coupes stratigraphiques des Mégaséquences M 1 et M 2 des Formations Hanchipacha et Moho de la région de Siuani. A : SE de Maragansi ; B : Livincaya-Santa Barbara.

que le bassin Putina à partir de cette époque. Les bancs gréseux du sommet de la séquence M 2B proviennent du Sud-Est et indiquent la présence d'un relief sur l'actuelle Cordillère Occidentale.

5.3. Comparaison avec d'autres régions (Fig. 42)

5.3.1. Région de Puno

A Puno, les dépôts équivalents à la Mégaséquence M1 se situent dans la partie inférieure du Groupe Vilquechico [Jaillard *et al.*, 1993a]. Il s'agit de marnes vertes à lumachelles d'huîtres de milieu marin, surmontées d'argiles rouges à gypse de milieu continental. Cette mégaséquence renferme aussi des intercalations de minces bancs de grès fins et de calcaires probablement d'origine lacustre [Jaillard *et al.*, 1993a].

La Mégaséquence M 2 de Cusco est corrélable avec la partie moyenne du Groupe Vilquechico, qui correspond à la période santonien-campanien supérieur [Jaillard *et al.*,

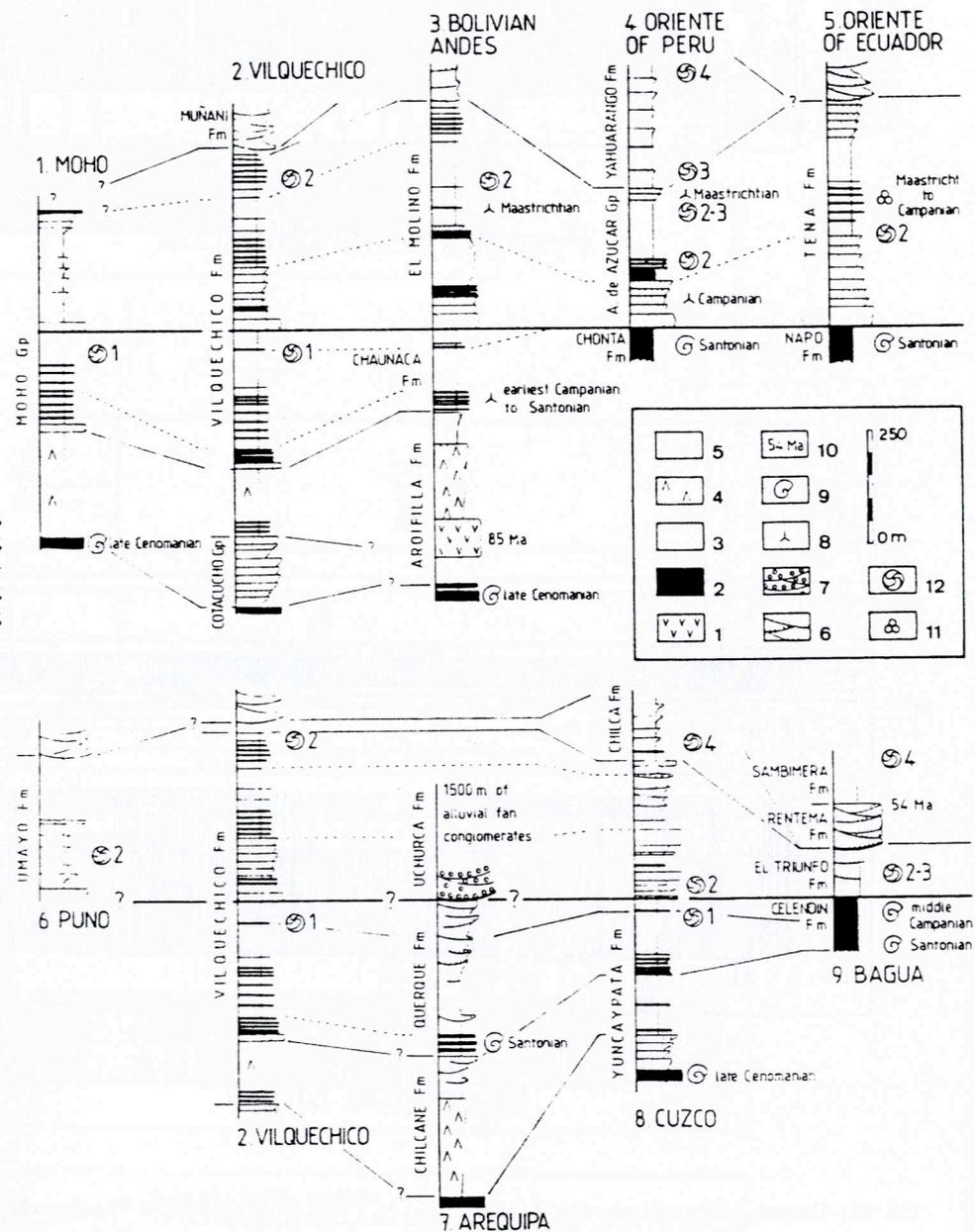
1993a]. Elle est divisée en deux séquences [Jaillard *et al.*, 1993a]. La première (265 m) débute par des grès côtiers, des argiles et des calcaires noirs à bivalves, gastéropodes et poissons indiquant un milieu marin peu profond et restreint ; elle se termine par des argiles et des marnes vertes et rouges de milieu continental partiellement lacustre. La seconde séquence (45 m) commence par de minces couches de calcaires noirs contenant des sélaciens et des mollusques marins, suivies par des marnes vertes à charophytes de milieu lacustre.

5.3.2. Bolivie

En Bolivie, la limite Turonien-Coniacien (?) est marquée par une discordance d'érosion surmontée par une sédimentation continentale de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (Formation Aroifilla) associée à une activité volcanique basique. Dans la partie inférieure de la Formation Aroifilla, des pélites rouge orangé et des grès rouges à verts contiennent localement des conglomérats

FIG. 42.— Comparaisons et corrélations pour le Crétacé supérieur dans le Sud Pérou.

1 : Lithologie ; 2 : Marnes et calcaires ; 3 : Argiles ; 4 : Evaporites ; 5 : Grès ; 6 : laminations obliques ; 7 : Conglomérats ; 8 : Pollens ; 9 : Ammonites ; 10 : Données radiochronologiques ; 11 : Foraminifères ; 15 : Charophytes.



et des coulées basaltiques datées par K/Ar à 85.1 Ma [Sempere *et al.*, 1988]. Dans la partie supérieure, le gypse et les argiles dominent [Sempere *et al.*, 1988]. La discordance basale, le volcanisme basique et les conglomérats traduisent une instabilité tectonique attribuée à une extension qui s'établit brusquement vers 89 Ma [événement Vilcapujio ; Jaillard et Sempere, 1991 ; Sempere, 1994]. A Sicuani, la discordance d'érosion, observée à la base de l'unité inférieure de la Formation Hanchipacha, peut être considérée comme un effet de l'événement Vilcapujio [Carlotto, 1992].

La Formation Aroifilla est surmontée par la Formation Chaunaca (≤ 100 m), subdivisée en deux séquences [Jaillard et Sempere, 1991]. La séquence inférieure commence par un niveau calcaire (27 m) de milieu tidal, daté du Santonien-Campanien inférieur par palynologie [Pérez, 1987], et se termine par des pélites rouges continentales qui traduisent une régression [Sempere *et al.*, 1988]. La séquence supérieure débute par un niveau (15 m) de marnes vertes et de minces couches de calcaires (calcaire supérieur), corrélé avec un niveau transgressif comparable daté du Campanien moyen dans le Nord du Pérou [Jaillard et Sempere, 1991]. Elle se termine par des argiles rouges lacustres, ou localement (plus au SW), par des grès (Formation Coroma).

5.3.3. Bassin Occidental

Dans le Nord du Pérou, le Coniacien-Santonien est représenté par les dépôts calcaires et argileux de plate-forme marine ouverte de la Formation Celendín (300 m). La partie sommitale comprend très localement un mince niveau marin qui a fourni des Ammonites du Campanien moyen [Mourier *et al.*, 1988]. Dans le Pérou Central la Formation Celendín (Coniacien-Santonien) passe graduellement aux Couches Rouges continentales du Santonien (?) [Romani, 1982; Jacay, 1994].

Dans la région d'Arequipa (Bassin Sud-Occidental), les calcaires de la Formation Arcurquina (Albien-Turonien) sont surmontés par des argiles rouges intercalées de gypses et de sel gemme, de milieu lagunaire ou de sebkha (Formation Chilcane) [Vicente, 1989 ; Jaillard, 1994]. Au dessus, la Formation Querque inférieur [Vicente, 1981] est composée de grès rouges à laminations obliques de milieu fluviatile. Les deux unités sont considérées comme d'âge Coniacien d'après leur position stratigraphique [Jaillard, 1994].

La Formation Querque supérieur débute par des calcaires marins transgressifs datés du Santonien par l'Ammonite *Tissotia steinmanni* [Vicente, 1989]. La partie supérieure est composée de grès et conglomérats fluviatiles attribués au Santonien supérieur-Campanien? [Jaillard, 1994].

Dans la région de Moquegua, la Formation Matalaque est recouverte en discordance par une séquence granocroissante de grès et conglomérats d'origine fluviatile [Formation Omoye inférieur ; Jaillard, 1993, 1994]. L'existence de légères discordances progressives dues à un basculement vers le Nord-Est, et la présence de paléocourants vers le Nord-Ouest ou le Nord-Est, suggèrent la naissance d'un relief situé au Sud-Ouest de la zone

[Jaillard, 1993, 1994]. Les calcaires marins peu profonds de la base de la Formation Omoye supérieure marqueraient la transgression du Santonien [Jaillard, 1993].

5.3.4. Bassin Oriental

Dans le bassin Oriental du Pérou Central et Nord, la partie supérieure de la Formation Chonta est caractérisée à la base par une sédimentation marine fine d'argiles et calcaires (Coniacien inférieur). Elle est équivalente à la Formation Celendín du bassin Nord-Occidental. La partie supérieure de la Formation Chonta, qui atteint le Santonien, est moins calcaire et plus argileuse que la partie inférieure dans le Nord, alors qu'elle est plus calcaire dans le centre (Bassin Ene).

La Formation Vivian repose en concordance et discontinuité sur la Formation Chonta. La partie inférieure de la Formation Vivian (Campanien moyen) comprend des grès marins, surmontés d'argiles noires marines. Elle est surmontée en discordance par les grès maastrichtiens de la partie supérieure de la Formation Vivian, ce qui indique une érosion pendant le Campanien supérieur [Jaillard, 1995b].

Dans le Bassin Madre de Dios du Sud du Pérou, la Formation Chonta (± 200 m) surmonte le Groupe Oriente. Elle affleure au Pongo de Coñec et dans le Río Inambari, où elle est composée d'intercalations fines de grès, calcaires, marnes et argiles noires. Dans le Río Inambari, des pélécytopodes, gastéropodes, ostracodes et restes de poisson indiquent un milieu marin peu profond [Dávila et Ponce de León, 1971]. Dans les Quebradas Espirene et Nusiñiscate, des Charophytes appartenant à la zone à *Tectochara nusiñiscateensis* ont été trouvés dans la partie moyenne argileuse de la formation. Cette zone serait d'âge santonien d'après les données palynologiques [Müller et Aliaga, 1981 ; Gutierrez, 1982]. Dans le Río Alto Inambari, Tarazona [in Jaillard, 1995b] mentionne également la palynozone de *A. reticulatus*, attribuée au Campanien inférieur.

La Formation Chonta du bassin Madre de Dios est assignée au Santonien-Campanien.

5.4. Paléogéographie et évolution sédimentaire de la marge sud-péruvienne pendant le Coniacien-Campanien supérieur

Le Coniacien correspond à une grande transgression eustatique qui a recouvert la plus grande partie de la marge péruvienne (Fig. 43). Cette transgression coïncide avec la fin du dépôt des calcaires massifs de plate-forme et le début d'une sédimentation surtout argileuse, de milieu marin dans le Nord et continental dans le Sud du Pérou (Formation Chilcane, séquence inférieure des Groupes Yuncaypata, Moho, Hanchipacha et Vilquechico inférieur, Formation Aroifilla de Bolivie).

Dans le bassin occidental et la zone côtière du Sud du Pérou, la limite Turonien-Coniacien est caractérisée par un changement paléogéographique régional marqué par la fin du dépôt des calcaires albo-turonien et par l'irruption de matériel détritique fin. Ce changement est interprété comme le résultat d'un soulèvement de la zone côtière qui commence à séparer le bassin occidental de la

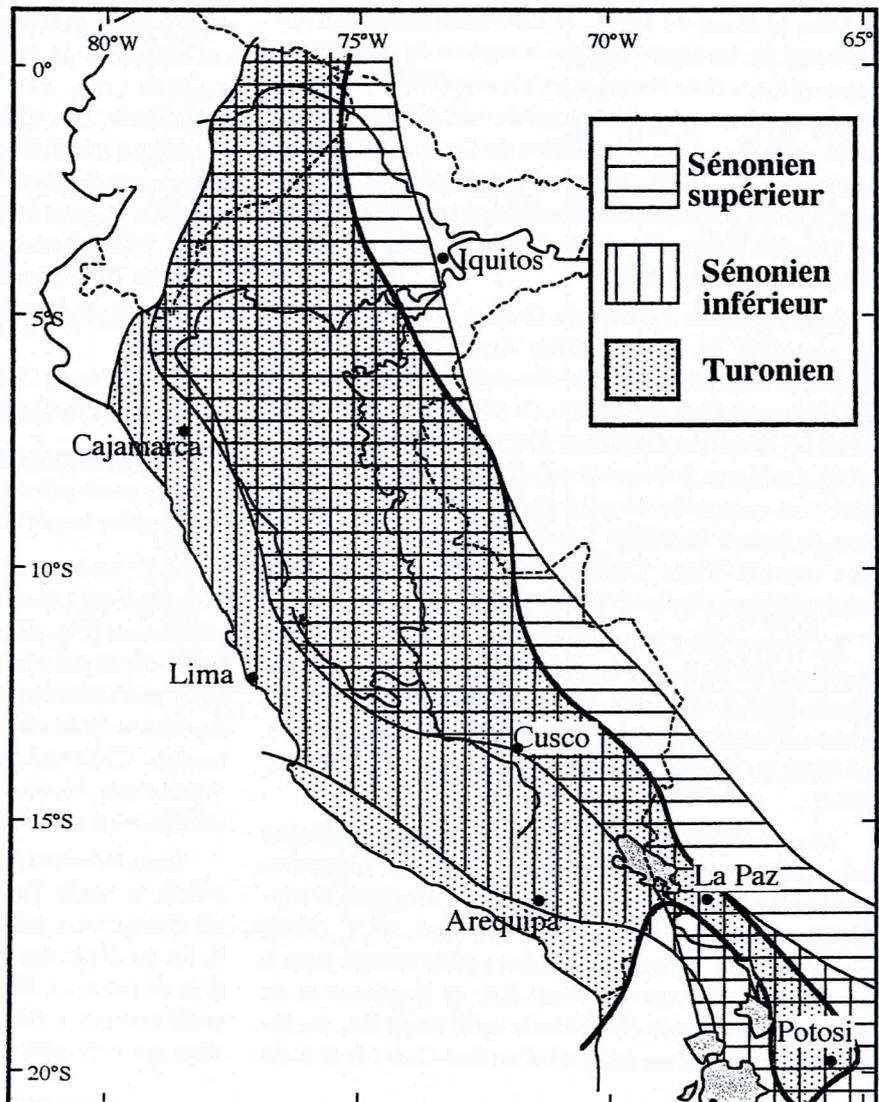
mer ouverte et permet le développement de milieux restreints (Formation Chilcane) [Jaillard, 1993, 1994]. Plus au SE, l'installation d'une sédimentation fluviale (Formation Omoye inférieur) indique la proximité de la zone d'alimentation (Cordillère de la Côte). Ce changement paléogéographique majeur correspond au début de l'événement tectonique péruvien [Phase Péruvienne 1: Jaillard et Sempere, 1989; Jaillard, 1993, 1994]. Le Turonien supérieur et le Coniacien coïncident aussi avec une interruption de la mise en place du batholite de la côte [Soler, 1991]. En Bolivie l'intervalle Turonien-Coniacien basal est connu comme une période d'extension (Bassin de Potosí) marquée vers 89 Ma par la mise en place de basaltes alcalins intraplaques. Il marque le début du régime d'avant-pays de la Cordillère Occidentale actuelle de Bolivie [Sempere, 1994; Sempere *et al.*, 1997]. A Sicuani, les effets de cet événement sont connus à la base de l'unité inférieure de la Formation Hanchipacha.

A Cusco et à Sicuani, pendant le Coniacien, la subsidence était comparable sur le seuil Cusco-Puno et dans le bassin Putina, indiquant que ces domaines paléogéographiques commençaient à changer de comportement. La région de Cusco et Sicuani faisait alors partie de la grande plaine côtière qui s'étendait depuis Arequipa, où se développaient des milieux de sebkha.

Pendant le Santonien inférieur, une transgression marine affecte le bassin Occidental (Fig. 43) (Formations Querque supérieur, Omoye supérieur). Néanmoins, les sédiments déposés en milieu marin peu profond et confiné, indiquent que le bassin est en cours de fermeture. Cette transgression est enregistrée sur le seuil Cusco-Puno (M2A), dans le bassin Putina (1^{ère} séquence de la Formation Vilquechico moyen) et dans le bassin de Potosí (Formation Chaunaca inférieure), où elle est aussi marquée par des milieux très confinés. La base de la séquence est localement marquée à Cusco et à Puno par des grès continentaux, pouvant constituer un écho d'une phase du Coniacien supérieur [Phase Péruvienne 2: Jaillard et Sempere, 1989; Jaillard, 1993, 1994]. La transgression est suivie par une régression caractérisée par les dépôts principalement lacustres du Santonien supérieur.

Au Campanien moyen, une nouvelle transgression est matérialisée par un niveau très mince reconnu sur le seuil Cusco-Puno (base de M2B), dans le bassin Putina (base de la 2^{ème} séquence du Vilquechico moyen), dans le bassin de Potosí (base du Chaunaca supérieur) et dans le Bassin Oriental péruvien (Formation Vivian inférieur). Elle n'affecte que très localement le Bassin Occidental (partie sommitale de la Formation Celendín de Bagua). Cette transgression est suivie par une nouvelle régression. Dans

FIG. 43. – Extension probable des dépôts marins pendant le Crétacé supérieur. [D'après Jaillard, 1992].



la région d'Arequipa se développerait une sédimentation fluviatile grossière grano- et stratocroissante (Formation Uchurca), indiquant une reprise de l'activité tectonique au cours du Campanien supérieur [Phase Péruvienne 3 : Jaillard, 1993, 1994]. Celle-ci se traduirait par le chevauchement Cincha-Lluta [Vicente *et al.*, 1979 ; Vicente, 1989] et le début du fonctionnement du système d'avant-pays. Sur le seuil Cusco-Puno et dans le bassin Oriental, cette phase est marquée par l'arrivée brutale de grandes quantités de sable reposant en discordance régionale sur les argiles sous-jacentes (formations Puquín, Vivian supérieur, Vilquechico supérieur).

Dans la région de Cusco et Sicuani, le seuil Cusco-Puno enregistre une subsidence plus importante que le bassin Putina à partir du Santonien, et les premiers bancs gréseux du sommet de la séquence M 2B (Campanien supérieur?) proviennent du Sud-Est, indiquant la présence d'un relief sur l'actuelle Cordillère Occidentale. De plus, lors de M 2, la subsidence est plus importante que lors du dépôt de M1 et des calcaires de la Formation Ayavacas. L'augmentation de la subsidence moyenne dans le temps et dans l'espace peut être interprétée comme une conséquence du soulèvement de la Cordillère Occidentale et le début du fonctionnement d'un système d'avant-pays vers le NE.

5.5. Géodynamique

Plusieurs phases tectoniques se produisent pendant cette période dans le Sud du Pérou (Fig. 44.)

(1) L'événement de la limite Turonien-Coniacien [≈ 89 Ma, Phase Péruvienne 1, Jaillard et Sempere, 1989 ; Jaillard, 1993, 1994], responsable de la généralisation des apports argileux et matérialisé par des variations de subsidence, a surtout affecté la zone côtière. En Bolivie, une crise distensive associée à des émissions de basaltes alcalins intraplaques se produit à la même époque ; ses effets sont connus à Sicuani (discordance basale de la Formation Hanchipacha).

(2) Vers la limite Coniacien-Santonien [≈ 88 Ma, Phase Péruvienne 2, Jaillard et Sempere, 1989 ; Jaillard, 1993, 1994], la côte sud-péruvienne enregistre une phase compressive, suivie d'une période calme au Santonien-Campanien moyen.

(3) La phase majeure du Campanien supérieur [$\approx 76 \pm 2$ Ma, Phase Péruvienne 3, Jaillard et Sempere, 1989 ; Jaillard, 1993, 1994] est responsable de chevauchements dans le Sud-Ouest du Pérou avec la formation d'un bassin d'avant pays (Formation Uchurca).

D'après Uyeda et Kanamori [1979] ou Cross et Pilger [1982], la subduction rapide d'une plaque océanique jeune, chaude et légère, s'effectue selon un angle faible du plan de Benioff, qui favorise la déformation en compression de la plaque chevauchante. L'histoire de la subduction sous la marge andine depuis le Crétacé supérieur, quoique comportant d'importantes incertitudes, a été reconstituée par Pardo-Casas et Molnar [1987] et Soler et Bonhomme [1990] (Fig. 45).

Le net rajeunissement de la plaque océanique au Crétacé moyen est grossièrement contemporain de l'apparition de la compression sur la marge andine. Néanmoins, les phases tectoniques du Sénonien surviennent à un moment où la vitesse de convergence diminue alors que l'âge de la plaque océanique augmente (Fig. 45), ce qui contredit les modèles classiques [Jaillard, 1993]. En revanche, les périodes de variations, négatives ou positives, de la vitesse de convergence (accélération non nulle et non constante) au niveau de la zone de subduction coïncident toutes grossièrement avec des phases tectoniques compressives importantes ($\approx 110-105$, ≈ 95 , ≈ 85 , ≈ 75 , et ≈ 50 Ma, Fig. 45) [Jaillard, 1993]. Quand la vitesse est constante (accélération nulle), qu'elle soit rapide ($\approx 95-85$ Ma) ou lente ($\approx 75-55$ Ma), on n'observe pas de compressions. Les phases compressives andines de courte durée seraient donc essentiellement contrôlées par les changements dans le taux d'accrétion au niveau des rides océaniques de l'Atlantique Sud et/ou du paléo-Pacifique [Jaillard, 1993].

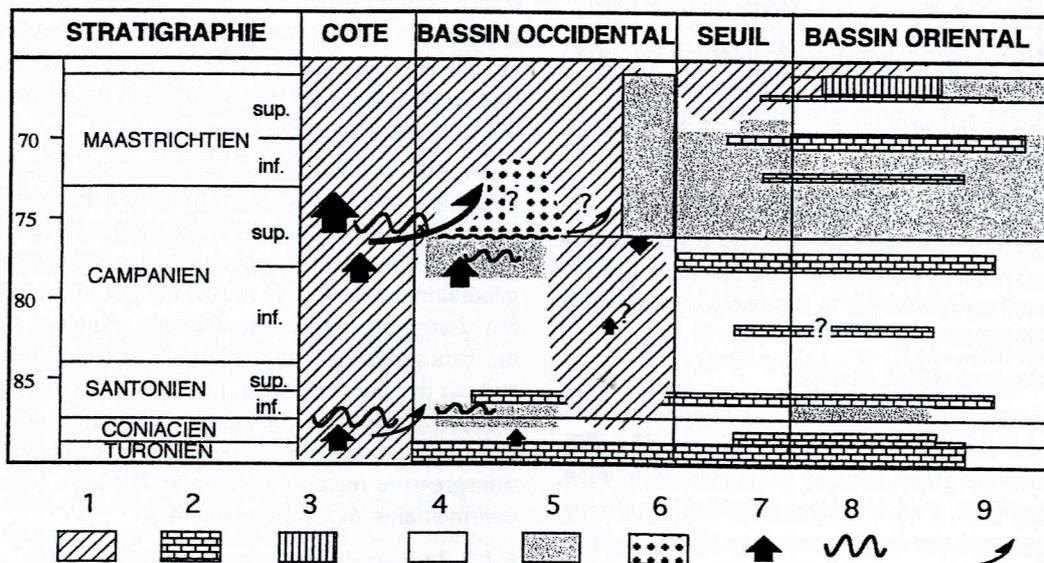


FIG. 44. – Chronologie des événements sédimentaires et tectoniques sur la marge péruvienne pendant le Sénonien.

1 : Lacune stratigraphique ; 2 : Dépôts marins ; 3 : Dépôts lacustres ; 4 : Argiles continentales ; 5 : grès fluviatiles ; 6 : conglomérats et grès ; 7 : Surrection ; 8 : Déformations ; 9 : Chevauchements. [D'après Jaillard, 1993].

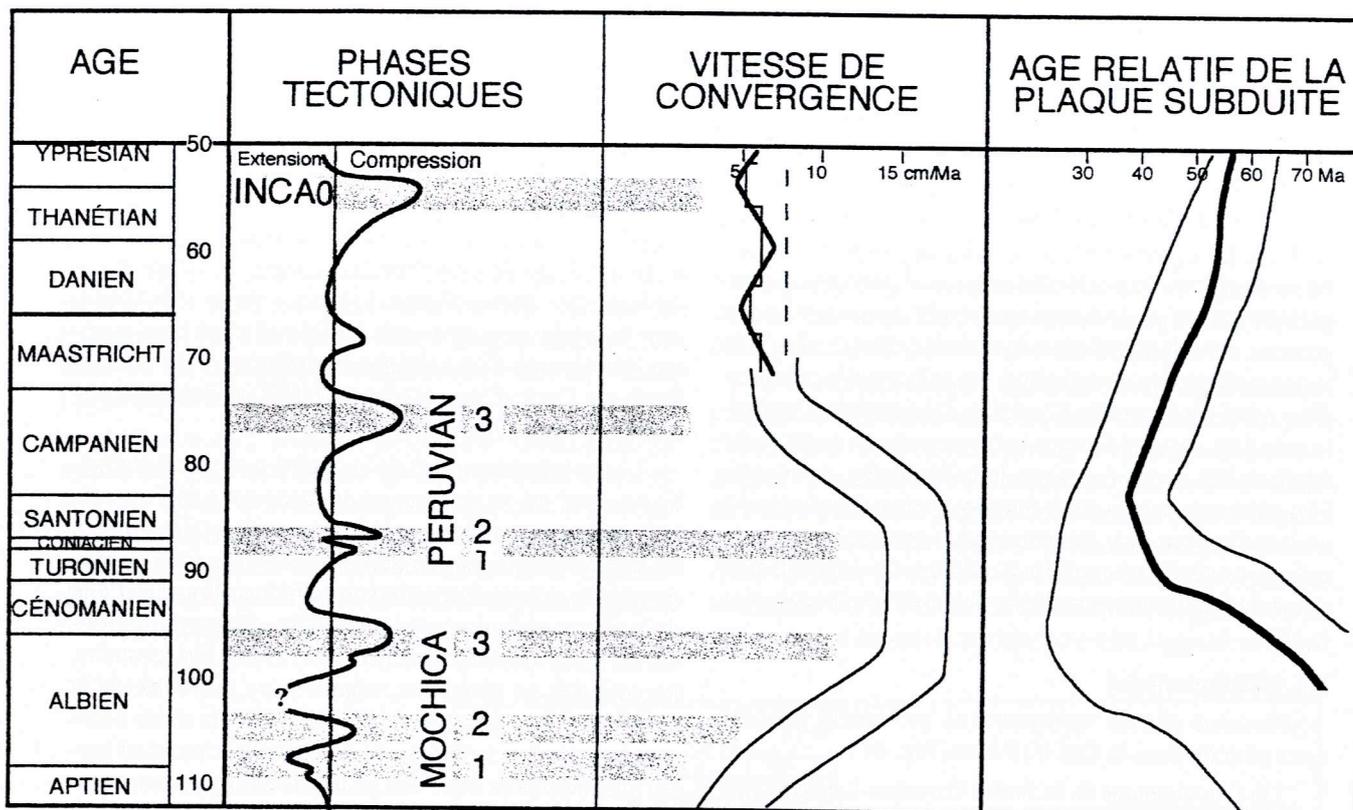


Fig. 45. – Relations entre les phases tectoniques précoces de la marge péruvienne, la vitesse de convergence entre plaques sud-américaine et paléo-pacifique et l'âge de la plaque océanique subduite.

[D'après Jaillard, 1993].

6. L'INTERVALLE MAASTRICHTIEN - ÉOCÈNE INFÉRIEUR ?

L'intervalle Maastrichtien-Éocène inférieur est représenté par les formations Puquín (Mégaséquence M 3 du Groupe Yuncaypata), Quilque et Chilca [Carlotto, 1992].

6.1. La Formation Puquín

La Formation Puquín ou Mégaséquence M 3 constitue le sommet du Groupe Yuncaypata. Elle surmonte la Mégaséquence M 2 et montre à sa base une nette discontinuité. Elle est surmontée par la Formation Quilque fortement discordante.

6.1.1. Lithologie et milieu de dépôt

La Formation Puquín (170 m), essentiellement gréseuse, est plus détritique que les précédentes (Fig. 46). Elle débute par des grès quartzeux à laminations en auge, provenant de l'ESE, d'environnement fluvial en tresse. La série se poursuit par des intercalations d'argiles, marnes et calcaires blancs et verts à gastéropodes, charophytes et débris végétaux, de milieu lacustre. Des grès à *flaser bedding* intercalés avec les calcaires et marnes lacustres présentent des directions variables de courant, avec une

Géologie Alpine, 2002, Mémoire H.S. n° 39

légère prédominance vers le NNW. La partie supérieure, granocroissante, est constituée de grès feldspathiques rouges, en bancs à bases érosives (chenaux), contenant parfois des galets mous, et caractérisant un système fluvial en tresse s'écoulant vers le NNW.

A Sicuani, l'unité supérieure (> 90 m) de la Formation Hanchipacha (bassin Putina) et de la Formation Moho (seuil Cusco-Puno) serait équivalente à la Formation Puquín. Elle peut être divisée en deux séquences, mais est généralement érodée par la Formation Chilca ou le Groupe San Jerónimo sus-jacents. Chaque séquence débute par des bancs gréseux blancs à laminations obliques, se poursuit par des bancs de calcaires noirs à rares dents de poissons, intercalés avec des argiles vertes, et se termine par des argiles rouges. Les séquences sont interprétées comme transgressive-régressives, marines à la base, lacustres puis continentales au sommet (Fig. 47).

6.1.2. Indices de tectonique synsédimentaire

La Formation Puquín présente quelques filons clastiques synsédimentaires qui indiquent une extension proche d'E-W (compatible avec une compression N-S) [Carlotto, 1992].

6.1.3. Age

La Formation Puquín est attribuée au Maastrichtien, d'une part par la présence d'oogones de *Feistiella gildemeisteri* et de *Platychara grambastii* [Feist et Grambast-Fessard, in Jaillard et Sempere, 1989 ; Carlotto, 1992 ; Jaillard *et al.*, 1994], et d'autre part parce qu'elle surmonte la Séquence MB 2 de la Formation Moho, du Campanien moyen-supérieur. Elle est corrélée avec la partie supérieure du Groupe Vilquechico et avec la Formation El Molino (Bolivie), toutes deux d'âge Maastrichtien [Jaillard *et al.*, 1993a ; Sempere *et al.*, 1987].

6.1.4. Évolution sédimentaire et paléogéographie

Après une partie basale constituée de grès quartzeux blancs caractérisant un milieu fluviatile en tresse, la Formation Puquín est granocroissante. Elle comprend des marnes et calcaires lacustres surmontés par des faciès fluviatiles indiquant une évolution transgressive puis régressive (Fig. 46).

La sédimentation lacustre de la partie supérieure de la mégaséquence M 2 de la Formation Moho devient progressivement plus terrigène et proximale, avec l'arrivée depuis l'ESE, de grès quartzeux d'origine fluviatile de la partie basale de la Formation Puquín. On rencontre à ce niveau des gisements d'or détritique et dont on peut supposer que l'or provient de l'érosion de gisements primaires situés au SE. Les fleuves suivaient probablement d'anciens accidents NW-SE. Ensuite, la sédimentation lacustre a recouvert l'ancien seuil Cusco-Puno, peut-être à cause d'une hausse du niveau de la mer et d'une transgression venant du N. Puis, le seuil a été le siège d'une sédimentation fluviatile en tresse provenant du Sud (Fig. 48) ; les palécourants présentent une rotation horaire (du SSE au SSW). On peut donc envisager l'existence d'une zone d'apports située au sud du seuil de Cusco, et le développement d'un bassin fluvio-lacustre subsident au niveau du seuil, dont la partie distale se trouvait dans la zone d'Urubamba.

6.1.5. Comparaison avec d'autres régions

6.1.5.1. Région de Puno

La partie supérieure du Groupe Vilquechico (Maastrichtien) est divisée en 3 séquences [Jaillard *et al.*, 1993a] (Fig. 49). La première séquence (145 m) commence par des grès à empreintes de dinosaures, suivis de grès et calcaires à faunes marines. La partie supérieure, plus gréseuse est de milieu de plaine deltaïque [Jaillard *et al.*, 1993a]. Des dykes clastiques synsédimentaires indiquent une compression de direction NNE-SSW [Jaillard *et al.*, 1991].

La deuxième séquence (130 m) débute par des intercalations d'argiles et de calcaires noirs de milieu marin peu profond qui contiennent des sélaciens du Maastrichtien. Elle se termine par des argiles et des marnes rouges lacustres et continentales [Jaillard *et al.*, 1993a].

La troisième séquence (90 m) commence par des marnes et des bancs minces de calcaires à sélaciens marins. Elle continue avec une alternance de marnes et calcaires à

ostracodes, gastéropodes et charophytes (*Feistiella gildemeisteri* et *Platychara grambastii*) de milieu lacus-

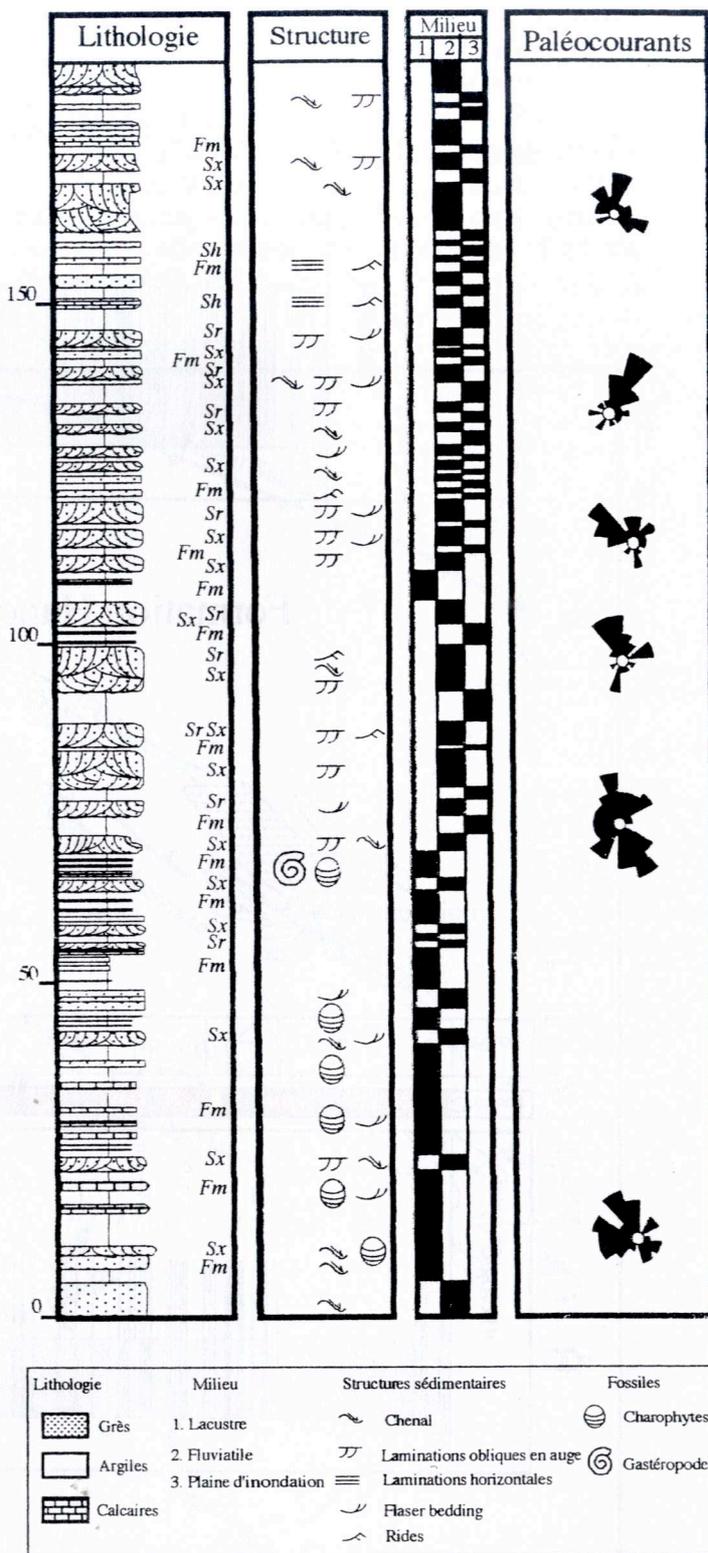


FIG. 46.- Coupe stratigraphique de la Formation Puquín, levée à Puquín.

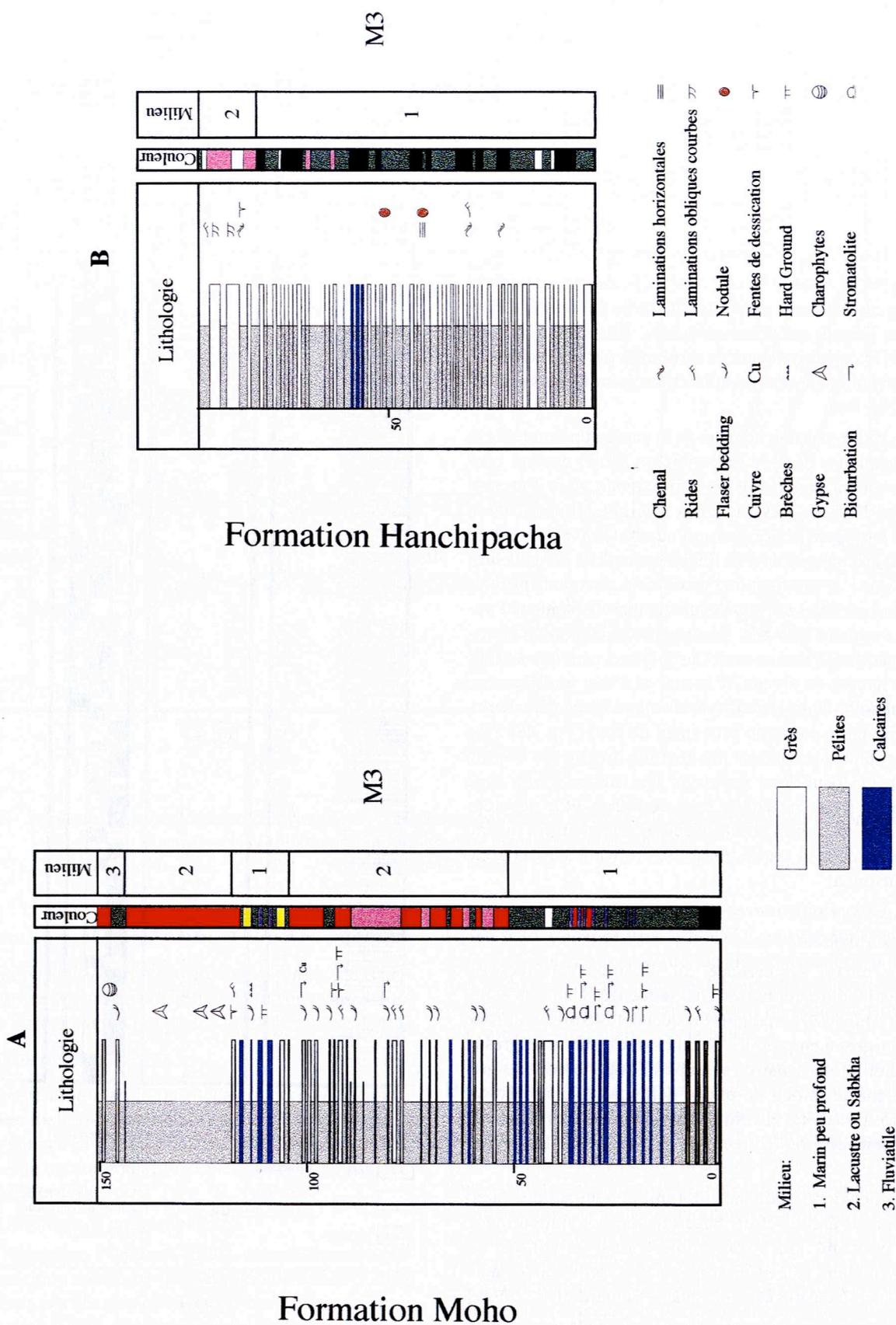


FIG. 47.- Coupes stratigraphiques de la Mégaséquence M3 des Formations Hanchipacha et Moho de la région de Sicuani.
A : SE de Maragansi ; B : Livincaya-Santa Barbara.

tre. La coupe se termine par 20 m d'argiles violacées continentales azoïques qui pourraient déjà représenter une autre séquence [Jaillard *et al.*, 1993a].

6.1.5.2. Bolivie

En Bolivie, la Formation El Molino (550-700 m) est subdivisée en trois membres ou séquences datées du Campanien terminal-Danien [Gayet *et al.*, 1991, 1993 ; Sempere *et al.*, 1997] et corrélées avec les trois séquences de dépôt mises en évidence à cette époque à l'échelle globale [courbe de Haq *et al.*, 1987]. Les parties inférieures des deux premières séquences, et la séquence supérieure dans sa totalité, présentent des faciès transgressifs caractérisés par des marnes noires à vertes et des calcaires con-

tenant des fossiles marins [Sempere *et al.*, 1987, 1988 ; Gayet *et al.*, 1993]. Les parties supérieures des séquences inférieure et médiane sont régressives et laissent apparaître des faciès bariolés à violacés ou brun-rougeâtre d'origine lacustre [Sempere *et al.*, 1987 ; Gayet *et al.*, 1993]. La séquence supérieure passe rapidement, mais graduellement, à la Formation Santa Lucia sus-jacente, dont la partie inférieure est lacustre [Sempere *et al.*, 1988].

La base de la Formation El Molino est datée à 72.1 ± 0.5 Ma par Ar/Ar sur biotites [Sempere *et al.*, 1997]. A partir de la magnétostratigraphie et des corrélations séquentielles, elle est attribuée à l'intervalle 73-60 Ma [Sempere *et al.*, 1997].

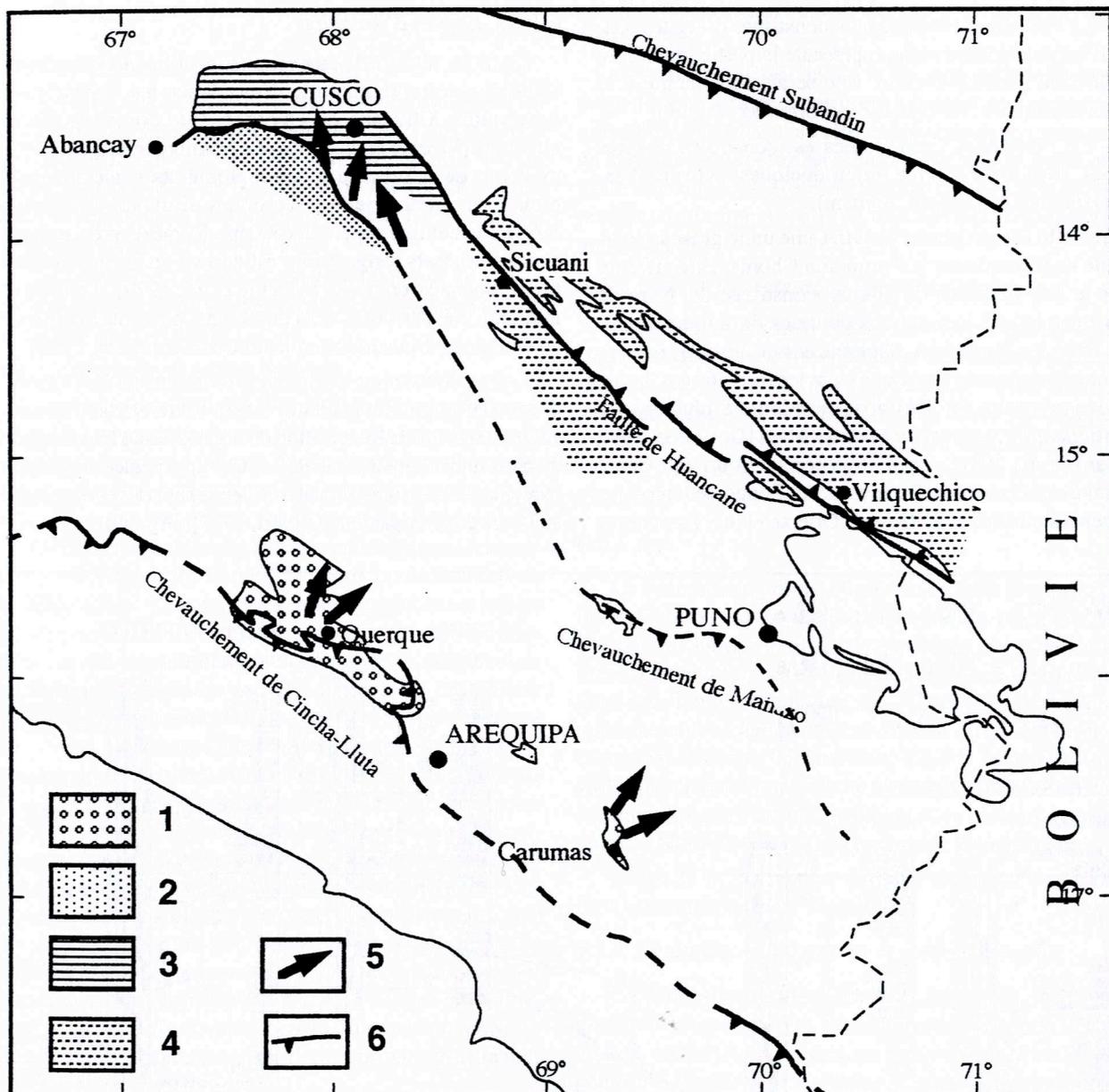


FIG. 48. – Paléogéographie du Sud Pérou au Campanien-Maastrichtien.

1 : Conglomérats grossiers ; 2 : Grès fluviaux ; 3 : Dépôts fluvio-lacustres ; 4 : Dépôts fins partiellement marins ; 5 : Paléocourants ; 6 : Principaux accidents andins actuels. [Modifié d'après Jaillard, 1993].

6.1.5.3. Bassin Oriental

Dans le Bassin Oriental du centre et du Nord Pérou, la séquence maastrichtienne comporte 4 formations (Fig. 50)

- La partie supérieure de la Formation Vivian est discordante sur la partie inférieure de la Formation Vivian ou la Formation Chonta. Elle peut être corrélée avec les grès de base de la Formation Puquín, du Groupe Vilquechico supérieur ou de la Formation El Molino [Jaillard, 1995b].

- La Formation Cachiyacu est caractérisée par la présence d'argiles et de calcaires noirs d'origine marine indiquant une transgression. Elle serait équivalente à la partie lacustre à charophytes de la Formation Puquín et au premier niveau marin des formations Vilquechico supérieur et El Molino.

- La Formation Huchpayacu, constituée d'argiles rouges d'origine continentale, représente la partie régressive de la série maastrichtienne. Elle serait équivalente à la partie supérieure fluviatile de la Formation Puquín.

- La Formation Casa Blanca est constituée de grès blancs. Elle n'est connue qu'en quelques endroits (bassins Huallaga et Ucayali, Sicuani).

Dans le Bassin Madre de Dios, une unité gréseuse surmonte en discordance la Formation Chonta. Elle affleure dans le Río Inambari où elle est constituée de 70 m de grès quartzeux à laminations obliques de milieu fluviatile. Dans les Quebradas Espirene et Nusñiscate, une séquence d'argiles rouges située entre les formations Chonta et Huayabamba du Tertiaire, contient le charophyte *Feistiella gildemeisteri* du Maastrichtien [Gutierrez, 1982 Jaillard *et al.*, 1994]. Cette séquence serait un équivalent latéral de la Formation Cachiyacu. Au Pongo de Coñec les séquences attribuées au Groupe Oriente et aux formations

Chonta et Vivian correspondent en fait aux formations Vivian, Cachiyacu, Huchpayacu et Casa Blanca (documents pétroliers).

6.1.5.4. Région de Bagua

Dans la région de Bagua (Bordure NE du bassin Occidental du Nord du Pérou), la Formation Fundo El Triunfo surmonte la Formation Celendín dont la partie supérieure a fourni des Ammonites du Campanien moyen [Mourier *et al.*, 1988]. La Formation Fundo El Triunfo (80 m) est composée de marnes et silts rouges continentaux intercalés avec de minces niveaux de grès et microconglomérats à galets de croûtes algaires. Cette formation contient des dents de sélaciens, des charophytes et des os de dinosaures qui indiquent un âge Crétacé supérieur, vraisemblablement Maastrichtien [Mourier *et al.*, 1988].

6.1.5.5. Région d'Arequipa

Dans la région d'Arequipa (Fig. 49), la Formation Uchurca surmonte en forte discordance les Formations Arcurquina, Chilcane ou Querque. Elle comporte deux membres [Vicente *et al.*, 1979]. Le Membre inférieur (1000 m) composé de brèches et de conglomérats à galets volcaniques est caractéristique de cônes alluviaux [Jaillard, 1993]. Le membre supérieur (500 m), formé de grès, pélites et conglomérats rougeâtres s'est déposé en milieu fluviatile de chenaux en tresse [Vicente *et al.*, 1979]. Cette formation a été attribuée, sans arguments paléontologiques, au Campano-Maastrichtien [Jaillard et Sempere, 1989].

Les paléocourants indiquent la proximité au Sud-Ouest d'un relief important [Jaillard, 1994]. Cette dernière observation, ainsi que la localisation de ces dépôts au front actuel du chevauchement de Cincha-Lluta d'âge crétacé supérieur [Vicente, 1989], suggèrent que ce dernier se soit mis en place au cours du Campanien [Jaillard, 1993] (Fig. 48).

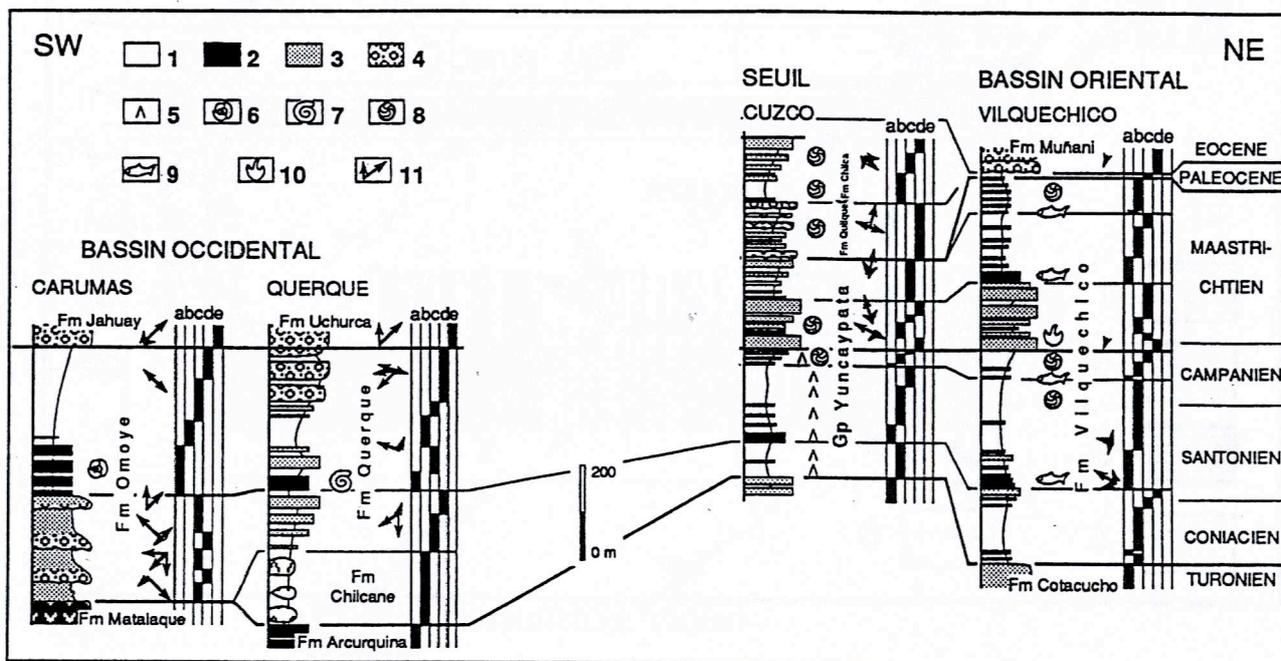


FIG. 49.- La sédimentation sénonienne dans le Sud du Pérou.

1 : Argiles ; 2 : Calcaires ; 3 : Grès ; 4 : Conglomérats ; 5 : Evaporites ; 6 : Foraminifères ; 7 : Ammonites ; 8 : Charophytes ; 9 : Poissons ; 10 : Traces de Dinosaures ; 11 : Paléocourants ; a : Milieu marin ; b : Plaine côtière ou lacustre ; c : Plaine d'inondation ; d : Fluviatile ; e : Cône alluvial. [D'après Jaillard, 1993].

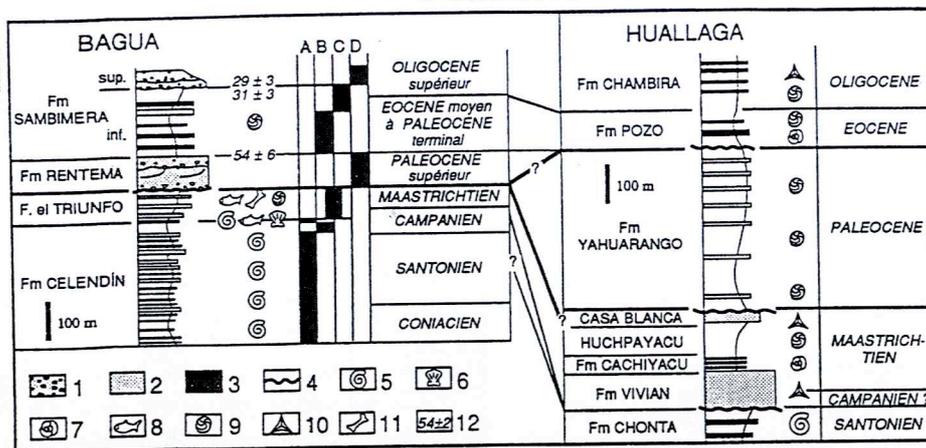


FIG. 50.— La sédimentation sénonienne et paléocène dans le Nord du Pérou.

1 : Conglomerats ; 2 : Grès ; 3 : Calcaires ; 4 : Discontinuité ; 5 : Ammonites ; 6 : Mollusques ; 7 : Foraminifères ; 8 : Poissons ; 9 : Charophytes ; 10 : Pollens ; 11 : Vertébrés ; 12 : Datations radiométriques ; A : Milieu marin ; B : Plaine côtière ou lacustre ; C : Plaine d'inondation ; D : Fluviale. [D'après Jaillard, 1993].

6.2. La Formation Quilque (150 m)

Le Paléocène-Éocène inférieur ? est représenté par les Séries Rouges Supérieures [Carlotto, 1992] qui reposent en discordance sur la Formation Puquín ou la Mégaséquence M 2 de la Formation Moho. Les Séries Rouges Supérieures sont divisées en deux formations séparées par une forte discontinuité.

La Formation Quilque a été définie autour de Cusco par Gregory [1916] et étudiée en détail par Carlotto [1992] et Jaillard *et al.* [1993b].

6.2.1. Lithologie et milieu de dépôt

La Formation Quilque (Fig. 51) constitue un ensemble strato et granocroissant d'argiles, de grès et de conglomérats rouges (≈ 150 m). La base est caractérisée par la présence de faciès gréseux fins à laminations horizontales et *parting lineations*. Au sommet des bancs, on observe fréquemment des structures centimétriques concentriques en forme de dômes. Il s'agit probablement de stromatolithes. Ces caractéristiques suggèrent un milieu de sédimentation lacustre. La séquence est ensuite marquée par des intercalations d'argiles rouges, de grès et de microconglomérats. Les argiles contiennent localement des nodules calcaires, des charophytes et probablement de rares stromatolithes. Les bancs gréseux et conglomératiques sont chenalisés avec des stratifications obliques en auge (Sx). Les conglomérats sont principalement composés d'éléments centimétriques de croûte calcaire remaniée (calcrêtes), mais contiennent aussi des restes de vertébrés et des fragments de stromatolithes. Ces faciès indiquent soit un milieu de chenaux divagants, soit un système fluvial faiblement tressé dans une plaine d'inondation. Vers le sommet, les grès feldspathiques rouges et verts, à lamination en auge, d'origine fluviale, sont prédominants. La présence de *Lamprothamnium* sp. suggère un environnement saumâtre à proximité de la mer [Jaillard *et al.*, 1993b].

Au Sud de Cusco, la Formation Quilque est plus épaisse et les faciès sont plus grossiers. Ainsi à Chahuaytiri, elle comprend 300 m de grès et conglomérats de milieu fluvial. Les conglomérats contiennent des galets des calcaires de la Formation Ferrobamba et de quartzites de la Formation Soraya.

A Saylla (au SE de Cusco), la Formation Quilque comporte des couches décimétriques à métriques de barytine intercalées avec les grès et les conglomérats. La présence de barytine est à mettre en relation avec une probable activité volcanique. Les stromatolithes trouvés dans la formation contiennent de plus des noyaux volcaniques andésitiques.

6.2.2. Indices de tectonique synsédimentaire

Dans la Formation Quilque, on observe quelques failles clastiques synsédimentaires et des failles normales (Saylla) qui indiquent une extension N 97° (compatibles avec une compression N-S). L'arrivée brutale de conglomérats sur des dépôts fins de plaine d'inondation et lacustres, serait aussi le résultat d'une certaine activité tectonique.

6.2.3. Age

La Formation Quilque surmonte en forte discordance la Formation Puquín d'âge maastrichtien probable. La Formation Quilque contient de nombreux restes de vertébrés et des charophytes de l'espèce *Nitellopsis supraplana*, ainsi que *Lamprothamnium* sp.. *Nitellopsis supraplana* qui indiquent un âge paléocène-éocène inférieur [Feist et Grambast-Fessard, in Carlotto, 1992 ; Jaillard *et al.*, 1993b]. La Formation Quilque est recouverte en nette discontinuité par la Formation Chilca et en discordance angulaire (Nord de Cusco) par le Groupe San Jerónimo.

L'âge de la Formation Quilque peut être considéré provisoirement comme Paléocène.

6.2.4. Évolution sédimentaire et paléogéographie

La Formation Quilque est un ensemble strato- et granocroissant (Fig. 51). Dans la partie basale de la formation, les faciès à laminations horizontales et les faciès pélitiques lacustres et de plaine d'inondation dominant. Dans la partie médiane, la proportion des faciès microconglomératiques et gréseux de chenaux divagants augmente. Ces derniers deviennent dominants et de couleur verte au sommet (Fig. 51).

La partie basale de la Formation Quilque (Cusco) correspond à l'installation de lacs et surtout d'une plaine

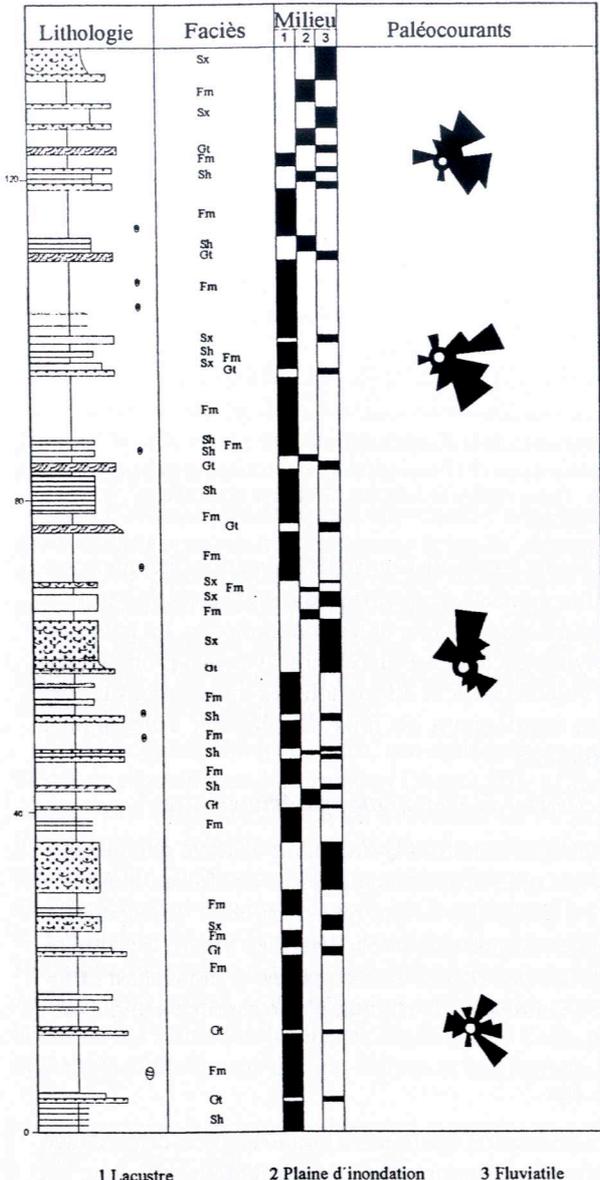


FIG. 51.— Coupe stratigraphique de la Formation Quilque, levée à Puquin.

d'inondation qui enregistre l'arrivée de sédiments grésoconglomératiques de fleuves divagants provenant du SW ou du Sud et qui progradent vers le Nord. Au Sud de Cusco (Accha), la sédimentation est principalement fluviale et le bassin paraît plus subsident. Dans la partie supérieure de la formation, la progradation fait qu'à Cusco la sédimentation est plus grossière et en provenance de l'Ouest et du SW. La présence de calcrètes indique l'existence de paléosols (croûte calcaire) et/ou de lacs restreints près de la mer. Cependant, d'après des observations nouvelles [Sempere comm. pers.], les conglomérats contiennent aussi des galets calcaires de la Formation Ferrobamba, ce qui suggérerait un soulèvement des zones d'apports situées au SW, lié à une activité tectonique. La présence de barytine et les noyaux andésitiques des stromatolithes suggèrent une activité volcanique faible ou distale.

En conclusion, le bassin qui se développe sur le seuil de Cusco, est en position distale. Il est alimenté du Sud ou SW par un réseau fluviale en tresse progradant.

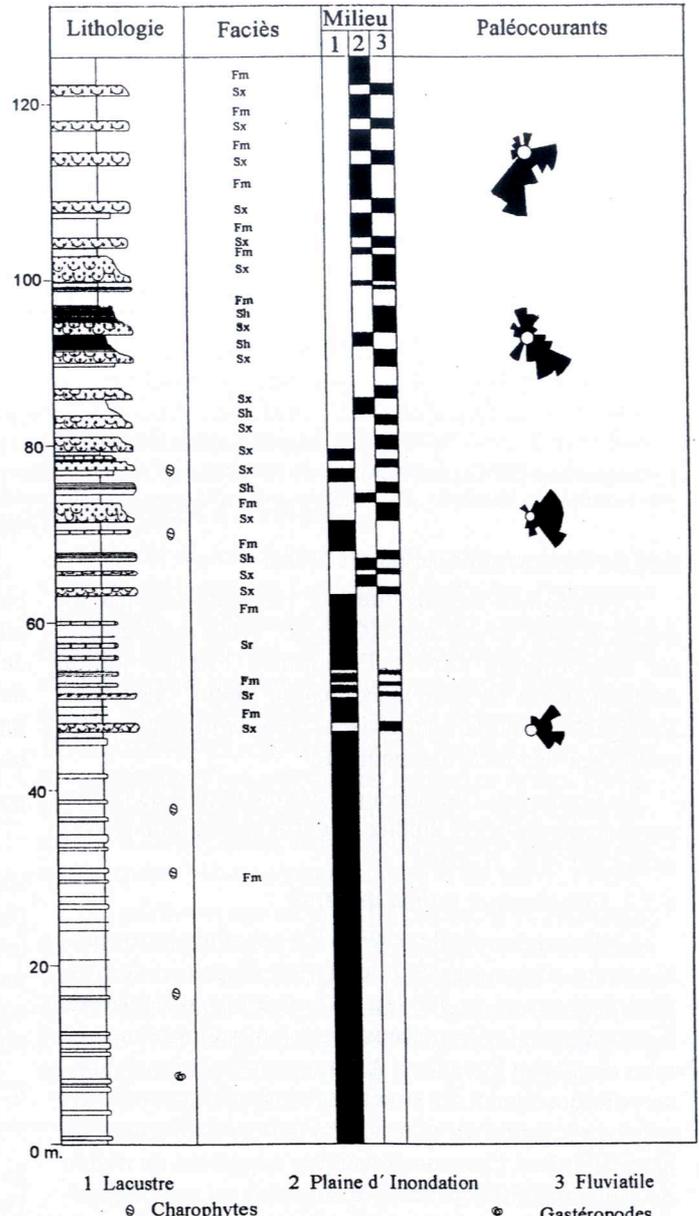


FIG. 52.— Coupe stratigraphique de la Formation Chilca, levée à Puquin.

6.3. La Formation Chilca

La Formation Chilca (≈ 150 m) surmonte la Formation Quilque ou le Groupe Yuncaypata par l'intermédiaire d'une discontinuité, voire d'une surface d'érosion.

6.3.1. Lithologie et milieu de dépôt

La Formation Chilca (Fig. 52) est constituée à la base par des argiles rouges et des marnes riches en charophytes. Les faciès péliciques (Fm) se trouvent intercalés, soit avec des gypses laminés ou nodulaires, soit avec de minces couches gréseuses à *ripples marks* ou *flaser bedding* (Sr). Dans les parties moyenne et supérieure, la formation comprend des marnes et des calcaires gréseux de couleurs rouge et verte, et des grès feldspathiques rouges, massifs (Sm) ou à laminations obliques en auge (Sx).

Les pélites rouges à characées et ciment calcaire, les marnes et calcaires gréseux et les gypses laminés et nodulaires indiquent un milieu lacustre ou de sebkha. Les grès massifs et à laminations obliques en auge sont organisés

en séquences élémentaires grano-décroissantes dont la base chenalisée est érosive, et qui se terminent par des faciès pélitiques. Ces séquences indiquent un milieu fluviatile à chenaux en tresse et de plaine d'inondation.

6.3.2. Age

La Formation Chilca surmonte en forte discontinuité et en discordance la Formation Quilque. Les deux formations contiennent le charophyte *Nitellopsis supraplana* qui indique l'intervalle Paléocène-Éocène inférieur [Feist et Grambast-Fessard, in Carlotto, 1992 ; Jaillard *et al.*, 1993b]. La Formation Chilca est recouverte en forte discordance stratigraphique par le Groupe San Jerónimo.

L'âge de la Formation Chilca peut donc être considéré comme Paléocène supérieur-Éocène inférieur ?

6.3.3. Évolution verticale et paléogéographie

La Formation Chilca présente une évolution verticale grano- et stratocroissante. Elle débute par des faciès pélitiques rouges plus ou moins gypsifères, suivis par des marnes et des calcaires gréseux, tous de milieu lacustre. Les calcaires gréseux paraissent annoncer l'arrivée des grès fluviatiles de la partie supérieure de la formation.

L'évolution verticale indique la progradation d'un système fluviatile en tresse sur les dépôts fins de lacs et de sebkha (Fig. 52).

Les milieux de dépôt de la Formation Chilca sont comparables à ceux de la Formation Quilque, avec l'installation sur l'ancien seuil de Cusco de dépôts lacustres avec une sédimentation de gypses et calcaires. Les paléocourants mesurés dans les dépôts fluviatiles indiquent que les zones d'apports sont situées d'abord à l'Ouest, puis au Nord dans la partie supérieure de la formation, ce qui indique un changement important de la paléogéographie. Cependant, la période d'érosion précédant les dépôts du Groupe San Jerónimo est apparemment plus marquée au Nord de Cusco.

6.3.4. Comparaison avec d'autres régions

6.3.4.1. Région de Sicuani (Bassin Putina)

La Formation Chilca est connue dans le Bassin de Putina, entre Sicuani et Nuñoa [Audebaud, 1967]. Cette formation n'affleure pas sur le Seuil Cusco-Puno car le Groupe San Jerónimo repose en discordance sur la Formation Moho.

La Formation Chilca du Nord de Sicuani surmonte en discordance la Formation Hanchipacha. Une coupe près de Santa Barbara montre que la partie inférieure (60 m) est une alternance monotone d'argiles et silts lacustres avec de rares niveaux très minces de grès, de marnes et de calcaires. La partie moyenne (40 m) correspond à une alternance d'argiles rouges et de bancs de grès à *ripples* et *flaser bedding*. La partie supérieure (50 m) devient plus fine et est composée d'argiles rouges à nodules isolés de gypse de taille centimétrique. La Formation Chilca s'est déposée dans un milieu principalement lacustre à influence fluviatile (dépôt de levées).

L'épaisseur moyenne de la Formation Chilca est d'environ 200 m à Cusco, mais au Nord-Ouest de Sicuani, notamment au Sud du village d'Auzangate, elle est plus épaisse (1000 à 2000 m) et mieux différenciée que par-

tout ailleurs [Audebaud, 1967].

La Formation Chilca contient le charophyte *Nitellopsis supraplana* [Audebaud *et al.*, 1976 ; Mourier *et al.*, 1988]. Audebaud (1967) décrit des conglomérats monogéniques de calcaires et des nodules rouges parsemés dans les pélites silteuses rouges, assez semblables à ceux que l'on rencontre dans la Formation Quilque de Cusco. La Formation Chilca de Sicuani-Nuñoa pourrait être un équivalent, en totalité ou en partie, des Séries Rouges Supérieures de Cusco.

6.3.4.2. Région de Puno (Bassin Putina)

Dans le bassin de Putina de la région de Puno, les sédiments rouges continentaux des derniers mètres du Groupe Vilquechico pourraient appartenir au Paléocène [Jaillard *et al.* 1993a]. Au dessus et en apparente concordance, la Formation Muñani (Newell, 1949 ; Audebaud *et al.*, 1976) est composée de couches rouges, de grès et d'argiles d'origine fluviatile (Fig. 49). Les charophytes supposés provenir de cette formation et déterminés comme *Nitellopsis supraplana* [Audebaud *et al.*, 1976 ; Mourier *et al.*, 1988] viennent en fait de la Formation Chilca de Nuñoa [Audebaud, comm. pers.]. Néanmoins, la Formation Chilca de Sicuani-Nuñoa pourrait représenter la base de la Formation Muñani, ou se situer stratigraphiquement entre la Formation Vilquechico et la Formation Muñani, mais ces deux dernières formations se sont déposées dans des domaines paléogéographiques différents [Audebaud, comm. pers.].

6.3.4.3. Bolivie

En Bolivie, le Paléocène est représenté par la partie supérieure de la Formation El Molino et par les formations Santa Lucia et Cayara, ainsi que par la base des formations Potoco et Camargo [Sempere *et al.*, 1997]. Ces formations sont corrélées respectivement avec la partie supérieure de la Formation Yacoraite, et les formations Maíz Verde et Lumbra inferior du NW de l'Argentine [Sempere *et al.*, 1997]. Le Membre Faja Verde de la Formation Lumbra inferior contient des palynomorphes qui indiquent un âge paléocène ou éocène inférieur [Carbajal *et al.*, 1977 ; Quattrocchio, 1978].

Le passage entre les formations El Molino et Santa Lucia est graduel. La Formation Santa Lucia correspond à des sédiments argilo-pélitiques de couleur rouge à intercalations gypseuses, déposés dans des milieux fluviatiles et lacustres. Elle a été attribuée à l'intervalle 60.0 - 58.2 Ma (début Paléocène supérieur sur la base d'études radiométriques et de magnétostratigraphie [Sempere *et al.*, 1997]. Cette formation comporte 3 membres :

- Le Membre inférieur est constitué d'argiles rouges de milieu lacustre, contenant de minces couches de tufs blancs datés par Ar/Ar sur biotites de 60 Ma [Sempere *et al.*, 1997] ;

- Le Membre moyen débute par des argiles intercalées de turbidites lacustres contenant des slumps et des blocs. Il présente aussi des grès, des argiles (vertébrés de Tiupampa) et des conglomérats de milieu fluviatile en méandre [Sempere *et al.*, 1997]. Le Membre moyen se termine avec des niveaux de paléosols, ou de gypse d'origine probablement volcanique, déposés dans des marais

saumâtres [Sempere *et al.*, 1997] ;

- Le Membre supérieur est composé d'argiles surtout rouges mais avec quelques niveaux verts d'origine lacustre ou alluviale. Le sommet est tronqué par la discordance d'érosion de la base de la Formation Cayara [Marocco *et al.*, 1987].

Partout dans les Andes de Bolivie, la base de la Formation Cayara est une discordance d'érosion ou une discordance angulaire. Cette unité est constituée de grès blancs, d'argiles et de conglomérats de milieu fluvial [Sempere *et al.*, 1988]. La Formation Cayara est considérée comme d'âge paléocène supérieur, entre 58.2 et \approx 57.8 Ma [Sempere *et al.*, 1997].

6.3.4.4. Région d'Arequipa

La région d'Arequipa est affectée par un important volcanisme d'arc (Formation Toquepala) qui commence dès le Maastrichtien supérieur [70-66 Ma, Beckinsale *et al.*, 1985] et atteint son paroxysme au Paléocène (62-57 Ma). Ce dernier épisode est contemporain de la mise en place de l'unité Yarabamba-Linga (Arequipa) du Batholite de la Côte [Soler, 1991].

6.3.4.5. Région de Bagua

Dans la région de Bagua, la Formation Rentema (95 m) recouvre en légère discordance angulaire la Formation Fundo El Triunfo (Maastrichtien). Elle est composée de grès conglomératiques de milieu fluvial. Au sommet de la formation, un tuf volcanique a donné un âge traces de fission de 54.2 ± 6.4 Ma (limite Paléocène-Éocène) [Naeser *et al.*, 1991]. La Formation Rentema est considérée d'âge paléocène supérieur et marque l'événement tectonique Inca 0 [Naeser *et al.*, 1991]. Elle est surmontée par la Formation Sambimera.

La Formation Sambimera comprend deux membres. Le membre inférieur (150 m), déposé en milieu lacustre à saumâtre, consiste en marnes et argiles foncées, intercalées de gypses et de minces bancs de grès et de calcaires à ostracodes et à gastéropodes. Sa base est datée du Paléocène inférieur-Éocène moyen par des charophytes [Mourier *et al.*, 1988]. Puisqu'il recouvre le tuf volcanique à 54 Ma de la Formation Fundo El Triunfo, ce membre est attribué à l'Éocène inférieur ou moyen [Naeser *et al.*, 1991].

6.3.4.6. Bassin Oriental

Dans le bassin Oriental, le Paléocène-Éocène est représenté par les formations Yahuarango et Pozo. La Formation Yahuarango [Kummel, 1948] ou Formation Sol [Koch et Blissenbach, 1962] est constituée par des argiles et des silts rouges d'origine continentale, et localement par des gypses. Elle repose en concordance sur les dépôts maastrichtiens et il est difficile de la différencier sur les diagraphies électriques. Des charophytes donnent un âge vraisemblablement paléocène [Gutierrez, 1975, 1982 ; Jaillard, 1995b]. La partie ouest du bassin Oriental présente une lacune sédimentaire de tout ou partie du Paléocène, qui serait due au soulèvement tectonique d'âge paléocène, et/ou aux érosions liées à la crise tectonique du Paléocène supérieur-Éocène basal [Jaillard, 1995b].

La Formation Pozo surmonte en discordance la For-

mation Yahuarango et comprend deux séquences. La séquence inférieure (Basal Pozo) est composée de grès et grès conglomératiques de milieu fluvial, et est attribuée au Paléocène terminal-Éocène basal [Jaillard, 1995b]. La deuxième séquence comporte des argiles et des calcaires marins qui marquent la transgression de l'Éocène inférieur [Faucher *et al.*, 1971 ; Robertson Research, 1990, *in* Jaillard, 1995b]. La discontinuité basale et la sédimentation grossière de la formation seraient en relation avec un événement tectonique situé à la limite Paléocène-Éocène (Crise Inca 0).

Au-dessus de la Formation Pozo, Robertson Research [1990, *in* Jaillard, 1995b] a mis en évidence une autre séquence d'origine marine. Cette unité transgressive est datée à la base de l'Éocène moyen à supérieur [Robertson Research, 1990, *in* Jaillard, 1995b] et serait antérieure à la crise tectonique de l'Éocène supérieur.

Dans le Bassin Madre de Dios, la Formation Huayabamba (> 3000 m) est constituée de couches rouges d'âge tertiaire, divisées en 3 membres. Les membres inférieur et moyen sont composés de grès et d'argiles de milieu fluvial et de plaine d'inondation, tandis que dans le membre supérieur apparaissent des conglomérats intercalés avec des grès et argiles. Dans les Quebradas Espirane-Nusiñiscate et Gallinazos, la partie inférieure du Membre inférieur de la Formation Huayabamba a livré des charophytes de l'espèce *Nitellopsis supraplana* [Gutierrez, 1982] qui indique un âge paléocène-éocène inférieur [Mourier *et al.*, 1988 ; Jaillard *et al.*, 1993a].

6.4. Paléogéographie et évolution sédimentaire de la marge sud-péruvienne pendant le Maastrichtien-Paléocène-Éocène inférieur ?

Le Maastrichtien correspond à une période de régression générale liée au soulèvement de la zone occidentale. Cependant on enregistre des transgressions dans les zones plus orientales.

Le Maastrichtien est marqué par l'arrivée de grès à la base des unités (base des formations Puquín, Vilquechico, El Molino, Vivian supérieur). L'augmentation de la subsidence serait liée à la réactivation du chevauchement de Cincha-Lluta qui produit une sédimentation fluviale conglomératique sur le front de déformation (Formation Uchurca) (Fig. 48). La subsidence dans le bassin d'avant-pays augmenterait les effets de la remontée eustatique du niveau marin du Maastrichtien inférieur. Cette transgression est suivie par une régression bien caractérisée à Cusco par des dépôts fluviaux provenant du SE et du SW (partie supérieure de la Formation Puquín, parties régressives des premières séquences des formations Vilquechico supérieur et El Molino). Le Maastrichtien moyen, le Paléocène et l'Éocène inférieur sont marqués par d'autres transgressions, mais la subsidence du bassin d'avant-pays est très faible (Bolivie-Puno). Près d'Arequipa commençait aussi la mise en place d'un arc volcanique au Maastrichtien supérieur (Formation Toquepala) [Beckinsale *et al.*, 1985] (Fig. 53).

On admet que toutes les formations maastrichtiennes du Sud du Pérou, de Bolivie, du NW de l'Argentine et du Chili se sont déposées dans le même bassin [Sempere,

1994], qui présente localement, et temporairement, un environnement marin restreint et peu profond (Fig. 54). La partie correspondant au bassin Oriental reçoit une sédimentation partiellement marine, où les dépôts maastrichtiens sont caractérisés par la présence de séquences sédimentaires transgressive-régressives contrôlées par le jeu des fluctuations eustatiques globales et des variations locales de la subsidence. Ce bassin est principalement continental à Cusco (Fig. 48). Il s'agit d'un bras de mer épicontinental ouvert vers le NNW (Fig. 54). Ce dernier n'était que localement en communication avec le Pacifique vers l'Ouest au niveau du Sud de l'Équateur [Jaillard, comm. pers.], puisque la proto-Cordillère Occidentale avait commencé à se développer lors des phases péruviennes. Les incursions marines proviendraient surtout du Nord des Caraïbes [Mourier *et al.*, 1988] et peut-être du Sud de l'Équateur.

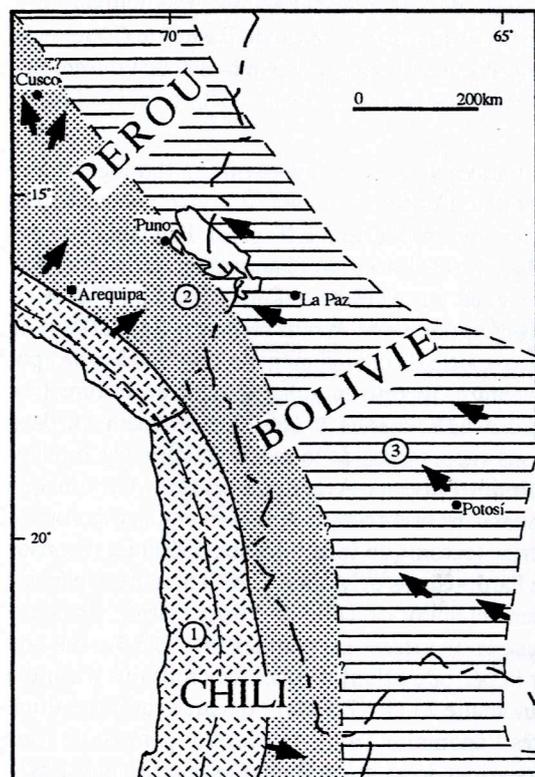
La subsidence qui décroît pendant le Maastrichtien terminal, reste faible pendant le Danien. Au niveau de Cusco, ainsi que sur la côte et la Cordillère Occidentale, une importante érosion se produit à la limite Maastrichtien-Paléocène. Elle serait liée à un événement tectonique, daté entre 69 et 65 Ma, qui produit des décrochements dextres au sein du Batholite Côtier [Bussell, 1983, 1985; Phase «Laramienne»], et aussi dans le bassin Lancones et à la Tortuga [Jaillard *et al.*, 1997b] rapporté au Maastrichtien moyen (?).

Au Danien terminal (Fig. 55), la subsidence augmente en Bolivie et atteint un maximum pendant le Sélandien (Thanétien) inférieur (Formation Santa Lucia et peut être Formation Quilque). L'augmentation de la subsidence dans le bassin d'avant-pays est interprétée comme liée à la réac-

tivation du raccourcissement et à l'augmentation de la charge tectonique sur la marge [Sempere *et al.*, 1997]. Cet événement se développe entre 59.5 et 58.2 Ma et coïncide avec la fin de la mise en place du Batholite Côtier (Crise Inca 0). Il est responsable de plissements dans le SW de la Bolivie [Marocco *et al.*, 1987] et d'une grande discordance d'érosion à la base de la Formation Cayara. La discordance datée à 58.2 Ma (Inca 0) marque en Bolivie un substantiel changement du cadre tectonique qui se traduit par le soulèvement du bombement externe (forebulge) et la sédimentation des grès Cayara. Cette discordance pourrait correspondre à Cusco au changement paléo-géographique entre les formations Quilque et Chilca qui coïncide avec une forte discontinuité, voire une discordance d'érosion, et un changement de direction de paléocourants; en plus, au Nord de Cusco, la discordance angulaire locale entre le Groupe San Jerónimo et la Formation Quilque, serait une conséquence de la crise tectonique Inca 0.

Dans toutes les Andes, la base de la séquence éocène (Paléocène supérieur-Éocène inférieur) est représentée par des conglomérats grossiers, eux-mêmes surmontés par des dépôts lacustres à saumâtres. A Bagua, la Formation Rentema (équivalente à la Formation Basal Pozo) est attribuée au Paléocène supérieur-Éocène inférieur et serait en relation avec l'événement tectonique Inca 0. La partie inférieure de la Formation Sambimera sus-jacente est corrélée avec la Formation Pozo (Éocène moyen) de milieu lacustre à saumâtre. La discordance d'érosion, et localement discordance angulaire, du Groupe San Jerónimo sur la Formation Quilque ou sur la Formation Puquín pourrait être en relation avec la crise tectonique Inca 0.

En conclusion, la période Maastrichtien supérieur à Éocène inférieur est marquée par des événements tectoniques plus ou moins importants (soulèvements et érosions) contemporains d'importantes transgressions marines. Cependant, le manque de datations précises ne permet pas encore de connaître avec précision l'évolution de cette période. On sait maintenant qu'il y a une discordance régionale entre le Maastrichtien et le Paléocène (Nord et NW du Pérou, Cusco) et une discordance régionale entre le Paléocène et l'Éocène (partout dans les Andes).



1. Arc magmatique 2. Bassin Continentaux 3. Bassin marins

FIG. 53. – Paléogéographie au Maastrichtien dans le Sud du Pérou et le Nord de la Bolivie. [Modifié d'après Sempere, 1987].

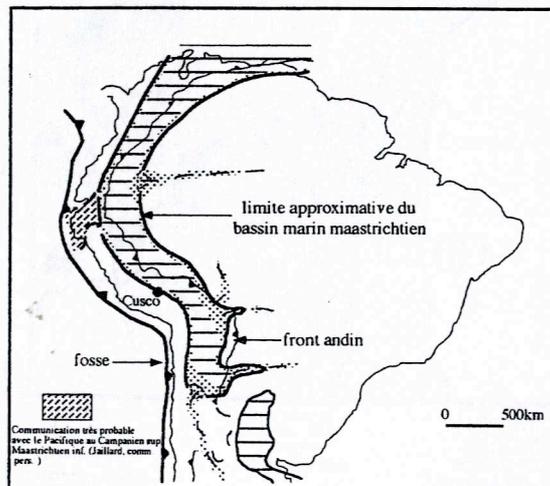


FIG. 54. – Paléogéographie de l'Amérique du Sud au Maastrichtien. Hachures horizontales : Bassin d'arrière-arc et d'avant-pays, allongé, marin à marin restreint ; pointillés : Fleuves importants. [D'après Sempere, 1994].

6.5. Géodynamique

Les reconstructions de la cinématique des plaques proposées par Pilger [1983, 1984] et Whitman *et al.* [1983] pour cette période doivent être considérées comme indicatives du fait de l'absence d'anomalies antérieures à l'anomalie 23 (≈ 51 Ma) dans le Pacifique Sud-Est, où elles ont déjà été subduites, et en raison des nombreuses incertitudes dans les reconstructions.

Le Paléocène supérieur est marqué, au niveau du Pacifique Sud par une modification de la direction de convergence, modification qui est le premier événement de la période de réorganisation de la géométrie des plaques à l'échelle de la planète, qui caractérise l'Éocène.

Cette modification de direction serait extrêmement importante puisque l'on passerait d'une direction quasiment N-S à une direction N 45°. En d'autres termes, avant l'anomalie 25 (≈ 55.5 Ma) [reconstructions de Pilger, 1984; Whitman *et al.*, 1983] la composante latérale de vitesse était prépondérante au niveau de la marge péruvienne. Cette conclusion de Pilger [1984] et Whitman *et al.* [1983] est à peu près en accord avec celle de Salomon *et al.* [1977] qui donne pour 55 Ma une direction de convergence de N15°. Cette modification de la direction de convergence ne semble pas s'accompagner d'une modification de vitesse qui reste de l'ordre de 4 à 5 cm/an dans toutes les reconstructions proposées avant et après l'anomalie 25 (≈ 55.5 Ma). Pour le Paléocène, Gordon et Jurdy [1986] ont

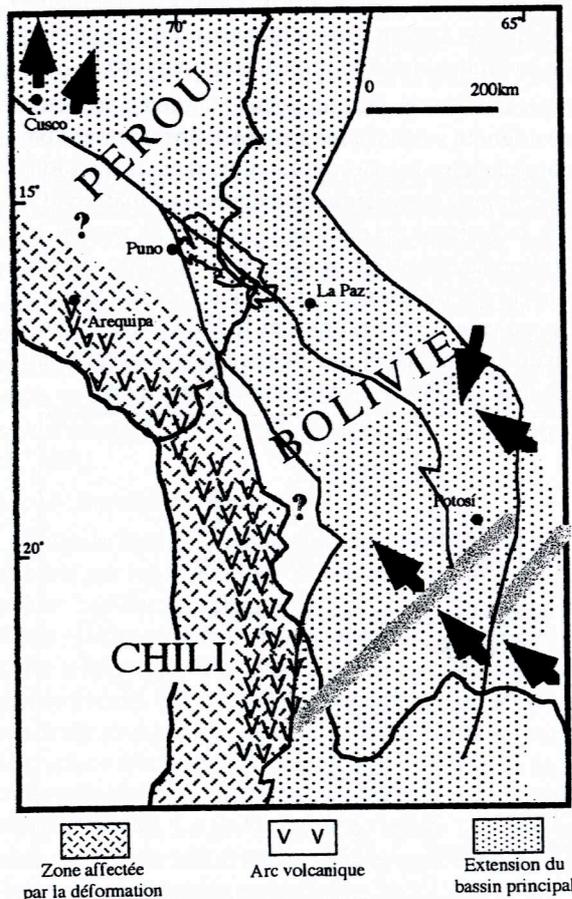


FIG. 55.— Schéma paléogéographique Sud du Pérou et du Nord de la Bolivie pour le Danien (Formations Santa Lucia et Quilque). [Modifié d'après Sempere, 1997].

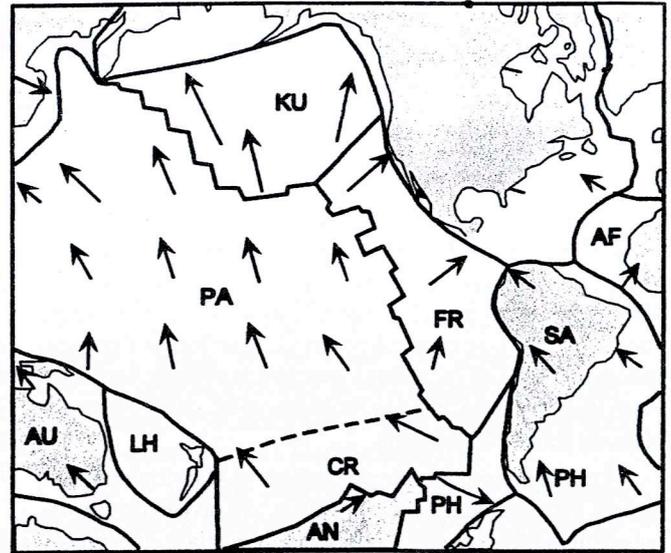


FIGURE 56.— Reconstitution à 61 Ma.

Plaques : AF : Afrique ; AU : Australie ; CR : Campbell Plateau ; FR : Farallon ; KU : Kula ; LH : Lord Howe ; NA : Nord Antactique ; SA : Amérique Sud. Les flèches indiquent les directions de déplacement et leurs longueurs sont proportionnelles aux vitesses par rapport à un référentiel points chauds. [D'après Gordon et Jurdy, 1986].

donné une reconstitution des vitesses absolues des plaques par rapport au référentiel *hot spots* qui coïncide avec celle de Salomon *et al.* [1977] en ce qui concerne les directions de convergence (Fig. 56). La période allant de 80 Ma à 50-45 Ma serait donc caractérisée par une vitesse de convergence relativement faible. Le magmatisme qui marque la fin de la mise en place du Batholite Côtier et le volcanisme Toquepala ne correspondent donc vraisemblablement pas à des périodes de subduction rapide [Soler, 1991].

Entre l'anomalie 25 et l'anomalie 18 (ou légèrement avant) (56.2 à 43 Ma) la vitesse de convergence semble rester faible, de l'ordre de 3 à 5 cm/an. Pendant cette période, Pilger [1983] note un changement de la direction de convergence entre les anomalies 21 et 22 (47.5 et 49 Ma), mais dans une version plus récente, Pilger (1984) ne fait plus apparaître de changement de direction à cette époque. Par contre, le brusque changement de la direction correspondant à l'anomalie 25 (56.2 Ma) est maintenu dans les versions successives de la reconstruction des mouvements relatifs Phoenix-Amérique du Sud. Ce brusque changement dans la direction de la convergence se corrèle avec la crise tectonique Inca 0 [Soler, 1991]. La reconstitution de Pardo-Casas et Molnar [1987] pour cette période diffère sensiblement de celle de Pilger [1984]. Ils déterminent une forte vitesse de convergence (15.4 ± 5.8 cm/an) pour la période allant de quelques millions d'années avant l'anomalie 21 (≈ 47.5 Ma) à quelques millions d'années après l'anomalie 18 (≈ 43 Ma). La période de forte vitesse couvrirait donc, selon Pardo Casas et Molnar [1987], l'Éocène inférieur-moyen (ouverture du bassin de Couches Rouges). La reconstitution de Gordon et Jurdy [1986] est en accord avec celle de Pardo-Casas et Molnar [1987].

CHAPITRE 5 LES BASSINS SYNOROGÉNIQUES : ÉOCÈNE - MIOCÈNE

La région de Cusco est caractérisée par plus de 10 000 m de «Couches Rouges» tertiaires d'origine continentale (Groupe San Jerónimo, formations Anta, Punacancha et Paruro, Fig. 57) qui surmontent des sédiments marins et continentaux d'âge crétacé à paléocène (Fig. 58). Ces Couches Rouges tertiaires se sont déposées dans des bassins synorogéniques liés aux déformations compressives andines.

1. L'ÉOCÈNE-OLIGOCÈNE INFÉRIEUR

Au niveau de Cusco-Sicuani, l'Éocène marque un important changement paléogéographique et tectonique. Cette période est représentée par les Couches Rouges du Groupe San Jerónimo et de la Formation Anta (Fig. 58).

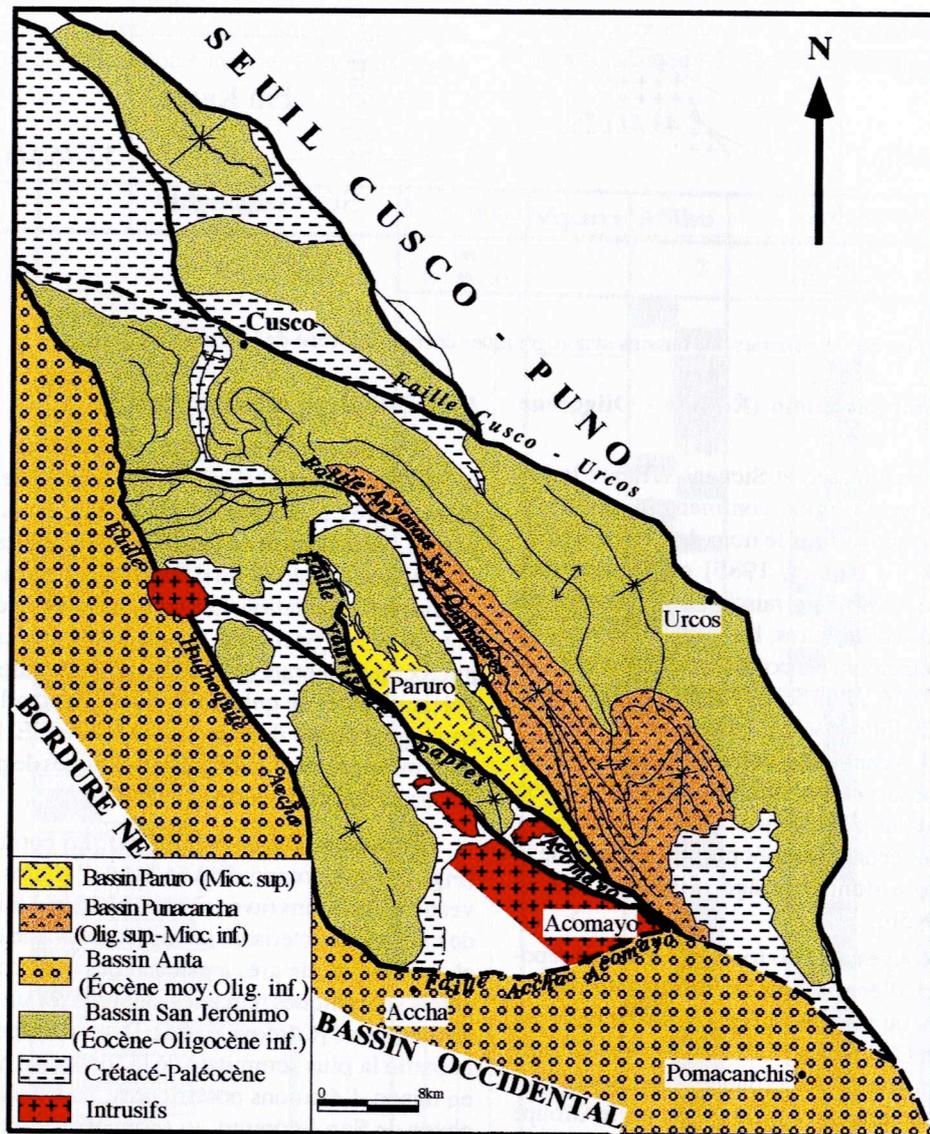


Fig. 57. – Les bassins synorogéniques éocène-miocène de la région de Cusco.

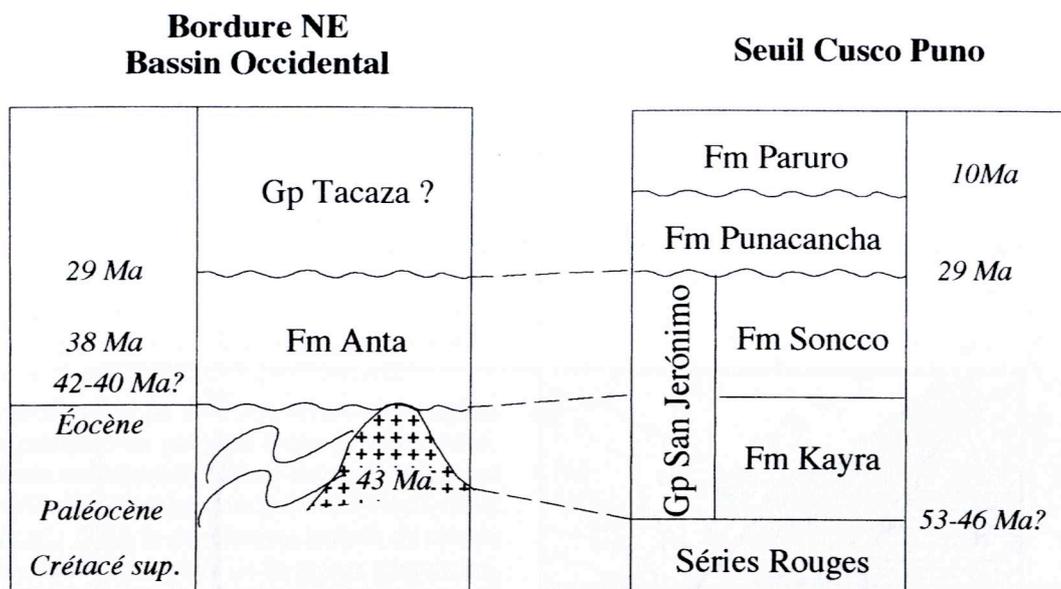


FIG. 58. – Les séries des bassins synorogéniques éocène-miocène de la région de Cusco.

1.1. Le Groupe San Jerónimo (Éocène - Oligocène moyen)

Dans les régions de Cusco et Sicuani, affleure largement une série rouge d'origine continentale, puissante d'environ 5000 m, connue sous le nom de Couches Rouges [Marocco, 1977 ; Noblet, 1985] ou Groupe San Jerónimo [Córdova, 1986]. En raison de la présence de traces attribuées à des dinosaures, les Couches Rouges de la région Cusco-Sicuani ont été considérées comme d'âge crétacé [Gregory, 1916 ; Marocco, 1977 ; Noblet, 1985 ; Córdova, 1986 ; Carlotto, 1992 ; Jaillard *et al.*, 1993b ; Noblet *et al.*, 1995]. Néanmoins, cette attribution s'accordait mal avec les observations structurales. Une datation radiométrique K/Ar sur plagioclases, obtenue récemment dans des pyroclastes échantillonnés près du sommet de la Formation Soncco a donné un âge oligocène moyen [Carlotto *et al.*, 1995b].

Les Couches Rouges du Groupe San Jerónimo reposent en discordance d'érosion sur les formations Chilca, Quilque ou Puquín, ou sont décollées à la faveur des gypses de la formation Chilca. Au Nord de Cusco, le Groupe San Jerónimo surmonte en discordance angulaire la Formation Quilque. Localement, à l'Est de Cusco, le Groupe San Jerónimo est concordant sur la Formation Chilca.

A Cusco, le Groupe San Jerónimo a été divisé en 3 formations [Córdova, 1986] : Formation Kayra (≈ 3000 m), Formation Soncco (≈ 1600 m) et Formation Punacancha (≈ 1700 m). Cependant, les études récentes montrent que la Formation Punacancha ne s'est pas déposée dans le même bassin, et qu'elle ne participe pas à l'évolution sédimentaire des Couches Rouges San Jerónimo [Carlotto, 1992 ; Chávez *et al.*, 1992 ; Jaillard *et al.*, 1993b ; Chávez *et al.*, 1992-1994]. Nous proposons donc de restreindre le Groupe San Jerónimo aux formations Kayra et Soncco (Fig. 59).

1.1.1. Lithologie et milieu de dépôt

Formation Kayra (≈ 3000 m) : La partie inférieure de la Formation Kayra (Fig. 59) est essentiellement constituée de grès à dragées de quartzites, de calcaires et de gypses, intercalés avec des niveaux d'argiles rouges. Cet ensemble s'est déposé en milieu fluvial à réseau en tresse et plaine d'inondation. Les parties moyenne et supérieure, les plus grossières, sont composées de grès, microconglomérats et conglomérats à galets de roches volcaniques et de quartzites, déposés en milieu fluvial hautement tressé de provenance Sud et SE. La formation se termine par des faciès grésopélitiques de plaine d'inondation et de chenaux divagants [Córdova, 1986].

Formation Soncco (≈ 2500 m) : La Formation Soncco (Fig. 59) est composée à la base d'argiles rouges à niveaux de grès fins (avec minces niveaux à minéralisations de cuivre) caractérisant un milieu de plaine d'inondation, et au sommet, de grès à galets mous et de conglomérats à galets volcaniques remaniés, déposés par un système hautement tressé [Córdova, 1986]. Dans la coupe de référence, la partie la plus sommitale de la formation n'affleure pas, en raison d'érosions postérieures. Toutefois, à l'Est de la coupe de San Jerónimo, au sommet de l'anticlinal de Lucre, la partie terminale des Couches Rouges comprend environ 200 m de faciès fins (argiles rouges à intercalations gréseuses fines), probablement d'environnement de plaine d'inondation.

La Formation Soncco présente une évolution grano-et stratocroissante, qui traduit la progradation de faciès fluviaux proximaux sur les faciès distaux. A sa base, on observe le rétablissement d'un régime fluvial distal à apports fins. Le niveau de cuivre syngénétique, généralisé à l'ensemble du bassin (niveau repère), est présent dans la partie inférieure de la formation. Rapidement, la

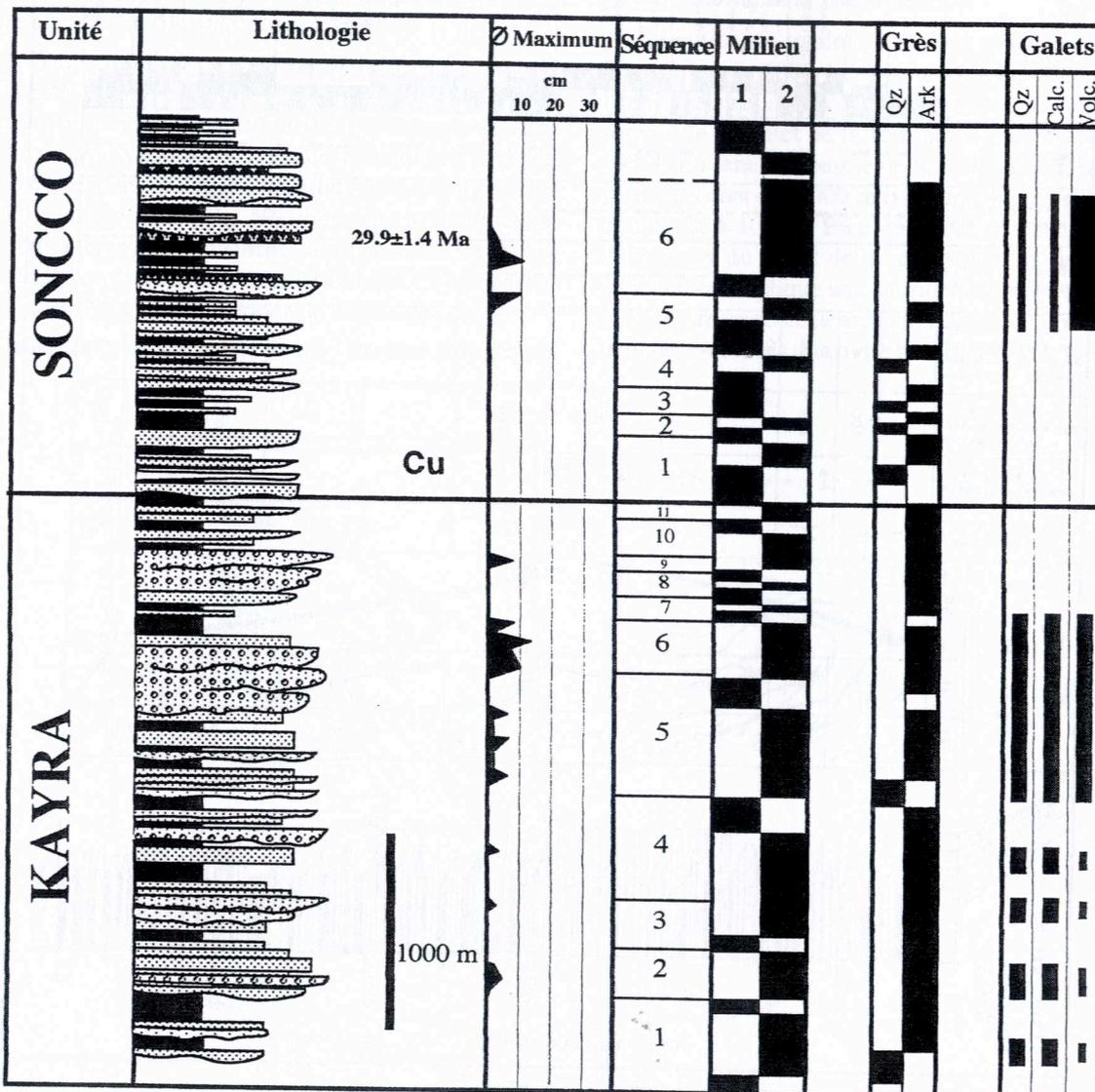
série fluviatile devient un peu plus grossière (de provenance Sud), et montre une grande abondance de clastes volcaniques monogéniques, témoins d'une activité volcanique contemporaine dans les zones d'apports [Noblet, 1985 ; Córdova, 1986]. Les clastes volcaniques analysés pour datation proviennent de cette partie. Finalement, la séquence se termine par des intercalations de grès et d'argiles rouges déposées vraisemblablement en régime fluviatile distal (Anticlinal de Lucre).

1.1.2. Age

Comme nous l'avons dit, le Groupe San Jerónimo avait été considéré comme d'âge crétacé. Cependant les nouvelles observations montrent qu'il repose en discordance stratigraphique sur les Séries Rouges Supérieures (Formations Quilca et Chilca) contenant des Charophytes du

Paléocène-Éocène inférieur probable. Près du sommet de la Formation Soncco, des tufs volcaniques ont fourni un âge K/Ar sur plagioclases de 29.9 ± 1.4 Ma [Sernageomin-Chili, in Carlotto *et al.*, 1995b]. Ce groupe atteint donc la fin de l'Oligocène inférieur.

L'âge de la base n'est pas connu avec précision et reste à déterminer. Le Groupe San Jerónimo repose en discordance, ou localement en concordance, sur les dépôts du Paléocène-Éocène inférieur ?. En Bolivie, le début du comblement du bassin éocène-oligocène commencerait au Paléocène supérieur, par les dépôts de la Formation Cayara et de la partie inférieure de la Formation Potoco, qui sont datées respectivement, entre $58.2 - \sim 57.8$ Ma, et $58 - \sim 55$ Ma [Sempere *et al.*, 1997]. Cependant, le passage de la Formation Cayara à la partie inférieure de la Formation



Milieus: 1 : Plaine inondation 2 : Fleuve tresse

FIG. 59.- Coupe stratigraphique du Groupe San Jerónimo, dans la coupe de référence.

[Modifié d'après Córdova, 1986].

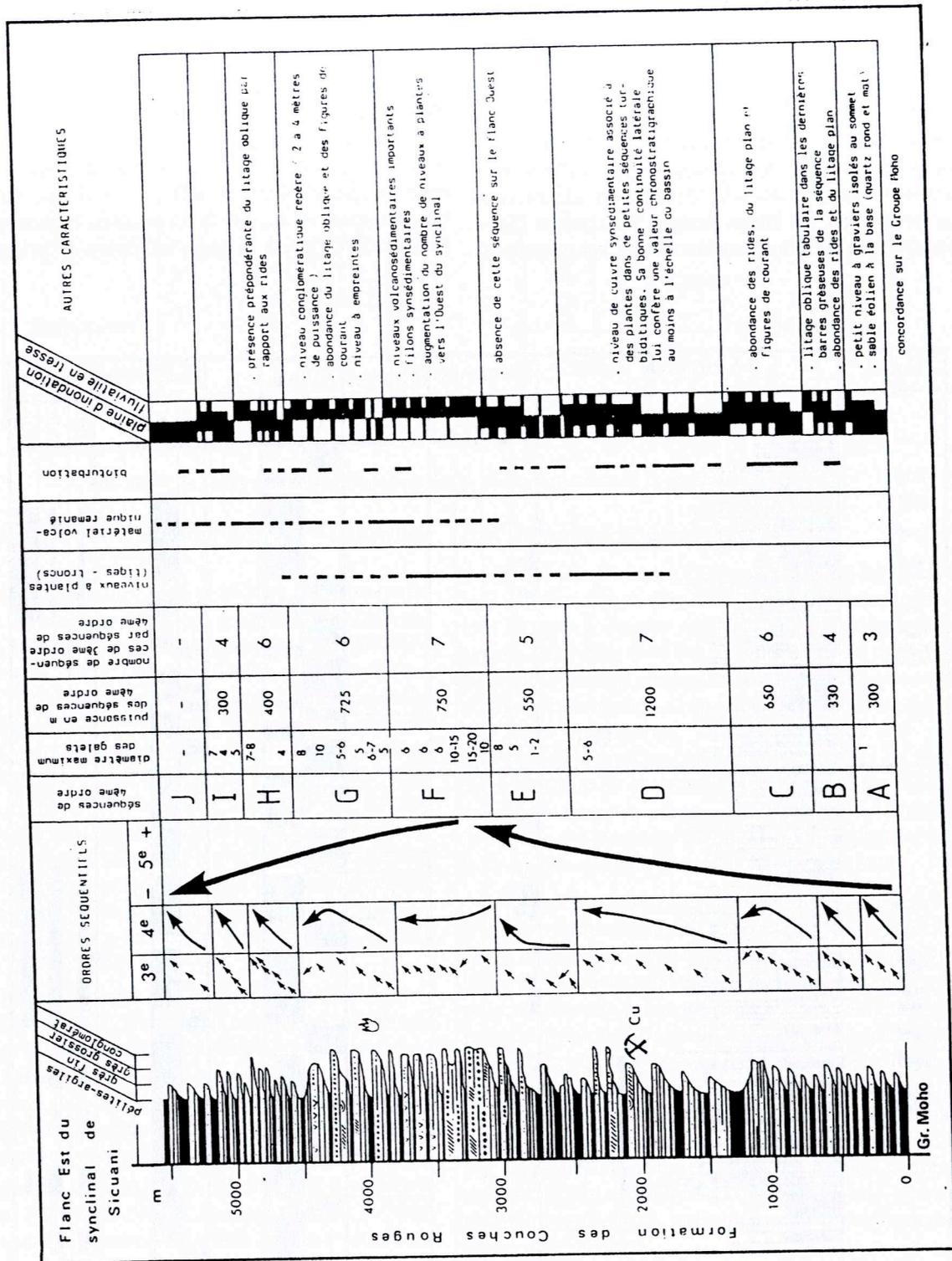


Fig. 60.- Evolution séquentielle et sédimentaire de la Formation des " Couches Rouges " dans le bassin de Sicuani. [D'après Noblet et al., 1987].

Potoco, et de celle-ci à sa partie moyenne, est transitionnel. Si nos corrélations sont correctes, et si la Formation Chilca est bien équivalente aux formations Cayara et Potoco inférieur (Membre La Cabaña), alors le début du remplissage du bassin San Jerónimo se situerait quelque part entre la limite Paléocène-Éocène et l'Éocène inférieur (53-46 Ma).

1.1.3. Évolution sédimentaire

Dans la région de Cusco, la Formation Kayra a été subdivisée en onze séquences, généralement grano- et stratocroissantes (Fig. 59), qui montrent la progradation de milieux fluviatiles proximaux sur les faciès fins [Córdova, 1986]. Les principales discontinuités sont attribuées à des variations brutales de subsidence [Noblet, 1985]. Cette formation, qui constitue une mégaséquence, montre une évolution grano- et strato-croissante jusqu'à la séquence 6 (concentration de galets, Fig. 55). Par la suite, elle devient grano- et strato-décroissante, formant ainsi «un cycle» : faciès fins (argiles et grès fins) - conglomérats - faciès fins [Córdova, 1986].

La Formation Soncco a été subdivisée en six séquences [Fig. 59 ; Córdova, 1986]. Dans l'ensemble, cette unité montre une évolution grano- et stratocroissante qui traduit la progradation d'un système fluviatile [Córdova, 1986]. Cependant, la partie sommitale, fréquemment érodée, devient plus fine (Fig. 59), indiquant la fin du cycle et un retour à des environnements distaux au sein du bassin, en relation avec l'érosion de reliefs résiduels. Cette étape de comblement suggère une période de calme tectonique.

Dans la région de Sicuani, les Couches Rouges af-

fleurent à l'Ouest de la route Cusco-Juliaca, dans les environs de Sicuani, et forment une structure synclinale d'échelle pluri-kilométrique, dont l'axe est de direction sensiblement NNW-SSE. Elles recouvrent en discordance d'érosion la Mégaséquence M3 de la Formation Moho du Crétacé supérieur [Audebaud, 1967 ; Carlotto, 1992]. Comme à Cusco, la sédimentation est essentiellement fluviatile. Les milieux les plus proximaux sont représentés par des rivières en tresse à galets, et les plus distaux par une plaine d'inondation à chenaux divagants [Noblet, 1985]. Les mesures de courants effectuées dans cette formation montrent que la principale source de sédiments se situait au SW [Noblet, 1985].

Cette unité a été divisée en 10 séquences (Fig. 60), groupées en une mégaséquence interprétée comme un cycle sédimentaire similaire à celui de Cusco [Noblet *et al.*, 1987 ; Marocco et Noblet, 1990].

1.1.4. Tectonique et sédimentation

La puissance totale des coupes mesurées à Cusco et Sicuani est de 5000 à 5500 m [Noblet, 198 ; Córdova, 1986], mais celle-ci doit dépasser les 6000 m dans la mesure où le sommet de la formation a été érodé [Noblet, 1985]. En tenant compte de la compaction, la série devait approcher les 8000 m pour une durée de sédimentation de 25 à 10 Ma. Bien que nous ne connaissions pas l'âge exact du début de la sédimentation, le taux de sédimentation implique une subsidence rapide (≈ 320 à 800 m/Ma) dans un contexte tectonique très actif, comme le montrent les évidences d'activité tectonique synsédimentaire.

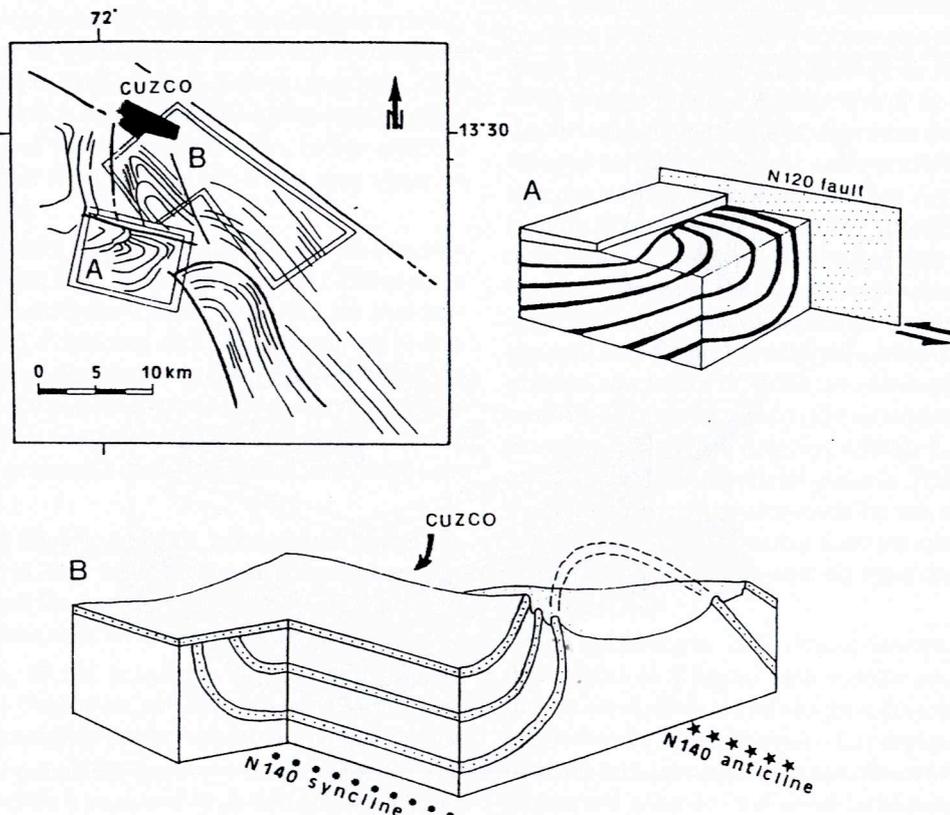


FIG. 61. – Exemple de discordances progressives dans les " Couches Rouges " du Groupe San Jerónimo.

A : Discordance d'Ancaschaca ; B : Discordance d'Occopata. [D'après Marocco et Noblet, 1990].

1.1.5. Activité tectonique synsédimentaire

Le caractère syn-tectonique de la sédimentation ressort de l'analyse sédimentaire (progradation, abondance des apports détritiques, fort taux de sédimentation)

Le levé de coupes sur les deux flancs du synclinal de Sicuani et la cartographie des séquences de 4^{ème} ordre permettent de mettre en évidence des structures de déformation synsédimentaire [Noblet, 1985 ; Noblet *et al.*, 1987]. Celles-ci sont également très développées dans la région de Cusco. Il s'agit principalement de discordances angulaires progressives et de flexures qui provoquent des surépaississements de dépôt (Fig. 61).

La discordance progressive mise en évidence sur le flanc occidental du synclinal de Sicuani entre les séquences D et F [Noblet *et al.*, 1987 ; Fig. 62] est responsable de la disparition à l'affleurement de la séquence E sur ce flanc, alors que sa puissance est de l'ordre de 500 m sur le flanc oriental [Noblet *et al.*, 1987]. Cette discordance semble résulter d'un plissement synsédimentaire dont l'axe serait voisin de N 140°, puisqu'il apparaît parallèle aux strates en coupe longitudinale (Fig. 62). Sur le flanc oriental, il est possible que certaines séquences de base se biseautent vers le Nord, mais le manque d'affleurement ne permet pas d'être affirmatif [Noblet *et al.*, 1987]. Les flexures affectant les séquences F et G suggèrent également une déformation en compression qui réactive des failles anciennes d'orientation proche d'Est-Ouest, à pendage sud, et dont le jeu serait inverse, voire décrochant.

Sur le flanc oriental du synclinal de Sicuani, au sommet de la Séquence F, des filons synsédimentaires indiquent une direction de raccourcissement WNW-ESE et une extension NNW-SSE à NE-SW, avec un maximum au NNE-SSW [Noblet, 1985]. A Cusco, au sommet de la Formation Soncco, d'autres filons associés à de petites failles synsédimentaires pluridécimétriques, donnent des contraintes opposées à celles enregistrées à Sicuani, avec une direction de raccourcissement NNE-SSW et une direction d'extension WNW-ESE [Noblet, 1985]. A Ancaschaca, un niveau de grès dans une des séquences présentant des discordances progressives [Córdova, 1986] montre des failles inverses synsédimentaires décimétriques.

Les discordances progressives de Cusco : Les structures sédimentaires les plus spectaculaires sont toutefois les discordances progressives de Cusco, que nous décrivons ci-dessous (Fig. 63A).

- Le sous-bassin d'Ancaschaca est situé au Sud de celui de Cusco-San Jerónimo, et a une orientation E-W. Il présente une allure rhomboédrique (Fig. 63A) avec une longueur d'environ 15 km et une largeur moyenne de 6. Sur sa bordure nord, ce bassin présente des discordances progressives. A partir du village d'Ancaschaca on observe, entre les formations Kayra et Soncco, une remarquable discordance angulaire qui se perd vers le SW, où la série devient tout à fait concordante (Fig. 63A et 63B). La Formation Soncco scelle l'axe du synclinal synsédimentaire.

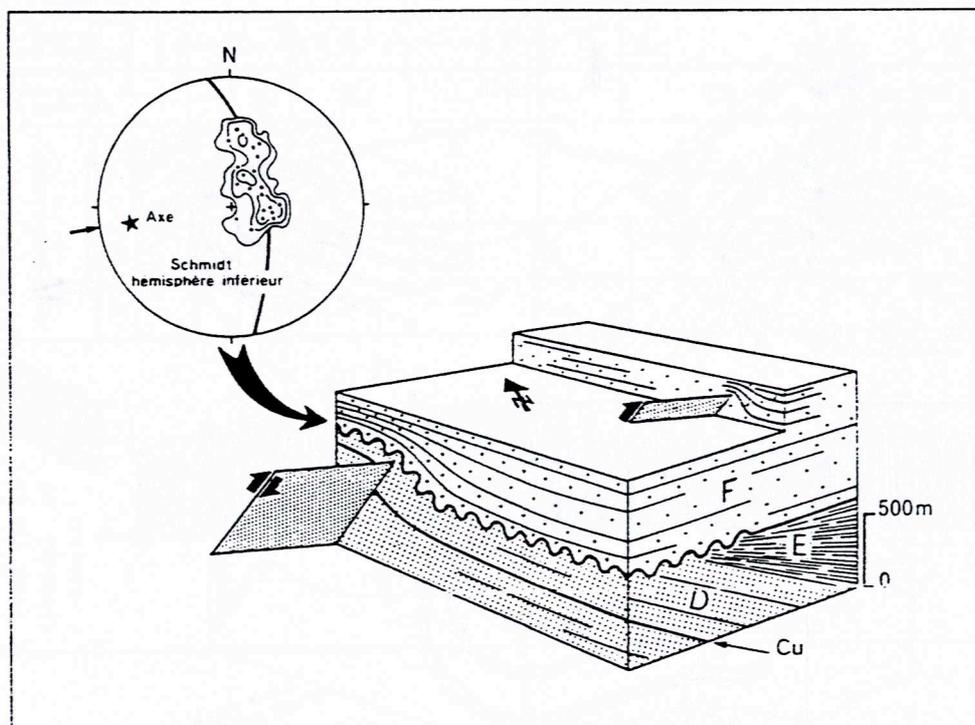


FIG. 62.— Bloc-diagramme du flanc NW du synclinal de Sicuani illustrant les déformations acquises pendant la sédimentation des "Couches Rouges". La direction de la faille probablement à l'origine de la flexure mesurée (canevas de Schmidt) doit être sub-parallèle à l'axe de celle-ci. [D'après Noblet *et al.*, 1987].

Dans la Formation Soncco, de nouvelles structures synclinales contemporaines de la sédimentation se superposent en discordance progressive ; leur bordure active, située au Nord, est l'anticlinal de Monjaspata. Des failles inverses synsédimentaires décimétriques sont associées aux discordances progressives [Córdova, 1986].

- L'Anticlinal de Monjaspata (Fig. 63A) sépare le sous-bassin d'Ancaschaca au Sud, de celui de Cusco-San Jerónimo au NE, et de celui de Ccorca au NW. L'anticlinal présente une direction E-W parallèle à l'axe du sous-bassin Ancaschaca et affecte la Formation Puquín et les Séries Rouges Supérieures. Il contrôle au Sud les discordances progressives d'Ancaschaca, et au Nord les discordances progressives de Occopata et Ccorca. A la limite entre les sous-bassins de Cusco-San Jerónimo, Ccorca et l'anticlinal, se développe un diapir de gypse et de sel à lentilles de calcaires qui recoupe l'anticlinal. A l'approche de l'anticlinal, les couches de la Formation Kayra se verticalisent, puis se renversent et leur épaisseur diminue.

- Le sous-bassin Cusco-San Jerónimo, de direction NW-SE, est situé au NE de l'Anticlinal de Monjaspata et au SE de la ville de Cusco (Fig. 63A). Sa longueur dépasse 30 km et sa largeur est d'environ 8 km. Le sous-bassin est limité à l'Ouest par l'Anticlinal de Puquín, et au SW par l'Anticlinal de Monjaspata et la prolongation de la faille de Anyarate-San Juan de Quihuare. Sur sa bordure sud (Nord d'Occopata), des discordances progressives attestent de la sédimentation syn-tectonique de ce sous-bassin. Les séquences de la Formation Kayra sont disposées en discordance angulaire progressive au Sud, alors qu'elles sont en concordance sur sa bordure nord. Cette disposition permet d'observer une migration du dépôt-centre (axe du synclinal) du Nord vers le Sud, avec présence de faciès grossiers dans l'axe du synclinal. Ceci suggère l'installation de systèmes fluviaux dans les gouttières synclinales [Córdova, 1986]. Des failles et filons synsédimentaires d'orientation NE-SW y sont observés [Córdova, 1986].

- Le sous-bassin Ccorca se trouve au NW de l'anticlinal de Monjaspata (Fig. 63A). Il est limité à l'Ouest par la faille Accha-Huanoquite-Ccorca, et à l'Est par l'anticlinal de Puquín. La direction de ce sous-bassin est N-S et montre une allure rhomboédrique. A l'Est de Ccorca, on observe aussi des discordances progressives vraisemblablement entre les formations Kayra et Soncco. Les discordances disparaissent vers le Nord où les séries sont concordantes.

Mesures de microtectonique: Les mesures micro-tectoniques de sept sites différents ont été analysées (Fig. 64). On a séparé les stations avec un mouvement décrochant des stations avec un mouvement inverse.

La station 49 est localisée dans le sous-bassin Tambomachay-Urubamba, au Nord de San Jerónimo. Une famille de microfailles de décrochement indique un état de contraintes caractérisé par $\sigma_1 = 82^\circ$ et $\sigma_3 = 51^\circ$. La station 53 est située à proximité de la faille Cusco-Urcos-Sicuani, à la base de la série de remplissage. Elle révèle une seule famille de microfailles de décrochement résultant d'une compression $\sigma_1 = 57^\circ$ et $\sigma_3 = 84^\circ$. La station

13 de l'Arco montre une seule famille de microfailles affectant la Formation Puquín, près du contact avec le Groupe San Jerónimo. Elle caractérise une compression en décrochement avec un axe de compression $\sigma_1 = 09^\circ$ et $\sigma_3 = 103^\circ$.

La station 52 d'Ancaschaca, localisée au sein de discordances progressives, montre une seule famille de microfailles qui indique une compression pure avec $\sigma_1 = 02^\circ$. La station 71 d'Occopata montre une seule famille avec un axe de raccourcissement σ_1 de direction N 175° , similaire à celle d'Ancaschaca. La station 25 est aussi située dans des affleurements du Groupe San Jerónimo du sous-bassin d'Urubamba. Elle révèle une compression avec un axe principal de raccourcissement de direction N 52° .

La station 12 se localise le long de la faille Tambomachay qui limite le sous-bassin de Corao. Quatre familles de microfailles ont été reconnues, la plus ancienne étant celle qui nous intéresse. Elle caractérise une compression avec un axe de raccourcissement $\sigma_1 = 05^\circ$.

Interprétations : Les études de Córdova [1986] ont montré l'existence de sous-bassins dans le bloc de Cusco. Ces sous-bassins correspondent à des gouttières ouvertes par une tectonique de décrochement dextre (événement tectonique transtensif à 53-43 Ma) guidée par d'anciens accidents dont les plus importants sont la faille Accha-Huanoquite-Ccorca, le seuil (Anticlinal de Monjaspata) et l'anticlinal de Puquín. Les quelques mesures de microfailles obtenues à la base de la série de remplissage (Fig. 64) indiquent des mouvements en décrochement plus ou moins compatibles avec l'ouverture du bassin.

Lors du début de la déformation compressive (événement tectonique à 43-42 Ma ?), les accidents anciens commencent à chevaucher et à former des plis d'amortissement. Nous interprétons l'anticlinal de Monjaspata (Fig. 63B) comme un pli d'amortissement de la prolongation du chevauchement Anyarate-San Juan de Quihuare, développé sur un ancien seuil qui a contrôlé la sédimentation des formations Kayra et Soncco. La propagation de la faille a induit la croissance de l'anticlinal d'amortissement et par conséquent, le développement de discordances progressives sur ses flancs sud (Ancaschaca) et nord (Occopata et Ccorca). De plus, le synclinal d'Occopata apparaît comme une gouttière au front de la structure et présente des failles et filons synsédimentaires d'orientation NE-SW, en accord avec une extension NW-SE [compression NE-SW, Córdova, 1986]. Les mesures de microtectonique effectuées dans la Formation Soncco montrent une compression avec un axe de raccourcissement N-S et NE, compatible avec les axes de plissement synsédimentaire, notamment du synclinal d'Ancaschaca (Fig. 63 et 64).

La géométrie des discordances progressives d'Occopata et d'Ancaschaca montre aussi que leur formation est en relation avec des jeux décrochants séenestres associés aux chevauchements. La propagation du mouvement est indiquée par l'avancée des crochons synclinaux de part et d'autre de l'anticlinal de Monjaspata (Fig. 63 A et B). La discordance progressive de Ccorca serait contrôlée par la composante inverse du mouvement et par la disposition du sous-bassin.

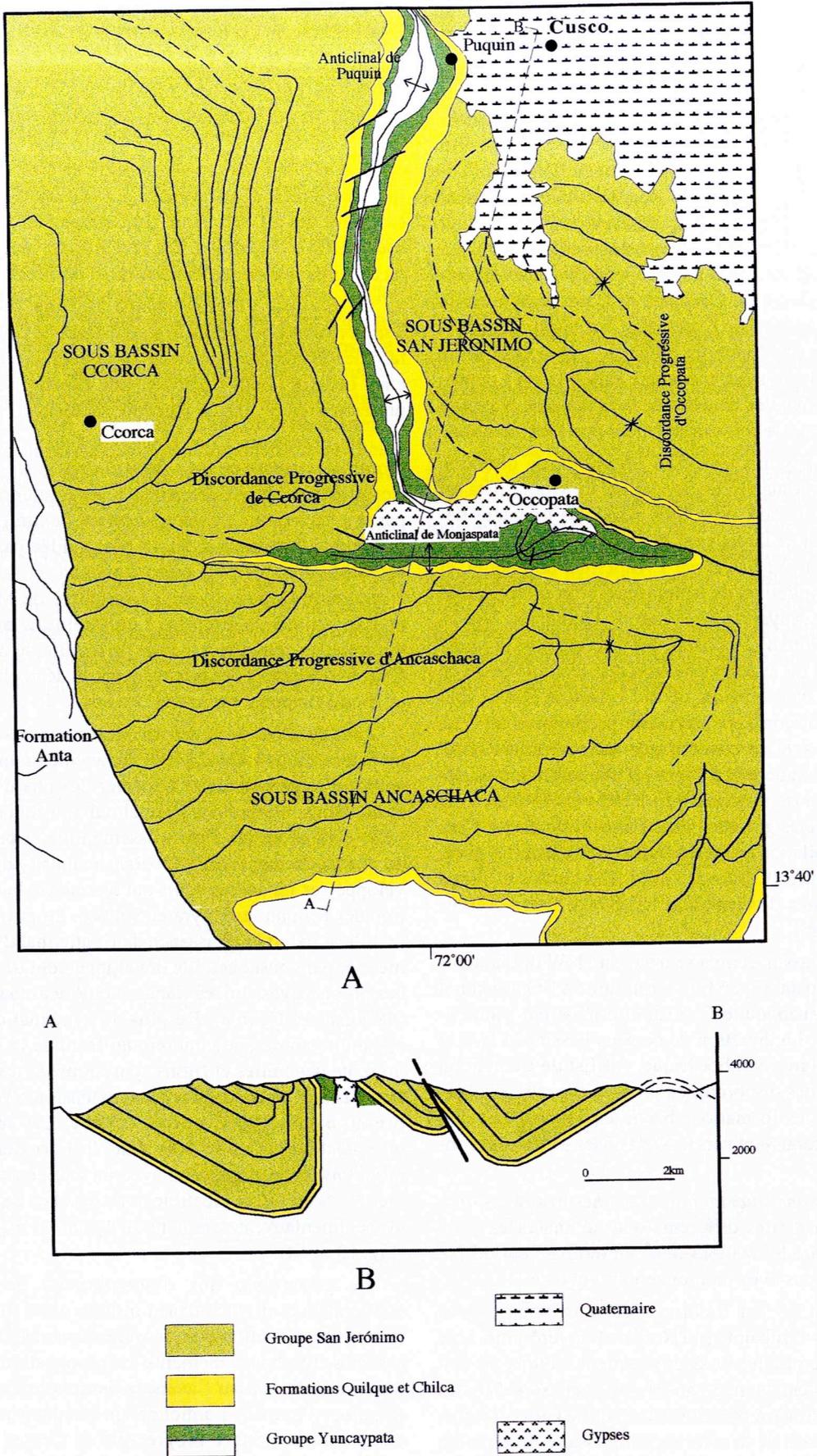


FIG. 63.- Discordances progressives dans le Groupe San Jeronimo à Cusco : carte et coupe structurale.

En conclusion, nous pouvons différencier 2 événements. Le premier, qui permet l'individualisation du bassin, est associé aux mouvements décrochants dextres, dont l'âge n'est pas connu, mais dont nous pensons qu'ils se développent entre 53 et 43 Ma. Le second (déformation compressive) produit des discordances progressives, des chevauchements, et donc la fermeture du bassin ; son début se situerait à 43 Ma, puisque la Formation Anta (avant 38-29 Ma) surmonte en discordance angulaire son substratum déjà déformé. Les décrochements sénestres, sont en fait associés aux chevauchements, mais ils indiquent la rotation des contraintes.

1.1.6. *Activité volcanique*

A Sicuani, l'abondance des feldspaths et de divers types de clastes volcaniques dans les sédiments démontre l'existence d'apports provenant de l'érosion de reliefs volcaniques plus anciens. Cependant, de nombreux niveaux montrent un remplissage à clastes monogéniques, ce qui suggère également des apports provenant d'un volcanisme contemporain de la sédimentation [Noblet, 1985]. Ces niveaux monogéniques sont le résultat de projections pyroclastiques émises depuis un ou plusieurs volcans relativement proches du bassin [Auvray, *in* Noblet, 1985]. Leur association avec une sédimentation plus grossière (Séquences F et G de Sicuani) confirme l'existence de reliefs d'origine au moins partiellement volcanique [Marocco et Noblet, 1990].

Ces niveaux conglomératiques monogéniques à pyroclastites sont également connus à Cusco. Ces pyroclastites commencent à apparaître dès la base de la Formation Soncco, et leur nombre et leur épaisseur augmentent au fur et à mesure qu'on remonte dans la série, jusqu'à être maximaux près du sommet de la Formation Soncco [Córdova, 1986], avant de diminuer dans la partie la plus sommitale.

1.1.7. *Paléogéographie*

Les dépôts des Couches Rouges du Groupe San Jerónimo (Cusco) s'effectuent selon des dispositifs paléogéographiques successifs correspondants aux bassins Kayra et Soncco [Córdova, 1986] (Fig. 65 et 66).

Les coupes levées par Córdova [1986] montrent de manière générale que la Formation Kayra présente des faciès fluviaux plus grossiers au Sud et plus fins au Nord, ce qui est en accord avec les mesures de paléocourants (Fig. 65). Cependant, au Nord de la faille San Juan de Quihuas-Occopata, les coupes de San Jerónimo et Viva El Perú montrent des faciès plus grossiers que dans les régions situées immédiatement en arrière (Yaurisque et Ancaschaca). Ceci suggère l'existence de sous-bassins. Ainsi, nous considérons que la faille San Juan de Quihuas-Occopata sépare le sous-bassin d'Ancaschaca au Sud, et celui de San Jerónimo au Nord, ce dernier étant plus subsident (3000 m). Près de l'accident majeur Cusco-Sicuani, la Formation Kayra montre des failles normales synsédimentaires et une plus grande épaisseur. La limite ouest du bassin de Cusco est la faille Accha-Huanoquite-Ccorca, autre contrôle structural qui le limitait, et le bloc Anta de la zone de Chinchaypujio constituait une zone d'apports (Fig. 65).

Lors du dépôt de la Formation Soncco, la disposition paléogéographique est comparable, mais s'en différencie par l'apparition de discordances progressives, les changements de sens de courants et l'augmentation du détritisme volcanique. Les discordances les plus spectaculaires se situent en bordure de la Faille San Juan de Quihuas-Occopata, qui limitait les deux sous-bassins. Les fleuves se dirigeaient vers le NW, en progadant sur les milieux plus distaux, et en suivant localement des gouttières synclinales [Córdova, 1986, Fig. 66]. La partie sommitale de la Formation Soncco est caractérisée par un retour à des milieux distaux (plaine d'inondation dans le bassin), et vraisemblablement par la diminution de l'activité volcanique et tectonique.

L'évolution paléogéographique du bassin des Couches Rouges de Sicuani s'ordonne selon trois périodes principales [Noblet, 1985 ; Noblet *et al.*, 1987].

La première correspond au dépôt des séquences A, B, C, D et E et se caractérise par l'arrivée de sédiments détritiques fins dans une plaine d'inondation, suggérant un éloignement relatif des zones nourricières. L'écoulement principal des sédiments s'effectue vers le Nord (Fig. 65). La maturité du matériel suppose l'absence d'une activité volcanique proche. Le bassin, relativement distal à cette époque, est alimenté en amont par un réseau fluvial en tresse progadant, comme le montre l'évolution grano-et stratocroissante des séquences. Cette période est également caractérisée par une déformation synsédimentaire provoquant le basculement vers le Nord-Est du flanc occidental du bassin, selon un axe subparallèle à celui du plissement postérieur au dépôt de la formation (N 140°).

La seconde période est représentée par les séquences F et G. Les rivières chargées en galets envahissent le bassin vers le Nord et le Nord-Ouest (Fig. 66), et recouvrent en discordance la bordure occidentale du bassin préalablement plissée. L'apparition d'un nouveau sens d'écoulement vers le Nord-Ouest souligne encore le contrôle du bassin par les accidents de direction andine (N 140°). Les structures synsédimentaires correspondent probablement à une compression guidée par d'anciennes failles de direction proche d'E-W. Cette tectonique (événement Inca 1 : 43-42 Ma ?), est accompagnée d'une activité volcanique relativement proche du bassin [Noblet *et al.*, 1987].

La troisième période est caractérisée par un retour des faciès distaux (séquences H, I et J). L'érosion croissante des reliefs, précédemment créés, provoque un recul progressif des zones d'alimentation par rapport au bassin. Cette phase de comblement correspond probablement à un retour au calme tectonique et/ou volcanique [Noblet *et al.*, 1987].

1.1.8. *Caractérisation des bassins de Couches Rouges de Cusco et Sicuani*

A Cusco et à Sicuani, les bassins de Couches Rouges semblent contrôlés par de grands accidents principalement de direction andine, mais aussi par des failles de direction Est-Ouest et Nord-Sud [Córdova, 1986 ; Noblet *et al.*, 1987]. En effet, le taux de sédimentation relativement élevé, le guidage des transits sédimentaires par les structures anciennes et l'existence de structures de déforma-

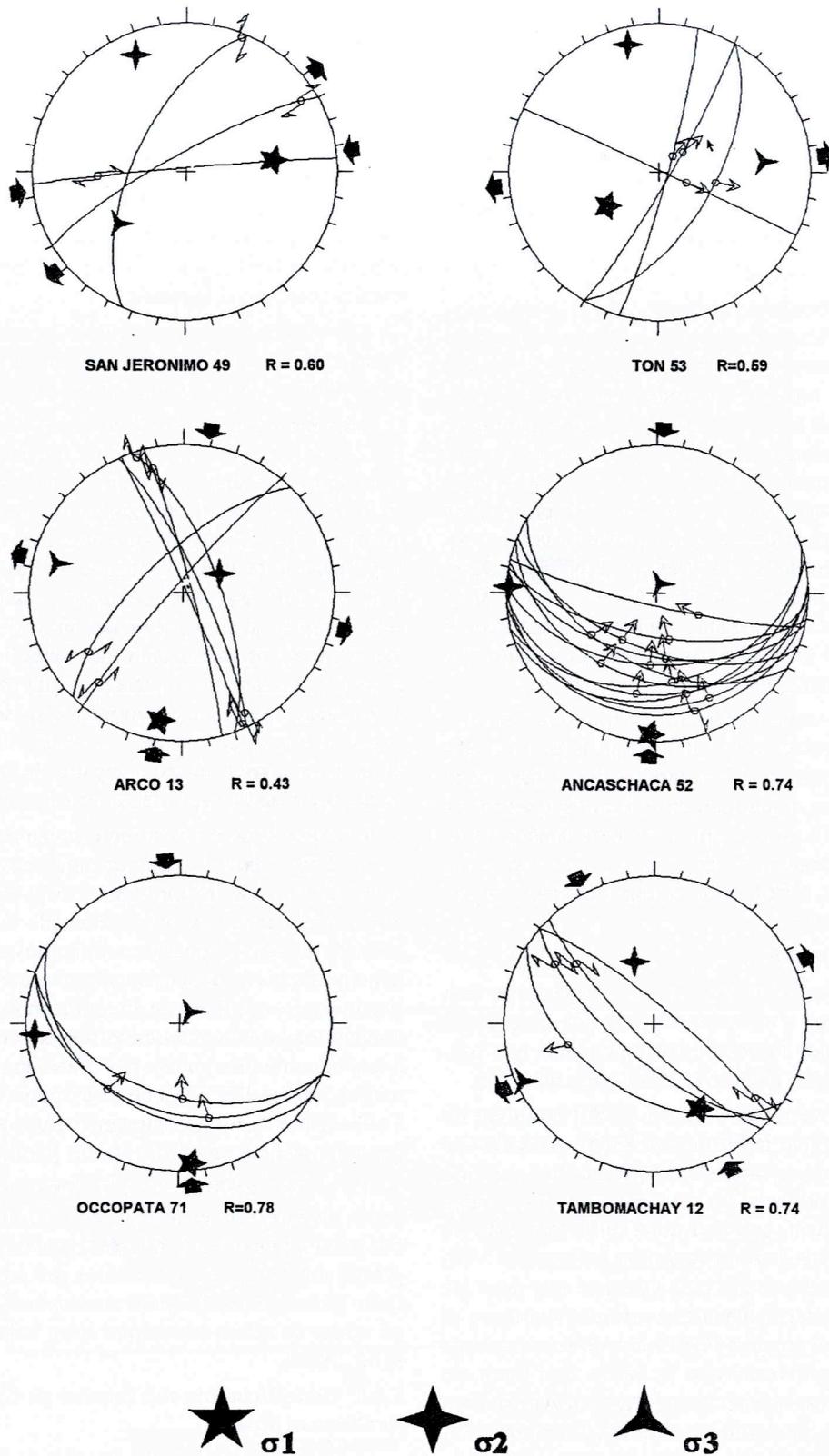


Fig. 64.- Diagrammes d'analyses microtectoniques dans les " Couches Rouges " du Groupe San Jeronimo.

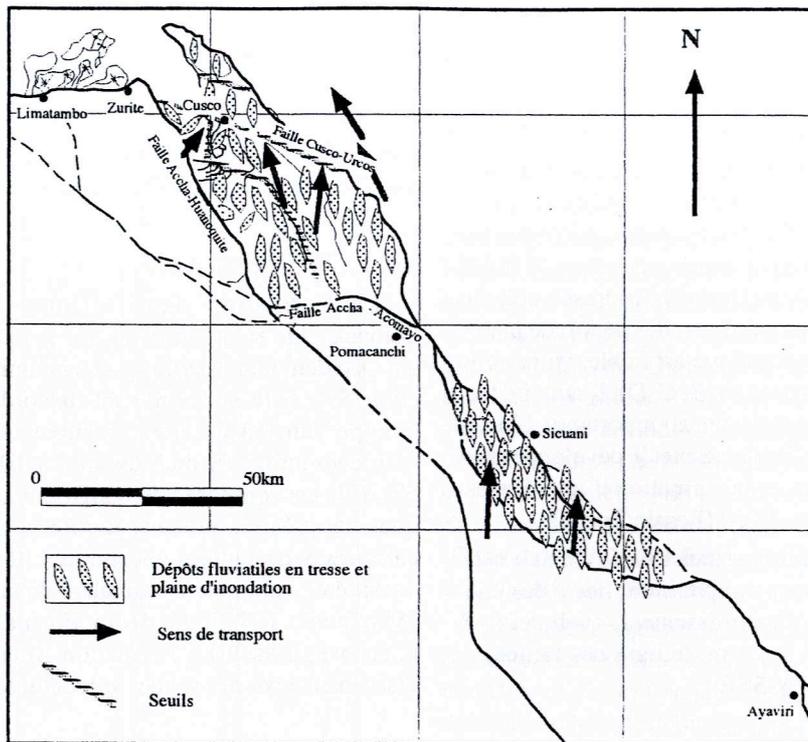


FIG. 65.- Schéma paléogéographique de la Formation Kayra.
[D'après des données sédimentologiques de Noblet, 1985 et Cordova, 1986].

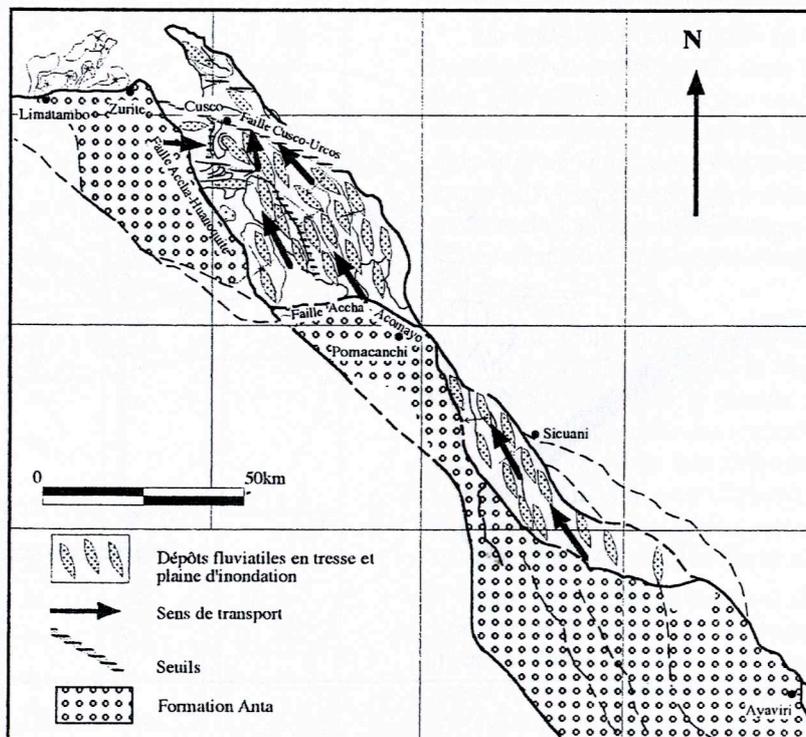


FIG. 66.- Schéma paléogéographique de la Formation Soncco.
[D'après des données sédimentologiques de Noblet, 1985 et Cordova, 1986].

tion synsédimentaire (notamment les discordances progressives) sont autant de caractéristiques qui font des bassins de Cusco et Sicuani des bassins tectoniquement actifs. Ces bassins intramontagneux sont du type mixte, losangique et d'avant pays.

Les bassins de Couches Rouges sont interprétés comme des bassins sur décrochements, caractérisés par une évolution en deux étapes : ouverture possiblement en *pull-apart* (Fig. 67) et fermeture en régime d'avant-pays.

L'apparition de mouvements décrochants dextres à composante normale le long d'accidents régionaux NNW-SSE (Accha-Huanoquite-Ccorca, Sicuani-Cusco) permet l'individualisation de dépressions orientées NW-SE (Cusco et Sicuani). Un réseau fluvial en tresse, s'écoulant du Sud vers le Nord, prograde sur des dépôts de plaine d'inondation. L'activité volcanique est faible, voire nulle (Formations Kayra, séquences A, B, C, D). L'activité tectonique se traduit par une subsidence importante. L'accident E-W de Limatambo-Zurite permet le développement de mouvements sénestres, et la formation d'une dépression d'axe NE-SW plus au Nord (Bassin Zurite).

La déformation en extension (transtension) initiale cède le pas à une déformation en compression, liée à des chevauchements et des plis d'amortissement, quelquefois à composante décrochante sénestre, le long des failles régionales de direction NNW-SSE.

La mise en compression de la bordure sud conduit à l'apparition de reliefs importants, en relation avec la création de chevauchements. Ceux-ci alimentent une sédimentation fluviale syn-tectonique, qui prograde sur les dépôts de plaine d'inondation. Cette sédimentation est accompagnée de discordances progressives, bien visibles à Cusco. L'activité volcanique est de plus en plus importante. La partie sommitale du remplissage du bassin montre un retour à des faciès distaux, exprimant la diminution, voire la disparition, de l'activité volcanique et le ralentissement de l'activité tectonique.

1.2. La Formation Anta

La Formation Anta affleure largement entre Pomacanchis et Limatambo, sur la bordure nord du bassin Occidental mésozoïque, et à la limite avec l'Altiplano (Fig. 57). Elle surmonte en discordance angulaire le Groupe Yuncaypata, les formations Quilque et Chilca et les roches intrusives du Batholite Andahuaylas-Yauri (Fig. 58). Elle est composée de conglomérats à galets volcaniques, de grès, de niveaux de brèches, de rares niveaux calcaires et de coulées volcaniques. Cette formation a été considérée comme un équivalent de la Formation Tacaza [Marocco, 1977] ou de la Formation Punacancha [Córdova, 1986]. La Formation Anta est recouverte en discordance par des roches volcaniques qui appartiennent

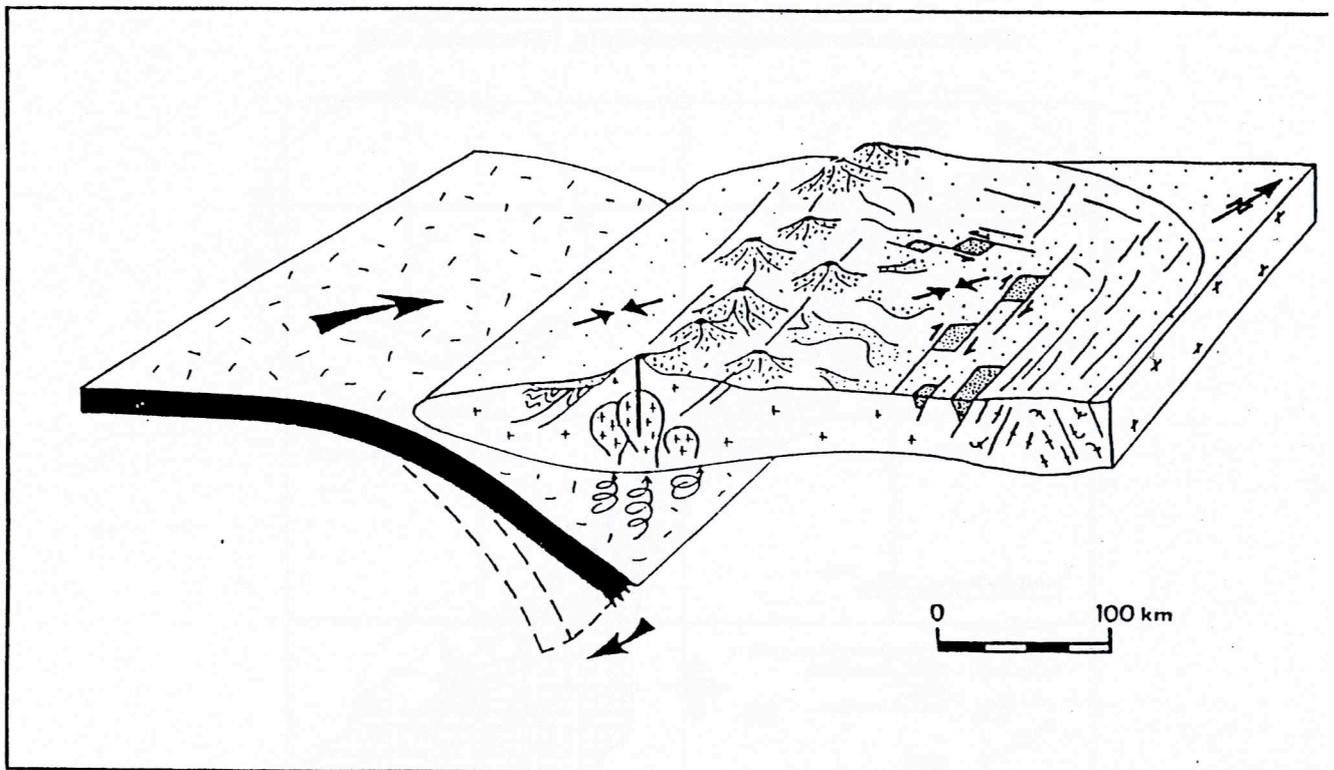


FIG. 67.— Interprétation de l'ouverture des bassins de " Couches Rouges " du Groupe San Jeronimo de Cusco et Sicuani. [D'après Noblet, 1985].

probablement à la Formation Tacaza, ou par des conglomérats non datés.

1.2.1. Lithologie et milieu de dépôt

Les faciès conglomératiques Gms, Gt, Gm, G, Gsd, Gsf sont les plus abondants. Les galets ou blocs sont principalement de nature volcanique au Nord (Chinchaypujio-Huarocondo), volcaniques ou calcaires, voire intrusifs au Sud et Sud-Est (Pomacanchis-Coyabamba). Il existe aussi des faciès gréseux, argileux, calcaires et des roches volcaniques.

Les conglomérats à faciès Gms sont des *debris flow* à clastes ou blocs subanguleux à subarrondis, parfois imbriqués. Les clastes se présentent dans une matrice de grès arkosiques ou de grauwackes. Les conglomérats forment des bancs de 4 à 16 m d'épaisseur. La taille maximale des blocs est de 2 m. Dans les faciès Gt à chenaux à base érosive, les galets (0.10 à 0.40 m de diamètre) sont subarrondis à arrondis. Le faciès Gsd correspond à des dépôts de tamis (*sieve deposits*) avec des blocs entre 0.5 et 2 m de diamètre ; on le trouve incorporé dans le faciès Sm (Huarocondo), ou au sommet de séquences majeures (Chinchaypujio). Ces faciès indiquent un environnement de cône alluvial proximal.

Les faciès conglomératiques Gsf (*Sheet flow Deposits*) présentent des clastes atteignant entre 0.20 et 0.50 m de diamètre et, exceptionnellement, 0.80 m. Ils correspondent à des dépôts de débordement de chenaux, qui se développent dans la partie intermédiaire des cônes.

Les faciès conglomératiques à chenaux (Gt) et à galets subarrondis à arrondis (0.10 à 0.20 m), traduisent un environnement fluvial proximal, ou de cône distal. Ils sont associés à des grès massifs (Sm) et à des grès à laminations obliques en auge (Sx).

Au Sud-Est (Pomacanchis et Coyabamba), la partie supérieure de la Formation Anta montre des faciès plus fins. Elle est caractérisée par une alternance d'argiles et de bancs de grès rouges massifs (Sm), à laminations obliques (Sx) ou laminations horizontales (Sh). Leur base est érosive. Ces faciès sont interprétés comme des dépôts fluviaux et de plaine d'inondation. Des calcaires lacustres s'intercalent avec des argiles rouges.

1.2.2. Age

L'unité sédimentaire la plus récente, sur laquelle repose la Formation Anta, est la Formation Chilca (Paléocène-Éocène inférieur ?) plissée. A Limatambo, la Formation Anta repose sur des roches intrusives datées par la méthode K/Ar sur hornblendes à 43.3 ± 1.9 Ma [Sernageomin-Chili pour Carlotto, inédit]. Les plutons de Pomacanchis et Acopia, sous-jacents à la Formation Anta, ont été datés à 42 Ma [Carlier *et al.*, 1996].

Dans les parties moyenne et supérieure de la formation (coupe de Anta-Chinchaypujio), des coulées volcaniques ont donné des âges K/Ar sur amphiboles de 38.4 ± 1.5 et 37.9 ± 1.4 Ma [Sernageomin-Chili pour Carlotto, inédit]. A Pomacanchis, près du sommet de la formation, une lave basaltique intercalée avec des calcaires lacustres

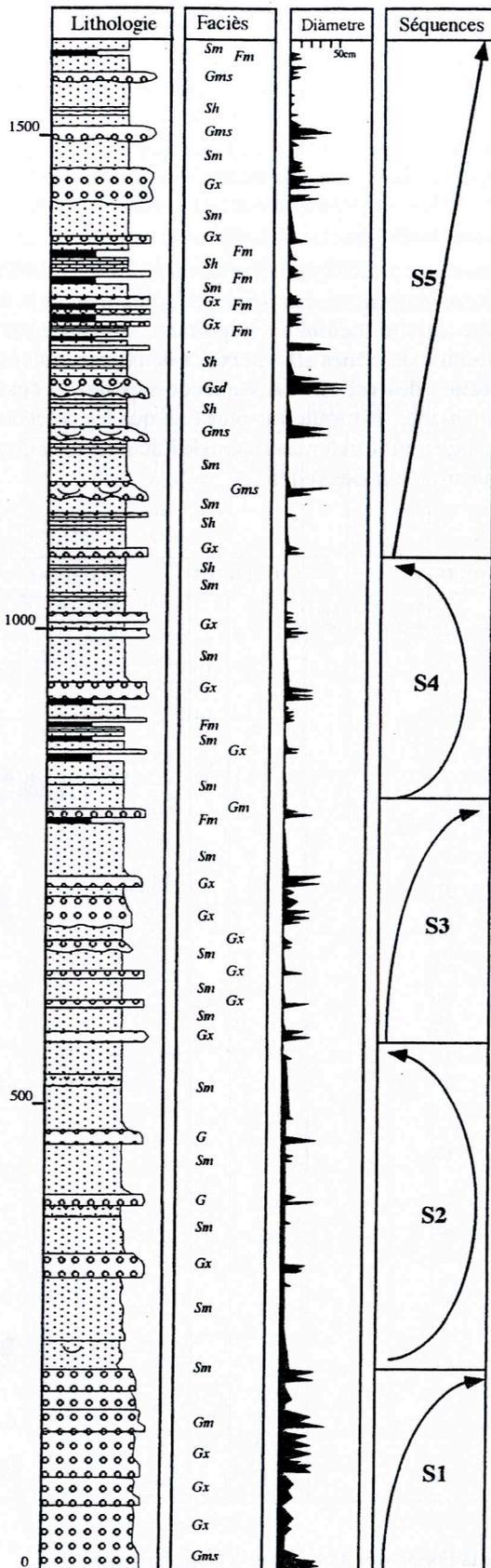


Fig. 68. – Coupe stratigraphique de la Formation Anta, levée à Huarocondo.

et des grès fluviaux a donné un âge K/Ar sur roche totale de 29.9 ± 1.1 Ma [Sernageomin-Chili pour Carlotto, inédit]. Ces données permettent d'attribuer à la Formation Anta un âge compris entre l'Éocène moyen et la fin de l'Oligocène inférieur ($\approx 41-40$ à 29 Ma).

1.2.3. Évolution sédimentaire

L'étude de 3 coupes stratigraphiques permet de comprendre l'évolution sédimentaire de la Formation Anta (Fig. 68, 69 et 70).

La coupe de Huarcocondo (> 1600 m) est située dans la partie la plus septentrionale des affleurements (Fig. 68) et a été divisée en 5 séquences. La Séquence 1 (205 m) est grano- et stratocroissante. Les faciès Gms (*debris flow*) indiquent la présence de cônes proximaux superposés. Les paléocourants montrent que les reliefs étaient situés au Sud. La Séquence 2 (336 m) est formée de dépôts de cônes intermédiaires.

Elle est grano- et stratocroissante jusqu'à sa partie moyenne, puis granodécroissante. La Séquence 3 (239 m) montre une évolution grano-et stratocroissante de cône proximal progradant sur la Séquence 2. La Séquence 4 (280 m) montre une évolution similaire à celle de la séquence 2. La base correspond à des dépôts fluviaux proximaux ou de cônes distaux, sur lesquels progradent les dépôts de cônes intermédiaires de la partie moyenne de la séquence, qui passent à un environnement fluvial au sommet. La Séquence 5 (550 m) est plus épaisse et grano- et stratocroissante. Elle commence par des structures de glissement et correspond à une superposition de cônes proximaux.

Cette coupe débute donc (S 1) par des cônes superposés générés par un événement tectonique dont l'intensité décroît dans le temps. Les séquences S 2, S 3, S 4 et S 5 montrent une évolution générale grano- et stratocroissante qui traduit une surrection continue des zones d'alimentation.

La coupe de Chinchaypujio (> 800 m) est divisée en 6 séquences grano- et stratocroissantes à l'exception de la Séquence 5 qui est grano- et stratodécroissante (Fig. 69). L'activité volcanique croît également vers le sommet de l'unité. Néanmoins, la partie sommitale de la formation est érodée. Cette séquence montre une évolution générale grano- et stratocroissante, interprétée comme la superposition de plusieurs cônes alluviaux, contemporains d'une activité tectonique et volcanique importante. Les paléocourants indiquent que les zones d'alimentation étaient au Sud et au Sud-Ouest. Le volcanisme est plus important près de l'accident Huanquite-Accha qui limite les affleurements de la Formation Anta.

Dans la coupe de Pomacanchis (> 2000 m), la Formation Anta est divisée en 3 grandes séquences (Fig. 70). La première est grano- et stratodécroissante, et correspond à des dépôts de cônes proximaux évoluant vers des dépôts de cône intermédiaire. Les paléocourants sont très variables : d'abord orientés vers le Nord, ils passent au NW, puis à l'Est et SE dans la partie supérieure. La deuxième séquence est grano- et stratocroissante ce qui traduit la progradation des cônes. La troisième séquence est également granocroissante ; elle correspond à des dépôts lacustres sur lesquels progradent des dépôts fluviaux de chenaux en tresse de milieu proximal.

Cette coupe peut être interprétée comme traduisant une évolution décroissante. La Séquence A marquerait le début d'une activité tectonique importante, exprimée par la superposition de cônes alluviaux. La deuxième traduirait la surrection des reliefs. La séquence supérieure, également croissante, est toutefois plus fine que les précédentes et indiquerait le ralentissement de l'activité tectonique et de la surrection des reliefs.

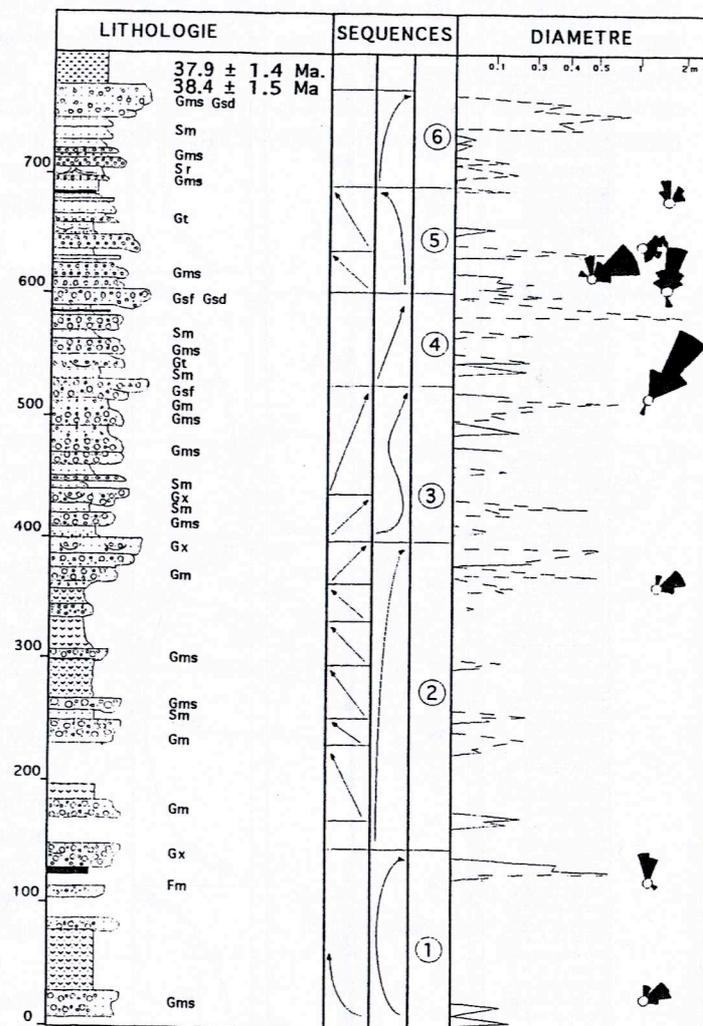


Fig. 69.— Coupe stratigraphique de la Formation Anta, levée à Chinchaypujio.

A Coyabamba, une reconnaissance rapide a révélé une épaisse série de conglomérats, caractéristiques de dépôts de cônes alluviaux (> 2000 m), suivie d'une séquence de grès et d'argiles fluviatiles (1000 m).

1.2.4. Paléogéographie

Les coupes levées et des observations locales montrent que l'on peut distinguer deux zones paléo-géographiques. La première (Huarcoondo-Chinchaypujio) correspond surtout aux dépôts des parties distale et intermédiaire de cônes alluviaux.. La coupe de Huarcoondo apparaît ainsi en position distale, et la coupe de Chinchaypujio en position intermédiaire.

Plus au Sud, les faciès sont plus grossiers et plus épais. L'augmentation de l'activité tectonique exprimée par la progradation des cônes paraît en relation avec l'augmentation du volcanisme. Le volcanisme paraît contrôlé par la faille Accha-Huanoquite-Ccorca

Dans la deuxième zone (Coyabamba-Pomacanchis), située au SE de Cusco, la partie inférieure conglomératique correspond à des cônes alluviaux qui proviennent du Sud et de l'Est ; ils sont en relation avec un important événement tectonique (42 Ma ?), contemporain de chevauchements et de la déformation du substratum.

La sédimentation grossière fait place à une sédimentation fluviatile et lacustre en raison du changement des conditions tectoniques (surrection ralentie). Elle est contemporaine d'un volcanisme basaltique daté à 29.9 Ma.

Les reconstitutions montrent que le bassin Anta correspond à un bassin développé derrière un grand accident en forme de baïonnette : Abancay-Zurite et Accha-Huanoquite, Accha-Acomayo-Marcacoga et Pomacanchis-Langui, Layo et Santa Rosa-Ayaviri. Cet accident en relais se serait structuré avant le dépôt de la Formation Anta (bassin décrochant de Couches Rouges) entre la bordure NE du Bassin Occidental mésozoïque et le seuil Cusco-Puno. Le bassin Anta est interprété comme un bassin *piggy-back* situé à l'arrière de ce grand accident (Fig. 71).

L'évolution grano- et strato-croissante des parties intermédiaire et distale est interprétée comme liée à la surrection des reliefs d'alimentation. Ainsi, les conglomérats de la base de la formation résulteraient d'un événement tectonique important, qui serait le résultat du début de la déformation compressive des Couches Rouges du Groupe San Jerónimo (≈ 43 - 42 Ma).

La sédimentation plus fine des séquences supérieures des coupes de Pomacanchis et Coyabamba indiquerait des changements dans les conditions tectoniques de ces zones entre 30 et 28 Ma.

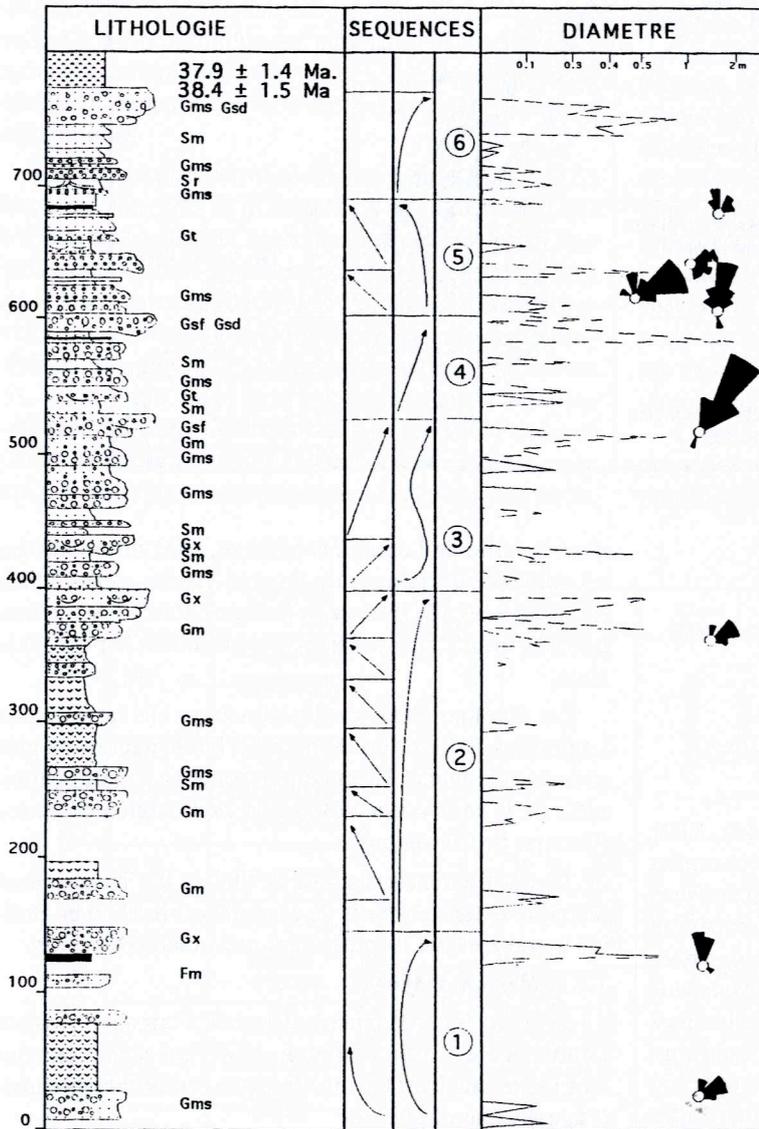


FIG. 70.- Coupe stratigraphique de la Formation Anta, levée à Pomacanchis.

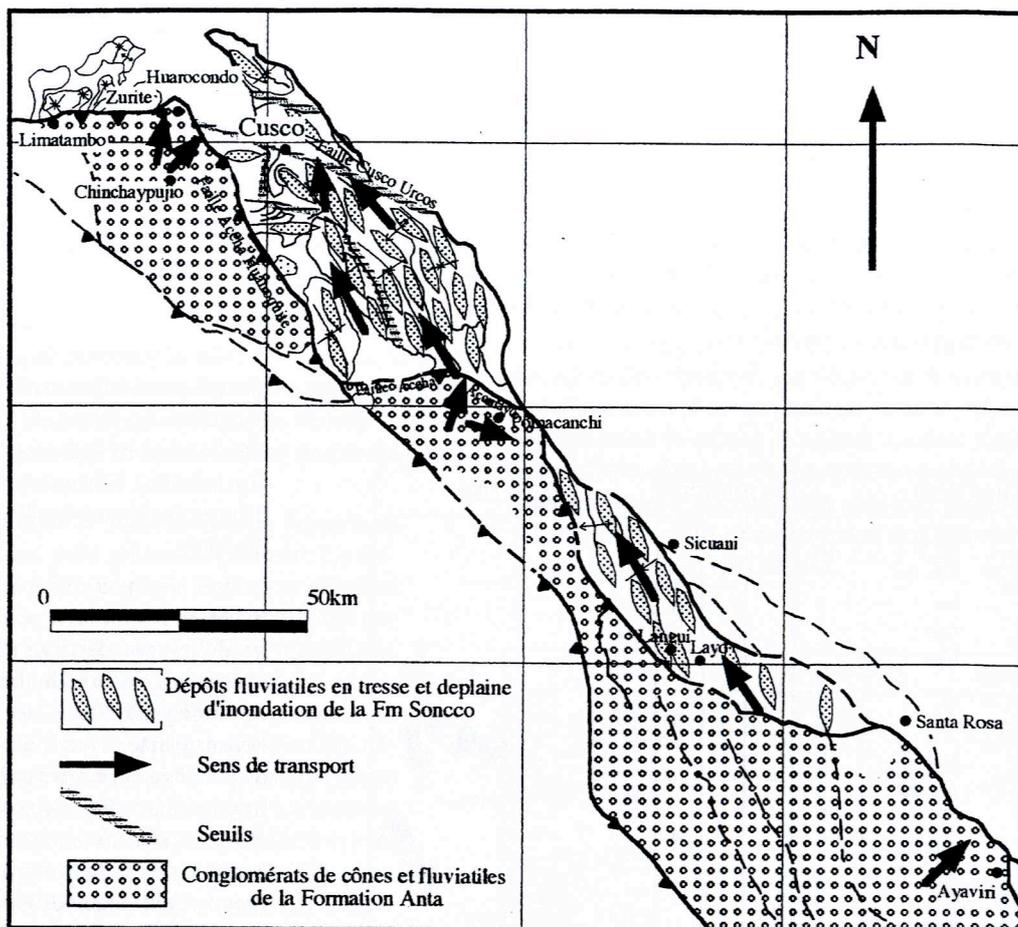


Fig. 71.— Schéma paléogéographique des Formations Soncco et Anta.

1.3. Comparaison avec d'autres régions (Fig. 72)

1.3.1. Région de Puno

Le Groupe Puno [Cabrera La Rosa et Petersen, 1936; Newell, 1949] consiste en conglomérats, grès et argiles rouges qui affleurent sur l'Altiplano de la région de Puno. Ce groupe inclut des unités allant du Crétacé supérieur jusqu'au Miocène [Palacios *et al.*, 1993]. Après une révision des cartes géologiques d'INGEMMET, de Audebaud [inédit] et de Laubacher [1978], et des reconnaissances rapides, nous savons maintenant que le Groupe Puno ainsi défini comporte la Formations Vilquechico supérieur (Maastrichtien), vraisemblablement la Formation Chilca (Paléocène), et les équivalents des Couches Rouges de l'Éocène-Oligocène, et des séries oligo-miocènes de la région de Cusco.

La série éocène-oligocène présente 3 types de faciès : des conglomérats, des grès et conglomérats, et des grès. Les conglomérats sont formés d'éléments de calcaires, de grès, de quartzites, d'intrusifs et de matériel volcanique. Les affleurements de conglomérats, qui se trouvent der-

rière la faille de Lagunillas-Mañazo, sont surmontés par les coulées volcaniques du Groupe Tacaza, dont la base est datée à 30 Ma [France *in* Palacios *et al.*, 1993]. Nous pensons qu'il s'agit de séries équivalentes à la Formation Anta.

Le Groupe Puno de l'avant-pays de la faille de Lagunillas-Mañazo est composé d'intercalations de grès et de conglomérats. Il peut correspondre à la partie proximale de la série éocène-oligocène de la région de Cusco (Groupe San Jerónimo).

Les affleurements situés au Sud du lac Titicaca sont de faible extension, mais ils passent vers le SE et en Bolivie à une zone où ils présentent une grande extension.

1.3.2. Région d'Ayaviri

Dans la région d'Ayaviri, affleure la Formation Tinajani [Audebaud et Vatin Pérignon, 1974] qui repose en contact faillé sur les Couches Rouges, vraisemblablement d'âge éocène-oligocène.

Les Couches Rouges d'Ayaviri se sont déposées dans un petit bassin d'une trentaine de km de long, situé entre la faille d'Ayaviri au Nord, et un affleurement des roches paléozoïques au Sud. Le bassin, de forme rhomboédrique, a été rempli par des grès rouge violacé, d'origine fluviale, présentant des structures de type *slumps*, et des discordances progressives. Ces dépôts seraient équivalents au Groupe San Jerónimo de la région de Cusco.

La Formation Tinajani est composée de trois séquences ou membres [Audebaud et Vatin Pérignon, 1974]. Le membre inférieur (Tinajani inférieur volcanique) est caractérisé par la présence de conglomérats de cônes alluviaux et d'intercalations volcaniques. Le membre moyen (Formation Tinajani inférieur), essentiellement lacustre, est composé d'argiles rouges et de niveaux calcaires. Le membre supérieur (Formation Tinajani supérieur) consiste en conglomérats et grès rouges d'origine fluviale. Cette dernière séquence montre des discordances progressives. La base du membre supérieur a été datée entre 29 et 27 Ma [Bonhomme *et al.*, 1985]. La Formation Tinajani peut être hypothétiquement considérée comme un équivalent latéral de la Formation Anta.

1.3.3. Bolivie

Le Cénozoïque de Bolivie est caractérisé par des séries détritiques continentales. Il peut être divisé en quatre grandes séquences différentes, marquant chacune un changement dans le régime tectonique. L'Altiplano s'est individualisé et structuré durant le dépôt de ces mégaséquences sédimentaires.

La Mégaséquence éocène-oligocène inférieur (Fig. 72) débute avec les grès de la Formation Cayara qui reposent en discordance érosive, localement angulaire, sur la Formation Santa Lucia [Paléocène ; Marocco *et al.*, 1987]. La mégaséquence se poursuit par la formation Potoco (appelée aussi Formation Tiahuanacu), qui commence généralement par des argiles, des évaporites et des grès rouges, et évolue vers des termes de plus en plus conglomératiques. L'épaisseur maximale est de l'ordre de 5000 m dans le synclinal de Turco-Rosapata [Rochat, com. pers.]. Des mesures radiométriques effectuées dans les fa-

ciés supérieurs de cette formation ont donné des âges de 29.2 ± 0.8 Ma et 29.6 ± 0.8 Ma [Swanson *et al.*, 1987]. L'âge de la base de la Formation Cayara est estimé à 58.2 Ma, cette âge étant proposé à partir de la magnétostratigraphie et de corrélations [Sempere *et al.* 1997].

1.3.4. Le Bassin Pisco Est

C'est un bassin d'avant-arc situé entre la Cordillère Occidentale et la Chaîne Côtière. Il est l'équivalent septentrional marin du bassin Moquegua. Les dépôts reconnus dans ce bassin ont été subdivisés en 3 formations, Paracas, Caballas (Fig. 72) et Pisco. La Formation Paracas [Petersen, 1954 ; Newell, 1956 ; Rüegg, 1956] est composée de 600 m de grès et d'argiles intercalés avec des calcaires et tufs remaniés. Elle contient des fossiles de l'Éocène supérieur et de l'Oligocène inférieur [Macharé *et al.*, 1986]

1.3.5. Le Bassin Moquegua

Le Bassin Moquegua est un bassin d'avant-arc à remplissage continental, situé sur le piémont pacifique des Andes Centrales, entre la Chaîne Côtière et la Cordillère Occidentale [Marocco *et al.*, 1985]. Dans ce bassin, large de 60 km environ et allongé parallèlement à la fosse océanique sur près de 800 km (jusqu'au Chili), se sont déposés les sédiments continentaux de la Formation Moquegua [Adams, 1906]. Le remplissage s'effectue en deux étapes successives traduisant des régimes géodynamiques différents. La série inférieure (Moquegua inférieur) est séparée de la série supérieure (Moquegua supérieur) par une discordance angulaire (Fig. 72).

Dans l'ensemble du bassin Moquegua, la partie inférieure du remplissage est constituée par des sédiments détritiques continentaux relativement fins, de couleur rouge.

| | | ETAGES EVEN. TECT. | Côte Pacifique | Cordillère Occidentale | Cusco | Bolivie | Nord Pérou | Bassin Nord-oriental |
|-----------|---------|---|--|--|--------------------------------|--------------------------------------|--|-------------------------|
| MIOCENE | INF. 20 | BURDIGALIEN Quechua | Caballas Camana Moquegua sup. Huayllillas | Tacaza | Punacancha Tacaza | Coñiri Kollu Kollu Berenguela | Sambimera supérieur | Chambira |
| | 23 | AQUITANIEN | | | | | | |
| OLIGOCENE | SUP. | CHATTIEN Quechua | Paracas Moquegua inf. | Picchu Huanca Sichal (Nord Chili) | San Jerónimo Soncco Anta | Tiwanacu Potoco | Sambimera inférieur | Pozo |
| | 28 | STAMPANIEN | | | | | | |
| EOCENE | 33 | PRIABONIEN | Toquepala | Icanche (Nord Chili) | San Jerónimo Kayra | Tiwanacu Potoco inf. | Sambimera inférieur | Pozo |
| | 37 | BARTONIEN | | | | | | |
| | 40 | Inca | | | | | | |
| | 46 | LUTETIEN | | | | | | |
| PALEOCENE | 53 | YPRESIEN | Toquepala | Icanche (Nord Chili) | Chilca Quirque | Potoco inf. Cayara Santa Lucia | Rentema | Basal Pozo |
| | 59 | THANETIEN OU SELADIEN Inca | | | | | | |
| | 65 | DANIEN Laramien | | | | | | |
| CRETACE | | MAASTRICHTIEN | Uchurca | Puquín | El Molino | Fundo el Triunfo | Casa Blanca Huchpayacu Cachiyacu Vivian | |

FIG. 72.— Corrélations des Formations Paléogène-Oligocène.

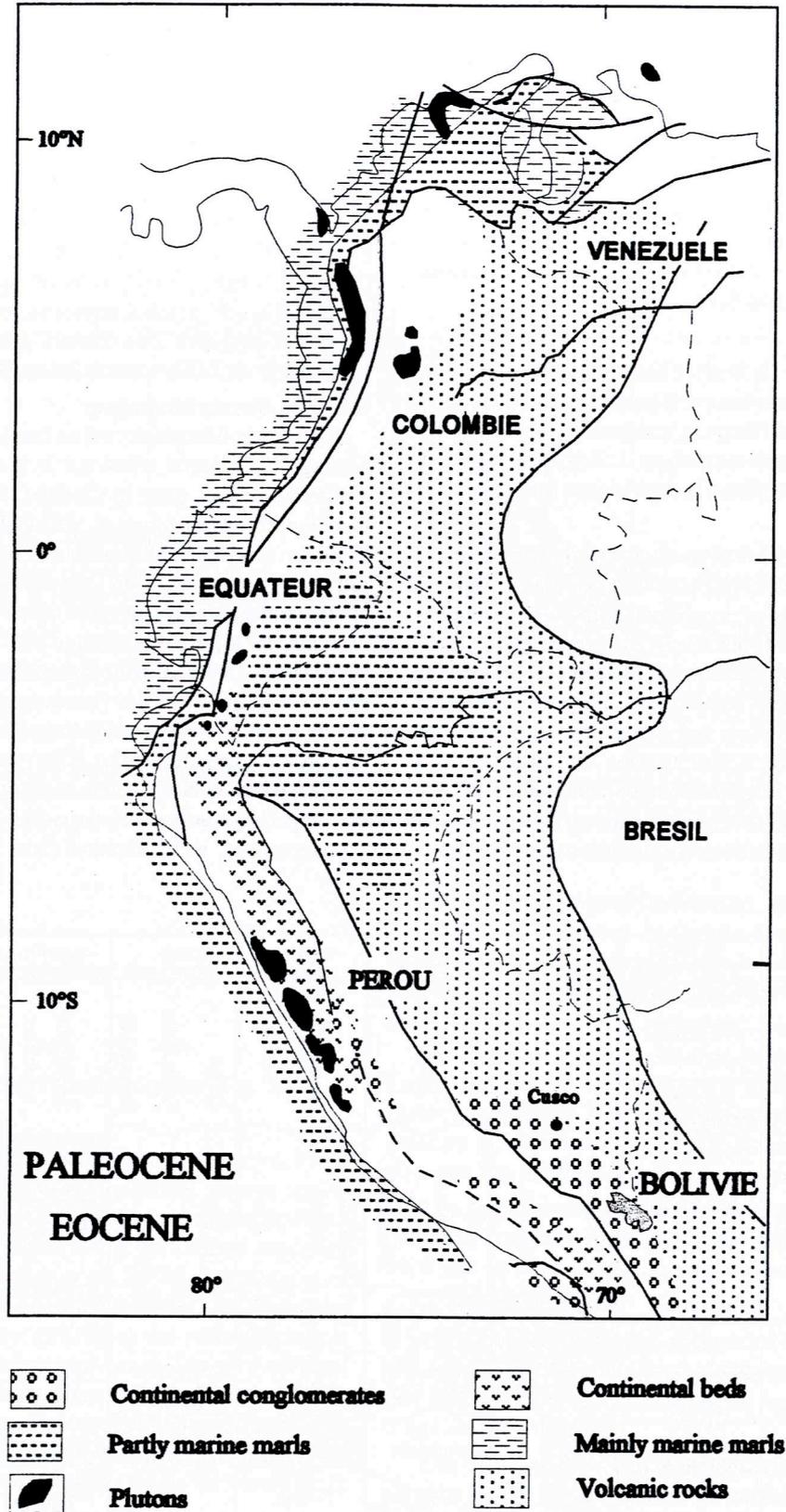


Fig. 73.— Schéma paléogéographique des Andes pendant le Paléocène-Eocène.
[D'après Jaillard *et al.*, 1995].

Ils ennoient souvent des paléoreliefs taillés dans des terrains plus anciens (précambriens, mésozoïques et paléocènes), témoins d'une ancienne topographie postérieure à une crise tectonique de l'Éocène moyen-supérieur. L'âge de la Formation Moquegua inférieur, estimé par corrélations stratigraphiques, est compris entre les crises tectoniques Inca 1 et Quechua 0, et serait donc éocène supérieur-oligocène inférieur. La Formation Moquegua inférieure a été divisée en trois membres [Marocco, 1984]. Le membre inférieur (≈ 50 m) est composé de conglomérats de cônes alluviaux qui passent à des grès fluviatiles. Le membre moyen (≈ 100 m) est composé de séquences fluviatiles conglomératiques, qui deviennent rapidement gréseuses et silteuses. Les paléocourants sont vers l'Ouest et le Sud-Ouest. Le membre supérieur (50-120 m) se caractérise par des dépôts palustres et lacustres. La Formation Moquegua inférieur correspond au remplissage d'une dépression en régime de calme tectonique [Marocco, 1984].

La série supérieure correspond à une étape de sédimentation ultérieure (voir plus loin).

1.3.6. Le Bassin Pichu (Cordillère Occidentale du Sud du Pérou)

Le Bassin Pichu est centré sur la Cordillère Occidentale du Sud du Pérou, et son remplissage est volcano-sédimentaire [Marocco et Del Pino, 1966]. La Formation Pichu repose en discordance angulaire sur les terrains mésozoïques et est également recouverte en discordance angulaire par la Formation Tacaza (Fig. 72) dont la base a été datée à 26,9 Ma [Audebaud *et al.*, 1979]. La Formation Pichu serait donc d'âge éocène supérieur-oligocène inférieur. La partie inférieure de la série est constituée par environ 1000 m de sédiments fluviatiles grossiers et de coulées boueuses, intercalés de tufs ignimbritiques, de coulées de laves andésitiques et de brèches volcaniques. La partie supérieure, épaisse de 400 à 500 m, est lacustre (grès fins, silts, argiles) et comporte de nombreux niveaux de laves et de tufs rhyolitiques [Marocco et Del Pino, 1966].

1.3.7. Pérou Nord

Dans le Nord du Pérou (bassin de Bagua), les membres inférieur et supérieur de la Formation Sambimera sont séparés par une lacune stratigraphique de 10 à 15 Ma, incluant l'intervalle éocène supérieur-oligocène basal (Fig. 72). Cette lacune n'est pas expliquée, puisqu'on n'observe pas de discordances ou d'érosions sur le terrain [Naeser *et al.*, 1991]. Elle pourrait résulter d'un soulèvement important, lié à la crise tectonique de l'Éocène moyen à supérieur [Naeser *et al.*, 1991].

1.3.8. Bassin oriental

Dans le bassin Oriental, la période comprise entre l'Éocène supérieur et l'Oligocène inférieur correspond à une lacune sédimentaire, puisque les dépôts de la Formation Chambira (Oligocène supérieur) surmontent directement la Formation Pozo (Éocène moyen-supérieur) (Fig. 72).

1.3.9. Arequipa

Dans la région d'Arequipa, la Formation Huanca [Jenks, 1948] repose en discordance angulaire sur les formations mésozoïques, et sur la Formation Uchurca [Vicente *et al.*, 1979]. Elle est constituée de plus de 1000 m de conglomérats, de couleur rouge, à intercalations gréseuses d'origine fluviatile. Les galets des conglomérats sont des grès, des quartzites et des calcaires qui proviennent de l'érosion des formations Yura et Arcurquina; leur taille maximale est de 0,30 m [Vicente *et al.*, 1979]. La Formation Huanca est attribuée à l'Éocène supérieur-Oligocène inférieur (Fig. 72) en raison de sa position sous la Formation Tacaza de l'Oligocène supérieur [Vicente *et al.*, 1979].

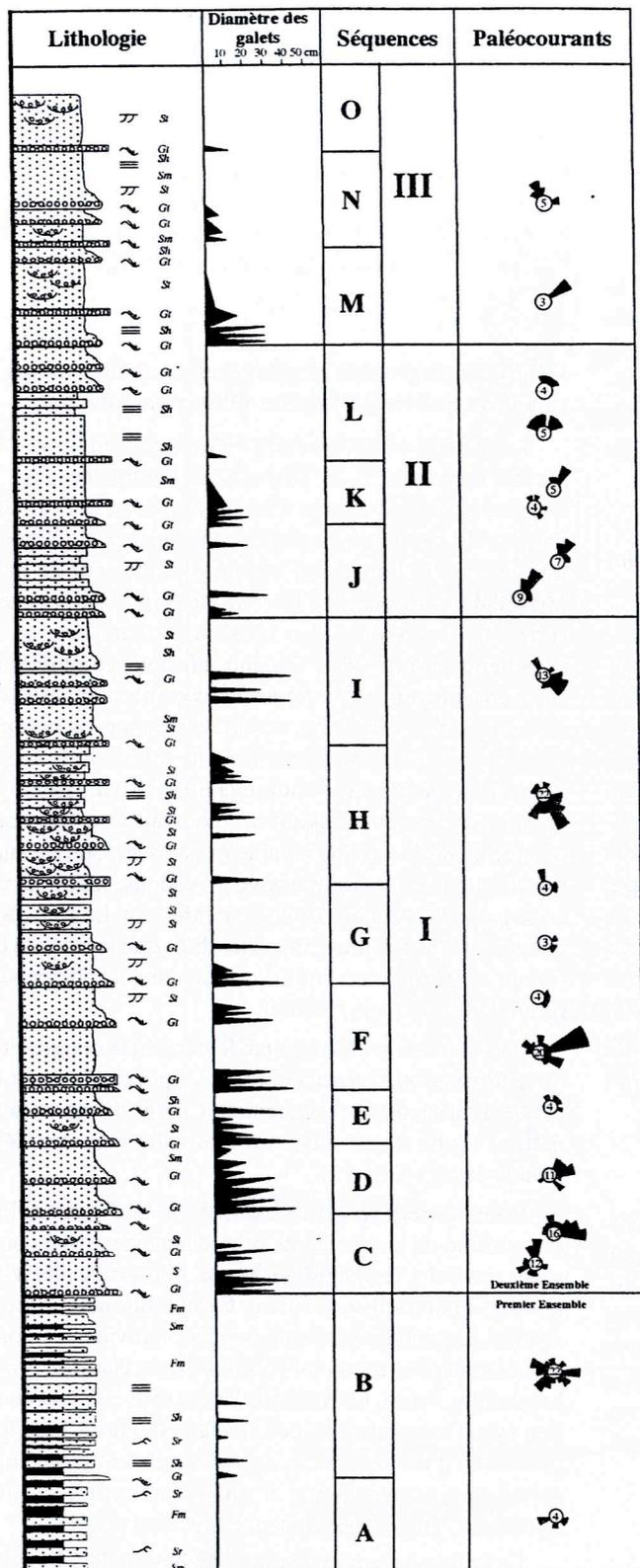
1.4. Paléogéographie et géodynamique du Sud du Pérou et de Bolivie à l'Éocène-Oligocène inférieur

La période comprise entre l'Éocène inférieur et l'Oligocène inférieur (53-29 Ma) est très contrastée (Fig. 73). On distingue un domaine d'avant-arc, avec la Formation Paracas du bassin de Pisco (Éocène supérieur-Oligocène inférieur) et la Formation Moquegua inférieur du bassin Moquegua (attribuée à l'Éocène supérieur-Oligocène inférieur). Le création des bassins d'avant-arc, et leur subsidence à la fin de l'Éocène inférieur et au début de l'Éocène moyen, est interprétée comme contemporaine d'un régime en extension, et suit de peu la crise compressive du Paléocène supérieur-Éocène inférieur, le long de l'ensemble de la marge andine [Jaillard *et al.*, 1997c]. La création de bassins d'avant-arc pourrait être une conséquence différée de l'importante érosion tectonique survenue durant la crise compressive précédente, dans ce cas la crise paléocène supérieur-éocène inférieur. La subsidence des zones d'avant-arc n'interviendrait que lorsque la contrainte compressive aurait diminué dans la plaque supérieure [Jaillard *et al.*, 1997c].

Dans la région d'Arequipa, le dépôt des conglomérats de la Formation Huanca (Éocène-Oligocène?) serait lié à la réactivation du chevauchement Cincha-Lluta, et la Formation Pichu serait aussi un équivalent de ces dépôts (avant-pays?) (Fig. 72).

Dans les régions de Cusco-Sicuani et d'Ayaviri-Puno, l'apparition de mouvements décrochants dextres à composante normale, le long d'accidents régionaux NNW-SSE (Accha-Huanoquite-Ccorca, Cusco-Sicuani, Sicuani-Ayaviri, Lagunillas-Mañazo), permet l'individualisation des dépressions d'orientation NW-SE (Cusco, Sicuani, Ayaviri, Lagunillas, Puno). Le bassin de Zurite (NE-SW) est en relation avec l'accident E-W de Limatambo-Zurite, dont le déplacement a été sénestre. L'apparition de ces mouvements serait une conséquence d'un événement tectonique transtensif, vraisemblablement entre 53 et 46 Ma.

Le bassin Anta correspond à un bassin développé derrière le grand accident en forme de baionnette : Abancay-Zurite et Accha-Huanoquite, Accha-Acomayo-Marcaconga et Pomacanchis-Languí, Layo et Santa Rosa-Ayaviri et Ayaviri-Calapuja.



Cet accident en escalier se serait structuré avant le dépôt de la Formation Anta (53-46? Ma), et aurait contrôlé les bassins décrochants des Couches Rouges, développés entre la bordure NE du Bassin Occidental mésozoïque et le seuil Cusco-Puno. La Formation Anta se serait déposée dans un bassin décrochant à l'arrière de ce grand accident. Ce bassin décrochant marque la déformation en compression des anciens bassins sur décrochement des Couches Rouges San Jerónimo, maintenant bassin d'avant-pays. Cette déformation commencerait à environ 43 - 42 Ma et serait en relation avec la crise tectonique Inca 1.

L'activité volcanique semble associée à l'étape compressive, puisqu'elle atteint son maximum dans les parties supérieures des Formations Soncco et Anta. Cependant, la partie sommitale du remplissage des bassins montre un retour à des faciès distaux, suggérant la diminution, voire la disparition, de l'activité volcanique, le ralentissement de l'activité tectonique et l'apparition d'un volcanisme alcalin (≈ 29 Ma).

En Bolivie, la mégaséquence éocène-oligocène inférieur, qui débute avec les grès de la Formation Cayara (Paléocène) se poursuit par la Formation Potoco ou Formation Tiahuanacu. Cette mégaséquence se serait déposée dans des bassins décrochants et d'avant-pays du chevauchement CALP-SKF [Sempere, 1990]. Celui-ci serait une prolongation des grands accidents situés sur la bordure NE du bassin occidental mésozoïque du Sud du Pérou.

Fig. 74.- Coupe stratigraphique de la Formation Punacancha, levée à Airacalle-Anyarate. [Modifié d'après Chavez *et al.*, 1992].

Dans le Nord du Pérou (bassin de Bagua), la Formation Sambimera montre une lacune stratigraphique de 10 à 15 Ma (Éocène supérieur-Oligocène basal). Cette lacune existe aussi dans le bassin Oriental. Elle a été interprétée comme le résultat d'un soulèvement important, lié à la crise tectonique Inca 1 de l'Éocène moyen à supérieur.

2. L'OLIGOCÈNE SUPÉRIEUR - MIOCÈNE INFÉRIEUR

La Formation Punacancha repose en concordance, ou en légère discordance angulaire, sur la Formation Soncco, et n'affleure qu'au Sud-Est de la ville de Cusco, derrière la ligne de crête des Serranías de Vilcacongá, entre Punacancha et le Nord de Acomayo (Bassin Punacancha) (Fig. 57). Elle avait été considérée comme d'âge paléocène [Córdova, 1986], ou éocène [Chávez *et al.*, 1994]. La Formation Punacancha est recouverte en discordance angulaire par la Formation Paruro (Miocène supérieur) (Fig. 58).

2.1. La Formation Punacancha

Le bassin Punacancha, où la Formation Punacancha s'est déposée, est un petit bassin isolé d'une longueur de 45 km sur 2 à 12 km de large. Le bassin, rhomboédrique, est allongé selon un axe NW-SE (Fig. 57).

2.1.1. Lithologie et milieu de dépôt

La Formation Punacancha présente deux ensembles séparés par une discordance d'érosion (Figs. 74 et 75).

L'ensemble inférieur (440 m) : Sa partie inférieure est constituée d'argiles et de silts rouges (Fm), caractéristiques d'un milieu de plaine d'inondation, intercalés avec de minces niveaux de grès fins à ripples (Sr), attribués à des dépôts de levées. La partie supérieure est composée de grès massifs (Sm), de grès conglomératiques (SG) et de microconglomérats (faciès G), qui correspondent à des dépôts fluviaux de chenaux divagants. La partie sommitale présente un niveau de tuf volcanique de 1 à 3 m d'épaisseur, qui montre une grande continuité latérale.

Les paléocourants mesurés à Araicalle indiquent des sens de transport vers le Sud (Fig. 74).

L'ensemble supérieur (1265 à > 5000 m) : Cette unité est représentée par des bancs grossiers de grès massifs (Sm), et de grès à laminations horizontales (Sh) et à laminations obliques en auge (Sx). À la base de ces bancs, on peut trouver des conglomérats (G), ou des grès conglomératiques (SG). Les faciès de grès très fins à ripples (Sr) et de pélites (Fm) sont rares. Les faciès G, Sh, Sm et Sx, forment des séquences élémentaires grano-décroissantes, suggérant une origine fluviale de réseaux en tresse. L'analyse des faciès indique que le deuxième ensemble de la Formation Punacancha correspond à un réseau fluvial hautement tressé et progradant. Les paléocourants, obtenus à Araicalle et à San Juan de Quihuas, indiquent que les zones d'alimentation se trouvaient au SW (Fig. 74 et 75).

2.1.2. Age

La Formation Punacancha est postérieure au Groupe San Jerónimo (Éocène à Oligocène inférieur), et antérieure à la Formation Paruro (Fig. 58). Dans une coupe où affleurent les 3 unités, les tufs du sommet du Groupe San Jerónimo ont été datés par K/Ar sur plagioclases à 29.9 ± 1.4 Ma [Carlotto *et al.*, 1995], et les tufs de la base de la Formation Paruro donnent un âge K/Ar sur biotites de 10.1 ± 1.1 Ma [Sernageomin-Chili pour Carlotto, inédit]. En conséquence, l'âge de la Formation Punacancha est compris entre ces deux âges, c'est à dire entre la fin de l'Oligocène inférieur et le Miocène inférieur.

Des analyses palynologiques, à la base du premier ensemble, n'ont malheureusement fourni que des espèces à répartition stratigraphique étendue [PetroPerú]. Des datations par traces de fission du niveau volcanique de la base de la formation sont actuellement en cours au Muséum National d'Histoire Naturelle [Paris]. Des essais de datation K/Ar sur deux échantillons de roches volcaniques n'ont pas donné de résultats [Sernageomin].

2.1.3. Évolution verticale

Le premier ensemble (A et B de la Fig. 74) constitue une séquence grano- et stratocroissante. Les faciès fins de plaine d'inondation sont progressivement recouverts par un réseau fluvial à chenaux divagants.

Le deuxième ensemble, discordant sur le premier, a été subdivisé en 3 séquences.

La Séquence I du deuxième ensemble (C à I des Fig. 74 et 75), est formée de 7 séquences mineures grano-décroissantes qui, dans l'ensemble, forment une série grano- et stratocroissante. Au niveau de la granulométrie, les clastes les plus gros du conglomérat atteignent 0.50 m. La nature de ceux-ci est principalement volcanique. Il existe aussi des clastes de quartzites, de calcaires, de grès et plus rarement de gypse.

La Séquence II (J à L des Fig. 74 et 75) est composée de 3 séquences grano-décroissantes. La taille maximale des clastes varie de 0.30 m à la base, à 0.10 m au sommet. Par rapport à la Séquence I, la nature pétrographique des clastes est quartzitique, calcaire ou gréseuse. Cette séquence est moins grossière vers le SE.

La Séquence III (M à O des Fig. 74 et 75) commence par un niveau conglomératique (clastes > 0.30 m) et microconglomératique, où prédominent à nouveau les éléments volcaniques. Cette séquence a été divisée en 3 séquences grano- et strato-décroissantes.

La Formation Punacancha présente ainsi trois périodes principales de dépôt.

La première période (premier ensemble) est marquée par l'arrivée en provenance du Nord de sédiments détritiques fins dans une plaine d'inondation. Ceci signifie qu'un relief s'est créé à cette époque au Nord du bassin. La fin de cette période est caractérisée par une activité volcanique.

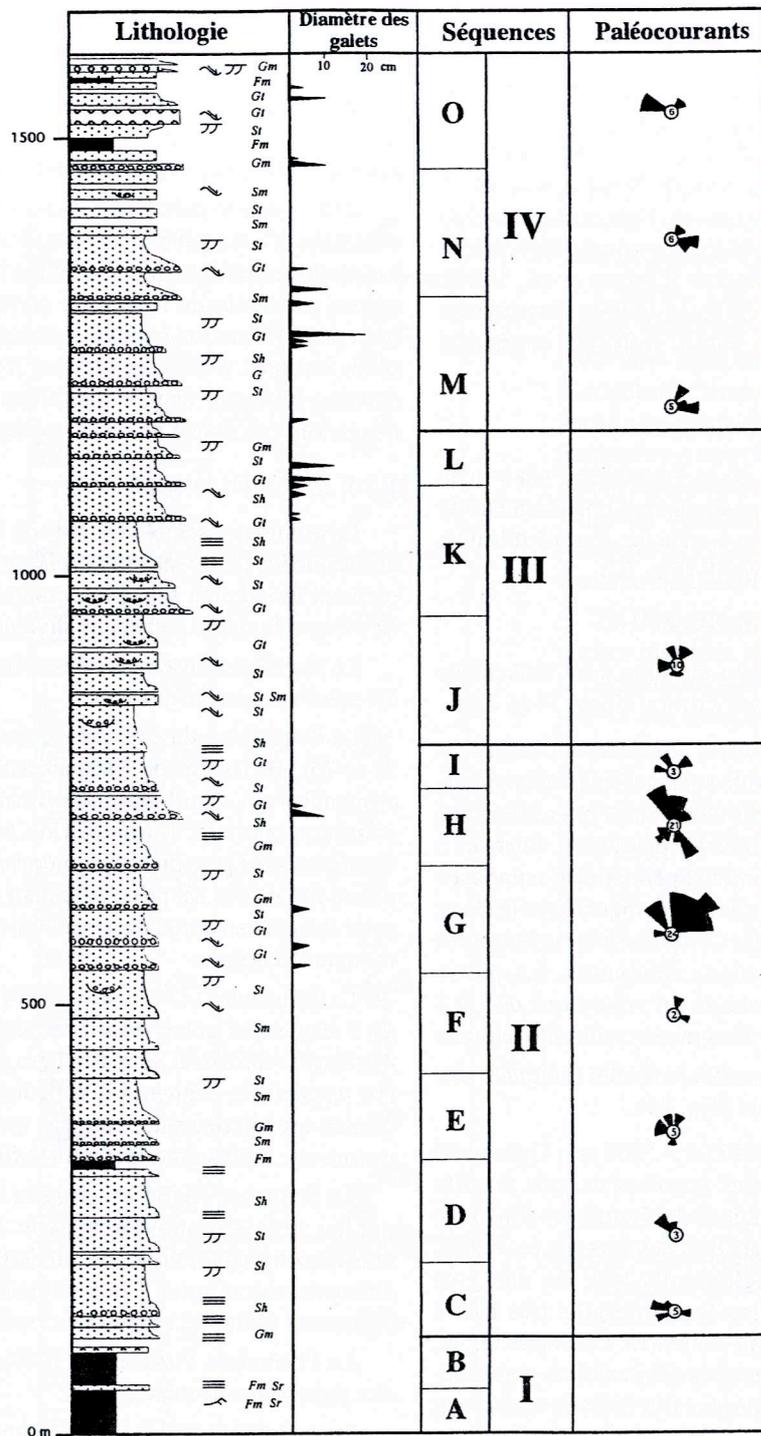
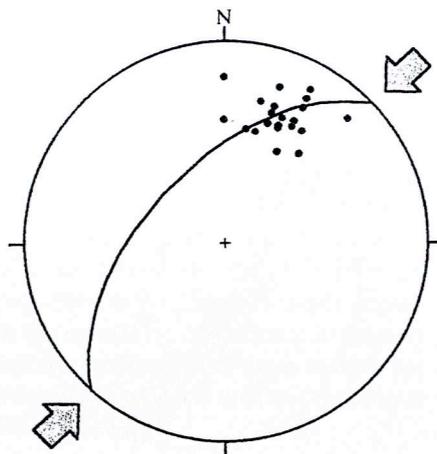
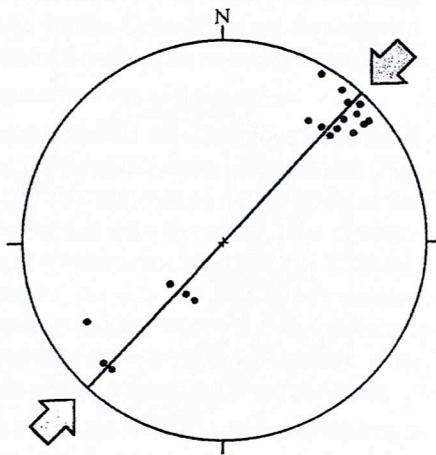


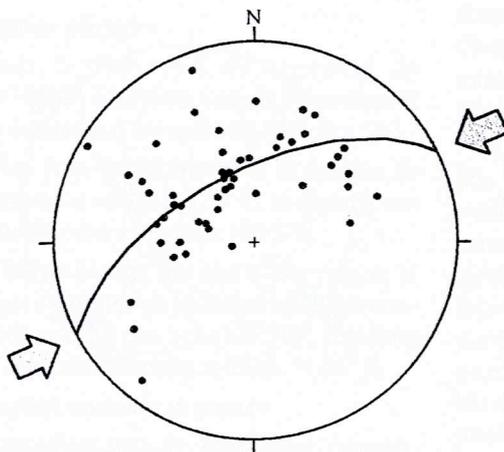
Fig. 75.- Coupe stratigraphique de la Formation Punacancha, levée à San Juan de Quihars. [Modifié d'après Chavez *et al.*, 1992].



Flanc NE du Synclinal de Punacancha
à Punacancha



Synclinal de Punacancha mesuré
à San Juan de Quihuas



Plis dans la Formation Punacancha
au SE d'Andahuaylillas

Fig. 76.- Analyse de la déformation plicative de la Formation Punacancha.

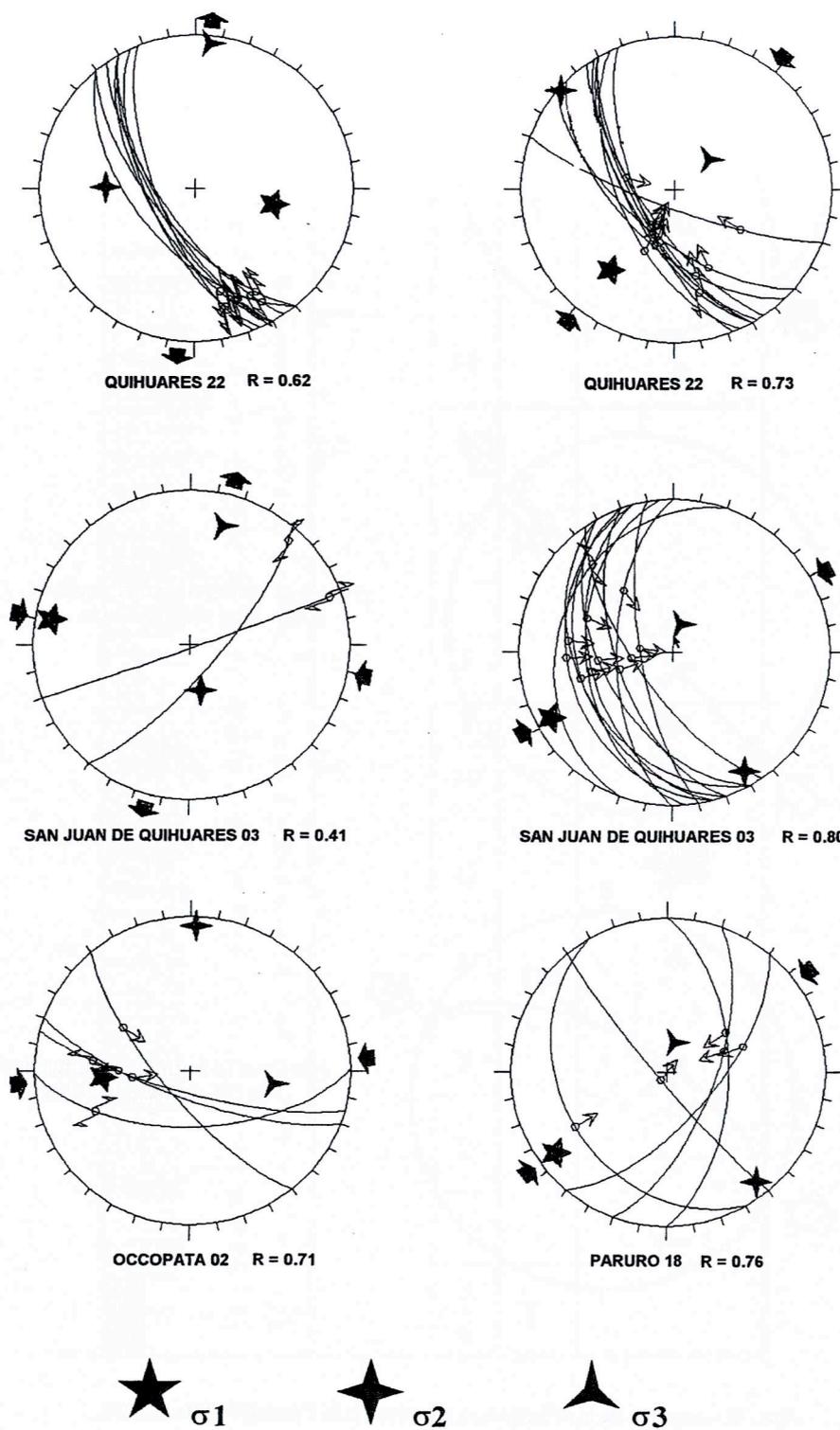


FIG. 77.- Diagrammes d'analyses microtectoniques dans la Formation Punacancha.

microconglomératique, où prédominent à nouveau les éléments volcaniques. Cette séquence a été divisée en 3 séquences grano- et strato-décroissantes.

La Formation Punacancha présente ainsi trois périodes principales de dépôt.

La première période (premier ensemble) est marquée par l'arrivée en provenance du Nord de sédiments détritiques fins dans une plaine d'inondation. Ceci signifie qu'un relief s'est créé à cette époque au Nord du bassin. La fin de cette période est caractérisée par une activité volcanique.

Au cours de la seconde période, représentée par les Séquences I, II et le début de la Séquence III, les rivières à galets (fluviale proximal) arrivent dans le bassin depuis le SW et le Sud, et recouvrent en discordance le premier ensemble. Ce changement paléogéographique, marqué par une discordance d'érosion, est lié à la création tectonique de reliefs au S et SW du bassin.

La troisième période (partie sommitale de la Séquence III) est marquée par un retour à des faciès plus ou moins fins (distaux) dans le bassin. Cette phase de comblement correspond probablement à un retour au calme tectonique.

2.1.4. L'activité tectonique synsédimentaire

Le bassin Punacancha est déformé en un synclinal d'axe NW-SE, dont le flanc NE tourne brusquement (Fig. 57). A ce niveau, des plis mineurs se développent et les épaisseurs sont maximales (dépôt-centre). Ces changements de direction et d'épaisseurs (de 1500 à > 5000 m), sur de faibles distances, peuvent être interprétés comme dus à une tectonique synsédimentaire. La discordance, observée entre le premier et le deuxième ensemble, s'interprète comme une possible discordance progressive.

Pour l'étude de l'évolution tectono-sédimentaire on a fait l'analyse structurale du bassin et des structures qui l'ont contrôlé.

2.1.4.1. La déformation plicative

Au Nord-Ouest, le flanc NE du synclinal de Punacancha, d'axe N 133° E, affecte toute la formation. Il résulte d'un raccourcissement orienté NE-SW (Fig. 76).

Au niveau de San Juan de Quihuare et Rondocan, le synclinal de Punacancha a un axe N 134° E, indiquant une direction de raccourcissement orientée NE-SW.

Dans la partie SE du bassin, des plis d'axe moyen N 335° E indiquent une déformation plicative syn-sédimentaire. Ils sont plissés suivant des axes NE-SW, résultant d'une direction de raccourcissement orientée N 65° E.

2.1.4.2. La déformation cassante

La faille Anyarate-San Juan de Quihuare, orientée NW-SE, contrôle le bassin Punacancha. Les mesures de paléocourants, notamment du deuxième ensemble, montrent que le bassin était alimenté par des reliefs situés derrière la faille Anyarate-San Juan de Quihuare. La trace cartographique de la faille suggère un fort pendage, et un mouvement inverse. L'analyse microtectonique indique aussi que cette faille a joué en décrochement.

Les mesures microtectoniques pour différentes stations de mesures montrent pour la faille San Juan de Quihuare

les résultats suivants (Fig. 77).

Le site 22 se localise au NW de San Juan de Quihuare. Deux familles successives de microfailles, caractérisant chacune un état de contraintes particulier, ont été identifiées. La première famille correspond à un axe principal de raccourcissement orienté N 101° E, et un axe d'extension N 05° E (Fig. 71). La seconde famille caractérise une compression, avec un axe principal de raccourcissement de direction N 48° E (Fig. 77).

Le site 03 est situé à San Juan de Quihuare sur la faille de même nom. Deux familles ont été reconnues établissant une chronologie relative. La première famille correspond à un état de contraintes caractérisé par un axe principal de raccourcissement N 100° E et un axe d'extension N 15° E. La seconde famille indique un axe principal de raccourcissement de direction N 61° E (Fig. 77).

Le site 02 Occopata, situé sur la terminaison NW de la faille, révèle une famille correspondant à un axe principal de raccourcissement orienté N 85° et un axe d'extension N 02° E (Fig. 77).

Le site 18 est localisé à Misquiunuyoc, dans la Formation Puquín. Cette dernière est répétée par la faille Anyarate-San Juan de Quihuare, qui affecte aussi la partie supérieure de la série de remplissage. Il révèle une seule famille de microfailles, résultant d'une compression caractérisée par un axe principal de raccourcissement orienté N 53° E (Fig. 77).

2.1.4.3. Interprétations

L'analyse microtectonique a mis en évidence l'existence d'un premier régime tectonique, caractérisé par un axe principal de raccourcissement orienté ENE-WSW à E-W (N 85° à N 101° E). Ce régime implique un mouvement décrochant sénestre le long de la faille San Juan de Quihuare, probablement à l'origine de l'apparition d'une zone subsidente, correspondant au futur bassin Punacancha. Ce mouvement décrochant serait le témoin d'un mouvement transtensif de la faille San Juan de Quihuare, caractérisé par un axe σ_3 de direction N 02° E à N 15° E.

Le raccourcissement d'axe N 43° à N 65° E, responsable du plissement synsédimentaire de la Formation Punacancha, est compatible avec le champ de contraintes caractérisé par un axe principal de raccourcissement de direction N 45° à N 61° E. Ces données indiquent l'existence d'un régime tectonique en compression, caractérisé par un axe principal de raccourcissement de direction approximative NE-SW. Ce régime tectonique est responsable de la création de reliefs au SW du bassin, au moins pendant le dépôt du deuxième ensemble de l'unité. Il peut également expliquer la fermeture du bassin.

En conclusion, l'analyse structurale du bassin Punacancha indique l'existence de deux périodes tectoniques. La première, la plus ancienne, est caractérisée par un mouvement décrochant sénestre le long de la Faille NW-SE de Anyarate-San Juan de Quihuare, permettant probablement l'installation d'une dépression allongée parallèlement à la faille.

La seconde période est marquée par un régime com-

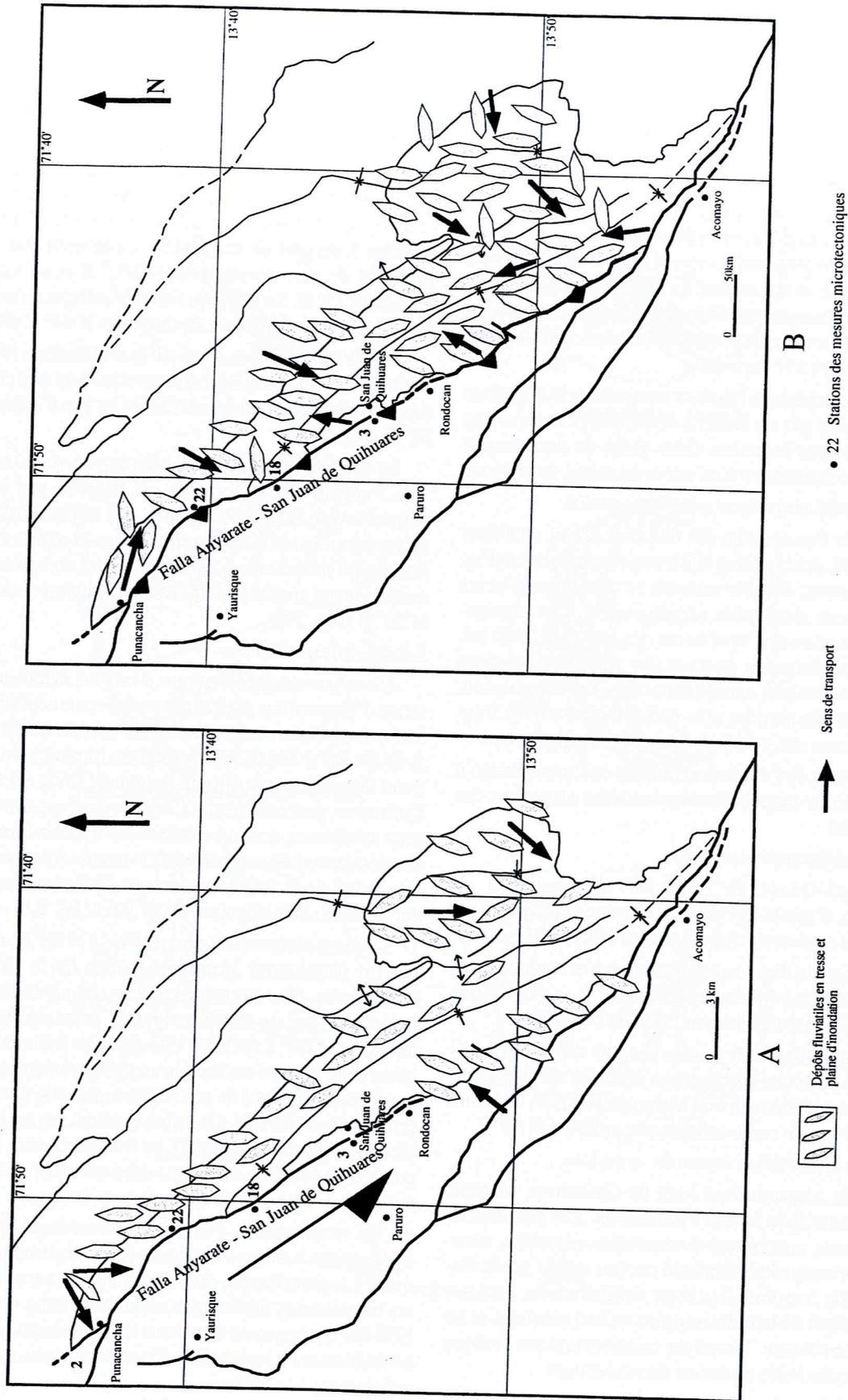


FIG. 78.- Schéma paléogéographique de la Formation Punacancha.
 A : Premier ensemble ; B : Deuxième ensemble.

pressif conduisant au fonctionnement inverse-décrochant de la faille de San Juan de Quihuare, ainsi qu'au soulèvement de reliefs au SW du bassin, alimentant la sédimentation. L'absence de discordance angulaire, et l'existence de discordances progressives, montre que le passage d'une période à l'autre est progressif.

2.1.5. L'activité volcanique contemporaine de la sédimentation

L'abondance des feldspaths et des clastes volcaniques dans les sédiments suggère qu'ils proviennent de l'érosion de reliefs volcaniques, formés antérieurement à la sédimentation. Cependant, quelques observations impliquent aussi l'existence d'un faible volcanisme contemporain du dépôt de la Formation Punacancha. Il s'agit d'un niveau de tuf volcanique, présent au sommet du premier ensemble, et de niveaux à clastes monogéniques déformés par la compaction. Ces niveaux ont été échantillonnés pour datation radiométrique, mais sans résultats positifs. Les roches sont des porphyres andésitiques à phénocristaux de plagioclases, amphiboles (rares) et pyroxènes. Il existe bien quelque biotites, mais celles-ci sont altérées. La hornblende est rare et de petite taille. Les plagioclases sont albitisés et argilisés.

2.1.6. Paléogéographie

Le bassin Punacancha est un bassin continental contrôlé par un décrochement actif au Sud, tandis que la bordure nord paraît relativement stable. Il se caractérise par deux étapes : ouverture et comblement. L'apparition de mouvements décrochants sénestres le long de la faille Anyarate-San Juan de Quihuare-Acomayo, de direction NW-SE, permet l'ouverture du bassin (Fig. 78A). Ces mouvements seraient en relation avec un événement tectonique important, survenant à l'Oligocène supérieur (Quechua 0, 28-26 Ma). Un réseau fluvial divergent, provenant principalement du Nord, s'installe alors. Il serait lié au soulèvement de la bordure nord, et associé à l'apparition d'une activité volcanique.

Un changement paléogéographique est indiqué par l'arrivée depuis le Sud de dépôts fluviaux grossiers (Fig. 78B). Ce changement est accompagné d'une discordance érosive sur la bordure NW du bassin. Cette discordance paraît s'atténuer vers le SE du bassin (dépôt-centre), où les épaisseurs dépassent 5000 m. Il serait lié à une crise tectonique, qui fait progresser des réseaux fluviaux de plus en plus proximaux, et provoque une subsidence très importante au SE du bassin, ainsi qu'un regain de l'activité volcanique. La subsidence serait accompagnée par une montée de diapirs évaporitiques sur la bordure SE du bassin, comme en témoignent la présence de clastes de gypse dans la Séquence I (deuxième ensemble), et les affleurements de calcaires et de gypse qui recourent la bordure SE du bassin. Ensuite, le bassin est caractérisé par le retour à des milieux de plus en plus proximaux (séquence II et III). Le comblement, au sommet de la formation, correspond à un retour au calme tectonique. Bien que la plupart des apports sédimentaires du deuxième ensemble soient originaires du Sud et SW, on trouve aussi des paléocourants vers le Sud, ce qui suggère que la bordure nord du bassin était également active.

2.1.7. Caractérisation du bassin Punacancha

Le bassin Punacancha présente une forme rhomboédrique allongée selon une direction NW-SE, le long de la faille Anyarate-San Juan de Quihuare. Bien que déformé, le bassin Punacancha montre une géométrie de bassin décrochant développé le long d'un décrochement sénestre. Cette interprétation est en accord avec les observations déjà mentionnées et les caractéristiques suivantes : une dimension réduite (45 km sur 2 à 12 km) ; un remplissage de plus de 5000 m, relativement important par rapport à sa taille ; des faciès variés qui changent rapidement ; des apports sédimentaires provenant des deux bordures, mais principalement du Sud ; et une déformation synsédimentaire qui provoque des changements brusques d'épaisseurs et la formation de discordances progressives. Ces caractéristiques permettent de définir le bassin Punacancha comme un bassin décrochant, ouvert par le jeu décrochant sénestre de la faille Anyarate-San Juan de Quihuare, et fermé par le mouvement à composante inverse de la même faille.

2.2. Comparaison avec d'autres régions (Fig. 79)

2.2.1. Altiplano (Pirin)

Le massif de Pirin s'allonge sur une trentaine de kilomètres sur la bordure du lac Titicaca. Il fut rendu célèbre par un petit champ pétrolier et par la présence des petites nappes de chevauchement [Chanove *et al.*, 1969]. Le Groupe Puno de la zone Pirin-Pusi (≈ 1000 m) recouvre les plis couchés et chevauchements affectant les séries mésozoïques. Il s'agit de grès massifs intercalés avec des conglomérats. La série comporte au moins trois horizons d'ignimbrites dont l'épaisseur est de quelques mètres. Près de la base de l'unité (Hacienda Urcunimuni), des charophytes appartenant au genre *Chara* s s, indiquent un âge post-éocène moyen et vraisemblablement oligocène moyen [Grambast, *in* Chanove *et al.*, 1969]. Un tuf de la partie supérieure du groupe (Hacienda Corajachi) a donné un âge K/Ar sur biotites de 15.9 ± 1.3 Ma [Klinck *et al.*, 1988]. Nous considérons donc que les affleurements de la zone Pirin, Pusi, Urcunimuni, Corajachi et Capachica (bassin Pusi-Capachica) appartiennent à un petit bassin oligomiocène, contemporain de la Formation Punacancha (Fig. 79). Le nom de Groupe Puno ne doit donc pas être utilisé pour cette unité.

2.2.2. Cordillère Occidentale et Altiplano Occidental

Les séries sédimentaires du Groupe Puno de la région de Puno (Éocène-Oligocène), ou des formations Huanca et Pichu (Cordillère Occidentale), sont recouvertes en discordance angulaire par une épaisse série volcano-sédimentaire d'environ 800 m d'épaisseur, le Groupe Tacaza. A Arequipa, il comprend 3 unités [Vargas, 1970]. L'unité inférieure est gréseuse, tuffacée et conglomératique ; la partie médiane est essentiellement tuffacée et contient des niveaux ignimbritiques ; l'unité supérieure est formée de laves andésitiques. Les datations radiométriques de ce volcanisme calco-alcalin donnent des âges compris entre 27 et 9 Ma [Sébrier et Soler, 1991].

Le Groupe Tacaza de la bordure nord de la Cordillère Occidentale et de l'Altiplano de la région de Puno (envi-

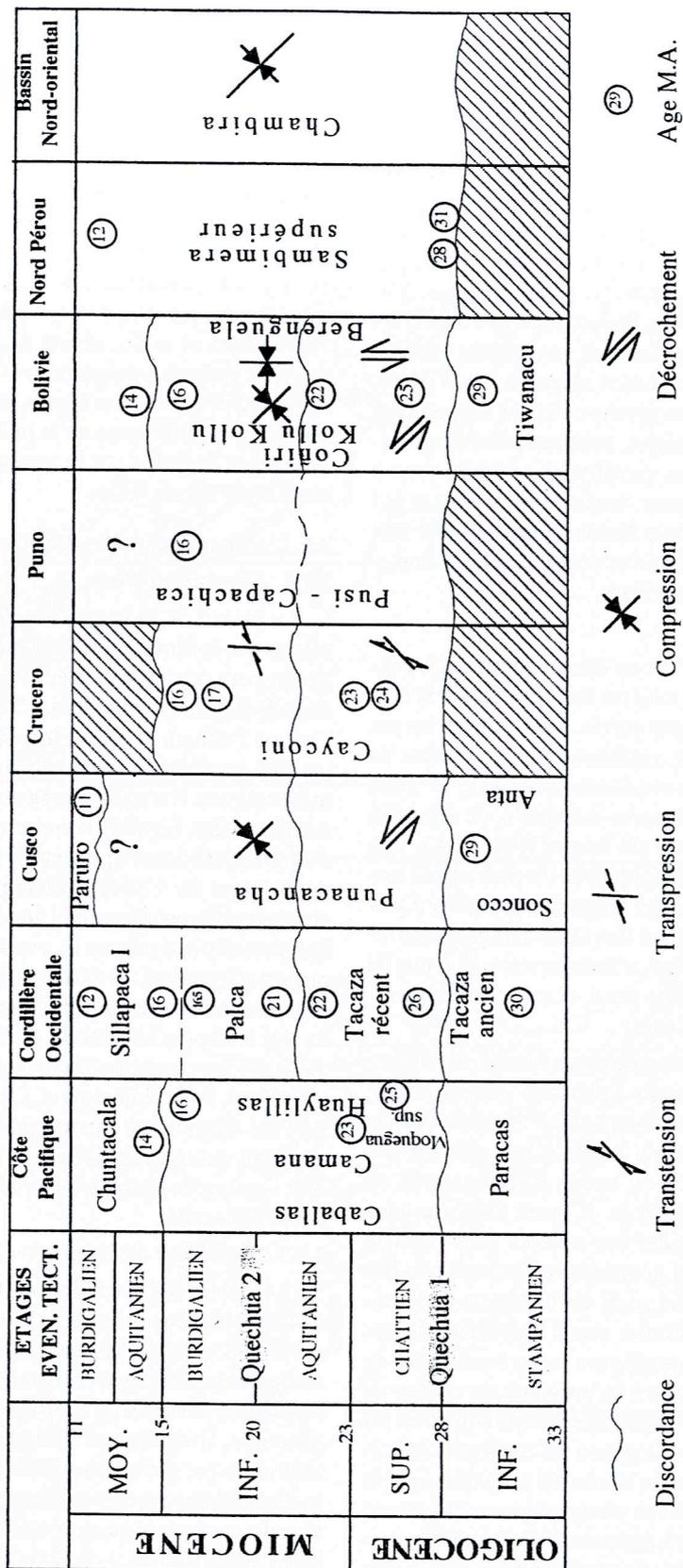


Fig. 79.- Corrélations des Formations Oligocène-Miocène.

rons des failles Mañazo et Calapuja) surmonte les séries méso-cénozoïques. Il est composé de trachyandésites, d'andésites et de tufs rhyolitiques, de composition calco-alcaline (type I). Palacios *et al.* [1993], distinguent une unité «Tacaza ancien» d'âge compris entre 30 et 27 Ma. En effet, la base, datée à 30.21 ± 0.73 Ma [Oligocène moyen, France *in* Palacios *et al.*, 1993], recouvre en discordance angulaire le Groupe Puno (Éocène-Oligocène). Au sud de la mine Tacaza, Palacios *et al.* [1993] décrivent une faible discordance d'érosion intra-Tacaza, d'âge discuté, à 21 Ma pour Palacios *et al.* [1993] et à 26 Ma pour Clark *et al.* [1990]. Cette discordance sépare le «Tacaza ancien» du «Tacaza récent». Le Groupe Tacaza «récent» est daté entre 26 et 22 Ma [Oligocène terminal - Miocène basal ; Klinck *et al.*, 1986 ; Clark *et al.*, 1990].

Le Groupe Palca est composé de tufs et dacites calco-alcalines (type I) qui surmontent en discordance le Groupe Tacaza [Clark *et al.*, 1990 ; Palacios *et al.*, 1993]. La base du groupe est datée à 21.59 ± 0.88 [Ar/Ar sur biotite ; Clark *et al.*, 1990] et le sommet à 16.5 Ma [Klinck *et al.*, 1986 ; Clark *et al.*, 1990] indiquant un âge de la partie supérieure du Miocène inférieur.

Le Groupe Palca est suivi en concordance par le volcanisme du Groupe Sillapaca (16 à 7 Ma, Miocène moyen-début Miocène supérieur) qui est composé de dacites et tufs calco-alcalins représentant trois grandes périodes effusives : entre 16 et 14 [début Miocène moyen, Clark *et al.*, 1990], 14 et 12 [Miocène moyen ; Klinck *et al.*, 1986] et 12-7 Ma (fin Miocène moyen - début Miocène supérieur). Toutes ces unités volcaniques sont faiblement déformées.

Dans la région de Cusco, le Groupe Tacaza et les séries équivalentes n'affleurent que dans la zone située à l'Ouest d'une ligne Pomacanchis-Ayaviri-Puno.

2.2.3. Bassin Moquegua

La Formation Moquegua supérieure correspond à la dernière étape de remplissage du Bassin Moquegua; elle repose en discordance localement angulaire sur le Moquegua inférieur [Marocco, 1994].

La Formation Moquegua supérieur (> 500 m) est composée de sédiments palustres et lacustres fins, dans lesquels s'intercalent des venues conglomératiques très grossières et des niveaux de tufs volcaniques [Marocco, 1984]. Les sédiments palustres et lacustres passent à des conglomérats grossiers, caractérisant des environnements de cônes alluviaux ou fluviaux. Des intercalations marines sont localement présentes dans le bassin. Les passées de tufs volcaniques sont de plus en plus nombreuses vers le haut de la série, annonçant l'important épisode volcanique explosif Huaylillas (Oligocène supérieur et Miocène inférieur), épais de plusieurs centaines de mètres, qui succède au Moquegua supérieur.

La Formation Moquegua supérieure est postérieure à un épisode tectonique, probablement la crise Quechua 0 (28-26 Ma, Oligocène supérieur). Elle est recouverte par le volcanisme Huaylillas, dont la base est datée entre 25 et 23 Ma [Noble *et al.*, 1979 ; Sébrier *et al.*, 1988]. Un niveau de tuf volcanique a donné un âge K/Ar sur plagioclases

de 25.5 ± 1 Ma et sur biotites de 24.5 ± 0.8 [Noble *et al.*, 1985]. La Formation Moquegua supérieure a donc un âge compris entre 27-26 et 23 Ma, ce qui correspond à l'Oligocène supérieur.

2.2.4. Bassin d'avant-arc externe

Le bassin Camana occupe une position externe par rapport au bassin Moquegua. Les affleurements les plus anciens correspondent à la Formation Camana, qui est constituée de 450 m de marnes, grès et calcaires de milieu littoral. La faune étudiée par Pardo [*in* Pecho et Morales, 1969], indique un âge oligocène supérieur-miocène inférieur. La sédimentation marine ne s'est pas étendue vers l'Est, au-delà de la Chaîne Côtière, sauf pendant un court laps de temps où la mer a pénétré de 60 km à l'intérieur des terres dans la région de Ocoña et Cuno Cuno [Mendivil et Castillo, 1960 ; Sébrier *et al.*, 1979]. Les failles NW-SE qui affectent le rebord ouest de la Chaîne Côtière ont dû participer à la subsidence [Lavenu et Marocco, 1984].

Dans le bassin de Pisco, la Formation Caballas est constituée d'argiles et de grès d'origine marine [Oligocène supérieur-Miocène moyen, Macharé *et al.*, 1986 ; Marocco et De Muizon, 1988]. Elle repose en discordance localement angulaire sur la formation Paracas. Cette discordance correspond à une régression consécutive à un événement tectonique, se situant probablement dans l'Oligocène supérieur, et en relation avec la crise tectonique Quechua 0 (28-26 Ma) [Marocco et De Muizon, 1988].

2.2.5. Bassin de Crucero

Le Bassin de Crucero, situé au Nord du lac Titicaca (Cordillère Orientale), a été comblé pendant l'Oligocène et le Miocène par plus de 1000 m de conglomérats d'origine alluviale et d'argiles lacustres de la Formation Caycone [Laubacher *et al.*, 1988]. Celle-ci repose en discordance angulaire sur le Paléozoïque ou sur le Crétacé. Elle est recouverte en discordance par les conglomérats et les argiles du Pliocène. Des roches volcaniques acides et basiques se trouvent intercalées dans la formation. Ces roches ont donné des âges K/Ar entre 25.9 et 15.5 Ma [Laubacher *et al.*, 1988], c'est à dire oligocène supérieur-miocène inférieur (Fig. 79).

La formation du bassin de Crucero serait en relation avec deux événements successifs : extension pendant l'Oligocène supérieur et déformation en décrochements, contemporaine d'un volcanisme au Miocène inférieur [Laubacher *et al.*, 1988].

2.2.6. Bolivie

En Bolivie, la mégaséquence oligo-miocène (2500 m) est représentée par les formations Coñiri, Kollu Kollu, et Berenguela ou Mauri 1 à 5. Le début de cette mégaséquence est marqué par l'apparition de conglomérats. Dans le centre du bassin altiplanique, le passage de la Formation Potoco (Éocène-Oligocène) à la Formation Coñiri est progressif, alors qu'en bordure de la Cordillère Orientale, il correspond à une discordance érosive et localement angulaire, ce qui est interprété comme une discordance progressive [Baby, 1995]. Sur la bordure orientale de l'Altiplano, les conglomérats de la base de la séquence proviennent de la Cordillère Orientale, tandis qu'à

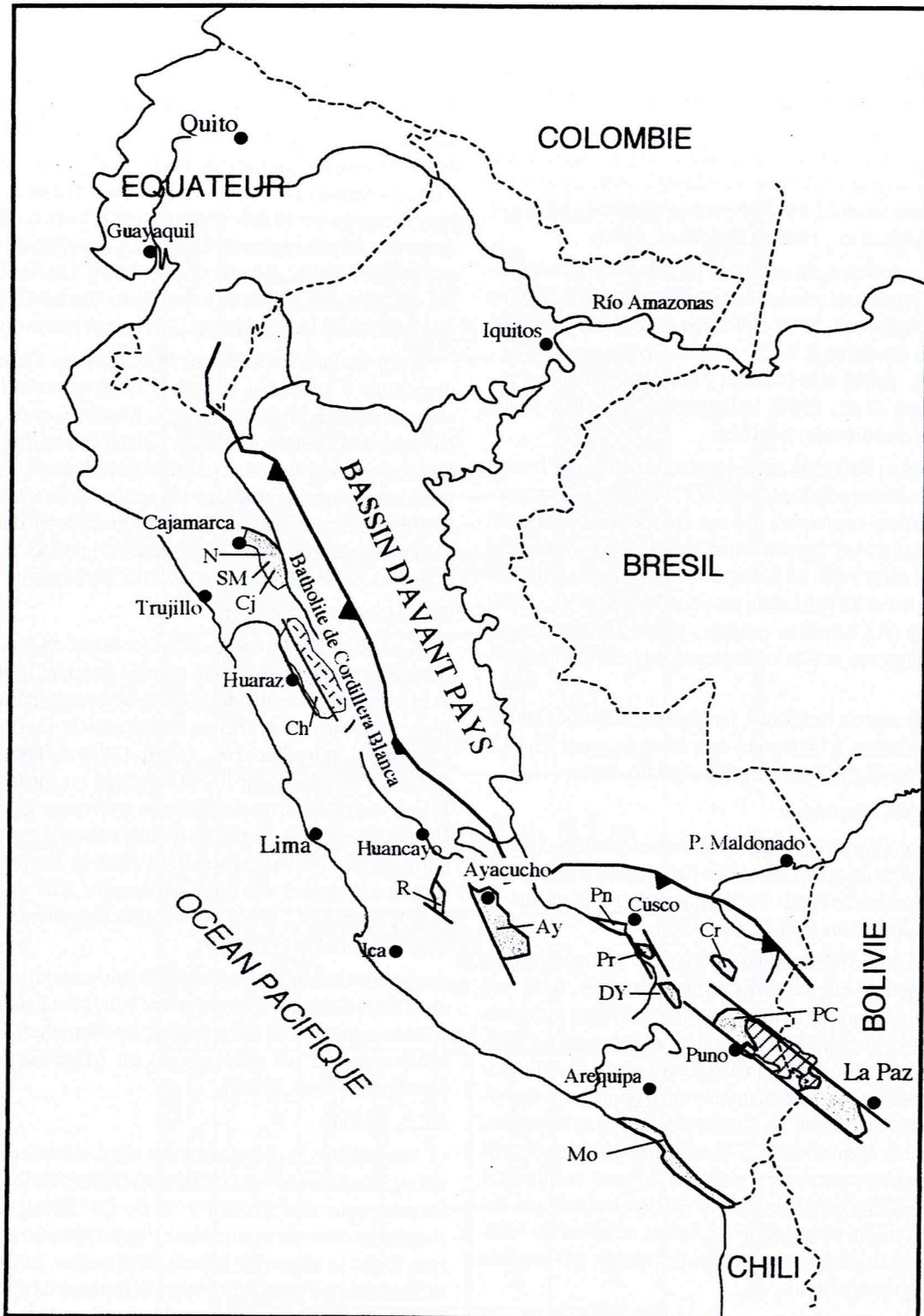


FIG. 80.- Situation des bassins néogènes.

AY : Ayacucho ; Ch : Callejon de Huaylas ; Cj : Cajabamba ; Cr : Crucero ; DY : Descanso-Yauri ; Mo : Moquegua ; N : Namora ; PC : Pusi-Capachica ; Pn : Punacancha ; Pr : Paruro ; R : Rumichaca ; SM : San Marcos.
 [Modifié d'après Marocco *et al.*, 1995].

l'Ouest, les conglomérats équivalents proviennent de la bordure occidentale [Rochat, com. pers.]. Un équivalent de la base de la Formation Coñiri (bassin Mauri) est daté à 25.5 ± 1.7 Ma [Sempere *et al.*, 1990], 25.6 Ma [Everden *et al.*, 1977] et 25.2 ± 1 Ma [Lavenue, 1986], indiquant l'Oligocène terminal.

2.2.7. Région de Bagua

Dans la région de Bagua (Fig. 79), le Membre supérieur de la Formation Sambimera [Naeser *et al.*, 1991] est une puissante séquence fluviatile d'argiles rouges et de grès, d'abord granodécroissante puis granocroissante. Près de la base, des tufs volcaniques ont été datés par traces de fission de 28.7 ± 3.7 Ma et 31.0 ± 3.1 Ma [Naeser *et al.*, 1991]. Un tuf de la partie terminale du membre a donné un âge traces de fission de 12.4 ± 1.6 Ma [Naeser *et al.*, 1991]. En conséquence, le Membre supérieur de la Formation Sambimera est attribué à l'intervalle allant de la limite Oligocène inférieur-moyen à la fin du Miocène moyen [Naeser *et al.*, 1991]. Ces données montrent qu'il existe une lacune stratigraphique de l'Éocène supérieur-Oligocène inférieur, entre le Membre inférieur (Éocène inférieur-moyen) et le Membre supérieur (Oligo-Miocène) de la Formation Sambimera [Naeser *et al.*, 1991]. Cependant la lacune n'est pas clairement exprimée sur le terrain.

2.2.8. Bassin Oriental

La série néogène du bassin Oriental est représentée par 3 formations : la Formation Chambira (Contamana I), la formation Pebas (Contamana II) et la Formation Ipuro (Contamana III). Des études récentes [Marocco, 1995] montrent, qu'au niveau du bassin, il est difficile d'établir des corrélations entre ces formations. Cependant, il est possible de distinguer 3 grandes séquences, appelées N 1, N 2 et N 3. Elles sont plus grossières à l'Ouest qu'à l'Est, sont séparées par d'importantes discontinuités, et montrent une évolution générale grano- et stratocroissante [Marocco, 1995].

La séquence N 1 est composée d'argiles et de grès qui passent vers le haut à des grès grossiers et des grès conglomératiques d'origine fluviatile [Koch et Blissenbach, 1962 ; Marocco, 1995]. Elle correspond à tout ou partie de la formation Chambira, dont l'âge est oligocène supérieur-miocène inférieur [Koch et Blissenbach, 1962 ; Pardo et Zuñiga, 1973]. Elle représenterait la partie distale des dépôts qui affluent à Bagua (Formation Sambimera supérieur). La discontinuité de base de la séquence serait liée à l'événement tectonique Quechua 0 ($\approx 28-26$ Ma) [Marocco, 1995].

Dans le bassin Madre de Dios, l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur serait représenté par les grès et les argiles rouges du membre moyen de la Formation Huayabamba.

2.2.9. Bassin Rumichaca

Le bassin Rumichaca, situé dans le Pérou Central [Mégard *et al.*, 1983], est un bassin allongé selon une direction N-S (5 km sur 1.5 km). Il est limité à l'Ouest par une faille inverse et par l'anticlinal de Huapa. Le remplissage du bassin a été divisé en deux ensembles.

Le premier (200 m) est composé, à la base, par des

tufs datés à 22 Ma [Mégard *et al.*, 1983], et au sommet par des calcaires lacustres. Le deuxième ensemble (400 m) est constitué de conglomérats en séquences grano- et stratocroissantes, caractérisant un milieu fluviatile proximal ou de cônes alluviaux, qui reflète l'activité de la faille inverse [Mégard *et al.*, 1983]. Ces séquences progradent vers l'Est. Elles forment un synclinal asymétrique dont le flanc ouest est vertical. Des discordances progressives existent à proximité de la faille inverse (bordure active), tandis que dans la partie est les séquences sont concordantes (bordure passive) [Mégard *et al.*, 1983]. L'ouverture du bassin commence avant 22 Ma, et la déformation synsédimentaire est postérieure à 22 Ma. Elle est à mettre en relation avec la formation de l'anticlinal de Huapa [Marocco *et al.*, 1995].

2.3. Paléogéographie et évolution sédimentaire

Du point de vue paléogéographique, la période oligocène supérieur-miocène inférieur est très contrastée, et caractérisée par un regain de l'activité tectonique et magmatique. Des bassins sédimentaires continentaux se forment en relation directe avec la structuration et la genèse des Andes (Fig. 80).

L'ouverture des bassins d'avant-arc marins (Camana et Pisco) seraient liés à une subsidence en distension, conséquence de l'érosion tectonique consécutive à la crise compressive de l'Oligocène supérieur (crise tectonique Quechua 0, 28-26 Ma). En effet, les dépôts transgressifs des formations Camana et Caballas (Oligocène supérieur-Miocène inférieur) sont postérieurs aux déformations compressives ayant affecté leur substratum vers la fin de l'Oligocène.

Le bassin d'avant-arc interne de Moquegua, à sédimentation continentale, est séparé des bassins externes par une barrière topographique (Cordillère de la Côte). Ce bassin enregistre les premières étapes du soulèvement de la Cordillère Occidentale (cônes alluviaux, subsidence), ainsi qu'une activité volcanique croissante avec le temps (Fm Huaylillas). Nous pensons que le soulèvement de la Cordillère est lié au sous-placage tectonique de copeaux lithosphériques arrachés à la base de la plaque chevauchante lors de l'érosion tectonique. Ensuite, la Formation Moquegua supérieure est déformée par un événement tectonique responsable de failles et flexures, et dont l'âge serait miocène supérieur (≈ 17 Ma), puisque ces déformations sont scellées par des ignimbrites datées à 14 Ma.

Dans la Cordillère Occidentale et sur sa bordure NE, se développe une importante activité d'arc volcanique et une sédimentation continentale de cônes alluviaux principalement, représentée par le Groupe Tacaza qui surmonte en discordance angulaire, les conglomérats des formations Huanca, Pichu et du Groupe Puno. Dans les environs des failles Mañazo-Lagunillas et Calapuja, l'activité volcanosédimentaire et tectonique de l'Oligocène supérieur-Miocène moyen provoque le dépôt de 4 ensembles discordants : le Groupe Tacaza ancien (30-27 Ma), le Groupe Tacaza récent (26-22 Ma), le Groupe Palca (21-16 Ma) et la base du Groupe Sillapaca (16-14 Ma). Les discordances reconstruites sont donc : - D 1, antérieure à 30 Ma, vraisemblable-

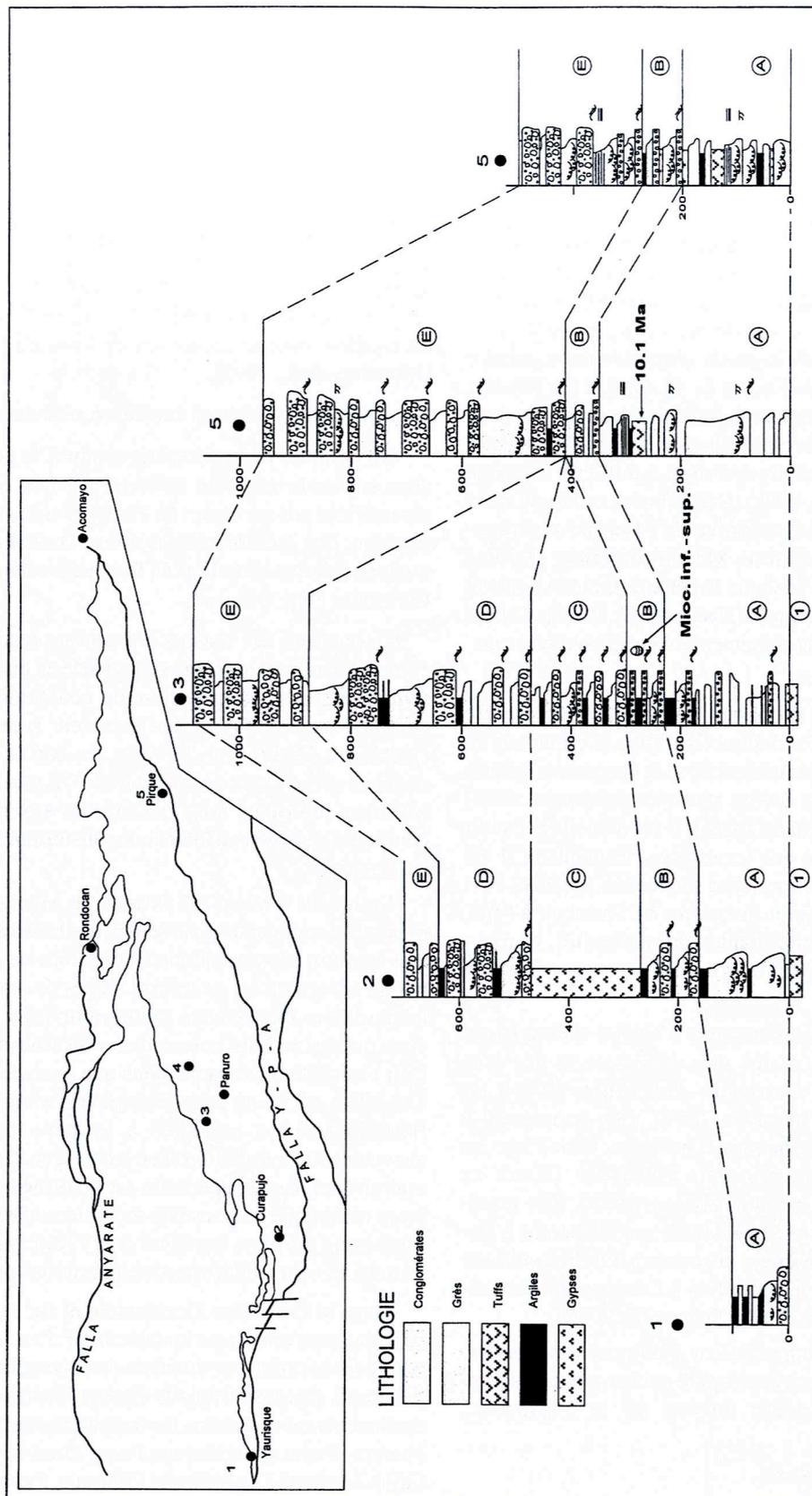


Fig. 81. – Coupes stratigraphiques de la Formation Paruro dans le bassin Paruro. [Modifié d'après Jaimes et Romero, 1996].

ment liée à la crise tectonique Inca à $\approx 43 - 40$ Ma; - D 2, survenant entre 27 et 26 Ma, crise tectonique Quechua 0; et - D 3, d'âge compris entre 22 et 21 Ma, et correspondant à la crise tectonique Quechua 1.

Des bassins intramontagneux sur décrochements se sont développés pendant l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur (bassins de Punacancha, Pusi-Capachica, Crucero, Rumichaca, etc.) (Fig. 79). Ils sont localisés sur l'Altiplano et à la limite Altiplano-Cordillère Orientale et sur la Cordillère Orientale, et présentent une phase d'ouverture et une phase de fermeture. L'ouverture de ces bassins est principalement liée à des mouvements sénestres en transtension (direction d'extension NNE-SSW), le long des failles qui les délimitent, lors de la crise tectonique Quechua 0 (28-26 Ma). Le remplissage de bassin est du type continental, essentiellement fluvial avec des cônes alluviaux, et reflète l'activité des failles qui contrôlent la sédimentation. Le volcanisme y est présent. La fermeture des bassins implique des mouvements sénestres, en transpression ou compression NE-SW, en relation avec la crise tectonique Quechua 1 (20-17 Ma). L'apparition d'un nouvel événement tectonique induit un changement paléogéographique, qui peut être accompagné de discordances progressives. De même, le soulèvement des zones d'apports, qui font progresser les milieux proximaux sur les distaux, et l'activité volcanique augmentent. Cependant, la partie terminale du remplissage est caractérisé par des dépôts plus fins (lacustres), qui correspondent à un retour au calme tectonique et volcanique.

Pendant l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, le bassin oriental du Nord du Pérou, commence à évoluer en bassin d'avant-pays, et la Séquence N1 (\approx Formation Chambira) représenterait les dépôts distaux des conglomérats de la Formation Sambimera (région de Bagua). Cette évolution serait en relation avec la crise tectonique Quechua 0 (28-26 Ma). Le bassin oriental du Sud du Pérou paraît avoir la même évolution.

3. LE MIOCÈNE SUPÉRIEUR

Le Miocène supérieur est représenté par la Formation Paruro. Elle a été décrite par Mendivil [1979] et Córdova [1986]. Plus récemment, Jaimes et Romero [1996] ont précisé la stratigraphie et l'évolution sédimentologique de la Formation Paruro.

3.1. La Formation Paruro

Le bassin de Paruro dans lequel s'est déposée la Formation Paruro, se situe à une trentaine de kilomètres au Sud de la ville de Cusco (Fig. 57). Il présente une forme allongée selon une direction NNW-SSE (35 km sur 3 km), légèrement oblique par rapport à la direction des failles régionales orientées NW-SE. Ce bassin est principalement limité par des failles NW-SE et NNW-SSE. La faille Colcha-Coyabamba-Acomayo est un élément géologique majeur de cette zone. Cette faille fait chevaucher des gabbros du massif d'Acomayo sur le bassin Paruro. La faille Yaurisque-Papres-Acomayo, presque parallèle à la précédente, constitue la limite sud du bassin. À l'Ouest de Cusco se trouve un autre bassin (bassin Ccorca), de forme rhomboédrique qui est vraisemblablement de même âge.

3.1.1. Lithologie et milieu de dépôt

La Formation Paruro des bassins Paruro et Ccorca est composée d'argiles, de silts, de grès, de micro-conglomérats, de conglomérats et de rares niveaux volcaniques (Fig. 81).

Les conglomérats peuvent correspondre à des faciès de *debris flow* (Gms), qui se présentent en bancs de 10 à 20 m d'épaisseur, dans lesquels la taille des clastes atteint 0.80 m. Ils se sont déposés sur des cônes alluviaux [Jaimes et Romero, 1996].

Il existe aussi des conglomérats à laminations obliques en auge (Gx), et à galets arrondis ou subarrondis, dont le diamètre atteint 0.50 m. Ils correspondent à des remplissages de chenaux de milieu fluvial proximal [Jaimes et Romero, 1996]. Les conglomérats à faciès Gm, avec imbrications de galets, sont interprétés comme des dépôts de barres longitudinales de fleuves en tresse [Jaimes et Romero, 1996].

Les grès sont feldspathiques, à grains fins à grossiers. Ils correspondent à des faciès Sm, Sh ou Sx. La base des bancs est érosive et montre des galets mous (Se). Ces dépôts caractérisent des remplissages de chenaux fluviaux [Jaimes et Romero, 1996].

Les faciès fins (Fm) et évaporitiques sont plus fréquents dans la partie inférieure de la série. Quand les faciès Fm sont intercalés de grès fins (Sr), ils indiquent des dépôts de bordure de chenal ou de levée déposés sur la plaine d'inondation. Il existe aussi des faciès pélitiques Fm, des intercalations de marnes et calcaires, et des couches d'évaporites à charophytes, gastéropodes et ostracodes de milieu lacustre [Jaimes et Romero, 1996].

3.1.2. Age

Le remplissage des bassins de Paruro et Ccorca (Formation Paruro) surmonte en discordance angulaire la Formation Punacancha, les Couches Rouges du Groupe San Jerónimo ou les formations Puquín, Quilke et Chilca. Sur la bordure nord du bassin de Paruro, le remplissage scelle des chevauchements à vergence NE.

La Formation Paruro est divisée en 5 ou 6 séquences [Fig. 81; Jaimes et Romero, 1996]. Un niveau de tuf volcanique du sommet de la Séquence A a été daté par K/Ar sur biotites à 10.1 ± 1.1 Ma (base du Miocène supérieur) [Sernageomin-Chili pour Carlotto, inédit]. Il indique approximativement l'âge du début du remplissage. Dans la partie basale de la Séquence B, des charophytes déterminés comme *Chara* sp. et *Rhabdochara gr. langeri* indiquent le Miocène (inférieur à supérieur) [Feist, comm. pers.]. Ces deux datations permettent d'assigner un âge Miocène supérieur à la Formation Paruro.

3.1.3. Évolution sédimentaire

On peut distinguer deux grandes périodes. La première période correspond à l'ensemble constitué par les Séquences 1, A, B et C (Fig. 81 et 82). Les Séquences A, B et C sont toutes grano- et strato-décroissantes, ce qui indique la rétrogradation de milieux proximaux sur des milieux distaux. Au début de chaque séquence, les reliefs créés par la tectonique, notamment sur la bordure occidentale, sont érodés (fin de séquence).

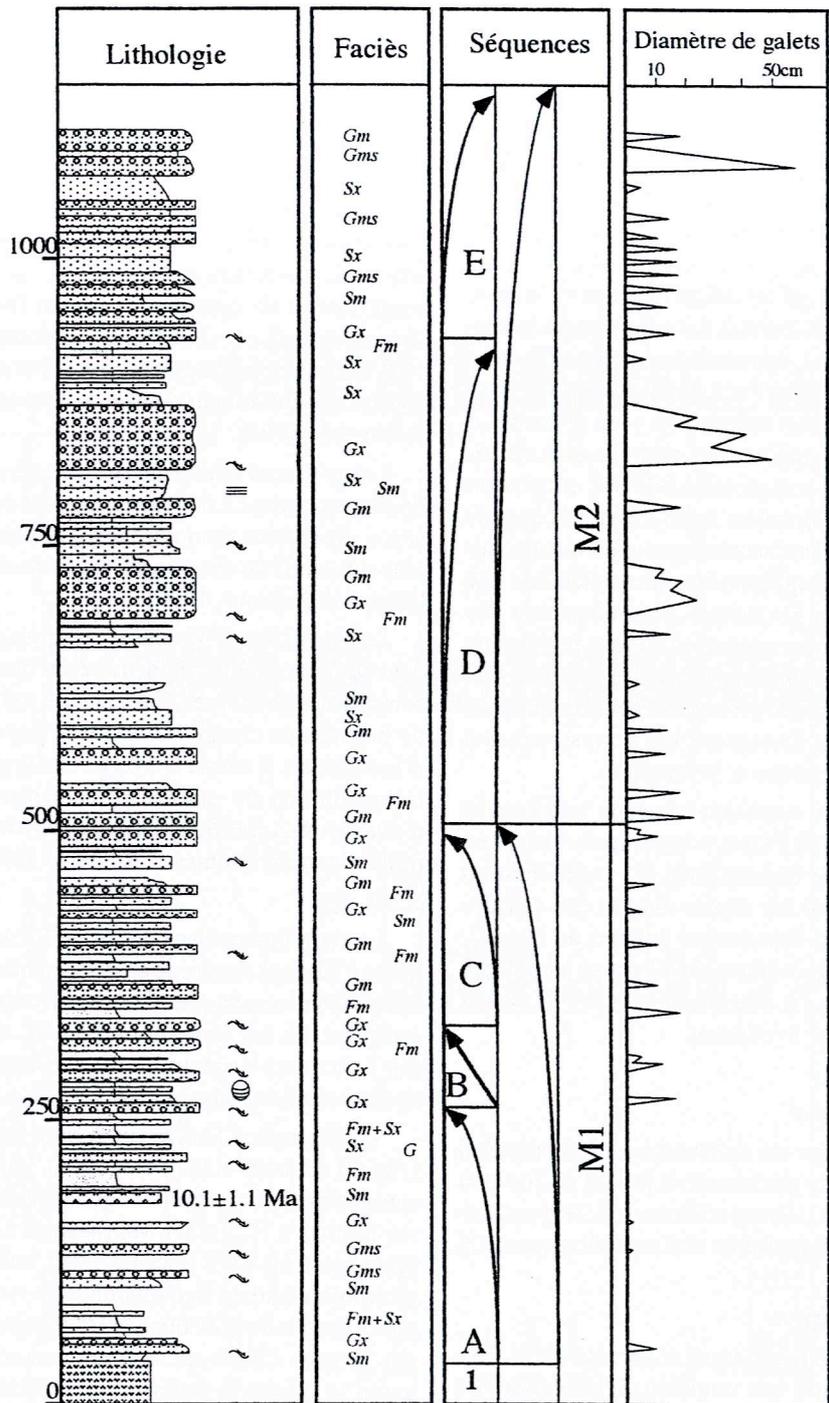


FIG. 82.- Coupe stratigraphique de la Formation Paruro, levée au Nord de Paruro. [Modifié d'après Jaimes et Romero, 1996].

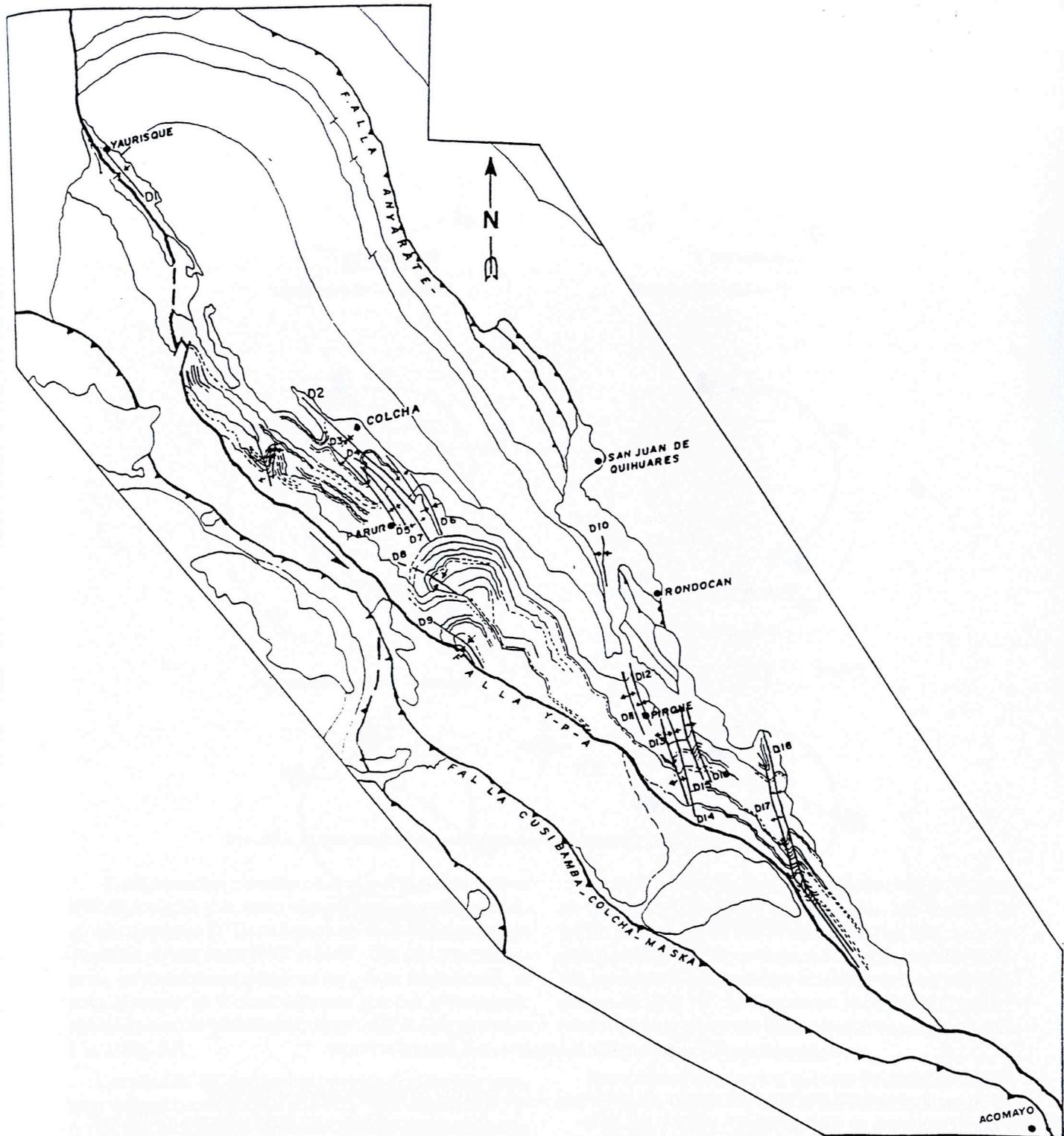


FIG. 83.— Schéma structural du bassin Paruro.
[Modifié d'après Jaimes et Romero, 1996].

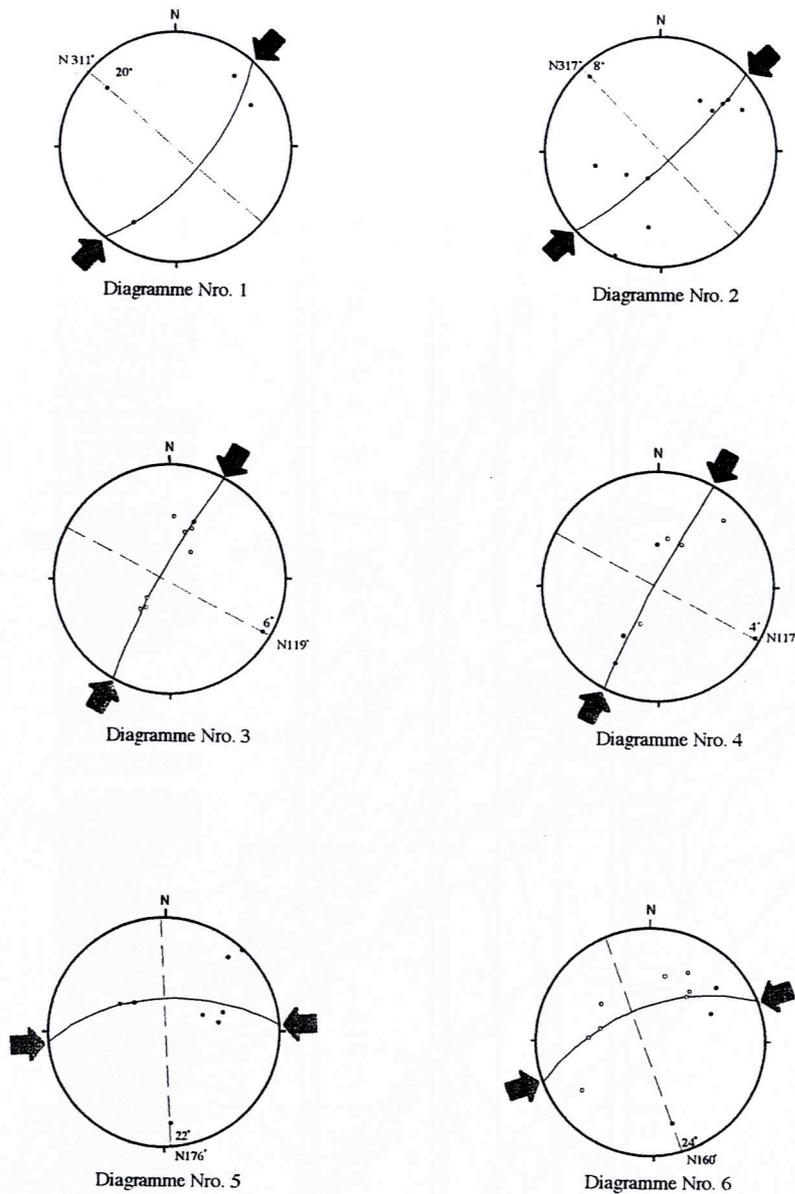


FIG. 84.- Analyse de la déformation plicative de la Formation Paruro.

L'ensemble constitué par ces 4 séquences est grano- et stratodécroissant, et cette première période est interprétée comme l'ouverture du bassin de Paruro. Elle est accompagnée d'une activité volcanique (Séquences 1 et A).

La seconde période correspond au reste du remplissage (Séquences D et E ; Fig. 81 et 82). Chacune est grano- et stratocroissante, mais ces séquences forment un ensemble majeur également grano- et stratocroissant, qui indique la fermeture du bassin. Les reliefs, en cours de surrection sur la bordure occidentale du bassin, alimentent une sédimentation progradant vers le Nord et le Nord-Ouest.

3.1.4. *Activité tectonique synsédimentaire*

La série de remplissage du bassin Paruro a subi une déformation plicative importante (Fig. 83). L'examen de la carte révèle des failles kilométriques limitant le bassin au Sud-Ouest (Fig. 83). Le schéma de la figure 84 présente les résultats de l'analyse structurale du bassin Paruro. On peut distinguer trois ensembles de plis : les plis NW-SE du secteur NW, les plis NNE-SSW du secteur SE, et les plis NWSE de la partie centrale-occidentale (Fig. 83). On a, de plus, traité quelques mesures de microtectonique effectuées le long des principaux accidents qui ont contrôlé le fonctionnement du bassin.

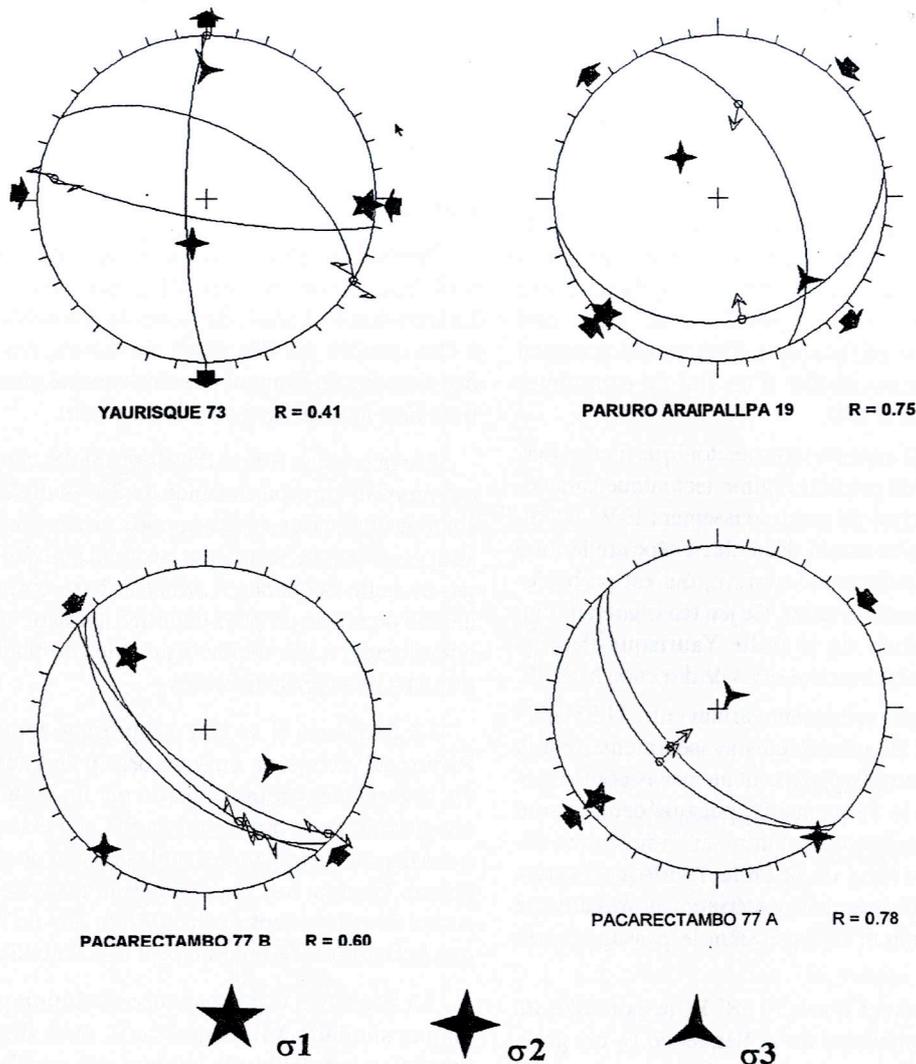


Fig. 85.— Diagrammes d'analyses microtectoniques dans la Formation Paruro.

La déformation plicative : Les plis NW-SE du secteur NW affectent les premières séquences de remplissage jusqu'à la Séquence D. Ils indiquent un raccourcissement de direction variant entre N26° et N45°. Ces plis sont recouverts, en discordance progressive, par la Séquence E, et nous pensons qu'il sont affectés par les plissements synsédimentaires postérieurs, d'axe N28°E (Diagrammes 1 et 2, Fig. 84).

Les plis NW-SE de la partie centrale-occidentale montrent un raccourcissement d'axe N28° E (Diagrammes 3 et 4, Fig. 84), responsable du plissement synsédimentaire des conglomérats de la Séquence E. Cet axe est compatible avec un champ de contrainte perpendiculaire à la faille principale Yaurisque-Papres-Acomayo (N 125° E).

Les plis NNW-SSE du secteur SE, et quelques uns du secteur NW, donnent des axes de raccourcissement N 55 à N 85° E (Diagrammes 5 et 6, Fig. 84). Ces plis affectent les dépôts les plus anciens et sont repris par la compression NE-SW, postérieure.

La déformation cassante : A l'échelle cartographique, on distingue deux failles kilométriques, qui limitent le bassin dans sa partie sud-occidentale (Fig. 83). La première, la faille Yaurisque-Papres-Acomayo, orientée NW-SE, est une faille décrochante et inverse avec un pendage moyen de 60 à 70°. La deuxième, la faille Cusibamba-Maska-Acomayo, est une faille plutôt inverse, qui amène à l'affleurement des gabbros cumulats.

Des mesures microtectoniques ont été réalisées le long des failles de bordure et dans la série de remplissage.

Córdova [1986] mentionne quelques mesures de petites failles synsédimentaires inverses et normales, affectant les séquences inférieures, et indiquant une direction de raccourcissement NNE-SSW. De plus, Córdova [1986] montre des stries de failles inverses dans les séquences supérieures, avec une direction de raccourcissement N 45° E.

Pour notre part, nous avons réalisé des mesures le long des failles Yaurisque-Papres-Acomayo et Cusibamba-Maska-Acomayo (Fig. 85).

Dans le site 73-Yaurisque, des stries de failles révèlent un jeu décrochant-inverse qui indique une direction principale de raccourcissement selon un axe $\sigma_1 = 93$ et $\sigma_3 = 02$.

Dans le site 19A, on observe une seule famille de microfailles inverses résultant d'une compression $\sigma_1 = 44^\circ$. Dans le site 19B, les mesures indiquent un raccourcissement $\sigma_1 = 47^\circ$.

Le site 77 révèle la présence de 3 systèmes de microfailles superposées. Seule le premier serait en relation avec le fonctionnement du bassin Paruro (Fig. 85). Ce premier système, de type inverse, correspond à un axe principal de raccourcissement orienté $N = 51^\circ$. Le second (77B) caractérise une compression avec un axe principal $\sigma_1 = 134$. Le troisième résulte d'un état de contraintes caractérisé par un $\sigma_3 = N-S$.

Interprétation : L'analyse microtectonique met en évidence l'existence d'un premier régime tectonique caractérisé par un axe principal de raccourcissement E-W. Ce régime implique un mouvement décrochant sénestre le long de la faille Yaurisque-Papres-Acomayo, qui est probablement à l'origine du bassin Paruro. Ce jeu témoignerait d'un mouvement transtensif de la faille Yaurisque-Papres-Acomayo, caractérisé par un axe $\sigma = 3$ de direction $N 02^\circ E$.

Les axes de raccourcissement variant entre $N 55^\circ$ et $N 85^\circ$, qui produisent les plissements synsédimentaire à la base de la série de remplissage, sont au moins contemporains des dépôts de la Séquence D, puisque ceux-ci sont affectés. Ces plis impliqueraient aussi un mouvement décrochant sénestre le long de la faille Yaurisque-Papres-Acomayo. Ils sont légèrement postérieurs au mécanisme d'ouverture du bassin et marqueraient le passage au régime compressif.

Le raccourcissement d'axe $N 28^\circ E$, responsable du plissement synsédimentaire de la Séquence E, est grossièrement compatible avec le champ de contraintes indiqué par les failles inverses, et caractérisé par un axe principal de raccourcissement de direction $N 44^\circ$ à $N 51^\circ E$. Ces données indiquent l'existence d'un régime tectonique en compression, caractérisé par un axe principal de raccourcissement de direction approximative NE-SW. Celui-ci serait responsable de la création de reliefs lors du jeu inverse des failles Yaurisque-Papres-Acomayo et Cusibamba-Maska-Acomayo, et peut également expliquer la fermeture du bassin.

En conclusion, l'analyse structurale du remplissage du bassin indique l'existence de deux périodes tectoniques. La première est caractérisée par un mouvement décrochant sénestre le long des failles régionales, notamment la faille Yaurisque-Papres-Acomayo ($N 125^\circ$), permettant l'installation d'une dépression allongée parallèlement à ces accidents. La seconde période est marquée par un régime compressif, conduisant au jeu inverse-décrochant et inverse des failles Yaurisque-Papres-Acomayo et Cusibamba-Maska-Acomayo, qui produit les discordances progressives et la fermeture du bassin.

3.1.5. Paléogéographie

La paléogéographie est décrite pour chaque séquence de remplissage (Fig. 86).

La Séquence 1 est exclusivement composée de brèches et d'agglomérats volcaniques. Elle n'affleure que dans la partie centrale du bassin de Paruro, et la carte révèle une forme rhomboédrique. L'activité volcanique serait contemporaine de l'ouverture en transtension du bassin.

Pendant le début du remplissage (Séquence A), deux sous-bassins sont différenciés [Jaimes et Romero, 1996]. Le sous-bassin Paruro-San Juan de Quihuas commence à être comblé par des dépôts fluviaux, caractérisés par des chenaux faiblement tressés dans une plaine d'inondation. Des lacs existent au NE du bassin.

Sur la bordure SW se développent des cônes alluviaux, qui montrent une provenance du SW et du SE, sauf à San Juan de Quihuas, où les apports provenaient du NW. Le petit sous-bassin Yaurisque est situé au NW. Il est rempli par la seule Séquence A, dont la base correspond à des dépôts de cônes de pied de relief, passant vers le haut et latéralement à des dépôts fluviaux de plaine d'inondation et à des dépôts lacustres.

La Séquence B se suit sur presque tout le bassin de Paruro, à l'exception du sous-bassin de Yaurisque. Elle a été interprétée comme déposée par un système fluvial conglomératique provenant du SE, qui passe vers le haut à des dépôts de milieu fluvial distal et de plaine d'inondation. Comme lors du dépôt de la Séquence A, des cônes se développaient sur la bordure SW du bassin, tandis que la bordure NE commençait à se stabiliser.

La Séquence C présente une évolution paléo-géographique similaire à la Séquence B, avec des zones d'alimentation, situées sur la bordure sud-occidentale du bassin. La partie distale, située au NE, était le siège d'une sédimentation évaporitique endoréique.

La Séquence D repose en discordance progressive sur les dépôts de la première période. Elle montre la progradation, depuis le Sud et le SE, de dépôts fluviaux conglomératiques proximaux. La bordure occidentale est toujours active alors que la bordure NE demeure stable. La partie centrale du bassin (environs du village de Paruro) apparaît comme le dépôt-centre du bassin. Cette séquence montre un changement important dans les conditions sédimentaires, dû au début des déformations compressives.

La Séquence E montre des dépôts de rivières conglomératiques proximales et de cônes alluviaux (*debris flow* et *sheet flow*) avec des blocs atteignant 0.80 m de diamètre. Ceux-ci provenaient du Sud et Sud-Ouest (bordure occidentale) et progradaient vers le Nord. La sédimentation très grossière et les discordances progressives indiquent que la tectonique atteint alors son paroxysme [Jaimes et Romero, 1996].

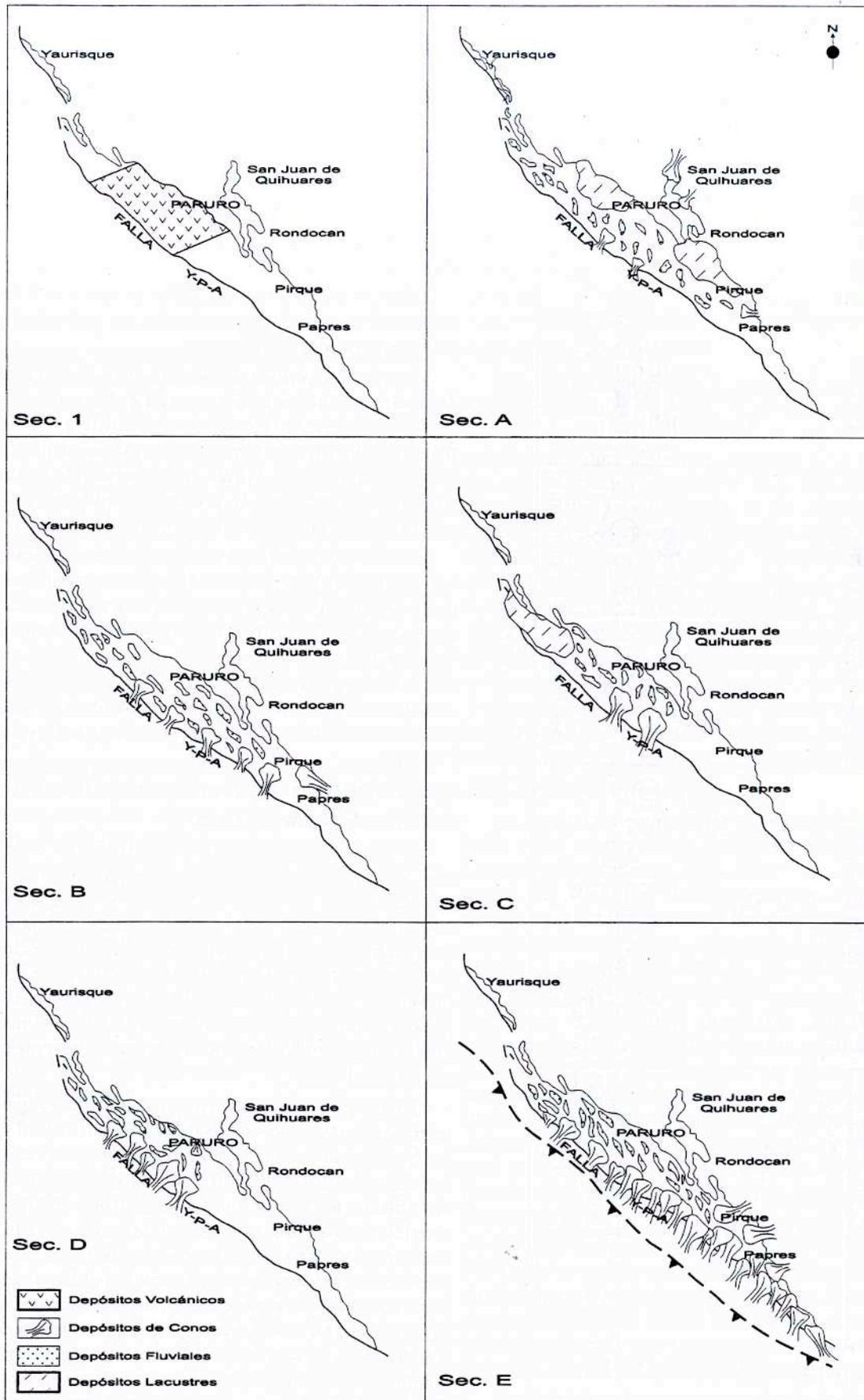


Fig. 86.- Schéma paléogéographique des différentes séquences de la Formation Paruro.
 [Modifié d'après Jaimes et Romero, 1996].

sage du bassin Descanso serait Miocène supérieur.

3.2.2. Région de Puno

Pendant le Miocène supérieur, la bordure NE de la Cordillère Occidentale et l'Altiplano occidental sont caractérisés par les dépôts de la Formation Maure, qui affleure principalement le long des accidents Mañazo et Calapuja. La Formation Maure, composée d'ignimbrites et de tufs andésitiques intercalés avec des sédiments lacustres, est datée entre 11 et 8 Ma [Klinck *et al.*, 1986]. C'est un équivalent latéral partiel du Groupe Sillapaca (12-7 Ma). Toutes ces unités sont faiblement déformées et recouvertes en discordance angulaire par la partie inférieure du Groupe Barroso (< 7 Ma).

3.2.3. Bolivie

En Bolivie, la mégaséquence du Miocène moyen-supérieur est caractérisée par d'importantes variations de faciès (Formations Caquiaviri, Rosapata et Pomata). Elle débute par des grès et des argiles beiges à passées conglomératiques; elle se poursuit par des limons, des argiles et localement des évaporites, et se termine par des conglomérats provenant de l'Est et de l'Ouest [Baby, 1995]. Les épaisseurs maximales atteignent 6000 m au centre du synclinal Corque-Rosapata [Baby, 1995; Rochat, *com pers.*]. La base de cette séquence est postérieure à 16.6 ± 0.4 Ma (limite Miocène inférieur-moyen) qui est l'âge le plus récent mesuré dans la mégaséquence oligomiocène sous-jacente. Des galets de laves dacitiques de la base de cette mégaséquence ont donné un âge de 14.0 ± 0.4 Ma [base du Miocène moyen; Baby, 1995].

3.2.4. Bassin avant-arc de Pisco

Dans le bassin de Pisco, la Formation Pisco [Miocène moyen-Pliocène supérieur, De Muizon et Devries, 1985; De Muizon, 1988] est composée de 650 m de grès marins, d'argiles, de diatomites et de calcaires intercalés avec des tufs et des évaporites. Elle surmonte en discordance, localement angulaire, la Formation Caballas (Oligocène supérieur-Miocène moyen). Cette discordance serait liée à la crise tectonique Quechua 1, datée à environ 17-16 Ma [Miocène inférieur-moyen; Marocco et De Muizon, 1988]. La base de la formation marque une importante transgression marine au Miocène supérieur-Pliocène [Marocco et De Muizon, 1988], ce qui est en contradiction avec la courbe de Haq *et al.* [1987] [Macharé *et al.*, 1986; Marocco et De Muizon, 1988].

3.2.5. Côte et Piémont pacifiques

Sur la Côte et le Piémont Pacifique sud-péruviens, Sébrier *et al.* [1988] ont distingué trois paléotopographies enregistrant le soulèvement andin : S1 (Miocène inférieur), S2 (Miocène supérieur), et S3 (Pliocène supérieur-Quaternaire). Ces surfaces montrent que la haute topographie cordillénaire s'est formée approximativement entre 26 et 6 Ma (Miocène). Ce soulèvement andin a été plus ou moins discontinu, les à-coups étant à peu près contemporains des crises tectoniques compressives [Sébrier *et al.*, 1988]. Les crises tectoniques néogènes, qui produisent compressions et décrochements, se traduisent sur la zone côtière et le piémont par un fort soulèvement de l'ordre de la centaine, voire du millier de mètres, qui a pour conséquence le creusement de canyons [Sébrier *et al.*, 1988]. Entre ces crises

se développent des surfaces d'érosion. La topographie cordillénaire des Hautes Andes a été ainsi acquise pendant le Néogène.

3.2.6. Région de Cajamarca

Dans la région de Cajamarca, au niveau de la déflexion de Huancabamba, les bassins de Cajamarca et San Marcos s'organisent parallèlement aux accidents majeurs de la chaîne. Ils correspondent à des héli-grabens où s'accumulent des dépôts fluvio-lacustres au cours du Miocène inférieur à supérieur, en relation avec une extension ENE-WSW [Bellier *et al.*, 1989]. Le remplissage est contemporain d'une activité volcanique. L'événement tectonique Quechua 3 ($\approx 7-6$ Ma) est probablement responsable de la fermeture des bassins [Bellier *et al.*, 1989].

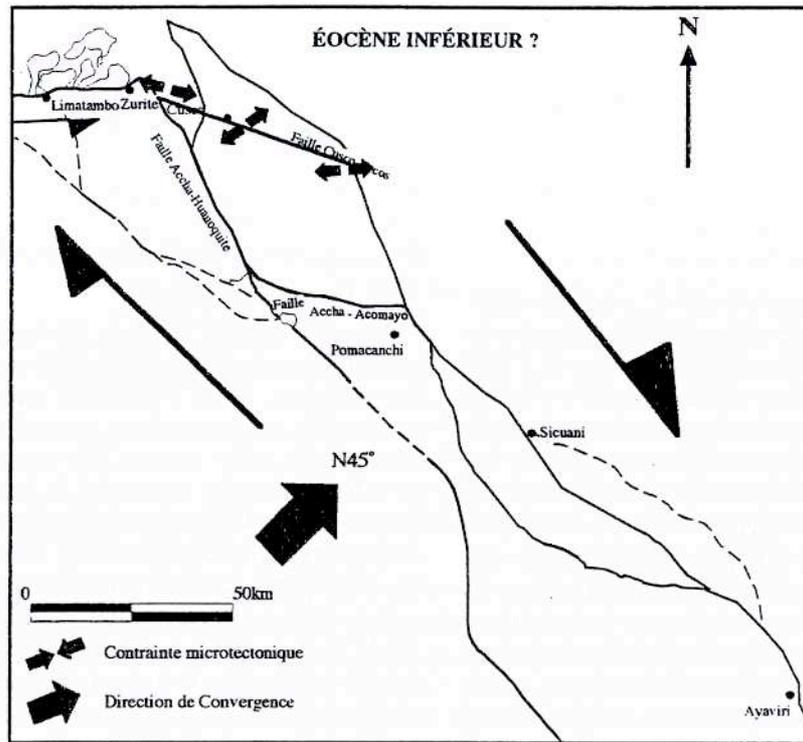
3.2.7. Région de Bagua

Dans la région de Bagua, la Formation San Antonio (≈ 850 m) surmonte en discordance la Formation Sambimera [Naeser *et al.*, 1991]. Elle débute par des conglomérats grossiers de cônes alluviaux, intercalés avec des grès et des argiles de milieu lacustre. Elle se poursuit par des conglomérats, des grès fluviaux et des argiles calcaires [Naeser *et al.*, 1991], au sein desquels on observe des discordances progressives [Mourier, 1988]. Un tuf volcanique de la partie supérieure a donné un âge traces de fission de 8.6 ± 1.1 Ma [Miocène supérieur; Naeser *et al.*, 1991]. La discordance basale et la granulométrie grossière de la Formation San Antonio soulignent un épisode tectonique entre le Miocène moyen et supérieur (Quechua 2, ≈ 10 Ma, [Naeser *et al.*, 1991]. La Formation San Antonio correspondrait aux dépôts d'avant-pays des écaillés du Marañón pendant le Miocène supérieur [Naeser *et al.*, 1991].

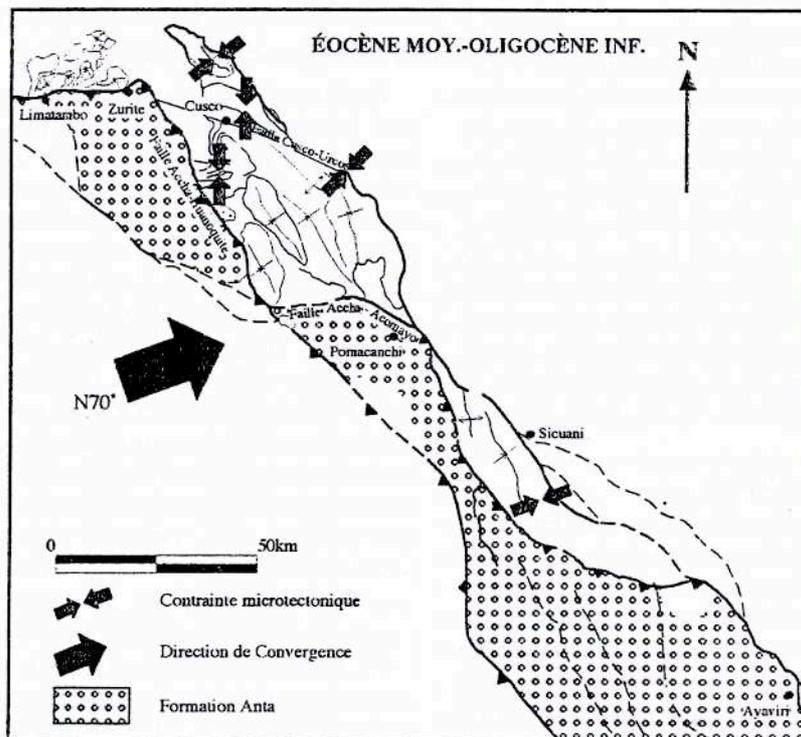
3.2.8. Région d'Ayacucho

Le bassin intramontagneux d'Ayacucho (Pérou Central) a été subdivisé en 3 unités : les Volcanites Larampuquio, la Formation Huanta et la Formation Ayacucho. Les Volcanites Larampuquio sont composées de coulées, tufs et conglomérats. Des tufs prélevés, tant dans la partie basale qu'au sommet, donnent des âges compris entre 18.3 ± 0.6 et 17.3 ± 0.2 Ma [fin du Miocène inférieur; McKee et Noble, 1982]. La Formation Huanta surmonte en discordance angulaire les Volcanites Larampuquio [Mégard *et al.*, 1984]. Le membre inférieur (≈ 1000 m) est composé à sa base par des brèches et des conglomérats alluviaux et par des grès et argiles de milieu lacustre. Le membre supérieur (≈ 2000 m) commence par des conglomérats grossiers intercalés de roches volcaniques [Mégard *et al.*, 1984]. Ce membre supérieur comporte deux unités, datées respectivement à 11.4 ± 0.5 Ma (unité inférieure), et à 9.3 ± 0.3 Ma (unité supérieure), c'est à dire, la base du Miocène supérieur [Mégard *et al.*, 1984]. La Formation Ayacucho (1200 m) recouvre en discordance angulaire la Formation Huanta. Elle comporte des intercalations de roches volcaniques, de conglomérats et de grès. La Formation Ayacucho est datée entre 7.6 et 6.3 Ma [Miocène supérieur; Mégard *et al.*, 1984].

En résumé, le bassin d'Ayacucho montre des traces des crises tectoniques Quechua 1 ($\approx 17-16$ Ma : discordance entre les Volcanites Larampuquio et la Fm Huanta), Quechua 2 (≈ 11 Ma : ouverture du bassin d'Ayacucho,



A



B

FIG. 88.— Evolution géodynamique du bassin des "Couches Rouges" du Groupe San Jeronimo (Eocène-Oligocène) en relation avec la convergence des plaques. A : F. Kayra ; B : F. Soncco et Anta.

Fm Huanta), et Quechua 3 (7-6 Ma : discordance angulaire et progressive de la Fm Ayacucho).

3.2.9. Bassin Oriental

Dans le bassin Oriental, se déposent les séquences néogènes N 2 et N 3 [Marocco, 1995]. La séquence N 2 commence par des grès et des argiles, qui passent à des conglomérats dans la partie supérieure. A ce niveau, des intercalations de grès et calcaires marins indiquent une transgression. Cette séquence est interprétée comme la partie distale d'un système fluviatile provenant de l'Ouest [Marocco, 1995]. La séquence N 2 est, au moins en partie, équivalente à la Formation Pebas du Miocène supérieur du bassin oriental, qui est postérieure à la crise tectonique Quechua 2 (≈ 10 Ma) [Marocco, 1995].

La séquence N 3 est plus grossière que les séquences N 1 et N 2. La partie inférieure est composée de grès et d'argiles de milieu fluviatile. Dans la partie supérieure apparaissent des conglomérats provenant de l'Ouest. L'augmentation de la granulométrie indique la progradation du système fluviatile [Marocco, 1995]. Cette séquence est l'équivalent total ou partiel de la Formation IParuro du Miocène terminal, voire Pliocène [Gutierrez, 1982]. La discontinuité de base serait en relation avec la crise tectonique Quechua 3 (≈ 7 Ma) et la sédimentation grossière exprimerait l'érosion de la chaîne en réponse à la relaxation de la lithosphère.

Dans le bassin Madre de Dios, le Miocène supérieur est représenté aussi par la Formation Ipururo, dont le sommet est daté du Miocène-Pliocène inférieur. La partie supérieure de la formation est composée par des grès et des argiles verts.

3.3. Paléogéographie et évolution sédimentaire

Le Miocène supérieur est caractérisé par d'importantes transgressions marines, par le soulèvement du Piémont pacifique, le fonctionnement de l'arc volcanique, le développement de bassins intramontagneux associés à une activité volcanique, la formation du bassin d'avant-pays à l'Est, et enfin par des déformations compressives.

Dans le bassin d'avant-arc de Pisco (Miocène supérieur), une discontinuité dans la sédimentation marine serait liée à la crise tectonique Quechua 1 (≈ 17 Ma, Miocène inférieur-moyen). Cette crise tectonique provoquerait une érosion tectonique. La subsidence produite par la suite serait responsable de la transgression marine du Miocène supérieur-Pliocène, puisque cette dernière n'est pas corrélée avec les variations eustatiques mondiales [courbe de Haq *et al.*, 1987].

Les surfaces d'érosion, que présentent la Cordillère Occidentale et le Piémont Pacifique, se sont formées de façon plus ou moins discontinue, en relation avec le soulèvement de la Cordillère Occidentale. Nous pensons que le soulèvement de la Cordillère serait lié au sous-placage tectonique de copeaux lithosphériques arrachés à la base de la plaque chevauchante lors de l'érosion tectonique. Les soulèvements sont légèrement postérieurs aux crises tectoniques, et des surfaces d'érosion se développaient entre ces périodes de soulèvement. Le bassin Moquegua fait déjà partie de la Cordillère Occidentale (Piémont Pacifique) en cours de surrection.

Dans la Cordillère Occidentale, l'arc volcanique (Groupe Sillapaca supérieur) continue de fonctionner. Sur l'Altiplano occidental, et près des accidents de Mañazo-Laguillas qui marquent sa limite avec la Cordillère Occidentale, se développe le bassin Maure, rempli d'ignimbrites, de tufs andésitiques et de sédiments lacustres, datés entre 11 et 8 Ma [Klink *et al.*, 1986]. La présence de matériel volcanique est notable aux abords des grands accidents.

Sur l'Altiplano et le long des grands accidents le séparant de la Cordillère Occidentale dans les régions de Cusco et Puno, mais aussi dans les régions d'Ayacucho et Cajamarca, des bassins intramontagneux de type décrochant se développent (bassins Paruro, Descanso-Yauri, etc.). L'ouverture en décrochement sénestre (transtension N-S) de ces bassins serait liée à la crise tectonique Quechua 2 (≈ 11 Ma, limite Miocène moyen-supérieur), et peut être accompagnée d'une activité volcanique. Leur fermeture en transpression NE-SW correspondrait à la crise tectonique Quechua 3 ($\approx 7-6$ Ma, Miocène supérieur).

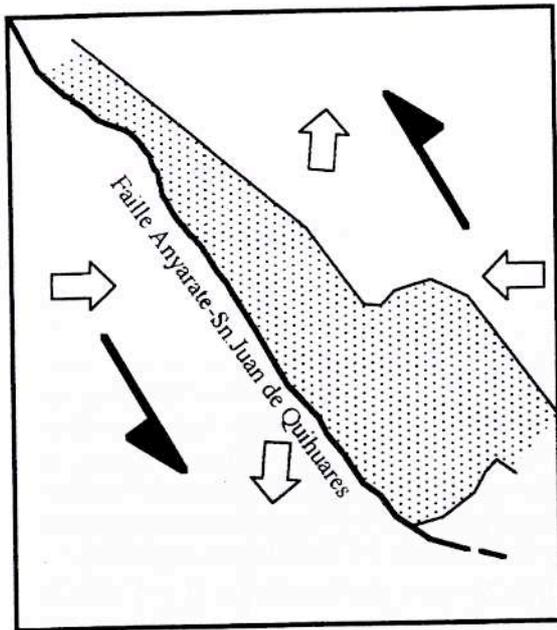
Pendant le Miocène supérieur (entre 11 et 6 Ma), la déformation se déplace brusquement vers l'Est, comme le montrent la propagation d'importants chevauchements et le début de la structuration de la Zone Subandine. Dans la région de Bagua (limite bassin occidental-bassin oriental), les conglomérats de la Formation San Antonio (Miocène supérieur) représenteraient les dépôts d'avant-pays des écaillés du Marañón (crise Quechua 2, ≈ 10 Ma).

Plus à l'Est, le bassin oriental d'avant-pays est rempli par les séquences N 2 et N 3 grano- et strato-croissantes (Formations Pebas et Ipururo), qui se déposent en réponse au chevauchement de la Cordillère Orientale sur le versant amazonien [Marocco, 1995]. Elles montrent une progradation vers l'Est. A la base de chaque séquence une discontinuité importante marque les crises tectoniques Quechua 2 et Quechua 3, tandis que la sédimentation grossière exprimerait l'érosion de la chaîne en réponse à la relaxation de la lithosphère.

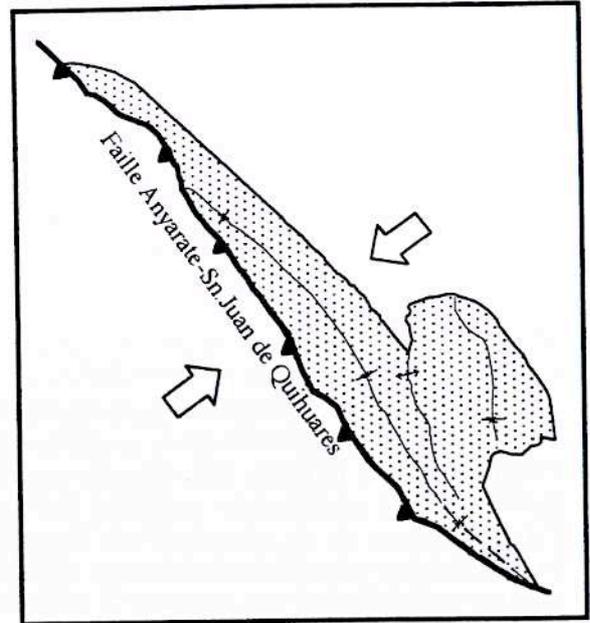
4. ÉVOLUTION DES BASSINS SYNOROGÉNIQUES EN RELATION AVEC LA GÉODYNAMIQUE ÉOCÈNE À MIOCÈNE

La crise tectonique Inca 1 de l'Éocène moyen paraît coïncider avec l'anomalie 18 ($\approx 43-42$ Ma), qui indique un changement brusque de la vitesse de la plaque Pacifique SE et une légère modification de la direction de convergence [Pilger, 1984]. Cette brusque augmentation de vitesse se situe sans doute légèrement avant l'anomalie 18 (≈ 45 Ma).

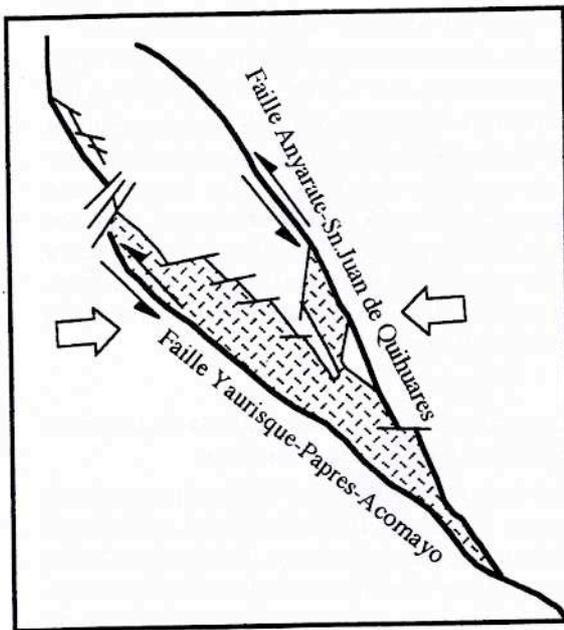
Cependant, la reconstitution de Pardo-Casas et Molnar [1987], pour la période allant de quelques millions d'années avant l'anomalie 21 (≈ 48 Ma) à quelques millions d'années après l'anomalie 18 (≈ 42 Ma), indique une forte vitesse de convergence, ce qui est en accord avec la reconstitution de Gordon et Jurdy [1986]. Postérieurement, une nette diminution de la vitesse de convergence, datée à 40-37 Ma [Pilger, 1984] ou 42-36 Ma [Pardo-Casas et Molnar, 1987], est associée ou suivie d'un changement de la direction de convergence, daté à 40-37 Ma (Pilger, 1984) ou 36 Ma [Mayes *et al.*, 1990]. En effet, vers 1'



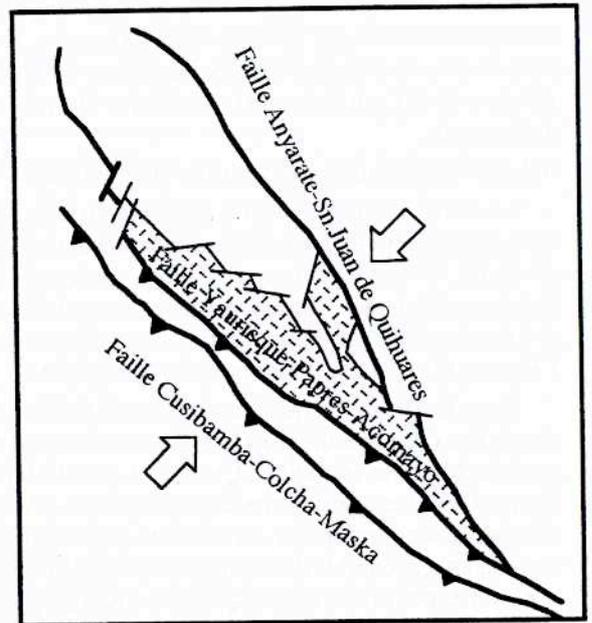
A. Oligocène supérieur



B. Miocène inférieur



C. Miocène supérieur



D. Miocène terminal

FIG. 89.- Evolution géodynamique des bassins Punacancha (A et B) et Paruro (C et D).

Eocène moyen-supérieur, la direction de convergence passe de N 45° E (anomalies 16-13) à N 70° E (anomalies 13-12) [Pilger, 1983].

Nous pensons qu'un événement tectonique transtensif serait responsable du début du fonctionnement des bassins de Couches Rouges (≈ 53? ou 50-43 ? Ma).

Géologie Alpine, 2002, Mémoire H.S. n° 39

Le contexte géodynamique régional montre que le vecteur moyen de convergence orienté N 45° E (avant les anomalies 16-13) induirait un jeu dextre le long des failles NNW-SSE et des mouvements sénestres le long des failles E-W, permettant l'ouverture des bassins (Fig. 88 A et 89).

L'événement tectonique compressif ultérieur (Inca 1,

| ÂGE | UNITÉ STRATIGRAPHIQUE | CONVERGENCE | RÉGIMEN | ÉVÉNEMENT |
|---------------------|-----------------------------------|-------------|---------|-----------|
| Miocène supérieur | FORMATION PARURO ≈ 7 Ma | | | QUECHUA 3 |
| Miocène inférieur | FORMATION PUNACANCHA ≈ 20 Ma | | | QUECHUA 2 |
| Oligocène supérieur | FORMATION PUNACANCHA ≈ 26 Ma | | | QUECHUA 1 |
| Oligocène inférieur | FORMATION ANTA ≈ 43-42 Ma | | | INCA 1 |
| Éocène | GROUPE SAN JERÓNIMO ≈ 53-50 Ma | | | |

FIG. 90. – Relations entre l'évolution des bassins synorogéniques, les événements tectoniques, les régimes de déformation, et la convergence des plaques.

≈ 42 Ma) est responsable des chevauchements et discordances progressives affectant les Couches Rouges du Groupe San Jerónimo et la bordure NE de l'ancien bassin occidental. Les produits érosifs de cette déformation, et du soulèvement associé, vont remplir le bassin Anta (Éocène supérieur-Oligocène inférieur) récemment créé (Fig. 88B). Cet événement est en relation avec un changement de la direction de convergence, qui passe de N 45° à N 70°E (anomalies 16-13, ≈ 40 à 36 Ma), et avec une diminution de la vitesse de convergence.

Entre les anomalies 13 (≈ 36 Ma) et 7 (≈ 26 Ma), aucune modification de l'angle ou de la vitesse de convergence n'apparaît [Pilger, 1983].

A partir de l'anomalie 7 (≈ 26 Ma), une réorganisation majeure de la plaque Pacifique SE voit la séparation de la plaque Farallon en Plaque Cocos et Nazca, associée à une augmentation de la vitesse de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud, et à une modification de l'angle de convergence qui devient ≈ N 90°. Cette réorganisation coïncide avec la crise tectonique Quechua 0 (≈ 28-26 Ma), qui produirait l'ouverture du bassin de Punacancha (Fig. 89A). En Bolivie, cette crise tectonique marque le début du chevauchement de la Cordillère Orientale sur la zone subandine, le bassin de l'Altiplano passant d'un fonctionnement de type bassin d'avant-pays à un comportement de type bassin intramontagneux. La crise tectonique Quechua 1 paraît coïncider avec l'anomalie 6 (≈ 20 Ma), qui correspond aussi à un changement de la direction de convergence, qui passe de N 90° à N 80° E, et à une légère augmentation de la vitesse de convergence moyenne. Cette crise tectonique serait responsable de la fermeture du bassin de Punacancha (Fig. 89B).

Au Miocène supérieur, pendant la crise tectonique Quechua 2 (≈ 12-10 Ma), la direction de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud devient presque E-W (anomalie 5, ≈ 10 Ma ; Pilger, 1983). Ce changement de direction et de vitesse de convergence coïncide avec l'ouverture du bassin de Paruro (Fig. 89 C)

Dans les reconstructions de Pilger [1983], le changement de régime de convergence est suivi d'une période de convergence rapide entre les anomalies 5 et 4 (10 à 7-6 Ma), elle-même suivie d'un changement de direction, qui passe à N 68° E. Cette réorganisation du régime de convergence (vitesse et direction), entre les plaques Nazca et Amérique du Sud,

paraît avoir été à l'origine de la crise tectonique Quechua 3, qui serait responsable des discordances progressives et de la fermeture du bassin de Paruro (Fig. 89 D).

En conclusion, la cinématique de plaques semble bien jouer un rôle sur la tectonique andine (Fig. 90) et ses épisodes de déformation. Cependant, les déformations et leur âge sont influencés ou contrôlés par les grands failles paléogéographiques (Fig. 88 et 89).

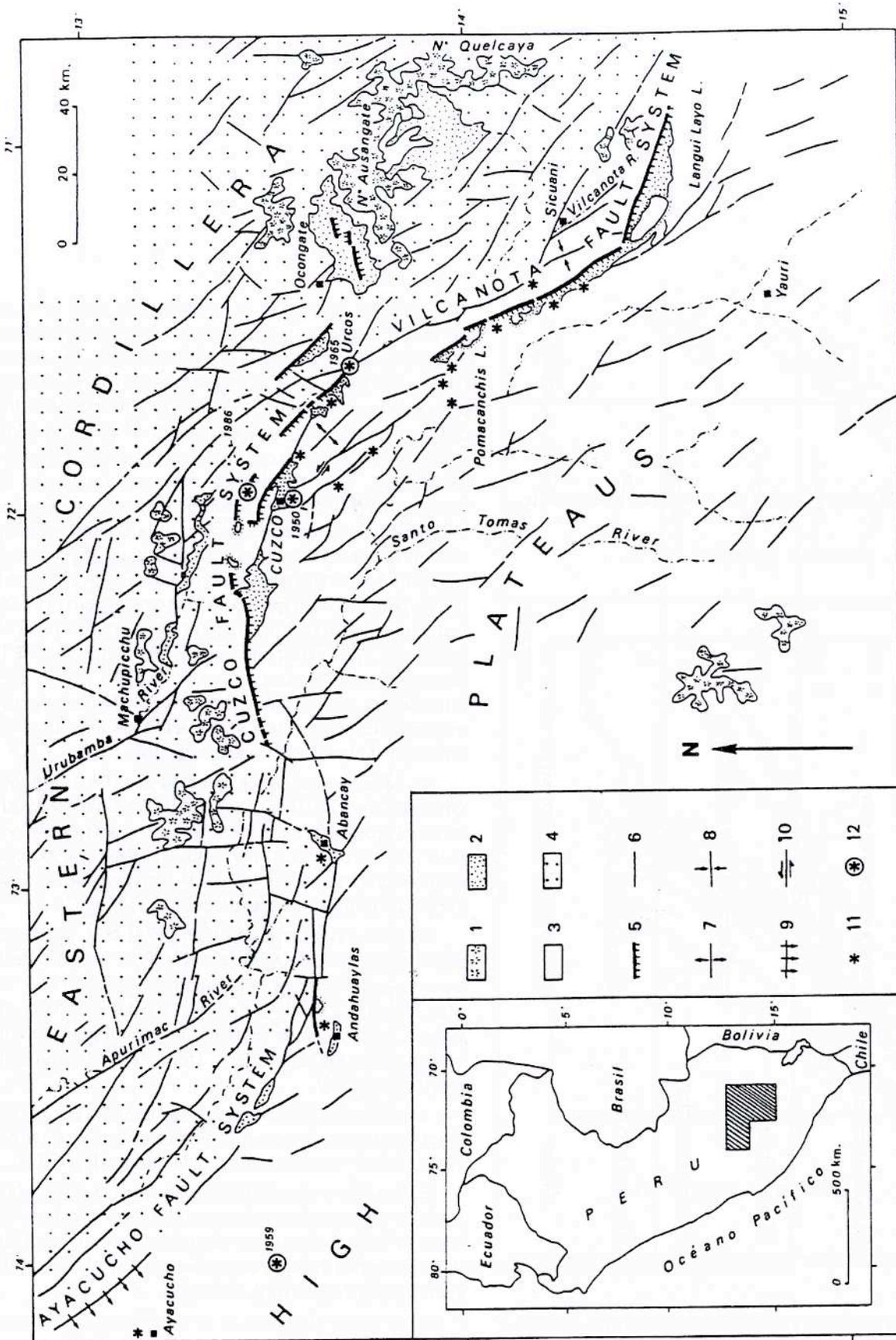


Fig. 91.- Schéma structural de la région de Cusco.

1 : Glacier ; 2 : Bassin Quaternaire ; 3 : terrains mésozoïques et cénozoïques des Hauts Plateaux ; 4 : Paléozoïque de la Cordillère Orientale ; 5 : Faille normale quaternaire (hachures dans le bloc descendu) ; 6 : faille pré-quaternaire ; 7 : Anticlinal ; 8 : Synclinal ; 9 : Flexure ; 10 : Faille sénestre ; 11 : Villages détruits lors de séismes superficiels historiques ; 12 : Epicentres à partir des catalogues USGS et IGP. [D'après Cabrera, 1988].

CHAPITRE 6 LES BASSINS PLIO-QUATERNAIRES

Dans la région de Cusco, Cabrera [1988] distingue deux grands types de bassins plio-quatérnaires : les bassins intercordilléraires, situés entre les Hauts-Plateaux (Altiplano) et la Cordillère Orientale, et les bassins intracordilléraires, notamment ceux de la Cordillère Orientale (Fig. 91). Ces deux types de bassins, localisés le long de failles préexistantes, sont partiellement comblés par des sédiments continentaux essentiellement détritiques, avec une grande variation de faciès allant de cônes fluvio-torrentiels à blocs, à des séquences lacustres.

Bien que l'évolution sédimentaire diffère d'un bassin à l'autre, trois grands ensembles sont distingués : un premier ensemble comportant des séries fluvio-torrentielles et fluviales qui remplissent les premières dépressions (Pliocène supérieur?) ; un deuxième (Plio-Pléistocène), constitué de dépôts fluvio-lacustres qui reposent en discordance angulaire sur les séries pliocènes; et un dernier ensemble pléistocène-holocène, emboîté dans le précédent et représenté par des terrasses fluvio-lacustres et des cônes torrentiels qui reposent en discordance angulaire sur les séries plio-pléistocènes (Fig. 92). Le fonctionnement des ces bassins est associé à des périodes tectoniques en extension, entrecoupées de brefs épisodes de compression [Cabrera, 1988].

Quatre bassins s'installent dans la région de Cusco : les bassins intercordilléraires de Anta et Cusco, situés le long du système de failles qui sépare la Cordillère Orientale des Hauts Plateaux, et les bassins intracordilléraires de Ccatca et Ocongate, situés dans la Cordillère Orientale [Cabrera, 1988] (Fig. 91).

Ces bassins présentent une forme allongée parallèlement aux grandes failles préexistantes, avec des longueurs variant entre 15 et 35 km, et des largeurs comprises entre 5 et 15 km. En général, ces bassins présentent une forme asymétrique, liée au fonctionnement prépondérant de la bordure septentrionale, actuellement constituée de failles normales [Cabrera, 1988].

1. LES SÉRIES PLIO-PLÉISTOCÈNES

Les séries plio-pléistocènes représentent le plus grand ensemble sédimentaire des bassins plio-quatérnaires. Leur épaisseur est variable, et peut dépasser 200 m. Les séries pliocènes se sont déposées dans les quatre bassins de la région de Cusco [Cabrera, 1988].

1.1. La Formation Chincheros ou Pumamarca

La Formation Chincheros [Cabrera, 1988], ou Pumamarca [Córdova *et al.*, 1994], repose sur une topographie différenciée, et en discordance angulaire, sur le substratum méso-cénozoïque ou paléozoïque (Fig. 92).

L'âge de cette formation n'est pas connu par manque de fossiles et de roches permettant les datations radiométriques. Cependant, les relations stratigraphiques et morphologiques permettent de leur attribuer un âge pliocène. En effet, dans les bassins intercordilléraires, ces séries sont postérieures à la haute surface (Superficie Puna) [Cabrera, 1988]. Près de Poroy, [Cabrera, 1988] a montré

que la Formation Chincheros surmonte en discordance angulaire des conglomérats attribués à la Série Poroy, qui correspond en effet à la Formation Paruro du Miocène supérieur [Jaimes et Romero, 1996]. La Formation Chincheros est située entre deux discordances angulaires. La discordance inférieure est associée à un épisode tectonique qui déforme la Formation Paruro. La discordance supérieure est liée à une autre déformation contemporaine, ou postérieure à la Formation Chincheros, et qui a eu lieu avant le dépôt de la Formation San Sebastian (Pléistocène). Ces arguments suggèrent un âge pliocène pour la Formation Chincheros.

1.1.1. Lithologie et milieu de dépôt

La Formation Chincheros (≈ 200 m) débute par des faciès chaotiques à blocs énormes, caractéristiques de cônes (Fig. 92), évoluant vers des faciès à brèches interstratifiées de milieux de cônes torrentiels dans la partie médiane, et vers des faciès conglomératiques avec des clastes légèrement arrondis de milieux fluvio-torrentiels dans la partie supérieure [Cabrera, 1988]. En général, les clastes qui composent la Formation Chincheros proviennent de l'érosion du Groupe Yuncaypata. La partie supérieure de la formation est affectée par une surface d'érosion (Surface Chincheros), située à une altitude moyenne de 3700 m, et caractérisée par une couverture de colluvions pédogénétiques rougeâtres qui peuvent atteindre plus de 6 m d'épaisseur [bassin Anta; Cabrera, 1988].

1.1.2. Évolution verticale

La Formation Chincheros est composée de séquences grano- et stratodécroissantes qui caractérisent l'ouverture des bassins [Cabrera, 1988; Fig. 92].

1.2. La Formation San Sebastian et ses équivalents

Après une période d'érosion et de soulèvement, pendant laquelle les séries précédentes sont partiellement érodées, un deuxième ensemble sédimentaire plio-pléistocène se dépose dans des dépressions réentaillées dans les bassins pliocènes. Il est en discordance angulaire sur le premier ensemble (Formation Chincheros) (Fig. 92).

Le deuxième ensemble sédimentaire correspond à la Formation San Sebastian [Gregory, 1916]. Elle repose en discordance angulaire, ou progressive, sur la Formation Chincheros. La présence d'une grande variété de fossiles de vertébrés et de palynomorphes permet de dater la Formation San Sebastian du Pléistocène [Kalafatovich, 1955 ; Ramirez, 1958 ; De Muizon, *in* Cabrera, 1988 ; Escobedo *et al.*, 1997]. Cependant, une partie de cette unité pourrait être encore pliocène [Cabrera, 1988].

1.2.1. Lithologie et milieu de dépôt

La Formation San Sebastian et ses équivalents (> 100 m) sont composées à la base d'argiles noires de milieux lacustre, de conglomérats à clastes arrondis, de grès massifs ou à laminations obliques en auge, d'argiles, de niveaux de diatomites et de calcaires dans la partie supérieure (Fig. 92).

Les conglomérats se situent en bordure des bassins et correspondent à des faciès de cônes et à des dépôts fluvio-

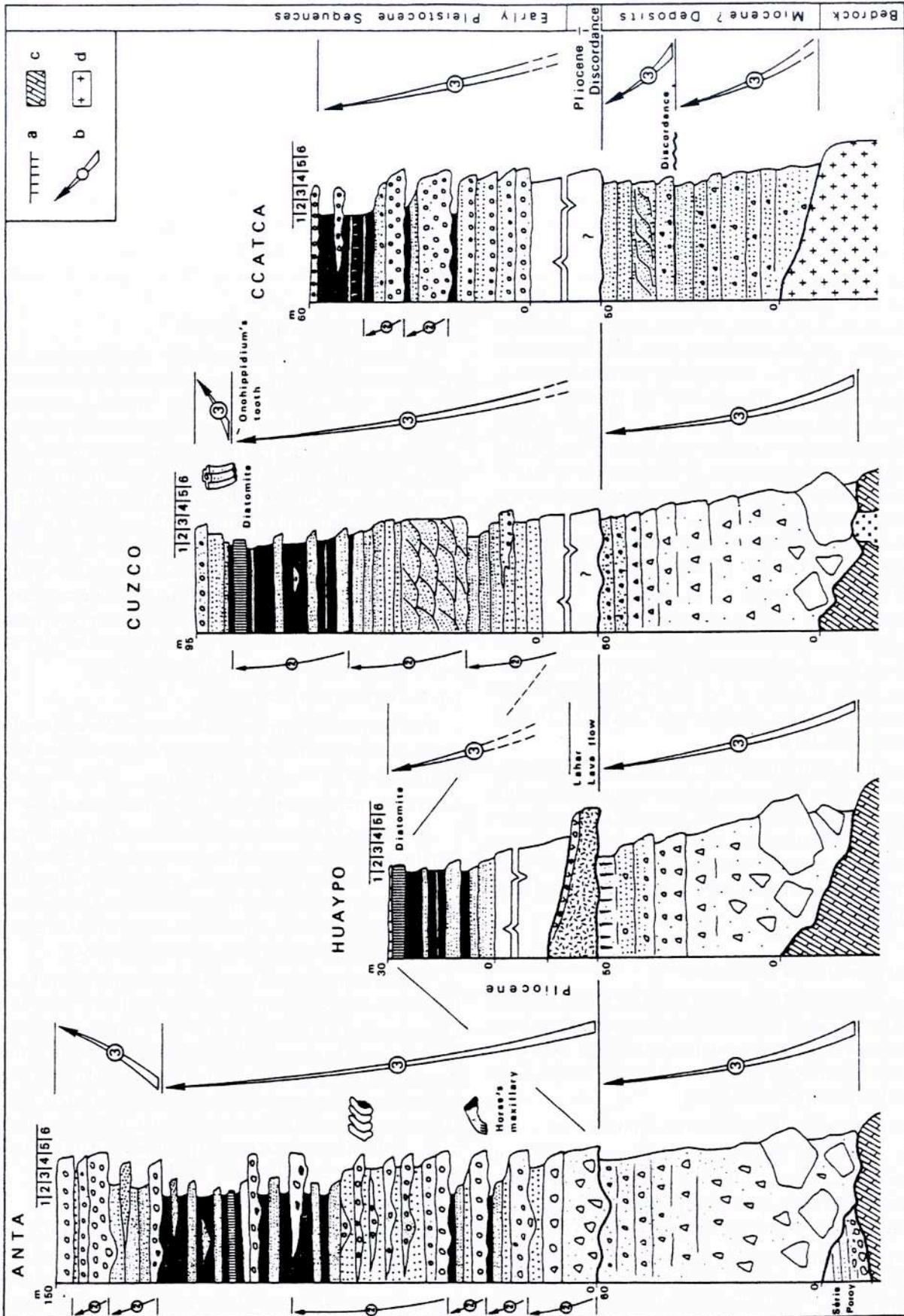


FIG. 92.- Colonnes stratigraphiques et analyse séquentielle des différentes séries des bassins de la région de Cusco.
 a : Distribution des faciès (1 : lacustre et palustre ; 2 : fluvialite fin ; 3 : fluvialite moyen ; 4 : fluvialite grossier ; 5 : fluvio-torrentiel ; 6 : faciès à blocs) ; b : Ordre séquentiel ; c : Groupe Yuncaypata ; d : Roches paléozoïques. Les fossiles de Vertébrés sont localisés. [D'après Cabrera, 1988].
 Géologie Alpine, 2002, Mémoire H.S. n° 39

torrentiels. Les grès se trouvent intercalés avec des argiles et indiquent des milieux fluviaux. La plus grande partie des argiles, associée à des diatomites et des calcaires, et contenant de grandes quantités de fossiles, est considérée comme liée à des épisodes lacustres.

1.2.2. Évolution verticale

La Formation San Sebastian peut être divisée en deux séquences. La première, grano- et stratodécroissante, caractérise l'ouverture du bassin. La seconde, grano- et strato-croissante, indique sa fermeture [Cabrera, 1988 ; Fig. 92].

1.3. Les bassins plio-pléistocènes

1.3.1. Bassin Anta-Chincheros

Le bassin Anta-Chincheros [Cabrera, 1988] se présente actuellement comme une dépression située à une altitude comprise entre 3300 et 3700 m. Il est comblé par les formations Chincheros et San Sebastian (Fig. 93 A). La formation Chincheros y est bien développée. La Formation San Sebastian a une extension plus réduite et s'étend selon un axe de direction E-W. Les faciès proximaux (cônes alluviaux) se situent dans les secteurs oriental et occidental du bassin, et montrent une direction de transport vers le NE (Pampa d'Anta située entre les villages d'Anta et Zurite). Les faciès distaux, localisés dans la Pampa d'Anta, ont été fortement érodés.

1.3.2. Bassin Cusco

Le bassin Cusco est une dépression allongée, de direction proche d'E-W, parallèle aux accidents préexistants, ayant une longueur de 15 km (Fig. 93 B). La Formation Chincheros y est principalement observée sur la bordure nord du bassin, notamment dans le village de Pumamarca [Cabrera, 1988 ; Córdova *et al.*, 1994]. La base est en discordance angulaire sur le Groupe Yuncaypata. Cartographiquement, cette formation n'est pas en continuité avec celle du bassin Anta. Les deux bassins étaient séparés par un seuil étroit pendant la sédimentation. La Formation San Sebastian surmonte en discordance angulaire [Cabrera, 1988] ou progressive [Córdova *et al.*, 1994] la Formation Chincheros.

Les faciès proximaux de la Formation San Sebastian (cônes et rivières torrentiels) se trouvent dans la partie occidentale du bassin, ce qui indique que les zones d'apport se situaient de ce côté. Les faciès distaux se situent dans la partie centrale du bassin [Cabrera, 1988].

1.3.3. Bassin Ccatca

Le bassin Ccatca [Cabrera, 1988] est une dépression étroite d'axe NW-SE, de 15 km de long, située dans la Cordillère Orientale, à une altitude comprise entre 3600 et 3700 m (Fig. 93 C). C'est un bassin asymétrique, avec une profondeur plus importante au Nord, où il est limité par une faille majeure. Ce bassin est comblé (Formation Chincheros) par une sédimentation essentiellement fluviale (réseau en tresse), interstratifiée localement avec des cônes alluviaux. On n'observe pas la base de ce premier remblaiement. Les parties intermédiaire et supérieure dépassent 70 m et reposent latéralement en discordance angulaire sur le substratum paléozoïque. La direction de transit sédimentaire est parallèle à l'accident de bordure. La partie sommitale présente des concrétions ferrugineuses caractéristiques.

La Formation San Sebastian fluvio-lacustre (70 m) se dépose en discordance sur le premier ensemble. Les faciès proximaux sont localisés dans la partie nord-occidentale du bassin. Il s'agit de séquences de torrents et de rivières à galets, qui évoluent vers des séquences fluvio-lacustres dans la partie supérieure. Les faciès distaux lacustres et palustres sont bien développés dans la partie orientale du bassin.

1.3.4. Bassin Ocongate

Ce bassin de direction NE-SW, situé dans la Cordillère Orientale entre 3700 et 4400 m, est une dépression de plus de 30 km de long [Cabrera, 1988]. Il est limité vers le SE par la Cordillère d'Ausangate, qui dépasse 6000 m d'altitude et constitue la principale zone d'apport (Fig. 91). La Formation Chincheros (50 m) montre des séquences torrentielles et des brèches avec des niveaux ferrugineux, qui évoluent vers une sédimentation fluviale. Le bassin était alimenté depuis le SE.

La Formation San Sebastian a été partiellement érodée ou recouverte par l'activité glaciaire et fluvio-glaciaire. Elle présente des séquences fluvio-torrentielles et fluviales (100 m). La direction de transport est vers le NW.

1.4. Les dépôts pléistocène-holocènes

Après le dépôt des séries fluvio-lacustres du Pléistocène inférieur, le soulèvement de la région et le creusement des vallées s'accroissent. Les séries fluvio-lacustres des différents bassins sont partiellement érodées. Un troisième ensemble sédimentaire se dépose, emboîté et en discordance angulaire sur les séries du Pléistocène inférieur [Cabrera, 1988].

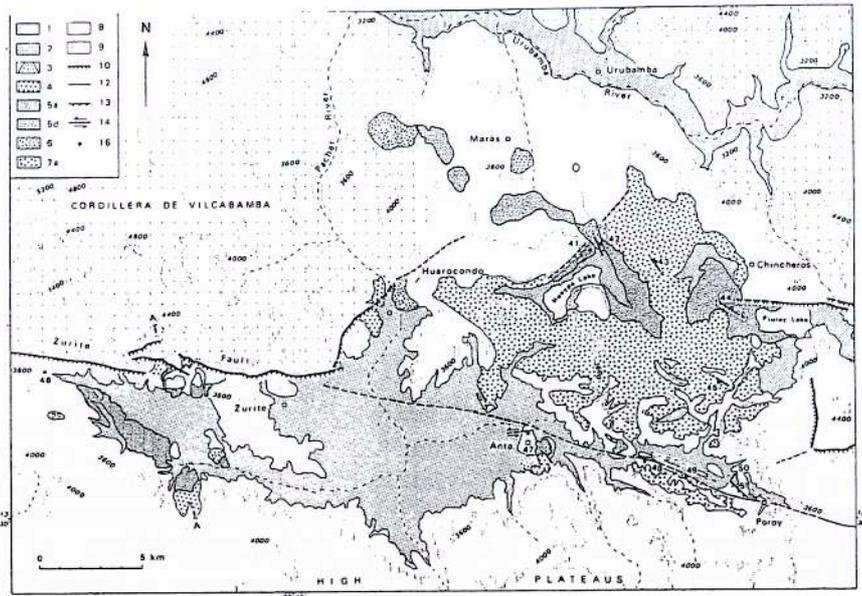
Il est formé d'un ensemble de terrasses fluvio-lacustres et fluviales emboîtées, de cônes torrentiels situés sur les bordures des bassins, contemporains des différentes terrasses, et de deux grands ensembles de moraines localisés sur les hauts reliefs des Hauts-Plateaux et de la Cordillère Orientale. Le dépôt de ce troisième ensemble sédimentaire est associé à un processus climatique, ou à un blocage d'origine tectonique, sédimentaire ou volcanique [Cabrera, 1988].

1.5. Activité tectonique synsédimentaire

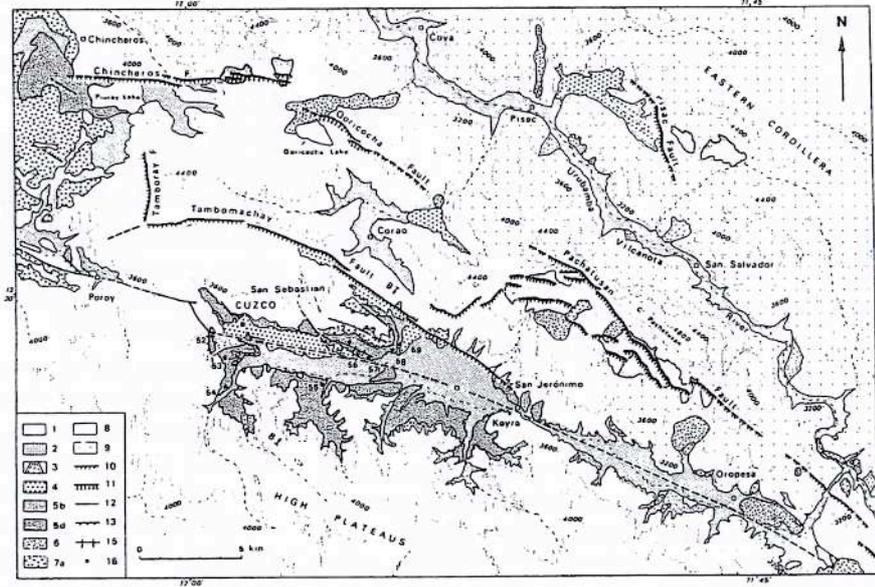
Dans les bassins de Cusco et Anta, des failles inverses affectent la Formation Chincheros, et traduisent un raccourcissement E-W [Cabrera, 1988]. Des failles normales synsédimentaires affectent la partie inférieure, fluvio-lacustre de la Formation San Sebastian (Fig. 94 A et B). Ces failles, qui donnent une extension proche d'E-W, sont observées dans tous les bassins. Dans le bassin de Anta-Chincheros, elles sont contemporaines du volcanisme shoshonitique et de la sédimentation lacustre [Cabrera, 1988].

La Formation San Sebastian de la plupart des bassins montre aussi une déformation en compression synsédimentaire (Fig. 95) et post-sédimentaire, caractérisée par des failles inverses et des flexures d'échelle kilométrique dans la couverture. Ces structures peuvent être associées à la réactivation des failles préexistantes du substratum. L'analyse cinématique montre deux directions, contemporaines de raccourcissement respectivement N-S et E-W [Cabrera, 1988] (Fig. 96).

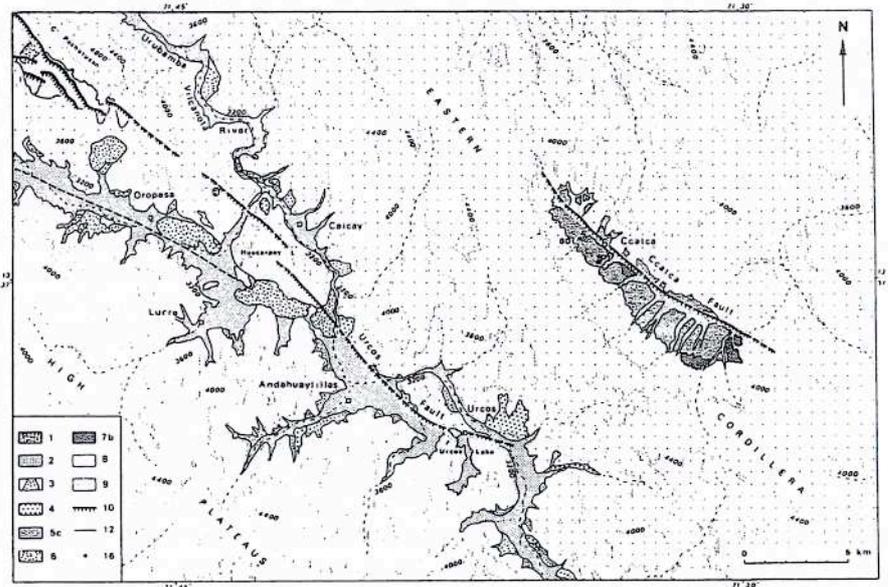
FIG. 93. - Carte géologique des formations quaternaires Secteur de Zurite-Anta-Chincheros [D'après Cabrera, 1988].



Secteur de Chincheros-Cusco-Oropesa [D'après Cabrera, 1988].



Secteur de Oropesa-Urcos-Ccatca. [D'après Cabrera, 1988].



Légende: 1 : Moraines ; 2 : Terrasses fluvio-lacustres et fluviales du Pléistocène moyen-Holocène ; 3 : Cônes torrentiels fluviaux du Pléistocène supérieur-Holocène ; 4 : Terrasses et cônes du Pléistocène moyen ; 5 (a, b, d) : Formation San Sebastian (Pléistocène inférieur) ; 6 : Centres volcaniques plio-quaternaires ; 7 (a, b) : Formation Chincheros attribuée au Pliocène ; 8 : Mésozoïque et Cénozoïque des Hauts Plateaux ; 9 : Paléozoïque de la Cordillère Orientale ; 10 : Failles normales quaternaires et actives (hachures dans le bloc descendu) ; 11 : Segment de faille réactivé lors du séisme du 5 avril 1986 ; 12 : Failles anciennes réactivées lors de la compression du Pléistocène inférieur ; 13 : Faille inverse ; 14 : Faille décrochante droite ; 15 : Flexure ; 16 : Sites de mesure tectonique.

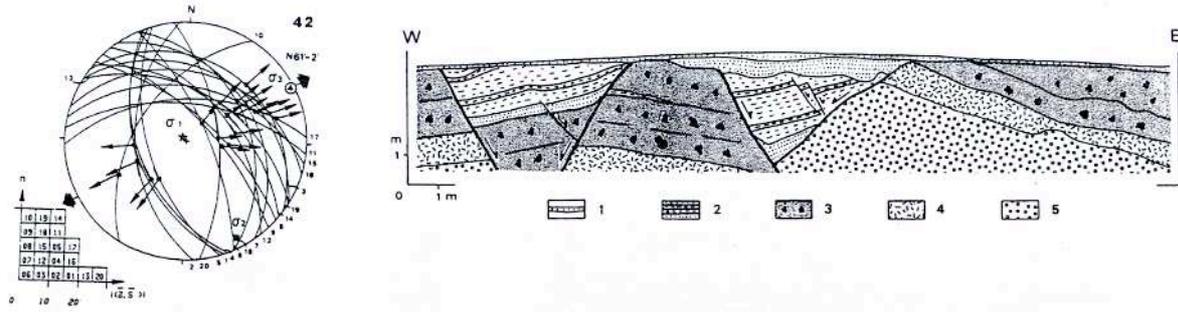


FIG. 94.- Failles normales syn-sédimentaires affectant la partie inférieure de la Formation San Sebastian. Coupe et données microtectoniques indiquant une extension E-W
 1 : Sol récent ; 2 : Formation San Sebastian ; 3 et 4 : Shoshonites ; 5 : Formation Chincheros. [D'après Cabrera, 1988].

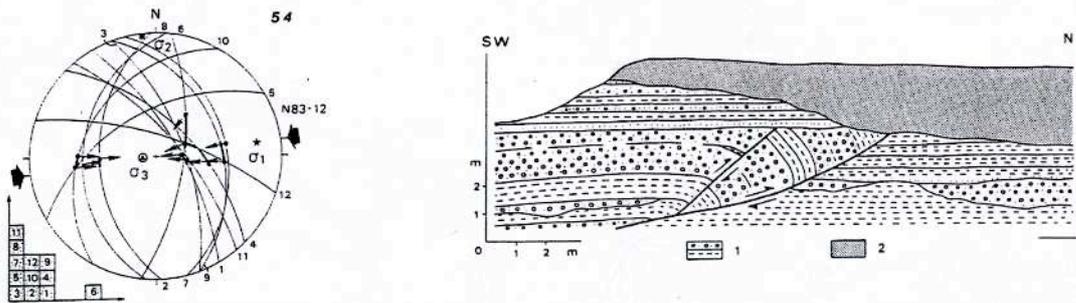


FIG. 95.- Failles inverses et plis syn-sédimentaires dans la Formation San Sebastian (Tincoc, bassin de Cusco). Coupe et données microtectoniques montrant un raccourcissement E-W. [D'après Cabrera, 1988].

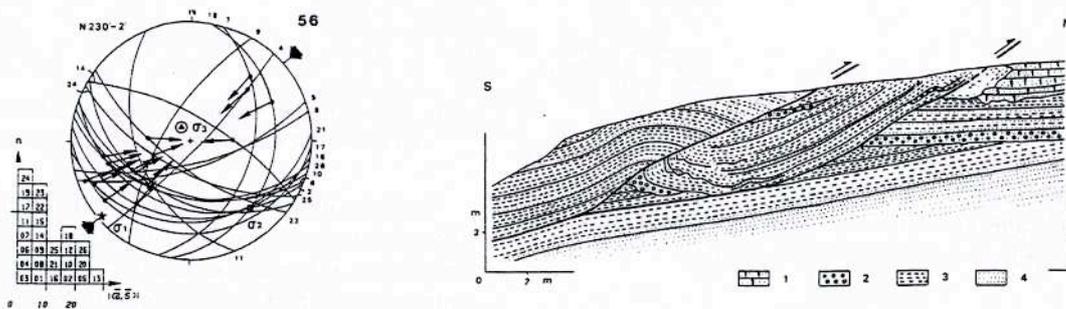


FIG. 96.- Failles inverses et plis syn-sédimentaires dans la Formation San Sebastian (Ladrillera, bassin de Cusco). Coupe et données microtectoniques montrant un raccourcissement N-S. [D'après Cabrera, 1988].

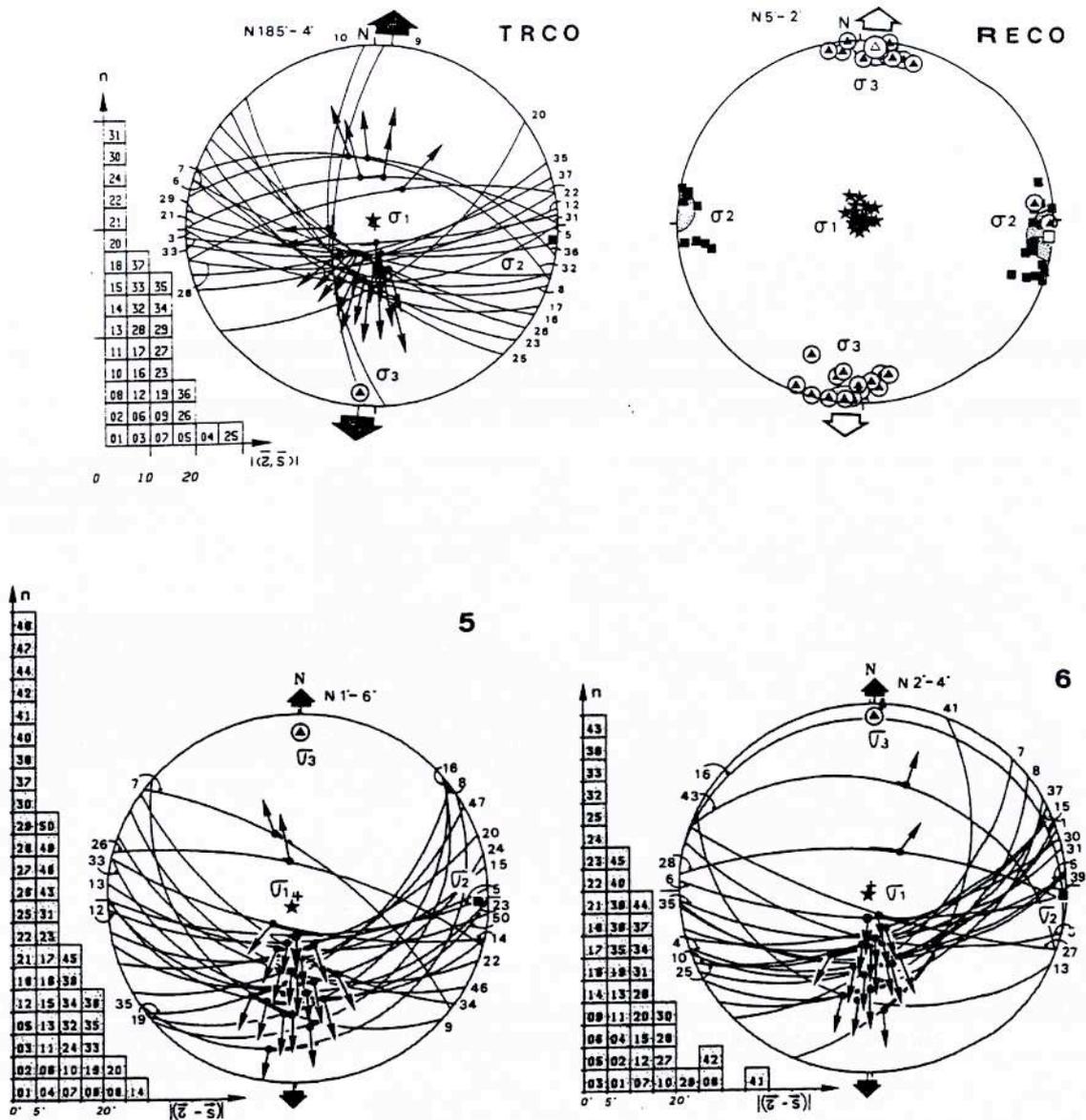


Fig. 97.- Données microtectoniques sur des dépôts récents montrant une extension N-S. [D'après Cabrera, 1988].

Des failles normales, indiquant une extension N-S (Fig. 97), marquent la déformation pléistocène-actuelle. Les failles actives de la région de Cusco sont en relation avec cet événement tectonique [Cabrera, 1988].

2. ÉVOLUTION TECTONO-SÉDIMENTAIRE PLIO-QUATÉNAIRE

Dans la région de Cusco, l'ensemble des bassins plio-quatérnaires est rempli d'abord par les séries fluvi-torrentielles de la Formation Chincheros, attribuée au Pliocène. Ces séries sont affectées par des déformations compressives (E-W) attribuées au Pliocène supérieur.

La Formation San Sebastian (Pléistocène inférieur) se dépose dans des dépressions entaillées dans la Formation Chincheros (Pliocène supérieur?) déjà déformée. Après cette crise compressive, l'évolution tectonique est dominée, au Pléistocène basal ou à la limite Pliocène-Pléistocène, par un régime en extension de direction proche d'E-W (Fig. 98), qui est en relation avec le fonctionnement des bassins (partie inférieure de la Formation San Sebastian), avec une activité volcanique shoshonitique, et avec une sédimentation lacustre.

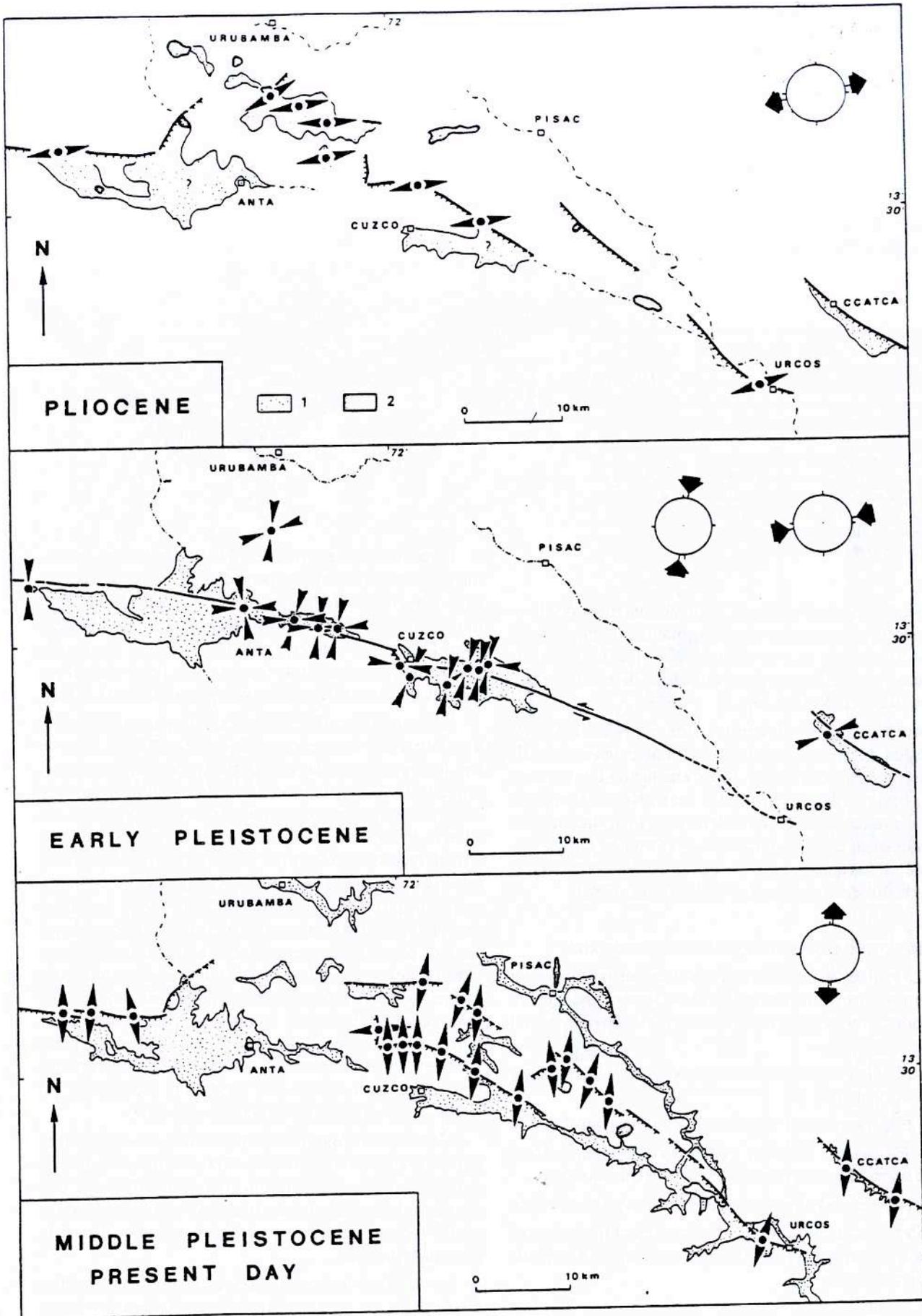
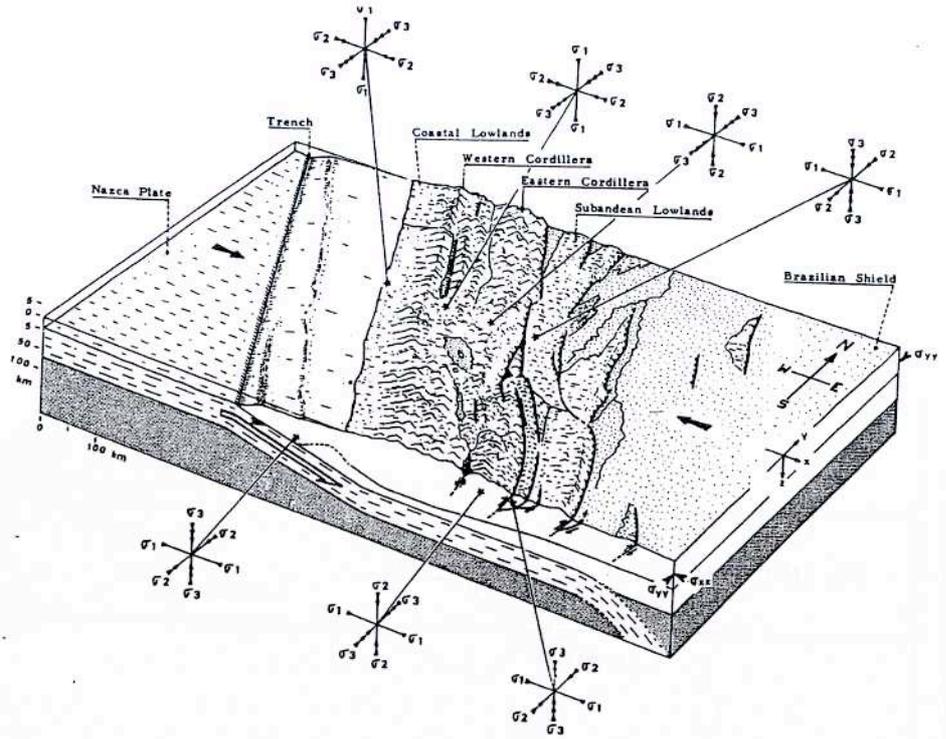


Fig. 98. – Direction de contraintes pour la période pliocène à actuel dans la région de Cusco. [D'après Cabrera, 1988].

FIG. 99.— Etat des contraintes dans les Andes du Pérou méridional.



Les contraintes lithosphériques principales en excès par rapport à la contrainte lithostatique de référence (σ_0) sont σ_{xx} (E-W, parallèle à la convergence), σ_{yy} (N-S) et σ_{zz} (verticale). σ_{zz} correspond au poids de la topographie compensée. En bordure des Andes, la tectonique est compressive ($\sigma_{xx} > \sigma_{yy} > \sigma_{zz}$) c'est à dire σ_3 est verticale et σ_1 est horizontale. Dans les hautes Andes, σ_{zz} augmente de telle sorte que $\sigma_{zz} > \sigma_{xx} > \sigma_{yy}$ c'est à dire que σ_1 est verticale et la contrainte minimale, σ_3 est N-S. [D'après Sébrier, 1997].

Au Pléistocène inférieur, le fonctionnement des bassins est interrompu par des déformations compressives synsédimentaires et post-sédimentaires (failles inverses, flexures), qui indiquent deux directions de raccourcissement, N-S et E-W (Fig. 98).

Après cet épisode de compression, et jusqu'à l'Actuel, la région de Cusco est dominée par une extension de direction proche de N-S (Fig. 98). Cette tectonique est contemporaine d'une nouvelle activité volcanique shoshonitique, et du dépôt de terrasses fluvio-lacustres et fluviales, de cônes torrentiels et de moraines. Un ensemble de failles quaternaires et actives est dû à cette extension de direction proche de N-S [Cabrera, 1988].

3. ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE PLIO-QUATÉNAIRE

La région de Cusco est caractérisée par un régime de contrainte variable pendant le Plio-Quaternaire. Quatre périodes, avec des régimes de contrainte différents, se sont succédées :

- Pliocène supérieur? : compression E-W (crise tectonique Quechua 4) ;
- Pléistocène basal : extension de direction proche E-W
- Pléistocène inférieur : déformations compressives avec un raccourcissement N-S et E-W (Quechua 5) ;
- puis : période d'extension de direction proche de N-S.

Cette variation est liée à l'interaction entre les forces dues à la convergence et les forces associées à la haute topographie (Fig. 99).

La tectonique en compression, attribuée au Pliocène supérieur ?, est caractérisée par un axe σ_1 E-W, parallèle à la direction de convergence entre les plaques de Nazca et d'Amérique du Sud.

La tectonique en extension du Pliocène basal, est caractérisée par un axe σ_3 proche d'E-W, et un axe σ_1 vertical. Cet état de contrainte, avec σ_3 proche de la direction de convergence, pourrait s'expliquer par une diminution du taux de convergence. Dans ce cas, les forces gravitaires, dues à la haute topographie, prédominent par rapport aux forces liées à la convergence [Cabrera, 1988].

La compression du Pléistocène inférieur peut être liée à un taux élevé de convergence [Cabrera, 1988]. Dans ce cas, les forces dues à la convergence prédominent par rapport à celles liées à la haute topographie. L'analyse cinématique montre deux directions de raccourcissement : E-W et N-S. La direction de raccourcissement E-W semble être en relation directe avec la convergence. Cependant, le raccourcissement N-S n'est pas expliqué par ce contexte de convergence. Dans la région de Cusco, les déformations synsédimentaires montrent que ces deux directions de raccourcissement sont contemporaines [Cabrera, 1988]. Elles seraient peut être en relation avec un effet de géométrie des grandes déflexions oroclines andines, et/ou avec un effet local dû à une incompatibilité du comportement des blocs dans des roches fortement fracturées [Cabrera, 1988]. Cependant, Córdova [1994] montre que l'évolution du bassin Cusco, pendant le Pléistocène, est liée à des mouvements décrochants sénestres.

L'extension d'âge pléistocène-actuel est caractérisée par un axe σ_3 proche de N-S et σ_1 vertical. Cet état de contrainte, avec σ_3 approximativement orthogonal à la direction de la convergence, traduirait une interaction entre les forces liées à la convergence, et celles dues à la haute topographie.

La variation de champ de contraintes, pendant le Plio-Quaternaire, est en accord avec les variations des forces compressives. Ces dernières peuvent être expliquées, soit par la variation du taux de convergence, soit par la variation des forces de traction du *slab* [Cabrera, 1988].

CHAPITRE 7 LE MAGMATISME

Au cours du Cénozoïque, l'activité magmatique dans le sud du Pérou se répartit suivant deux ceintures (Fig. 100) [Clark *et al.*, 1990 ; Sébrier et Soler, 1991] :

- un arc principal, situé au niveau de la Cordillère Occidentale ;

- un arc interne centré sur l'Altiplano et la Cordillère Orientale.

L'arc principal est caractérisé par un magmatisme de

nature calco-alcaline dont l'origine est directement liée à la subduction de la plaque de Nazca sous le continent Sud Américain [James, 1976]. L'activité de cet arc a été continue sur les 25 derniers millions d'années [Sébrier *et al.*, 1988 ; Sébrier et Soler, 1991]. Les produits émis sont essentiellement de composition andésitique et dacitique [Lefèvre, 1973, 1979 ; Boily *et al.*, 1990]. Ils ont édifié de vastes stratovolcans, formant actuellement la plupart des points culminants de la Cordillère Occidentale.

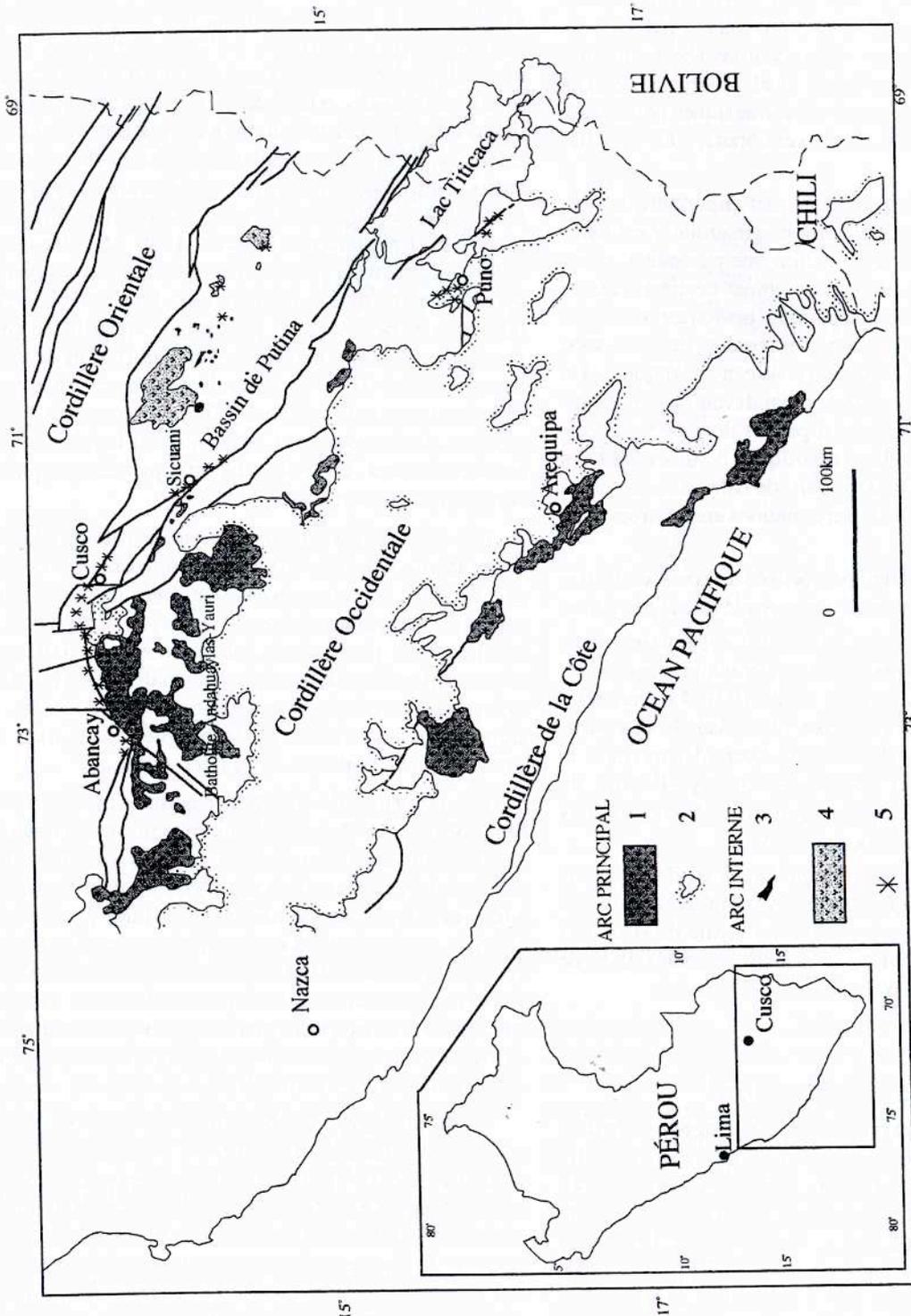


Fig. 100. - Répartition du magmatisme dans le Sud du Pérou.

Arc principal : 1 : Plutonisme de la Cordillère Occidentale (Mésozoïque-Cénozoïque) ; 2 : Volcanisme calco-alcalin ;

Arc interne : 3 : Manifestations plutoniques acides peralumineuses et ultra-potassiques associées à la Cordillère Orientale (Oligocène-Miocène) ; 4 : Volcanisme acide peralumineux de la Cordillère Orientale (Miocène-Pliocène) ; 5 : Volcanisme shoshonitique de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale (Oligocène-Quaternaire).

Le volume des produits magmatiques émis au niveau de l'arc interne est, par contre, beaucoup plus modeste. Si l'on excepte le vaste plateau ignimbritique de la région de Macusani [ca. 1200 km²; Laubacher, 1978] et le Batholite d'Andahuaylas-Yauri [ca. 25 000 km²; Noble *et al.*, 1984], les intrusions et les édifices volcaniques n'excèdent généralement pas quelques km². Une synthèse des données chronologiques publiées, et les résultats obtenus au cours de ce travail, montrent que l'arc interne s'est mis en place pendant les 50 derniers millions d'années [voir également Carlier *et al.*, 1996]. La nature du magmatisme est beaucoup plus variée que celle de l'arc principal. Les suites calco-alcalines métalumineuses et peralumineuses prédominent largement [Marocco, 1978; Clark *et al.*, 1990]. La diversité et l'originalité de l'arc interne résident cependant dans la présence d'associations shoshonitiques [Lefèvre, 1973, 1979; Kontak *et al.*, 1986], et de rares suites alcalines potassiques à ultrapotassiques [Audebaud et Vatin-Pérignon, 1974; Carlier et Lorand, 1997; Carlier *et al.*, 1997].

La région étudiée couvre une part importante de l'arc interne sud péruvien. L'activité magmatique y est associée au dépôt et à la déformation des puissantes séries détritiques cénozoïques précédemment décrites. Elle se manifeste par l'intrusion de plutons (batholites, stocks) et l'émission de produits volcaniques (coulées de laves, sills, dykes, dépôts pyroclastiques et volcanoclastiques). Un programme de datations de ces manifestations magmatiques, par la méthode K-Ar, a permis de préciser, d'une part, l'âge des formations détritiques continentales, en général azoïques et, d'autre part, de caler dans le temps les différentes périodes de déformations enregistrées dans la région.

La cartographie détaillée, réalisée au cours de ce travail, met en évidence un zonage marqué du magmatisme.

Les intrusions (stocks, batholites) apparaissent dans les compartiments soulevés, associés aux principaux accidents affectant la région (Fig. 101). Le batholite d'Andahuaylas-Yauri se met en place dans le compartiment sud des failles d'Abancay, Accha-Huanoquite et Yauri. De même, les massifs d'Acomayo-Paruro, de Pomacanchis et de Tinajani sont situés au Sud des failles d'Acomayo-Pomacanchis et d'Avaviri.

Le volcanisme (coulées de laves et de produits pyroclastiques) est uniquement observé en intercalations dans les séries détritiques continentales des bassins de «Couches Rouges» situés au Nord des principaux accidents. Il est en général associé aux niveaux détritiques grossiers.

1. LE PLUTONISME

1.1. Le Batholite d'Andahuaylas-Yauri

La bordure nord de la Cordillère Occidentale du Sud du Pérou est caractérisée par la présence du Batholite d'Andahuaylas-Yauri [Marocco, 1977; Noble *et al.*, 1984]. Ce batholite forme un grand massif composite qui affleure sur plus de 300 km de long et 10 à 60 km de large entre Andahuaylas, à l'Ouest, et Yauri, à l'Est (Fig. 100 et 101). Son orientation générale E-W est parallèle à la direction andine régionale [Déflexion d'Abancay; Marocco, 1977].

Géologie Alpine, 2002, Mémoire H.S. n° 39

Le batholite est intrusif dans des séries marines gréseuses, argileuses et calcaires du Groupe Yura (Jurassique-Néocomien) et des formations Mara et Ferrobamba (Albien-Turonien).

La mise en place du batholite Andahuaylas-Yauri s'est effectuée en plusieurs étapes [Bonhomme et Carlier, 1990]. Le premier épisode qui produit environ 80% des roches constituant le batholite, est caractérisé par des gabbros, des diorites, des diorites quartziques, des tonalites et, accessoirement, des granodiorites (Fig. 102).

Les gabbros sont représentés par des troctolites, des gabbros à olivine, des gabbronorites et des gabbros à hornblende [Ligarda, 1989; Carlier *et al.*, 1989; Ligarda *et al.*, 1993]. L'alternance de ces différents faciès pétrographiques détermine, à l'affleurement, un litage magmatique bien marqué. Les gabbros à hornblende constituent des dykes recoupant les autres gabbros. Les troctolites, les gabbros à olivine et les gabbronorites montrent des textures de cumulat. Les phases cumulatives, automorphes à subautomorphes, sont essentiellement constituées par le plagioclase (anorthite-labrador), l'olivine, l'augite et l'hyperstène [Ligarda, 1989; Carlier *et al.*, 1989]. La hornblende, la biotite et les phases ferrotitanées apparaissent en phases intercumulus. Une analyse minéralogique et pétrologique préliminaire [Carlier, comm. pers.] suggère que ces roches ont cristallisé sous de faible pression ($\approx 0,2-0,3$ GPa). Les gabbros à hornblende montrent des textures poecilites. Ils sont composés de plagioclase, de clinopyroxène, de hornblende brune et de phases ferrotitanées. L'olivine et l'orthopyroxène apparaissent occasionnellement.

Les diorites, les diorites quartziques, les tonalites et les granodiorites (Fig. 102) sont des roches de couleur gris verdâtre, à grain moyen à fin. Leur texture est porphyrique. Les phénocristaux d'augite, de hornblende, de biotite et de plagioclase (oligoclase-andésine) sont automorphes et contenus dans une matrice isogranulaire composée de plagioclase (oligoclase), de quartz, de hornblende, de biotite et de magnétite et, dans les granodiorites, d'orthose ou de microcline.

Les intrusions de ce premier épisode induisent dans leur encaissant sédimentaire un métamorphisme de contact marqué, dans les calcaires, par une recristallisation de la roche et l'apparition de dipyre et, dans les roches gréso-pélitiques, de cornéennes à biotite et cordiérite [Carlier, comm. pers.]. Le contact entre intrusifs et calcaires est en général le siège de phénomènes métasomatiques importants conduisant à la formation de skarns à magnétite, associée ou non à des grenats (grossulaire-andradite), et à des pyroxènes (hedenbergite) [Santa Cruz *et al.*, 1979; Saez, 1979; Carlier *et al.*, 1989].

Ce premier épisode a été daté à 43.3 ± 1.9 Ma dans la région de Limatambo, et à 44.6 ± 1.1 Ma dans la région d'Accha (Fig. 101; Table 1). De nombreux stocks et dykes subvolcaniques recoupent les intrusions du premier épisode. La taille des stocks est modeste (< 5 km²), et l'épaisseur des dykes n'excède généralement pas 10 m. Ce sont des microdiorites, des diorites, des granodiorites et des dacites [Bonhomme et Carlier, 1990].

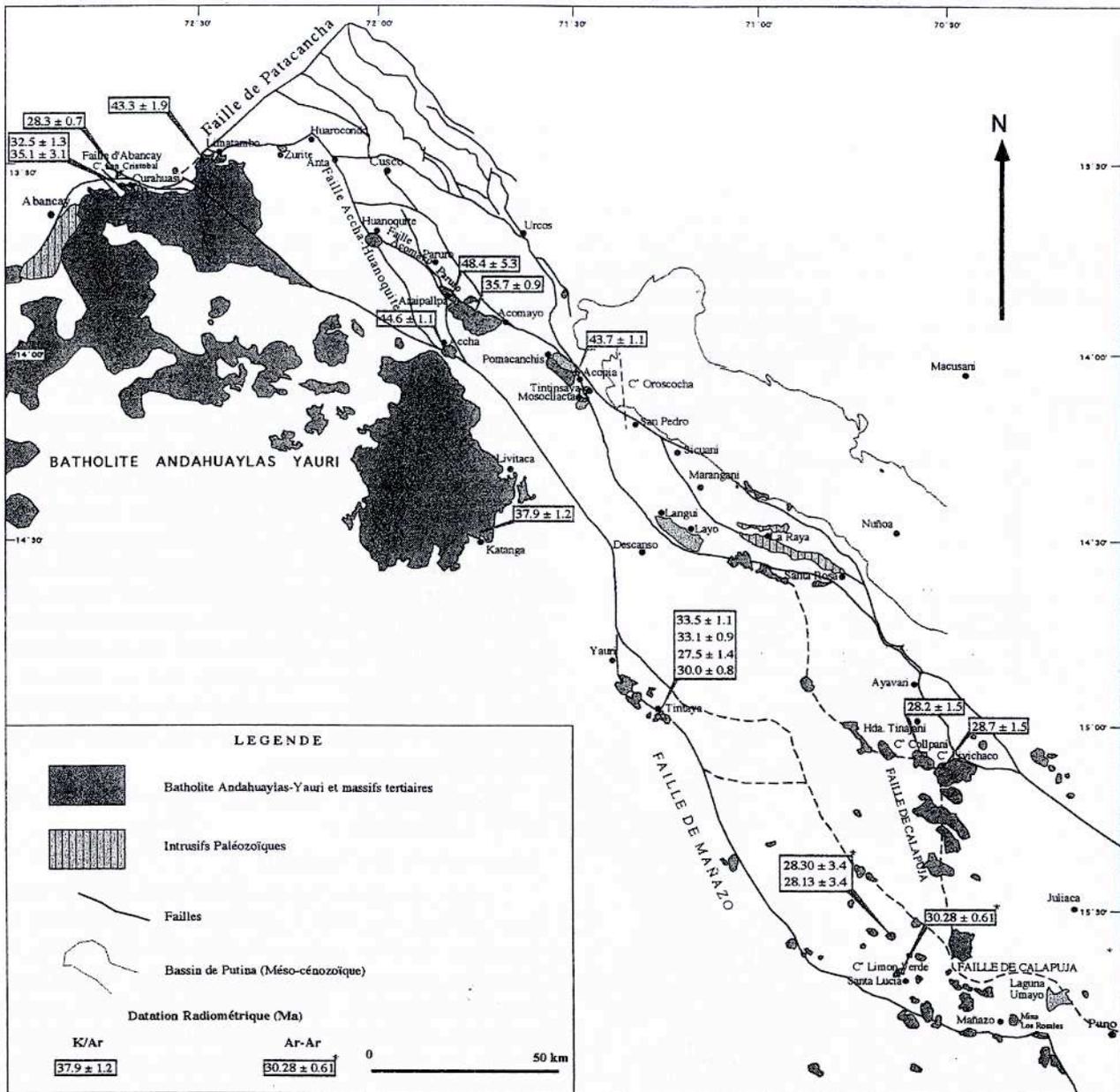


FIG. 101.— Localisation du Batholite d'Andahuaylas-Yauri et des massifs plutoniques tertiaires dans le contexte structural.

La minéralogie des diorites et des granodiorites est constituée, en proportions variables, de plagioclase, de quartz, de hornblende verte, de biotite, d'orthose, de sphène, d'apatite et de zircon. Ces roches présentent des textures grenues en cloison [Bard, 1980]. Les dacites sont porphyriques. Leur minéralogie est constituée de phénocristaux de biotite, de hornblende verte, de plagioclase et de quartz et d'une mésostase microgrenue ou felsitique.

Dans la région de Curahuasi, un stock de granodiorite appartenant à cet épisode a été daté à 35.1 ± 3.1 Ma [Bon-

homme et Carlier, 1990 ; Table 1]. Des stocks de dacite à biotite et/ou hornblende verte recoupant, dans la région de Tintaya et de Katanga, les gabbros et les tonalites du premier épisode, ont été datés entre 36 et 32 Ma [Noble *et al.*, 1984 ; Bonhomme et Carlier, 1990]. Des gisements de type porphyre cuprifère à Cu-(Mo) et Au sont associés à ces stocks et dykes [Santa Cruz *et al.*, 1979 ; Saez, 1979 Carlier *et al.*, 1989]. Dans la région de Tintaya, un dernier épisode est marqué par l'intrusion de petits stocks (< 5 km²) de monzogabbro et de micromonzogabbro. Ces derniers ont été datés entre 30 et 27 Ma [Table 1].

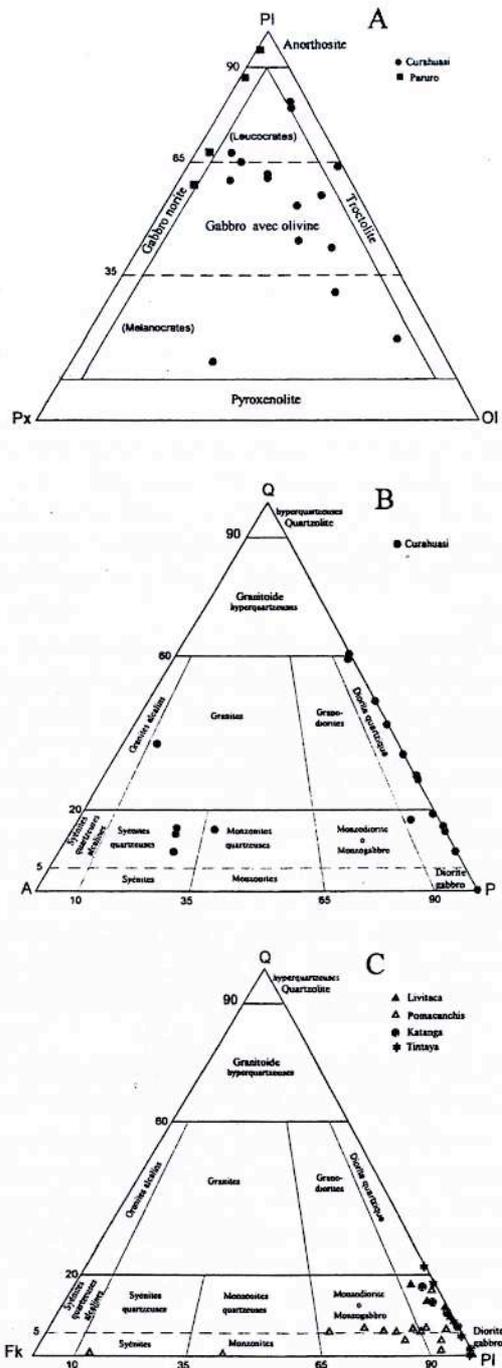


FIG. 102. – Nature pétrographique du Batholite d'Andahuaylas-Yauri. AB : Région de Curahuasi et Paruro ; C : Région de Pomacanchis, Vellile et Yauri. [D'après Ligarda, 1989 et Carlier *et al.*, 1989].

1.2. Le Massif de Paruro-Acomayo

Le massif de Paruro-Acomayo se situe dans le domaine occidental de l'Altiplano (bloc Cusco-Sicuani et bloc Anta). Ce massif (Fig. 101) est essentiellement composé de gabbros et de gabbronorites (Fig. 102). Il est intrusif dans des argiles rouges, des gypses et des calcaires du Groupe Yuncaypata. Le massif est limité au Nord par la faille d'Acomayo-Paruro (ou Yaurisque-Papres-Acomayo) qui le met en contact avec les Couches Rouges du Groupe San Jerónimo. Les gabbros et les gabbronorites sont des roches grises à noires, à grain grossier à fin. Ce sont des roches cumulatives constituées, en proportions variables, de plagioclase, d'augite, d'olivine, de biotite et de phases

ferrotitanées. Ces cumulates ont probablement cristallisé dans des chambres magmatiques situées à faible profondeur [$\approx 0,2-0,3$ GPa, Carlier comm. pers.].

Une datation radiométrique K-Ar sur plagioclase donne un âge de $48,5 \pm 5,3$ Ma pour la mise en place de ce massif (Table 1). Les gabbros de ce massif sont postérieurement recoupés par de petits stocks de diorite. Ce sont des roches grisâtres, à grain fin, essentiellement constituées de hornblende verte et de plagioclase. Le quartz, l'orthose, le sphène, l'apatite et les phases ferrotitanées sont accessoires. Une diorite, située au nord ouest d'Acomayo (Fig. 101), a été datée à $35,7 \pm 0,9$ Ma (Table 1).

De rares dykes et stocks de syénite recourent, près d'Araipallpa, les gabbros du premier épisode. Ce sont des roches grenues, claires, à plagioclase, orthose, biotite, actinote et sphène. Elles sont généralement altérées et épidotisées.

1.3. Les intrusions de Pomacanchis-Mosocllacta

Plusieurs petites intrusions, alignées NW-SE, se sont mises en place au NW de Sicuani (Fig. 101). Ce sont les massifs de Pomacanchis, d'Acopia, de Tintinsaya et de Mosocllacta. Ils sont intrusifs dans des formations carbonatées et argileuses du Groupe Yuncaypata. Ces massifs sont constitués de monzogabbros (Fig. 102). Ces roches sont composées de plagioclase, d'augite, de hornblende verte, de biotite, de titanomagnétite et d'apatite. Le quartz et l'orthose cristallisent tardivement sous forme de grands cristaux xénomorphes englobant les autres minéraux (texture monzonitique). Des skarns à magnétite se développent localement au contact des calcaires mésozoïques et des intrusions.

Les monzogabbros du massif d'Acopia ont été datés à $43,7 \pm 1,1$ Ma (Table 1).

1.4. La syénite de Curahuasi

Un dyke de syénite affleure au NW de Curahuasi (Cerro San Cristobal, Fig. 101). Ce dyke, visible sur environ 1 km et épais de 20 m, est orienté NNE-SSW. Il est intrusif dans des séries carbonatées attribuées au Groupe Yuncaypata [Ligarda, 1989]. Il semble également recouper l'accident d'A bancay. La roche, de couleur rosée, est constituée d'orthose, de plagioclase, de quartz, de hornblende brune, de biotite, de phases ferrotitanées, de sphène et d'apatite. La texture est granophyrique. Ce dyke a été daté à $28,3 \pm 0,7$ Ma (Table 1).

1.5. Les intrusions de Tinajani

Dans la région de l'Hacienda Tinajani (Cerro Livichaco et Collpani, Fig. 101), de petites intrusions de gabbros à néphéline recourent les calcaires Ayavacas [Carlier *et al.*, 1996]. Ces roches, de couleur sombre, à grain grossier, sont constituées de diopside vert, de plagioclase, de titanomagnétite, de biotite, d'arfvedsonite et d'apatite. Des amas constitués d'orthose et de néphéline représentent probablement des pseudoleucites [Carlier *et al.*, 1998].

Ces roches plutoniques ont été datées (méthode K/Ar sur feldspath potassique) à $28,7 \pm 1,5$ Ma [Bonhomme *et al.*, 1985].

1.6. Le massif de Limón Verde

Près de Santa Lucia (Fig. 101), un massif de

monzogabbro est intrusif dans les Calcaires Ayavacas. Des skarns à magnétite se développent au contact de ce massif et des carbonates encaissants. Le massif de Limón Verde a été daté à 30.28 ± 0.61 Ma [Ar-Ar sur orthose, Clark *et al.*, 1990].

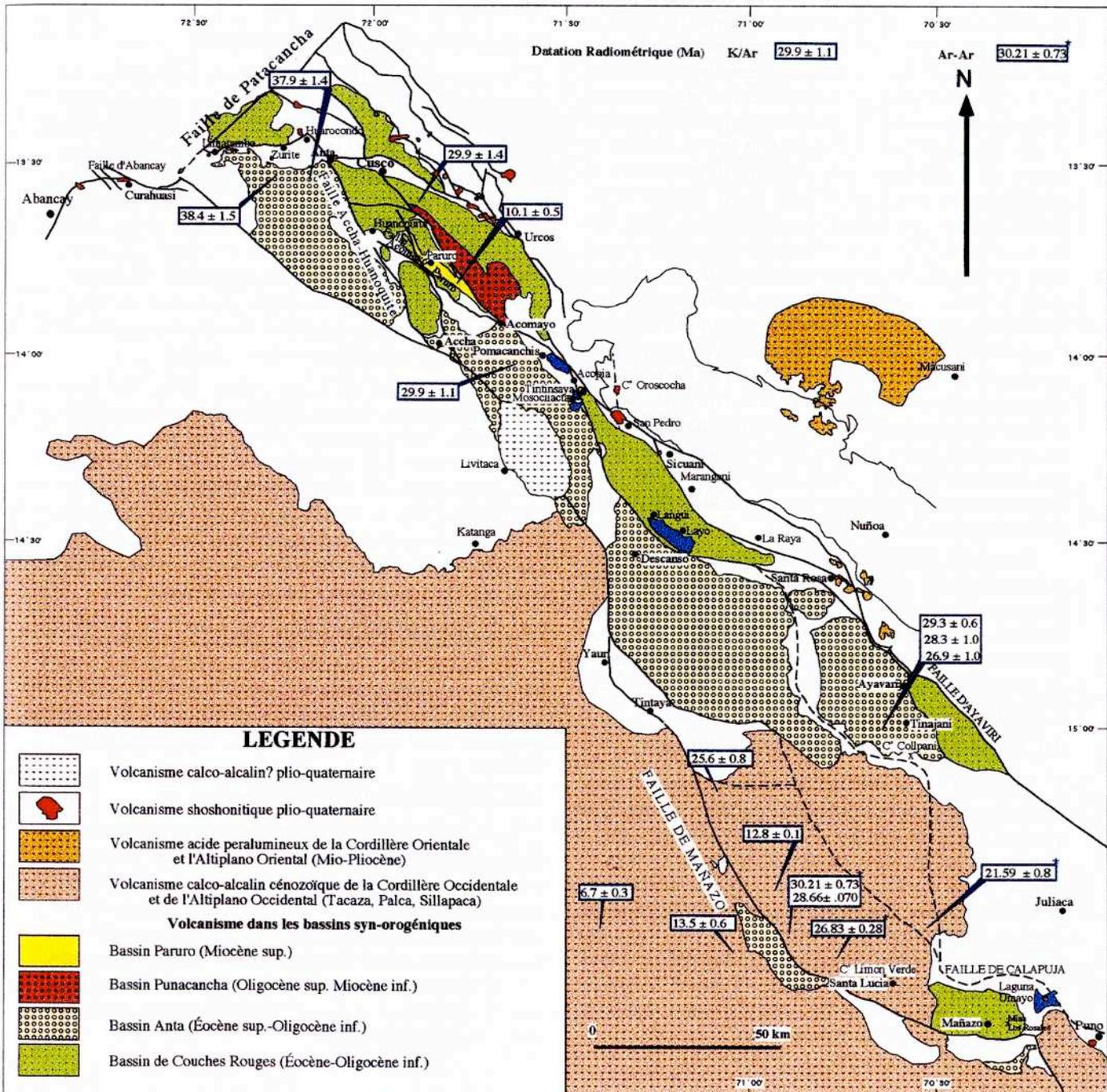
Dans cette même région (Mañazo-Santa Lucia), Clark *et al.* [1990] ont également daté des microdiorites à 28.30 ± 3.4 Ma et 28.13 ± 3.4 Ma par la méthode Ar-Ar sur orthose. Le gisement épithermal à argent de Berenguela est associé à des centres subvolcaniques datés à 27 Ma par ces même auteurs. Ces différentes manifestations et l'intrusion du gabbro de Limón Verde appartiennent probablement au même épisode magmatique.

2. LE VOLCANISME

2.1. Les volcanites de la Formation Anta

Les premières manifestations volcaniques cénozoïques sont interstratifiées dans les conglomérats de la partie moyenne-supérieure de la Formation Anta. Cet épisode volcanique est bien exposé le long de la bordure nord de la Cordillère Occidentale, entre Limatambo et Anta (Fig. 103). La proportion des laves semble, par ailleurs, augmenter à l'approche du grand accident de Huanquite-Accha. Cet épisode est constitué d'andésites, de dacites et de tufs soudés et de brèches de composition andésitique et dacitique. Les dacites sont des roches porphyriques, de couleur blanc-rosé. Elles contiennent des phénocristaux de plagioclase (oligoclase-andésine), de quartz, de hornblende et de biotite. La mésostase est composée des mêmes phases minérales noyées dans une matrice felsique à microlitique.

FIG. 103.- Localisation des volcanites dans le contexte structural.



Les dacites de la partie moyenne et supérieure de l'unité ont été respectivement datées à 38.4 ± 1.5 Ma et de 37.9 ± 1.4 Ma (Table 1).

Au Sud de Pomacanchis (Fig. 103), des laves sombres porphyriques sont intercalées dans la partie supérieure d'une unité constituée de calcaires lacustres et de grès fluviaux situés dans des dépôts détritiques, attribués à la Formation Anta. Ces laves sont des trachybasaltes porphyriques. Elles sont constituées de phénocristaux d'olivine, de diopside, de titanomagnétite et de plagioclase (rare) contenus dans une mésostase intersertale à plagioclase, diopside, biotite, titanomagnétite et apatite [Carlier *et al.*, 1998]. Ces laves ont été datées à 29.9 ± 1.1 Ma (Table 1).

Plus au Sud, dans la région d'Avaviri (Fig. 103), des coulées basaltiques à trachytiques ont été reconnues dans des dépôts détritiques continentaux qui constituent la Formation Tinajani d'Audebaud et Vatin-Pérignon [1974]. Les laves basaltiques à intermédiaires sont représentées par des basanites à leucites et les phonotéphrites. Ce sont des roches porphyriques qui contiennent des phénocristaux d'olivine, de diopside vert, de titanomagnétite et de leucite et une mésostase vitreuse contenant des microlites de leucite, de hyalophane riche en Sr, de diopside vert, de titanomagnétite et d'apatite riche en Sr [Carlier *et al.*, 1998]. Les phonotéphrites contiennent de plus, des phénocristaux de sanidine sodique (Or_{50-70}) et de plagioclase (An_{55-60}). Les trachytes sont caractérisés par l'abondance de phénocristaux de leucite et l'absence d'olivine. Dans toutes ces roches, la leucite a été remplacée par de l'analcime. Ces différentes laves ont été émises pendant une courte période, entre 29 et 27 Ma. Les basanites, les phonotéphrites et les trachytes ont été, en effet, respectivement datés (méthode K-Ar sur feldspath potassique et roche totale) à 29.3 ± 0.6 Ma, 26.9 ± 1.0 Ma et 28.3 ± 1.0 Ma [Bonhomme *et al.*, 1985]. Cette série coexiste avec les intrusifs subvolcaniques de gabbros alcalins potassiques [Carlier *et al.*, 1996].

Dans la région de Santa Lucia-Mañazo, Palacios *et al.* (1993) décrivent des andésites et des dacites, qu'ils regroupent dans un Groupe Tacaza «ancien». Ces laves surmontent en discordance angulaire les dépôts détritiques grossiers, attribués au Groupe Puno. Les coulées basales de ce Groupe Tacaza «ancien» ont été datées à 30.21 ± 0.73 Ma [France, *in* Palacios *et al.*, 1993].

2.2. Les volcanites du Groupe San Jerónimo

La proportion de matériel détritique d'origine volcanique augmente progressivement au sein des Couches Rouges du Groupe San Jerónimo. Au Sud Est de Cusco, près du sommet de la formation, un niveau de ponces flottées témoigne d'une éruption volcanique contemporaine des dépôts sédimentaires (Fig. 103). Ces ponces sont porphyriques et contiennent dans une matrice felsitique des phénocristaux de diopside vert, de plagioclase, de hornblende verte, et accessoirement de l'orthose, du quartz, des phases ferrotitanées et de l'apatite. Ce niveau a donné un âge K-Ar sur plagioclase de 29.9 ± 1.4 Ma (Table 1).

2.3. Les volcanites du Groupe Tacaza

Au Sud de notre région d'étude, dans la région de Santa Lucia-Manāzo, une puissante série de trachyandésites, d'andésites et de tufs rhyolitiques de composition calco-alcaline, repose en discordance sur les volcanites du Groupe Tacaza «ancien» [Palacios *et al.*, 1993]. Cet ensemble volcanique, qui constitue le Groupe Tacaza «jeune» de ces derniers auteurs, a été daté entre 26 et 22 Ma [Klinck *et al.*, 1986 ; Clark *et al.*, 1990].

2.4. Les volcanites du Groupe Palca

Le Groupe Palca est composé de tufs et de coulées dacitiques calco-alcalines [Palacios *et al.*, 1993]. Il surmonte en discordance, dans la région de Santa Lucia-Manāzo, le Groupe Tacaza (Fig. 103). La base et le sommet de ce groupe ont été respectivement datés à 21.59 ± 0.88 [Clark *et al.*, 1990] et 16.5 Ma [Clark *et al.*, 1990; Palacios *et al.*, 1993].

2.5. Les volcanites du Groupe Sillapaca

Toujours dans la région de Santa Lucia-Manāzo, le Groupe Palca est recouvert en discordance par le Groupe Sillapaca [Palacios *et al.*, 1993]. Ce groupe, constitué de coulées et de tufs andésitiques et dacitiques, s'étend vers le Nord jusqu'à la faille de Calapuja (Fig. 103). L'ensemble est faiblement déformé. Trois grandes périodes effusives ont été distinguées : entre 16 Ma et 14 Ma, entre 14 Ma et 12 Ma et entre 12 Ma et 7 Ma [Klinck *et al.*, 1986 ; Clark *et al.*, 1990]. La dernière période est caractérisée par des ignimbrites et des tufs andésitiques intercalés dans des sédiments lacustres. Ces dépôts constituent la Formation Maure [Palacios *et al.*, 1993].

Dans la région de Cusco (Fig. 103), des tufs rhyolitiques, situés à la base de la Formation Paruro (Bassin Paruro), ont été datés à 10.1 ± 0.5 Ma (méthode K-Ar sur biotite ; Table 1). Ceci suggère que la Formation Paruro et la partie supérieure du Groupe Sillapaca sont contemporaines. Les tufs de la Formation Paruro sont composés d'abondants fragments de phénocristaux de quartz, de plagioclase et de biotite, dispersés dans une mésostase felsique contenant de nombreuses «écharde» de verre.

2.6. Les laves de la Formation Umayo

Au Sud de Puno, de nombreuses coulées de composition shoshonitique forment un vaste plateau [Lefèvre, 1979 ; Fig. 103]. Ces coulées ne sont pas déformées. Elles ont été datées entre 5 et 6 Ma [Lefèvre, 1979 ; Kaneoka et Guevara, 1984].

2.7. Le volcanisme Plio-Quaternaire

Le volcanisme récent constitue une part importante du magmatisme de notre secteur d'étude. Plus de 25 centres d'émissions ont été identifiés (Fig. 104). Les édifices sont toujours de dimensions modestes ($0,25$ à 1 km²) et sont représentés par des dykes, des coulées de laves, des dômes et de rares cônes de scories. Cette activité magmatique est étroitement associée aux systèmes de failles actives d'Abancay-Curahuasi-Anta-Cusco et Sicuani-Huancané [Cabrera, 1988].

En fonction de la composition minéralogique et de la situation géographique, plusieurs séries ont été distinguées [Carlier *et al.*, 1996, 1998]. La série d'Abancay est située dans la région d'Abancay, Curahuasi et Anta, où le système de failles actives a une orientation E-W (Fig. 104). Cette série est constituée de laves grisâtres à noirâtres contenant des phénocristaux de hornblende brune à brun-vert (2-10 %), de clinopyroxène (1-8 %), de plagioclase (0-10 %) et de rare orthopyroxène noyés dans une matrice trachytique à plagioclase, sanidine, hornblende, ilménite, tridymite, apatite, sphène et plus rarement osmilité.

La série de Cusco est associée au système de failles actives de Cusco de direction NW-SE (Fig. 104). Dans cette série, les laves noirâtres sont constituées de

phénocristaux de phlogopite (2-5 %), de plagioclase (0-3 %), de clinopyroxène (1-7 %), d'orthopyroxène (< 1 %), d'ilménite (< 1 %) et d'apatite (< 1 %) dispersés dans une matrice microlitique à orthopyroxène, plagioclase, tridymite, ilménite, apatite et verre brun. Les volcans de Huambutó et de Rumicolca, situés près de Cusco, ont été datés, sur roche totale par la méthode K/Ar, à 0.59 ± 0.25 Ma et < 0.7 Ma [Bonhomme *et al.*, 1988 ; Kaneoka et Guevara, 1984]. Ces âges récents sont en accord avec les informations fournies par l'étude des formations quaternaires de la région. Un certain nombre de volcans shoshonitiques se sont mis en place dans les vallées et ont créé des barrages naturels (par exemple, les volcans Rumicolca et Koricocha). Les sédiments déposés dans les lacs résultant de ces barrages sont datés paléontologiquement du Pléistocène inférieur [Cabrera, 1988].

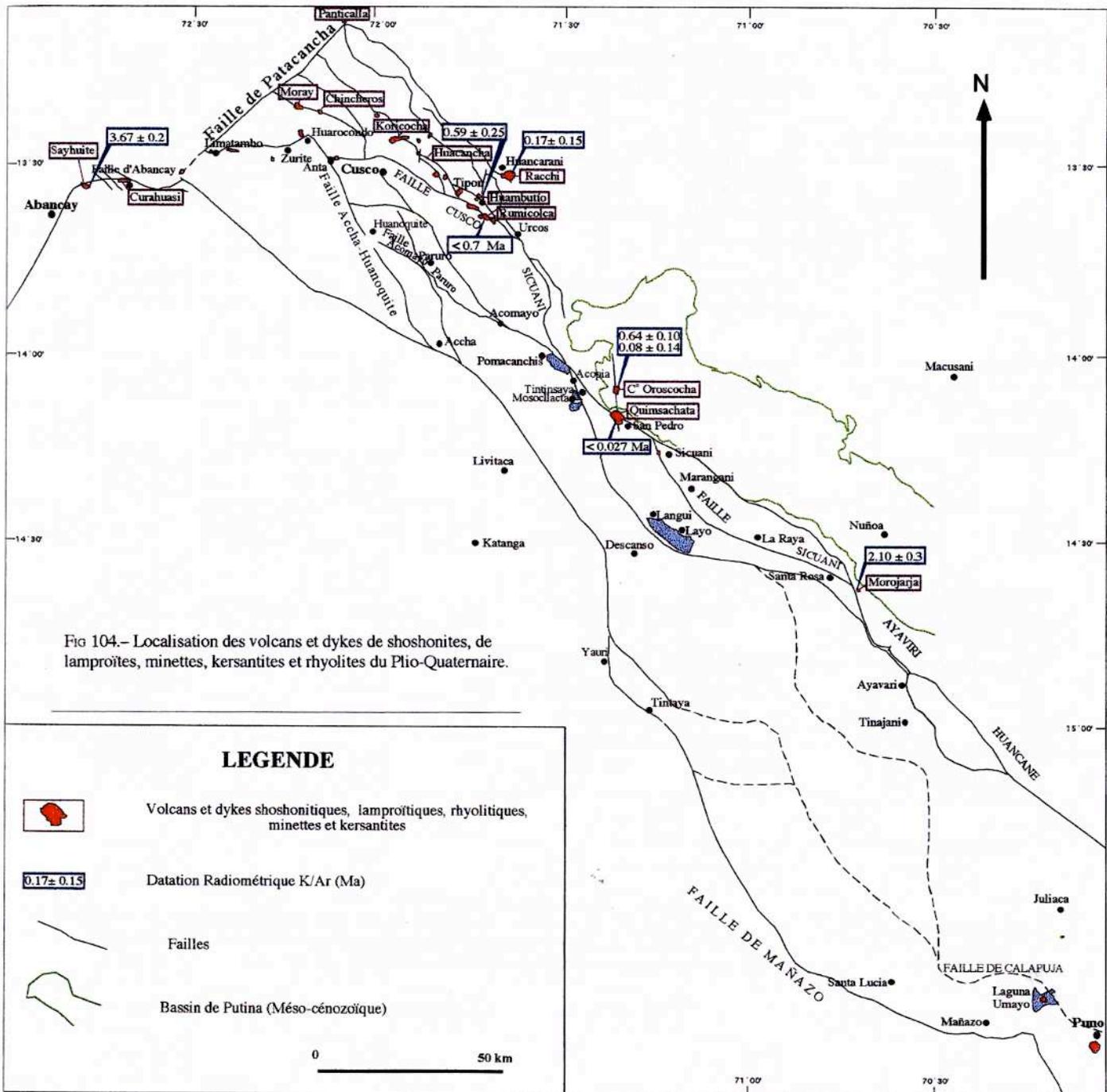


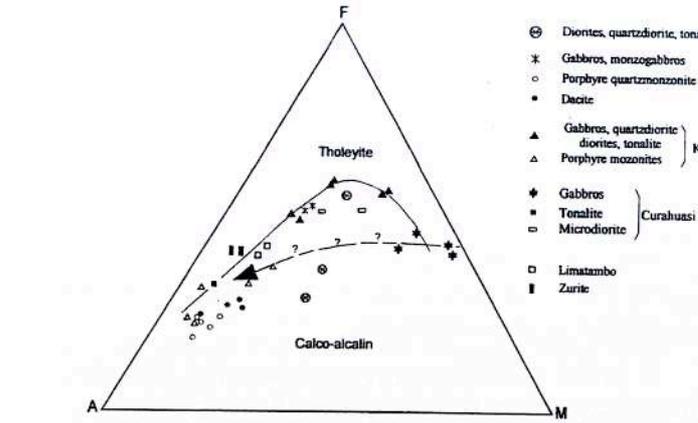
FIG 104.- Localisation des volcans et dykes de shoshonites, de lamproïtes, minettes, kersantites et rhyolites du Plio-Quaternaire.

| Nro. échant. | Latitude sud | Longitude ouest | Type roche | materiel daté | K ₂ O wt. % | ⁴⁰ Ar rad % | ⁴⁰ Ar rad (μl/g) | Age (Ma±1sig.) |
|---|--------------|-----------------|-----------------|---------------|------------------------|------------------------|-----------------------------|----------------|
| CURAHUASI | | | | | | | | |
| 1 | 13°32' 19" | 72°41' 19" | granodiorite | Pl | 1.24 | 64.6 | 1.309 | 32.5±1.3 |
| | | | | Hb | 1.48 | 21.0 | 1.692 | 35.1±3.1 |
| 2 | 13° 31' 33" | 72° 42' 35" | syénite | Pl | 2.36 | 32.6 | 2.171 | 28.3±0.7 |
| LIMATAMBO | | | | | | | | |
| 3* | 13° 29' 43" | 72° 27' 56" | granodiotite | Hb | 0.556 | 34.0 | 0.947 | 43.3±1.9 |
| ACCHA | | | | | | | | |
| 4 | 13° 58' 48" | 71° 48' 53" | tonalite | Pl | 2.55 | 37.0 | 3.71 | 44.6±1.1 |
| ANTA | | | | | | | | |
| 5* | 13° 36' 25" | 72° 12' 56" | tuf dacitique | Hb | 23.0 | 0.873 | 1.318 | 38.4±1.5 |
| 6* | 13° 30' 10" | 72° 18' 10" | ponce dacitique | Hb | 30.0 | 0.721 | 1.074 | 37.9±1.4 |
| ACOMAYO-PARURO | | | | | | | | |
| 7 | 13° 53' 09" | 71° 44' 41" | gabbro | Pl | 0.48 | 49.9 | 0.531 | 34.0±1.8 |
| 8 | 13° 52' 37" | 71° 44' 56" | diorite | Pl | 2.45 | 60.0 | 2.85 | 35.7±0.9 |
| 9* | 13° 45' 10" | 71° 46' 48" | tuf rhyolitique | Bi | 7.014 | 60.0 | 2.758 | 10.1±0.5 |
| POMACANCHIS | | | | | | | | |
| 10 | 14° 02' 43" | 71° 29' 23" | monzogabbro | Pl | 1.59 | 72.4 | 2.27 | 43.7±1.1 |
| 11* | 14° 02' 43" | 71° 36' 23" | trachybasalte | Wr | 2.03 | 38.0 | 2.38 | 29.9±1.1 |
| KATANGA | | | | | | | | |
| 12 | 14° 28' 07" | 71° 48' 09" | granodiorite | Bi | 8.11 | 42.8 | 10.03 | 37.9±1.2 |
| TINTAYA | | | | | | | | |
| 13 | 14° 55' 30" | 71° 21' 03" | tonalite | Pl | 0.50 | 42.4 | 0.546 | 33.5±1.1 |
| 14 | 14° 53' 43" | 71° 20' 50" | gabbrodiorite | Pl | 2.19 | 48.9 | 2.360 | 33.1±0.9 |
| 15 | 14° 54' 35" | 71° 18' 46" | microgabbro | Pl | 0.96 | 52.7 | 0.860 | 27.5±1.4 |
| 16 | 14° 54' 40" | 71° 18' 48" | monzogabbro | Pl | 2.84 | 77.0 | 2.770 | 30.0±0.8 |
| CUSCO-SAN JERONIMO | | | | | | | | |
| 17* | 13° 36' 43" | 71° 51' 52" | trachyte | Pl | 1.544 | 60.0 | 1.812 | 29.9±1.4 |
| SHOSHONITES: CUSCO, CURAHUASI, SICUANI | | | | | | | | |
| 18 | 13° 30' 21" | 71° 38' 45" | shoshonite | Wr | | | | 0.17±0.15 |
| 19 | 13° 31' 47" | 72° 41' 25" | shoshonite | Wr | | | | 3.67±0.21 |
| 20 | 14° 05' 48" | 71° 22' 00" | minette | Wr | | | | 0.64±0.10 |
| 21 | 14° 05' 48" | 71° 22' 00" | rhyolite | Wr | | | | 0.08±0.14 |

TABLE 1.— Ages K/Ar de roches de la région de Cusco.

[D'après Carlier et Bonhomme, 1995 ; Carlotto, inédit]. Wr : Roche totale ; Pl : Plagioclase ; Kf : Feldspath potassique ; Bi : Biotite ; Hb : Hornblende ; A : Argiles. Les analyses (*) ont été effectuées au LGCA (Institut Dolomieu, Grenoble) et au Département de Géologie et Minéralogie du Service géologique national Chilien (SERNAGEOMIN) à Santiago, Chili.

Constantes $^{40}\text{K}\lambda_e = 0,58110 \cdot 10^{-10}/\text{yr}$; $^{40}\text{K}\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10}/\text{yr}$; Abondance atomique de $^{40}\text{K} = 1,6710^{-4}$ atm%.



- ⊕ Diorites, quartzdiorite, tonalite
- * Gabbros, monzogabbros
- Porphyre quartzmonzonite
- Dacite
- ▲ Gabbros, quartzdiorite, diorites, tonalite
- △ Porphyre monzonites
- ◆ Gabbros
- Tonalite
- ◇ Microdiorite
- Limatambo
- Zurite

FIG. 105.- Diagrammes géochimiques soulignant le caractère calco-alcalin des roches du batholite d'Andahuaylas-Yauri. Diagramme A-F-M ; Diagramme K_2O+Na_2O/SiO_2 ; Variation de K_2O versus SiO_2 ; Diagramme $Al_2O_3-Fe_2O_3-MgO$. [D'après Ligarda, 1989 et Carlier *et al.*, 1989].

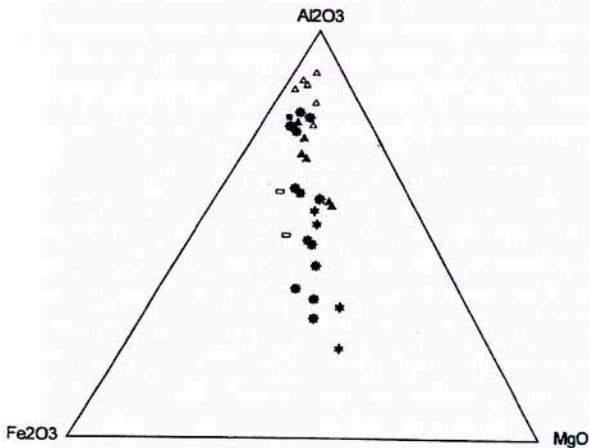
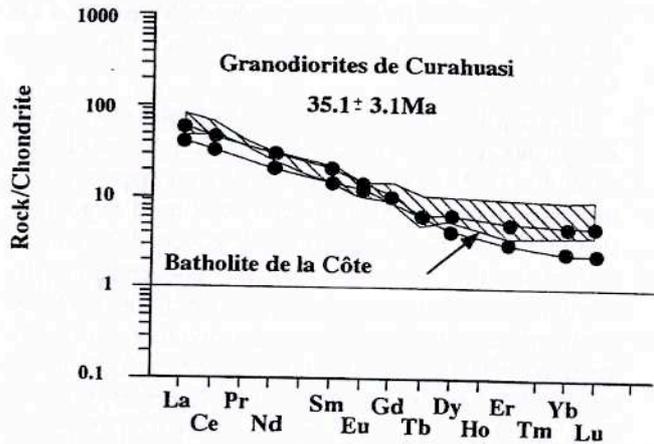
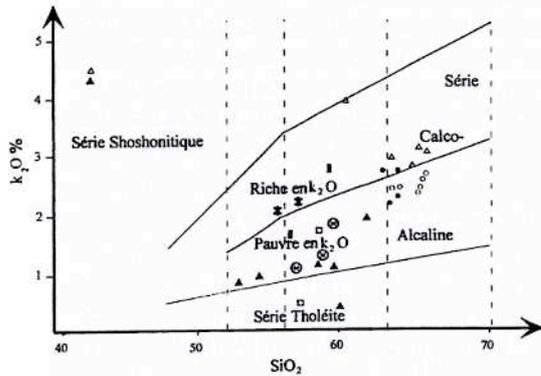
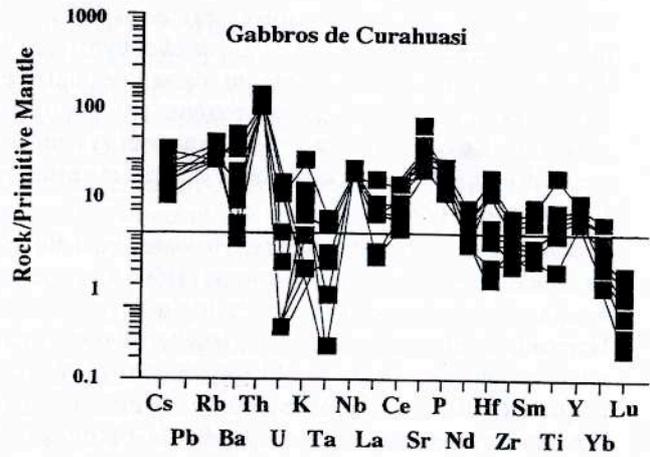
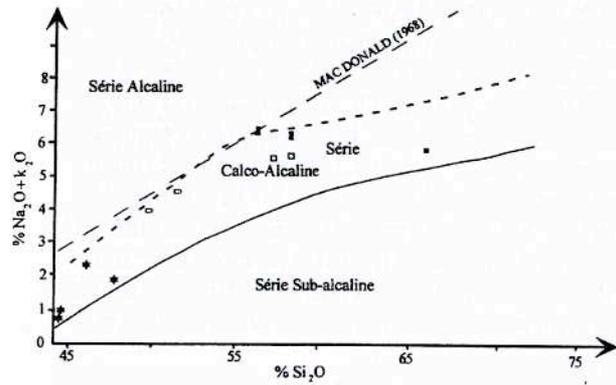


FIG. 106.- Diagramme de Terres Rares des roches de Curahuasi. A : Gabbros ; B : Granodiorites

La série de Sicuani est représentée par le volcan Quimsachata (Fig. 104). Ce dernier est constitué d'une succession de coulées de type AA. Les laves, noires, sont caractérisées par la présence de phénocristaux d'olivine (0-5 %), de clinopyroxène (1-5 %), d'orthopyroxène (1-3 %), de phlogopite (1-3 %), d'ilménite (< 1 %) et d'apatite (< 1 %). La matrice est composée d'un verre brun et de microlites de phlogopite, de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de plagioclase, d'ilménite et d'apatite. Les laves du volcan Quimsachata ont un âge inférieur à 27000 ans [K/Ar sur roche totale, Kaneoka et Guevara, 1984].

Le volcanisme récent de la région étudiée montre, en plus des séries précédemment décrites, des dykes de minettes (minette de Panticalla), de lamproïtes (lamproïtes de Morojarja et Huacancha), et un dôme volcanique composé de rhyolites, de dacites et de kersantites [Carlier *et al.*, 1998].

La minette de Panticalla forme un dyke décamétrique orienté E-W. La roche, noire, est constituée de phénocristaux de phlogopite (10 %), de clinopyroxène (5 %) et d'olivine (2 %), contenus dans une matrice microgrenue à sanidine, clinopyroxène, phlogopite et magnétite. Le clinopyroxène et l'olivine sont systématiquement remplacés par un assemblage à calcite et smectites [Carlier *et al.*, 1998].

Les lamproïtes de Morojarja et Huacancha ont été récemment décrits par Carlier et Lorand [1997]. Ces roches montrent une composition minéralogique typique de lamproïte à phlogopite, sanidine et leucite. Elles contiennent des phénocristaux de phlogopites (20-25 %), de diopside (8-10 %) et d'apatite (5-6 %). La matrice, finement microgrenue, est composée de phlogopite, d'aegyrine, de sanidine, de leucite, de richtérite potassique, d'apatite et d'ilménite. Le dyke de Morojarja a été daté à 2.10 ± 0.3 Ma [K/Ar sur roche totale, Bonhomme et Audebaud, 1985].

Les rhyolites du volcan Oroscocha sont porphyriques. Les phénocristaux de quartz (10 %), d'oligoclase (12 %), de biotite (3 %) et de sanidine (8 %) sont dispersés dans un verre incolore contenant des microlites d'oligoclase, de sanidine, de biotite, d'apatite, de zircon, de monazite, d'ilménite et de sillimanite. Ces laves contiennent également des xénocristaux de phlogopite, de clinopyroxène et d'olivine. Les dacites diffèrent des rhyolites par la proportion de phénocristaux et de xénocristaux. Dans les dacites, les phénocristaux de quartz, d'oligoclase, de biotite et de sanidine atteignent respectivement 6 %, 12 %, 3 % et 1 %. Les xénocristaux d'olivine (1 %), de phlogopite (1 %) sont, par contre, beaucoup plus abondants que dans les rhyolites, où ils n'excèdent pas 0,5 %. Ces xénocristaux résultent de la dispersion d'inclusions (10 cm à 1 m de diamètre) de kersantites. Ces dernières contiennent des phénocristaux de forstérite, de diopside et de phlogopite, dispersés dans une mésostase finement cristallisée à andésine, orthoclase, phlogopite, augite-fassaïte et titanomagnétite. Les inclusions de kersantites montrent également des xénocristaux de quartz, d'oligoclase et de biotite. Les inclusions de kersantites, et les rhyolites du volcan Oroscocha, donnent respectivement des âges de 0.64 ± 0.10 Ma et 0.08 ± 0.14 Ma (K/Ar sur roche totale, Table 1).

Géologie Alpine, 2002, Mémoire H.S. n° 39

3. RÉPARTITION SPATIO-TEMPORELLE DU MAGMATISME

Les données géochronologiques disponibles semblent indiquer que l'activité magmatique dans la zone étudiée a été plus ou moins continue depuis l'Éocène (48 Ma). La répartition du magmatisme montre, par contre, une nette évolution dans l'espace. Les manifestations les plus anciennes sont localisées au niveau du Batholite d'Andahuaylas, et des massifs de Paruro-Acomayo et Pomacanchis-Mosocllacta. L'activité magmatique reste cantonnée dans ces régions jusqu'à l'Oligocène inférieur (≈ 32 Ma). Le volcanisme de la partie moyenne de la Formation Anta constitue probablement un équivalent effusif de ces manifestations anciennes.

A partir de l'Oligocène supérieur (30 Ma), le magmatisme s'étend à l'ensemble de la région étudiée. Il est alors constitué de petits édifices subvolcaniques (syénites de Curahuasi et d'Araipallpa, gabbros à néphéline des Cerro Livichaco et Collpani, monzo-gabbros du Cerro Limón Verde) et de coulées volcaniques basiques à intermédiaires (ponces flottées du Groupe San Jerónimo, trachybasaltes de Pomacanchis, basanites et phonotéphrites à leucite de la région d'Avaviri). L'ensemble de ces manifestations se met en place entre 30 et 27 Ma. Ce magmatisme est étroitement associés aux accidents d'Abancay, de Paruro-Acomayo, d'Avaviri et de Mañazo (Fig. 101, 103). Les andésites et dacites du Groupe Tacaza «ancien» de la région de Mañazo appartiennent probablement à cet épisode magmatique.

Entre 26 Ma et 5 Ma, l'activité magmatique, si l'on excepte les tufs du bassin de Paruro, semble avoir migré vers le Sud. Les laves du Groupe Tacaza «jeune» (26-22 Ma), du Groupe Palca (21.6-16.5 Ma) et du Groupe Sillapaca (16-7 Ma) sont, en effet, toutes situées au Sud de la faille d'Avaviri. Les laves de la Formation Umayo, datées entre 6 et 5 Ma, sont étroitement associées à l'accident de Mañazo, situé à la limite sud de notre zone d'étude.

Les laves plio-quadernaire semblent indiquer que le magmatisme migre de nouveau vers le Nord de la région étudiée. Celui-ci est étroitement associé aux systèmes de failles actives d'Abancay-Curahuasi-Anta-Cusco et Sicuani-Huancané (Fig. 104)

4. CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES DU MAGMATISME

Le plutonisme et le volcanisme cénozoïque et quaternaire de la région étudiée montrent, comme le laissent supposer les données pétrographiques, une diversité géochimique extrême. Différentes séries calco-alcalines (métalumineuses et peralumineuses) et alcalines (shoshonitiques et alcalines sodiques, potassiques et ultrapotassiques) ont été identifiées [Carlier *et al.*, 1996, 1998]. Une sélection d'analyses chimiques représentatives de ces différentes séries magmatiques est donnée dans les Tables 2, 3 et 4.

4.1. Les séries calco-alcalines métalumineuses

L'ensemble des roches plutoniques de l'Éocène et de l'Oligocène inférieur, que ce soit dans le diagramme TAS [Le Maitre *et al.*, 1989], ou dans le diagramme triangulaire $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{MgO}$ [Kuno, 1968]

définissent des lignées calco-alkalines typiques pauvres en potassium, moyennement riches ou riches en potassium (Fig. 105).

Le caractère cumulatif des gabbros éocènes du Batholite d'Andahuaylas-Yauri (région de Curahuasi) et du massif de Paruro-Acomayo est nettement mis en évidence dans le diagramme Al_2O_3 -FeO-MgO (Besson et Fonteilles, 1974 ; Fig. 106A). La nature cumulative de ces roches est également clairement démontrée par leurs très faibles teneurs en éléments traces incompatibles (Tables 2, Fig. 106B). De telles caractéristiques ne se rencontrent que dans les faciès cumulatifs formés à la base de chambres magmatiques. Dans notre région, ces chambres ont probablement cristallisé à basse pression [0,2-0,3 GPa ; Carlier, comm. pers.].

Les autres roches plutoniques éocènes (monzogabbros, diorites, tonalites, granodiorites) du Batholite d'Andahuaylas-Yauri et du massif de Pomacanchis-Mosocllacta représentent des liquides magmatiques qui se sont séparés des cumulats gabbroïques et sont, par rapport à ces derniers, enrichis en éléments traces incompatibles (Table 2, Fig. 106C).

Les roches volcaniques (andésites, dacites et tufs soudés) et subvolcaniques (stocks microdioritiques, dioritiques, dacitiques, granodioritiques) de l'Oligocène inférieur montrent des compositions chimiques en éléments majeurs et en traces semblables à celles rencontrées dans les associations calco-alkalines classiques de zone de subduction (Fig. 107A). Elles montrent en particulier sur les spectres des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des anomalies négatives en Nb, Zr et Ti bien marquées (Fig. 107B).

Les données géochimiques disponibles sur les laves des Groupes Tacaza «jeune», Palca et Sillapaca (Klinck *et al.*, 1986) suggèrent qu'une activité calco-alkaline persiste, dans la région étudiée, pendant le Miocène.

4.2. Les séries calco-alkalines peralumineuses

Les roches calco-alkalines peralumineuses sont rares dans la région étudiée. Elles n'ont été reconnues que dans le volcan d'Oroscocha [Carlier et Carlotto, 1990]. Les rhyolites et les dacites, en accord avec les données pétrographiques (présence de sillimanite magmatique), ont un caractère nettement peralumineux (rapport $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO+Na_2O+K_2O)$ molaire > 1)

4.3. Les séries alcalines

Les différentes séries alcalines de la région étudiée définissent trois associations [Fig. 108, Carlier *et al.*, 1996, 1998]. La première est sous-saturée en silice et très enrichie en potassium (Tables 3 et 4, association à tendance ultrapotassique). Elle regroupe la suite de basanites phonotéphrites à leucite de la région d'Ayaviri, les gabbros à néphéline des Cerros Livichaco et Collpani, les trachybasaltes de Pomacanchis, la minette de Panticalla, les kersantites d'Oroscocha et les lamproïtes de Morojarja et Huacancha. La seconde association (association potassique), saturée en silice, est constituée de séries à forte affinité shoshonitique (banakites, shoshonites, latites). Elle regroupe les laves de la Formation Umayo et des séries d'Abancay, Cusco et Sicuani (Table 4).

La dernière association, sodique, n'est représentée que par les syénites de Curahuasi et d'Araipallpa et le trachyte de San Jerónimo (Tables 3 et 4).

Ces différentes suites alcalines montrent en général des caractéristiques géochimiques comparables à celles des magmas potassiques d'arc, à savoir des rapports élevés, à la fois, entre éléments lithophiles à large rayon ionique et faible charge ionique (LILE) et terres rares légères (LREE), et entre terres rares légères et éléments traces à fort potentiel ionique (HFSE) (Tables 3 et 4). Les suites shoshonitiques sont caractérisées, sur les spectres des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif, par des anomalies négatives en Nb, Zr et Ti et une anomalie positive en Ba plus ou moins marquée (Fig. 109A).

Les suites de l'association à tendance ultrapotassique (basanites-phonotéphrites à leucite, gabbros à néphéline) montrent des compositions en éléments traces incompatibles identiques à celles des roches alcalines des Highwood Mountains de la Province Ouest Américaine [O'Brien *et al.*, 1997]. Comme sur ces dernières, les spectres des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif ont des anomalies positives en Ba et Sr et des anomalies négatives en Nb, Zr et Ti (Fig. 109B). Ce dernier type de spectre est également observé dans certaines roches quaternaires de l'association à tendance ultrapotassique (minette de Panticalla et kersantites de Oroscocha). Les lamproïtes plio-quaternaires présentent toutefois des caractéristiques géochimiques qui les rapprochent de celles d'associations magmatiques émises en contexte intracontinental [telles que celles du Graben de Asunción-Sapucai, au Paraguay ; Carlier et Lorand, 1997]. Ces roches, en effet, ne montrent pas d'anomalie négative en éléments traces à fort potentiel ionique (Nb, Ti) par rapport aux terres rares légères (Fig. 109B).

Les roches de l'association sodique (syénites de Curahuasi et d'Araipallpa (Paruro), trachytes du Groupe San Jerónimo) présentent des caractéristiques chimiques qui ressemblent à celles des suites de l'association à tendance ultrapotassique (Fig. 109B).

5. MAGMATISME ET STRUCTURE

Le magmatisme est, d'une manière générale, étroitement associé aux principales zones d'accidents affectant notre secteur d'étude. Sa mise en place est de plus contemporaine des déformations compressives observées le long de ces zones d'accidents. Cette dernière observation est particulièrement nette dans la région d'Ayaviri : les plutons de gabbros à néphéline des Cerros Livichaco et Collpani correspondent aux zones d'alimentation du volcanisme qui a émis des basanites à leucite intercalées dans les séries détritiques du bassin de Couches Rouges d'Ayaviri. Ces deux plutons sont, par contre, situés au Sud de la Faille de Calapuja dans le compartiment chevauchant le bassin de Couches Rouges d'Ayaviri et des galets issus de l'érosion de ces intrusions s'observent dans les roches détritiques associées aux coulées de basanites et de phonotéphrites.

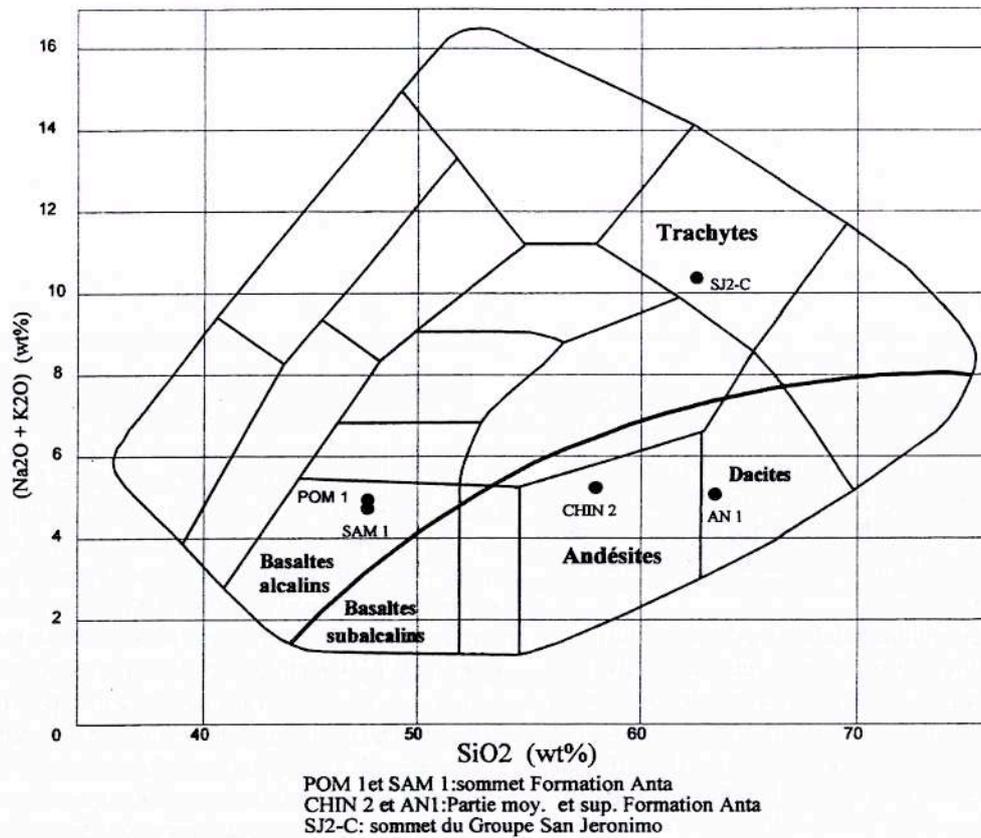


Fig. 107 A.— Diagramme de Cox *et al.* et de Harker (alcalins-silice) des roches volcaniques des bassins synorogéniques de Cusco. [D'après Carlier com. pers.].

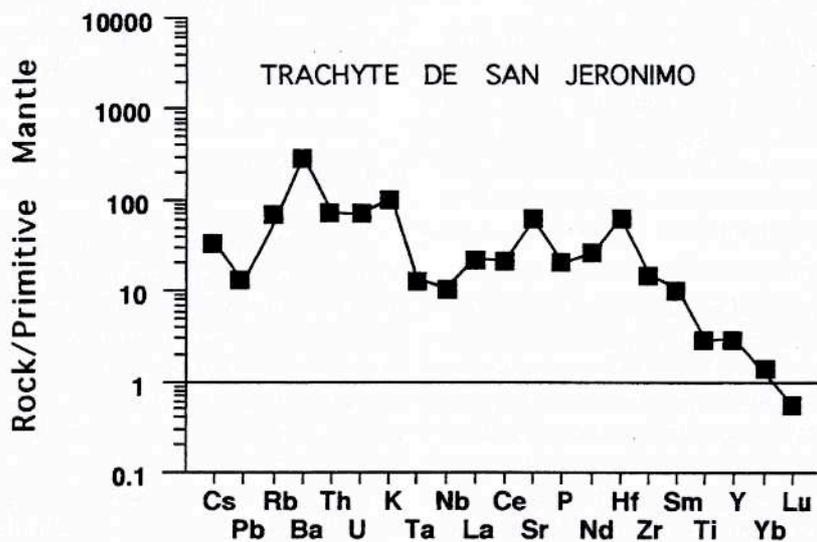
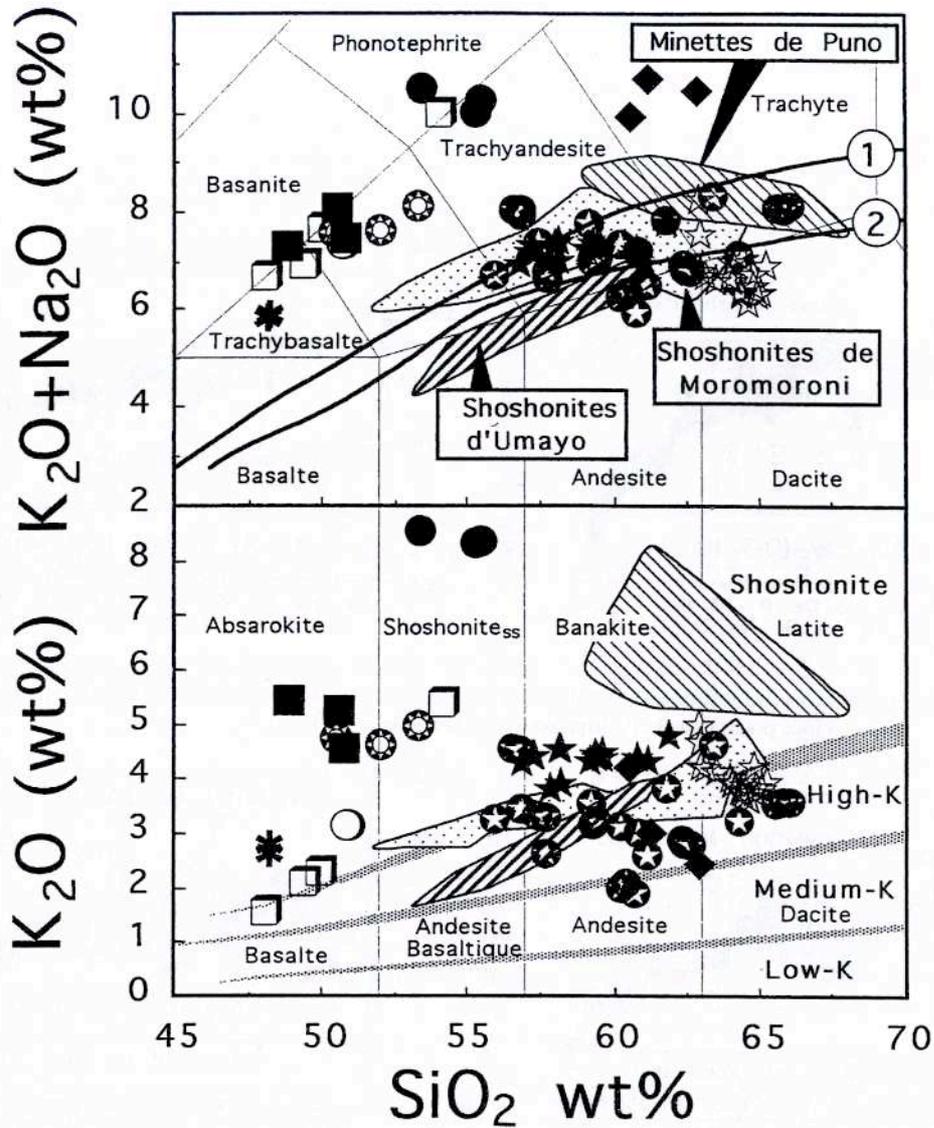


Fig. 107 B.— Spectre des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif du trachyte de San Jeronimo. [D'après Carlier *et al.*, 1998].



Association très enrichie en potassium

- Lamproïtes de Morojarja et Huacancha
- Minette de Panticalla
- ⊗ Kersantites d'Oroscocha
- * Trachybasaltes de Pomacanchis
- Séries à leucite de la région d'Ayaviri
- Gabbros à néphéline de Livichaco et Collpani

Association potassique

- ⊛ Série shoshonitique d'Abancay
- ☆ Série shoshonitique de Cusco
- ★ Série shoshonitique de Sicuani

Association sodique

- ◆ Syénites de Curahuasi et d'Araipallpa
Trachyte de San Jerónimo

FIG. 108.— Les différentes séries alcalines des Hauts Plateaux du Pérou.
[D'après Carlier *et al.*, 1998].

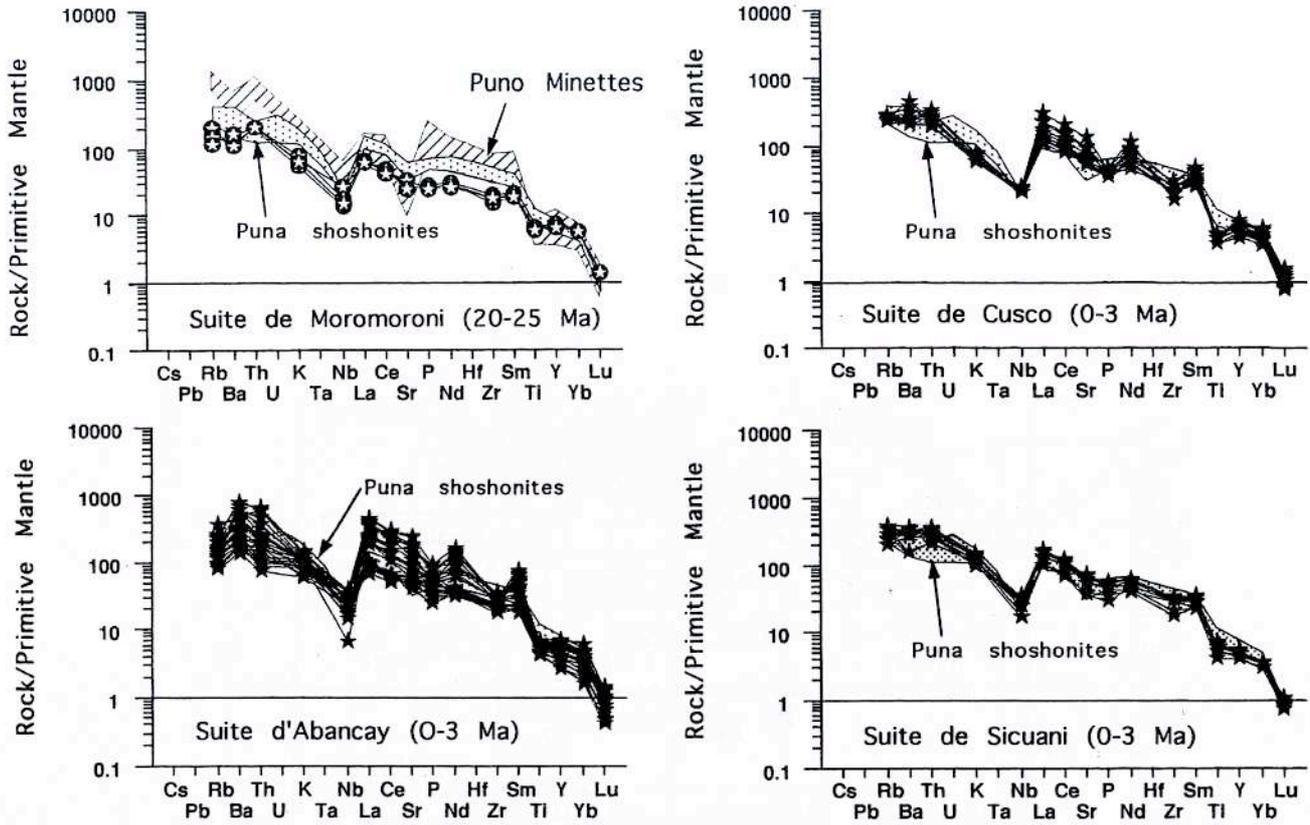


Fig. 109 A. – Spectre des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des suites shoshonitiques de la province potassique de l'Altiplano. [D'après Carlier *et al.*, 1998].

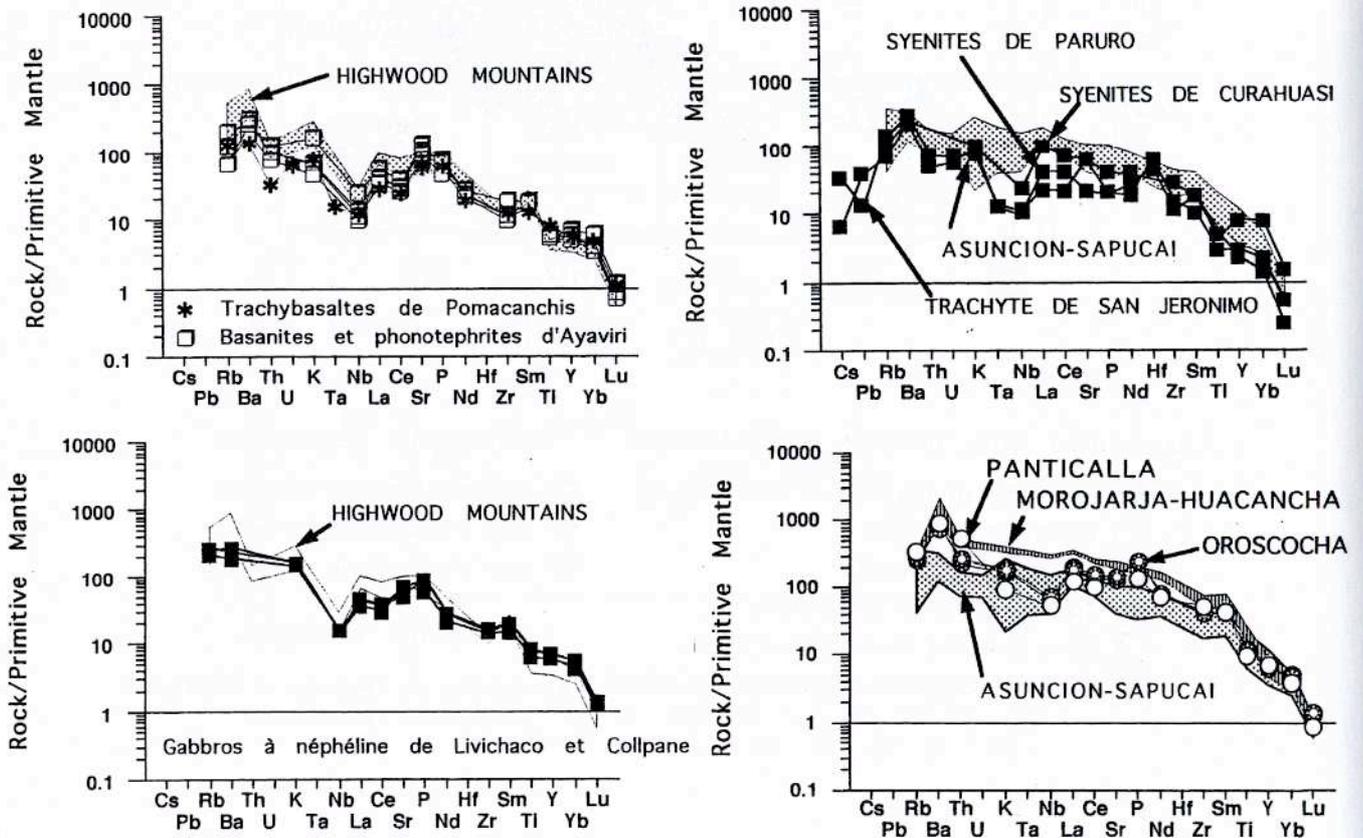


Fig. 109 B. – Spectre des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des suites sodiques et très enrichies en K de la province potassique de l'Altiplano. [D'après Carlier *et al.*, 1998].

| N° | Cu9 | Cu10 | Pa25 | Pc10 | Ti284 | Ti285 | Ti339 | Ti319 | Pr4 | Cm22 | Cu34 | Ac1 | Ti13 | Ti11 |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|
| SiO ₂ (wt%) | 43,37 | 45,45 | 43,78 | 40,50 | 42,97 | 45,59 | 56,03 | 60,50 | 64,76 | 53,70 | 57,82 | 58,03 | 64,95 | 64,02 |
| TiO ₂ | 0,39 | 0,27 | 1,33 | 1,27 | 1,01 | 1,01 | 0,74 | 0,52 | 0,67 | 0,91 | 0,51 | 0,69 | 0,42 | 0,41 |
| Al ₂ O ₃ | 9,83 | 21,18 | 14,76 | 12,08 | 21,09 | 20,24 | 18,03 | 17,97 | 15,65 | 18,08 | 19,35 | 18,32 | 16,97 | 17,45 |
| FeO | 14,14 | 9,32 | 12,75 | 15,65 | 12,09 | 11,49 | 7,85 | 5,06 | 5,31 | 7,57 | 3,56 | 6,12 | 3,27 | 3,39 |
| MnO | 0,27 | 0,14 | 0,22 | 0,22 | 0,16 | 0,19 | 0,17 | 0,06 | 0,10 | 0,20 | 0,06 | 0,22 | 0,03 | 0,09 |
| MgO | 19,21 | 9,91 | 9,99 | 14,64 | 6,99 | 5,22 | 3,72 | 2,60 | 2,17 | 2,91 | 2,16 | 1,77 | 1,60 | 1,53 |
| CaO | 9,64 | 10,03 | 13,48 | 12,91 | 13,09 | 11,36 | 6,92 | 6,74 | 4,43 | 8,19 | 6,79 | 6,49 | 4,06 | 4,41 |
| Na ₂ O | 1,04 | 2,34 | 1,22 | 0,60 | 0,79 | 2,55 | 3,60 | 4,22 | 2,97 | 3,37 | 5,83 | 4,12 | 4,98 | 4,52 |
| K ₂ O | 0,05 | 0,12 | 0,66 | 0,04 | 0,06 | 0,30 | 1,50 | 1,45 | 3,21 | 2,50 | 0,93 | 2,62 | 2,26 | 2,17 |
| P ₂ O ₅ | 0,07 | 0,07 | 0,32 | 0,16 | 0,02 | 0,20 | 0,32 | 0,12 | 0,12 | 0,48 | 0,29 | 0,46 | 0,15 | 0,13 |
| Perte au feu | 0,23 | 0,05 | 0,48 | 0,26 | 0,29 | 1,14 | 1,24 | 0,97 | 0,69 | 0,87 | 2,03 | 0,72 | 1,06 | 2,50 |
| Total | 99,81 | 100,07 | 100,40 | 100,07 | 99,28 | 99,84 | 100,42 | 100,54 | 100,29 | 99,62 | 99,72 | 100,24 | 99,96 | 100,79 |
| Co (ppm) | 104 | 57 | 43 | 74 | 52 | 30 | 22 | 8 | 19 | 19 | 4 | 12 | 11 | 11 |
| Ni | 200 | 87 | 58 | 71 | 25 | 9 | 5 | 6 | 8 | 9 | 5 | 4 | 8 | 5 |
| Cr | 393 | 83 | 104 | 85 | 8 | 11 | 12 | 8 | - | 7 | 5 | 5 | - | - |
| Sc | 41 | 12 | - | - | - | - | - | - | - | 16 | 10 | 10 | - | - |
| V | 196 | 122 | 464 | 576 | 334 | 257 | 145 | 88 | 86 | 156 | 65 | 94 | 61 | 42 |
| Th | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 0,2 | 3 | 1,86 | - | 7 | 5 | 4 | - | - |
| Zr | 13 | 4 | 31 | 77 | 70 | 73 | 28 | 93 | 168 | 132 | 93 | 190 | 99 | 115 |
| Nb | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | - | - | - | 9 | 8 | 5 | 11 | 6 | 7 |
| Ba | 25 | 73 | 144 | 9 | 29 | 96 | 359 | 429 | - | 896 | 296 | 1186 | - | - |
| Sr | 230 | 505 | 659 | 458 | 406 | 455 | 380 | 352 | 217 | 832 | 744 | 1055 | 705 | 1030 |
| Rb | 6 | 7 | 18 | 6 | - | 16 | 38 | 22 | 126 | 63 | 25 | 72 | 60 | 54 |
| Y | 10 | 8 | 14 | 8 | 11 | 20 | 18 | 22 | 27 | 23 | 15 | 27 | 8 | 8 |
| La | 1,14 | 1,43 | 5,01 | 1,45 | 0,82 | 5,88 | 14,43 | 7,12 | 13,70 | 24,33 | 17,37 | 26,98 | 9,60 | 15,60 |
| Ce | 5,35 | 3,34 | 14,22 | 7,83 | 2,47 | 16,06 | 30,22 | 15,84 | 30,40 | 73,91 | 36,95 | 55,39 | 18,80 | 28,10 |
| Pr | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Nd | 1,00 | 1,11 | 7,36 | 3,78 | 0,31 | 9,87 | 17,57 | 9,70 | 18,90 | 25,78 | 17,25 | 26,72 | 12,00 | 15,30 |
| Sm | 0,73 | 0,28 | 2,25 | 1,39 | 0,47 | 3,62 | 4,04 | 2,80 | - | 5,83 | 3,14 | 5,86 | - | - |
| Eu | 0,30 | 0,28 | 0,82 | 0,54 | 0,22 | 0,91 | 0,90 | 0,76 | 1,00 | 1,69 | 1,02 | 1,72 | 0,76 | 1,16 |
| Gd | - | - | 2,31 | 1,58 | - | - | - | - | - | 5,40 | - | 5,25 | - | - |
| Tb | 0,16 | 0,05 | - | - | 0,10 | 0,69 | 0,62 | 0,49 | - | - | 0,39 | - | - | - |
| Dy | - | - | 2,22 | 1,49 | - | - | - | - | 4,01 | 4,42 | - | 4,46 | 1,36 | 1,64 |
| Hf | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Er | - | - | 1,25 | 0,81 | - | - | - | - | - | 2,57 | - | 2,49 | - | - |
| Tm | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Yb | 0,47 | 0,15 | 1,05 | 0,67 | 0,51 | 2,18 | 2,29 | 1,76 | 2,55 | 2,45 | 1,51 | 2,65 | 0,96 | 0,94 |
| Lu | 0,09 | 0,01 | 0,05 | 0,13 | 0,07 | 0,32 | 0,30 | 0,25 | - | 0,48 | 0,21 | 0,47 | - | - |

TABLE 2. – Analyses chimiques représentatives des différentes suites calco-alcalines Tertiaires.
[D'après Carlier *et al.*, 1989; Ligarda, 1989; Carlier, inédit].

L'âge et l'importance du soulèvement des compartiments chevauchants peuvent être, dans certains cas, déduits des relations observées entre les différentes venues magmatiques. Dans le Batholite d'Andahuaylas-Yauri, les cumulats gabbroïques éocènes (48-42 Ma) sont recoupés par des stocks subvolcaniques de dacites, de microdiorites datées entre 38 et 32 Ma (Yauri, Curahuasi, Paruro-Acomayo). Ceci implique une érosion intense et donc un soulèvement important des cumulats gabbroïques éocènes avant la mise en place des stocks subvolcaniques oli-

gocènes (entre 40 et 32 Ma). Si l'on admet que les chambres magmatiques éocènes ont cristallisé à basse pression [0,2-0,3 GPa; Carlier, comm. pers.], la présence de cumulats gabbroïques à l'affleurement implique une érosion de l'ordre de 7 à 10 km environ, postérieure à leur mise en place dans la croûte. Les produits de cette érosion ont très probablement servi à alimenter la sédimentation des bassins d'avant pays des Couches Rouges du Groupe San Jerónimo, notamment de la Formation Soncco.

| | Basanite à leucite | | Phonotéphrite à leucite | | Trachyte à leucite | | Gabbros à leucite | | Trachybasalte | | Syenite | | Trachyte |
|----------------------------------|--------------------|-------|-------------------------|-------|--------------------|-------|-------------------|-------|---------------|-------|---------|-------|----------|
| SiO ₂ (wt%) | 45.46 | 46.72 | 47.32 | 52.29 | 61.17 | 47.31 | 48.67 | 49.00 | 46.48 | 46.39 | 59.60 | 59.94 | 60.79 |
| TiO ₂ | 1.06 | 0.93 | 0.96 | 0.93 | 0.54 | 1.14 | 1.43 | 1.37 | 1.47 | 1.47 | 1.24 | 0.80 | 0.53 |
| Al ₂ O ₃ | 11.57 | 11.80 | 13.18 | 16.28 | 18.30 | 13.38 | 15.02 | 14.86 | 15.74 | 15.66 | 16.75 | 17.94 | 17.98 |
| FeOt | 11.34 | 9.44 | 9.89 | 7.70 | 3.63 | 10.51 | 10.89 | 10.80 | 9.51 | 9.73 | 5.14 | 5.01 | 3.18 |
| MnO | 0.20 | 0.17 | 0.17 | 0.19 | 0.08 | 0.18 | 0.19 | 0.17 | 0.18 | 0.17 | 0.07 | 0.06 | 0.06 |
| MgO | 7.25 | 7.58 | 6.05 | 2.58 | 0.44 | 5.60 | 4.45 | 4.88 | 6.08 | 6.49 | 2.31 | 0.74 | 1.36 |
| CaO | 11.08 | 11.07 | 9.44 | 6.33 | 1.15 | 10.76 | 6.95 | 6.77 | 10.49 | 10.10 | 2.88 | 2.99 | 2.51 |
| Na ₂ O | 4.16 | 3.97 | 4.62 | 4.33 | 4.28 | 1.64 | 1.87 | 3.29 | 3.22 | 2.96 | 5.62 | 7.53 | 7.68 |
| K ₂ O | 1.43 | 1.97 | 2.16 | 5.12 | 8.66 | 5.18 | 4.95 | 4.41 | 2.47 | 2.63 | 4.12 | 2.92 | 2.39 |
| P ₂ O ₅ | 0.86 | 0.76 | 0.81 | 0.51 | 0.16 | 0.68 | 1.04 | 0.97 | 0.65 | 0.66 | 0.56 | 0.21 | 0.23 |
| Perte au feu | 3.80 | 3.72 | 3.67 | 2.25 | 0.87 | 1.95 | 1.85 | 0.94 | 2.26 | 2.28 | 0.50 | 0.88 | 2.44 |
| Total | 98.21 | 98.13 | 98.27 | 98.51 | 99.28 | 98.33 | 97.31 | 97.46 | 98.55 | 98.54 | 98.79 | 99.02 | 99.15 |
| Alc | 0.34 | 0.50 | 0.47 | 1.18 | 2.02 | 3.16 | 2.65 | 1.34 | 0.77 | 0.89 | 0.73 | 0.39 | 0.31 |
| Mg-n° | 53.3 | 58.9 | 52.2 | 58.3 | 17.8 | 49.6 | 42.1 | 44.6 | 53.3 | 54.3 | 44.5 | 20.8 | 43.2 |
| q | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.10 | 0 | 0 |
| ne | 13.96 | 13.15 | 13.45 | 9.38 | 0.73 | 7.78 | 0 | 6.29 | 9.39 | 0 | 0 | 3.04 | 0 |
| Co (ppm) | 44 | 37 | 35 | 21 | 5 | 36 | 29 | 29 | 31 | 32 | 13 | 7 | 6 |
| Ni | 48 | 75 | 42 | 14 | 2 | 30 | 16 | 26 | 32 | 32 | 18 | 3 | 6 |
| Cr | 139 | 264 | 114 | 22 | - | 69 | 13 | 29 | 52 | 55 | 27 | 4 | 14 |
| Sc | 35 | 33 | 28 | 18 | 4 | 22 | 23 | 23 | - | - | 7 | - | - |
| V | 335 | 270 | 291 | 218 | 49 | 260 | 315 | 311 | 265 | 265 | 93 | 39 | 73 |
| Th | 6 | 8 | 8 | 10 | - | - | - | - | 2 | 3 | 3 | 4 | 6 |
| Zr | 95 | 108 | 110 | 174 | 383 | 135 | 147 | 157 | 119 | 113 | 334 | 112 | 155 |
| Nb | 6 | 7 | 8 | 15 | 25 | 9 | 9 | 10 | 7 | 7 | 19 | 6 | 6 |
| Ba | 1132 | 1871 | 1622 | 1573 | 218 | 1405 | 1676 | 1157 | 848 | 819 | 1902 | 1374 | 1749 |
| Sr | 1273 | 2336 | 1939 | 1716 | 366 | 1317 | 957 | 1240 | 1041 | 1177 | 1561 | 369 | 1107 |
| Rb | 37 | 67 | 37 | 108 | 314 | 149 | 135 | 113 | 70 | 72 | 68 | 37 | 68 |
| Y | 22 | 20 | 22 | 27 | 29 | 23 | 27 | 27 | 22 | 21 | 12 | 32 | 12 |
| La | 21.62 | 24.06 | 26.05 | 33.20 | 44.90 | 23.40 | 27.55 | 28.75 | 17.73 | 17.17 | 78.28 | 25.94 | 14.10 |
| Ce | 41.48 | 47.44 | 48.75 | 62.14 | 81.32 | 47.55 | 60.65 | 60.73 | 39.22 | 37.59 | 147.60 | 65.59 | 34.35 |
| Pr | - | - | - | - | 9.27 | 5.97 | 7.85 | 7.79 | 4.97 | 4.81 | 16.63 | 7.68 | 4.75 |
| Nd | 25.22 | 27.20 | 28.13 | 32.20 | 33.53 | 26.20 | 36.61 | 34.12 | 22.69 | 21.66 | 59.42 | 32.62 | 21.83 |
| Sm | 6.37 | 6.56 | 6.65 | 7.27 | 6.66 | 6.09 | 7.73 | 7.89 | 5.24 | 5.08 | 9.41 | 6.97 | 4.04 |
| Eu | 1.75 | 1.75 | 1.81 | 1.96 | 1.33 | 1.93 | 2.34 | 2.22 | 1.81 | 1.73 | 2.76 | 2.89 | 1.29 |
| Gd | 5.48 | 5.36 | 5.65 | 6.00 | 5.53 | 5.18 | 6.39 | 6.20 | 4.76 | 4.48 | 6.31 | 5.85 | 2.94 |
| Tb | - | - | - | - | 1.15 | 0.94 | 0.95 | 0.98 | 0.84 | 0.67 | 0.49 | 0.93 | 0.37 |
| Dy | 4.04 | 3.74 | 4.03 | 5.28 | 4.98 | 4.38 | 5.18 | 5.19 | 3.80 | 3.71 | 3.03 | 5.55 | 2.12 |
| Ho | - | - | - | - | 1.15 | 0.94 | 1.05 | 1.05 | 0.84 | 0.84 | 0.49 | 1.24 | 0.41 |
| Er | 1.71 | 1.58 | 1.76 | 2.35 | 2.91 | 2.12 | 2.57 | 2.55 | 2.03 | 1.95 | 1.11 | 2.99 | 1.11 |
| Tm | - | - | - | - | 0.48 | 0.29 | 0.39 | 0.37 | 0.29 | 0.28 | 0.13 | 0.48 | 0.16 |
| Yb | 1.54 | 1.42 | 1.64 | 2.29 | 3.43 | 1.89 | 2.36 | 2.35 | 1.91 | 1.88 | 0.77 | 3.19 | 0.92 |
| Lu | 0.21 | 0.21 | 0.24 | 0.33 | 0.47 | 0.31 | 0.38 | 0.39 | 0.31 | 0.30 | 0.09 | 0.50 | 0.16 |
| La _N /Yb _N | 9.5 | 11.5 | 10.7 | 9.0 | 8.9 | 8.4 | 7.9 | 8.3 | 6.3 | 6.2 | 68.7 | 5.5 | 10.3 |
| Ba/La | 52 | 78 | 62 | 47 | 5 | 60 | 61 | 40 | 48 | 48 | 24 | 51 | 124 |
| Sr/Nd | 50 | 86 | 69 | 53 | 11 | 50 | 26 | 36 | 46 | 54 | 26 | 11 | 51 |
| Ba/Nb | 189 | 267 | 203 | 105 | 9 | 156 | 186 | 116 | 121 | 117 | 100 | 229 | 291 |
| La/Nb | 3.6 | 3.0 | 3.3 | 2.2 | 1.8 | 2.6 | 3.0 | 2.9 | 2.5 | 2.5 | 4.1 | 4.3 | 2.4 |
| Zr/Nb | 15 | 15 | 14 | 12 | 15 | 15 | 16 | 16 | 17 | 16 | 18 | 19 | 26 |
| Th/Nb | 1.0 | 1.1 | 1.0 | 0.7 | - | - | - | - | 0.3 | 0.4 | 0.2 | 0.7 | 1 |
| Y/Nb | 3.7 | 2.9 | 2.8 | 1.8 | 1.2 | 2.6 | 3.0 | 2.7 | 3.1 | 3.0 | 0.6 | 5.3 | 2.0 |

Mg-n° = 100Mg/(Mg+Fe²⁺). Alc = K₂O/Na₂O (% d'oxydes); q = quartz normatif; ne = néphéline normative.

TABLE 3.- Analyses chimiques représentatives des différentes suites potassiques Oligocènes [D'après Carlier *et al.*, 1998].

Par ailleurs, la présence de roches alcalines potassiques et ultrapotassiques (basanites et phonotéphrites à leucites, minettes, kersantites et surtout lamproïtes) implique qu'une lithosphère épaisse de type cratonique ou péri-cratonique soit impliquée dans la genèse du magmatisme cénozoïque de la région étudiée [Carlier *et al.*, 1997 ; Carlier et Lorand, 1997, 1998]. Les zones d'accidents associées à ce type de magmatisme correspondent, selon toute vraisemblance, à des zones de déformation subverticales affectant l'ensemble de la lithosphère. De plus, la présence de roches alcalines potassiques et

ultrapotassiques implique l'existence d'une lithosphère épaisse (>150 Km), correspondant probablement à la bordure ouest du craton brésilien, sous l'actuel Altiplano sud péruvien [Carlier *et al.*, 1998].

Enfin, l'étroite association entre les séries shoshonitiques plio-quaternaires et l'important système de failles actives NW-SE et NE-SW d'Abancay-Curahuasi-Anta-Cusco et Sicuani-Huancané suggère que le magmatisme potassique est associé à une zone de décrochement sénestre. Cette suggestion est en accord avec l'extension nord-sud observée le long de cette zone [Cabrera, 1988].

| | Suite shoshonitique d'Abancay | | | | Suite shoshonitique de Cusco | | | | Suite shoshonite de Sicuani | | | Minette | Kersantite | |
|---------------------------------|-------------------------------|--------|--------|--------|------------------------------|--------|--------|--------|-----------------------------|--------|--------|---------|------------|--------|
| SiO ₂ (wt%) | 57,45 | 58,75 | 59,53 | 61,54 | 64,26 | 55,07 | 61,40 | 62,99 | 64,00 | 56,09 | 58,46 | 61,03 | 46,42 | 49,09 |
| TiO ₂ | 1,24 | 1,15 | 0,97 | 1,04 | 0,78 | 0,93 | 0,81 | 0,84 | 0,75 | 1,25 | 1,13 | 0,97 | 1,77 | 1,54 |
| Al ₂ O ₃ | 15,82 | 15,75 | 16,53 | 15,98 | 15,80 | 14,61 | 15,83 | 17,10 | 16,67 | 15,01 | 14,96 | 14,98 | 11,45 | 14,78 |
| FeO ^t | 6,26 | 5,89 | 5,19 | 5,40 | 3,48 | 5,35 | 4,61 | 4,60 | 3,81 | 6,35 | 5,85 | 4,87 | 7,52 | 7,60 |
| MnO | 0,08 | 0,09 | 0,05 | 0,06 | 0,03 | 0,08 | 0,06 | 0,03 | 0,07 | 0,08 | 0,07 | 0,06 | 0,12 | 0,12 |
| MgO | 4,70 | 4,16 | 2,41 | 2,42 | 1,55 | 5,33 | 2,29 | 2,50 | 2,22 | 5,77 | 5,00 | 4,08 | 10,42 | 8,16 |
| CaO | 3,14 | 5,69 | 5,55 | 4,74 | 3,55 | 6,93 | 4,69 | 2,16 | 4,42 | 5,85 | 5,22 | 4,45 | 5,52 | 7,26 |
| Na ₂ O | 4,05 | 3,74 | 4,07 | 3,90 | 4,37 | 3,29 | 2,77 | 2,45 | 2,65 | 2,72 | 2,88 | 2,99 | 3,62 | 2,77 |
| K ₂ O | 3,44 | 3,14 | 2,93 | 2,70 | 3,47 | 4,37 | 4,55 | 4,08 | 3,69 | 4,34 | 4,26 | 4,69 | 2,85 | 4,60 |
| P ₂ O ₅ | 0,84 | 0,61 | 0,50 | 0,40 | 0,27 | 1,04 | 0,50 | 0,44 | 0,40 | 0,59 | 0,58 | 0,48 | 1,51 | 1,25 |
| Perte au feu | 0,56 | 0,33 | 0,76 | 0,75 | 1,84 | 0,54 | 1,35 | 1,78 | 0,59 | 0,58 | 0,33 | 0,29 | 7,85 | 0,41 |
| Total | 97,58 | 99,30 | 98,79 | 98,93 | 99,40 | 97,54 | 98,86 | 98,97 | 99,27 | 98,63 | 98,71 | 98,89 | 99,05 | 97,58 |
| Alc | 0,85 | 0,84 | 0,72 | 0,69 | 0,79 | 1,32 | 1,64 | 1,67 | 1,39 | 1,59 | 1,48 | 1,57 | 0,79 | 1,66 |
| Mg-n° | 57,2 | 55,7 | 45,3 | 44,4 | 44,2 | 47,4 | 47,0 | 49,2 | 51,0 | 61,8 | 60,4 | 59,9 | 40,0 | 65,7 |
| q | 4,90 | 5,72 | 8,35 | 12,88 | 14,94 | 0 | 13,36 | 23,30 | 20,28 | 1,69 | 5,77 | 9,24 | 0 | 0 |
| ne | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3,30 | 5,10 |
| Co (ppm) | 18 | 18 | 12 | 15 | 7 | 17 | 8 | 6 | 5 | 20 | 19 | 13 | 37 | 22 |
| Ni | 76 | 91 | 33 | 27 | 9 | 41 | 15 | 10 | 14 | 67 | 56 | 50 | 446 | 90 |
| Cr | 136 | 153 | 53 | 46 | 18 | 86 | 54 | 70 | 57 | 231 | 209 | 169 | 511 | 346 |
| Sc | 14 | 11 | 12 | 11 | 6 | 15 | 14 | 12 | 13 | 16 | 14 | 12 | 14 | 21 |
| V | 128 | 129 | 88 | 102 | 68 | 125 | 109 | 121 | 103 | 115 | 104 | 83 | 145 | 156 |
| Th | 23 | 21 | 31 | 8 | 15 | 52 | 28 | - | 22 | 26 | 23 | 29 | 42 | 21 |
| Zr | 330 | 328 | 281 | 229 | 245 | 292 | 270 | 214 | 199 | 316 | 303 | 280 | 539 | 372 |
| Nb | 24 | 23 | 13 | 14 | 13 | 23 | 14 | 14 | 12 | 21 | 18 | 18 | 32 | 37 |
| Ba | 3978 | 2905 | 1790 | 1374 | 1414 | 4938 | 1846 | 1300 | 1559 | 2112 | 1889 | 1814 | 5996 | 5043 |
| Sr | 3300 | 2102 | 1394 | 1182 | 797 | 4446 | 1700 | 993 | 962 | 1248 | 1142 | 1051 | 3020 | 2364 |
| Rb | 66 | 80 | 76 | 70 | 97 | 127 | 150 | 137 | 134 | 159 | 193 | 220 | 200 | 132 |
| Y | 28 | 24 | 24 | 18 | 11 | 30 | 32 | 28 | 23 | 21 | 19 | 17 | 28 | 28 |
| La | 235,50 | 164,60 | 121,78 | 64,19 | 63,94 | 290,96 | 136,24 | 84,44 | 73,48 | 100,74 | 100,84 | 103,08 | 74,59 | 107,17 |
| Ce | 386,60 | 284,40 | 180,91 | 110,15 | 112,30 | 484,83 | 233,41 | 166,70 | 134,49 | 192,05 | 182,74 | 192,69 | 163,90 | 219,17 |
| Pr | 46,41 | 31,77 | - | - | 12,36 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Nd | 169,10 | 116,60 | 74,32 | 48,59 | 43,94 | 207,59 | 109,58 | 75,82 | 60,97 | 74,10 | 75,52 | 71,79 | 81,99 | 90,00 |
| Sm | 23,38 | 15,51 | 11,53 | 8,50 | 6,79 | 30,35 | 19,19 | 13,21 | 11,18 | 13,12 | 12,83 | 12,82 | 17,13 | 15,96 |
| Eu | 5,67 | 3,77 | 2,62 | 2,10 | 1,81 | 6,89 | 4,30 | 2,91 | 2,52 | 2,94 | 2,75 | 2,62 | 4,64 | 4,27 |
| Gd | 15,55 | 11,51 | 8,06 | 6,35 | 5,16 | 17,98 | 12,07 | 8,91 | 7,57 | 8,86 | 8,31 | 7,98 | 11,04 | 11,40 |
| Tb | 1,52 | 1,15 | - | - | 0,56 | - | - | 1,07 | - | - | - | - | 1,42 | - |
| Dy | 6,86 | 5,65 | 4,20 | 3,71 | 2,62 | 7,11 | 6,37 | 5,58 | 4,66 | 4,56 | 4,28 | 3,90 | 6,65 | 6,14 |
| Ho | 1,09 | 0,89 | - | - | 0,45 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Er | 2,69 | 2,43 | 2,02 | 1,74 | 1,00 | 2,95 | 2,92 | 2,78 | 2,17 | 2,09 | 1,89 | 1,74 | 2,48 | 2,62 |
| Tm | 0,31 | 0,28 | - | - | 0,12 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Yb | 1,79 | 1,87 | 1,56 | 1,47 | 0,82 | 2,00 | 2,49 | 2,36 | 1,92 | 1,52 | 1,42 | 1,17 | 1,68 | 1,97 |
| Lu | 0,31 | 0,28 | 0,22 | 0,25 | 0,13 | 0,36 | 0,41 | 0,37 | 0,31 | 0,31 | 0,26 | 0,23 | 0,24 | 0,38 |
| La _N /Y _N | 76,5 | 51,2 | 45,4 | 25,4 | 45,5 | 84,6 | 37,0 | 24,2 | 25,9 | 44,3 | 47,5 | 58,9 | 21,3 | 28,4 |
| Ba/La | 17 | 18 | 15 | 21 | 22 | 17 | 14 | 15 | 21 | 21 | 19 | 25 | 80 | 47 |
| Sr/Nd | 19 | 18 | 19 | 24 | 18 | 21 | 16 | 13 | 16 | 17 | 15 | 15 | 37 | 27 |
| Ba/Nb | 166 | 126 | 138 | 98 | 109 | 215 | 132 | 93 | 130 | 101 | 105 | 101 | 187 | 136 |
| La/Nb | 10 | 7 | 9 | 5 | 5 | 13 | 10 | 6 | 6 | 5 | 6 | 6 | 2 | 3 |
| Zr/Nb | 14 | 14 | 22 | 16 | 19 | 13 | 19 | 15 | 17 | 15 | 17 | 16 | 17 | 10 |
| Th/Nb | 1,0 | 0,9 | 2,4 | 0,6 | 1,2 | 2,3 | 2,0 | - | 1,8 | 1,2 | 1,3 | 1,6 | 1,3 | 0,6 |
| Y/Nb | 1,2 | 1,0 | 1,8 | 1,3 | 0,8 | 1,3 | 2,3 | 2,0 | 1,9 | 1,0 | 1,0 | 0,9 | 0,9 | 0,8 |

Mg-n° = 100Mg/(Mg+Fe²⁺). Alc = K₂O/Na₂O (% d'oxydes); q = quartz normatif; ne = néphéline normative.

TABLE 4.- Analyses chimiques représentatives des différentes suites shoshonitiques et potassiques Plio-Quaternaire. [D'après Carlier *et al.*, 1998].

CHAPITRE 8 STRUCTURES ET ÉVÉNEMENTS TECTONIQUES ANDINS

1. LE CADRE CHRONO-TECTONIQUE

Avant de discuter des structures et des événements tectoniques andins, il est utile de présenter une synthèse de la chronologie tectonique à partir du Permo-Trias, telle qu'elle résulte du cadre strati-sédimentaire et magmatique.

- *Tectonique Tardihercynienne*

Les mouvements tardihercyniens (Permien supérieur-Trias inférieur) ont provoqué l'individualisation du bassin Mitu de type rift (grabens et horsts associés à un volcanisme alcalin). La bordure SW de la Cordillère Orientale s'est comportée de manière instable, comme en témoigne la mise en place de corps intrusifs à sa proximité.

- *Jurassique*

Au Jurassique, des grabens et horsts (création du seuil Cusco-Puno?), accompagnés d'un volcanisme basique, se sont formés à l'arrière d'une zone allongée NW-SE à E-W (Seuil Cusco-Puno). Le bassin de Putina se serait aussi créé pendant cette période. Ce contexte localement distensif intracontinental (comme en Bolivie) serait lié à des conditions d'extension, ou plus probablement de transtension sénestre, comme on l'observe dans le bassin occidental du Sud.

- *Kimmeridgien ?*

L'individualisation d'un bassin, rempli de cônes alluviaux (Formations Chupa et Huambutfo inférieur) se produit au NE du seuil Cusco-Puno, probablement associée à des mouvements d'extension ou de transtension. En Bolivie la Formation Condo marquerait le début d'un événement extensif de grande échelle (phase Araucane).

- *Tithonien ?*

Les indices de tectonique synsédimentaires (dykes et slumps), observés dans le Membre Moyen de la Formation Huambutfo et la Formation Sipin, seraient en relation avec un événement tectonique de l'intervalle Tithonien moyen-début du Tithonien supérieur. La fermeture des bassins continentaux jurassiques, et leur déformation, seraient liées à cet événement, qui est par ailleurs documenté par la création du bassin turbiditique sur décrochement de Chicama (NW du Pérou), lié à des décrochements dextres. Cette crise provoquerait aussi les déformations et érosions observées sous la discordance basale des séries crétacées.

- *Limite Jurassique-Crétacé*

Vers la limite Jurassique-Crétacé, ou pendant le Crétacé inférieur, se produit un soulèvement régional qui se traduit par une discordance d'érosion observée sous les grès de la Formation Huanacán.

- *Quiescence tectonique du Crétacé inférieur*

La période qui va du Berriasien supérieur à l'Aptien supérieur se caractérise en général par un certain calme, tant tectonique que magmatique [Soler, 1991; Jaillard, 1994]. Dans tous les domaines paléogéographiques se développe une sédimentation détritique d'alimentation

orientale, influencée par la grande transgression de provenance occidentale. Dans chaque domaine on observe d'importantes différences d'épaisseur, par subsidence différentielle.

- *Phase Mochica*

Les calcaires de la Formation Ayavacas montrent des structures tectoniques synsédimentaires (brèches intraformationnelles liées à des glissements, slumps, karstifications et collapse), qui sont interprétées comme les effets de la phase Mochica connue sur la marge. Cet événement montre une alternance de phases d'extension et de compression (Albien moyen à supérieur), qui provoquent l'émersion de la zone côtière.

- *Événement péruvien*

La limite Turonien-Coniacien (≈ 89 Ma) est caractérisée par un changement paléogéographique régional, marqué dans la région de Cusco par un changement de sédimentation, qui passe de calcaire à détritique fine. Ce changement paléogéographique et tectonique majeur marque le début de l'événement péruvien [Phase Péruvienne 1: Jaillard et Sempere, 1989; Jaillard, 1993, 1994]. Des failles normales synsédimentaires dans la Séquence supérieure des Calcaires Ayavacas (Turonien?) seraient en relation avec ce début de la phase Péruvienne. A Sicuani, la discordance d'érosion, située à la base de la Formation Hanchipacha, traduit cet événement (événement Vilquepujio).

La base de la séquence santonienne (M 2A) est localement marquée, à Cusco et Puno, par des grès continentaux, pouvant constituer un écho de la phase du Coniacien supérieur [Phase Péruvienne 2: Jaillard et Sempere, 1989; Jaillard, 1993, 1994] qui entraîne la fermeture du bassin occidental.

Sur le seuil Cusco-Puno, ainsi que dans le bassin Oriental, l'arrivée brutale de grandes quantités de sable reposant en discordance régionale sur les argiles sous-jacentes (Formations Puquín, Vivian supérieur, Vilquechico supérieur), indique une reprise de l'activité tectonique au cours du Campanien supérieur [Phase Péruvienne 3: Jaillard, 1993, 1994]. Celle-ci se traduirait par le jeu du chevauchement Cincha-Lluta [Vicente *et al.*, 1979; Vicente, 1989].

- *Phase «Laramienne»*

Au niveau de Cusco, ainsi que sur la côte et la Cordillère Occidentale, une importante érosion se produit à la limite Maastrichtien-Paléocène (forte discordance entre les formations Quilque et Puquín). Elle est en relation avec un événement tectonique connu au sein du Batholite Côtier, qui se traduit par des décrochements dextres. Il est calé entre 69 et 65 Ma [Bussell, 1983; 1985] (Phase «Laramienne»).

- *Crise tectonique Inca 0 (≈ 58 Ma)*

La discontinuité, voire la discordance, et le changement de paléogéographie entre les formations Quilque et

Chilca seraient des conséquences de la crise tectonique Inca 0 (≈ 58 Ma). Le paroxysme de l'événement Inca 0 produirait le plissement de la Formation Quilque au Nord de Cusco. La discordance d'érosion, localement angulaire, du Groupe San Jerónimo sur la Formation Quilque ou sur la Formation Puquín marque donc un effet de la crise tectonique Inca 0. Cet événement important, daté entre 59.5 et 58.2 Ma en Bolivie, coïncide avec la fin de la mise en place du Batholite Côtier. Il a aussi induit des plissements dans le SW de la Bolivie [Marocco *et al.*, 1987] et une importante discordance d'érosion à la base de la Formation Cayara.

- Événement tectonique Inca 1

Dans les régions de Cusco-Sicuani et d'Avaviri-Puno, des mouvements décrochants dextres le long des failles NNW-SSE, et sénestres sur les failles E-W, sont responsables de l'ouverture des bassins, où se déposent les couches rouges San Jerónimo. Ils sont interprétés comme une conséquence d'un événement tectonique transtensif entre ($\approx 53?$ ou $50 - 43 ?$ Ma).

Le bassin Anta serait un bassin *piggy-back* situé en arrière du grand accident en baïonnette qui contrôle le bassin San Jerónimo. Dans ce bassin, les Couches Rouges San Jerónimo subissent une déformation en compression.

Celle-ci commencerait aux environs de 43-42 Ma; elle se traduit par des chevauchements, des discordances progressives et aboutit à la fermeture du bassin de Couches Rouges (crise tectonique Inca 1). Les chevauchements ont permis de mettre à l'affleurement les gabbros cumulats cristallisés en profondeur (entre 10 et 18 km), impliquant une érosion importante des dépôts préalablement situés au dessus des ces chambres magmatiques. Les produits de cette érosion ont contribué à alimenter la sédimentation des Couches Rouges du Groupe San Jerónimo.

Une activité volcanique, associée à l'étape compressive, atteint son maximum dans les parties moyenne et supérieure des formations Soncco et Anta ($\approx 38-37$ Ma). La partie sommitale du remplissage traduit un ralentissement de l'activité tectonique, ainsi que l'apparition d'un volcanisme alcalin (≈ 29 Ma).

- Crises tectoniques Quechua 0 et Quechua 1

La période néogène est caractérisée par une activité tectonique et magmatique intense (crises tectoniques Quechua). L'évolution des bassins sédimentaires continentaux est directement liée à la structuration et à la genèse des Andes.

La crise tectonique Quechua 0 (28-26 Ma) est responsable de l'ouverture en décrochement du bassin Punacancha, lié principalement à des mouvements décrochants sénestres (transtension). Par ailleurs, des éruptions volcaniques alcalines, ultrapotassiques et shoshonitiques, se mettent en place pendant ce régime transtensif. La fermeture du bassin Punacancha et les déformations synsédimentaires en compression sont plutôt en relation avec la crise tectonique Quechua 1 (20-17 Ma).

Sur l'Altiplano Oriental et à la limite avec la Cordillère Orientale, l'ouverture du bassin intramontagneux de Crucero est due à des mouvements en extension (NE-SW)

contemporains d'un volcanisme basique (Oligocène supérieur, crise tectonique Quechua 0). Sa fermeture est liée à des décrochements sénestres avec une composante en compression ENE-WSW, contemporains d'un volcanisme alcalin (Miocène inférieur, crise tectonique Quechua 1).

- Crises tectoniques Quechua 2 et Quechua 3

A Cusco le bassin Paruro est ouvert en décrochement sénestre (transtension). Son ouverture est liée à la crise tectonique Quechua 2 (≈ 11 Ma). Sa fermeture, et les discordances progressives qu'on y observe, sont en relation avec la crise Quechua 3 (7-6 Ma). Le bassin intramontagneux d'Ayacucho est également ouvert par la crise tectonique Quechua 2, tandis que sa fermeture en compression (discordances progressives) marque la crise tectonique Quechua 3. Au Miocène supérieur débute le fonctionnement du *Fold and Thrust Belt* du Subandin Bolivien.

- Crises tectoniques Quechua 4 et Quechua 5

Dans la région de Cusco, la Formation Chincheros (Pliocène) est affectée par des déformations compressives (E-W), attribuées au Pliocène supérieur (crise tectonique Quechua 4). Au Pléistocène basal (partie inférieure de la Formation San Sebastian), une extension E-W provoque l'ouverture de bassins quaternaires. Au Pléistocène inférieur, le fonctionnement des bassins est interrompu par des déformations compressives synsédimentaires, puis post-sédimentaires (failles inverses, flexures), qui indiquent deux directions de raccourcissement, N-S et E-W (Quechua 5). Après cette période de compression et jusqu'à l'époque actuelle, la région de Cusco est dominée par une extension de direction proche de N-S.

2. LES DIFFÉRENTS DOMAINES STRUCTURAUX DES ANDES SUD-PÉRUVIENNES

Les Andes du Sud du Pérou sont caractérisées par la juxtaposition de blocs présentant des évolutions sédimentaires, structurales et magmatiques propres. Les limites de ces grands domaines structuraux sont marquées par des systèmes complexes de failles, parfois jalonnés par des formations magmatiques mésozoïques et cénozoïques, calco-alcalines, en particulier dans la partie sud occidentale, et potassiques dans la partie nord-orientale.

La zone de Curahuasi-Cusco-Sicuani peut être subdivisée en (Fig. 1 et carte géologique) :

1. La Bordure NE de la Cordillère Occidentale, avec le Bloc Anta,
3. L'Altiplano Occidental (Bloc Cusco-Sicuani),
4. Le Seuil Cusco-Puno s.s,
5. L'Altiplano Oriental (Bassin Putina),
6. La Bordure SW de la Cordillère Orientale.

2.1. Bordure NE de la Cordillère Occidentale

La bordure NE de la Cordillère Occidentale correspond à une zone relativement plate (Surface Puna), dont l'altitude varie entre 4000 et 4300 m. Cette surface est entaillée par des vallées très profondes, comme la vallée du Rio Apurimac (≈ 3000 m). Du point de vue paléogéographique, ce domaine constitue la bordure NE du Bassin Occidental mésozoïque. Les séries sédimentaires

y sont déformées par des systèmes de plis cylindriques, droits ou légèrement inclinés vers le NE, d'axes E-W à WNW-ESE. Ceux-ci se suivent sur des dizaines de kilomètres. Les plis sont quelquefois recoupés par des failles inverses à faible déplacement. Il existe aussi des plis NE-SW que déforment les plis précédents, formant des figures d'interférence caractéristiques [Pecho, 1981]. Ce domaine se caractérise également par la présence du Batholite calco-alcalin de Andahuaylas-Yauri qui intrude les séries mésozoïques du bassin. La partie sud est recouverte par les épaisses séries de volcanites plio-quatérnaires de l'arc principal. Les limites nord et nord-est sont jalonnées par un grand chevauchement de direction d'abord E-W (Abancay-Limatambo-Zurite), puis NW-SE (Huanquite-Accha), qui constitue la prolongation de la Faille de Mañazo-Lagunillas. Dans le détail, cette zone de chevauchement correspond à un système complexe de fractures.

Sur la bordure nord de la Cordillère Occidentale et près de l'Altiplano Occidental, existe une zone que nous désignons sous le nom de Bloc Anta. Il apparaît entre Limatambo et Anta, au Sud de la faille Abancay-Limatambo-Zurite, et se prolonge au SE vers Pomacanchis, au Sud de la faille Acomayo-Accha. Sa limite sud est un contact faillé avec les intrusifs (Faille de Cotabambas). Ce domaine est caractérisé par la présence d'anticlinaux et synclinaux à grand rayon de courbure d'axe NW-SE.

2.2. Altiplano Occidental de Cusco-Sicuani : Bloc Cusco-Sicuani

L'Altiplano Occidental montre dans les régions de Cusco et de Sicuani de vastes affleurements de Couches Rouges du Groupe San Jerónimo (Éocène-Oligocène inférieur). Ce domaine, nommé bloc Cusco-Sicuani, est séparé au NE du seuil Cusco-Puno *s.s.* par des accidents anciens ayant joué à plusieurs époques, y compris actuellement, où il montre des réactivations récentes et guide l'alignement du volcanisme shoshonitique plio-quatérnaire. Au Sud, ce bloc est séparé de la Cordillère Occidentale et du bloc Anta par le chevauchement Abancay-Limatambo-Zurite et par la faille Acomayo-Accha (cf. carte géologique).

Les Couches Rouges du Groupe San Jerónimo reposent en discordance d'érosion (concordance structurale) sur les formations Chilca ou Quilque (Paléocène-Éocène inférieur?). Ce domaine, qui forme une zone plus déformée que le bloc Anta, peut être subdivisé en quatre zones ou micro blocs : zone de Limatambo-Zurite, dôme de Maras, zone de Cusco et zone de Sicuani. Au NW de la zone de Cusco, les plis sont surtout WNW-ESE, tandis qu'au SE les plis plurikilométriques, d'axe NW-SE, présentent une vergence vers le NE. Le dôme évaporitique de Maras sépare les zones de Cusco et de Limatambo-Zurite. Cette dernière zone montre des plis d'axe NE-SW. Enfin la région de Sicuani forme une zone synclinale étroite orientée NW-SE.

Les plis dans les Couches Rouges montrent en général deux schistosités. Une S1, de direction NW-SE à WNW-ESE, est parallèle aux plis et failles de première génération. Une S2, orientée NE-SW à N-S, recoupe S1 (cf. analyse structurale)

2.3. Seuil Cusco-Puno *s.s.*

Nous définissons comme Seuil Cusco-Puno *s.s.* un étroit couloir de quelques km de large, qui s'étend de Sicuani à Urubamba, et de Limatambo à Curahuasi. Ces deux segments sont décalés par des structures anciennes, les accidents de Patacancha et de Tamburco.

Dans le secteur de Cusco-Sicuani, ce seuil sépare l'Altiplano Occidental de l'Altiplano Oriental (Bassin Putina) ou de la bordure SW de la Cordillère Orientale (Faille Cusco-Urcos-Sicuani). Dans le secteur Limatambo-Curahuasi, il sépare la Cordillère Occidentale au Sud et la Cordillère Orientale au Nord (Faille Abancay-Limatambo-Zurite). Il correspond paléogéographiquement à une zone faiblement subsidente, à sédimentation mésozoïque réduite. Cependant le substratum, constitué de Paléozoïque inférieur, est caractérisé par la présence du Dévonien moyen-supérieur (Formation Cabanillas).

On définit également un seuil Cusco Puno *s.l.* en y adjoignant l'Altiplano occidental (bloc Cusco-Sicuani), où la série mésozoïque est très réduite, caractérisée par des faciès nettement continentaux. Cet ensemble constitue en fait une mosaïque de micro-blocs de direction NW-SE, délimités par d'anciennes failles qui ont joué comme failles décrochantes, au moins pendant le Cénozoïque.

2.4. Altiplano Oriental de Sicuani : Le Bassin Putina

Le bassin Putina se situe entre le seuil Cusco-Puno *s.s.* au SW, et la Cordillère Orientale au NE. Il a une largeur actuelle d'environ 25 km. Son substratum est constitué par des formations du Paléozoïque inférieur (sans Formation Cabanillas) et supérieur (Groupe Mítu). Son remplissage sédimentaire, épais de plus de 2000 m, est formé par un ensemble jurassique (?) - tertiaire. Il est caractérisé par la présence d'écailles imbriquées, de plis d'axes NW-SE, cylindriques et isopaques, montrant un léger déversement, et de chevauchements, le tout à vergence SW. Au sein de quelques uns des synclinaux, les calcaires de la Formation Ayavacas sont replissés de façon complexe (plis dysharmoniques). Cette déformation est en partie due à la phase Mochica de l'Albien [Audebaud, 1967]. Les premières déformations réellement dues à la tectonique tangentielle andine, donnent des plis d'axes NW-SE, affectant la Formation Chilca (Paléocène-Éocène inférieur?). Ces plis sont antérieurs au dépôt de la série détritique du Groupe Puno (Éocène ?) [Audebaud et Laubacher, 1969] qui dans la zone de Hanchipacha [Audebaud, 1971] repose en forte discordance angulaire sur ces structures et est elle-même affectée par une deuxième déformation. La nappe de Pirin [Chanove *et al.*, 1969] se met en place à cette même époque durant une période assez longue, puisque l'on observe, à Pirin-Pusi, que les conglomérats d'âge oligocène moyen-miocène inférieur (bassin Pusi-Capachica) sont tantôt postérieurs à sa mise en place, tantôt synchrones. Tout ceci indique que la déformation compressive du bassin Putina a dû commencer pendant l'Éocène.

2.5. Bordure SW de la Cordillère Orientale.

La Cordillère Orientale correspond à la zone axiale de l'ancienne chaîne hercynienne [Audebaud *et al.*, 1976].

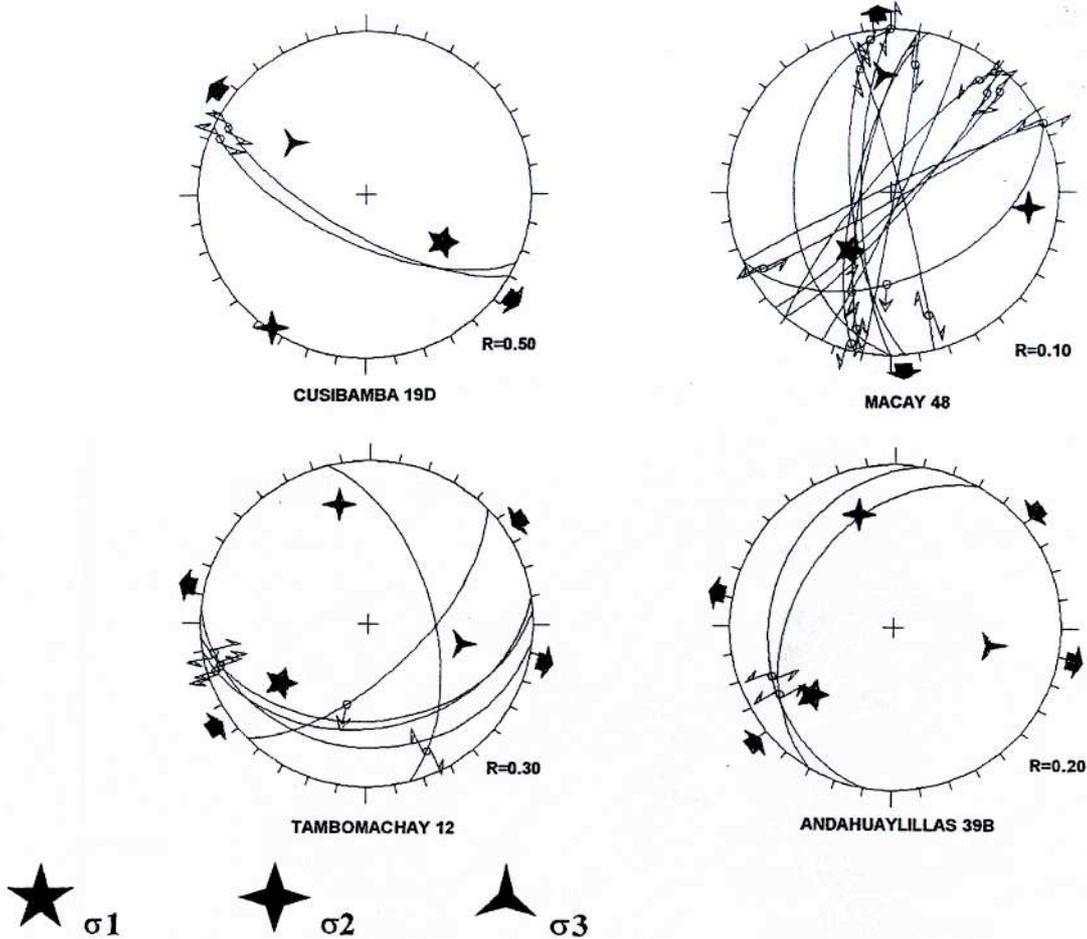


FIG. 110.— Diagrammes d'analyses microtectoniques de failles indiquant un régime distensif.

Du point de vue stratigraphique et lithologique, le matériel hercynien est constitué de deux grands ensembles. Un premier très épais (Ordovicien, Silurien et Dévonien, formations San José, Sandia, Zapla et Paucartambo, sans la Formation Cabanillas), à lithologie essentiellement schisto-gréseuse est très déformé, et présente un épimétamorphisme éohercynien ; il affleure dans la partie centrale et orientale de la Cordillère. Un second ensemble moins épais, constitué de dépôts variés, marins ou continentaux, correspond au Permo-Trias discordant (groupes Copacabana et Mitu) ; il affleure principalement sur la bordure SW de la Cordillère. Quelques petits affleurements peu étendus de roches mésozoïques (formations Huancané et Paucarbamba) y apparaissent également. Cette zone est caractérisée par des chevauchements à vergence SW affectant le socle paléozoïque.

3. ANALYSE STRUCTURALE

Une analyse structurale a été réalisée dans la région de Cusco, notamment à partir de surfaces striées affectant notamment les roches méso-cénozoïques. Le traitement des données a été réalisé par G. Levresse [1995]. Il a été effectué à l'aide des logiciels CanSaisie et CanEtch de J.P. Bouillin, utilisant le programme d'Etchécopar [1981] qui lie l'orientation de la strie, à quatre des six paramètres déterminant le tenseur des contraintes. Cette corrélation se traduit par la fonction $T = F(F_j, Y, R)$.

Ce traitement comporte, en premier lieu, une optimisation non linéaire, qui voit varier tour à tour, les quatre facteurs pré-cités, jusqu'à ce qu'aucune modification de l'un ou de l'autre ne fasse plus varier la fonction F. Intervient alors une optimisation linéaire, basée sur la méthode des moindres carrés, déterminant un intervalle de confiance liant chaque strie au tenseur déterminé.

La superposition de plusieurs «phases tectoniques», oblige à effectuer un tri lors du calcul. Ce tri se fait par la méthode dite des approximations successives. Elle consiste à déterminer un premier tenseur, rendant compte au mieux du plus grand nombre de mesures, en s'appuyant sur l'histogramme des écarts entre stries réelles et stries calculées. Les données correspondant aux failles présentant des écarts faibles, qui constituent ce premier tenseur, sont retirées de la base de calcul, et le processus reprend avec les données restantes.

Les résultats obtenus sont classés en fonction du style tectonique, caractérisé par le rapport microtectonique (R), la direction principale de déformation (position du tenseur), et la direction du mouvement sur les plans de faille (pitch). On peut définir ainsi trois régimes principaux : compressif (pur et constrictif), distensif (pur et radial) et décrochant (pur, compressif et distensif).

Par ailleurs, nous avons utilisé le logiciel Stress 2.3.1. de Villemin et Charlesworth [1993], pour traiter d'autres stations, certains cas particuliers et regrouper des stations localisées sur différents domaines structuraux. Les résultats sont tout à fait similaires à ceux obtenus par G. Levresse [1995].

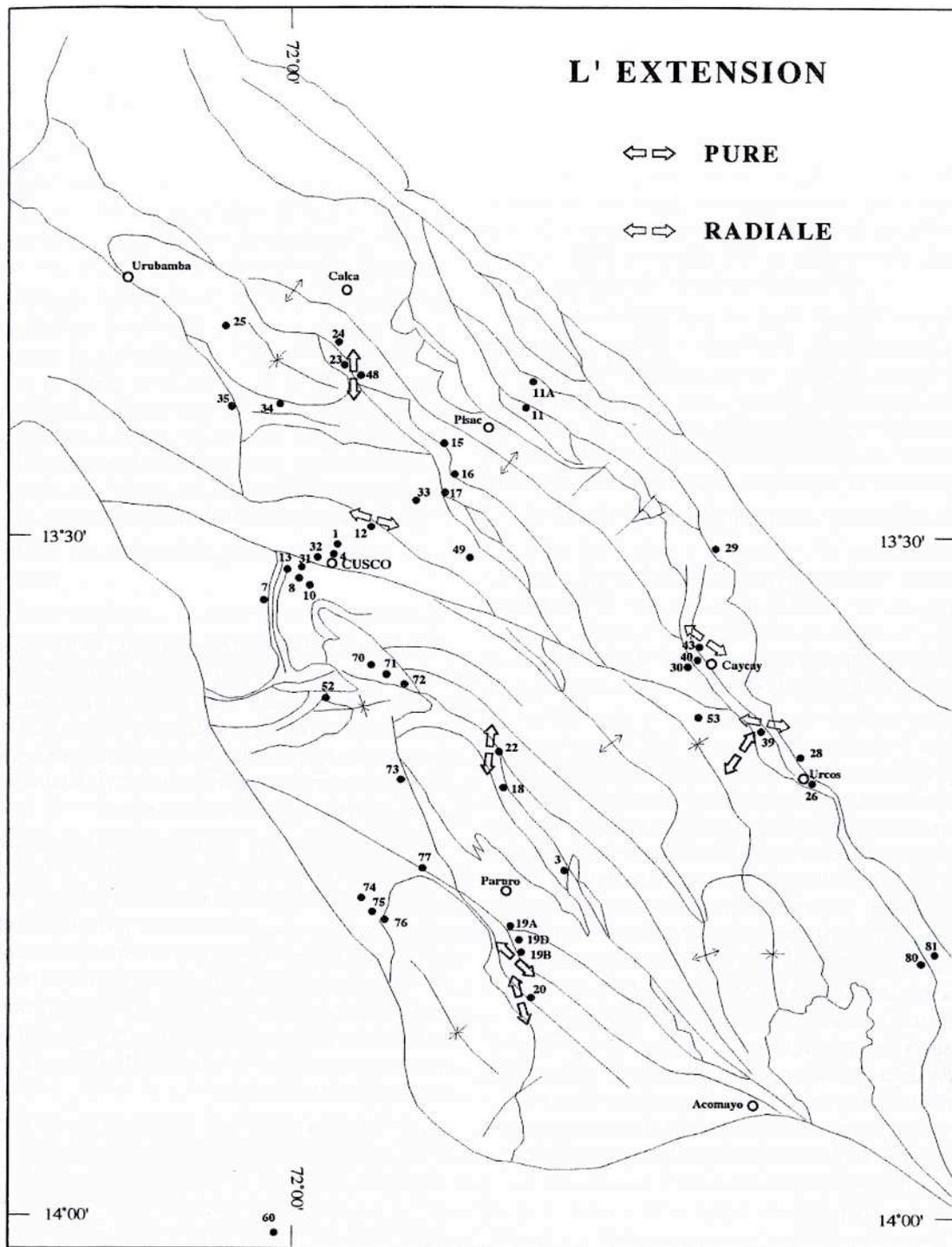


FIG. 111.- Carte structurale montrant les résultats des mesures microtectoniques en extension.

3.1. Les résultats

G. Levresse [1995], a traité des données réparties sur une cinquantaine de stations, dont 30 ont fourni des résultats acceptables. Pour notre part, nous avons traité presque 80 stations, dont 50 ont donné des résultats valables. Différents régimes de déformation sont représentés.

3.1.1. Régime distensif (Fig. 110 et 111)

Il est représenté dans huit stations [Levresse, 1995] soit par un régime d'extension pure de direction à peu près N-S qui caractérise les stations 20, 22, 39 A et 48 situées dans le Sud de l'Altiplano Occidental, soit par une extension radiale E-W à WNW-ESE qui apparaît dans les

stations 12, 39 B et 43 situées près du seuil Cusco-Puno.

3.1.2. Régime compressif (Fig. 112 et 113).

1. Compression pure

Ce régime montre une répartition homogène. La direction de compression est principalement NE-SW ($\sigma_1 = N35$) dans la Cordillère Orientale et sur le seuil Cusco-Puno (Stations, 11, 16, 29, 25, 23, 43 et 81). Au SW de Cusco (Stations 4, 74, 76), elle devient proche de NW-SE. Cette différence est également observée dans les direction des plis et des schistosités associées (S_1 et S_2). En effet, σ_1 est compatible d'abord, avec les plis NW-SE et ensuite avec les plis NE-SW.

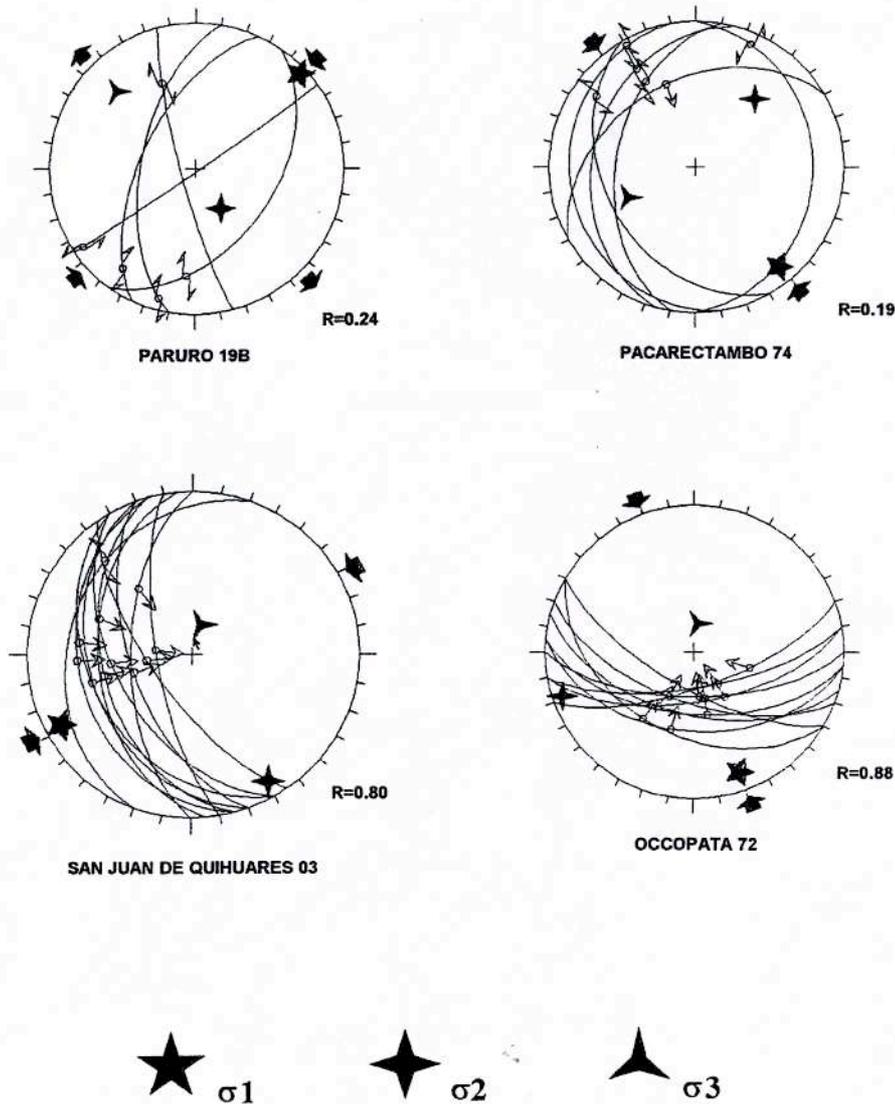


FIG. 112.- Diagrammes d'analyses microtectoniques de failles indiquant un régime compressif.

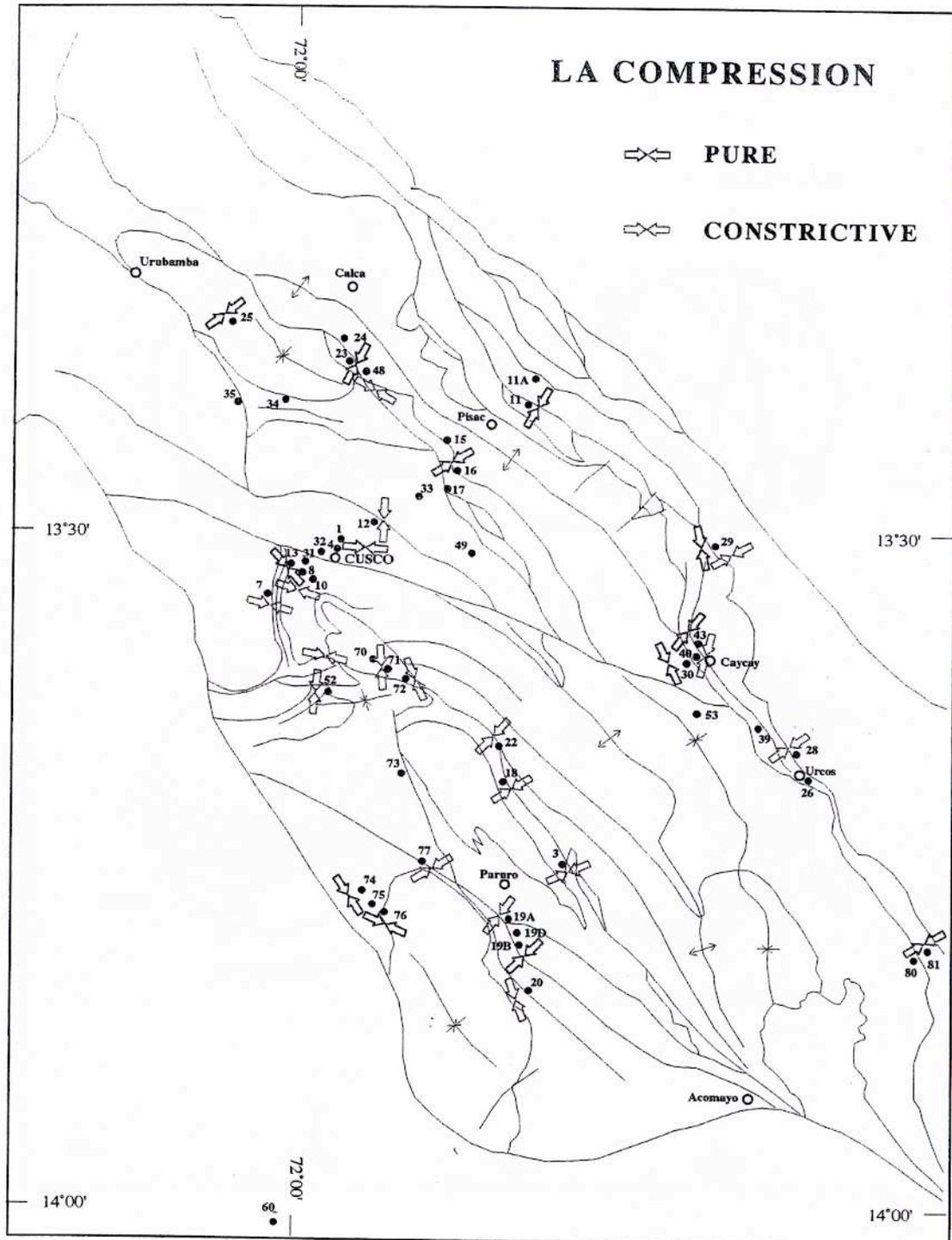


Fig. 113. – Carte structurale montrant les résultats des mesures microtectoniques en compression.

2. Compression constrictive

Ce type n'est présent que sur le seuil Cusco-Puno et l'Altiplano Occidental. La direction principale de compression est NE-SW (Stations, 22, 18, 03, 77, 19A, 28), avec localement une direction N-S (Stations 71, 72, 52, 12), ou E-W (Stations 7 et 8). Ces directions sont toujours plus au moins perpendiculaires aux axes des structures régionales.

3.1.3. Décrochement (Fig. 114 et 115).

Ce mode est également uniformément réparti géographiquement, et selon différents styles.

1. Décrochement pur

Presque toutes les stations sont caractérisées par un mouvement dextre sur les structures majeures. L'orientation de σ_1 , à 30° des structures principales, permet de différencier deux familles de directions distinctes, NE-SW

($\sigma_1 = N60$) et NW-SE ($\sigma_1 = N150$). A la station 33 (Cusco- Pisac), les deux directions coexistent, mais les données disponibles ne permettent pas d'établir une chronologie. Ce régime n'apparaît pas dans la partie nord de la région étudiée.

2. Décrochement compressif

Les mouvements représentés sur les structures majeures sont soit dextres, dans la partie nord, soit sénestres, dans la partie sud. On caractérise trois directions de raccourcissement, N-S ($\sigma_1 = N165$), NE-SW ($\sigma_1 = N41$), ESE-WNW ($\sigma_1 = 100$).

Une comparaison avec les stations caractérisées par de la compression pure, permet de les regrouper en fonction de la similitude des directions de l'axe maximum. Ce qui suggère que, selon les conditions locales (présence de structures héritées par ex), un même épisode de déformation compressive puisse se traduire selon l'un ou l'autre style.

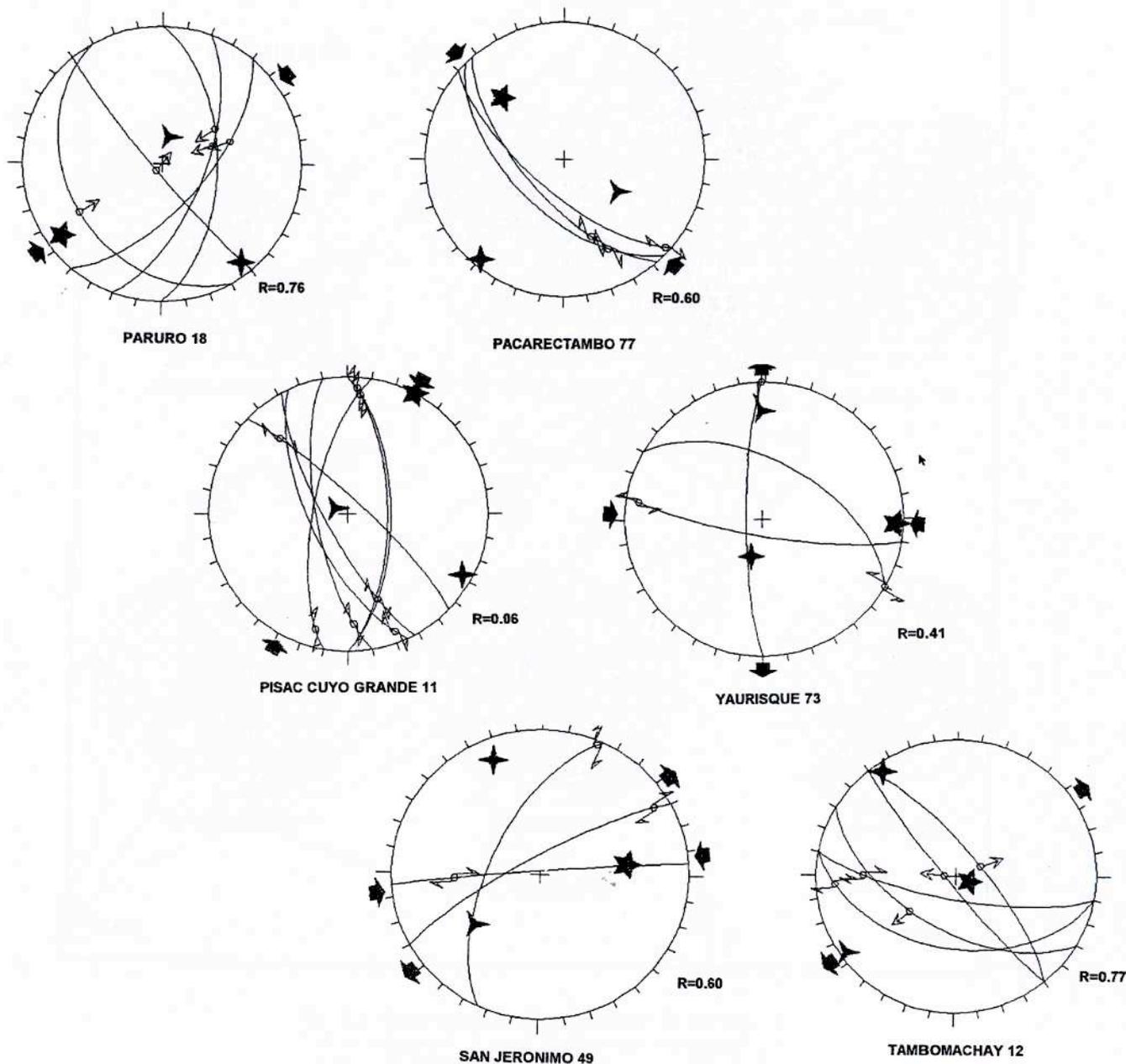


FIG. 114. – Diagrammes d'analyses microtectoniques de failles indiquant un régime en décrochement.

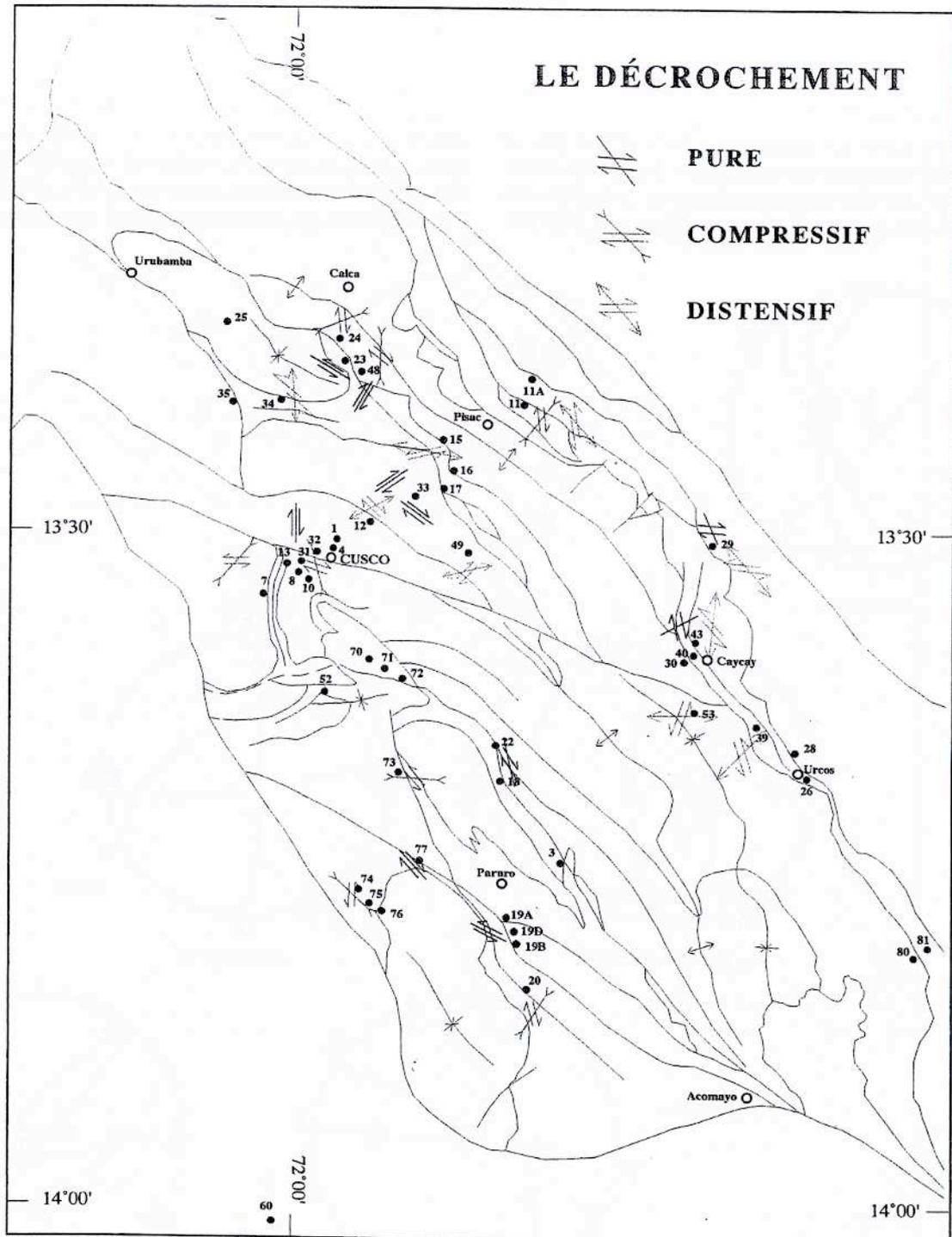
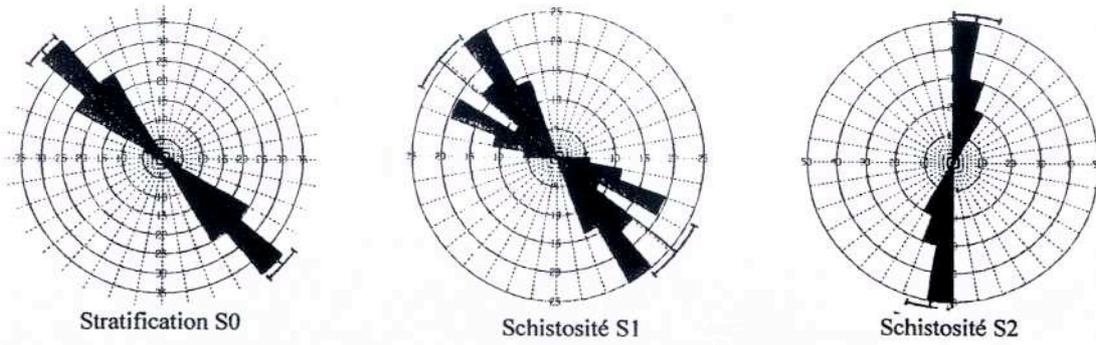
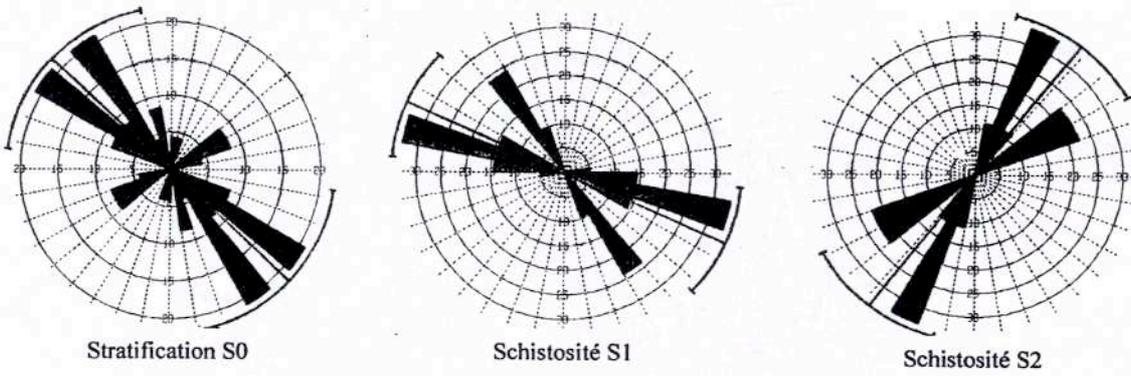


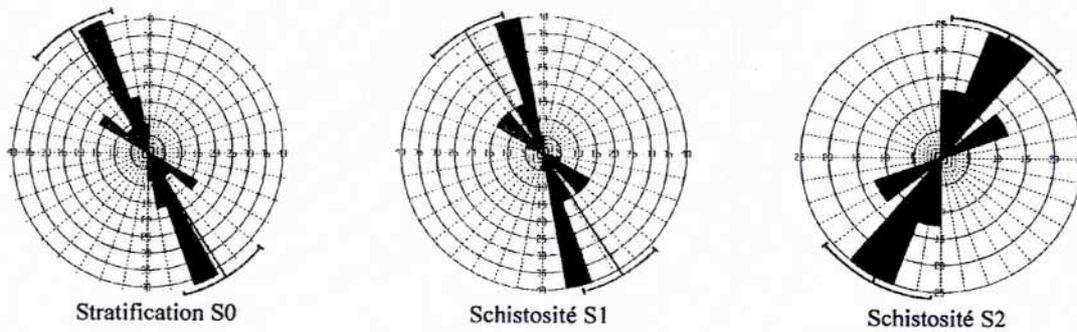
FIG. 115.- Carte structurale montrant les résultats des mesures microtectoniques en décrochement.



Oropesa et Cerro Corihuayrachina



Oropesa sud



Sillacancha

FIG. 116.— Diagrammes en rose de mesures de stratification (S 0) et schistosités (S 1 et S 2) effectuées à Oropesa, Cerro Corihuayrachina (anticlinal Lucre-Saylla) et Sillacancha.

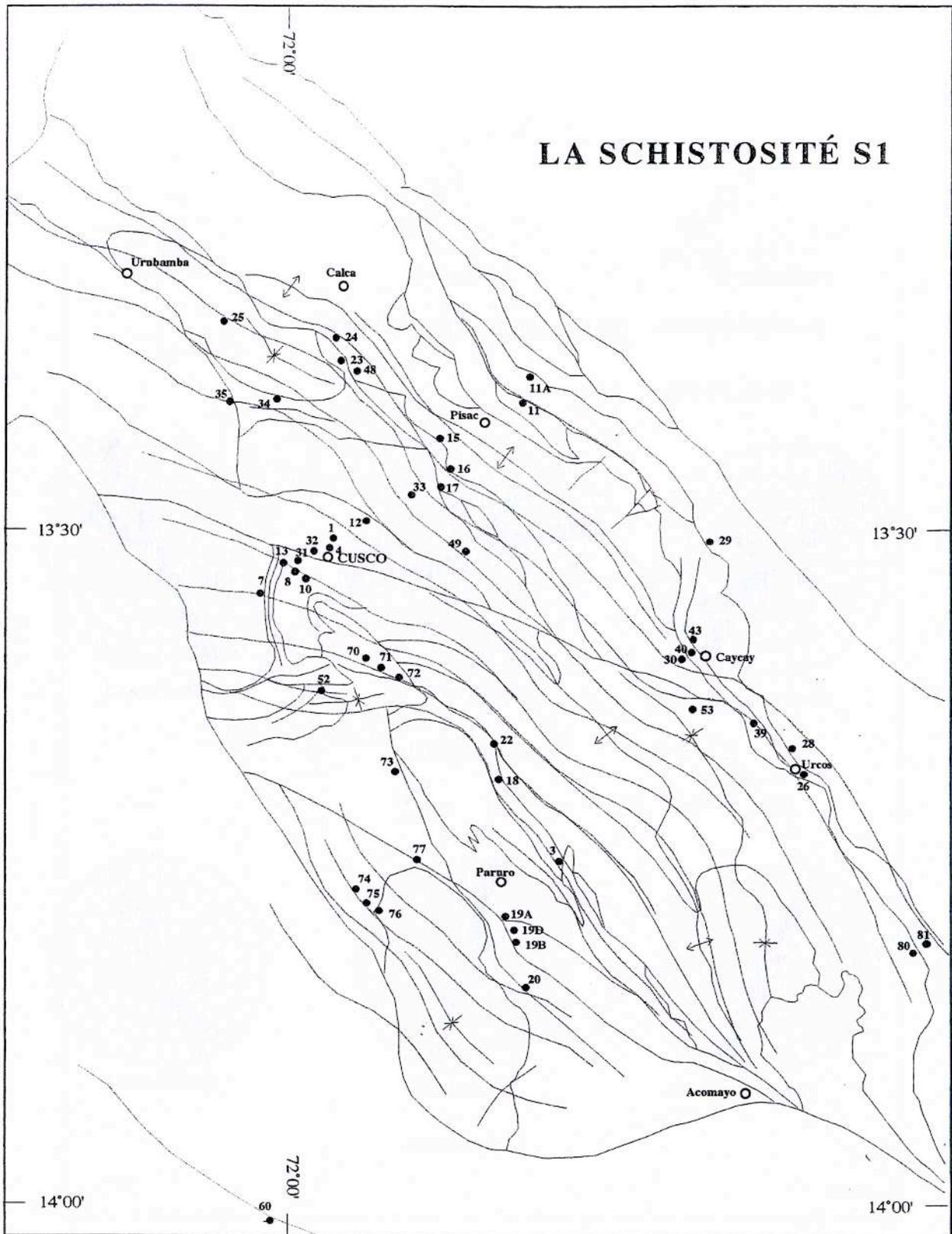


Fig. 117.- Carte structurale montrant la schistosité S 1.

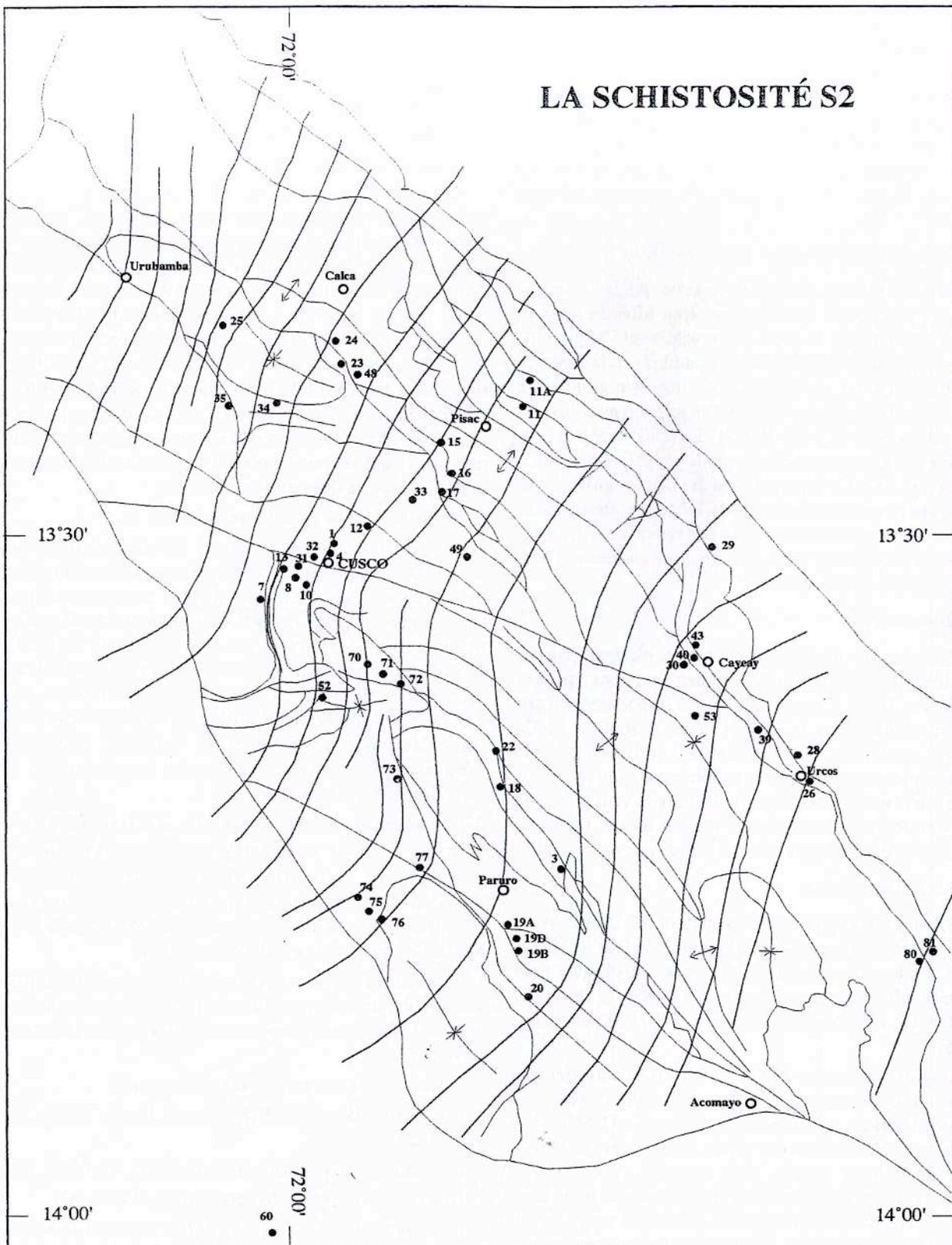


Fig. 118.— Carte structurale montrant la schistosité S 2.

3. Décrochement distensif

Il se manifeste principalement par un jeu sénestre sur les structures régionales dans toutes les stations où il a été mis en évidence. La direction d'extension est principalement NNW-SSE, avec localement des orientations proches de Est-Ouest. Là encore ce régime montre des directions de déformations tout à fait comparables à ce qui est observé dans les stations caractérisées par de la distension, ce qui suggère, là encore, qu'un même épisode de déformation distensive puisse se traduire soit par de la distension pure, soit par de la distension radiale, soit encore par du décrochement distensif selon les conditions locales.

3.1.4. Les schistosités (Fig. 116, 117 et 118)

En de nombreux points on observe que les séries, y compris une partie du Néogène, sont affectées par la schistosité. Il s'agit toujours d'une schistosité de dissolution, ce qui caractérise donc des conditions relativement superficielles. La cartographie et l'analyse structurale montrent que la schistosité S1 est en relation avec les plis de direction NW-SE à WNW-ESE. La schistosité S2, postérieure à S1, correspond à des plis d'axe NE-SW à NNE-SSW (Fig. 109). La superposition des plis forme des figures d'interférence caractéristiques. De telles interférences ont été signalées également à la bordure nord de la Cordillère Occidentale [Pecho, 1981], ainsi que dans le bassin Putina [Audebaud, 1963].

3.2. Discussion

Dans la présentation précédente on n'a tenu compte que du style de la déformation, et des directions des axes [Levresse, 1995]. Une caractéristique importante n'a pas été prise en compte, le rapport micro-tectonique R. Ce rapport, au-delà de permettre une détermination du style de déformation, a une valeur propre pour chaque événement. En classant les différents résultats suivant leur style ou selon R, nous obtenons un résultat affiné. Plusieurs régimes de déformation successifs sont mis en évidence

3.2.1. L'extension

Elle est représentée dans les stations 12, 20, 22, 39 A, 39 B, 43 et 48. En prenant en compte à la fois les directions d'extension et le facteur R, on peut distinguer trois régimes différents, respectivement R 1 ($R = 0.1$, E-W), R 2 ($R = 0.3$, NNW-SSE), R 3 ($R = 0.5$, N-S) [Levresse, 1995].

On sait que la zone du Sud de Cusco est actuellement active sismiquement, comme le montrent aussi bien la sismicité historique que le séisme de Acopia [1995]. Une étude de la déformation des dépôts quaternaires a été réalisée par Cabrera [1988] (Fig. 94 à 97), montrant que celle-ci est caractérisée par un régime distensif. En se fondant sur ces données, il apparaît que R 1 correspond au régime actif au Pléistocène basal et R 3 au régime actuellement régnant, tels que mis en évidence par Cabrera [1988]. Quant à R 2, qui n'est pas très différent de R 3, il pourrait représenter l'un des épisodes caractérisant le régime tectonique actuel qui se traduit par un succession de crises brèves.

3.2.2. La compression

Elle est représentée dans les stations (3, 4, 7, 8, 11, 12, 16, 19A, 19B, 20, 23, 25, 28, 29, 31, 43, 52, 74, 76, 76, 81). A l'aide du rapport R on arrive à distinguer six sous-types: $R_1 = 0.2$, $R_2 = 0.4$, $R_3 = 0.6$, $R_4 = 0.7$, $R_5 = 0.8$, $R_6 = 1$ [Levresse, 1995], mais presque tous caractérisés par des directions variables, ce qui souligne le caractère très hétérogène de cette déformation polyphasée, probablement fortement contrôlée par l'héritage de structures anciennes [Levresse, 1995].

3.2.3. Les décrochements

Comme on l'a vu précédemment, pour l'essentiel ces déformations relèvent soit du régime compressif soit du régime distensif. Cependant quelques données caractérisent un régime décrochant pur [Levresse, 1995]. Nous y distinguons deux classes de valeurs ($R_1 = 0.3$ et $R_2 = 0.55$). Dans la classe R 1 on observe deux directions de $\sigma_1 =$ (NE-SW et WNW-ESE), et de même dans la classe R 2 où les directions sont NE-SW et N-S. Ces directions de σ_1 sont encore similaires à celles qui caractérisent les événements compressifs. Aussi nous considérons que les stations qui présentent une déformation en décrochement pur constituent une accommodation locale du régime compressif, peut-être dans un stade précoce.

3.2.4. Relations avec les schistosités

Parmi les tenseurs compressifs définis à partir de la microtectonique cassante, ceux qui caractérisent un type de déformation en compression pure, sont compatibles avec la genèse de plis régionaux. La direction de compression (NE-SW) trouvée aux stations 11, 16, 19B, 23, 25 et 43 est compatible avec les plis et la schistosité S 1, cependant que celle (NW-SE) observée aux stations 40, 74, 76, etc., l'est avec S 2 et les plis contemporains. La chronologie relative des stries est également cohérente avec celle des schistosités et des plis, la schistosité S 1 étant antérieure à la schistosité S 2.

3.3. Proposition d'une chronologie et interprétations

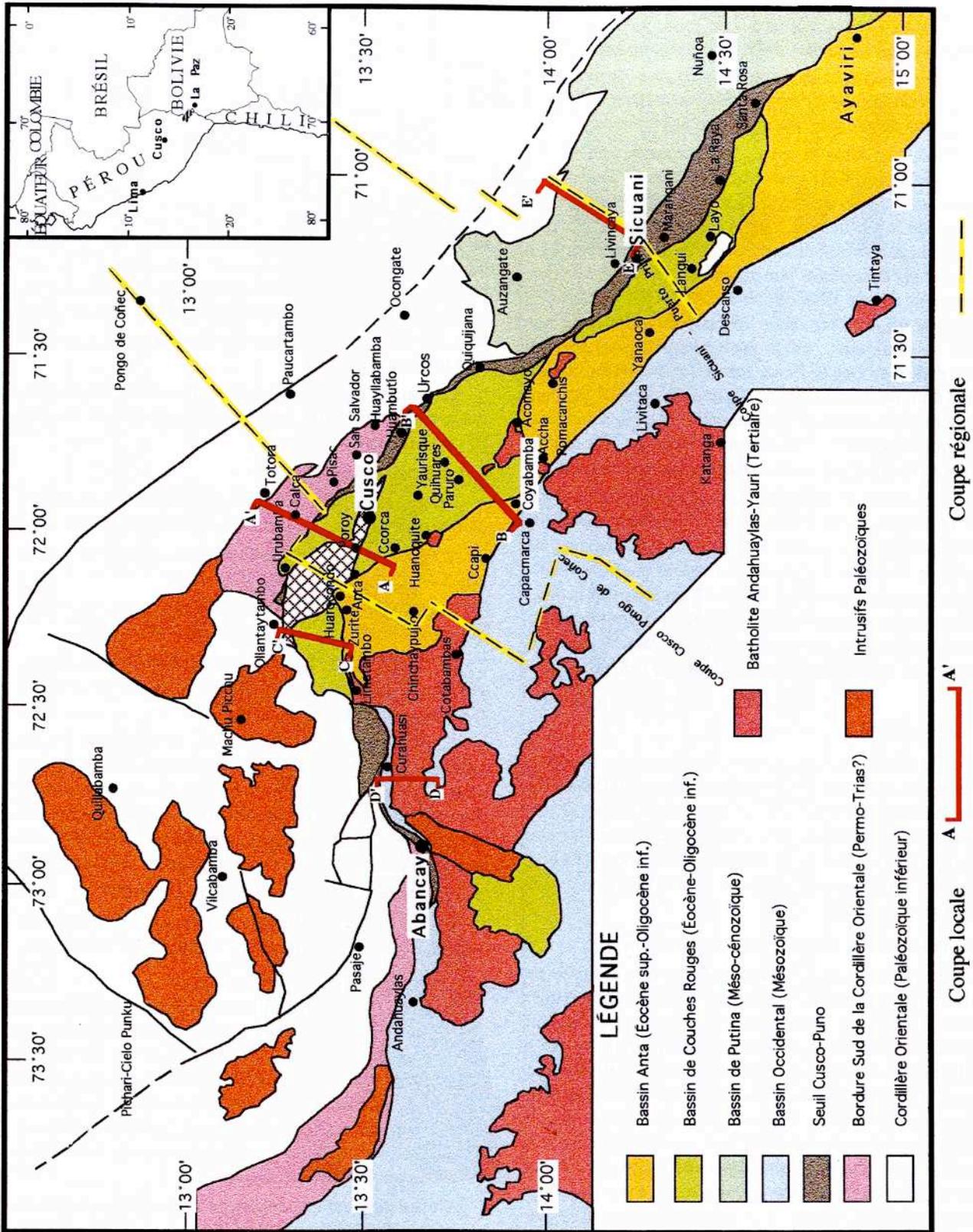
Comme nous l'avons vu précédemment, l'extension peut être datée, par comparaison aux données fournies par l'analyse de la déformation quaternaire. Ainsi, on peut proposer un âge pléistocène basal pour l'extension E-W à NNW-SSE et actuel pour l'extension N-S.

Pour le régime en compression, qui se traduit soit par une déformation en compression pure, soit par du décrochement compressif, proposer une chronologie relative est difficile.

Quatre systèmes principaux apparaissent:

- Une contraction NE-SW (Stations 3, 11, 16, 19, 22, 24, 25, 28, 29, 43)
- Une contraction N-S (stations 12, 20, 32, 33, 43, 48, 52, 71)
- Une contraction NW-SE (Stations 31, 74, 76, 40)
- Une contraction E-W à WNW-ESE (Stations, 4, 7, 8, 48)

Etablir une chronologie nécessite d'examiner les relations avec l'évolution des bassins sédimentaires (cf. bassin Punacancha). Nous avons établi que l'évolution tectonique a été contrôlée par des accidents anciens qui ont conditionné l'évolution paléogéographique.



Ceci paraît corroboré par le fait que le rapport R et les directions des axes principaux des tenseurs sont très variables, soulignant le caractère très hétérogène de la déformation, et donc son contrôle par l'héritage de structures anciennes [Levresse, 1995].

Il apparaît que le régime en compression NE-SW à N-S, à l'origine des principaux chevauchements et de la schistosité S 1 est le plus ancien. Le régime de compression NW-SE à E-W à l'origine de la schistosité S 2 et qui affecte les dépôts post-Paruro, est plus récent.

Cependant dans le détail, les structures sont encore plus complexes. Ceci peut être précisé par l'étude de la faille de San Juan de Quihuares. Elle est scellée par les dépôts de la Formation Paruro (Miocène supérieur), et montre la succession de deux événements principaux. Le premier est caractérisé par un axe principal de raccourcissement orienté ENE-WSW à E-W ($N101^\circ$ à $N85^\circ$). Il implique un jeu décrochant sénestre de la faille de San Juan de Quihuares, qui a probablement pour résultat l'ouverture du bassin Punacancha. Le deuxième correspond à un raccourcissement d'axe $N43^\circ$ à $N65^\circ$, responsable du plissement synsédimentaire et de la schistosité S 1 qui affectent la Formation Punacancha. Ce régime tectonique est responsable de la fermeture du bassin.

En conclusion, le régime de compression qui a régné sur le domaine étudié montre de nombreuses variations dans le temps comme dans l'espace, ce qui ne permet pas d'établir une chronologie en se fondant uniquement sur les données de la microtectonique. C'est pourquoi la chronologie et les interprétations présentées le sont en effectuant une synthèse de toutes les données : microtectonique, tectonique syn-sédimentaire, dynamique des bassins.

4. LES COUPES STRUCTURALES

Nous avons élaboré des coupes structurales locales et régionales, ainsi qu'une coupe au travers du Sud du Pérou. Elles ont été restaurées à l'état non déformé, afin de vérifier leur cohérence géométrique et d'estimer les taux de raccourcissement dans les différents blocs. Ces coupes sont basées essentiellement sur les observations de géologie de surface.

4.1. Principes et méthode de construction

Les principes de la restauration ont été présentés par différents auteurs [Boyer et Elliot, 1982 ; Suppe, 1983 ; Mitra, 1992 ; etc.]. La restauration étant basée sur le principe de conservation des surfaces, cela implique que la déformation interne et la compaction des séries sédimentaires soient négligeables. La géométrie des structures observées en surface, la conservation des épaisseurs des séries (sauf dans les cas de variations d'épaisseurs connues), et le report de la quantité de déplacement sur chaque accident permettent de construire pas à pas une coupe rétro-tectonique. En retour, cette dernière permet de préciser la géométrie probable du décollement de base, au-dessus duquel se développe le plissement, et constitue une contrainte par le bas dans la construction de la coupe structurale.

Dans les régions de Cusco et de Sicuani existent différents domaines structuraux, appelés blocs, montrant chacun un style tectonique propre (Fig. 119 et carte géologique). Dans chacun de ces blocs, on observe fréquemment des variations d'épaisseurs et de composition des séries sédimentaires de même âge. Pour que cela intervienne au minimum lors de la construction des coupes structurales, on a considéré que les longueurs étaient conservées. Ainsi les longueurs des strates doivent être identiques dans les états initiaux et restaurés. Les sections sont orientées orthogonalement aux structures compressives régionales.

Cependant la composante décrochante qui caractérise les limites des principaux domaines structuraux (blocs) constitue un obstacle aux conditions idéales théoriques de restauration. Pour cette raison on a restauré indépendamment chacun des blocs et considéré qu'aucun raccourcissement n'était introduit par les décrochements. Le résultat obtenu sur les coupes est donc entaché d'erreur. La valeur du raccourcissement obtenue est une valeur minimale.

La nomenclature utilisée est la suivante : L_f est la longueur finale des strates, L_i est la longueur initiale, $R = L_i - L_f$ est le raccourcissement.

4.2. Les coupes locales

Trois coupes locales ont été construites, elles sont localisées sur la figure 119 et sur la carte géologique :

1. *La coupe AA' (Totora-Calca-Poroy)* est de direction NE-SW et longue de 56 km (Fig. 120).

2. *La coupe B-B' (Urcos-Coyabamba-Capacmarca)* de direction NE-SW est longue de 52 km (Fig. 121).

3. *La Coupe C-C' (Ollantaytambo-San Juan-Jajahuana)* de direction N-S est longue de 65 km. Elle n'est pas équilibrée (Fig. 122).

Ces coupes traversent les différentes unités paléogéographiques ou blocs : bordure SW de la Cordillère Orientale, seuil Cusco-Puno, bloc Cusco-Sicuani et bloc Anta. Comme on l'a déjà dit plus haut, les limites entre unités paléogéographiques sont contrôlées par de grands accidents qui ont parfois joué comme failles de décrochement.

4.2.1. Bordure SW de la Cordillère Orientale

La structure de la bordure SW de la Cordillère Orientale de la région de Cusco est variable selon les endroits.

1. Coupe A-A' (Fig. 120)

Cette partie de la Cordillère Orientale est marquée par la présence de petits blocs (micro-blocs) contenant les roches métamorphiques (schistes) de la Formation Paucartambo (Siluro-Dévonien inférieur), les calcaires du Groupe Copacabana (Permien inférieur), les roches volcaniques et sédimentaires du Groupe Mitu (Permo-Trias), et plus rarement les roches sédimentaires des formations Huancané et Paucarbamba (Crétacé).

Ce domaine est caractérisé par la présence de chevauchements de direction NW-SE à vergence SW, qui répètent le groupe Mitu et remontent à l'affleurement la Formation Paucartambo. Deux niveaux de décollement ont été reconnus, l'un situé à la base du Paléozoïque inférieur

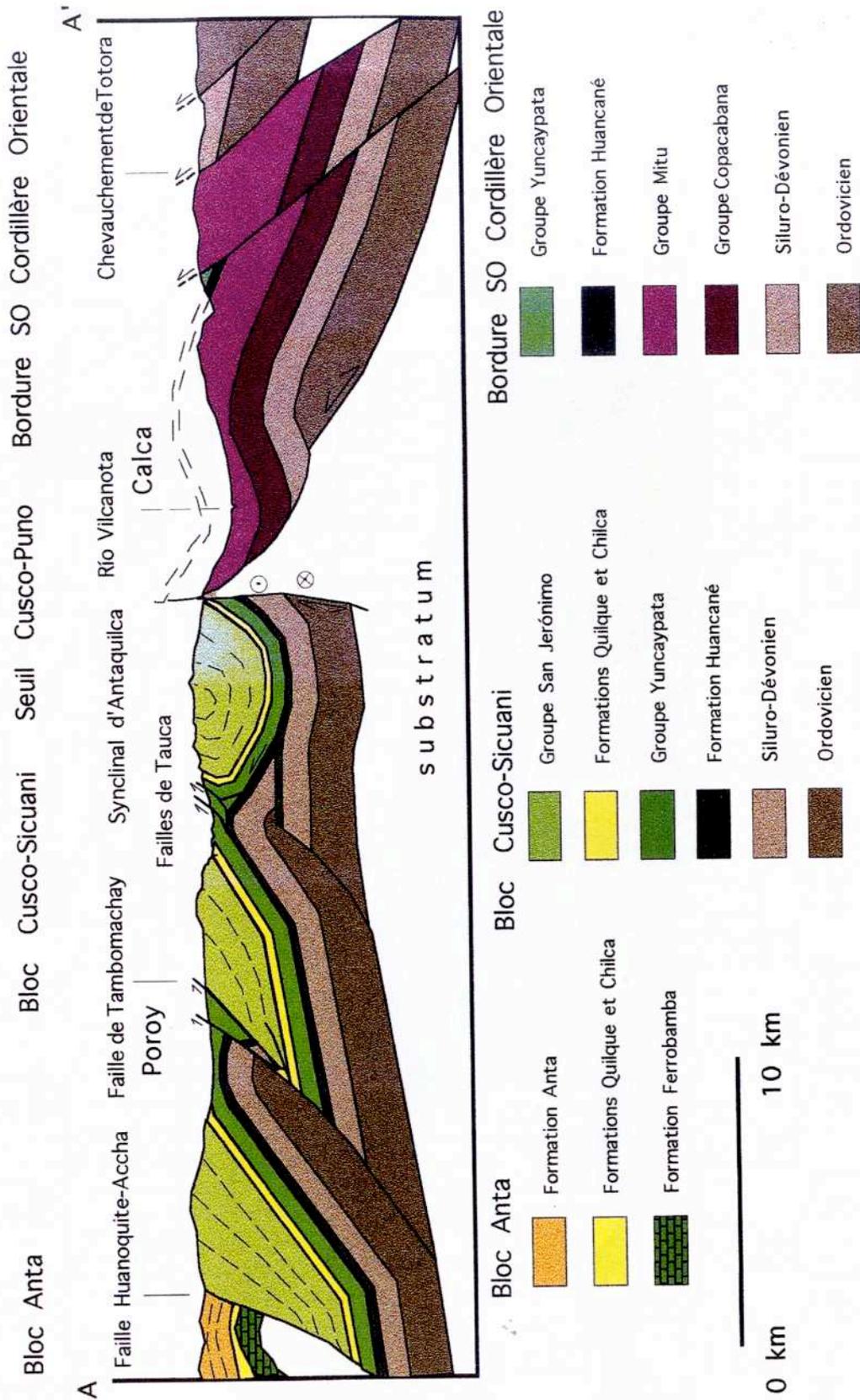


FIG. 120.- Coupe structurale A A', passant par Totorá, Calca et Poroy, localisation sur la figure 119.

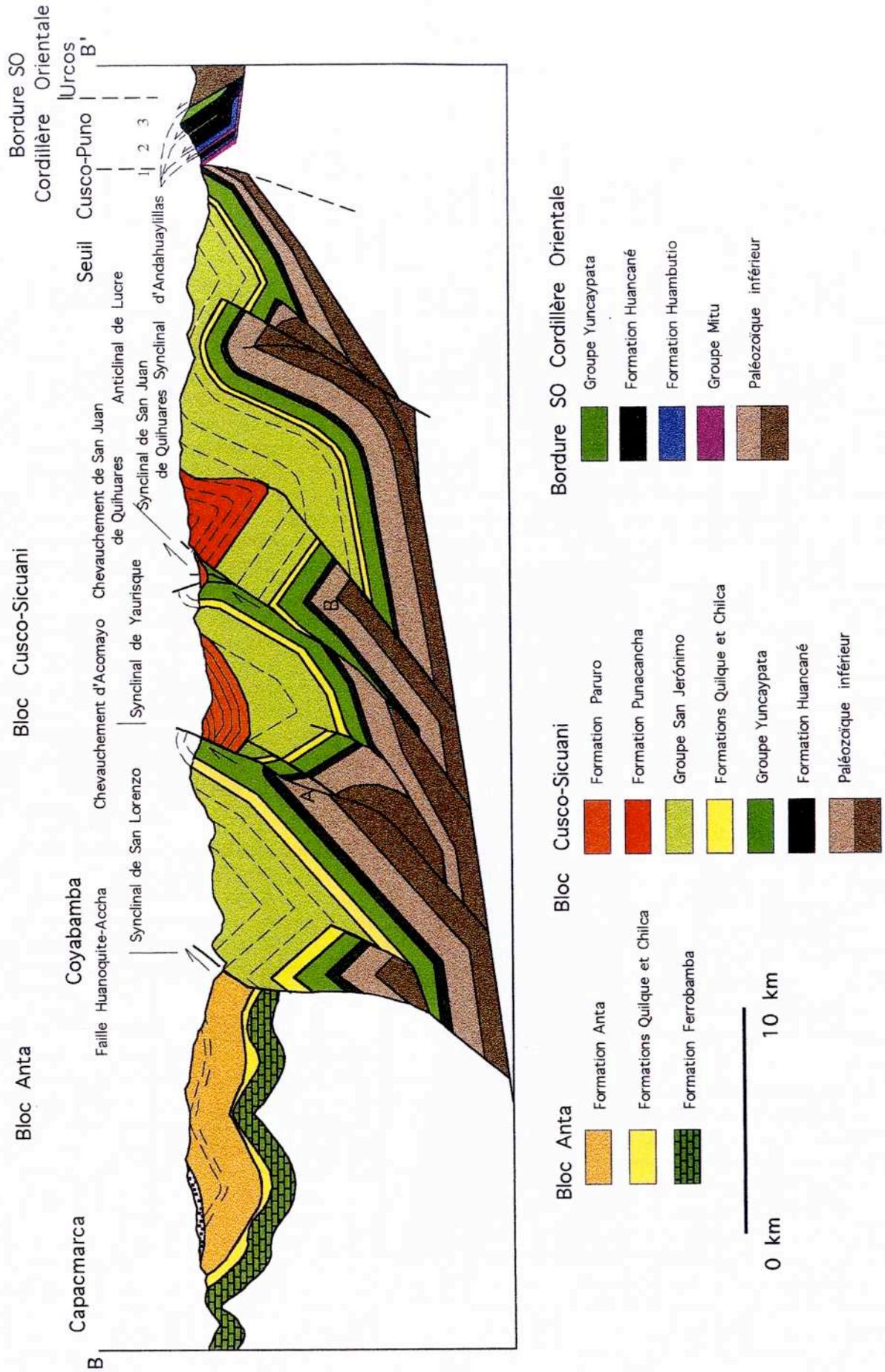


FIG. 121.- Coupe structurale B B', passant par Urcos, Coyabamba et Capacmarca, localisation sur la figure 119.

et l'autre au sein de la Formation Paucartambo (Siluro-Dévonien). Le décollement profond s'amortit au niveau du seuil Cusco-Puno ; le décollement supérieur permet l'émergence de failles plus profondes.

Les chevauchements de ce domaine sont interprétés comme dûs à l'inversion d'anciennes failles normales (Permo-Trias), ayant contrôlé la sédimentation du Groupe Mitu, comme le montrent les changements brutaux d'épaisseur de part et d'autre des failles, principalement vers le NE. Nous interprétons la déformation de cette zone comme le résultat d'une tectonique de socle.

Le taux de raccourcissement est de 40 % (L_f : 30 km ; L_i : 18 km et R : 12 km).

2. Coupe B-B' (Fig. 121)

La bordure SW de la Cordillère Orientale correspond à une bande étroite, d'environ 3 km de largeur, où affleurent des unités du Paléozoïque inférieur, du Permo-Trias et du Mésozoïque. Elle se caractérise par la diminution puis la disparition du Groupe Mitu (0-100 m), et par d'importantes variations d'épaisseur (0 à 500 m) des formations Huambutío, Huancané et Paucarbamba en direction du NE.

À l'affleurement, s'observent 3 failles inverses à vergence SW de direction NW-SE, qui répètent les unités stratigraphiques (Fig. 109). Les failles ont un pendage moyen de 45°. Elles se branchent sur un niveau de décollement, situé dans la Formation Paucarbamba (gypses et argiles) ; un autre niveau de décollement se situe vraisemblablement à l'interface entre le Paléozoïque inférieur et le Groupe Mitu ou la Formation Huancané.

Les structures constituent une séquence normale (1,2,3) de chevauchements imbriqués. La géométrie d'ensemble peut être interprétée comme le résultat de l'inversion d'anciennes failles normales, qui avaient contrôlé la sédimentation de la Formation Huancané. Celle-ci est, en effet, plus épaisse au toit de chacun des chevauchements.

La cartographie montre que les chevauchements basal (3) et sommital (1) se rejoignent au NW et au SE. Ceci implique que les chevauchements imbriqués délimitent des duplex. Entre les deux chevauchements, basal (3) et sommital (1), les failles ont une forme sigmoïdale, puis se parallélisent au toit et au mur des duplex.

Le chevauchement sommital (1), qui fait remonter le Paléozoïque inférieur au-dessus du Permo-Trias et du Mésozoïque, pourrait représenter la prolongation d'un grand accident, qui plus au SW met en contact le Paléozoïque inférieur avec les couches rouges du Groupe San Jerónimo. Il montre aussi des mouvements décrochants. Il s'agit sans doute d'un accident affectant le socle.

Le taux de raccourcissement calculé pour cette zone est assez important, il atteint 66 % avec, L_f : 3.5 km, L_i : 10.5 km, R : 7 km.

3. Coupe C-C' (Fig. 122)

La bordure SW de la Cordillère Orientale présente des affleurements de roches anciennes très épais et très déformés, d'âge vraisemblablement cambrien (Formation Ollantaytambo). Cette unité surmonte, par l'intermédiaire d'un chevauchement à vergence sud, la Formation San José

de l'Arénigien-Llanvirnien. Ce chevauchement est probablement pré-crétacé, puisque il est recoupé par un corps intrusif, lui-même recouvert par des formations crétacées (formations Huambutío et Huancané). Ceci indique que le seuil s'est installé sur une structure ancienne.

4. Cinématique et âge de la déformation

Des mesures de stries de failles au contact entre les schistes de la Formation Paucartambo (Siluro-Dévonien) et le Groupe Mitu donnent pour la station de Cuyo Chico deux mouvements ; le plus récent est une compression pure avec un $\sigma_1 = N33^\circ$; le plus ancien est un jeu en décrochement sénestre distensif avec $\sigma_1 = N70^\circ$, et $\sigma_3 = N160^\circ$.

Ce mouvement décrochant plus ancien serait responsable de l'ouverture du bassin San Jerónimo plus au Sud. Les mouvements compressifs sont en relation avec l'inversion tectonique de la bordure SW de la Cordillère. Ils débutent, comme dans le bassin Putina, pendant l'Éocène moyen ou l'Oligocène et se poursuivent durant le Miocène supérieur.

4.2.2. Bloc Cusco-Sicuaní

Il est séparé de la bordure SW de la Cordillère Orientale par une zone de décrochement. Il présente à l'affleurement les formations Huancané, Paucarbamba, Ayavacas, la partie supérieure du Groupe Yuncaypata, les séries rouges supérieures et le Groupe San Jerónimo. Ce domaine est limité plus au Sud par le bloc Anta.

Le bloc Cusco-Sicuaní est caractérisé par des plis et des chevauchements à vergence NE, que nous considérons comme intéressant seulement la couverture (*thin-skinned thrusting*). Deux niveaux de décollement sont envisagés, l'un basal, développé à la base du Paléozoïque inférieur (interface avec le socle), et l'autre dans le Crétacé moyen-supérieur. Les structures sont construites en admettant que les plis observés correspondent à des plis d'amortissement. Cependant, l'analyse tecto-sédimentaire des séries cénozoïques montre, qu'au sein de ce bloc, les failles ont aussi fonctionné en décrochement.

1. Coupe A-A' (Fig. 120)

Les structures en surface ont une direction WNW-ESE à NW-SE et une vergence NE. Nous avons interprété la faille Huanquite-Accha qui contrôle la limite sud du bloc, comme un chevauchement développant des plis d'amortissement dans les Couches Rouges, mais nous n'avons aucun argument pour le vérifier. L'anticlinal de Poroy, interprété comme un pli d'amortissement, et le synclinal de Sencca sont en relation avec la faille de Tambomachay. Plus au NE, l'anticlinal de Piuray et le synclinal de Antaquilca impliquent l'existence en profondeur d'un prisme intercutané [Chávez *et al.*, 1996]. Le relais du décollement inférieur par le niveau supérieur provoque un rétro-chevauchement. C'est cette structure qui est à l'origine de l'anticlinal de Piuray qui sépare deux sous-bassins de couches rouges dont l'un, le sous-bassin Antaquilca, montre, sur sa bordure sud, des discordances progressives. La faille de Taucca est également à mettre en relation avec ce prisme intercutané.

Dans la restitution de la coupe A-A' à l'état non déformé, on considère que le Groupe San Jerónimo est com-

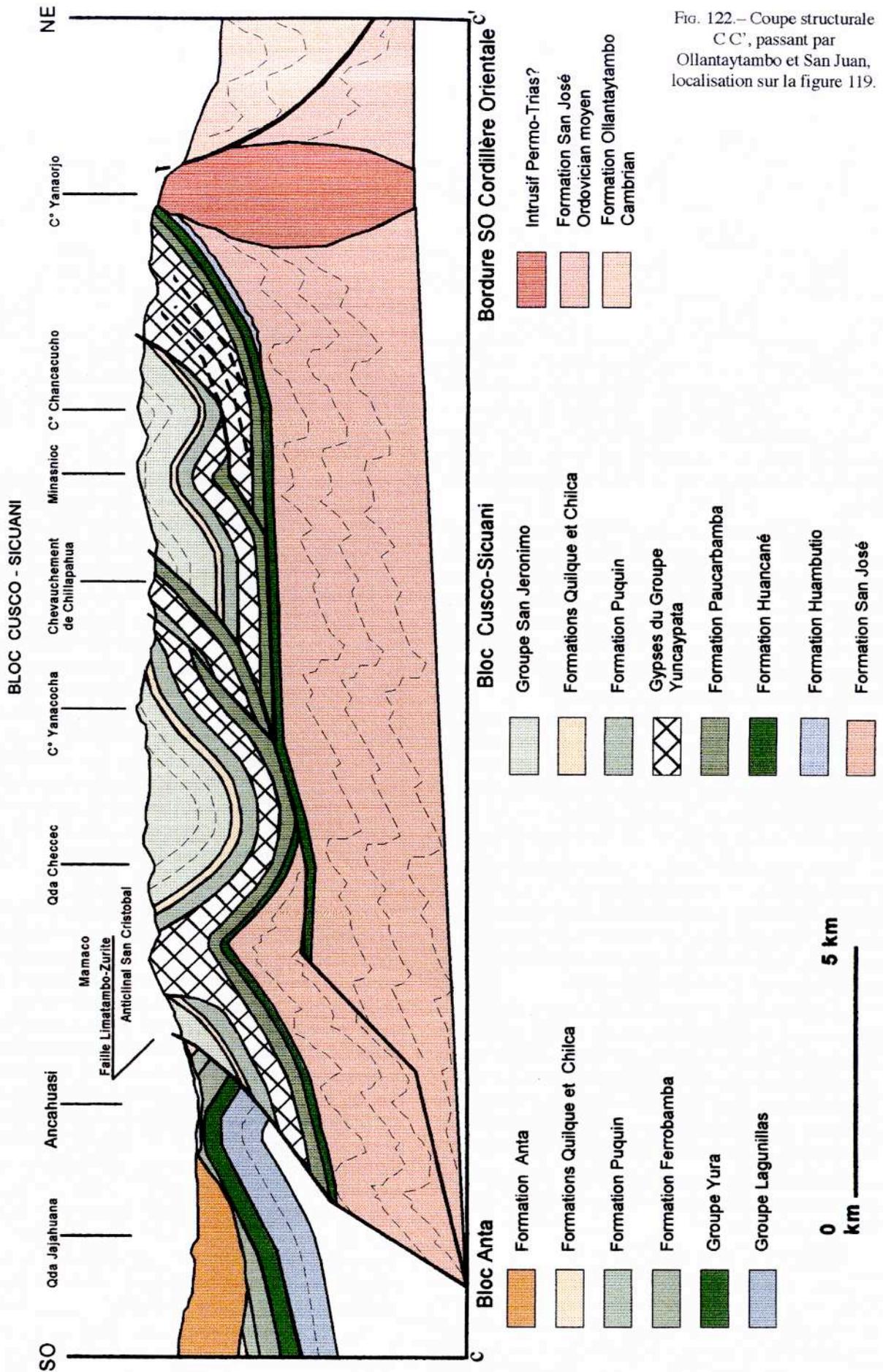


Fig. 122. – Coupe structurale C C', passant par Ollantaytambo et San Juan, localisation sur la figure 119.

posé de sédiments synorogéniques. La longueur finale (L_f) est de 46 km pour une longueur initiale (L_i) de 71 km, ce qui donne un raccourcissement de 25 km (35 %).

2. Coupe B-B' (Fig. 121)

La coupe traverse ici une série de plis et de chevauchements à vergence NE. Les plis et les failles sont de direction moyenne NW-SE et sub-parallèles entre eux, à l'exception de la faille Yaurisque-Acomayo. Du NE au SW, on observe l'anticlinal de Lucre, puis le synclinal de San Juan de Quihuas dont le flanc SW est affecté par la faille inverse Anyarate-San Juan de Quihuas redressée et décollée dans les séries crétacées (post-Huancané). Celle-ci est scellée par la base de la Formation Paruro datée à 10 Ma. Plus au Sud, le synclinal de Yaurisque-Sanca montre, sur son flanc nord, des affleurements des séries rouges supérieures (formations Quilque et Chilca) et du Groupe San Jerónimo ; sur son flanc sud, la Formation Paruro surmonte en discordance le Groupe San Jerónimo, et montre elle-même des discordances progressives. Le chevauchement de Yaurisque-Papres-Acomayo le sépare du synclinal de San Lorenzo ; ce dernier est recoupé par le chevauchement de Huanquite-Accha.

Le synclinal de San Lorenzo s'est formé sur le dos d'un décollement, qui s'est propagé par inversion de la faille Huanquite-Accha, paléofaille normale (héritée) située entre le bloc Cusco-Sicuani et la bordure NE du bassin Occidental mésozoïque. Cette propagation a induit la croissance d'un anticlinal d'amortissement. La croissance de l'anticlinal, qui fait partie du bloc Anta, a eu des conséquences sur la sédimentation en créant un piège : le synclinal de San Lorenzo qui forme donc une gouttière dans l'avant-pays. A peu près au même moment, se forment un anticlinal d'amortissement (A) et le synclinal de Yaurisque-Sanca, en relation avec le jeu de la faille Yaurisque-Papres-Acomayo. Cette faille a contrôlé par la suite le fonctionnement du bassin Paruro. Plus au NE, l'anticlinal d'amortissement (B) et le Synclinal de San Juan de Quihuas correspondent à une autre structure d'amortissement, qui se développe en association avec le chevauchement de Anyarate-San Juan de Quihuas. Plus au NW, cette faille induit une subdivision du bassin des couches rouges en deux sous-bassins, où s'observent les discordances progressives de Ancaschaca et Occopata (Fig. 63), et contrôle l'évolution du bassin Punacancha. Cette faille est ensuite scellée par la Formation Paruro.

A proximité du seuil Cusco-Puno, l'anticlinal de Lucre et le synclinal d'Andahuaylillas sont interprétés comme des plis d'amortissement sur des failles aveugles. Le contact entre le bloc Cusco-Sicuani et le seuil Cusco-Puno s.s. correspond à une faille de décrochement, qui a contrôlé l'ouverture du bassin des Couches Rouges.

La restitution de la coupe du bloc Cusco-Sicuani conduit à une longueur finale (L_f) de 36 km pour une longueur initiale (L_i) de 65 km, indiquant un raccourcissement (R) de 29 Km. Le taux de raccourcissement est de 44 %, proche du taux moyen habituel.

3. Coupe C-C' (Fig. 122)

Une des caractéristiques importantes de la zone intéressée par cette coupe est la présence de grandes quantités de

gypse dans la partie inférieure du Groupe Yuncaypata (Formation Paucarbamba). Cette zone est la seule où l'on observe que les séries méso-cénozoïques surmontent directement l'Ordovicien (Formation San José).

Du Nord au Sud, les structures observées sont le synclinal de Chancacucho, l'anticlinal de Minasnioc, les chevauchements de Chillapahua, les plis de Yanacocha et Checcec, le diapir de Mamaco et l'anticlinal de San Cristobal. Au Sud, le bloc est limité par le chevauchement Limatambo-Zurite. En surface, les structures ont une direction E-W à NE-SW et une vergence nord.

La partie sud de la coupe a été interprétée en faisant appel au développement d'un prisme intercutané, décollé dans l'Ordovicien (Formation San José) et dans la formation Paucarbamba. Au-dessus de ce prisme, un corps diapirique recoupe le synclinal de Checcec et le flanc de l'anticlinal de San Cristobal. Les gypses du diapir proviendraient, au moins en partie, de la Formation Paucarbamba, puisque les séries déformées par le diapir se situent au-dessus de cette formation. Le prisme intercutané aurait favorisé la montée du diapir.

Au Nord du prisme, la surface de décollement se prolonge dans la Formation Paucarbamba et induit le développement de plis par propagation et flexion de faille. A proximité de la terminaison NE du bloc, la présence d'une grande quantité de gypse peut être expliquée par des répétitions de chevauchements.

4. Analyse cinématique

A partir de l'état non déformé et de la déformation totale de la coupe (A-A') (Fig. 123) nous pouvons proposer les interprétations suivantes.

L'absence du Groupe Copacabana dans le bloc Cusco-Sicuani, alors qu'il est présent à la bordure SW de la Cordillère Orientale, permet d'envisager l'existence d'une zone positive qui aurait contrôlé, et limité, le bassin permocarbonifère. Cette zone positive serait l'élément précurseur du seuil Cusco-Puno [Chávez *et al.*, 1996].

La bordure SW de la Cordillère Orientale se comporte de manière instable pendant la sédimentation du Groupe Mitu (phase tardihercynienne du Permo-Trias), ce qui est en bon accord avec la mise en place, à proximité, de corps intrusifs d'âge permotriasique possible (Massif d'Urubamba).

La Formation Huancané s'est déposée sur les trois domaines (bloc Cusco-Sicuani, Seuil et Bordure de la Cordillère). Cependant son épaisseur est réduite au niveau du seuil Cusco-Puno. Le Groupe Yuncaypata est développé sur le seuil et le bloc Cusco-Sicuani, et paraît réduit sur la Cordillère Orientale. Les formations Quilque et Chilca se développent principalement sur le bloc Cusco-Sicuani ; le seuil Cusco-Puno paraît ainsi contrôler leur développement et empêcher une extension majeure vers la Cordillère Orientale ; les épaisseurs, notamment celle de la formation Quilque, augmentent régionalement vers le SW.

La faille de décrochement qui sépare le seuil Cusco-Puno du bloc Cusco-Sicuani (faille Ucchuyqosqo-Koricocha) a contrôlé la sédimentation du Groupe San Jerónimo. Les fortes épaisseurs qu'on observe au Nord

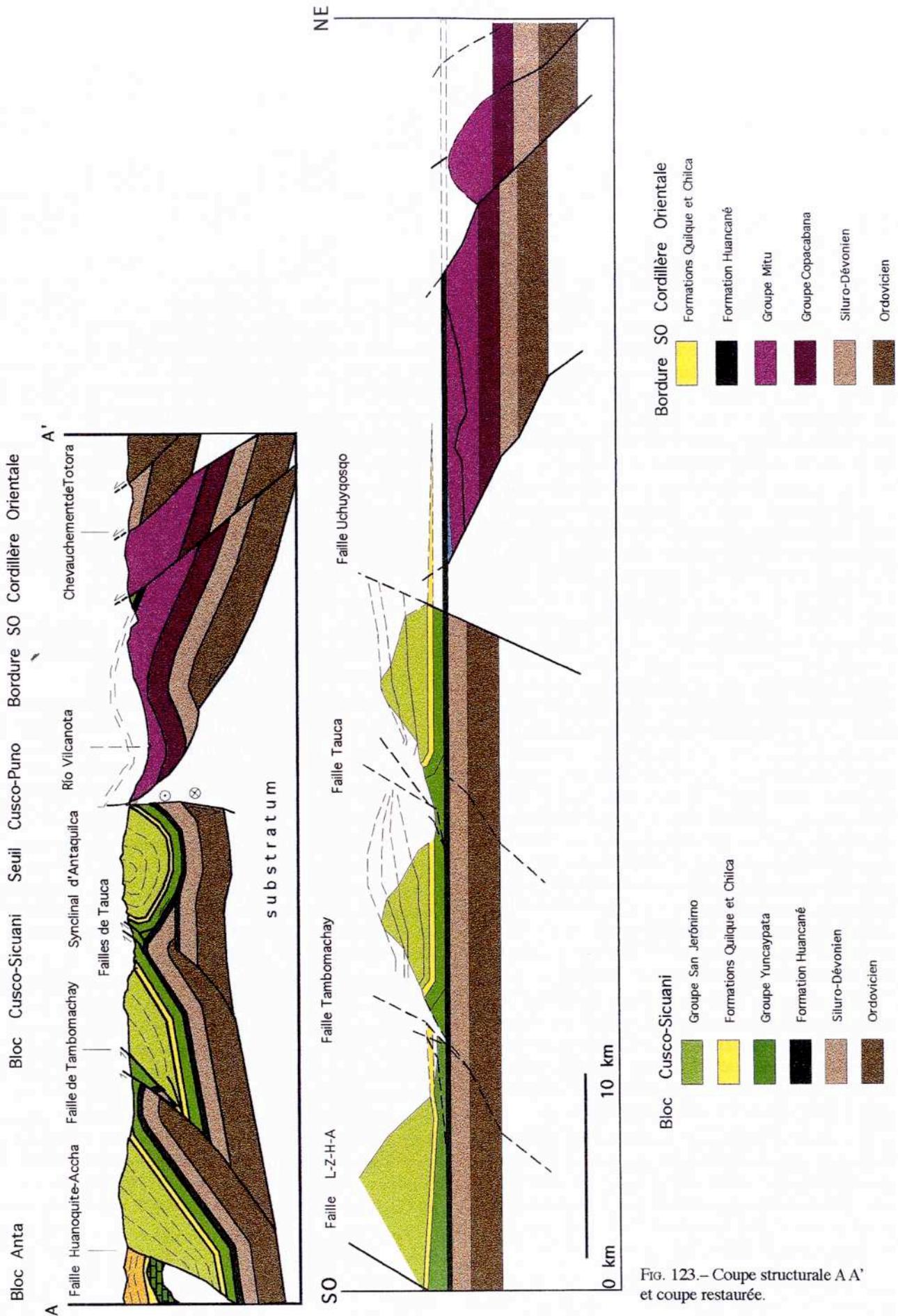


FIG. 123.- Coupe structurale A A' et coupe restaurée.



Fig. 124.- Coupe structurale B B' et coupe restaurée (A : au 35% et B : état initial).

du synclinal de Antaquilca traduisent une forte subsidence pendant l'ouverture du bassin San Jerónimo, à environ 53-43 (?) Ma. Au Sud du synclinal les discordances seraient en relation avec le prisme intercutané qui se développe au cours de la crise tectonique compressive qui débute à environ 43-42 Ma.

Pour mieux comprendre le mécanisme de genèse du bassin des Couches Rouges, et en particulier pour tenir compte des discordances progressives, on a restitué un stade intermédiaire de la coupe B-B' avec un raccourcissement de 11 km (35 % de la déformation totale) (Fig. 124 B). Ceci suggère que la partie inférieure du Groupe San Jerónimo représente une série anté-raccourcissement.

La propagation du décollement, qui a inversé la faille Huanoquite-Accha, a induit la croissance d'un anticlinal d'amortissement intermédiaire à la limite entre les blocs Anta et Cusco-Sicuani. Ce pli a été soumis à l'érosion. La sédimentation, qui se poursuivait, a fossilisé la surface d'érosion séparant les séries anté et syn-raccourcissement. De discordant, le dispositif est devenu concordant dans la partie centrale de la gouttière (synclinal de San Lorenzo), et à nouveau discordant sur le flanc nord-est (discordances progressives). Les autres plis d'amortissement (A et B) montrent des géométries similaires, néanmoins, les discordances apparaissent moins développées. Bien que la reconstruction implique une déformation instantanée, ce qui n'est pas le cas, on explique ainsi l'apparition des discordances progressives plus tôt au SW qu'au NE.

Une conséquence importante de cette restitution est de nécessiter que les chevauchements de Anyarate-San Juan de Quihuas et Yaurisque-Papres-Acomayo aient déjà commencé à fonctionner. Nous avons précisé plus haut qu'à cette même époque (environ 40-32 Ma) ont été exhumés les gabbros à cumulats. On peut donc considérer, qu'une crise tectonique compressive importante a commencé à environ 43-42 Ma. Cette crise est postérieure à l'événement tectonique transtensif qui a provoqué l'ouverture du bassin San Jerónimo (53? - 43?) Ma.

4.2.3. Bloc Anta

Le bloc Anta est séparé du bloc Cusco-Puno par la faille Huanoquite-Accha, ou le chevauchement Limatambo-Zurite. Il est caractérisé par la présence de la Formation Anta (Éocène supérieur-Oligocène inférieur), qui surmonte en discordance angulaire la Formation Ferrobamba du bassin occidental mésozoïque ou les formations Quilque et Chilca. Les structures sont des anticlinaux et synclinaux à grand rayon de courbure qui caractérisent une déformation plus intense dans la partie sud. Ils sont interprétés comme des plis de propagation de failles et des plis d'amortissement, intéressant une série décollées au niveau du Paléozoïque inférieur. Nous considérons donc que la déformation de ces séries sédimentaires est de type couverture (*thin skinned thrusting*).

1. Coupe B-B' (Fig. 121)

La Formation Anta est déformée par des anticlinaux et synclinaux à grand rayon de courbure. Plus au Sud, elle est recouverte en discordance par une série de conglomérats récents, eux-mêmes faiblement déformés. Ils masquent au Sud, les relations entre le bloc Anta et le bassin Occidental.

Dans le bloc Anta, le taux de raccourcissement mesuré est faible : seulement 13 % (Lf : 13 km, Li : 15 km et R : 2 Km).

2. Coupe C-C' (Fig. 122)

A proximité de la limite nord du bloc Anta, l'anticlinal d'Ancahuasi est interprété comme un pli de flexion de faille, le décollement se situant dans la Formation San José (Arénigien-Llanvirnien). Plus au Sud, la Formation Anta est faiblement déformée par des plis ouverts.

3. Analyse cinématique

La propagation du décollement qui a inversé la faille Huanoquite-Accha (Coupe B-B') a induit la croissance d'un anticlinal d'amortissement intermédiaire à la limite entre les blocs Anta et Cusco-Sicuani (Fig 124 A et 124 B). Les formations mésozoïques plissées du bloc Anta, ont été soumises à l'érosion. La sédimentation, qui s'y est développée, représente le remplissage d'une gouttière *piggy-back* à l'arrière de la faille Huanoquite-Accha. Le début du remplissage du bassin Anta correspond à la crise tectonique à 43-42 (?) Ma.

4.3. Les coupes régionales

Deux coupes régionales (Cusco-Pongo de Coñec et Sicuani-Quincemil-Puerto Primo) ont été construites. Elles traversent la bordure nord de la Cordillère Occidentale, le domaine Altiplanique Occidental (bloc Anta et bloc Cusco-Sicuani), le bassin Putina, la Cordillère Orientale, la Zone Subandine et le bassin Madre de Dios.

4.3.1. La partie Nord-Est de la Cordillère Occidentale

La partie NE de la Cordillère Occidentale présente des caractéristiques tectoniques variables, ce qui a nécessité de considérer, en plus de la coupe de Cusco, deux coupes complémentaires. L'une se situe dans la zone de Curahuasi, l'autre dans la région de Mañazo-Lagunillas.

Coupe de Cusco (Fig. 125)

La série sédimentaire de la bordure NE du bassin occidental mésozoïque est représentée par le groupe Lagunillas et les formations Yura et Ferrobamba. Tout cet ensemble est déformé suivant des systèmes de plis droits cylindriques, ou légèrement inclinés à vergence NE, qui se suivent sur des dizaines de kilomètres. Ces plis sont quelquefois recoupés par des failles inverses à faible rejet. La partie sud de ce domaine est recouverte par d'épaisses séries volcaniques tertiaires. Sa bordure NE est également limitée par des roches intrusives. Les contacts entre les séries mésozoïques et les intrusifs correspondent aux failles qui limitent les conglomérats du bloc Anta [Carlier, comm. pers.], ce qui suggère que les intrusifs ont vraisemblablement profité de l'existence de structures importantes pour se mettre en place.

La longueur de la coupe (Lf) est de 78.4 km. La longueur dépliée (Li) atteint 86.4 km, ce qui indique un raccourcissement de 8 km et un taux de raccourcissement de 9.2%. Ce calcul montre qu'à ce niveau, la partie nord de la Cordillère Occidentale présente une déformation faible, sans rapport avec celle qu'implique l'épaississement de la croûte, qui atteint ici 55 km d'épaisseur.

Toutefois, le manque de données en profondeur et l'importance des surfaces occupées par des roches intrusives et volcaniques empêchent de bien contraindre

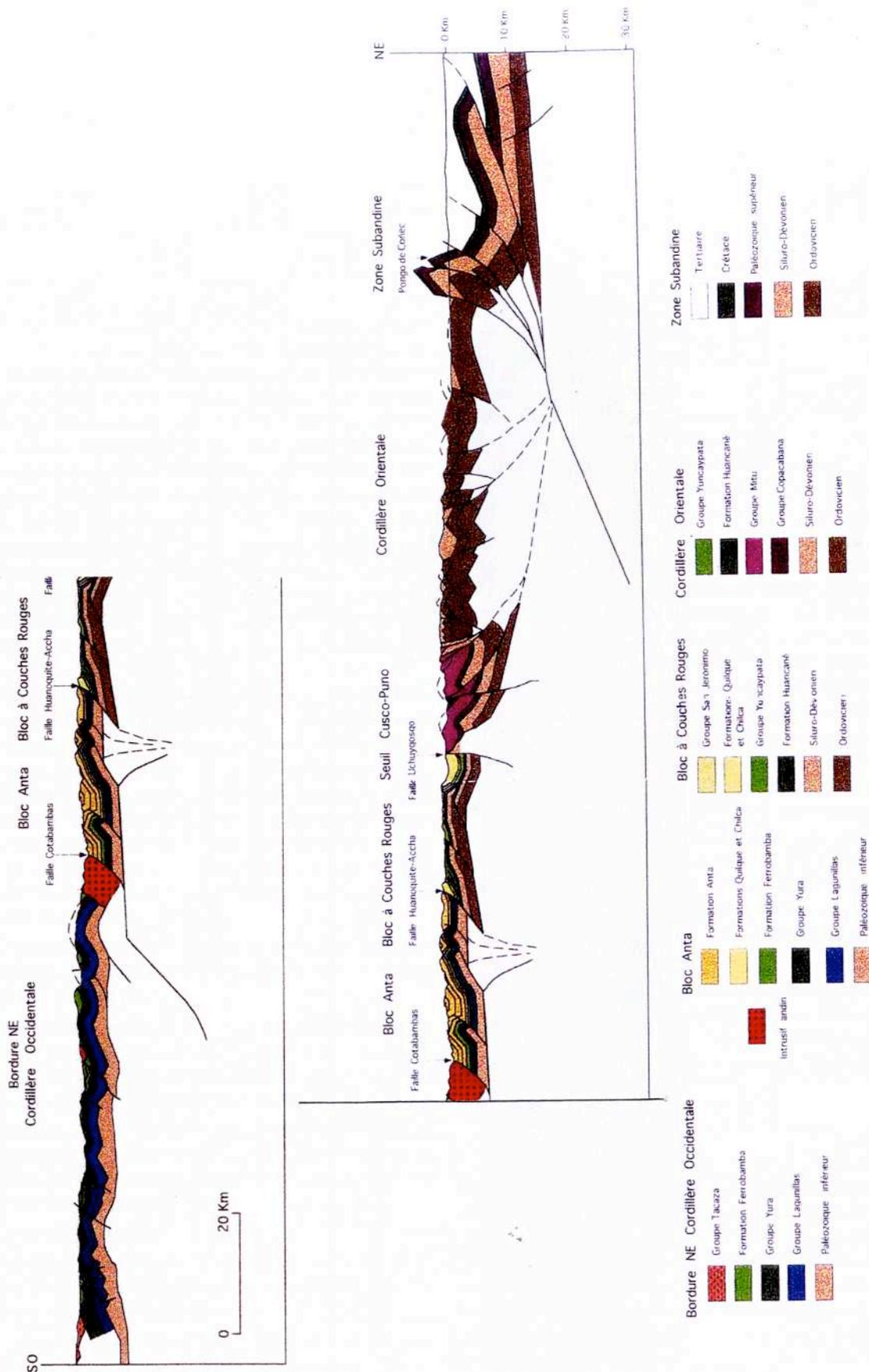


FIG. 125.- Coupe structurale Cusco-Pongo de Conec, localisation sur la figure 119.

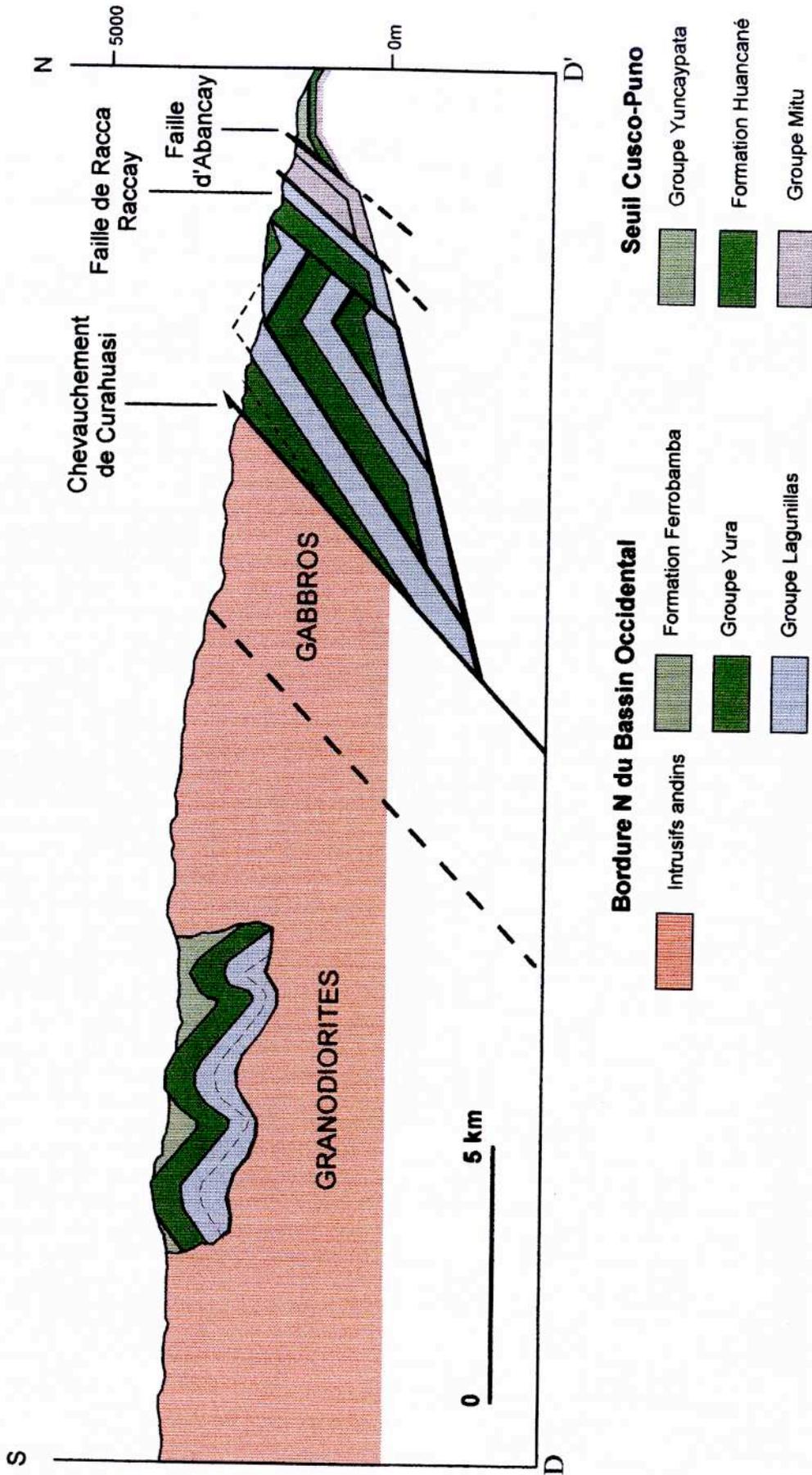


Fig. 126.- Coupe structurale D D', passant par Curahuasi, localisation sur la figure 119.

la géométrie des structures. Il sera donc nécessaire d'envisager plusieurs hypothèses pour expliquer les mécanismes de déformation et l'épaississement crustal.

Coupe de Curahuasi (Fig. 126)

La coupe de Curahuasi (D-D') a été reprise de Ligarda [1989]. Elle est de direction N-S, et traverse l'Altiplano (seuil Cusco-Puno) et la bordure Nord de la Cordillère Occidentale (bassin Occidental).

L'Altiplano est caractérisé par un anticlinal de direction E-W, qui plisse le Groupe Mitu (Permo-Trias), la Formation Huancané et la base gypseuse du Groupe Yuncaypata (Formation Paucarbamba). Il est chevauché par le Groupe Mitu, à la faveur de la faille d'Abancay, structure WNW-ESE à vergence nord. Cette faille représente un accident décrochant ancien, qui a vraisemblablement contrôlé la mise en place du Groupe Mitu et le découpage du seuil Cusco-Puno en micro-blocs. La faille Racca Raccay, qui apparaît plus au Sud, correspond sans doute aussi à un accident E-W ancien. D'ailleurs elle rejoint plus à l'Est la faille d'Abancay. Elle entraîne la remontée vers le Nord des séries mésozoïques du bassin. Elle se branche sur un niveau de décollement situé dans les calcaires et argiles noires du Sinémurien supérieur (Groupe Lagunillas). Elle est jalonnée par des masses de gypses [Ligarda, 1989]. La réactivation de ces deux failles anciennes (Abancay et Racca Raccay) implique une déformation du socle. Plus au Sud, la structure est constituée d'un synclinal, puis d'un anticlinal à l'avant du chevauchement E-W à vergence nord de Curahuasi. Celui-ci fait affleurer les gabbros à cumulats de la partie nord du batholite Andahuaylas-Yauri. Pour interpréter en profondeur la partie plissée, située à l'avant du chevauchement, on est conduit à construire un système de duplex à vergence nord, dont les niveaux de décollement sont localisés à la base du Groupe Lagunillas et au sommet du Groupe Yura. L'ordre de formation des duplex serait du type *out of sequence*.

Le calcul du raccourcissement pour la partie nord de la Cordillère Occidentale est d'environ 70 %. (Lf : 7 km. Li : 24 Km R : 17 km).

Les chevauchements de la zone de Curahuasi résulteraient de l'inversion tectonique de failles normales ayant contrôlé la bordure nord du bassin mésozoïque. Cette inversion pourrait commencer il y a environ 43-42 Ma, car des tonalites, datées par K/Ar sur plagioclases à 32.5 ± 1.3 Ma et sur les hornblendes à 35.1 ± 3.1 Ma [Bonhomme et Carlier, inédit] recoupent les gabbros à cumulats et les plis associés aux chevauchements.

Coupe de Lagunillas (Fig. 127)

La zone de Lagunillas a été étudiée par Jaillard et Santander [1992]. On en reprendra ici les principales conclusions, avec de légères modifications.

La région de Lagunillas-Mañazo est caractérisée par la présence d'affleurements d'âge jurassique inférieur à moyen appartenant à la bordure nord du Bassin Occidental, et de dépôts réduits du Jurassique terminal-Crétacé au

niveau du seuil Cusco-Puno [Jaillard et Santander, 1992 ; Fig. 127]. La structure montre une série d'écailles tectoniques (plis et chevauchements) à vergence nord ou nord-est (Fig. 127 B), résultant d'une déformation polyphasée ; le raccourcissement est important (40 % au minimum) [Jaillard et Santander, 1992].

La zone d'écailles de Mañazo-Lagunillas semble résulter de l'inversion tectonique, lors des compressions andines, de structures anciennes ayant contrôlé la paléogéographie mésozoïque [Jaillard et Santander, 1992]. Le style de la déformation correspond à une déformation de couverture (*thin-skinned thrusting*), avec un niveau de décollement situé à la base du Groupe Lagunillas (unité calcaire inférieure). L'apparition des écailles est en *séquence* [Jaillard et Santander, 1992].

Une phase précoce est responsable du décollement basal de la série mésozoïque, elle est associée à des plis à schistosité de plan axial déversés vers le NE. La déformation semble avoir commencé au Paléocène supérieur, ou à l'Éocène basal (phase Inca 0, 59-55 Ma) [Jaillard et Santander, 1992]. Ensuite, une phase majeure est responsable de plis et chevauchements E-W à vergence nord. Les séries du Groupe Puno affleurent au Sud et au Nord de ce système chevauchant. Les conglomérats de la partie méridionale surmontent en discordance les calcaires de la Formation Arcurquina [Jaillard et Santander, 1992], ils seraient déposés au dos des chevauchements dans un bassin transporté (*piggy-back*). Ceux de la partie septentrionale constitueraient des dépôts d'avant-pays analogues à ceux du bassin San Jerónimo. Cette crise majeure serait d'âge éocène moyen à supérieur (phase Inca 1, 40 Ma) [Jaillard et Santander, 1992]. Postérieurement, tout l'ensemble a été chevauché vers le Nord, provoquant le plissement du groupe Puno [Jaillard et Santander, 1992]. Des coulées du groupe Tacaza «ancien», datées à 30 Ma, scellent cette déformation. Enfin, certaines failles jouent en inverse au Miocène inférieur (phase Quechua 1, 19-16 Ma). Les dernières déformations sont mineures [Jaillard et Santander, 1992].

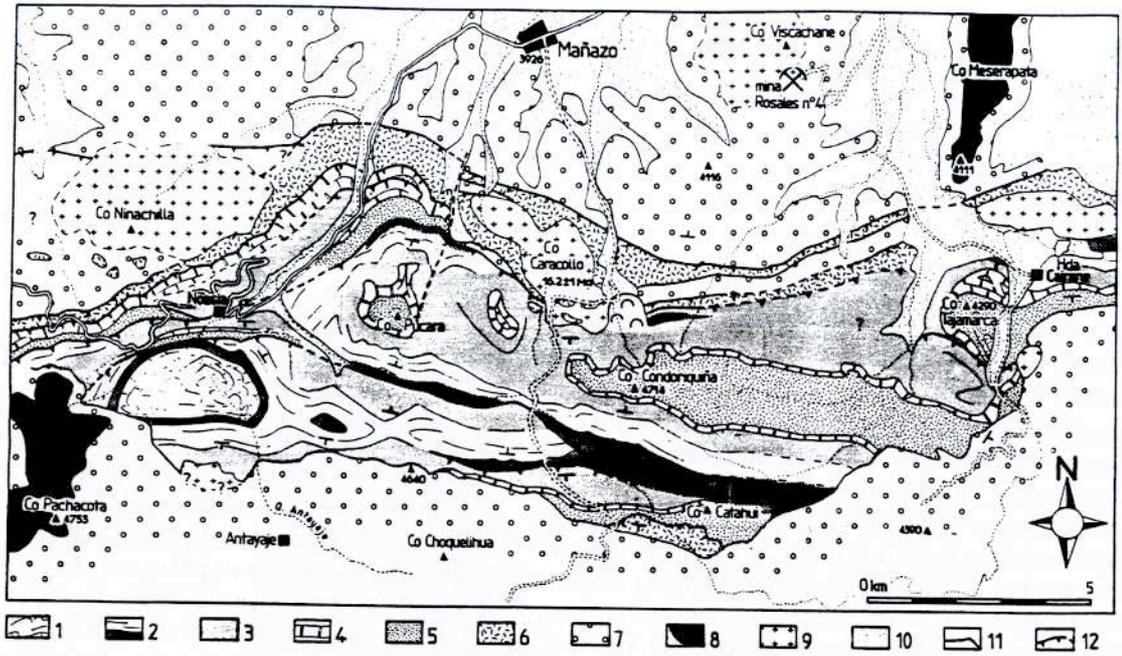
La faille Mañazo-Lagunillas constitue une prolongation du système Accha-Huanoquite. Elle montre un comportement similaire en permettant vers 40 Ma, la séparation d'un avant-pays au Nord, et de gouttières *piggy-back* au Sud.

4.3.2. Le bloc Anta

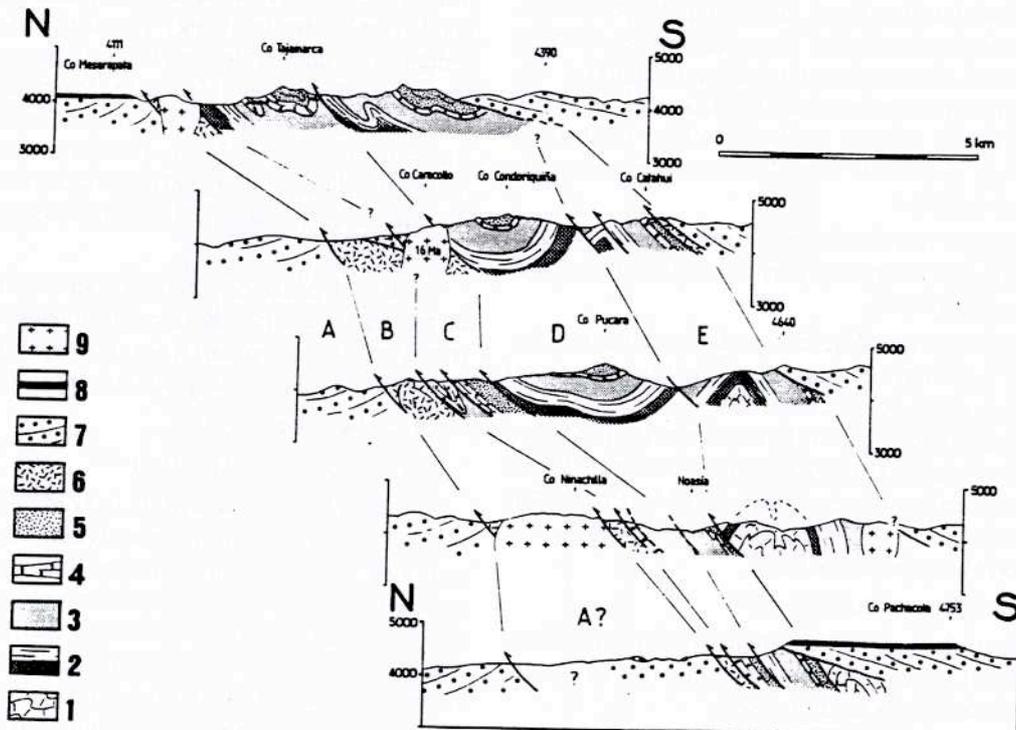
Coupe de Cusco (Fig. 125)

Le bloc Anta est séparé de la bordure NE du bassin Occidental par un chevauchement (faille de Cotabambas) qui porte à l'affleurement un massif intrusif. Le contact est fracturé, bréchifié avec présence de gypses (niveau de décollement ?). Il chevauche à son tour le bloc Cusco-Sicuani au niveau de la faille Huanoquite-Accha. Il montre une succession d'anticlinaux et de synclinaux interprétés comme plis de propagation d'une couverture décollée au niveau du Paléozoïque inférieur.

Nous avons calculé un taux de raccourcissement de 14 % pour ce bloc (Lf : 30 km, Li : 35 km, R : 5 km) à partir



- Mapa geológico de la zona de Mañazo. 1: Unidad calcárea inferior del Grupo Lagunillas (Sinemuriano superior - Bajociano); 2: Unidad lutácea del Grupo Lagunillas (Bathoniano: abajo y Calloviano - Oxfordiano: arriba); 3: Unidad cuarcítica del Grupo Lagunillas (Oxfordiano superior? y Kimmeridgiano); 4: Unidad calcárea superior del Grupo Lagunillas (Tithoniano); 5: Formaciones Hualhuani y Murco (Valanginiano - Aptiano); 6: Formaciones Huambo y Arcurquina (Aptiano superior? - Turoniano); 7: Grupo Puno (Oligoceno inferior a medio) (Grupo Maure, Mioceno medio a superior al oeste, según Klinck *et al.*, 1986); 8: Grupo Barroso (Mioceno superior - Plioceno inferior); 9: Cuerpos intrusivos; 10: Depósitos cuaternarios; 11: Discordancias; 12: Sobre-escurremientos.



- Cortes geológicos en la zona de Mañazo. Misma leyenda que en la figura 4. Las letras A a E se refieren a las unidades tectónicas descritas en el texto. De arriba hasta abajo, los perfiles se eslabonan del Este al Oeste (ver en la Fig. 4).

Fig. 127.- Région de Manazo : carte géologique (A) et coupes (B). [D'après Jaillard et Santander, 1992].

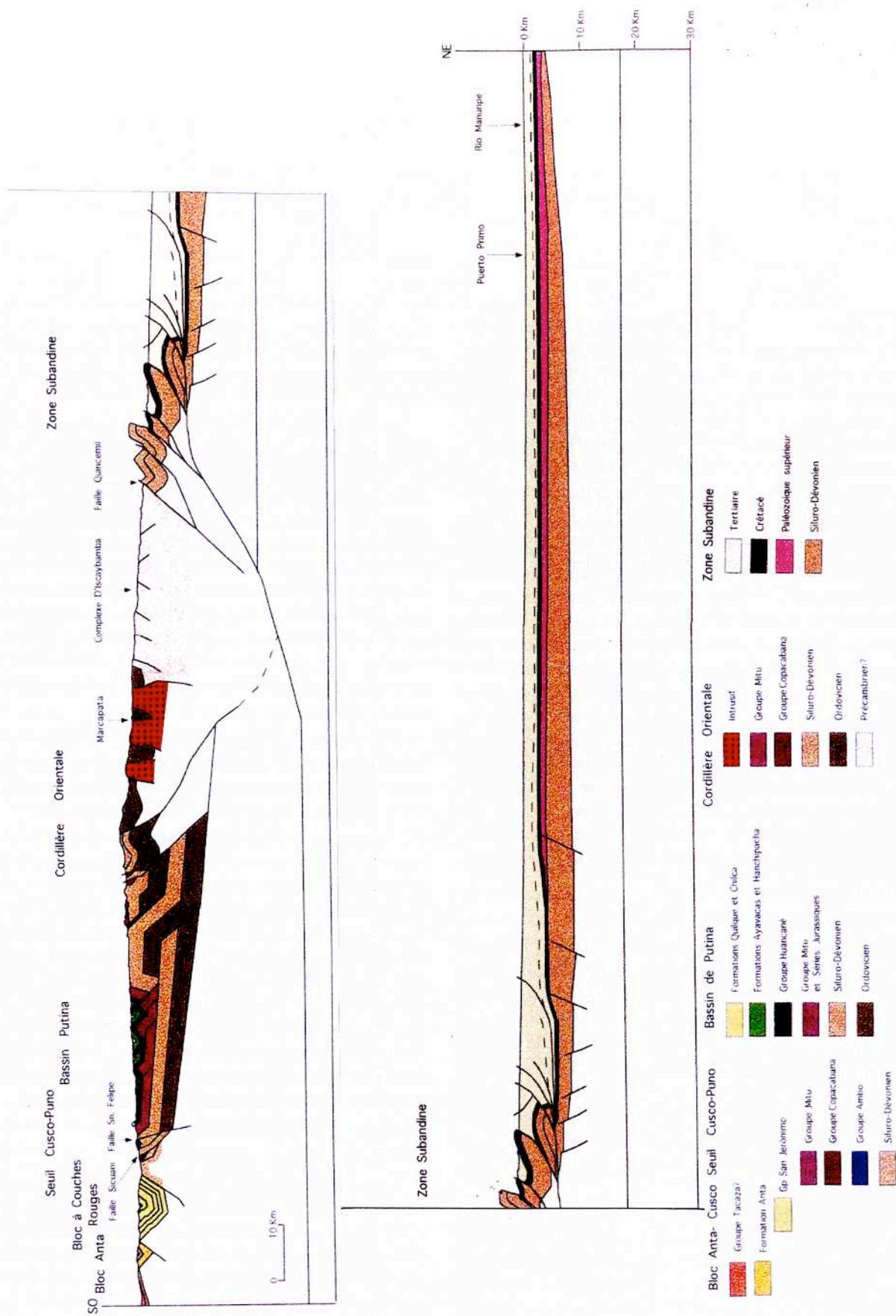


Fig. 128. – Coupe structurale Cusco-Sicuani-Quincemil-Puerto Primo, localisation sur la figure 119.

de la seule déformation de la Formation Anta. Cette quantité de déformation est faible, mais nous nous heurtons au même problème de manque de données sur les unités pré-Anta.

4.3.3. Bloc Cusco-Sicuani

Coupe de Cusco (Fig. 125)

Cette partie de la coupe est très similaire à ce qui est observé sur la coupe A-A'. Dans la partie sud du bloc, l'abondance du gypse est interprétée comme due à la répétition de chevauchements, qui se branchent sur un niveau de décollement commun, situé dans la Formation Paucarbamba.

La bordure NE du bloc correspond à un important décrochement, qui forme la limite avec le seuil Cusco-Puno (Faille Ucchuyqosqo-Koricocha). Cette faille a contrôlé la sédimentation des groupes Mitu et San Jerónimo, ainsi que la localisation du volcanisme shoshonitique plio-quadernaire et l'activité sismique actuelle. Elle représente donc un accident ancien remobilisé à toutes les époques.

Le raccourcissement, calculé à partir du modèle construit, indique un taux de 25% (Lf : 26 km, Li : 34 km, R : 8 km). Dans ce calcul nous n'avons pas considéré les déplacements possibles dus aux chevauchements dans les gypses.

Coupe de Sicuani (Fig. 128)

Dans la région de Sicuani, le bloc est plus étroit qu'à Cusco. A Sicuani s'observe un grand synclinal, limité au Nord par la faille de Marangani, et au Sud par le grand accident de Yanaocca. Le synclinal est cylindrique, à plan axial subvertical. Il correspond à la déformation du bassin de Couches Rouges. Nous ne disposons pas de contrôles pour une interprétation en profondeur. À partir de la déformation du synclinal, et en négligeant l'effet des discordances progressives, on a calculé un taux de raccourcissement de 24% (Lf : 12.5 km, Li : 16.5 km et R : 4 km).

4.3.4. Le seuil Cusco-Puno

Coupe de Sicuani (Fig. 128)

Le seuil Cusco-Puno *s.s.* correspond, dans la région de Sicuani, à l'anticlinal de Vilcanota [Audebaud, 1967]. Ces affleurements paléozoïques, coïncident avec la zone où s'observent les changements de faciès et d'épaisseurs des séries paléozoïques et crétacées. Au Sud, la faille de Marangani constitue la limite avec le bloc Cusco-Sicuani; au niveau de la coupe elle met en contact la Formation Cabanillas (Dévonien) et le Groupe San Jerónimo. Cette faille a contrôlé la sédimentation des Couches Rouges, en jouant en faille normale; elle a ensuite été inversée en chevauchement vers le Nord-Est.

D'autres failles importantes de direction NW-SE montrent un jeu décrochant; celles de Sicuani et de San Felipe, limitent les affleurements de Paléozoïque supérieur (groupes Ambo, Tarma, Copacabana et Mitu). Elles délimitent un synclinal, découpent en écaillés le seuil Cusco Puno, et montrent un rejeu récent [Audebaud, 1967]. La faille San Felipe paraît avoir contrôlé la sédimentation du bassin Putina pendant le Crétacé; elle a fonctionné en chevauchement vers le SW pendant l'inversion tectonique.

Le raccourcissement est difficile à calculer, en raison d'une part des jeux décrochants et, d'autre part de l'absence des séries méso-cénozoïques. On peut estimer un taux minimum de 10%.

4.3.5. Le bassin Putina.

Ce bassin n'est développé que dans la région de Sicuani (Fig. 129). Les structures du bassin Putina sont des plis d'axe NW-SE, cylindriques et isopaques, montrant un léger déversement vers le Sud-Ouest, et des chevauchements à vergence Sud-Ouest. La construction de la coupe est effectuée en considérant deux niveaux de décollement, situés l'un à l'interface Mitu-Paléozoïque inférieur, et l'autre entre l'ensemble Mitu-Jurassique et la Formation Huancané (pélites, calcaires et parfois gypses des formations Muni-Sipin). La déformation du bassin de Putina est interprétée comme le résultat d'une tectonique de couverture.

Les plis observés sont liés aux chevauchements à vergence sud-ouest, qui forment des écaillés dans l'ensemble Mitu-Jurassique à la faveur de la progression du décollement à l'interface Mitu-Paléozoïque inférieur. La déformation est transmise dans la partie supérieure de la pile sédimentaire, et se propage grâce au deuxième niveau de décollement. Des plis, notamment synclinaux, eux-mêmes décollés, se forment. Un troisième niveau de décollement apparaît entre les formations Huancané et Hanchipacha [Audebaud, 1967], mais son importance est difficile à évaluer, à cause de la déformation dysharmonique gravitaire que montrent les calcaires et de l'incompétence des formations Hanchipacha et Chilca.

En ne tenant compte que des deux niveaux de décollement inférieurs, le calcul de la déformation aboutit à un taux de raccourcissement de 31%. (Lf = 27.5, Li = 40.2 et R = 12.7 km); il s'agit d'un taux minimum.

Le bassin de Putina est interprété comme une zone imbriquée à vergence sud-ouest, branchée sur un décollement basal, à l'interface Mitu-Paléozoïque inférieur, et sur un second situé à la base du Crétacé. L'ordre d'empilement correspond à une séquence normale. Le début de la déformation compressive paraît se produire à l'Éocène supérieur [Audebaud, 1970]. Il est responsable des plis d'axe NW-SE. Une autre déformation plus locale, donnant des plis NE-SW et N-S, ainsi que des décrochements NW-SE dans la couverture, se produit postérieurement. Quelques failles N-S, d'âge plio-quadernaire, sont contemporaines du volcanisme shoshonitique.

4.3.6. La Cordillère Orientale

Coupe de Cusco (Fig. 125)

La bordure SW de la Cordillère Orientale montre une structure très similaire à celle observée sur la coupe B-B'. C'est une zone marquée par des chevauchements à vergence SW, qui entraînent la répétition du Groupe Mitu, et permettent à la Formation Paucartambo (Siluro-Dévonien) de venir à l'affleurement. Les chevauchements sont interprétés comme d'anciennes failles normales inversées, qui ont contrôlé la sédimentation du Groupe Mitu au Permo-Trias.

Plus au NE, les micro-blocs constitués du Groupe Mitu sont chevauchés par un bloc du premier ensemble hercy-

nien (Formations San José, Sandia et Zapla de l'Ordovicien). Le chevauchement de Totorá est la structure principale; il montre une vergence vers le SW; il affecte le socle et induit près de la surface un rétro-chevauchement vers le NE; il montre aussi une composante décrochante.

Les séries hercyniennes de la partie intermédiaire, axiale, de la Cordillère se trouvent soulevées par rapport aux bordures. Toutefois une faille normale affecte l'ensemble. Elle serait liée à la réponse isostatique au soulèvement de la Cordillère. La partie NE de la Cordillère Orientale correspond à un système de chevauchements raides à vergence SW, interprété comme affectant le socle. Ces chevauchements représentent d'anciennes failles normales, ayant contrôlé la sédimentation du premier ensemble hercynien, qui présente d'importantes variations d'épaisseur.

Enfin, dans la partie la plus orientale et au passage à la Zone Subandine s'observent des chevauchements à vergence NE affectant le socle.

La déformation calculée pour la Cordillère Orientale montre un taux de raccourcissement de 20 % ($L_f = 77.5$ km, $L_i = 97.5$ km et $R = 20$ km).

La Cordillère Orientale est interprétée comme le résultat de l'inversion tectonique du bassin Permo-Trias, ce qui implique une déformation du socle. Cette inversion serait en relation avec le sous-charriage du bouclier brésilien sous la Cordillère Orientale, vraisemblablement à partir de l'Éocène? Les chevauchements à vergence SW sont interprétés comme des rétro-chevauchements associés à ce sous-charriage.

Coupe de Sicuani (Fig. 128)

Au long de cette coupe, la Cordillère Orientale dépasse les 5000 m d'altitude. On peut la subdiviser en deux parties : une partie SW à affleurements de Paléozoïque inférieur et supérieur, et une partie NE à affleurements de roches très anciennes, vraisemblablement pré-cambriennes.

Dans la partie SW, la présence d'affleurements peu épais des groupes Copacabana et Mitu autorise de construire des duplex en profondeur, avec des décollements à l'interface Paléozoïque inférieur-Précambrien? et dans le Permien inférieur (Groupe Copacabana). Les structures sont à vergence SW. Plus au Nord, les chevauchements de Sibinacocha et Ocongate, à vergence SW, affectent le socle. Cette tectonique de socle est sans doute responsable de la déformation de la couverture à la bordure SW de la cordillère et dans le bassin de Putina. Ainsi, le premier anticlinal de rampe du duplex déforme les séries du bassin Putina. Les chevauchements de Sibinacocha et Ocongate paraissent avoir contrôlé le magmatisme peralumineux, qui commence à se mettre en place à partir de l'Oligocène.

Dans les parties moyenne et NE de la Cordillère, apparaissent l'anticlinorium du complexe d'Iscaybamba et le synclinorium de Marcapata. Le complexe d'Iscaybamba chevauche la zone Subandine vers le NE (Chevauchement de Quincemil). Il correspond à une structure de socle qui a fait ressortir le substratum précambrien à la surface. Le synclinorium de Marcapata présente des affleurements

ordoviciens, ce qui indique que, là aussi, le substratum est aussi soulevé. Le complexe d'Iscaybamba comporte un orthogneiss similaire à celui d'Amparaes daté à 330 ± 10 Ma [Marocco, 1977], et un ensemble volcano-sédimentaire et magmatique (grauwackes, gneiss et amphibolites). Ce dernier est considéré comme d'âge anté-ordovicien, et sans doute précambrien [Laubacher *et al.*, 1985].

Les chevauchements à vergence SW sont interprétés comme des rétro-chevauchements, liés au sous-charriage du bouclier brésilien.

La déformation calculée pour la Cordillère Orientale indique un taux de raccourcissement minimum de 18 % ($L_f = 90$ km, $L_i = 110$ km, $R = 20$ km).

4.3.7. La Zone Subandine

La Zone Subandine marque la limite entre la Cordillère Orientale située au SW et le bassin d'avant-pays amazonien (bassin Madre de Dios) qui s'étend vers le NE. Elle est constituée par un système d'écaillés, les écaillés subandines, qui forment une zone de terrains plissés et écaillés à vergence NE.

Dans la région de Cusco, la Zone Subandine est difficile d'accès et très mal exposée à cause de la couverture végétale de la forêt amazonienne; son étude a été entreprise par les compagnies pétrolières. Pour la construction de la coupe dans cette zone, nous avons utilisé les rares données publiées [PetroPerú, 1989; Mathalone et Montoya, 1995], des informations issues de la photo-interprétation ainsi qu'un travail rapide réalisé au Pongo de Coñec.

Coupe de Cusco (Fig. 125)

La zone du Pongo de Coñec forme le flanc occidental plissé et chevauché du bassin du Madre de Dios. La coupe stratigraphique montre des séries qui vont du Paléozoïque inférieur au Tertiaire.

Dans la partie SW de la Zone Subandine, et à sa limite avec la Cordillère Orientale, les roches du Paléozoïque inférieur et du Mésozoïque sont affectées par des failles inverses raides à vergence NE, interprétées comme l'émergence de chevauchements profonds affectant le socle. Ces chevauchements développent des plis de propagation. Au NE, on observe une dépression remplie d'une puissante série cénozoïque (Formations Huayabamba et Ipururo > 5000 m). Plus à l'Est, le front de chevauchement forme un anticlinal de rampe. Ce chevauchement affecte le socle et provoque un décollement dans le Paléozoïque inférieur, pour arriver en surface (série de rampe) en affectant des terrains de plus en plus récents vers l'Est. L'apparition des chevauchements se fait de manière classique vers l'avant-pays (séquence normale). Les séries sédimentaires subissent une réduction d'épaisseur vers le NE.

La Zone Subandine de Cusco montre un largeur (L_f) d'environ 40 km et un taux de raccourcissement de 33% ($R : 20$ km), pour une largeur initiale (L_i) de 60 km. Ces valeurs sont faibles par rapport à celles observées dans la Zone Subandine en Bolivie, où le raccourcissement du domaine subandin atteint son maximum au niveau du coude de Santa Cruz pour diminuer de part et d'autre; les mesures effectuées au niveau de Cusco sont en bon accord avec ces observations.

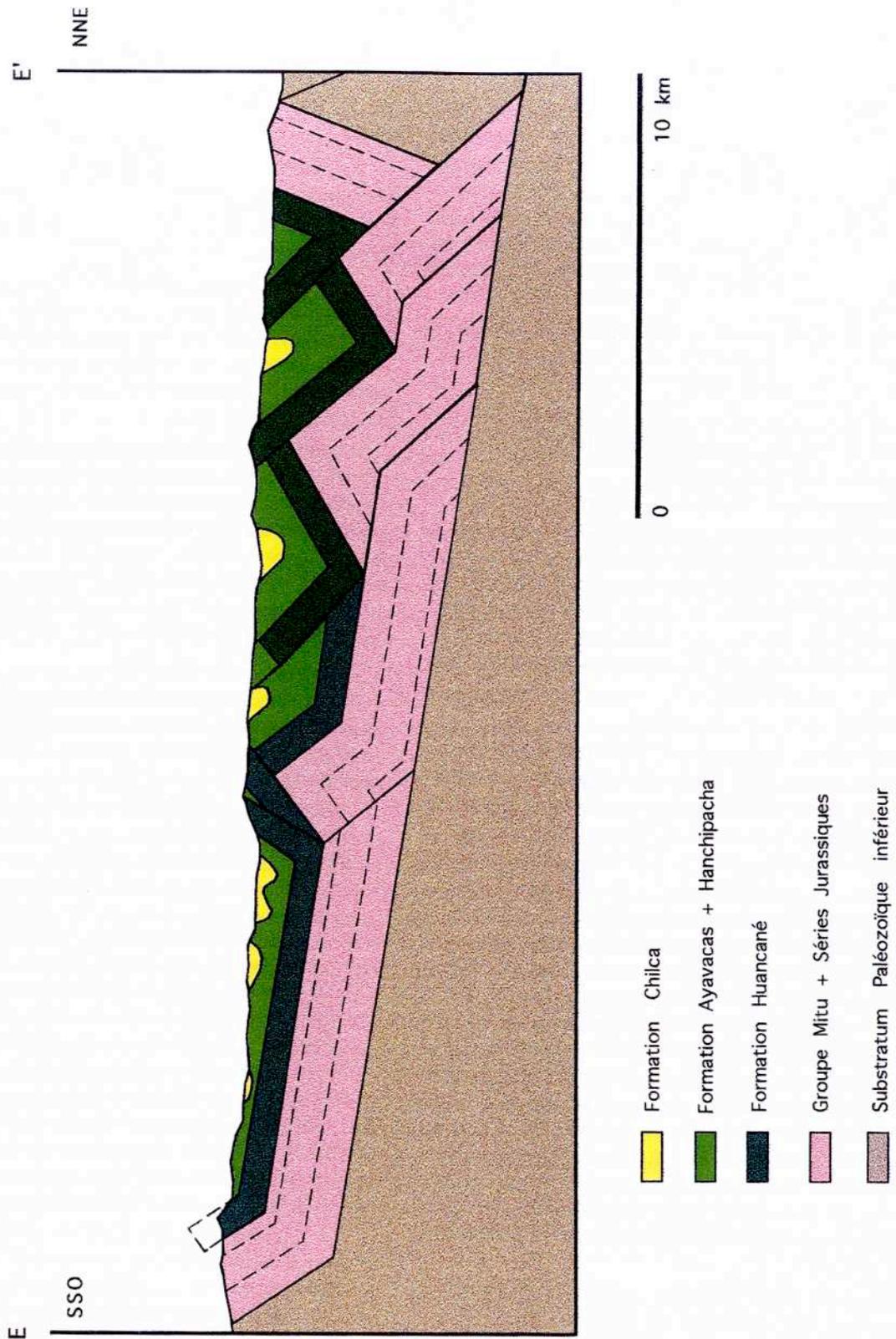


FIG. 129.- Coupe du bassin Putina passant par Sicuani, localisation sur la figure 119.

Coupe de Sicuani (Fig. 129)

La Zone Subandine est limitée au SW par le chevauchement de Quincemil; elle s'étend vers le NE sur une largeur de 34 km. Du point de vue stratigraphique, la différence majeure avec le Pongo de Coñec réside dans l'absence du Paléozoïque supérieur (Groupes Ambo, Tarma et Copacabana), puisque le Crétacé repose en discordance directement sur le Paléozoïque inférieur. De plus, l'épaisseur de celui-ci y est moindre, par rapport à ce que l'on observe à la bordure NW de la Cordillère Orientale et dans le bassin Madre de Dios.

La Zone Subandine se caractérise par un ensemble de chevauchements et de plis de flexion à vergence NE. Les chevauchements sont raides; ils affectent le socle et sont à l'origine de reliefs qui ont alimenté en détritisme le bassin de Madre de Dios.

Les chevauchements du socle passent à des surfaces de décollement à la base du Paléozoïque inférieur et affectent des terrains de plus en plus récents vers l'Est. La séquence d'apparition est normale.

La Zone Subandine montre, dans la région de Quincemil, un taux de raccourcissement de 34 % (L_f = 34 km, L_i = 52 km, R = 18 km), valeur très similaire à celle de la zone Subandine de la région de Cusco.

4.3.8. Le bassin d'avant-pays de Madre de Dios

L'avant-pays andin est constitué par le bassin de Madre de Dios (plaine amazonienne). Les recherches pétrolières (coupe de Sicuani, Fig. 128) montrent que les strates du Paléozoïque inférieur, supérieur et du Méso-Cénozoïque se biseautent vers l'Est (bouclier brésilien). Les sédiments fluviatiles néogènes forment aussi un biseau vers l'Est et montrent de déformations peu importantes. Des études récentes, montrent des plis et des failles (NW-SE) avec un axe de raccourcissement NE-SW. En plus, près de Puerto Primo, des failles de décrochement sénestres contrôlent l'évolution du Rio De Las Piedras [Carlotto *et al.*, 1998].

Le Permien inférieur (Groupe Copacabana) n'affleure pas dans la partie occidentale du bassin de Madre de Dios, par contre il apparaît dans les parties centrale et orientale, et forme un biseau traduisant une érosion antérieure aux dépôts crétacés.

4.4. Coupe transversale des Andes du Sud du Pérou

Une coupe transversale des Andes du Sud du Pérou permet d'illustrer l'interprétation géologique, géophysique et de contraindre le calcul du raccourcissement.

4.4.1. Les données géologiques

- *La Fosse* : A ce niveau, la fosse dépasse 7400 m de profondeur. Elle a une section en V, légèrement dissymétrique, car la pente continentale est plus raide que la pente océanique. Le remplissage sédimentaire y est faible, raison pour laquelle la plupart des auteurs admettent que cette partie de la marge est caractérisée par un régime d'érosion tectonique.

- *L'avant-arc* : Il s'étend depuis la fosse jusqu'à l'arc magmatique; il a ici une largeur moyenne de 300 km. Il peut-être subdivisé en talus inférieur et moyen, talus su-

périeur, seuil (Cordillère de la Côte) et plate-forme continentale.

Le talus inférieur et moyen est presque exempt de sédimentation. Le talus supérieur a un relief plus régulier et inclut le bassin d'avant-arc externe de Camana à remplissage oligo-miocène. Un seuil (Cordillère de la Côte) sépare les bassins d'avant-arc externe (Camana) et interne (Moquegua). La plate-forme continentale forme le substratum des bassins Moquegua et Pisco Este à remplissage éocène supérieur-pliocène. La limite entre la plate-forme et la Cordillère Occidentale est marquée par une forte pente, où l'on passe rapidement d'une altitude de quelques centaines de mètres à 3000 m.

L'avant-arc est caractérisée par de vastes plis isopaques et des failles au niveau du socle. Dans le Bassin Moquegua, Huamán [1985] a reconnu 3 phases de déformation compressive : N1 entre 28 et 30 Ma, responsable de la discordance angulaire entre Moquegua inférieur et supérieur; N2 (\approx 17 Ma) qui a produit des failles et la flexuration du bassin Moquegua, scellées par les ignimbrites Chuntacala, datées entre 14 et 9 Ma; celles-ci sont elles-mêmes plissées et soulevées par la phase N3 (\approx 7 Ma).

- *Cordillère Occidentale* : C'est un ensemble morphologique bien individualisé. Elle forme une ligne de crêtes dépassant souvent 5000 m d'altitude. Y affleurent les terrains sédimentaires mésozoïques du bassin d'Arequipa et des volcanites cénozoïques. Les terrains mésozoïques de la partie ouest de la Cordillère sont recoupés par le Batholite de la Côte du Crétacé «moyen»-Paléocène.

C'est dans la Cordillère Occidentale que la déformation andine est la plus ancienne et se manifeste de la façon la plus intense. En effet, au niveau d'Arequipa apparaît le Chevauchement de Cincha-Lluta [Vicente, *et al.*, 1979]. Il s'agit d'un grand chevauchement, orienté NW-SE, visible sur près de 300 km de long, impliquant le socle précambrien, et avec une flèche d'au moins 25 km. Il caractérise une tectonique tangentielle à vergence NE. Dans la coupe étudiée, il montre 3 unités (Fig. 130 A) [Vicente, 1989] :

- L'unité autochtone (Huambo)
- L'unité para-autochtone de Yura, largement détachée et chevauchant l'unité autochtone (Huambo).
- L'unité allochtone de Cincha représente un segment déversé du massif d'Arequipa, qui chevauche l'unité Yura. Elle correspond à un grand anticlinorium. Le chevauchement est recoupé par le Batholite de la Côte, ce qui permet de le dater du Crétacé supérieur [Vicente, 1989].

La mise en place du chevauchement serait liée à l'événement tectonique du Campanien supérieur. Les conglomérats de la Formation Uchurca [Vicente, 1989], non datés mais considérés comme du Campano-Maastrichtien, se seraient déposés au front du chevauchement dans un bassin d'avant-pays [Jaillard, 1994].

Au niveau de la coupe que nous étudions (Río Colca), l'unité Yura est bien exposée dans le Cañon de Colca profond de 4000 m. Elle montre de grands plis coffrés et serrés. L'unité Yura chevauche en direction du NE l'unité autochtone de Huambo, par l'intermédiaire du chevauche-

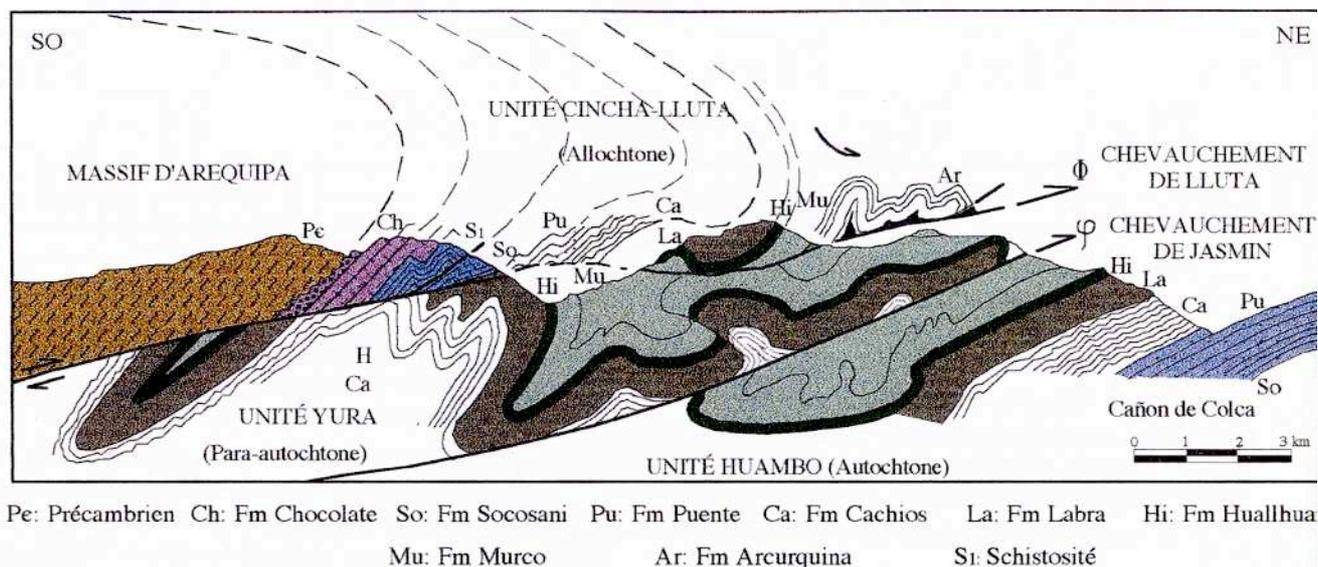


FIG. 130 A. - Coupe structurale schématique du chevauchement Chincha-Lluta dans la région du Rio Colca, NW d' Arequipa. [D'après Vicente, 1989].

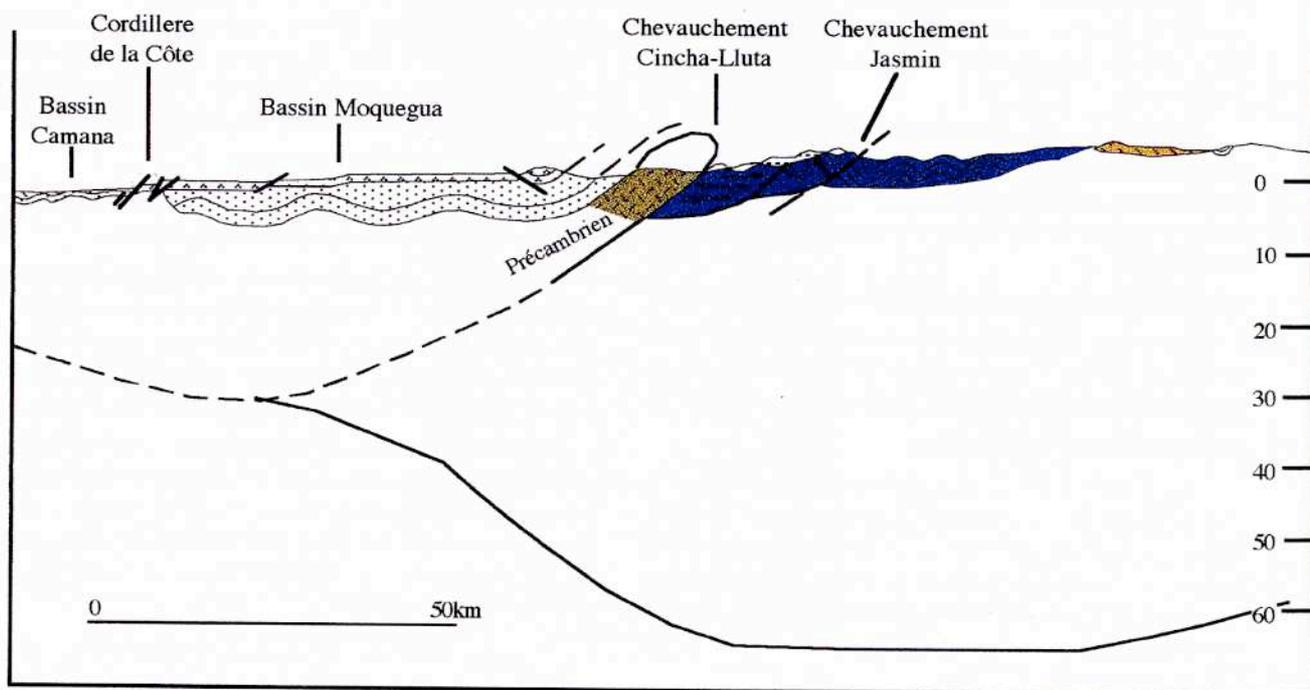


FIG. 130 B. - Coupe structurale montrant le chevauchement Chinch-Lluta et la déformation de la Cordillère Occidentale dans la région d' Arequipa.

ment de Jasmin [Vicente, 1989] (Fig. 130 A). L'amplitude du déplacement est de 4 à 5 km le long de ce chevauchement. La géométrie en plis coffrés (*box-fold*) suggère un détachement majeur de l'unité Yura sur un niveau de décollement situé dans les argiles de la Formation Cachios. Sur le détachement de Jasmin se branchent des rétro-chevauchements, à vergence SW, [Vicente, 1989]. L'allochtone (unité de Lluta) est constitué par un socle précambrien renversé, contenant les formations Chocolate et Socosani. A l'avant, des klippes de calcaires plissés de la Formation Arcurquina (Albien-Turonien) surmontent fréquemment des évaporites appartenant à la Formation Chilcane (Coniacien).

Dans la partie NE du bassin occidental, Vicente [1989] interprète la structure comme liée à une déformation de couverture (*thin skinned*) (Fig. 130 B), avec un niveau de décollement situé dans les argiles de la Formation Cachios, et un autre dans les gypses de la Formation Chilcane. Toutefois l'importance du recouvrement volcanique ne permet pas de démontrer cette hypothèse.

Les volcanites oligocènes et néogènes qui recouvrent les séries mésozoïques sont plissées en vastes anticlinaux et synclinaux réguliers. Les plis sont droits et à grand rayon de courbure. Le raccourcissement est minime. L'Arc volcanique plio-quaternaire est bien exprimé par des coulées quasi horizontales et quelques grands cônes bien développés (Misti, Huaynaputina, etc.).

A partir des données de Vicente [1989] on peut effectuer un calcul du raccourcissement subi par la partie mésozoïque affleurante dans la Cordillère Occidentale. On obtient environ 30 km de raccourcissement, pour une distance de L_f de 20 km, ce qui donne un taux de 60 %.

- *La partie NE de la Cordillère Occidentale* : Celle-ci montre les affleurements les plus orientaux du bassin mésozoïque. La Coupe de Cusco (Fig. 125) illustre les caractéristiques de la déformation de cette zone qui présente un taux de raccourcissement de 9.2%. Ce calcul a pour résultat, qu'au niveau de la coupe, la partie nord de la Cordillère Occidentale ne montre qu'une très faible déformation, bien que, comme on l'a dit plus haut, la croûte soit ici épaisse de 55 km. La coupe de Curahuasi (Fig. 126) montre une déformation très nettement plus importante, d'environ 70 %, et la coupe de Mañazo (Fig. 127 B) un taux de 40%; il est donc très possible que les intrusifs de Cotabambas masquent une part importante de la déformation de la bordure Nord du bassin occidental, ou que l'existence de décrochements fasse exagérer les taux de raccourcissement (Curahuasi).

- *L'Altiplano* : Dans la région de Cusco il est subdivisé en Altiplano Occidental, ou bloc à Couches Rouges, et Altiplano Oriental, ou bassin de Putina. Ils sont séparés par le seuil Cusco-Puno s.s.

Bien que le bloc à Couches Rouges soit considéré comme formé de bassins *pull-apart*, on a vu que la structure peut être interprétée comme résultant de plis d'amortissement (plis de propagation de faille) à vergence nord, avec un niveau de décollement dans le Paléozoïque inférieur et un autre dans le Crétacé. Le raccourcissement calculé varie de 35 à 44% pour le plus important (Coupes A-A' et

B-B' ; Fig. 120 et 121), à 24 % pour le moins important (Coupe de Cusco).

Le seuil Cusco-Puno s.s. est un étroit couloir dont la déformation est minimum, il se comporte comme une zone rigide par rapport aux déformations tangentielles, réagissant principalement comme un couloir de décrochement.

Le bassin de Putina est marqué par la présence de structures imbriquées à vergence SW, où on peut trouver deux niveaux de décollement importants (interface Paléozoïque inférieur-Mitu et interface Mitu-Huancané). Le raccourcissement minimum calculé est de 31 %.

- *La Cordillère Orientale* : Elle peut être divisée en 3 secteurs : une bordure SW, une partie centrale et une bordure NE.

La bordure SW (Cusco) est une zone marquée par des chevauchements à vergence SW affectant le socle, interprétés comme résultant de l'inversion tectonique du bassin Mitu. A Sicuani la limite sud, correspond à des chevauchements à vergence SW affectant la couverture. Ils forment des duplex, avec des décollements à l'interface Paléozoïque inférieur-Précambrien et dans le Permien inférieur (Groupe Copacabana).

A Cusco, la partie axiale de la Cordillère se trouve soulevée par rapport à ses bordures. A Sicuani, les parties centrale et NE de la Cordillère correspondent au synclinorium de Marcapata et à l'anticlinorium d'Iscaybamba (Précambrien probable). Ce dernier chevauche vers le NE (Chevauchement de Quincemil) la Zone Subandine. Il correspond à une structure de socle.

La partie NE de la Cordillère Orientale correspond à un système de chevauchements raides à vergence SW, qui doivent affecter le socle. Il s'agirait d'anciennes failles normales, ayant contrôlé la sédimentation du premier ensemble hercynien.

Le taux de raccourcissement calculé est de 20 % sur la transversale de Cusco, et 18 % sur celle de Sicuani (Fig. 125 et 128). Cependant, si l'on considère que le bassin Putina représente bien une partie de la Cordillère Orientale, le taux de raccourcissement de la région de Sicuani devient similaire à celui de Cusco (≈ 21 %).

- *Zone Subandine* : La déformation calculée pour la Zone Subandine atteint un taux de raccourcissement de 33 % sur la transversale de Cusco, et de 34 % sur celle de Sicuani (Figs. 125 et 128).

Le système des écailles subandines représente le front le plus externe de la déformation andine. On attribue à la phase Quechua 3 (6-7 Ma) l'essentiel de la mise en place des écailles. Dans la région étudiée la Zone Subandine est étroite, et même en admettant qu'elle représente l'émergence d'un cisaillement crustal antithétique de la subduction océanique actuelle, elle témoigne d'un raccourcissement relativement faible.

Même si les séries cénozoïques affectées par les chevauchements sont mal connues (Formation Huayabamba), on sait que les premières déformations compressives du bassin subandine ont eu lieu vers la limite Éocène-Oligocène [Koch, 1962 ; Pardo et Zuffiga, 1973], et que le raccourcissement principal s'est produit pendant le Miocène

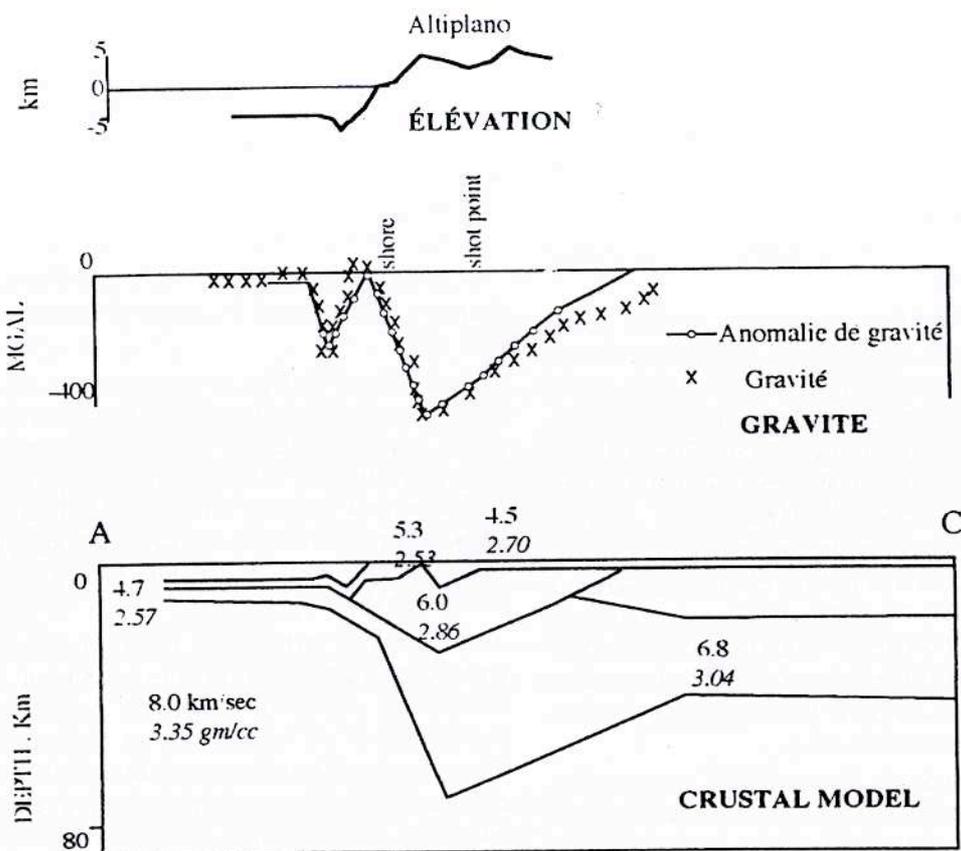


FIG. 131A.- Structure de la croûte du Sud Pérou. [d'après Ocola et Meyer, 1973].

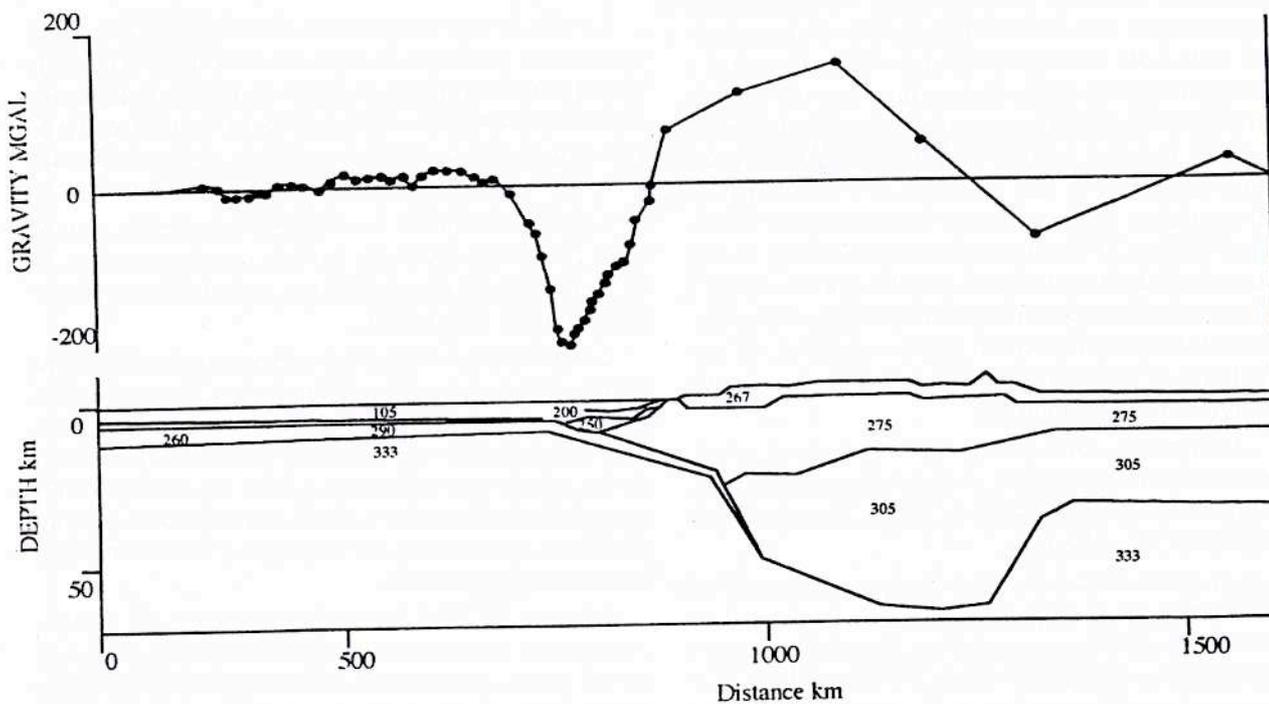


FIG. 131B.- Structure de la croûte du Sud Pérou. [d'après Couch et al., 1981]

supérieur-Pliocène (Quechua 3, 6-7 Ma). Le système des écaillés subandines s'est développé dans un prisme sédimentaire constitué par les épaisses séries méso-cénozoïques de la bordure occidentale du bassin subandin. Il est situé sur l'emplacement du dépôt-centre du bassin, dont la forme est dissymétrique, avec une réduction d'épaisseur vers l'Est.

La largeur de l'ensemble de la Zone Subandine est de 30 à 40 km, et le taux de raccourcissement est d'environ 33 %.

En conclusion, le raccourcissement de la Zone Subandine de la région de Cusco et Sicuani est faible par rapport à son homologue en Bolivie. En effet, au niveau du Coude de Santa Cruz (Orocline Bolivien), le raccourcissement minimum prouvé est de 74 km et la largeur de la chaîne est maximale. En Bolivie le domaine andin aurait subi une contraction de l'ordre de 150 à 230 km [Roeder, 1988 ; Sheffels *et al.*, 1986 ; Baby, 1995 ; Rochat, *com pers.*], ce qui est en bon accord avec les données gravimétriques [Lyon-Caen *et al.*, 1985] qui permettent d'estimer entre 100 et 400 km la valeur du sous-charriage du bouclier brésilien sous la Cordillère Orientale. Nos résultats montrent que le raccourcissement diminue au Nord du coude de Santa Cruz, comme c'est aussi le cas au Sud.

- *Le bassin d'avant-pays de Madre de Dios* : Ce bassin (plaine amazonienne) montre des déformations peu importantes. On constate un biseau vers l'Est (bouclier brésilien) des sédiments du Paléozoïque inférieur, du Paléozoïque supérieur, du Méso-Cénozoïque et du Néogène.

4.4.2. Les données géophysiques

Pour le Sud du Pérou, les premières études géophysiques, basées sur la sismique-réfraction, la gravimétrie et la dispersion des ondes de surface, mettent en évidence une forte variation de l'épaisseur de la croûte [Hayes, 1966 ; Deza, 1970 ; James, 1971 ; Ocola et Meyer, 1972, 1973]. Celle-ci varie d'environ 35 km sous la côte, à plus de 70 km sous la Cordillère Occidentale et l'Altiplano [James, 1971 ; Ocola et Meyer, 1973], et à 50 km sous la Cordillère Orientale [James, 1971] (Fig. 131 A).

Une coupe, proposée par Couch *et al.* [1981] sur la transversale que nous présentons, permet de mieux définir les structures de la marge continentale et de la zone côtière (Fig. 131 B). Il semble que celle-ci ait été le siège d'érosion tectonique, au moins pendant certaines périodes [Grange, 1983]. Cette hypothèse est cohérente avec les observations de James [1981], mettant en évidence l'enrichissement des magmas andins en éléments-traces d'origine sialique, par un apport extérieur de matériel crustal.

Sur la marge continentale, Couch *et al.* [1981] montrent qu'il existe des roches sédimentaires, vraisemblablement d'âge paléozoïque ($d : 2.20 \text{ gr/cm}^3$), qui constituent le socle du bassin Camana. Près de la côte, on note que ce bassin est rempli de sédiments tertiaires de densité 1.80 gr/cm^3 . Le socle continental cristallin ($d : 2.75 \text{ gr/cm}^3$) est toujours présent à plus de 50 km au large de la côte, il affleure largement sur la côte et en particulier à Arequipa (massif d'Arequipa).

Ocola et Meyer [1973] ont proposé une synthèse sur une transversale du Sud du Pérou (Fig. 140). Les expériences de sismique-réfraction mettent en évidence une discontinuité entre une croûte supérieure (5.9 à 6.2 km/s pour la vitesse des ondes P) et une croûte inférieure (6.6 à 7.0 km/s). La profondeur du Moho et la structure du manteau supérieur sont mieux déterminées par la dispersion des ondes de surface [James, 1971]. Cette étude montre que le Moho sous la Cordillère Occidentale et l'Altiplano est à 70 km de profondeur.

Près d'Arequipa, Ocola et Meyer [1973] ont mis en évidence une couche sédimentaire et métamorphique avec une épaisseur de l'ordre de 7 km (sous le niveau 0 m) qui diminue vers l'Est. Cette couche ($d : 2.70 \text{ gr/cm}^3$) correspondrait au bassin d'Arequipa.

Les études plus récentes [Cunningham *et al.*, 1986], fondées sur la vitesse des ondes P et S (modèles tridimensionnels) suggèrent l'existence d'une racine crustale de près de 40 km sous la côte, et de 70 km sous la Cordillère Occidentale. Le passage entre les deux domaines est abrupt.

Les dernières données gravimétriques [Fukao *et al.*, 1989] suggèrent que l'épaisseur de la croûte est de 65 km sous la Cordillère Occidentale, de 50 km sous la Cordillère Orientale, et de 35 km sous le bouclier brésilien (Fig. 131 B). Elles montrent aussi, qu'entre Marcapata et Quincemil (passage Cordillère Orientale-Zone Subandine) se produit un changement abrupt de l'épaisseur de la croûte, qui passe d'environ 50 à 40 km. Ce changement est peut être lié à la subduction continentale du bouclier brésilien sous la Cordillère Orientale (chevauchements de Quincemil). Enfin, ces données montrent une diminution d'épaisseur des séries sédimentaires du bassin Madre de Dios, vers l'Est.

En conclusion, la caractéristique principale de la structure de la lithosphère continentale tient aux fortes et rapides variations d'épaisseur de la croûte, qui se traduisent par une très grande profondeur atteinte par le Moho. Épaisse de 35 ou 40 km sous la côte, et d'environ 70 km sous la Cordillère Occidentale et l'Altiplano, la croûte s'amincit de manière moins rapide vers la Cordillère Orientale (50 km) et passe, d'une manière abrupte entre Marcapata et Quincemil, au bouclier brésilien (35 km).

4.4.2.1. Les données sismologiques

Une étude de l'activité sismique superficielle intracontinentale a été réalisée par Grange [1983] et Grange *et al.* [1984]. Les résultats sont en accord avec les observations géologiques. Ainsi, sur le continent, on enregistre, à des distances situées entre 60 et 100 km de la côte, un ensemble de très nombreux petits événements localisés entre 10 et 40 km de profondeur [Grange, 1983]. Les séismes se concentrent le long de failles parallèles à la chaîne. Ces failles constituent une zone d'accident majeur que l'on peut suivre, au moins entre 18° et 15° S ; il représente un domaine de relative fragilité, réactivé lors des phases de compression, ou facilitant les intrusions magmatiques. Il semble isoler un bloc côtier, où affleure largement le socle rigide précambrien et le batholite [Grange, 1983].

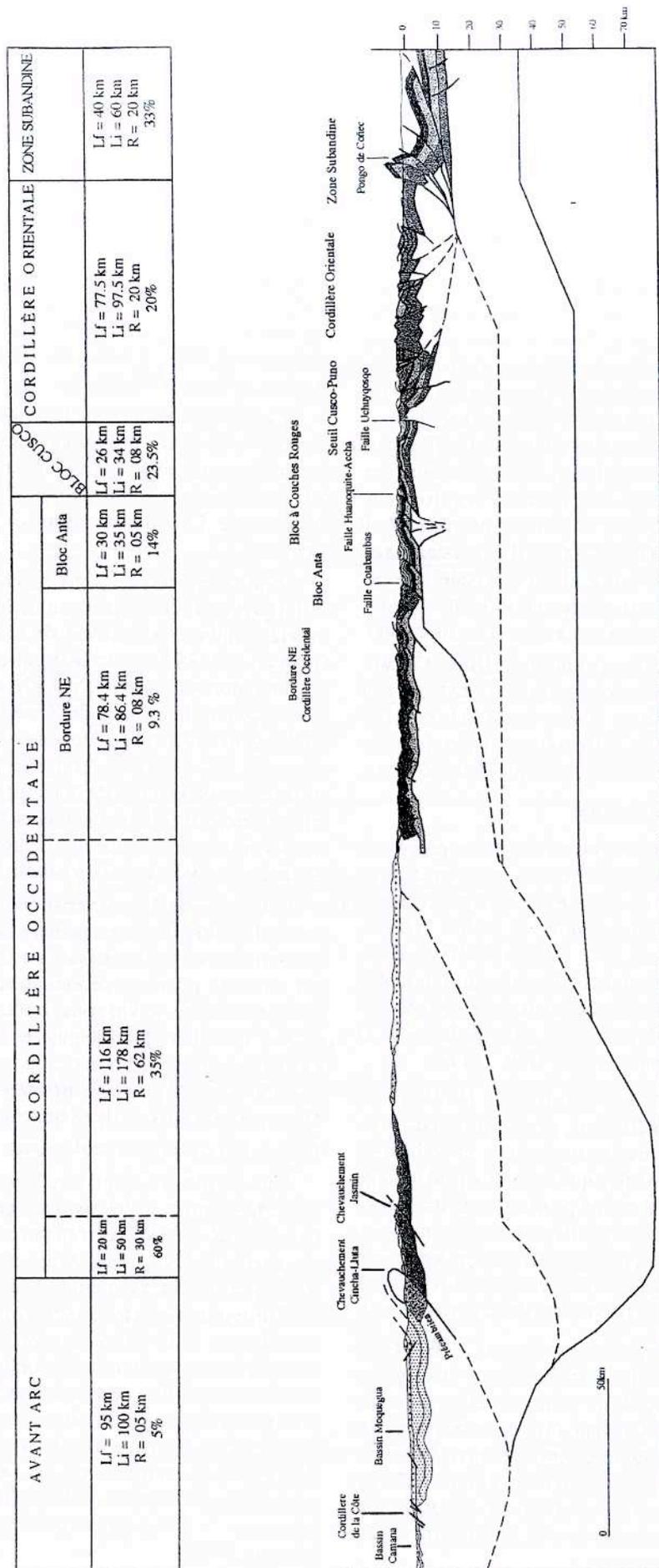


Fig. 132. - Ampleur du raccourcissement au niveau de la transversale des Andes du Sud Pérou.

Le Chevauchement Cincha-Lluta, qui fait reposer le socle précambrien sur les séries sédimentaires mésozoïques, se localise aussi au voisinage de la zone de sismicité de Grange [1983]. Cependant il est quasi horizontal et ancien (Crétacé supérieur) ; il est recoupé par les intrusifs ; il ne jouerait donc aucun rôle dans la tectonique récente ou actuelle [Vicente, 1989]. En revanche, on observe, non loin de là sur le versant pacifique, des failles très récentes [Mégard, *in* Grange, 1983]. Cette sismicité traduirait un enracinement en profondeur des accidents décrits par Vicente [1989], avec un pendage vers le SW de l'ordre de 45°. Ainsi l'activité tectonique crustale intracontinentale affecte presque exclusivement un bloc précambrien recoupé de plutons tertiaires, et semble bien guidée par le grand accident faillé situé près de la côte. Les mécanismes au foyer sont dans l'ensemble cohérents avec un raccourcissement de direction E-W à NW-SE au sein des structures crustales profondes, qui se localisent sur des failles inverses et des décrochements entre 10 et 35 km de profondeur [Grange, 1983].

Cunningham *et al.* [1986] montrent que l'activité sismique intéresse des domaines de plus en plus profonds à l'Ouest d'Arequipa. Les séismes atteignent la surface au niveau du chevauchement Cincha-Lluta. Ils sont interprétés comme résultant du chevauchement du massif d'Arequipa sur la Cordillère Occidentale. Les mouvements sur le plan de la faille révèlent des jeux en chevauchement et en décrochement [Cunningham *et al.*, 1986].

Plus au NE, Grange [1983] mentionne près de la station de Chonta (15° 08' et 71° 47') un groupe très isolé, et particulièrement concentré, d'événements sismiques. Ceux-ci sont nombreux (jusqu'à 30 par jour), et de magnitude variant de 1 à 3.5. Ils sont localisés entre 0 et 20 km de profondeur, mais mal étudiés en raison de la rareté de stations proches [Grange, 1983]. La plupart des lectures fiables de premiers mouvements sont en compression [Grange, 1983]. Ces événements présentent bien les caractéristiques d'événements très superficiels, bien qu'aucun accident géologique particulier ne soit connu à cet endroit, où la couverture andésitique est importante, à l'exception d'alignements NW-SE dans les volcanites tertiaires [Carte géologique 1/100,000 d'Ingemmet]. Grange, [1983] en donne cependant une interprétation tectonique en faille normale due à l'extension N-S, qui affecte les hautes Andes. Elle serait en relation avec une compression E-W.

Dans les Andes centrales, la plupart des séismes traités sont localisés à la transition entre la Cordillère Orientale et la Zone Subandine. Ils indiquent une compression générale E-W, provoquant le jeu de failles inverses assez raides plongeant vers l'Ouest. Leurs profondeurs (16 à 38 km) montrent que la déformation cassante s'exerce pour l'essentiel dans le socle [Suarez *et al.*, 1983].

Dans la zone de Quincemil, Laubacher *et al.* [1985] décrivent une déformation compressive plio-quaternaire de direction E-W.

8.5. CALCUL DU RACCOURCISSEMENT DANS LES ANDES SUD-RÉRUVIENNES : RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS

Diverses méthodes permettent de tenter une évaluation du raccourcissement enregistré par la chaîne des Andes au Pérou central (Fig. 132 et 133).

A partir des données géophysiques on peut obtenir l'épaisseur de la croûte. Toutefois, pour les Andes, l'incertitude sur les données sismiques et gravimétriques ne permet pas de choisir entre deux modèles extrêmes (Fig. 133), le premier considérant une épaisseur maximum et le deuxième une épaisseur minimum.

Pour calculer un raccourcissement au niveau des Andes du Pérou à partir des données structurales de terrain, nous avons évalué des taux de raccourcissement pour chaque domaine structural (Fig. 132).

Pour évaluer le raccourcissement crustal, nous avons utilisé la méthode des surfaces en admettant une épaisseur originelle moyenne proche de 30 km. Ainsi la surface obtenue présente en coupe une épaisseur moyenne de 26.150 km². (Fig. 133)

Dans la Zone Subandine de Quincemil, le raccourcissement atteint un taux de 34 % (R : 18 km, Lf : 34 km, Li : 52 km), et de 33 % (R : 19 km, Lf : 40 km, Li : 60 km) dans celle de Cusco.

La déformation calculée pour la Cordillère Orientale montre un taux de raccourcissement de 20 % (R : 20 km, Lf : 77.5 km, Li : 97.5 km) pour la région de Cusco, et de 18 % (R : 20 km, Lf : 90 km, Li : 110 km) pour celle de Sicuani. Dans le bassin Putina le taux minimum est de 31,5 % (R : 12.7 km, Lf : 27.5 ; Li : 40.2).

Pour le bloc Cusco-Sicuani, les taux varient de 24% (R : 4 km, Lf : 12.5 km, Li : 16.5 km), ou 23.5 % (R : 8 km, Lf : 26 km, Li : 34 km), à 35% (R : 25km, Lf : 46 km, Li : 71 km), ou 44 % (R : 29 Km, Lf : 36 km, Li : 65 km).

Dans le bloc Anta le taux est faible, seulement 13 % (R : 2 Km, Lf : 13 km, Li : 15 km), ou 14 % (R : 5 km, Lf : 30 km, Li : 35 km).

Dans la Cordillère Occidentale, le raccourcissement de la partie affleurante du Mésozoïque est de 60 % (30 Km, Lf : 20 km, Li : 50 km). La partie NE donne un raccourcissement faible de 9.2 % (8 Km, Lf : 78.4 km, Li : 86.4 km). Cependant qu'à Curahuasi, le calcul donne, pour la partie nord de la Cordillère Occidentale, environ 70 % (R : 17 km, Lf : 7 km, Li : 24 Km), et à Lagunillas 40 %. Entre la zone de Colca et le Sud de Santo Tomas, des affleurements des roches volcaniques empêchent de bien connaître la structure de la Cordillère Occidentale. Pour cette zone, on a estimé un raccourcissement moyen de 35 % (R : 62 km, Lf : 116 km, Li : 178), moyenne entre celui de la zone du Chevauchement Cincha-Lluta (60%) et celui de la bordure NE de la Cordillère (≈ 10%).

Finalement, on a considéré un taux de raccourcissements de 5 % pour la zone d'avant arc.

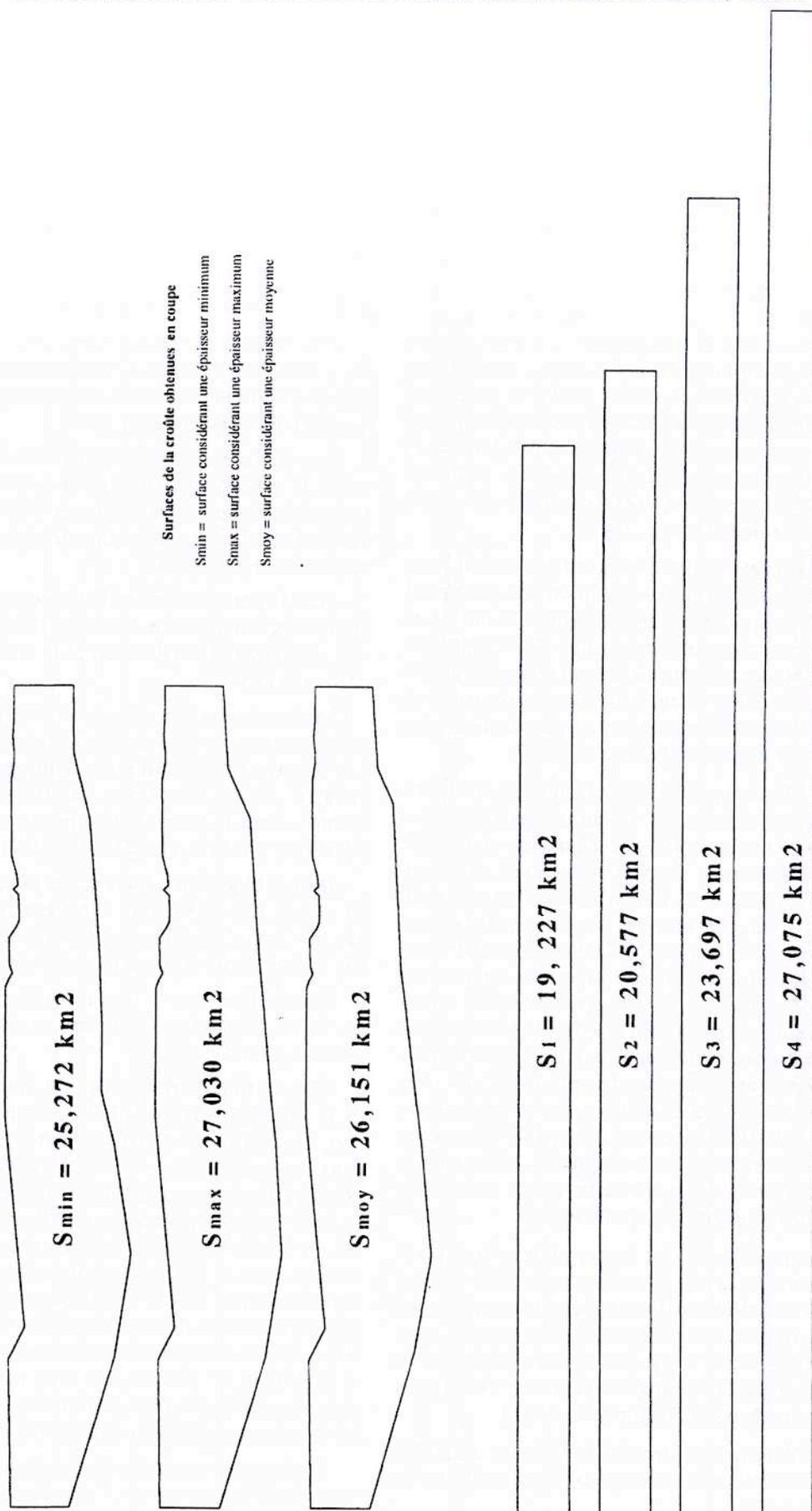


Fig. 133.– Evaluation du raccourcissement crustal à partir de la méthode des surfaces en admettant une épaisseur originelle moyenne proche de 30 km.

A partir de ces valeurs, on obtient un raccourcissement minimum de R : 158 km (L_f : 482.9 km, L_i : 640.9 km), ce qui donne, avec une croûte moyenne de 30 km, une surface S_1 de 19.227 km² (Fig. 133). Si on considère un raccourcissement de 35 % pour la Bordure NE de la Cordillère Occidentale et le Bloc Anta le raccourcissement total est de R : 203 km (L_f : 482.9 km, L_i : 685.9 km), donnant une surface S_2 de 20.577 km² (Fig. 133). Ces résultats indiquent que les valeurs de raccourcissement calculées ne suffisent pas à produire l'épaississement crustal.

Comme nous l'avons vu plus haut, une grande partie de la Cordillère Occidentale est recouverte par des roches volcaniques, ou recoupée par des intrusifs, cependant là où ce n'est pas le cas, comme à Mañazo et Curahuasi, la déformation est assez importante. A partir de ces observations, on peut considérer un taux de raccourcissement de 50 % à 60 % pour l'ensemble de la Cordillère Occidentale. Avec 50 % de taux de raccourcissement la surface obtenue est de 23.697 km² (S_3 , Fig. 133), cette valeur ne suffit toujours pas pour expliquer l'épaississement crustal.

Finalement c'est avec un taux de raccourcissement de 60 %, pour l'ensemble de la Cordillère Occidentale (inclut le Bloc Anta), qui donne une surface 27.075 km² (S_4 , Fig. 133), que l'on peut le mieux expliquer l'épaississement crustal.

D'après les calculs, deux hypothèses sont à envisager, la première, montre que les valeurs de raccourcissement obtenues à partir des données géologiques de surface, ne suffisent pas à produire l'épaississement crustal mis en évidence par la géophysique. Pour expliquer cet excès de volume, Schmitz [1994] propose un sous-charriage de matériel continental provenant de la subduction.

Nous proposons que l'apport de copeaux lithosphériques comme effet de l'érosion tectonique, puisse être la cause de ce sur-épaississement crustal. La seconde hypothèse, suppose que le doublement de la croûte est entièrement dû au raccourcissement, mais la déformation en surface n'est bien exprimée qu'en quelques endroits (Cincha-Lluta, Curahuasi, Mañazo).

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Le substratum de la Cordillère Orientale des régions de Cusco et Sicuani est probablement constitué de matériel précambrien comparable à celui reconnu dans le NW de la Cordillère Orientale au Nord du noyau de la déflexion d'Abancay, et daté à 1140 Ma [Dalmayrac *et al.*, 1977]. Ce dernier diffère du soubassement de la Cordillère Occidentale, qui est formé de roches datées à 2000 et 600 Ma. Le limite entre ces deux types de substratum serait située au niveau de la Déflexion d'Abancay et du seuil Cusco-Puno. L'évolution paléozoïque et méso-cénozoïque de la zone étudiée serait en partie contrôlée par cette limite.

Le Permo-Trias doit être considéré comme une période transitoire entre le cycle hercynien et le cycle andin. En effet, les mouvements tardihercyniens (Permien supérieur-Trias inférieur) ont provoqué l'individualisation du bassin Mitu de type rift, pendant le fonctionnement duquel la bordure SW de la Cordillère Orientale se comporte de manière instable. Dans la région d'étude les grandes limites des bassins Mitu correspondent à des limites plus anciennes : le système de failles NW-SE de la bordure SW du bassin, reprend la limite des zones paléogéographiques du Paléozoïque inférieur. Par ailleurs, les failles NNE-SSW de Patacancha et de Tamburco, interprétées comme des failles de transformation, séparent un domaine oriental où le Paléozoïque inférieur affleure mais où les roches cambriennes sont absentes, d'un domaine occidental où l'on note la présence de roches vraisemblablement cambriennes à la base de la pile sédimentaire. Les principaux traits du bassin Permo-Trias sont des structures héritées (y compris la Déflexion d'Abancay), qui ont aussi contrôlé toute l'évolution andine. En effet, lorsqu'on observe la carte géologique, les grands traits paléogéographiques et structuraux andins se calquent sur les affleurements et les accidents permo-triasiques.

Pendant le Lias-Oxfordien, en même temps que se développait le Bassin Occidental sud péruvien, des grabens et horsts accompagnés d'un volcanisme basique se formaient à l'arrière d'une zone allongée NW-SE à E-W (Seuil Cusco-Puno). Les grabens étaient remplis par des dépôts fluvio-éoliens. Le bassin Putina se serait également créé pendant cette période. Ce contexte intra-continentale vraisemblablement distensif serait lié à un régime de transtension (sénestre) comme on l'observe dans le bassin occidental du Sud et du centre du Pérou.

L'intervalle Tithonien moyen-début du Tithonien supérieur est marqué par un changement paléogéographique régional marqué par la création du bassin turbiditique décrochant de Chicama dans le NW du Pérou, lié à des décrochements dextres. Cette crise distensive majeure traduirait un changement de la direction de convergence et serait marquée par la discordance basale des séries crétacées sur le Jurassique. La fermeture et la déformation des bassins continentaux jurassiques(?) seraient liées à cet événement important. La limite Jurassique-Crétacé paraît correspondre à une sédimentation marine peu profonde dans le Bassin Occidental, sur le seuil Cusco-Puno et dans

le bassin de Putina. Néanmoins, à Cusco se développe localement une sédimentation fluviale contrôlée par les accidents NW-SE qui séparent le seuil Cusco-Puno du bassin NE. Vers la limite Jurassique-Crétacé, ou pendant le Crétacé inférieur, se produit un soulèvement régional (discordance érosive observée sous les grès de la Formation Huancané).

La période qui va du Berriasien supérieur à l'Aptien supérieur est caractérisée par une certaine quiescence tectonique, et vraisemblablement magmatique. Pendant cette période, une sédimentation détritico-alimentaire orientale se développe de façon diachrone sur la marge péruvienne, influencée par la grande transgression marine venant de l'Ouest. La discontinuité de base des grès néocomiens, le passage des formations Hualhuani et Murco à la Formation Huambo, de la Formation Huancané à la Formation Paucarbamba, et de la Formation Goyllarisquizga à la Formation Pariahuanca (Albien inférieur) sont identiques. Néanmoins, les datations existantes indiquent que ces discontinuités et ces faciès sont diachrones, et montrent, à l'échelle du bassin une transgression vers le Nord-Est.

Dans le Sud du Pérou, l'intervalle Albien-Turonien est globalement caractérisé par une importante transgression marine. Dans le Bassin Occidental, se déposaient des séquences calcaires de plate-forme marine peu profonde et protégée (Formations Arcurquina et Ferrobamba). Vers le NE (seuil Cusco-Puno), ces calcaires passent latéralement à des faciès de plate-forme interne (Formation Ayavacas). Vers le bassin de Putina, ils passent à des grès marins de plate-forme clastique peu profonde et de plage, qui incluent localement des calcaires d'âge cénonanien supérieur probable (Dolomies Huatasane). Cette disposition montre que la base des dépôts calcaires est diachrone entre le bassin Occidental (Albien inférieur-moyen), le seuil Cusco-Puno (Albien supérieur) et le bassin Putina (Cénonanien terminal). Les variations d'épaisseur entre le bassin d'Arequipa (≈ 600 m), le seuil Cusco-Puno (≈ 40 m) et le bassin de Putina (≈ 600 m), pour l'intervalle Albien-Turonien, confirment l'existence d'une zone positive peu subsidente (Seuil Cusco-Puno). L'Albien est également marqué par les épaisses effusions volcaniques du Groupe Casma et de la Formation Matalaque, qui se terminent brusquement vers la limite Albien-Cénonanien. Une alternance de phases d'extension et de compression produisent l'émersion de la zone côtière (phase Mochica). Cet événement tectonique provoque de nombreuses déformations synsédimentaires dans le Bassin Occidental du Sud du Pérou, sur le Seuil Cusco-Puno et dans le bassin Putina. L'activité tectonique synsédimentaire, enregistrée pendant le Turonien supérieur dans le bassin d'Arequipa et le seuil Cusco-Puno, serait en relation avec le début de la phase Péruvienne.

Dans le bassin occidental et la zone côtière du Sud du Pérou, la limite Turonien-Coniacien est caractérisée par un changement paléogéographique régional. A Sicuani, une discordance d'érosion à la base de la Formation

Hanchipacha résulterait des événements distensifs de la limite Turonien-Coniacien ≈ 89 Ma (événement Vilquepujio). Ce changement serait le résultat d'un événement paléogéographique et tectonique majeur, qui correspond au début de l'événement péruvien [Phase Péruvienne 1 : Jaillard et Sempere, 1989 ; Jaillard, 1993, 1994]. La régression du Coniacien-Campanien supérieur dans la zone d'étude est représentée par les Mégaséquences M1 et M2 des formations Moho et Hanchipacha, celles-ci reposant en discordance d'érosion sur le Groupe Cotacucho, la Formation Ayavacas ou la Formation Huancané. A Cusco et à Sicuani, pendant le Coniacien, la subsidence était similaire sur le seuil Cusco-Puno et le bassin Putina, indiquant que ces traits paléogéographiques commençaient à montrer un changement de comportement.

La base de la séquence santonienne est localement marquée, à Cusco et à Puno, par des grès continentaux, pouvant constituer un écho de la phase du Coniacien supérieur [Phase Péruvienne 2: Jaillard et Sempere, 1989 ; Jaillard, 1993, 1994], qui marquerait le début de la fermeture du Bassin Occidental. Dans le bassin d'Arequipa, une sédimentation fluviale grossière grano-et stratocroissante (Formation Uchurca) indiquerait une reprise de l'activité tectonique au cours du Campanien [Phase Péruvienne 3: Jaillard, 1993, 1994]. Celle-ci se traduirait par la mise en place du chevauchement Cincha-Lluta [Vicente *et al.*, 1979 ; Vicente, 1989], et le début du fonctionnement du système d'avant-pays. Sur le seuil Cusco-Puno et dans le Bassin Oriental, cette phase est marquée par l'arrivée brutale de grandes quantités de sable reposant en discordance régionale sur les argiles sous-jacentes (Formations Puquín, Vivian supérieur, Vilquechico supérieur). Cette époque (Maastrichtien) correspond à une période de régression générale, liée au soulèvement de la zone occidentale, alors que les zones plus orientales enregistrent de brèves transgressions marines.

Dans la région de Cusco, sur la côte et dans la Cordillère Occidentale, ainsi que dans le Nord et le NW du Pérou, une importante érosion se produit à la limite Maastrichtien-Paléocène (forte discordance entre les Formations Quilque et Puquín). Elle est contemporaine d'un événement tectonique responsable de mouvements dextres rapides dans le Batholite Côtier entre 69 et 65 Ma [Bussell, 1983, 1985] (Phase «Laramienne»).

Les milieux de dépôts des formations Quilque et Chilca sont comparables, avec l'installation sur l'ancien seuil de Cusco de gypses et calcaires lacustres. Les paléocourants mesurés dans les dépôts fluviaux indiquent des zones d'apports situées respectivement au Sud et au Nord. Un événement important se produit vers 58 Ma et correspond à la fin de la mise en place du Batholite de Côtier (Crise Inca 0). Il provoque des déformations, une discordance régionale et un changement substantiel du cadre tectonique général [Marocco *et al.*, 1987 ; Sempere *et al.*, 1997]. Cette discordance pourrait correspondre à Cusco au changement paléogéographique entre les formations Quilque et Chilca, matérialisé par une forte discontinuité, voire une discordance d'érosion. Le paroxysme de l'événement Inca 0 produirait au Nord de Cusco, le plissement de la Formations Quilque. La discordance d'érosion et, localement la

discordance angulaire du Groupe San Jerónimo sur la Formation Quilque, ou sur la Formation Puquín, marquent donc un effet de la crise tectonique Inca 0.

La création des bassins d'avant-arc, et leur subsidence à la fin de l'Éocène inférieur et au début de l'Éocène moyen, sont interprétées comme contemporaines d'un régime en extension succédant de peu à la crise compressive du Paléocène supérieur-Éocène inférieur, le long de l'ensemble de la marge andine [Jaillard *et al.*, 1997c].

La région de Cusco est caractérisée par plus de 10.000 m de Couches Rouges tertiaires d'origine continentale (Groupe San Jerónimo, formations Anta, Punacancha et Paruro), qui surmontent des sédiments marins et continentaux d'âge crétacé à paléocène. Ces Couches Rouges tertiaires se sont déposées dans des bassins synorogéniques liés aux déformations compressives andines. En effet, nous pensons qu'un événement tectonique transtensif ou extensif (≈ 50 -44? Ma) serait responsable du début du fonctionnement des bassins de Couches Rouges, développés entre la bordure NE du Bassin Occidental mésozoïque et le seuil Cusco-Puno.

Le contexte géodynamique régional montre que le vecteur moyen de convergence N45° (avant l'anomalie 13) devrait induire des jeux sénestres le long des failles NNW-SSE et dextres le long des accidents E-W, responsables de l'ouverture de bassins décrochants d'axe NW-SE (Cusco, Sicuani, Ayaviri, Lagunillas, Puno) et NE-SW (Zurite). Le passage d'une convergence N 45° à une convergence N70° produit ensuite des chevauchements, localement des failles décrochantes sénestres, et des discordances progressives. Avec ce nouvel état de contraintes, les bassins de Couches Rouges commencent à se fermer et évoluent vers des bassins d'avant pays, tandis que le bassin Anta apparaît (≈ 43 -40 Ma) à l'arrière du grand accident en forme de baïonnette : Abancay-Zurite et Accha-Huanoquite, Accha-Acomayo-Marcaconga et Pomacanchis-Languí, Layo et Santa Rosa-Ayaviri et Ayaviri-Calapuja. Cet accident échelonné aurait joué avant le dépôt de la Formation Anta (≈ 50 -44 Ma) et aurait contrôlé les bassins décrochants des Couches Rouges. La Formation Anta se serait déposée dans un bassin transporté à l'arrière de ce grand accident. Cette déformation, qui commence vers 43 Ma, serait la crise tectonique Inca 1, et constituerait l'événement compressif le plus important au niveau de la transversale.

Dans la région d'Arequipa, le dépôt des conglomérats de la Formation Huanca (Éocène-Oligocène?) serait lié au jeu du chevauchement Cincha-Lluta, et les dépôts de la Formation Pichu seraient un équivalent (d'avant-pays?) de ces dépôts.

Les données géochronologiques disponibles semblent indiquer que l'activité magmatique dans la zone étudiée a été plus ou moins continue depuis l'Éocène (48 Ma). La répartition du magmatisme montre, par contre, une nette évolution dans l'espace. Les manifestations les plus anciennes sont localisées au niveau du Batholite d'Andahuayillas et des massifs de Paruro-Acomayo et Pomacanchis-Mosocollacta. Elles se produisent entre 48 et 42? Ma (Éocène moyen).

D'après l'évolution tectono-sédimentaire des bassins de Couches Rouges (50 et 43? Ma), le contexte structural serait marqué par des mouvements décrochants. Ces mouvements ont pu favoriser la montée du magmatisme puisque ce dernier se met en place aux abords des failles régionales.

Dans le Batholite d'Andahuaylillas-Yauri, les cumulats gabbroïques éocènes (48-42 Ma) sont recoupés par des stocks subvolcaniques de dacites, de microdiorites datées entre 38 et 32 Ma (Curahuasi, Paruro-Acomayo, Tintaya). Ceci implique une érosion intense et donc un soulèvement important des cumulats gabbroïques éocènes avant la mise en place des stocks subvolcaniques oligocènes (entre 40 et 32 Ma). Si l'on admet que les chambres magmatiques éocènes ont cristallisé à basse pression [0,2-0,3 GPa; Carlier, comm. pers.], la présence de cumulats gabbroïques à l'affleurement implique une érosion de l'ordre de 7 à 10 km environ, postérieure à leur mise en place dans la croûte. Les produits de cette érosion ont très probablement servi à alimenter la sédimentation des bassins d'avant pays des Couches Rouges du Groupe San Jerónimo, notamment de la Formation Soncco, qui commence à fonctionner à environ 43 Ma ? (Éocène moyen).

A partir de l'Oligocène supérieur (30 Ma), le magmatisme s'étend à l'ensemble de la région étudiée. Il est alors constitué de petits édifices subvolcaniques (syénites de Curahuasi et d'Araipallpa, gabbros à néphéline des Cerro Livichaco et Collpani, monzogabbros du Cerro Limón Verde) et de coulées volcaniques basiques à intermédiaires (ponces flottées du Groupe San Jerónimo, trachybasaltes de Pomacanchis, basanites et phonotéphrites à leucite de la région d'Ayaviri). L'ensemble de ces manifestations se met en place entre 30 et 27 Ma. Ce magmatisme est étroitement associé aux accidents d'Abancay, de Paruro-Acomayo, d'Ayaviri et de Mañazo. Les andésites et dacites du Groupe Tacaza «ancien» de la région de Mañazo appartiennent probablement à cet épisode magmatique.

Par ailleurs, la présence de roches alcalines potassiques et ultrapotassiques (basanites et phonotéphrites à leucites, minettes, kersantites et surtout lamproïtes) implique qu'une lithosphère épaisse de type cratonique ou péricratonique est impliquée dans la genèse du magmatisme cénozoïque de la région étudiée [Carlier *et al.*, 1997; Carlier et Lorand, 1997, 1998]. Les zones d'accidents associées à ce type de magmatisme correspondent, selon toute vraisemblance, à des zones de déformation subverticales affectant l'ensemble de la lithosphère. De plus, la présence de roches alcalines potassiques et ultrapotassiques implique l'existence d'une lithosphère épaisse (>150 Km), correspondant probablement à la bordure ouest du craton brésilien, sous l'actuel Altiplano sud péruvien [Carlier *et al.*, 1998].

La période néogène est caractérisée par une intense activité tectonique et magmatique. Des bassins sédimentaires continentaux se forment, en liaison directe avec la structuration et la genèse des Andes. Des bassins intramontagneux sur décrochements se développent à l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur (bassins de

Punacancha, Pusi-Capachica, Crucero, Rumichaca, etc.). Ils sont localisés sur l'Altiplano, à la limite Altiplano-Cordillère Orientale et sur la Cordillère Orientale. La crise tectonique Quechua 0 (≈ 28-26 Ma, Oligocène supérieur) provoquerait l'ouverture du bassin décrochant de Punacancha, en relation avec des mouvements décrochants sénestres. En Bolivie, cet événement marque le début du chevauchement de la Cordillère Orientale sur la Zone Subandine, le bassin de l'Altiplano passant d'un fonctionnement de type bassin d'avant-pays à un bassin intramontagneux. Le bassin Moquegua enregistre les premières étapes du grand soulèvement de la Cordillère Occidentale, lié à la crise tectonique Quechua 0 (≈ 28-26 Ma). La subsidence du bassin d'avant-arc Pisco (Oligocène-Miocène inférieur) serait une conséquence de l'érosion tectonique provoquée par la crise compressive Quechua 0.

La fermeture des bassins intramontagneux (bassin Punacancha par exemple) et leurs déformations synsédimentaires en compression impliquent des mouvements sénestres en transpression ou compression NE-SW, en relation avec la crise tectonique Quechua 1 (≈ 20-17 Ma, fin du Miocène inférieur).

Vers la limite Miocène moyen-supérieur, des bassins intramontagneux de type décrochant (bassins Paruro, Descanso-Yauri, etc.) se développent sur l'Altiplano et le long des grands accidents séparant l'Altiplano et la Cordillère Occidentale des régions de Cusco et Puno [mais aussi des régions d'Ayacucho (Pérou central) et Cajamarca (Pérou septentrional)]. L'ouverture de ces bassins serait liée à la crise tectonique Quechua 2 (≈ 11 Ma), tandis que leur fermeture en transpression NE-SW correspondrait à la crise tectonique Quechua 3 (≈ 7-6 Ma, milieu du Miocène supérieur). L'ouverture du bassin Paruro et des autres bassins en décrochement sénestre (transpression N-S) peut être accompagnée d'une activité volcanique. Un événement shoshonitique important est connu le long de la Faille de Mañazo entre 6 et 5 Ma.

Dans le bassin Oriental (avant-pays), les Séquences N 2 et N 3 (formations Pebas et Ipururo) sont grano-et stratocroissantes et se déposent en réponse au chevauchement de la Cordillère Orientale sur le versant amazonien [Marocco, 1995]. Ces chevauchements sont liés aux crises tectoniques Quechua 2 et 3.

Dans la région de Cusco, la Formation Chincheros (séries fluvio-torrentielles), attribuée au Pliocène, est affectée par des déformations compressives (E-W) attribuées au Pliocène supérieur (crise tectonique Quechua 4). Après cette phase compressive, l'évolution tectonique est dominée, au Pléistocène basal, par un régime en extension de direction proche d'E-W, contemporain du début du fonctionnement d'un nouveau bassin (partie inférieure de la Formation San Sebastian) et d'une activité volcanique shoshonitique. Au Pléistocène inférieur, le fonctionnement des bassins est interrompu par des déformations compressives synsédimentaires et post-sédimentaires (failles inverses, flexures) qui indiquent deux directions des raccourcissements, N-S et E-W (crise tectonique Quechua 5). Après cet épisode de compression et jusqu'à l'actuel, la région de Cusco est dominée par une extension de direc-

tion proche de N-S. Cette tectonique est contemporaine d'une autre activité shoshonitique et du dépôt de terrasses fluvio-lacustres et fluviales, de cônes torrentiels et de moraines. Le jeu de failles quaternaires et actuelles est dû à cette extension de direction proche de N-S Cabrera, 1988].

L'étroite association entre les séries de shoshonites plio-quaternaires et l'important système de failles actives NW-SE et NW-SE d'Abancay-Curahuasi-Anta-Cusco et Sicuani-Huancané suggèrent que le magmatisme potassique est associé à une zone de décrochement sénestre. Cette suggestion est en accord avec l'extension nord-sud observée le long de cette zone.

Les calculs de la déformation montrent que les valeurs de raccourcissement obtenues à partir des données géologiques de surface, ne suffisent pas à produire l'épaississement crustal mis en évidence par la géophysique. Pour expliquer cet excès de volume on propose un sous-charriage de matériel continental provenant de la subduction, ou l'apport de copeaux lithosphériques comme effet de l'érosion tectonique. A contrario, si le doublement de la croûte est entièrement dû au raccourcissement, cela implique que la déformation en surface ne soit bien exprimée qu'en quelques endroits (Cincha-Lluta, Curahuasi, Mañazo).

L'événement tectonique Inca 1

Un régime extensif de l'Yprésien supérieur-Lutétien inférieur ($\approx 50-45$ Ma) est connu dans les zones d'avant-arc du Pérou, d'Équateur et de Colombie [Jaillard *et al.*, 1997c], où il est à l'origine de la formation de bassins [Pérez, 1981; Ballesteros *et al.*, 1988; Von Huene *et al.*, 1988]. La création synchrone de bassins d'avant-arc le long de l'ensemble de la marge andine ne peut être attribuée à des causes locales. La subsidence rapide des zones d'avant-arc est généralement considérée comme résultant d'une érosion tectonique à la base de la marge continentale le long de la zone de subduction [Scholl *et al.*, 1980; Von Huene *et al.*, 1988; Jaillard *et al.*, 1997].

Dans le NW du Pérou, le bassin pétrolier éocène de Talara (d'axe NE-SW) est rempli de séries terrigènes fluvio-deltaïques. L'activité tectonique distensive domine l'évolution du bassin pendant l'Éocène inférieur, avec des failles NE-SW qui limitent le bassin, et induisent une structuration NE-SW qui persiste pendant tout l'Éocène [Séranne, 1987]. Durant l'Éocène moyen, des chevauchements vers le SE se mettent en place dans la série tertiaire décollée du socle. Des olistolithes et des brèches syntectoniques (brèches Talara) se forment au front des chevauchements actifs [Séranne, 1987]. Le régime extensif de direction NW-SE à l'Éocène inférieur fait donc place à un régime compressif de direction NW-SE à l'Éocène moyen. Du point de vue géodynamique, le bassin de Talara peut être interprété comme lié à des mouvements décrochants dextres produisant un régime transtensif caractérisé par des failles normales NE-SW contrôlant la sédimentation au Paléocène terminal et à l'Éocène inférieur ($\approx 53-43?$ Ma) [bassin décrochant, Monge, 1991]. Vers 43-40 Ma le champ de contrainte change radicalement, passant à un régime transpressif et provoquant des

chevauchements NE-SW. Cette évolution est compatible avec la cinématique des plaques au niveau de la marge du Nord du Pérou, et est comparable à celle des Couches Rouges du Groupe San Jerónimo de Cusco. En effet, un événement tectonique transtensif serait responsable du début du fonctionnement des bassins de Couches Rouges ($\approx 53?$ ou 50-43 Ma?). Le contexte géodynamique régional montre que le vecteur moyen de convergence orienté N 45° E (avant les anomalies 16-13) induirait un jeu dextre le long des failles NNW-SSE et des mouvements sénestres le long des failles E-W, permettant l'ouverture des bassins. L'événement tectonique compressif ultérieur ($\approx 43-42$ Ma) est responsable des chevauchements et discordances progressives affectant les Couches Rouges du Groupe San Jerónimo et la bordure NE de l'ancien bassin occidental. Les produits d'érosion de cette déformation et du soulèvement associé vont remplir le bassin Anta (Éocène supérieur-Oligocène inférieur) récemment créé. Cet événement serait lié d'une part à un changement de la direction de convergence qui passe vers 40 à 36 Ma (anomalies 16-13) de N 45° E à N 70° E, et à une diminution de la vitesse de convergence.

Dans la Cordillère Occidentale du Pérou Central, l'âge des déformations incaïques [Ángeles, 1987] est donné par les datations radiométriques de la base de la couverture volcanique discordante. En effet, des couches rouges campano-paléocènes? concordantes sur les carbonates crétacés sont affectées par des plis en chevron hectométriques à kilométriques accompagnés de schistosité [Ángeles, 1987]. Ces plis sont tronqués par une discordance angulaire et recouverts par des conglomérats et grès à intercalations de tufs volcaniques, dont l'une, moins de 100 m au dessus de la discordance, a fourni un âge K/Ar de 35.2 ± 1.8 Ma [Noble *et al.*, 1979]. Par ailleurs, le long de la même zone d'écaïles, la base conglomératique de cette couverture discordante (conglomérats El Carmen ?) peut atteindre 41 Ma [Noble *et al.*, 1979]. Ces mêmes auteurs considèrent que le soulèvement, l'érosion associée, et le volcanisme qui débute vers 41 Ma ont suivi de peu le plissement syn-schisteux des couches rouges, qui se produirait donc vers 43 Ma. Dans la Cordillère Occidentale du Pérou central, l'événement tectonique Inca 1 est donc représenté par des plissements syn-schisteux associés à d'importants chevauchements à vergence NE, qui provoqueraient la majeure partie du raccourcissement ($\pm 40\%$). Au SW de Huancavelica [Paso de Chonta, Noble *et al.*, 1979], des grès volcaniques, conglomérats, calcaires lacustres et tufs, présentant des olistolithes de calcaires mésozoïques de 50 m de diamètre, surmontent en discordance la Formation Casapalca (Paléocène?). L'unité est surmontée par des dacites datées à 41.4 ± 1.9 Ma (K/Ar sur Plagioclase) et par des rhyolites datées à 41.2 ± 1.9 Ma et 40.9 ± 0.9 Ma (K/Ar sur Biotite). Au sommet de la série, et à 1000 m au-dessus des rhyolites datées, un tuf rhyolitique a donné un âge de 31.2 ± 0.9 Ma [K/Ar sur Biotite, Noble *et al.*, 1979]. Cette unité volcano-sédimentaire peut-être corrélée avec la Formation Anta de Cusco, toutes deux marquant une activité tectonique et volcanique importante liée à l'événement Inca 1 qui commencerait à environ 43 Ma.

Dans le Nord du Pérou, la base conglomératique des volcanites tertiaires (Formation Llama) repose en discor-

dance angulaire sur les séries mésozoïques déformées. La base de la Formation Llama étant datée à 54.8 ± 1.2 Ma [Mourier, 1988 ; Noble *et al.*, 1990], la discordance paraît résulter de la crise tectonique Inca 0. Le sommet de la Formation Chota, équivalent diachrone de la Formation Llama, est daté à 44.2 Ma [Mourier, 1988]. Ces unités sont contemporaines de la période extensive ou transtensive de l'Éocène inférieur reconnue sur la marge péruvienne. La Formation Llama est surmontée en discordance angulaire par la Formation Porculla ou Huambos, qui représente un épisode volcanique important autour de la limite Éocène-Oligocène (38.4 et 35.4 ± 1.2 Ma). La discordance des volcanites de la Formation Porculla-Huambos sur les formations Llama et Chota déformées scelle la phase de structuration majeure des Andes de Huancabamba, attribuée à la tectonique Inca 1 [Mourier, 1988]. Cet événement est responsable des plis et des écaillés à double vergence de la Cordillère occidentale. Il est également responsable de l'essentiel de la mise en place du système d'écaillés du Marañón plus à l'Est [Mourier, 1988]. L'âge de cet événement compressif est compris entre 44.2 et 38.4 Ma, et interviendrait plus précisément vers 43 Ma [Mourier, 1988].

En Bolivie, à la limite entre l'Altiplano et la Cordillère Orientale, la nappe de Calazaya qui représente la principale expression du raccourcissement de l'Orocline bolivien, s'est peut-être mise en place pendant l'événement tectonique Inca 1 [Sempere *et al.*, 1997].

Durée des événements tectoniques andins et influence de la paléogéographie dans le contexte local et régional

Les crises tectoniques compressives observées dans les Andes ont été longtemps interprétées comme des phases compressives de courte durée, séparées par des périodes plus longues, caractérisées par un régime tectonique «normal» neutre à distensif, le soulèvement et le magmatisme [Mégard, 1978, 1984, 1987 ; Noble *et al.*, 1979, 1984, 1985 ; Sébrier, 1987]. Cependant, des déformations syn-sédimentaires (plis et failles) ont été observées dans un certain nombre de bassins intracordilléraux et dans les bassins intramontagneux de la zone étudiée.

Ceci a conduit certains auteurs [Marocco *et al.*, 1987 ; Noblet *et al.*, 1988 ; Marocco et Delfaud, 1990 ; Noblet *et al.*, 1995] à considérer que dans les Andes, la déformation en compression était continue pendant la période orogénique et que les crises tectoniques, de courte durée et plus ou moins synchrones sur l'ensemble de la chaîne, n'étaient que des maxima dans un continuum de déformation.

A partir de l'Éocène, l'évolution des bassins de la zone étudiée est guidée par le mouvement décrochant des accidents régionaux qui correspondent aux grandes structures paléogéographiques. Ces anciennes structures caractérisent actuellement la limite Cordillère Occidentale-Altiplano et Altiplano-Cordillère Orientale.

Un régime tectonique transtensif conduit à l'ouverture des bassins et l'évolution vers un régime transpressif et compressif provoque leur fermeture. Le bassin de Couches Rouges San Jerónimo est clairement lié au fonction-

nement décrochant dextre en contexte transtensif des accidents régionaux qui limitent la Cordillère Occidentale et Cordillère Orientale.

Par contre la seconde partie de l'évolution du bassin San Jerónimo, (l'étape de fermeture), est guidée par le fonctionnement des chevauchements à vergence nord des accidents régionaux. L'évolution du bassin d'Anta est interprétée comme un bassin *piggy-back* lors de la fermeture en compression du bassin de Couches Rouges San Jerónimo, derrière le grand chevauchement à la limite sud du bassin San Jerónimo.

De même, l'étude des bassins néogènes (Punacancha et Paruro) permet de différencier clairement les deux régimes qui provoquent leur ouverture et leur fermeture. Dans les deux cas, l'ouverture est liée à un régime transtensif sénestre, et la fermeture liée à un régime transpressif et compressif.

Le magmatisme est, d'une manière générale, étroitement associé aux principales zones d'accidents affectant notre secteur d'étude. Sa mise en place est de plus contemporaine des déformations compressives observées le long de ces zones d'accidents. Par ailleurs, les données géochronologiques disponibles semblent indiquer que l'activité magmatique dans la zone étudiée a été plus ou moins continue depuis l'Éocène (48 Ma).

Dans ces conditions, il est difficile d'expliquer un régime tectonique marqué par des courtes périodes de déformation («phases») séparées par des périodes plus longues caractérisées par un régime tectonique «normal» neutre à distensif.

L'évolution orogénique semble mieux expliquée avec des périodes de déformation plus ou moins continues où les crises tectoniques seraient maximales. La déformation ne se traduit pas seulement en compression pure mais en transtension ou transpression, selon les conditions locales, essentiellement en raison de la présence de grands accidents paléogéographiques. En effet, la compression va se marquer par des déformations importantes le long de ces accidents.

Comme cette direction de compression évolue dans le temps [Pilger, 1983, 1984], il va y avoir une variation de comportement des failles préexistantes qui vont contrôler l'évolution des bassins et en général l'évolution de la chaîne (contrôle cinématique de la direction du raccourcissement local).

Par conséquent, la cinématique de plaques semble bien avoir un rôle sur la tectonique andine et ses crises et périodes ou événements, et la déformation est contrôlée par les grandes failles paléogéographiques. La direction de convergence et la direction régionale ou locale des axes de compression coïncident plus ou moins.

Nous n'avons pas pu faire une corrélation exacte de l'âge de la déformation dans les différents bassins, par manque de datations. Cependant, les corrélations régionales à l'échelle de la chaîne, montrent que les déformations sont à peu près synchrones avec des variations locales, justement dues à l'influence de grandes structures paléogéographiques.

Edification des Andes en relation avec les processus de subduction

Les Andes sont considérées comme un orogène lié à la subduction de la plaque océanique pacifique (ou paléo-pacifique) sous la marge continentale sud-américaine. Pourtant, la marge andine n'a commencé à émerger qu'au Crétacé supérieur, alors que la subduction est active au moins depuis le Jurassique inférieur. Par conséquent, bien que le phénomène de subduction soit, par définition, une condition nécessaire à l'édification d'une chaîne de type andin, il apparaît comme insuffisant [Jaillard, 1993]. Pour tenter de cerner les facteurs déterminant l'orogène, il importe donc d'étudier l'âge et la nature des événements tectoniques andins et d'analyser leurs relations avec les processus géodynamiques [Jaillard, 1993 ; Jaillard *et al.*, 1995].

L'analyse des dépôts et des déformations sénoniennes et paléocènes de la marge péruvienne montre que se superposent indépendamment, d'une part, une lente surrection progressive de l'ensemble de la marge, et d'autre part, des phases ou crises tectoniques compressives plus localisées, d'âge Turonien terminal-Coniacien basal, Coniacien supérieur-Santonien basal, Santonien supérieur-Campanien inférieur, Maastrichtien moyen ou supérieur, et Paléocène supérieur-Éocène inférieur. Alors que la période en compression coïncide avec l'ouverture de l'Atlantique Sud, les phases tectoniques semblent essentiellement contrôlées par les variations, positives ou négatives, de la vitesse de convergence [Jaillard, 1993]. Les déformations et les sédiments associés migrent nettement vers le Nord-Est au cours du temps. Sur une marge continentale active, la compression peut être due à plusieurs facteurs indépendants, mais pouvant concourir [Uyeda et Kanamori, 1979 ; Cross et Pilger, 1982]. La subduction de reliefs océaniques a pu jouer localement et occasionnellement un rôle [Soler *et al.*, 1989].

L'apparition d'un régime compressif au sein de la plaque continentale chevauchante pourrait également être favorisée par sa dérive (mouvement absolu) en direction de la zone de subduction. En effet, comme l'ont noté de nombreux auteurs [Mégard, 1978; Pardo-Casas et Molnar, 1987; Soler et Bonhomme, 1990], l'ouverture de l'océan Atlantique Sud à l'Albien, et donc le début de la dérive vers l'Ouest de la plaque sud-américaine, coïncident avec le début de la période orogénique andine [phase Mochica de l'Albien supérieur ; Cobbing *et al.*, 1981; Mégard, 1984].

La subduction rapide d'une plaque océanique jeune, chaude et légère, induisant un angle faible du plan de Benioff, favoriserait la compression et la déformation de la plaque chevauchante [Uyeda et Kanamori, 1979 ; Cross et Pilger, 1982]. L'histoire de la subduction sous la marge andine depuis le Crétacé a été reconstituée par Pardo-Casas et Molnar [1987] et Soler [1991] (Fig. 134). D'après ces auteurs, un rajeunissement rapide de la plaque océanique et une nette accélération de la convergence (Aptien-Albien moyen, 115-100 Ma), sont suivis d'une période stable pendant laquelle une croûte océanique jeune subducte à grande vitesse (Albien supérieur-Santonien moyen, 100-85 Ma). Au Santonien supérieur-Campanien (85-75 Ma), la vitesse de convergence diminue notable-

ment, tandis que l'âge de la plaque océanique augmente lentement. Au Maastrichtien-Paléocène (75 et 57 ou 50 Ma), la convergence reste lente et l'âge de la plaque océanique continue à augmenter. Enfin, la vitesse de convergence augmente de nouveau brutalement vers l'Éocène inférieur (50 Ma). Les phases tectoniques du Sénonien-Paléocène surviendraient donc à un moment où la vitesse de convergence diminue alors que l'âge de la plaque océanique augmente, ce qui contredit les modèles classiques (Fig. 134). En revanche, on constate que les principales phases ou crises de compression coïncident avec des périodes de changement dans la vitesse de convergence (Fig. 134), qu'il s'agisse d'accélération (75 Ma : Campanien supérieur, 55 Ma : limite Paléocène-Éocène) ou de déccélération [100-95 Ma : phase Mochica, 85 Ma : Santonien ; Jaillard, 1993].

Il semble donc que la compression sur la marge andine au Crétacé supérieur soit contrôlée, à long terme, par le mouvement absolu vers l'Ouest de la plaque sud-américaine provoqué par l'expansion de l'Atlantique Sud, et à court terme, par les variations dans la vitesse de convergence, qu'elles soient positives ou négatives, induites par la cinématique propre tant de l'Atlantique Sud que du paléo-Pacifique [Jaillard, 1993].

Mitrovica *et al.* [1989] proposent que les mouvements verticaux à grande échelle d'une plaque continentale soient liés aux convections lithosphériques induites par les phénomènes thermiques liés à la subduction, et donc aux variations de vitesse de cette dernière. Une accélération de la subduction, en favorisant la convection sous la plaque chevauchante provoquerait la subsidence à grande échelle de cette dernière. À l'inverse, la diminution (ou la disparition) de la convection lithosphérique, induite par le ralentissement (ou l'arrêt) de la subduction, provoquerait la surrection à grande échelle de la plaque chevauchante. Sur la marge péruvienne, la subsidence est maximale entre l'Aptien supérieur et le Turonien, époque d'accrétion très importante au niveau des rides océaniques, et donc de convergence très rapide au niveau des marges actives. À l'inverse, la lente surrection de l'ensemble de la marge péruvienne au Sénonien correspond à une période de diminution de la vitesse de convergence, puis de subduction lente. Il semble donc que le modèle de Mitrovica *et al.* [1989] rende compte des variations de subsidence à grande échelle et à long terme observées sur la marge des Andes centrales [Jaillard, 1993]. Si tel est le cas, la surrection progressive et à grande échelle de la marge andine serait principalement contrôlée par les modalités de la subduction paléo-Pacifique, expliquant ainsi qu'elle soit indépendante des crises tectoniques compressives, celles-ci, plus rapides et localisés, étant plutôt liées à la cinématique de l'ouverture de l'Atlantique Sud [Jaillard, 1993].

Le Paléocène supérieur est marqué, au niveau du Pacifique Sud, par une modification de la direction de convergence. Cette modification constitue le premier événement de la période de réorganisation de la géométrie des plaques à l'échelle de la planète, qui caractérise l'Éocène. La crise tectonique Inca 0 (\approx 58-56 Ma) coïncide avec un changement de direction et avec une augmentation de la

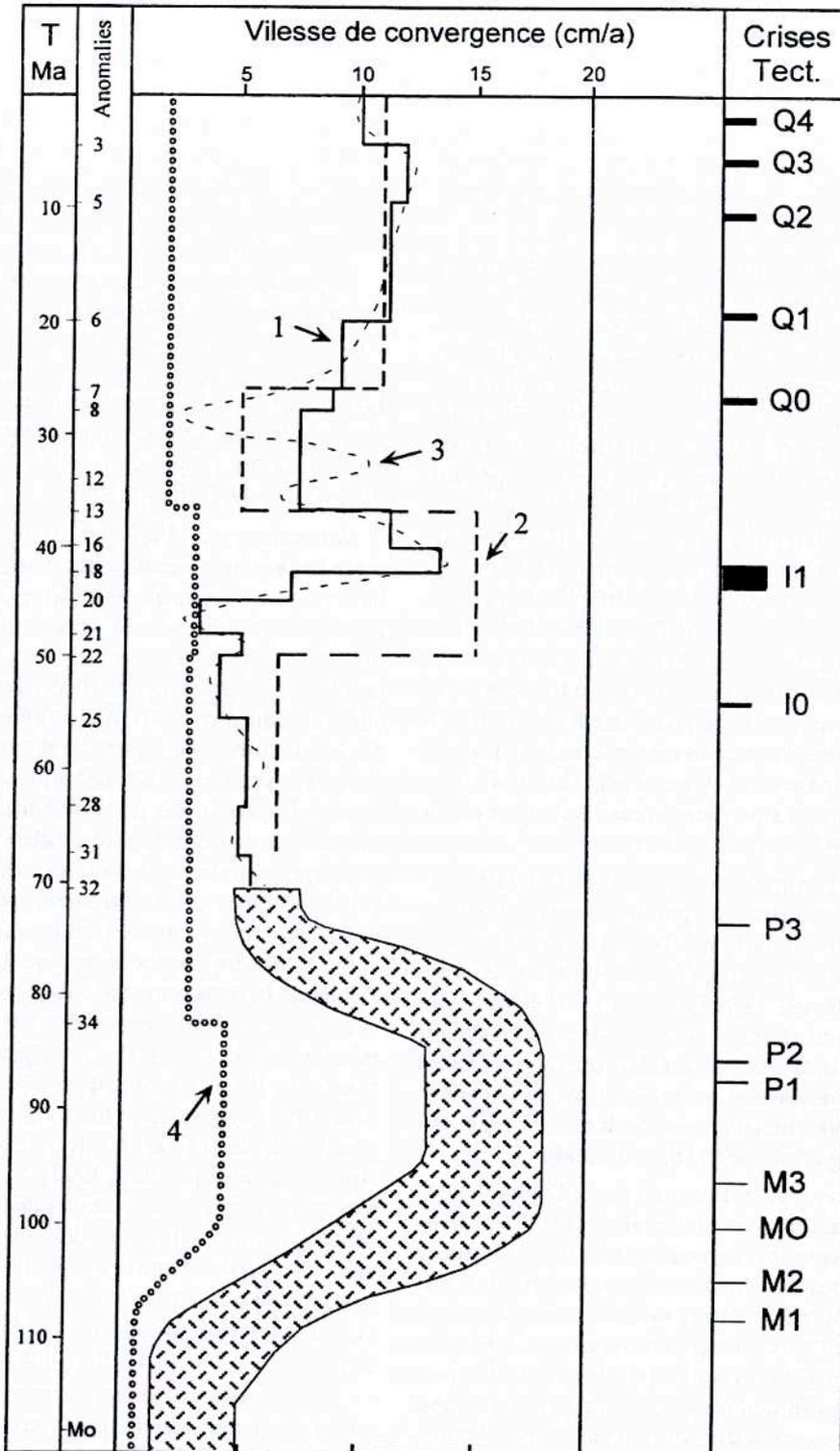


FIG. 134.- Relations entre crises tectoniques et vitesses de convergence entre Amérique du Sud et plaque océanique (Farallon ou Nazca).

vitesse de convergence entre les plaques paléo-pacifique et sud-américaine (Fig. 134), qui se produisent autour de l'anomalie 25 ($\approx 56,2$ Ma) [Pilger, 1984 ; Pardo-Casas et Molnar, 1987]. Leur reconstitution détermine une forte vitesse de convergence pour la période allant de quelques millions d'années avant l'anomalie 21 ($\approx 47,5$ Ma) à quelques millions d'années après l'anomalie 18 (≈ 43 Ma). La période de forte vitesse couvrirait donc, selon ces auteurs, l'Éocène inférieur-moyen (ouverture du bassin de Couches Rouges). La reconstitution de Gordon et Jurdy [1986] est en accord avec la précédente.

L'intervalle Paléocène supérieur - Éocène supérieur est une période décisive dans l'histoire des Andes. Des terrains allochtones sont accrétés le long du segment colombien. D'importantes déformations compressives se produisent dans les Andes péruviennes, tandis que le bassin oriental enregistre des lacunes sédimentaires. Ces événements coïncident avec une réorganisation de la cinématique globale des plaques. L'Inde et le promontoire Apulien de l'Afrique entrent en collision respectivement avec l'Europe et l'Asie, les bras océaniques du Labrador et de l'Atlantique Nord s'ouvrent [Scotese *et al.*, 1988], et le sous-charriage de la plaque proto-caraïbe commence [Pindell *et al.*, 1991]. Au Paléocène supérieur, puis au cours de l'Éocène, la direction de la plaque paléo-pacifique passe de N ou NNE, à NE ou ENE [Pilger, 1984 ; Pardo-Casas et Molnar, 1987], faisant passer le segment colombo-équatorial d'un régime principalement transformant dextre à un régime de convergence suborthogonale. Un tel changement expliquerait l'accrétion de terrains océaniques en Équateur et Colombie et le début du grand événement compressif Inca 1 dans les Andes du Pérou. Cet événement se traduirait, par le passage d'un régime transtensif à un régime transpressif dans le bassin des Couches Rouges de Cusco vers 43 Ma.

A partir de l'Éocène supérieur, l'Océan Atlantique étant largement ouvert, les plaques continentales africaine, indienne et eurasiennne demeurèrent complètement indépendantes de l'Amérique du Sud et l'évolution de la Téthys n'a plus de rôle important dans l'évolution des Andes [Jaillard *et al.*, 1995]. L'évolution des Andes centrales et septentrionales est complètement contrôlée par les mouvements vers l'Ouest ou l'WNW de la plaque sud-américaine, et vers l'Est à ENE de la plaque paléo-pacifique, ce qui a déterminé un couple approximatif E-W et un système de convergence quasi orthogonal. Ainsi à partir de l'anomalie 7 (≈ 26 Ma), une réorganisation majeure de la plaque Pacifique SE voit la séparation de la plaque Farallon en Plaques Cocos et Nazca, associée à une augmentation de la vitesse de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud, et à une modification de l'angle de convergence qui devient $\approx N 90^\circ$. Cette réorganisation coïncide avec la crise tectonique Quechua 0 ($\approx 28-26$ Ma). Autour de l'anomalie 6 (≈ 20 Ma), un changement de la direction de convergence qui passe de $N 90^\circ$ à $N 80^\circ E$ coïncide avec la crise tectonique Quechua 1 ($\approx 22-20$ Ma). Au Miocène supérieur, lors de la crise tectonique Quechua 2 ($\approx 12-10$ Ma), la direction de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud devient presque E-W [anomalie 5, ≈ 10 Ma, Pilger, 1983]. Dans ces recons-

tructions, le changement de régime de convergence est suivi d'une période de convergence rapide entre les anomalies 5 et 4 (10 à 7-6 Ma), elle-même suivie d'un changement de direction, qui passe à $N 68^\circ E$. Cette réorganisation du régime de convergence (vitesse et direction) entre les plaques Nazca et Amérique du Sud paraît avoir été à l'origine de la crise tectonique Quechua 3.

On constate donc que, comme pour le Crétacé supérieur-Paléocène [Jaillard, 1993], les principales crises de compression tertiaires coïncident avec des périodes de changement dans la vitesse de convergence. Ainsi, la crise tectonique compressive Inca 1 coïncide avec la décélération qui survient vers 42-40 Ma, tandis que les accélérations à 26 Ma, 20 Ma et 10 Ma, coïncident respectivement avec les crises tectoniques Quechua 0, Quechua 1 et Quechua 3 (Fig. 134).

Les Andes actuelles sont trop souvent regardées comme le résultat du seul processus continu de subduction, résultant d'un affrontement entre la marge continentale sud-américaine et le domaine océanique paléo-pacifique. Pourtant, l'évolution pré-orogénique andine est également clairement influencée par les grands événements géodynamiques qui ont marqué le Mésozoïque [Jaillard *et al.*, 1990, 1995]. Le schéma proposé par ces auteurs montre clairement l'existence de trois grandes périodes caractérisées par des régimes de convergence différents sur la marge occidentale de l'Amérique du Sud, et bien représentés dans la zone d'étude.

(1) De la fin du Permien à la fin du Jurassique («période téthysienne»), l'évolution est d'abord dominée par une tectonique extensive et par une convergence probablement orientée vers le Sud-Est liée à la fracturation du Gondwana puis à l'activité des rides océaniques téthysiennes, d'orientation très grossièrement E-W [Téthys caraïbe, atlantique, alpine et himalayenne ; Jaillard *et al.*, 1990, 1995].

(2) De la fin du Jurassique à la fin du Paléocène («période atlantique»), les fracturations grossièrement Nord-Sud du Gondwana (Atlantique Sud, Canal de Mozambique) provoquent la dérive de l'Amérique du Sud vers l'Ouest et induisent un changement de la convergence le long de la marge andine qui passe à une direction Nord-Est dominante. Cette période est marquée par l'apparition de déformations compressives sur la marge andine [Jaillard *et al.*, 1990, 1995], et les phases ou crises tectoniques semblent essentiellement contrôlées par les variations, positives ou négatives, de la vitesse de convergence [Jaillard, 1993].

(3) A partir de l'Éocène («période pacifique»), l'Amérique du Sud est isolée du reste du Gondwana, l'obliquité de la convergence diminue par étapes, sa direction s'approchant d'Est-Ouest. L'évolution de la marge andine est alors principalement contrôlée par la subduction quasiment orthogonale de la plaque pacifique. Cette période orogénique correspond seule au modèle classique de chaîne de type andin [Jaillard *et al.*, 1995] où les variations de vitesse et de direction de convergence et surtout les grands événements tectoniques globaux paraissent contrôler les principales crises tectoniques. Ceci expliquerait

pourquoi les Andes commencent à s'édifier seulement à partir de cette période, alors que la subduction est active au moins depuis le Jurassique.

De la déflexion d'Abancay à l'Orocline Bolivien

La région de Cusco-Sicuani-Abancay, située dans les Andes Sud du Pérou, s'étend entre la bordure NE de la Cordillère Occidentale et la bordure SW de la Cordillère Orientale. Elle constitue la terminaison NW de l'Altiplano et fait partie de la Déflexion d'Abancay. Par conséquent, une analyse et une interprétation rapide de ces grandes structures qui marquent l'évolution de la chaîne, est importante pour comprendre l'évolution de celles-ci.

La Déflexion d'Abancay

Entre les régions centrales et méridionales du Pérou, l'orientation cartographique des structures andines est déviée de quelques 25° au niveau de la déflexion d'Abancay. La déviation locale des structures, qui deviennent E-W au niveau même de la déflexion, se serait produite entre l'Éocène supérieur et le Miocène terminal [Marocco, 1977], c'est à dire bien après le Crétacé supérieur. Si donc la Déflexion d'Abancay avait eu pour origine des rotations différentielles au Nord et au Sud, celles-ci auraient dû être enregistrées par les formations d'âge crétacé. Cependant Macedo [1993] montre un excellent accord entre les données paléomagnétiques des séries crétacées du centre, et celles provenant des séries d'âge crétacé-paléocène du Sud du Pérou. La différence actuelle d'orientation des structures andines de part et d'autre de la Déflexion d'Abancay n'est donc pas le résultat d'une rotation relative entre le centre et le Sud du Pérou après le Crétacé. Par ailleurs, Macedo [1993] indique qu'il n'existe aucune raison d'envisager une évolution géodynamique post-crétacée différente pour le centre et le Sud du Pérou. D'après Macedo [1993] il faut, comme pour la déflexion de Cajamarca dans le Nord du Pérou [Mitouard *et al.*, 1990], faire appel à un mécanisme non rotationnel pour expliquer la déflexion d'Abancay. Des mécanismes rotationnels peuvent par contre intervenir au niveau de la déflexion elle-même qui est le siège de nombreux décrochements. Le mécanisme permettant de créer sans rotations des structures arquées peut être une reprise, lors du cycle andin, de structures plus anciennes (hercyniennes ou précambriennes) elles-mêmes déjà arquées. En effet, la présence d'un substratum précambrien différent de part et d'autre de la Déflexion d'Abancay, les différences paléogéographiques paléozoïques et la tectonique hercynienne différentes, et finalement l'évolution permo-triasique (Groupe Mitu) montrent que la déflexion d'Abancay est une structure ancienne.

Les structures anciennes de la déflexion et les structures hercyniennes déjà infléchies ont été reprises pendant l'évolution andine. En effet, quand on observe la carte géologique de la Déflexion d'Abancay et notamment de son noyau, son allure évoque une structure en rotation sénestre contrôlée par les failles NW-SE de Paucartambo et du Río Apurimac, et par les failles NE-SW de Patacancha et de Chuanquiri. Ces structures, notamment les failles de Patacancha et du Río Apurimac, sont des failles anciennes qui ont joué pendant l'évolution andine. On peut se

demander si l'allure actuelle est un héritage ancien, ou si elle est due à la structure andine, notamment à partir de ≈ 26 Ma, au cours de laquelle l'évolution des Andes du Sud du Pérou est contrôlée par des mouvements sénestres. Seules des données paléomagnétiques sur les rotations au niveau même de la déflexion permettraient de trancher, mais nous pensons que la structure initiale de la déflexion a fortement influencé les évolutions hercynienne et andine, ce qui est en partie corroboré par les quelques données paléomagnétiques régionales [Roperch et Carlier, 1992; Macedo, 1993].

Par ailleurs, Macedo [1993] montre que la marge péruvienne a subi dans son ensemble, depuis la déflexion de Huancabamba jusqu'à la déflexion d'Arica, une rotation antihoraire de près de 20° dont le déroulement pendant le Cénozoïque s'est avéré être progressif.

L'Orocline Bolivien

Entre 14° et 21° S, les Andes forment une «coude» appelé Orocline Bolivien. L'évolution phanérozoïque de cette partie des Andes est fort complexe et l'Orocline Bolivien peut être divisé en domaines tectono-stratigraphiques limités par des failles, raccourcis et déplacés durant l'orogénèse andine. Ces domaines tectono-stratigraphiques se seraient structurés durant le Néogène [Baby, 1995].

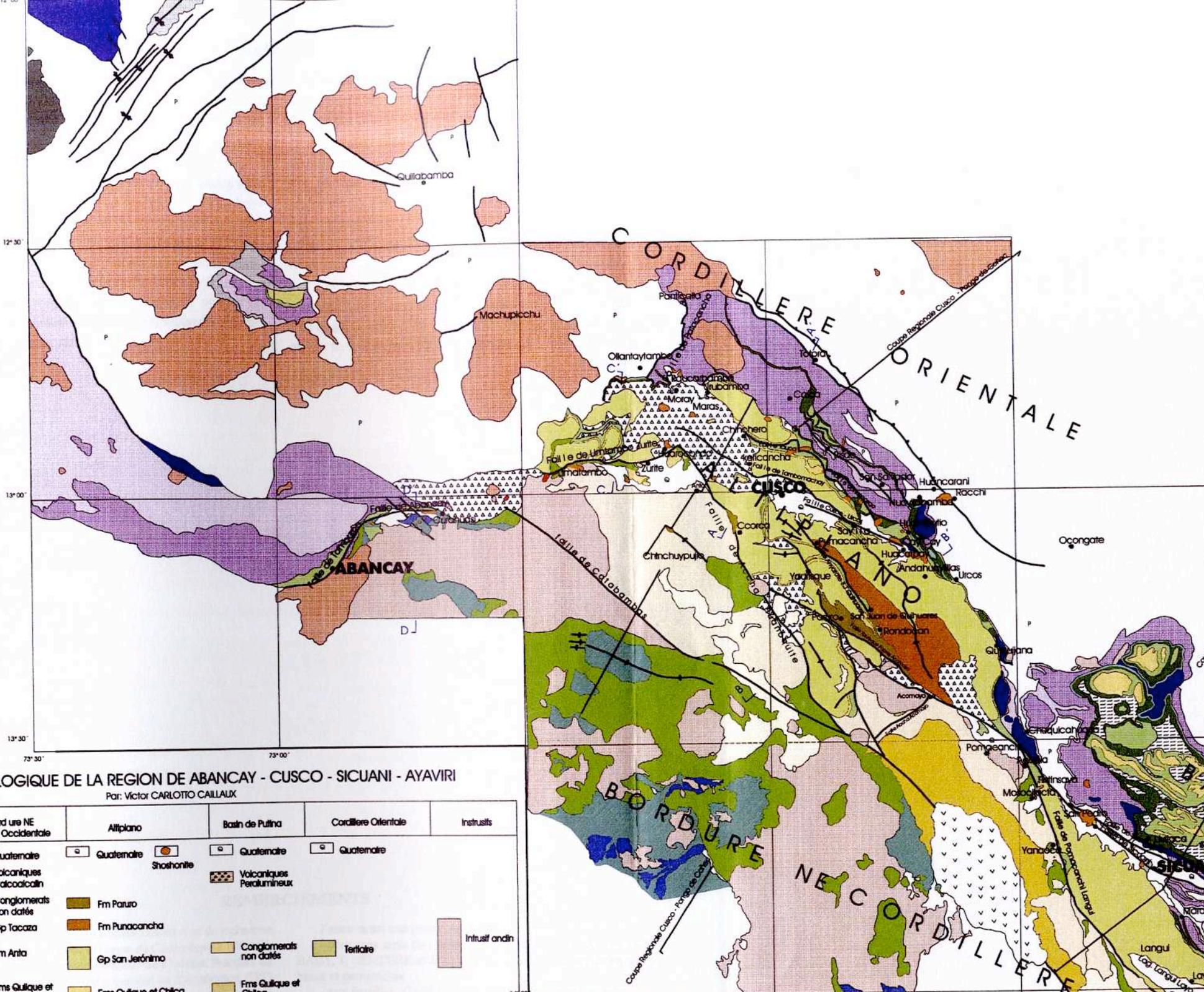
Le développement de l'Orocline bolivien est contrôlé par la convergence entre la Plaque Nazca et la marge continentale sud-américaine. Les modèles d'évolution de l'Orocline bolivien doivent rendre compte de la géométrie actuelle, des variations latérales de la quantité de déformation et des conditions cinématiques, le long de la chaîne.

Isacks [1988] a proposé un modèle d'évolution qui s'appuie d'une part, sur le fait que la bordure de la plaque continentale a absorbé des quantités de raccourcissement qui varient latéralement du Nord à Sud, et d'autre part, qui implique des changements de géométrie de la marge continentale.

Beck [1987, 1993] et Dewey et Lamb [1992] défendent un modèle cinématique de rotations associées à un réseau de décrochements résultant de la convergence oblique de la plaque Nazca par rapport au continent. Une compilation des rotations mesurées par les études paléomagnétiques supporte ce modèle de développement des Andes centrales et indique que les rotations interviennent dès le Crétacé inférieur [Roperch et Carlier, 1992; Mc Fadden *et al.*, 1995] et affectent une marge continentale initialement courbe. La quantité de raccourcissement continental diminue symétriquement depuis le centre de l'Orocline vers le Nord et vers le Sud. Les déplacements horizontaux sont accommodés par un réseau symétrique de décrochements conjugués auxquels s'associent des rotations de blocs de sens opposés de part et d'autre de 18° S.

L'évolution tectono-sédimentaire des bassins tertiaires des régions de Cusco et Sicuani et les corrélations avec le Sud du Pérou et le Nord de la Bolivie mettent en évidence deux phénomènes importants :

- Des mouvements décrochants dextres apparaissent



CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE ABANCAY - CUSCO - SICUANI - AYAVIRI
 Par: Victor CARLOTTO CAILLAUX

| | Bordure NE Cordillère Occidentale | Altiplano | Basin de Putina | Cordillère Orientale | Instruits |
|-------------|--------------------------------------|----------------------|-----------------------------|----------------------|----------------|
| Quaternaire | Quaternaire | Quaternaire | Quaternaire | Quaternaire | |
| Pliocène | Volcaniques Calcocalcaïn | Shoshonite | Volcaniques Peralumineux | | |
| Miocène | Conglomerats non datés | Fm Paruro | | | |
| Oligocène | Gp Tacaza | Fm Punacancha | | | |
| Eocène | Fm Anta | Gp San Jerónimo | Conglomerats non datés | Tertiaire | Instruit andin |
| | Fms Quilque et | Fms Quilque et Chila | Fms Quilque et | | |

vers 50-44? Ma le long du seuil Cusco-Puno et en bordure NE du bassin mésozoïque sud-péruvien, conduisant à l'ouverture en transtension des bassins de Couches Rouges du Groupe San Jerónimo de Cusco, Sicuani, Ayaviri, Puno et vraisemblablement du Nord de la Bolivie.

Un important changement du régime de contraintes vers 43-40 Ma provoque la fermeture en compression des bassins de Couches Rouges et le début de la sédimentation des conglomérats de la Formation Anta. Ce changement induit postérieurement une évolution du comportement de la limite Cordillère Occidentale-Bassin de Couches Rouges, qui devient le siège de mouvements décrochants sénestres, comme le montre l'évolution des bassins Punacancha, Paruro et des bassins plio-quaternaires.

Ces mouvements sénestres sont compatibles avec les modèles de Beck [1987, 1993] et Dewey et Lamb [1992] et seraient liés à la formation de l'Orocline bolivien.

Le grand bassin altiplanique aurait commencé à se structurer il y a environ 50-44? Ma (bassin des Couches Rouges) en régime transtensif dextre. L'évolution postérieure serait d'abord en compression (\approx 43-40 Ma, événement compressif (Inca 1), puis en régime sénestre (à partir de 27 Ma), ce qui est en relation avec l'Orocline Bolivien.

Les contraintes compressives (crises Quechua 1 et 3) sont des marqueurs de la fermeture des bassins néogènes. Ces bassins sont plus petits dans la région de Cusco puisqu'ils se trouvent à la terminaison de l'Orocline.

REMERCIEMENTS

Le présent mémoire constitue la synthèse des travaux de recherche que j'ai effectués dans les Andes de la région de Cusco depuis 1990. Ce travail a été réalisé grâce au soutien financier de l'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (IRD ex ORSTOM). Je remercie l'Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco, qui m'a accordé les congés nécessaires à mes différents séjours en France.

Mes remerciements et ma profonde reconnaissance vont aux personnes qui m'ont permis de réaliser ce travail:

- à Georges MASCLE, Directeur du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (Institut Dolomieu), quand je suis arrivé en France (1991-1992), qui a bien voulu m'accueillir dans son laboratoire et accepter de diriger mon travail.

- à Étienne JAILLARD qui m'a aidé tout au long de ce travail, autant sur le terrain qu'au laboratoire, et pour ses critiques et ses conseils

- à Gabriel CARLIER pour son amitié et son appui constant et pour m'avoir donné ses conseils concernant le magmatisme.

- à Pierre SOLER et Henry POUPON qui ont rendu possible l'aide de l'IRD pour le travail et le séjour en France.

Mes pensées vont aussi à Philippe ROCHAT pour son constant soutien, ses encouragements et son appui pendant mon séjour à Grenoble (1996-1997).

J'aurai aussi une pensée spéciale :

- pour mes amis de l'équipe andine de l'IRD, R. MAROCCO, P. BABY, T. SEMPÈRE et J. JACAY avec qui j'ai eu des dialogues fructueux et permanents.

- aux familles CARLIER et LABRIN qui m'ont donné un solide appui et qui m'ont permis de passer un agréable séjour en France.

- à E. NORIEGA pour les démarches administratives à l'Ambassade de France au Pérou.

Je suis particulièrement reconnaissant à l'Institut Français d'Études Andines, qui m'a attribué une bourse d'allocations de recherche pendant un an (1993-1994) et m'a aussi permis d'effectuer mes travaux de terrain et de recherche; aux Directeurs successifs C. DE MUIZON et G. PRALON et à tout le personnel, merci.

Je remercie toutes les personnes qui m'ont aidé lors des missions de terrain : mes collègues J. CARDENAS et R. LIGARDA; mes anciens étudiants (maintenant collègues) W. GIL, R. CHAVEZ, V. VALLENAS, D. ROMERO, F. JAIMES, qui m'ont accompagné lors de certaines missions. Merci à mes actuels étudiants, L. CERPA, W. HERMOZA, I. IBARRA, F. PALOMINO et H. ACOSTA qui m'ont aidé à mettre au point les derniers détails. Merci aux habitants des différents villages de la région de Cusco pour leur très grande hospitalité. Merci à toutes les Institutions, aux collègues et amis qui n'ont pas été cités.

RÉFÉRENCES

- ADAMS G. (1906). - An outline review of the geology of Peru. Smithsonian Institution, *Ann. Rep.*, **385**, 429p., Washington.
- ANGELES C. (1987). - Les chevauchements de la Cordillère Occidentale par 12°15' (Andes du Pérou Central). Thèse doctorat, U.S.T.L. Montpellier, 184 p.
- ATHERTON MP., WARDEN V. & SANDERSON LM. (1985). - The mesozoic marginal basin of Central Peru: A geochemical study of within-plate-edge volcanism. In M.P. Pitcher, E.J. Cobbing & R.D. Beckinsale Eds., *Magmatism at a Plate Edge, the Peruvian Andes*. Blackie Halsted Press, London, 47-58.
- AUDEBAUD, E. (1967). - Etude géologique de la région de Sicuani et Ocongate (Cordillère Orientale du Sud péruvien). Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 59 p.
- AUDEBAUD E. (1970). - Premières observations sur la tectonique tangentielle polyphasée des terrains secondaires de la Cordillère Orientale du sud-est Péruvien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **270**, 1059-1062.
- AUDEBAUD E. (1971). - Mise au point sur la stratigraphie et la tectonique des calcaires cénozoïques du Sud-Est péruvien (Formation Ayavacas). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **272**, 1059-1062.
- AUDEBAUD E. & LAUBACHER G. (1969). - Présence de Tertiaire plissé (Groupe Puno) dans la Cordillère Orientale du sud du Pérou. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **269**, 2301-2304.
- AUDEBAUD E. & VATIN-PERIGNON N. (1974). - The volcanism of the northern part of the Peruvian Altiplano and of the Oriental Cordillera on a traverse Quincemil-Sicuani-Arequipa. *Proc. Symposium on Andean and Arctic Volcanology*. 5-37. Santiago, Chile.
- AUDEBAUD E., LAUBACHER G. & MAROCCO R. (1976). - Coupe géologique des Andes du Sud du Pérou, de l'Océan Pacifique au Bouclier Brésilien. *Geol. Rundschau*, **65**, 223-264.
- AUDEBAUD E., BERNARD D., VATIN-PERIGNON N. & VIVIER G. (1979). - Quelques âges K-Ar sur des roches ignées Cénozoïques du SE péruvien; Conséquences géodynamiques [abs]. *Réunion annuelle des Sciences de la Terre*, **7**, 18.
- BABY P. (1995). - Importance du raccourcissement et de la sédimentation synorogénique dans la structuration des zones d'arrière arc des Andes Centrales (Orocline Bolivien). Mémoire d'habilitation, Université Joseph Fourier Grenoble-France, 430 p.
- BABY P., COLLETTA B. & ZUBIETA D. (1995). - Etude géométrique et expérimentale d'un bassin transporté : exemple du synclinalorium de l'Alto Beni (Andes centrales). *Bull. Soc. Géol. France*, **166**, 797-811.
- BABY P., GUILLIER B., OLLER J., HÉRAIL G., MONTEMURRO G., ZUBIETA D. & Specht M. (1993). - Structural synthesis of the Bolivian Subandean zone. *2° Symp. Int Géod. Andine*, Oxford, 159-162.
- BALLESTEROS M.W., MOORE G.F., TAYLOR B. & RUPPERT S. (1988). - Seismic stratigraphic framework of the Lima and Yauquina forearc bassins, Peru. *ODP Init. Rep.*, **112**, 77-90.
- BARD J. (1980). - Microtexture des roches magmatiques et métamorphiques. Masson Ed., Paris, 439 p.
- BATTY M. & JAILLARD E. (1989). - La sedimentación neocomiana (Jurásico terminal - Aptiano) en el Sur del Perú. In L.A. Spalletti Ed., *Contribuciones de los simposios sobre el Cretácico de América latina*, A75-A88, Buenos-Aires.
- BATTY M., CARLOTTO V., JACAY J. & JAILLARD E. (1990). - The Kimmeridgian (?) - early Valanginian tectonic events on the Peruvian margin. *1° Symp. Int Géod. Andin*, Grenoble, 265-268.
- BECK M.E. (1983). - On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction *Tectonoph.*, **9**, 1-11.
- BECK M.E. (1988). - Analysis of Late Jurassic-Recent Paleomagnetic data from active plate margins of South America. *Journ. South Am. Earth Sciences*, **1**, 39-52.
- BECKINSALE R.D., SANCHEZ-FERNANDEZ A.W., BROOK M., COBBING E.J., TAYLOR W.P. & MOORE N.D. (1985). - Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal Batholith of Peru. In W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing & R.D. Beckinsale (Eds.), *Magmatism at a Plate Edge, the Peruvian Andes*. Blackie, Glasgow and Halsted Press, New York, 177-202.
- BELLIDO E. & NARVAEZ S. (1960). - Geología del Cuadrángulo de Atico. *Comisión Carta Geológica Nacional. Boletín*, **2**, 33-47.
- BELLIER O., SÉBRIER M., GASSE F., FOURTANIER E. & ROBLES I. (1989). - Evolution géodynamique mio-pliocène et quaternaire des bassins de la Cordillère occidentale du Nord-Pérou; les bassins de Cajabamba, San Marcos et Namora (Département de Cajamarca). *Géodynamique*, **4**, 93-118.
- BENAVIDES V. (1956). - Cretaceous system in Northern Peru. *American Museum of Natural History Bulletin*, New York, **108**, 352-494.
- BENAVIDES V. (1962). - Estratigrafía pre-Terciaria de la región de Arequipa. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **38**, 5-63.
- BESSON M. & FONTEILLES M. (1974). - Relations e the pre- and post-Oligocene volcanic suites of southern Peru: Implications for the tectonic evolution of the Central Volcanic Zone. *Geol. Soc. America Bull.*, **102**, 1565-1579.
- BONHOMME M.G., AUDEBAUD E. & VIVIER G. (1985). - K-Ar ages of hercynian and neogene rocks along an east-west cross section in southern Perú. *Comunicaciones*, **35**, 27-30.
- BONHOMME M.G. & CARLIER G. (1990). - The pre- and post-Oligocene volcanic suites of southern Peru: Implications for the tectonic evolution of the Central Volcanic Zone. *Geol. Soc. America Bull.*, **102**, 1565-1579.
- BONHOMME M.G. & CARLIER G. (1990). - Relations entre magmatisme et minéralisations dans le Batholite d'Andahuaylas-Yauri (Sud Pérou): Données géochronologiques. *1° Symp. Int Géod. Andin*, Grenoble, 329-331.
- BONHOMME M. G., FORNARI M., LAUBACHER M., SÉBRIER M. & VIVIER G. (1988). - New Cenozoic K-Ar ages on volcanic rocks from the eastern High Andes, southern Peru. *Journ. South American Earth Sciences*, **1**, 179-183.
- BOYER S. & ELLIOTT D. (1982). - Thrust System. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **66**, 1196-1230.
- BRANISA L., HOFFSTETTER R., FRENEIX S., ROMAN J. & SORNAY J. (1966). - Nouvelle contribution à l'étude de la paléontologie et de l'âge du Groupe Puca (Crétacé de Bolivie). *Bull. Muséum d'Histoire Naturelle*, **38/3**, 301-310, Paris.
- BUSSEL M.A. (1983). - Timing of tectonic and magmatic events in the Central Andes of Peru. *Journ. Geol. Soc. London*, **140**, 279-286.
- BUSSEL M. A. (1985). - The centred complex of the Rio Huaura: a study of magma mixing and differentiation in high level magma chambers. In *Magmatism at a plate edge. The peruvian Andes*. W.S. Pitcher et al. Eds., Blackie, 1985, 128-155.
- CABRERA J. (1988). - Néotectonique et Sismotectonique au niveau de la subduction Pérou. Thèse doctorat, Université Paris XI-Orsay-, 275 p.
- CABRERA A. & PETERSEN G. (1936). - Reconocimiento geológico de los yacimientos petrolíferos del departamento de Puno. *Bol. Cuerpo Ing. Minas Petrol. Perú*, depart. geol., **115**, 100 p., Lima.
- CANDIA F. & CARLOTTO V. (1985). - Estudio Geológico de la zona Huambutío-Lamay. Thèse Ingeniero Universidad San Antonio Abad, Cusco, 86 p.
- CARBAJAL E., PASCUAL R., PINEDO R., SALFITY J. & VUCETICH M. (1977). - Un nuevo mamífero de la Formación Lumbrera (Grupo Salta) de la comarca de Carahuasi (Salta, Argentina): Edad y correlaciones. *Publ. Museo Munic. Ciencias Naturales Lorenzo Scaglia*, Mar de Plata, **2**, 148-163.
- CÁRDENAS J., CARLOTTO V., ROMERO D., JAIMES F. & VALDIVIA W. (1997). - Geología de los cuadrángulos de Chuanquiri y Pacaypata, hojas : 26-p. 27-p. *Bol. INGEMET*, **89**, série A : Carta Geológica Nacional, 208 p.
- CARLIER G. & CARLOTTO V. (1990). - Evidence for the origin of a shoshonitic suite by mixing of peraluminous and ultrapotassic magmas: The Oroscocha and Quimsachata Quaternary

- volcanoes, Sicuani province, Southern Peru. *1° Symp. Int Géod. Andin*, Grenoble, 325-328.
- CARLIER G. & LORAND J.P. (1997).- First occurrence of diopside sanidine phlogopite lamproites in the Andean Cordillera: the Huacancha and Morojarja dikes, Southern Peru. *Can. Journ. Earth Sciences*, **34**, 1118-1127.
- CARLIER G., CARLOTTO V., LIGARDA R., MANRIQUE E. (1989).- Estudio metalogénico de la subprovincia cuproferrífera Tintaya-Bambas. Convenio de cooperación científica UNI-ORSTOM, Informe final 1984-1988, 143-248
- CARLIER G., LORAND J.P., BONHOMME M. & CARLOTTO V. (1996).- A reappraisal of the Cenozoic Inner Arc magmatism in the Southern Peru: Consequences for the evolution of the Central Andes for the past 50 Ma. *3° Symp. Int Géod. Andin*, St Malo, France, 551-554.
- CARLIER G., LORAND J.P., AUDEBAUD E. & KIENAST J.R. (1997).- Petrology of an unusual orthopyroxene-bearing minette suite from southeastern Peru, Eastern Andean Cordillera. Al-rich lamproites contaminated by peraluminous granites. *Journ. Volc. Geothermal Res.*, **75**, 59-87.
- CARLIER G., GRANDIN G., LAUBACHER G., MAROCCO R. & MÉGARD F. (1982).- Present knowledge of the magmatic evolution of the Eastern Cordillera of Peru. *Earth Sci. Rev.*, **18**, 253-283.
- CARLIER G., LORAND J.P., CARLOTTO V. & BONHOMME M. (2000).- A complete alkaline province of Cenozoic Age in The Central Andes: Evidence from Southern Peru. *Jour. Geol. Soc. London*, in press.
- CARLIER G., CARLOTTO V., LIGARDA R. & MANRIQUE E. (1989).- Estudio metalogénico de la subprovincia cuproferrífera Tintaya-Bambas. Convenio de cooperación científica UNI-ORSTOM, Informe final 1984-1988, 143-248.
- CARLOTTO V. (1989).- Formación Huambutó: Nueva unidad estratigráfica, marcador del evento tectónico-sedimentario infraneocomiano. *Iero Workshop sobre el Cretáceo en el Perú*, Lima 1989, 5, (résumé).
- CARLOTTO V. (1992).- Relations entre sédimentation, paléogéographie et tectonique dans la région de Cuzco (Sud du Pérou) entre le Jurassique supérieur et le Paléocène. *Mém. DEA, Université de Grenoble I*, 113 p.
- CARLOTTO V., CARDENAS J., CHAVEZ R., GIL W., JAILLARD E. & CARLIER G. (1991a).- Estratigrafía de la Formación Huambutó (Kimmeridgiano-Berriasiense), Cusco, Perú. *Actas VII Congreso Peruano de Geología*, 591-597, Lima 1991.
- CARLOTTO V., CARDENAS J., GIL W. & CHAVEZ R. (1995).- Sedimentología de la Formación Huancané (Neocomiano) de la región de Cusco y su relación con las variaciones del nivel del mar. *Bull. Inst. Fr. Etudes Andines*, **24**, 1-21.
- CARLOTTO V., CARDENAS J., ROMERO D., VALDIVIA W. & JAIMES F. (1998).- Geología de los cuadrángulos de Soledad y Alegria, hojas: 25-x, 25-y. *Bol. INGEMMET*, **65**, série A, Carta Geológica Nacional, 245 p.
- CARLOTTO V., CARLIER G. & CARDENAS J. (1995b).- La edad de las Capas Rojas del Grupo San Jerónimo (Región de Cusco y su significado geológico). Res. Seminario Taller: Evolución de la litosfera en los Andes Peruanos y sus margenes. 2p. Lima.
- CARLOTTO V., GIL W., CARDENAS J. & CHAVEZ R. (1996).- Geología de los cuadrángulos de Urubamba y Calca hojas 27-r y 27-s. *Bol. INGEMMET*, **65**, série A, Carta Geológica Nacional, 245 p.
- CARLOTTO V., JAILLARD E., CARLIER G. & CARDENAS J. (1991b).- Evolución estratigráfica mesozóica de la región del Cusco. *Actas VII Congreso Peruano de Geología*, 599-604, Lima 1991.
- CHANOVE G., MATTAUER M. & MÉGARD F. (1969).- Précisions sur la tectonique tangentielle des terrains secondaires du massif de Pirin (Nord-Ouest du lac Titicaca, Pérou). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **268**, 1698-1701.
- CHAVEZ A. (1982).- Estratigrafía y tectónica del sector de Chapi. Thèse Universidad Nacional San Agustín, Arequipa, 101 p.
- CHAVEZ R. (1995).- Geología, estratigrafía y tectónica de la región de Calca-Urubamba (Sur del Perú). Thèse Ingeniero Universidad San Antonio Abad, Cusco, 143 p.
- CHAVEZ R., GIL W., CARLOTTO V., CARDENAS J. & JAILLARD E. (1996).- The Altiplano-Eastern Cordillera limit in the Urubamba Región (Cusco Peru). *3° Symp. Int Géod. Andin*, St Malo, 319-322.
- CHAVEZ R., GIL W., MAMANI S., SOTOMAYOR M., CARDENAS J. & CARLOTTO V. (1994).- Sedimentología y Estratigrafía de la Formación Punacancha (Eoceno?) en la Región de Cusco. *VIII Congreso Peruano de Geología*, 171-173.
- CHAVEZ R., MAMANI S., SOTOMAYOR M.P. & CIPRIAN W. (1992).- Sedimentología y estratigrafía de la Formación Punacancha. Seminario-UNSAAC. 35. Cusco.
- CLARK A.H., FARRAR E., KONTAK D.J., LANGRIDGE R.J., ARENAS M.J., FRANCE L.J., MCBRIDE S.L., WOODMAN P.L., WASTENEYS H.A., SANDEMAN H.A. & DOUGLAS D.A. (1990).- Geologic and Geochronologic Constraints on the Metallogenic Evolution of the Andes of Southeastern Peru. *Economic Geology*, **85**, 1520-1583.
- COBBING E.J., PITCHER W.S., WILSON J.J., BALDOCK J.W., TAYLOR W.P., Mc COURT W. & SNELLING N.J. (1981).- The geology of the Western Cordillera of Northern Peru. *Inst. Geol. Sci., Overseas Mem.*, Londres, **5**, 143 p.
- CÓRDOVA E. (1986).- Un bassin intramontagneux andin péruvien. Les Couches Rouges du bassin de Cuzco (Maastrichtien-Paléocène).- Thèse 3° cycle, Université Pau, 272 p.
- CÓRDOVA E., ESCOBEDO R. & GARATE V. (1994).- Evolución tectónica-sedimentaria de la cuenca cuaternaria del Cusco: Formación San Sebastián. *VIII Congreso peruano de Geología*, 225-227.
- COUCH R., WHITSETT R.M., HUEHN B. & BRICENO-GUARUPE L. (1981).- Structures of the continental margin of Perú and Chile: Crustal formation and andean convergence. In L.D. Kulm, J. Dymond, E. Dasch & D. M. Hussong, Eds., *Geol. Soc. America Mem.*, **154**, 703-726.
- CROSS T.A. & PILGER R.H. (1982).- Controls of Subduction, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. *Geol. Soc. America Bull.*, **93**, 545-562.
- CUNNINGHAM P. S., ROECKER S. W. & HATZFELD D. (1986).- Three-dimensional and S wave velocity structures of southern Perú and their tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, **91**, B9, 9517-9532
- DALMAYRAC B., LAUBACHER G. & MAROCCO R. (1977).- Géologie des Andes Péruviennes: Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes Péruviennes. Thèse Univ. Sciences et Techniques Languedoc, 361 p.
- DALMAYRAC B., LAUBACHER G., MAROCCO R., MARTINEZ C. & TOMASI P. (1980).- La chaîne hercynienne d'Amérique du Sud: structure et évolution d'un orogène intracratonique. *Geol. Rundschau*, **69**, 1-21, Stuttgart.
- DAVILA D. (1988).- Geología Del Cuadrángulo De Cailloma. *Bol. INGEMMET*, Serie A, **40**, 85 p., Lima.
- DAVILA J.J. & PONCE DE LEÓN V. (1971).- La sección del Rio Inambari en la faja Subandina del Perú, y la presencia de sedimentitas de la Formación Cancaniri (Zapla) del Silúrico.- *Revista Técnica Yacimientos Petroleros Fiscales de Bolivia*, **1**, 67-85, La Paz.
- DE MUIZON C. & DEVRIES T. (1985).- Geology and paleontology of late Cenozoic marine deposits in the Sacaco area (Peru). *Geol. Rundschau*, **74**, 547-563.
- DEZA E. (1971).-The Pariahuanca earthquakes, Huancayo Perú: July-october 1969. In: Recent crustal movements. *Roy. Soc. New Zealand Bull.*, **9**, 77-83
- DEWEY J.F. & LAMB S. (1992).- Active tectonics of the Andes. *Tectonoph.*, **205**, 79-95.
- DORBATH C., DORBATH L., CISTERNAS A., DEVERCHERE J., DIAMENT M., OCOLA L., MORALES M. (1986).- First results on crustal seismicity of the Amazonian foothill of the Central Peruvian Andes. *Geophys Res. Lett.*, **13**, 1023-1026.
- DOUBINGER J. & MAROCCO R. (1976).- Découverte d'une microflore wealdienne (Néocomien) dans la région de Cuzco (Sud du Pérou). Première datation des grès Huancané. *Sci. géol. Bull.*, **29**, 79-89, Strasbourg.
- DOUBINGER J. & MAROCCO R. (1981).- Contenu palynologique du Groupe

- Copacabana (Permien inférieur et moyen) sur la Bordure Sud de la Cordillère de Vilcabamba, Région de Cuzco (Pérou). *Geol. Rundschau*, **70**, 1086-1097.
- DUNCAN R.A. & HARGRAVES R.B. (1984).- Plate Tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. *Geol. Soc. America Mem.*, **162**, 81-93.
- ELLISON R.A. (1985).- Nuevos aspectos de la estratigrafía cretácica en la región del lago Titicaca del Sur del Perú. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **75**, 65-71.
- ESCOBEDO R., CORDOVA E., LOPEZ R., GÁRATE E.V. & MATTOS, E. (1997).- Palinoestratigrafía y materia orgánica de la Formación San Sebastián y depósitos recientes (Cuenca cuaternaria del Cuzco). IX Congreso peruano de Geología. Resúmenes extendidos. *Bol. Soc. Geol. Perú*, Vol. Esp. I (1997), Lima, 591-595.
- EVERNDEN J.F., KRIZ S.J. & CHERRONI C. (1977).- Potassium-argon ages of some Bolivian rocks. *Economic Geology*, **72**, 1042-1061.
- FAUCHER B., VERNET R., BIZON J., GREKOFF N., LYS M. & SIGAL J. (1971).- Sedimentary Formations in Ecuador : a stratigraphic and micropaleontological Survey. Bureau Etudes Ind Coop Inst (1971).
- FRICKER P. (1960).- Zur Geologie der Cordillera Vilcabamba. *Alpen*, **36**, 58-66.
- FRICKER P. & WEIBEL M. (1960).- Zur Kenntnis der Eruptive gesteine in der Cordillera Vilcabamba (Peru). *Schweiz. Miner. Petrog. Mitt.*, **40**, 359-382, Zürich.
- FUKAO Y., YAMAMOTO A. & KONO M. (1989).- Gravity anomaly across the Peruvian Andes. *J. Geophys. Res.*, **94**, B4, 3867-3890.
- GABELMAN J. & JORDAN V. (1964).- Geology of the Cuzco-Anta-Urubamba area, Cuzco Department, Perú. U.S. atomic energy commission division of raw materials, Washington D.C., 94.
- GANSSER A. (1973).- Facts and Theories on the Andes. *J. geol. Soc. London*, **129**, 93-131.
- GAYET M., MARSHALL L.G. & SEMPERE T. (1991).- The Mesozoic and Paleocene Vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context : a review. In R. Suarez Ed., Fósiles y facies de Bolivia.- *Rev. Téc. YPF*, Santa Cruz, **12**, 393-433.
- GAYET M., SEMPERE T., CAPPETTA H., JAILLARD E. & LEVY A. (1993).- La présence de fossiles marins dans le Crétacé terminal des Andes centrales et ses conséquences paléogéographiques. *Pal. Pal.*, **102**, 283-319, Amsterdam.
- GEYER O.F. (1983).- Obertithonische Ammoniten-Faunen von Peru. *Zentralblatt Geol. Pal.*, **1**, 335-350.
- GIL W. (1995).- Tectónica de Inversión Cretácica y Terciaria en el Antepais Andino ejemplo de la Cuenca Marañon. Thèse Ingeniero, Universidad San Antonio Abad, Cuzco, 93 p.
- GIL W. (1997).- Importance du raccourcissement et influence des paleostructures dans le développement de la zone subandine du Perou central. *Mém. D.E.A., Université Grenoble I*, 25 p.
- GORDON, R.G. & JURDY, D.M. (1986).- Cenozoic Global Plate Motions. *J. Geophys. Res.*, **91**, 12389-12406.
- GRANGE, F. (1983).- Etude sismotectonique détaillée de la Subduction lithosphérique au Sud Pérou. Thèse 3ème Cycle, Univ. Grenoble.
- GRANGE, F., HATZFELD, D., CUNNINGHAM, P., MOLNAR, P., ROECKER, S.W., SUAREZ, G., RODRIGUEZ, A. & OCOLA, L. (1984).- Tectonic Implications Of The Microearthquake Seismicity And Fault-plane solutions in Southern Peru. *J. Geophys. Res.*, **89**, 6139-6152.
- GREGORY, H.E. (1916).- Geological Reconnaissance Of The Cuzco Valley, Peru. *Am. J. Science*, Fourth Serie, XLI, 241, 1-121.
- GUEVARA C. (1969).- Geología del Cuadrangulo de Characato. *Bol. INGEMMET*, **23**, série A, Carta Geológica Nacional, 53 p.
- GUTIERREZ M. (1982).- Zonación Bioestratigráfica del Intervalo Cretáceo Superior - Terciario Inferior. In Evaluación del Potencial Petrolífero De Las Cuencas Huallaga, Ucayali y Madre De Dios.- Petroperu, Unpubl. Report, 30 p., Lima.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987).- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.
- HAYES D. (1966).- A geophysical investigation of the Peru-Chile trench. *Mar. Geol.*, **4**, 309-351.
- HASEGAWA A. & SACKS I.S. (1981).- Subduction Of The Nazca Plate Beneath Peru As Determined By Seismic Observations. *J. Geophys. Res.*, **86**, 4971-4980.
- HERRERA G. & VALLENAS V. (1996).- Estudio Geológico De Limatambo-Mollepata. Thèse Ingeniero, Universidad Nacional San Antonio Abad Del Cuzco, 103 p.
- HILLEBRANDT A. VON (1987).- Liassic Ammonite Zones Of South America And Correlations With Other Provinces. In W. Volkheimer Ed., Bioestratigrafía De Los Sistemas Regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur, **1**, 111-157, Mendoza 1987.
- HOSTTAS E. (1967).- Estudio Geológico Del Túnel Terminal Entre Huambo Y Querque. Thèse, Universidad Nacional San Agustín Arequipa, 107 p.
- HUAMAN D. (1985).- Evolution Tectonique Cénozoïque et Néotectonique du Piémont Pacifique dans la Région d'Arequipa (Andes Du Sud Pérou). Thèse doctorat, Univ. Paris XI Orsay, 219 p.
- ISACKS B.L. (1988).- Uplift of the Central Andean Plateau and bedding of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.*, **93**, 3211-3231.
- JACAY J. (1994).- Evolution Sédimentaire De La Marge Andine: Le Crétacé Supérieur Des Andes du Pérou central et septentrional. *Mémoire de DEA, Univ. Grenoble I*, 97 p.
- JAILLARD E. (1985).- La formation Cajamarca (Turonien supérieur) dans la région de Bambamarca (Andes nord-péruviennes). Approche sédimentologique. *Bull. Inst. Fr. Etudes Andines*, Lima, **14**, 49-56.
- JAILLARD E. (1987).- Sedimentary Evolution of an Active Margin during Middle and Upper Cretaceous times: the North Peruvian margin from Late Aptian up to Senonian. *Geol. Rundschau*, **76**, 677-697, Stuttgart.
- JAILLARD E. (1992).- La fase peruana (Cretacico superior) en la Margen Peruana. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **83**, 81-87.
- JAILLARD E. (1993).- L'évolution Tectono-Sédimentaire De La Marge Péruvienne Au Crétacé Supérieur Et Paléocène Et Ses Relations Avec La Géodynamique. *Bull. Soc. Géol. France*, **164**, 819-830, Paris.
- JAILLARD E. (1994).- Kimmeridgian to Paleocene Tectonic and Geodynamic Evolution of the Peruvian and Ecuadorian Margin. In Cretaceous Tectonics in The Andes, J.A. Salfity, Ed., Earth Evolution Sciences, Fried. Vieweg & Sohn, Braunschweig/Wiesbaden, 101-167.
- JAILLARD E. (1995a).- La Sedimentación Albiana - Turoniana En El Sur Del Perú (Arequipa-Puno-Putina). *Bol. Soc. Geol. Perú*, Vol. Jubilar Alberto Benavides, 135-157, Lima.
- JAILLARD E. (1995b).- Síntesis estratigráfica de Cretáceo y Paleógeno de la cuenca Oriental del Perú. *Convenio Orstom-Petroperú*, 60 p.
- JAILLARD E. (1997c).- Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la cuenca Oriental del Ecuador. *Convenio Orstom-Petroproducción*, 164 p.
- JAILLARD E. & JACAY J. (1989).- Les «couches Chicama» du Nord du Pérou : Colmatage d'un bassin né d'une collision oblique au Tithonique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **308**, 1459-1465.
- JAILLARD E. & SEMPERE T. (1989).- Cretaceous sequence stratigraphy of Peru and Bolivia. in L.A. Spalletti Ed., Contribuciones de los Simposios sobre el Cretácico de América Latina. A1-A27, Buenos-Aires.
- JAILLARD E. & SEMPERE T. (1991).- Las secuencias de la Formación Miraflores y su significado cronoestratigráfico. *Revista técnica YPF*, **12**, 257-264, La Paz.
- JAILLARD E. & SANTANDER G. (1992).- La tectónica polifásica en escamas de la zona de Mañazo-Lagunillas (Puno, sur del Perú). *Bull. Inst. Fr. Etudes Andines*, **21**, 37-58, Lima.
- JAILLARD E. & SOLER P. (1996).- The cretaceous to early paleogene tectonic evolution of the northern central andes and its relations to geodynamics. *Tectonoph.*, **259**, 41-53, Amsterdam.

- JAILLARD E., SOLER P., CARLIER G. & MOURIER T. (1990).- Geodynamic Evolution of the Northern and Central Andes during Early to Middle Mesozoic Times: A Tethyan Model. *Journ. Geol. Soc. London*, **147**, 1009-1022.
- JAILLARD E. & ARNAUD-VANNEAU A. (1993).- The Cenomanian-Turonian Transition On The Peruvian Margin. *Cretaceous Research*, **14**, 585-605, London.
- JAILLARD E., CAPPETTA H., ELLENBERGER P., FEIST M., GRAMBAST-FESSARD N., LEFRANC J.P. & SIGE B. (1991).- Estratigrafía, sedimentología y correlaciones de la Formación Vilquechico (Senoniano, Sur del Perú). *Actas VII Congreso peruano de Geología*, 625-632, Lima.
- JAILLARD E., CAPPETTA H., ELLENBERGER P., FEIST M., GRAMBAST-FESSARD N., LEFRANC J.P. & SIGE B. (1993a).- The late cretaceous Vilquechico Group of southern Peru: sedimentology, paleontology, biostratigraphy, correlations. *Cretaceous Research*, **14**, 623-661, London.
- JAILLARD E., CARLOTTO V., CÁRDENAS J., CHÁVEZ R., & GIL W. (1993b).- La «nappe des couches rouges» de Cuzco (Sud du Pérou): mise en évidence stratigraphique, interprétations tectoniques et paléogéographiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **316**, 379-386.
- JAILLARD E., GRAMBAST-FESSARD N., FEIST M. & CARLOTTO V. (1994).- Senonian-Paleocene Charophyte succession of the Peruvian Andes. *Cretaceous Research*, **15**, 445-456, London.
- JAILLARD É., SEMPÉRÉ T., SOLER P., CARLIER G. & MAROCCO R. (1995).- The role of Tethys in the evolution of the northern andes between late permian and late eocene times. In A.E.M. Nairn, L.-E. Ricou, B. Vrielynck & J. Dercourt, Eds., Ocean basins and margins, Vol. 8: The Tethys Ocean, 463-492, Plenum Press, New York.
- JAILLARD E., BULOT L., ROBERT E., DHONDT E., VILLAGOMES R., RIVADENEIRA M. & PAZ M. (1997a).- La transgresión del cretáceo inferior en el margen andino (Perú y Ecuador). IX Congreso peruano de Geología. *Resúmenes extendidos*, *Bol. Soc. Geol. Perú*, Vol. Esp.I (1997), Lima, 331-335.
- JAILLARD E., BENGTSON P., DHONDT A., LAUBACHER G., BULOT L. & ROBERT E. (1997b).- Revisión estratigráfica del Cretáceo superior del noroeste peruano, datos preliminares, consecuencias tectónicas. IX Congreso peruano de Geología. *Resúmenes extendidos*, *Bol. Soc. Geol. Perú*, Vol. Esp.I (1997), Lima, 327-330.
- JAILLARD E., BENITEZ S. & MASCLE G. (1997c).- Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique. *Bull. Soc. Géol. France*,
- JAIMES J. & ROMERO V. (1996).- Las cuencas sin-orogénicas de la región del Cusco: La cuenca Paruro (Mioceno superior). Tesis Ingeniero Universidad San Antonio Abad, Cusco, 71 p.
- JAMES D.E. (1971).- Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**, 3325-3346.
- JAMES D.E., BROOKS C. & CUYUBAMBA A. (1974).- Strontium isotopic composition and K, Rb, Sr geochemistry of mesozoic volcanic rocks of the central Andes. *Yb. Carnegie Inst. Wash.*, **73**, 970-983.
- JAMES D.E., BROOKS C. & CUYUBAMBA A. (1975).- Early evolution of the central Andean volcanics arc. *Yb. Carnegie Inst. Wash.*, **74**, 247-250.
- JENKS W.F. (1948).- Geología de la hoja de Arequipa al 1/200.000. *Bol. INGEMMET*, **9**, 204 pp.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., & Ando, C.J. (1983).- Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Soc. America Bull.*, **94**, 341-361.
- KALAFATOVICH C. (1944).- La edad relativa de la formación Pachatusan. Tesis doctorado Universidad del Cusco.
- KALAFATOVICH C. (1955).- El fósil de Gliptodonte hallado en el Cusco. *Rev. Univ. Nacional del Cusco*, **108**.
- KALAFATOVICH C. (1957).- Edad de las calizas de la Formación Yuncaypata, Cuzco. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **32**, 125-139, Lima.
- KANEOKA I. & GUEVARA C. (1984).- K-Ar age determinations of late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, Southern Perú. *Geochimical journal*, **18**, 233-239p.
- KLINCK B.A., ELLISON R.A. & HAWKINS M.P. (1986).- The geology of the Cordillera Occidental and Altiplano, West of the Lake Titicaca, Southern Peru. Instituto de Geología Minería y Metalurgia, Preliminary report, 353 p., Lima.
- KOCH E. (1962).- Die Tektonik im Subandin des Mittel-Ucayali Gebietes, Ost Peru. *Geotekt. Forsch.*, Stuttgart, **15**, 221, 67p.
- KOCH E. & BLISSENBACH E. (1962).- Las Capas Rojas del Cretáceo superior - Terciario en la región del curso medio del río Ucayali, Oriente del Perú. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **39**, 7-141.
- KONTAK D.J. (1985).- The magmatic and metallogenic evolution of a Craton-Orogen interface: The Cordillera de Carabaya, Central Andes, SE Peru. Ph. D. Thèse Queen's University of Kingston, Ontario.
- KONTAK D.J., CLARK A.H. & FARRAR E. (1984).- The Magmatic Evolution of the Cordillera Oriental, Southeastern Perú. In Andean Magmatism: Chemical and isotopic constraints, Harmon and Barreiro Eds., London: 203-219.
- KONTAK D.J., CLARK A.H., FARRAR E. & STRONG D.F. (1985).- The rift-associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: a precursor of the Andean orogeny. In W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing & R.D. Beckinsale Eds, Magmatism at a Plate Edge, the Peruvian Andes. Blackie, Glasgow, and Halsted Press, New York, 36-44.
- KONTAK E., CLARK A., FARRAR E. & PEARCE T. (1986).- Petrogenesis of a Neogene shoshonite suite, cerro Moromoroni, Puno, southeastern Peru. *Canadian Mineralogist*, **24**, 117-135.
- KONTAK D.J., CLARK A.H., FARRAR E., ARCHIBALD D.A. & BAADSGAARD H. (1990).- Late Paleozoic-early Mesozoic magmatism in the Cordillera de Carabaya, Puno, Southeastern Peru: Geochronology and petrochemistry. *Journ. South Amer. Earth Sciences*, **3**, 213-230.
- KUNO H. (1968).- Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. *Bull. Volcanol.*, **XXXII-1**, 141-176.
- LADD J.W. (1976).- Relative motions of South America with respect to North America and Caribbean tectonics. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, p.969-976.
- LAUBACHER G. (1978).- Géologie de la Cordillère orientale et de l'Altiplano au Nord et Nord-Ouest du Lac Titicaca (Pérou). *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, **95**, 217 p., Paris.
- LAUBACHER G. & MAROCCO R. (1990).- La cuenca cretácica del Altiplano peruano. Litoestratigrafía e interpretación secuencial. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **81**, 33-46, Lima.
- LAUBACHER G., BONHOMME M., FORNARI M., HÉRAIL G., VIVIER G. (1984).- Le bassin d'Ananea-Ancocala, témoin de l'évolution plio-quaternaire des Andes sud-orientales du Pérou. X^e RAST, Bordeaux, 336.
- LAUBACHER G., HÉRAIL G., FORNARI M., SÉBRIER M. (1985).- Le piémont amazonien des Andes sud-orientales du Pérou (Marcapata-Inambari). Colloque montagnes-piémonts. Toulouse 1982. R.G.P.S.O., 71-84.
- LAUBACHER G., SÉBRIER M., & CARLIER G. (1988).- Oligo-Miocene continental sedimentation, tectonics and S-type magmatism in southeastern Andes of Peru (Crucero basin), geodynamic implications. *Journ. South Amer. Earth Sciences*, **1**, 225-238.
- LAURENT H. (1985).- El pre-Cretáceo en el Oriente peruano: su distribución y sus rasgos estructurales. *Boletín Sociedad geol. Perú*, **74**, 33-59.
- LAVENU A. (1986).- Etude tectonique et néotectonique de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale des Andes Boliviennes. Thèse Université Paris-Sud Orsay, 420 p.
- LEFEVRE C. (1973).- Les caractères magmatiques du volcanisme plio-quaternaire des Andes dans le Sud du Pérou. *Contr. Mineral. Petrol*, **41**, p. 259-272.

- LEFEVRE C. (1979).- Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (Sud) du Miocène à l'Actuel (zonation et pétrogenèse des andésites et shoshonites). Thèse USTL, Montpellier, 555 p.
- LE MAITRE R.W., BATEMAN P., DUBEK A., KELLER J., LAMEYRE, J., LE BAS M.J., SABINE P.A., SCMD R., SORENSEN H., STRECKEISEN A., WOOLLEY P.A. AND ZANETTIN B. (1989).- A classification of igneous rocks and glossary of terms : Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of igneous Rocks. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- LEVRESSE G. (1995).- Tectonique cassante de la région de Cusco (Pérou). Mémoire de Maîtrise, Université Joseph Fourier, 49 p.
- LEÓN I. (1981).- Antecedentes sedimentológicos del Jurásico-Cretácico inferior en la zona de Yura. Thèse Nat. Univ. Arequipa, 91 p.
- LIGARDA R. (1989).- Estudio Geológico del Cuadrángulo de Curahuasi (Departamento de Apurímac). Thèse de Geología, Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco, 183 p.
- LIGARDA R., CARLOTTO V. & CARLIER G. (1991).- Estratigrafía del borde oriental de la cuenca mesozoica sur peruana (Sector Curahuasi, Departamento de Apurímac). *VII Congreso Geológico Peruano*, Tomo II, 633-638.
- LIGARDA R., CARLIER G. & CARLOTTO V. (1993).- Petrogenesis and occurrences of gabbroic rocks in the limit eastern cordillera-high plateau in the Abancay deflection area (Curahuasi-South Peru). *Second ISAG*, Oxford (UK), 393-397.
- LÓPEZ R. & CORDOVA E. (1988).- Estratigrafía y sedimentación de la serie continental «Capas Rojas» (Maastrichtiano-Paleoceno) entre Cuzco y Corao. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **78**, 149-164, Lima
- MACEDO O. (1993).- Etude paléomagnétique de Formations Crétacées et Tertiaires des Andes centrales du Pérou. Rôle des rotations dans la Formations de déflexions andines. Thèse Université Paris Sud, 298 p.
- McFADDEN B.J., ANAYA F. & SWISHER III C.C. (1995).- Neogene paleomagnetism and oroclinal bending of the central Andes of Bolivia. *Journ. Geophys. Res.*, **100**, 8153-8167.
- MACHARÉ J., SEBRIER M., HUAMAN D. & MERCIER J.L. (1986).- Tectónica cenozoica de la margen continental peruana. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **76**, 45-77, Lima.
- McLAUGHLIN D. H. (1924).- Geology and physiography of the Peruvian Cordillera, Departments of Junin and Lima. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **35**, 591-632.
- McKEE E.H. & NOBLE D.C. (1982).- Miocene volcanism and deformation in the western Cordillera and high plateaus of south-central Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **93**, 657-662.
- MAROCO R. (1975).- Geología de los cuadrángulos de Andahuaylas, Abancay y Cotabambas. *Boletín Instituto Geología Minería y Metalurgia*, **27**, 51 p., Lima.
- MAROCO R. (1977).- Un segment E-W de la chaîne des Andes péruviennes : La déflexion d'Abancay. Thèse Doctorat d'Etat, Montpellier, 141 p.
- MAROCO R. (1978).- Un segment E-W de la cordillère des Andes péruviennes: la déflexion d'Abancay. Etude géologique de la Cordillère Orientale et des Hauts-plateaux entre Cuzco et San Miguel (Sud du Pérou). *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, **94**, 195 p., Paris.
- MAROCO R. (1984).- Dynamique du remplissage d'un bassin intramontagneux cénozoïque andin: le bassin de Moquegua (sud du Pérou). *Cah. ORSTOM, sér. géol.*, **14**, 117-140, Paris.
- MAROCO R. (1995).- Sedimentación Neógena en el Nororiente peruano implicancias geodinámicas. Convenio Orstom-Petroperú.
- MAROCO R. & DEL PINO M. (1966).- Geología del cuadrángulo de Ichuna. *Bol. INGEMMET*, **14**, 57 p., Lima.
- MAROCO R., GARCIA ZAVALA F. (1974).- Estudio Geológico de la región entre Cusco y Machu Picchu. *Rev. Ing. Geol.*, **16**, San Marcos Lima.
- MAROCO R. & DE MUJON C. (1988).- Le bassin Pisco, bassin cénozoïque d'avant-arc de la côte du pérou central. Analyse géodynamique de son remplissage. *Géodynamique*, **3**, 3-19.
- MAROCO R. & DELFAUD J. (1990).- Las Cuencas Continentales de los Andes Centrales. relaciones con la evolución geodinamica Andina. *Symposium Int. Géodynamique Andine, Grenoble*, 273-275.
- MAROCO R. & NOBLET C. (1990).- Sedimentation, tectonism and volcanism relationships in two Andean basins of southern Peru. *Geol. Rundschau*, **79**, 111-120.
- MAROCO R., DELFAUD J. & LAVENU A. (1985).- Ambiente deposicional de una cuenca continental intramontañosa andina : el Grupo Moquegua (Sur del Perú). Primeros resultados. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **75**, 73-90, Lima.
- MAROCO R., SEMPERE T., CIRBIAN M. & OLLER J. (1987).- Mise en évidence d'une déformation paléocène en Bolivie du Sud. Sa place dans l'évolution géodynamique des Andes Centrales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **304**, 1139-1142.
- MAROCO R., BAUDINO R. & LAVENU A. (1995).- The intermontane Neogene continental Basins of the Central Andes of Ecuador and Peru : sedimentologic, tectonic and geodynamic implications. In A.J. Tankard, R. Suárez & H.J. Welsink Eds., *Petroleum Basins of South America. Am. Ass. Petr. Geol. Memoir*, **62**, 597-613.
- MATHALONE J.M.P. & MONTOYA M. (1995).- Petroleum geology of the Sub-andean Basins of Peru. In A.J. Tankard, R. Suárez & H.J. Welsink Eds., *Petroleum Basins of South America. Am. Ass. Petr. Geol. Memoir*, **62**, 423-444.
- MAYES C.L., LAWVER L.A. & SANDWELL D.T. (1990).- Tectonic history and New Isochron Chart of the South Pacific. *Journ. Geophys. Res.*, **95**, 8543-8567.
- MC BRIDE S.L., ROBERTSON R.C.R., CLARK A.M. & FARRAR E. (1983).- Magmatic and metallogenetic episodes in the Northern Tin belt, Cordillera Real, Bolivia.- *Geol. Rundschau*, **72**, 685-713.
- MÉGARD F. (1968).- Geología del cuadrángulo de Huancayo. *Bol. INGEMMET*, **18**, 123 p., Lima.
- MÉGARD F. (1978).- Etude géologique des Andes du Pérou central. *Mémoire ORSTOM*, **86**, 310 p., Paris.
- MÉGARD F. (1984).- The Andean orogenic period and its major structures in Central and Northern Peru. *Journ. Geol. Soc. London*, **141**, 893-900.
- MÉGARD F. (1987).- Cordillera and marginal Andes: a review of Andean geology North of the Arica elbow (18°S). In: J.W.H. Monger and J. Francheteau (Editors), *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific ocean basin. American Geophysical Union, Geodynamic series*, **18**, 71-95.
- MÉGARD F. & PHILLIPS H. (1976).- Plio-Quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the central Andes. *Earth planet. Sci. Lett.*, **33**, 231, 238.
- MÉGARD F., DALMAYRAC B., LAUBACHER G., MAROCO R., MARTINEZ C., PAREDES J. & TOMASI P. (1971).- La chaîne hercynienne au Perou et en Bolivie, premiers résultats. *Cah. ORSTOM, Série Géol.*, **III**, 5-44.
- MÉGARD F., MAROCO R., VICENTE J., MUÑOZ C., PASTOR R. & MÉGARD-GALI J. (1983).- Apuntes sobre la geología de Lircay (Huancavelica Perú-Central). El plegamiento tardihercínico y las modalidades del plegamiento andino (fase Quechua). *Bol. Soc. Geol. Perú*, **71**, 225-262.
- MÉGARD F., NOBLE D.C., MCKEE E.H. & BELLON H. (1984).- Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of Central Peru. *Geol. Soc. America Bull.*, **95**, 1108-1117.
- MENDIVIL S. (1979).- Estratigrafía de la fase tardigeolimar en el Perú meridional. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **60**, 267-283.
- MENDIVIL S. & CASTILLO W. (1960).- Geología del cuadrángulo de Ocoña. *Bol. INGEMMET*, Carta Geológica Nacional, Serie A, 54 p., Lima.
- MITRA S. (1992).- Balanced structural interpretations in fold and thrust belts. Baltimore, John Hopkins Univ. Press, 53-77.
- MITROVICA J.X., BEAUMONT C. & JARVIS G.T. (1989).- Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction. *Tectonics*, **8**, 1079-1094.

- MITOUARD T., KISSEL C. & LAJ C. (1990).-Post-Oligocene rotations in southern Ecuador and northern Peru and the Formation of the Huancabamba de deflection in the Andean Cordillera. *Earth planet. Sci. Lett.*, **98**, 329-340.
- MONGES C. (1991).- Evidencias de compresión en la cuenca Talara en el Eoceno medio-tardío. Hipotesis sobre su origen. *VII Congreso Peruano de Geología*, 333-344, Lima.
- MOULIN N. (1989).- Faciès et séquences de dépôt de la plate-forme du Jurassique moyen à l'Albien, et une coupe structurale des Andes du Pérou central. Thèse Univ. Montpellier, 287 p.
- MOULIN N. & SÉGURET M. (1989).- Rôle des variations du niveau marin dans la sédimentation fluvio-deltaïque du Néocomien des Andes du Pérou central (Formation Goyllarisquiza). - In Moulin, N.: Faciès et séquences de dépôt de la plate-forme du Jurassique moyen à l'Albien, et une coupe structurale des Andes du Pérou central. Thèse Univ. Montpellier, 287 p.
- MOURIER T. (1988).- La transition entre Andes marginales et Andes cordilléennes à ophiolites. Evolution sédimentaire, magmatique et structurale du relais de Huancabamba (3°-8°S, Nord Pérou-Sud Equateur). Thèse doctorat, Université Paris XI, 275 p.
- MOURIER T., BENGTON P., BONHOMME M., BUGE E., CAPPETTA H., CROCHET J.-Y., FEIST M., HIRSCH K., JAILLARD E., LAUBACHER G., LEFRANC J.P., MOULLADE M., NOBLET C., PONS D., REY J., SIGÉ B., TAMBAREAU Y. & TAQUET P. (1988).- The Upper Cretaceous-Lower Tertiary marine to continental transition in the Bagua basin, Northern Peru. *Newsl. Stratigraphy*, **19**, 143-177.
- MUKASA S.B. (1986).- Zircon U-Pb ages of superunits in the Coastal Batholith of Peru: Implications for magmatic and tectonic processes. *Geol. Soc. America Bull.*, **97**, 241-254.
- MUKASA S.B. & TILTON G.R. (1985).- Zircon U-Pb ages of super-units in the Coastal Batholith, Peru. In W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing & R.D. Beckinsale Eds, *Magmatism at a Plate Edge, the Peruvian Andes*. Blackie, Glasgow and Halsted press, New York, 203-205.
- MÜLLER H. & ALIAGA E. (1981).- Estudio bioestratigráfico del Cretáceo de la cuenca Marañón. - Petroperu, unpubl. report, 57 p., Lima.
- MYERS J.S. (1974).- Cretaceous stratigraphy and structure, Western Andes of Peru between latitudes 10°-10°30'. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, **58**, 474-487.
- MYERS J.S. (1980).- Geología de los cuadrángulos de Huarmey y Huayllapampa. *Bol. INGEMMET*, **33**, 145 p.
- NAESER C.W., CROCHET J.-Y., JAILLARD E., LAUBACHER G., MOURIER T. & SIGÉ B. (1991).- Tertiary Fission-Track ages from the Bagua syncline (Northern Peru). Stratigraphic and tectonic implications. *Journ. South Amer. Earth Sciences*, **4**, 61-71.
- NEWELL N.D. (1949).- Geology of the Titicaca Region, Peru and Bolivia. *Geol. Soc. America Bull. Memoir*, **36**, 111 p.
- NEWELL N.D. (1956).- Reconocimiento Geológico de la región Pisco-Nazca. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **30**, 261-295 Lima.
- NEWELL N.D., CHRONIC J. & ROBERTS T. (1949).- Upper Paleozoic of Peru. Uni. Serv. Bure. Columbia University.
- NOBLE D.C., SILBERMANN M.L., MÉGARD F. & BOWMAN H.R. (1978).- Comendite (peralkaline rhyolites) in the Mitú group, Central Peru: Evidence of Permian-Triassic crustal extension in the Central Andes. *Jour. Res. U.S. geol. Survey*, **6**, 453-457.
- NOBLE D.C., MCKEE E.H. & MÉGARD F. (1979).- Early tertiary Incaic tectonism, uplift and volcanic activity, Andes of central Peru. *Geol. Soc. America Bull.*, **90**, 903-907.
- NOBLE C., MCKEE E., EYZAGUIRRE V., MAROCCO R. (1984).- Age and regional tectonic and metallogenic implications of igneous activity and mineralization in the Andahuaylas-Yauri belt of Southern Peru. *Economic Geology*, **79**, 172-176.
- NOBLE C., SÉBRIER M., MÉGARD F. & MCKEE H. (1985).- Demonstration of two pulses of Paleogene deformation in the Andes of Peru. *Earth planet. Sci. Lett.*, **73**, 345-349.
- NOBLE D.C., MCKEE E.H., MOURIER T. & MÉGARD F. (1990).- Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in Northern Peru.- *Geol. Soc. America Bull.*, **102**, 1105-1113.
- NOBLET C. (1985).- Analyse sédimentologique des Couches Rouges sud-péruviennes. ORSTOM-Université de Pau, unpublished report, 50 p.
- NOBLET C., R. MAROCCO & J. DELFAUD (1987).- Analyse sédimentologique des «Couches Rouges» du bassin intramontagneux de Sicuani (Sud du Pérou). *Bull. Inst. Fr. Etudes Andines*, **16**, 55-78, Lima.
- NOBLET C., LAVENU A., MAROCCO R. (1995).- Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. *Int. Journ. Geotect. Geol. Physics Interior Earth*, 65-78.
- NOBLET C., LEONARDI G., TAQUET P., MAROCCO R. & CORDOVA E. (1995).- Nouvelle découverte d'empreintes de dinosaures dans la Formation des Couches Rouges (bassin de Cuzco-Sicuani, Sud du Pérou): conséquences stratigraphiques et tectoniques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **320**, 785-791.
- NOBLET C., LAVENU A. & MAROCCO R. (1995).- Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. *Tectonoph.*, **255**, 65-78.
- O'BRIEN H. E., IRVING A. T., MCCALLUM I. S. AND THIRLWALL F. 1995. Strontium, Neodyme, and Lead isotopic evidence for the interaction of post-subduction asthenospheric potassic mafic magmas of the Highwood Mountains, Montana, USA, with ancient Wyoming craton lithospheric mantle. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **59**, 4539-4556.
- OCOLA L. & MEYER R. (1972).- Crustal low-velocity zones under the Peru-Bolivia Altiplano. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **30**, 199-209.
- OCOLA L. & MEYER R. (1973).- Crustal structure from the Pacific Basin to the Brazilian shield between 12 and 30°S latitude. *Geol. Soc. America Bull.*, **84**, 3387-3404.
- OLLER J. & SEMPERE T. (1990).- A fluvio-eolian sequence of probable middle Triassic-Jurassic age in both Andean and Subandean Bolivia. *1° Int. Symp. Geodyn. Andine*, Grenoble, 237-240.
- PALACIOS O., DE LA CRUZ J., DE LA CRUZ N., KLINCK B. A., ALLISON R. A., HAWKINS M.P. (1993).- Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al Oeste del lago Titicaca-Sur del Perú. *Bol. INGEMMET*, série A, **42**, Carta Geológica Nacional, 257 p.
- PARADES R.C. (1985).- Estratigrafía, aspectos sedimentológicos y evidencias de sobre-escurrimientos post-Oligoceno en el área de Saman-Pirín (Puno). Thèse, Univ. Nac. S. A. Arequipa, 106 p.
- PARDO A. & ZUNIGA F. (1973).- Estratigrafía y evolución tectónica del Mesozoico y Cenozoico de la región de la Selva del Perú. *2 Congreso Latinoamericano Geología*, Caracas 1973, **2**, 569-608.
- PARDO-CASAS F. & MOLNAR P. (1987).- Relative motion of the Nazca (Farallón) and South America plate since late Cretaceous times. *Tectonics*, **6**, 233-248.
- PECCEIRILLO A. & TAYLOR R. (1976).- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**, 63-81.
- PECHO V. (1981).- Geología de los cuadrángulos de Chalhuanca, Antabamba y Santo Tomas. *Bol. INGEMMET*, **35**, série A, 67 p., Lima.
- PECHO V. & MORALES (1969).- Geología de los cuadrángulos de Camaná y laYesera. *Bol. INGEMMET*, série A, **21**, Lima.
- PÉREZ G. (1981).- Evolución geológica de la cuenca Pacífica (geosinclinal de Bolívar), sector Noroccidental de Sudamérica. *Bol. Geol.*, **14**, 25-44, Bucaramanga.
- PÉREZ M. (1987).- Datos palinológicos del Cretáceo superior de la sección estratigráfica de Carata (Potosí, Bolivia).- *IV° Cong. Latinoamer. Paleont.*, **2**, 739-756, La Paz.
- PETERSEN G. (1954).- Informe preliminar sobre la geología de la faja costanera del departamento de Ica. *Bol. Tec. Emp. Petrol. Fisc.*, **1**, 33-41, Lima.
- PETRO PERU (1989).- Peruvian Petroleum, a renewed exploration opportunity. Petroperu, Lima.
- PINDELL J.L., ERIKSON J.P., & ALGAR S. (1991).- The relations between late motions and sedimentary basin development in Northern

- South America: from a Mesozoic passive margin to a Cenozoic eastward-progressive transpressional orogen. *In Transactions of the 2nd Geological Conference of the GSTT* (K.A. Gillezeau Ed.), 191-202.
- PILGER R.H. (1983).- Kinematics fo the South American Subduction zone from global plate reconstructions. *Am Geophys. Un. Geodynamics Series*, **9**, 113-125.
- PILGER R.H. (1984).- Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism. *Journ. Geol. Soc. London*, **141**, 793-802.
- PORTUGAL J. (1974).- Mesozoic and Cenozoic Stratigraphy and Tectonic events of Puno-Santa Lucia Area, Department of Puno, Peru. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **58**, 982-999.
- PRINZ P. (1985).- Zur Stratigraphie and Ammonitefauna der Pucará-Gruppe bei San Vicente (Dpto. Junín, Peru). *Newsl. Stratigraphy*, **14**, 129-141, Stuttgart.
- QUATTROCCHIO M. (1978).- Contribución al conocimiento de la palinología estratigráfica de la Formación Lumbreras (Terciario inferior, Grupo Salta). *Ameghiniana*, **15**, 285-300
- RAMIREZ J. (1958).- Mamíferos fósiles del Departamento del Cusco. Thèse Doctoral, Universidad Nacional del Cusco, 87 p.
- RIVERA R., PETERSEN G. & RIVERA M. (1975).- Estratigrafía de la Costa de Lima. *Bol. Soc. geol. Perú*, **45**, 159-196.
- ROBERTSON RESEARCH (1990).- Palynological zonation of the Oriente Basin.- Petroperú, Intern. report, Robertson Research, 78-111, Lima.
- RODRIGUEZ A. & CHALCO A. (1975).- Cuenca Huallaga, Resena geológica y posibilidades petrolíferas. *Bol. Soc. geol. Perú*, **45**, 187-212.
- ROEDER D. (1988).- Andean age and structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia). *Tectonics*, **7**, 1988, 23-39.
- ROMANI M. (1982).- Géologie de la région minière Uchucchacua-Hacienda Otuto, Pérou. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 176 p.
- ROMEUF N. (1990).- Magmatisme et métamorphisme des coulées et des intrusifs jurassiques de la région côtière du Sud du Pérou. D.E.A. de Géodynamique, UER Sud-Est, 63 p., Marseille.
- ROPERCH P. & CARLIER G. (1992).- Paleomagnetism of Mesozoic rocks from the Central Andes of Southern Peru: Importance of rotations in the development of the Bolivian orocline. *Journ. Geophys. Res.*, **97**, 17.233-17.249.
- ROSAS S. & FONTBOTE L. (1995).- Evolución sedimentológica del Grupo Pucará (Triásico superior-Jurásico inferior) en un perfil SW-EN en el centro del Perú. *Bol. Soc. geol. Perú*, Volúmen jubilar Alberto Benavides, 279-309.
- ROSAS S., FONTBOTÉ L., & MORCHE W. (1996).- Within-plate volcanism in upper Triassic to lower Jurassic Pucará Group carbonates (Central Peru). *3° Int. Symp. Géod. Andine*, St. Malo, 641-644.
- RÜEGG W. (1956).- Geologie zwischen Cañete-San Juan, 13°00'-15°24', Süd-Peru. *Geol. Rundschau*, **45**, 775-858.
- SAEZ J. (1979).- Mineralogische und geochemische Untersuchungen der Skarn-Lager-Statte Tintaya, Peru. Diplomarbeit Universität Heidelberg, 95p.
- SALINAS E. (1985).- Evolución paleogeográfica del Sur del Perú a la luz de los métodos de análisis sedimentológico de las series del Departamento de Tacna. Thèse, Univ. Arequipa, 214 pp.
- SANTA CRUZ S., GUERRERO T., CASTILLA F. & CARO E. (1979).- Geología de los yacimientos de cobre en skarn en la región Sur-Oriental del Perú. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **59**, 153-176 .
- SCHOOL D.W., VON HUENE R., VALLIER T.L. & HOWELL D.G. (1980).- Sedimentary masses and concepts about tectonic processes at underthrust ocean margins. *Geology*, **8**, 564-568.
- SCOTSE C.R., GAHAGAN L.M., & LARSON R.L. (1988).- Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basin. *In Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions*, (C.R. Scotese and W.W.Sager Eds.), *Tectonoph.*, **155**, 27-48.
- SEBRIER M. (1987).- Champ de contrainte au dessus d'une zone de subduction: l'exemple des Andes Centrales (Pérou Central et Méridional). Thèse de doctorat, Univ. Paris Sud Orsay.
- SEBRIER M. & SOLER P. (1991).- Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the present. *In R.S. Harmon & C.W. Rapela Eds, Andean magmatism and its tectonic setting.- Geol. Soc. America Spec. Paper*, **265**, 259-278.
- SEBRIER M., MAROCCO R., GROSS J., MACEDO S., & MONTOYA M. (1979).- Evolución neógena del Piedemonte pacífico de los Andes del Sur del Perú. *2° Congreso Geológico Chileno, Actas* **3**, 171-188.
- SEBRIER M., LAVENU A., FORNARI M. & SOULAS J. (1988).- Tectonics and uplift in central Andes (Peru, Bolivia and northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique*, **3**, 139-161.
- SEMPERE T. (1990).- Cuadros estratigráficos de Bolivia: Propuestas nuevas. *Misión ORSTOM en Bolivia, informe n° 20*, 26 p., La Paz.
- SEMPERE T. (1994).- Kimmeridgian (?) to Paleocene tectonic evolution of Bolivia. *In Cretaceous tectonics in the Andes*, J.A. Salfity, Ed., Earth Evolution Sciences, Fried. Vieweg & Sohn, Braunschweig/Wiesbaden, 168-212.
- SEMPERE T. (1995).- Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent areas. *In Petroleum Basins of South America*, A.J. Tankard, R. Suárez & H.J. Welsink, Eds., *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir*, **62**, 207-230.
- SEMPERE T., OLLER J., CHERRONI C., ARANIBAR O., BARRIOS L., BRANISA L., CIRBIAN M., & PEREZ M. (1987).- Un ejemplo de cuenca carbonatada en un contexto distensivo de retroarco: paleogeografía del Cretácico terminal en la República de Bolivia (Formación El Molino y equivalentes). *X° Cong. geol. Argent.*, Tucuman 1987.
- SEMPERE T., OLLER J. & BARRIOS L. (1988).- Evolución tectosedimentaria de Bolivia durante el Cretácico. *Actas V° Cong. geol. Chile*, **3**, H37-H65, Santiago.
- SEMPERE T., BUTLER R.F., RICHARDS D.R., MARSHALL L.G., SHARP W. & SWISHER C.C. (1997).- Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-Lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **109**, 709-727.
- SERANNE M. (1987).- Evolution tectono-sédimentaire du bassin de Talara (nord-ouest du Pérou). *Bull. Inst. Fr. Etudes Andines*, **16**, 103-125, Lima.
- SHEFFELS B., BURCHFIELD B.C. & MOLNAR P. (1986).- Deformational style and shortening in the Bolivian Andes (abs). *Eso Trans., AGU*, **44**, 1241.
- SOLOMON S.C., SLEEP N.H. & JURDY D.M. (1977).- Mechanical models for absolute plate motions in the Early Tertiary. *J. Geophys. Res.*, **82**, 203-212.
- SOLER P. (1991).- Contribution à l'étude du magmatisme associé aux zones de subduction. Pétrographie, géochimie et géochimie isotopique des roches intrusives sur un transect des Andes du Pérou Central. Implications géodynamiques et métallogéniques. Thèse, Univ. Paris VI, 950 p.
- SOLER P. & BONHOMME M. (1990).- Relations of magmatic activity to Plate dynamics in Central Peru from Late Cretaceous to Present. *In S. Kay & C. Rapela, Eds, Plutonism from Antarctica to Alaska. Geol. Soc. America Memoir*, **241**, 173-191.
- SOLER P. & SEMPERÉ T. (1993).- Stratigraphie, géochimie et significations paléotectoniques des roches volcaniques basiques mésozoïques des Andes boliviennes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **316**, 777-784.
- SOLER P., CARLIER G. & MAROCCO R. (1989).- Evidence for the subduction and underplating of an oceanic plateau beneath the south Peruvian margin during the late Cretaceous: structural implications.- *Tectonoph.*, **163**, 13-24.
- STEINMANN G. (1929).- Geologie von Peru, Winter Ed., Heidelberg, 448 p.
- STEWART J.W., EVERNDEN J.F. & SNELLING N.J. (1974).- Age determinations from Andean Peru: a reconnaissance survey. *Geol. Soc. America Bull.*, **8**, 1107-1116.
- SUAREZ G., MOLNAR P. & BURCHFIELD B.C. (1983).- Seismicity, fault-plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the

- Andes of Peru, Ecuador and Southern Colombia. *J. Geophys. Res.*, **88**, 10403-10428.
- SUPPE J. (1983).- Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. Journ. Science*, **283**, 684-721.
- SWANSON K., NOBLE D., MCKEE E., SEMPÉRÉ T., MARTINEZ C. & CIRBIAN M. (1987).- Major revisions in the age of rock units and tectonic events in the northern Altiplano basin of Bolivia. *G. S. A., Cordilleran Section, Abstr. Progr.*, 456.
- SZEKELY T. S. (1971).- Jurassic stratigraphy of southern Perú. *Mém. BRGM*, **75**, 727-737.
- TARAZONA A. (1985).- Palinología de la Formación Cushabatay del Pongo de Tiraco, Oriente peruano. Primer Simposium Nacional del Carbón, 10-14 Junio 1985, Lima, 20 p.
- TORO M., VARGAS C. & BIRHUET R. (1992).- Los Trilobites Ashgillianos de la Formación Cancañiri región de Milluni-Cordillera Real. Dpto. La Paz. *X Cong. Geol. Boliviano*, 188-190. La Paz.
- UYEDA S. & KANAMORI H. (1979).- Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.*, **84**, 1049-1061.
- VARGAS L. (1970).- Geología del cuadrángulo de Arequipa. *Bol. INGEMMET*, **24** (A), 64 p., Lima.
- VICENTE J.C. (1981).- Elementos de la estratigrafía mesozóica surperuana. In W. Volkheimer & E. Musacchio, Eds., Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, **1**, 319-351, Buenos-Aires.
- VICENTE J.C. (1989).- Early late Cretaceous overthrusting in the Western Cordillera of Peru. In G.E. Erickson, M.T. Canas Pinochet & J.A. Reinemund, Eds., Geology of the Andes and its relations to energy and mineral resources. *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series*, **11**, 91-117, Houston.
- VICENTE J.C., SEQUEIROS F., VALDIVIA M.A. & ZAVALA J. (1979).- El sobre-escurrimiento de Cincha-Lluta, elemento del accidente mayor andino al Nor-Oeste de Arequipa. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **61**, 67-99. Lima.
- VICENTE J.C., BEAUDOUIN B., CHAVEZ A. & LEON I. (1982).- La cuenca de Arequipa (Sur Perú) durante el Jurásico-Cretácico inferior: *5to Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos-Aires 1981*, **1**, 121-153.
- VILLAGÓMEZ R., JAILLARD É., BULOT L., RIVADENEIRA M. & VERA R. (1996).- The Aptian-Late Albian marine transgression in the Oriente basin of Ecuador. *3° Int. Symp. Geodyn. Andine*, Saint-Malo, 4.
- VIVIER G., AUDEBAUD E. & VATIN-PERIGNON N. (1976).- Le magmatisme tardi-hercynien et andin le long d'une transversale sud-péruvienne. *RAST*, Paris, 445.
- VON HUENE R., SUESS E. & THE LEG 112 SHIPBOARD SCIENTISTS (1988).- Ocean Drilling program leg 112, Peru continental margin: Part 1, tectonic history. *Geology*, **16**, 934-938.
- WIEDMANN J. (1981).- El límite Jurásico-Cretácico: Problemas y soluciones. *1° Latin American Congress of Paleontology, Buenos-Aires 1978*, Coll. Límite Jurásico-Cretácico, **5**, 103-119.
- WHITMAN J. M., HARRISON C.G.A. & BRASS G. W. (1983).- Tectonic evolution of the Pacific Ocean since 74 Ma. *Tectonoph.*, **99**, 241-249.
- WILSON J.J. (1963).- Cretaceous stratigraphy of central Andes of Peru. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **47**, 1-34.
- ZEGARRA J.S. (1964).- Geología del flanco Nor-Este de la Cordillera oriental de los Andes peruanos considerando la formación Chonta en particular (región de Campanquiz-Pongo de Manseriche-Yurimaguas). Thèse Bachiller, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.

LISTE DES FIGURES ET TABLES

| | |
|---|-------|
| FIGURE 1.– Carte géologique simplifiée de la région de Cusco (Pérou). | p. 6 |
| FIGURE 2.– Situation géodynamique de la région de Cusco. | p. 8 |
| FIGURE 3.– Principales unités morphostructurales des Andes centrales. | p. 9 |
| FIGURE 4.– Stratigraphie du Paléozoïque de la région de Cusco | p. 10 |
| FIGURE 5.– Carte des terrains précambriens et cambriens dans la région de Cusco et au Sud du Pérou. | p. 13 |
| FIGURE 6.– Diagramme Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ montrant l'âge du Complexe Précambrien de Pichari. | p. 13 |
| FIGURE 7.– Carte des terrains paléozoïques dans la région de Cusco et au Sud du Pérou. | p. 14 |
| FIGURE 8.– Carte d'affleurement des Groupes Ambo, Tarma et Copacabana. | p. 16 |
| FIGURE 9.– Coupe stratigraphique du Groupe Mito levée à Pisac. | p. 17 |
| FIGURE 10.– Coupe stratigraphique du Groupe Mito et de la Formation Cay Cay, levée à Livincaya (Sicuani). | p. 18 |
| FIGURE 11.– Carte d'affleurement du Groupe Mito et des séries jurassiques. | p. 19 |
| FIGURE 12.– Extension et paléogéographie du Permien supérieur-Trias inférieur (Groupe Mito). | p. 21 |
| FIGURE 13.– Schéma paléogéographique de la marge péruvienne pendant le Crétacé. | p. 23 |
| FIGURE 14.– Série de remplissage du bassin d'Arequipa à Arequipa et Manazo et corrélations avec le seuil de Cusco-Puno (Cabanillas). | p. 24 |
| FIGURE 15.– Coupe paléogéographique des séries pre-albiennes du Sud du Pérou | p. 24 |
| FIGURE 16.– Coupe stratigraphique de la bordure nord du bassin occidental dans la région de Curahuasi. | p. 25 |
| FIGURE 17.– Schéma paléogéographique du Mésozoïque dans la région de Curahuasi (sans échelle). | p. 25 |
| FIGURE 18.– Coupe stratigraphique de la région de Cusco : évolution sédimentaire au Mésozoïque et au début du Tertiaire. | p. 26 |
| FIGURE 19.– Coupe stratigraphique de la Formation Cay Cay, levée à Chuquicahuana. | p. 28 |
| FIGURE 20.– Coupe stratigraphique de la Formation Cay Cay (Trias supérieur-Jurassique), levée à Cay Cay. | p. 28 |
| FIGURE 21.– Carte d'affleurement des séries jurassiques. | p. 29 |
| FIGURE 22.– Coupe de la Formation Huambutio. | p. 31 |
| FIGURE 23.– Schémas paléogéographiques de la Formation Huambutio. | p. 33 |
| FIGURE 24.– Schéma paléogéographique du Jurassique pour la région de Cusco et du Sud Pérou. | p. 34 |
| FIGURE 25.– Schéma paléogéographique du territoire péruvien pendant le Jurassique terminal-Crétacé basal. | p. 35 |
| FIGURE 26.– Modèle d'évolution de la marge andine (segments péruvien et colombien) au cours du Mésozoïque inférieur et moyen. | p. 36 |
| FIGURE 27.– Coupes stratigraphiques de la Formation Huancané. | p. 37 |
| FIGURE 28.– Faciès et séquences de faciès A dans les dépôts des barres gréseuses de la Formation Huancané. | p. 38 |
| FIGURE 29.– Modèle de dépôt de la Formation Huancané. | p. 38 |
| FIGURE 30.– Isopaques de la Formation Huancané. | p. 39 |
| FIGURE 31.– Schéma paléogéographique de la Formation Huancané. | p. 40 |
| FIGURE 32.– Coupe stratigraphique de la Formation Paucarbamba, levée à Paucarbamba. | p. 41 |
| FIGURE 33.– Paléogéographie du Pérou au Crétacé inférieur. | p. 42 |
| FIGURE 34.– Reconstitution à 119 Ma. | p. 44 |
| FIGURE 35.– Coupe de la Formation Ayavacas (ou Calcaires Yuncaypata), levée à Koricancha. | p. 45 |
| FIGURE 36.– Coupe paléogéographique de la Formation Ayavacas. | p. 46 |
| FIGURE 37.– Coupes représentatives de la marge continentale, montrant l'évolution albo-turonienne comparée avec l'évolution sénonienne. | p. 47 |
| FIGURE 38.– Paléogéographie des Andes péruviennes pendant l'Albien-Cénomarien. | p. 48 |
| FIGURE 39.– Reconstitution à 100 Ma. | p. 50 |
| FIGURE 40.– Coupe de la formation Moho ; A : Cusco ; B : Koricancha. | p. 52 |
| FIGURE 41.– Coupes stratigraphiques des Megaséquences M 1 et M 2 des Formations Hanchipacha et Moho de la région de Sicuani | p. 53 |
| FIGURE 42.– Comparaisons et corrélations pour le Crétacé supérieur dans le Sud Pérou. | p. 54 |
| FIGURE 43.– Extension probable des dépôts marins pendant le Crétacé supérieur. | p. 56 |
| FIGURE 44.– Chronologie des événements sédimentaires et tectoniques sur la marge péruvienne pendant le Sénonien. | p. 57 |
| FIGURE 45.– Relations entre les phases tectoniques précoces de la marge péruvienne, la vitesse de convergence entre plaques sud-américaine et paléo-pacifique et l'âge de la plaque océanique subduite. | p. 58 |
| FIGURE 46.– Coupe stratigraphique de la Formation Puquin, levée à Puquin. | p. 59 |
| FIGURE 47.– Coupes stratigraphiques de la Megaséquence M 3 des Formations Hanchipacha et Moho de la région de Sicuani | p. 60 |
| FIGURE 48.– Paléogéographie du Sud Pérou au Campanien-Maastrichtien. | p. 61 |
| FIGURE 49.– La sédimentation sénonienne dans le Sud du Pérou. | p. 62 |
| FIGURE 50.– La sédimentation sénonienne et paléocène dans le Nord du Pérou. | p. 63 |
| FIGURE 51.– Coupe stratigraphique de la Formation Quilque, levée à Puquin. | p. 64 |
| FIGURE 52.– Coupe stratigraphique de la Formation Chilca, levée à Puquin. | p. 64 |
| FIGURE 53.– Paléogéographie au Maastrichtien dans le Sud du Pérou et le Nord de la Bolivie. | p. 67 |
| FIGURE 54.– Schéma paléogéographique du Nord de l'Amérique du Sud au Maastrichtien. | p. 68 |
| FIGURE 55.– Schéma paléogéographique Sud du Pérou et du Nord de la Bolivie pour le Danien (Formations Santa Lucia et Quilque). | p. 68 |
| FIGURE 56.– Reconstitution à 61 Ma. | p. 69 |
| FIGURE 57.– Les bassins synorogéniques éocène-miocène de la région de Cusco. | p. 70 |
| FIGURE 58.– Les séries des bassins synorogéniques éocène-miocène de la région de Cusco. | p. 71 |
| FIGURE 59.– Coupe stratigraphique du Groupe San Jeronimo, dans la coupe de référence. | p. 72 |
| FIGURE 60.– Evolution séquentielle et sédimentaire de la Formation des " Couches Rouges " dans le bassin de Sicuani. | p. 73 |
| FIGURE 61.– Exemple de discordances progressives dans les " Couches Rouges " du Groupe San Jeronimo. | p. 74 |
| FIGURE 62.– Bloc-diagramme du flanc NW du synclinal de Sicuani illustrant les déformations acquises pendant la sédimentation des " Couches Rouges ". | p. 76 |
| FIGURE 63.– Discordances progressives dans le Groupe San Jeronimo à Cusco : carte et coupe structurale. | p. 78 |
| FIGURE 64.– Diagrammes d'analyses microtectoniques dans les " Couches Rouges " du Groupe San Jeronimo. | p. 79 |
| FIGURE 65.– Schéma paléogéographique de la Formation Kayra. | p. 79 |
| FIGURE 66.– Schéma paléogéographique de la Formation Soncco. | p. 80 |
| FIGURE 67.– Interprétation de l'ouverture des bassins de " Couches Rouges " du Groupe San Jeronimo de Cusco et Sicuani. | p. 81 |
| FIGURE 68.– Coupe stratigraphique de la Formation Anta, levée à Huarcocondo. | p. 82 |
| FIGURE 69.– Coupe stratigraphique de la Formation Anta, levée à Chinchaypujio. | p. 83 |
| FIGURE 70.– Coupe stratigraphique de la Formation Anta, levée à Pomacanchis. | p. 84 |
| | p. 85 |

| | |
|--|--------|
| FIGURE 73.– Schéma paléogéographique des Andes pendant le Paléocène-Eocène. | p. 86 |
| FIGURE 74.– Coupe stratigraphique de la Formation Punacancha, levée à Airacalle-Anyarate. | p. 88 |
| FIGURE 75.– Coupe stratigraphique de la Formation Punacancha, levée à San Juan de Quihars. | p. 90 |
| FIGURE 76.– Analyse de la déformation plicative de la Formation Punacancha. | p. 91 |
| FIGURE 77.– Diagrammes d'analyses microtectoniques dans la Formation Punacancha. | p. 92 |
| FIGURE 78.– Schéma paléogéographique de la Formation Punacancha. | p. 94 |
| FIGURE 79.– Corrélations des Formations Oligocène-Miocène. | p. 96 |
| FIGURE 80.– Situation des bassins néogènes. | p. 98 |
| FIGURE 81.– Coupes stratigraphiques de la Formation Paruro dans le bassin Paruro. | p. 100 |
| FIGURE 82.– Coupe stratigraphique de la Formation Paruro, levée au Nord de Paruro. | p. 102 |
| FIGURE 83.– Schéma structural du bassin Paruro. | p. 103 |
| FIGURE 84.– Analyse de la déformation plicative de la Formation Paruro. | p. 104 |
| FIGURE 85.– Diagrammes d'analyses microtectoniques dans la Formation Paruro. | p. 105 |
| FIGURE 86.– Schéma paléogéographique des différentes séquences de la Formation Paruro. | p. 107 |
| FIGURE 87.– Corrélations des Formations du Miocène supérieur-Pliocène. | p. 108 |
| FIGURE 88.– Evolution géodynamique du bassin des " Couches Rouges " du Groupe San Jeronimo (Eocène-Oligocène). | p. 110 |
| FIGURE 89.– Evolution géodynamique des bassins Punacancha (A et B) et Paruro (C et D). | p. 112 |
| FIGURE 90.– Relations entre l'évolution des bassins synorogéniques, les événements tectoniques, les régimes de déformation, et la convergence des plaques. | p. 113 |
| FIGURE 91.– Schéma structural de la région de Cusco. | p. 114 |
| FIGURE 92.– Colonnes stratigraphiques et analyse séquentielle des différentes séries des bassins de la région de Cusco. | p. 116 |
| FIGURE 93.– Carte géologique des formations quaternaires. | p. 118 |
| FIGURE 94.– Failles normales syn-sédimentaires affectant la partie inférieure de la Formation San Sebastian. | p. 119 |
| FIGURE 95.– Failles inverses et plis synsédimentaires dans la Formation San Sebastian (Tincoc, bassin de Cusco). Coupe et données microtectoniques montrant un raccourcissement E-W. | p. 119 |
| FIGURE 96.– Failles inverses et plis synsédimentaires dans la Formation San Sebastian (Ladrillera, bassin de Cusco). Coupe et données microtectoniques montrant un raccourcissement N-S. | p. 119 |
| FIGURE 97.– Données microtectoniques sur des dépôts récents montrant une extension N-S. | p. 120 |
| FIGURE 98.– Direction de contraintes pour la période pliocène à actuel dans la région de Cusco. | p. 121 |
| FIGURE 99.– Etat des contraintes dans les Andes du Pérou méridional. | p. 122 |
| FIGURE 100.– Répartition du magmatisme dans le Sud du Pérou. | p. 123 |
| FIGURE 101.– Localisation du Batholite d'Andahuaylas-Yauri et des massifs plutoniques tertiaires dans le contexte structural. | p. 125 |
| FIGURE 102.– Nature pétrographique du Batholite d'Andahuaylas-Yauri. | p. 126 |
| FIGURE 103.– Localisation des volcanites dans le contexte structural. | p. 127 |
| FIGURE 104.– Localisation des volcans et dykes de shoshonites, de lamproïtes, minettes, kersantites et rhyolites du Plio-Quaternaire. | p. 129 |
| FIGURE 105.– Diagrammes géochimiques soulignant le caractère calco-alcalin des roches du batholite d'Andahuaylas-Yauri. | p. 131 |
| FIGURE 106.– Diagramme de Terres Rares des roches de Curahuasi ; | p. 131 |
| FIGURE 107 A.– Diagramme de Cox <i>et al.</i> et de Harker (alcalins-silice) des roches volcaniques des bassins synorogéniques de Cusco. | p. 134 |
| FIGURE 107 B.– Spectre des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif du trachyte de San Jeronimo. | p. 134 |
| FIGURE 108.– Les différentes séries alcalines des Hauts Plateaux du Pérou. | p. 135 |
| FIGURE 109 A.– Spectre des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des suites shoshonitiques. | p. 136 |
| FIGURE 109 B.– Spectre des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des suites sodiques et très enrichies en K. | p. 136 |
| FIGURE 110.– Diagrammes d'analyses microtectoniques de failles indiquant un régime distensif. | p. 143 |
| FIGURE 111.– Carte structurale montrant les résultats des mesures microtectoniques en extension. | p. 144 |
| FIGURE 112.– Diagrammes d'analyses microtectoniques de failles indiquant un régime compressif. | p. 145 |
| FIGURE 113.– Carte structurale montrant les résultats des mesures microtectoniques en compression. | p. 146 |
| FIGURE 114.– Diagrammes d'analyses microtectoniques de failles indiquant un régime en décrochement. | p. 147 |
| FIGURE 115.– Carte structurale montrant les résultats des mesures microtectoniques en décrochement. | p. 148 |
| FIGURE 116.– Mesures de stratification (S 0) et schistosités (S 1 et S 2) effectuées à Oropesa, Cerro Corihuayrachina (anticlinal Lucre-Saylla) et Sillacancha. | p. 149 |
| FIGURE 117.– Carte structurale montrant la schistosité S 1. | p. 150 |
| FIGURE 118.– Carte structurale montrant la schistosité S 2. | p. 151 |
| FIGURE 119.– Localisation des coupes structurales. | p. 153 |
| FIGURE 120.– Coupe structurale A A', passant par Totora, Calca et Poroy | p. 155 |
| FIGURE 121.– Coupe structurale B B', passant par Ollantaytambo et San Juan | p. 156 |
| FIGURE 122.– Coupe structurale C C', passant par Urcos, Coyabamba et Capacmarca | p. 158 |
| FIGURE 123.– Coupe structurale A A' et coupe restaurée. | p. 160 |
| FIGURE 124.– Coupe structurale B B' et coupe restaurée (A : au 35% et B : état initial). | p. 161 |
| FIGURE 125.– Coupe structurale Cusco-Pongo de Conec | p. 163 |
| FIGURE 126.– Coupe structurale D D', passant par Curahuasi | p. 164 |
| FIGURE 127.– Région de Manazo : carte géologique (A) et coupes (B). | p. 166 |
| FIGURE 128.– Coupe structurale Cusco-Sicuani-Quincemil-Puerto Primo, | p. 167 |
| FIGURE 129.– Coupe du bassin Putina passant par Sicuani, | p. 170 |
| FIGURE 130 A.– Coupe structurale schématique du chevauchement Chinchilla-Lluta dans la région du Rio Colca, NW d'Arequipa. | p. 172 |
| FIGURE 130 B.– Coupe structurale du chevauchement Chinchilla-Lluta et la déformation de la Cordillère Occidentale (région d'Arequipa). | p. 172 |
| FIGURE 131.– Structure de la croûte du Sud Pérou. | p. 174 |
| FIGURE 132.– Ampleur du raccourcissement au niveau de la transversale des Andes du Sud Pérou. | p. 176 |
| FIGURE 133.– Evaluation du raccourcissement crustal à partir de la méthode des surfaces. | p. 178 |
| FIGURE 134.– Relations entre crises tectoniques et vitesses de convergence entre Amérique du Sud et plaque océanique. | p. 186 |
| TABLE 1.– Ages K/Ar de roches de la région de Cusco. | p. 130 |
| TABLE 2.– Analyses chimiques représentatives des différentes suites calco-alcalines Tertiaires. | p. 137 |
| TABLE 3.– Analyses chimiques représentatives des différentes suites potassiques Oligocènes | p. 138 |
| TABLE 4.– Analyses chimiques représentatives des différentes suites shoshonitiques et potassiques Plio-Quaternaire. | p. 139 |
| Carte géologique au 1/400.000 | p. 189 |

TABLE DES MATIERES

| | |
|---|-------|
| RÉSUMÉ | p. 3 |
| ABSTRACT | p. 4 |
| RESUMEN | p. 4 |
| AVANT-PROPOS | p. 5 |
| CHAPITRE 1 INTRODUCTION | p. 7 |
| 1. Situation de la région étudiée | p. 7 |
| 2. Présentation générale des Andes du sud du Pérou | p. 7 |
| 3. La zonation morpho-structurale | p. 7 |
| 4. Travaux antérieurs | p. 9 |
| CHAPITRE 2 L'ÉVOLUTION PRE-ANDINE | |
| 1. Le substratum précambrien | p. 11 |
| 2. Le Paléozoïque inférieur | p. 11 |
| 2.1. Le Cambrien | p. 11 |
| 2.2. L'Ordovicien | p. 11 |
| 2.3. Le Siluro-Dévonien | p. 11 |
| 3. Le Paléozoïque supérieur | p. 12 |
| 3.1. Le Mississipien: Le Groupe Ambo | p. 15 |
| 3.2. Le Pennsylvanien: Le Groupe Tarma | p. 15 |
| 3.3. Le Permien inférieur : Le Groupe Copacabana | p. 15 |
| 4. Conclusion Sur le substratum Précambrien et Paléozoïque | p. 15 |
| CHAPITRE 3 LE PERMO-TRIAS (GROUPE MITU) : TRANSITION ENTRE LES CYCLES HERCYNIEN ET ANDIN | |
| 1. Le Groupe Mitu | p. 17 |
| 1.1. Lithologie et milieu de dépôt | p. 17 |
| 1.2. Épaisseur | p. 17 |
| 1.3. Age | p. 18 |
| 1.4. Paléogéographie | p. 18 |
| 1.5. Le volcanisme du Groupe Mitu | p. 18 |
| 2. Comparaison avec d'autres régions | p. 20 |
| 3. Conclusions Sur le Permo-Trias (Groupe Mitu) | p. 20 |
| CHAPITRE 4 L'ÉVOLUTION MÉSOZOÏQUE ET PALÉOCÈNE | p. 23 |
| 1. Introduction | p. 23 |
| 1.1. Le Bassin Occidental du sud du Pérou ou Bassin d'Arequipa | p. 23 |
| 1.2. Région de Curahuasi | p. 25 |
| 1.3. Régions de Cusco et Sicuani | p. 27 |
| 2. Les Formations Continentales attribuées au Jurassique et Crétacé inférieur | p. 27 |
| 2.1. Trias supérieur-Jurassique : Formation Cay-Cay | p. 27 |
| 2.2. la Formation Huambutio | p. 27 |
| 2.3. Paléogéographie du S Pérou et du NW Bolivie au Jurassique-Crétacé inférieur | p. 30 |
| 2.4. Géodynamique | p. 34 |
| 3. La transgression du Crétacé inférieur | p. 36 |
| 3.1. La Formation Huancané | p. 37 |
| 3.2. La Formation Paucarbamba | p. 37 |
| 3.3. Comparaison avec d'autres régions | p. 41 |
| 3.4. Paléogéographie et évolution sédimentaire du S Pérou au crétacé inférieur | p. 42 |
| 3.5. Géodynamique | p. 43 |
| 4. La grande transgression du Crétacé «moyen» | p. 44 |
| 4.1. La Formation Ayavacas (ou calcaires Yuncaypata) | p. 43 |
| 4.2. Comparaison avec d'autres régions | p. 46 |
| 4.3. Paléogéographie et évolution sédimentaire | p. 46 |
| 4.4. Géodynamique | p. 49 |
| 5. La régression du Coniacien-Campanien supérieur: la Formation Moho | p. 50 |
| 5.1. La séquence M1 | p. 50 |
| 5.2. La séquence M2 | p. 50 |
| 5.2. Comparaison avec d'autres régions | p. 51 |
| 5.3. Paléogéographie et évolution sédimentaire | p. 53 |
| 5.4. Géodynamique | p. 54 |
| 6. L'intervalle Maastrichtien - Éocène Inférieur ? | p. 57 |
| 6.1. La Formation Puquin | p. 58 |
| 6.2. La Formation Quilque | p. 58 |
| 6.3. La Formation Chilca | p. 63 |
| 6.4. Paléogéographie et évolution sédimentaire | p. 64 |
| 6.5. Géodynamique | p. 66 |
| | p. 68 |
| CHAPITRE 5 LES BASSINS SYNOROGÉNIQUES: ÉOCÈNE-MIOCÈNE | |
| 1. L'Éocène-Oligocène inférieur | p. 69 |
| 1.1. Le Groupe San Jerónimo (Éocène - Oligocène moyen) | p. 69 |
| 1.2. La Formation Anta | p. 70 |
| 1.3. Comparaison avec d'autres régions | p. 80 |
| 1.4. Paléogéographie et géodynamique du Sud du Pérou et de Bolivie à L'Éocène-Oligocène inférieur | p. 87 |
| 2. L'Oligocène supérieur - Miocène inférieur | p. 87 |
| 2.1. La Formation Punacancha | p. 89 |
| | p. 89 |

TABLE DES MATIERES

| | |
|---|-------|
| RÉSUMÉ | p. 3 |
| ABSTRACT | p. 4 |
| RESUMEN | p. 4 |
| AVANT-PROPOS | p. 5 |
| CHAPITRE 1 INTRODUCTION | p. 7 |
| 1. Situation de la région étudiée | p. 7 |
| 2. Présentation générale des Andes du sud du Pérou | p. 7 |
| 3. La zonation morpho-structurale | p. 7 |
| 4. Travaux antérieurs | p. 9 |
| CHAPITRE 2 L'ÉVOLUTION PRE-ANDINE | |
| 1. Le substratum précambrien | p. 11 |
| 2. Le Paléozoïque inférieur | p. 11 |
| 2.1. Le Cambrien | p. 11 |
| 2.2. L'Ordovicien | p. 11 |
| 2.3. Le Siluro-Dévonien | p. 11 |
| 3. Le Paléozoïque supérieur | p. 12 |
| 3.1. Le Mississipien: Le Groupe Ambo | p. 15 |
| 3.2. Le Pennsylvanien: Le Groupe Tarma | p. 15 |
| 3.3. Le Permien inférieur : Le Groupe Copacabana | p. 15 |
| 4. Conclusion Sur le substratum Précambrien et Paléozoïque | p. 15 |
| CHAPITRE 3 LE PERMO-TRIAS (GROUPE MITU) : TRANSITION ENTRE LES CYCLES HERCYNIEN ET ANDIN | |
| 1. Le Groupe Mítu | p. 17 |
| 1.1. Lithologie et milieu de dépôt | p. 17 |
| 1.2. Épaisseur | p. 17 |
| 1.3. Age | p. 18 |
| 1.4. Paléogéographie | p. 18 |
| 1.5. Le volcanisme du Groupe Mítu | p. 18 |
| 2. Comparaison avec d'autres régions | p. 20 |
| 3. Conclusions Sur le Permo-Trias (Groupe Mítu) | p. 20 |
| CHAPITRE 4 L'ÉVOLUTION MÉSOZOÏQUE ET PALÉOCÈNE | p. 23 |
| 1. Introduction | p. 23 |
| 1.1. Le Bassin Occidental du sud du Pérou ou Bassin d'Arequipa | p. 23 |
| 1.2. Région de Curahuasi | p. 25 |
| 1.3. Régions de Cusco et Sicuani | p. 27 |
| 2. Les Formations Continentales attribuées au Jurassique et Crétacé inférieur | p. 27 |
| 2.1. Trias supérieur-Jurassique : Formation Cay-Cay | p. 27 |
| 2.2. la Formation Huambutio | p. 27 |
| 2.3. Paléogéographie du S Pérou et du NW Bolivie au Jurassique-Crétacé inférieur | p. 30 |
| 2.4. Géodynamique | p. 34 |
| 3. La transgression du Crétacé inférieur | p. 36 |
| 3.1. La Formation Huancané | p. 37 |
| 3.2. La Formation Paucarbamba | p. 37 |
| 3.3. Comparaison avec d'autres régions | p. 41 |
| 3.4. Paléogéographie et évolution sédimentaire du S Pérou au crétacé inférieur | p. 42 |
| 3.5. Géodynamique | p. 43 |
| 4. La grande transgression du Crétacé «moyen» | p. 44 |
| 4.1. La Formation Ayavacas (ou calcaires Yuncaypata) | p. 43 |
| 4.2. Comparaison avec d'autres régions | p. 46 |
| 4.3. Paléogéographie et évolution sédimentaire | p. 46 |
| 4.4. Géodynamique | p. 49 |
| 5. La régression du Coniacien-Campanien supérieur: la Formation Moho | p. 50 |
| 5.1. La séquence M1 | p. 50 |
| 5.2. La séquence M2 | p. 50 |
| 5.2. Comparaison avec d'autres régions | p. 51 |
| 5.3. Paléogéographie et évolution sédimentaire | p. 53 |
| 5.4. Géodynamique | p. 54 |
| 6. L'intervalle Maastrichtien - Éocène Inférieur ? | p. 57 |
| 6.1. La Formation Puquin | p. 58 |
| 6.2. La Formation Quilque | p. 58 |
| 6.3. La Formation Chilca | p. 63 |
| 6.4. Paléogéographie et évolution sédimentaire | p. 64 |
| 6.5. Géodynamique | p. 66 |
| | p. 68 |
| CHAPITRE 5 LES BASSINS SYNOROGÉNIQUES: ÉOCÈNE-MIOCÈNE | |
| 1. L'Éocène-Oligocène inférieur | p. 69 |
| 1.1. Le Groupe San Jerónimo (Éocène - Oligocène moyen) | p. 69 |
| 1.2. La Formation Anta | p. 70 |
| 1.3. Comparaison avec d'autres régions | p. 80 |
| 1.4. Paléogéographie et géodynamique du Sud du Pérou et de Bolivie à L'Éocène-Oligocène inférieur | p. 87 |
| 2. L'Oligocène supérieur - Miocène inférieur | p. 87 |
| 2.1. La Formation Punacancha | p. 89 |
| | p. 89 |

| | |
|---|--------|
| 2.2. Comparaison avec d'autres régions | p. 95 |
| 2.3. Paléogéographie et évolution sédimentaire | p. 99 |
| 3. Le Miocène supérieur | p. 101 |
| 3.1. La Formation Paruro | p. 101 |
| 3.2. Comparaison avec d'autres régions | p. 108 |
| 3.3. Paléogéographie et évolution sédimentaire: | p. 111 |
| 4. Évolution des bassins synorogéniques et géodynamique Éocènes à Miocènes | p. 111 |
| | |
| CHAPITRE 6 LES BASSINS PLIO-QUATERNAIRES | p. 115 |
| 1. Les Séries Plio-Pléistocènes | p. 115 |
| 1.1. La Formation Chincheros ou Pumamarca | p. 115 |
| 1.2. La Formation San Sebastian et ses équivalents | p. 115 |
| 1.3. Les Bassins Plio-Pléistocènes | p. 117 |
| 1.4. Les dépôts Pléistocènes-Holocènes | p. 117 |
| 1.5. Activité tectonique synsédimentaire | p. 117 |
| 2. Évolution tectono-sédimentaire Plio-Quaternaire | p. 120 |
| 3. Évolution géodynamique Plio-Quaternaire | p. 122 |
| | |
| CHAPITRE 7 LEMAGMATISME | p. 123 |
| 1. Le Plutonisme | p. 124 |
| 1.1. Le Batholite d'Andahuaylas-Yauri | p. 126 |
| 1.2. le massif de Paruro-Acomayo | p. 126 |
| 1.3. Les intrusions de pomacanchis-Mosocllacta | p. 126 |
| 1.4. La syénite de Curahuasi | p. 126 |
| 1.5. les intrusions de Tinajani | p. 126 |
| 1.6. Le massif de Limon Verde | p. 126 |
| 2 Le Volcanisme | p. 127 |
| 2.1. Le volcanisme Anta | p. 127 |
| 2.2. Les volcanites du groupe San Jeronimo | p. 128 |
| 2.3. Les volcanites du groupe Tacaza | p. 128 |
| 2.4. Les volcanites du groupe Sillapaca | p. 128 |
| 2.5. Les laves sz la Formation Umayo | p. 128 |
| 2.6. Le volcanisme Plio-Quaternaire | p. 128 |
| 3. Répartition spatio-temporelle du magmatisme | p. 132 |
| 4. Caractéristiques chimiques du magmatisme | p. 132 |
| 4.1. Les séries calco-alcalines métalumineuses | p. 132 |
| 4.2. Les séries calco-alcalines peralumineuses | p. 133 |
| 4.3. Les séries alcalines | p. 133 |
| 7.5. Magmatisme et Structure | p. 133 |
| | |
| CHAPITRE 8 STRUCTURES ET ÉVÉNEMENTS TECTONIQUES ANDINS | p. 140 |
| 1. Le cadre chronostratigraphique | p. 140 |
| 2. Les différents domaines structuraux des Andes sud-péruviennes | p. 141 |
| 2.1 Bordure NE de la Cordillère Occidentale | p. 141 |
| 2.2 Altiplano Occidental de Cusco-Sicuani: Bloc Cusco-Sicuani | p. 142 |
| 2.3- Seuil Cusco-Puno s.s. | p. 142 |
| 2.4 Altiplano Oriental de Sicuani: Le Bassin Putina | p. 142 |
| 2.5 Bordure SW de la Cordillère Orientale | p. 142 |
| 3. Analyse structurale | p. 143 |
| 8.1. Les résultats | p. 145 |
| 8.2. Discussion | p. 152 |
| 8.3. Proposition d'une chronologie et interprétations | p. 152 |
| 4. Les coupes structurales | p. 154 |
| 4.1. Principes et méthode de construction | p. 174 |
| 4.2. Les coupes locales | p. 154 |
| 4.3. Les coupes régionales | p. 154 |
| 4.4. Coupe transversale des Andes du Sud du Pérou | p. 171 |
| 5. Calcul du raccourcissement dans les Andes sud-péruviennes: Résultats et interprétations | p. 177 |
| | |
| CHAPITRE 9 CONCLUSIONS GENERALES | p. 180 |
| L'événement tectonique Inca 1 | p. 183 |
| Durée des événements tectoniques andins et influence de la paléogéographie dans le contexte local et régional | p. 184 |
| L'édification des Andes en relation avec le processus de subduction | p. 185 |
| De la Déflexion d'Abancay à l'Orocline bolivien | p. 188 |
| Remerciements | p. 191 |
| Références | p. 192 |
| Liste des Figures et Tables | p. 200 |
| Table des matières | p. 202 |