

Coupe géologique des Andes du Sud du Pérou de l'Océan Pacifique au Bouclier Brésilien

Par E. AUDEBAUD, Grenoble, G. LAUBACHER et R. MAROCCO, Paris/Montpellier *)

Avec 9 Figures

Zusammenfassung

Die Autoren beschreiben ein Profil durch die Anden Südperus. Präkambrische kristalline Gesteine, teils durch herzynische und andine Faltungen verjüngt, dienen als Unterlage für alle späteren Ablagerungen. Über dem präkambrischen Grundgebirge treten in der Ostkordillere während des Ober-Devon und Mittel-Perm gefaltete Tonschiefer und Kalksteine auf. Nach dem Mittel-Perm setzte ein mächtiger andesitischer Vulkanismus ein.

Das Andengebirge zeigt einen sedimentologischen, tektonischen und magmatischen NW-SE Zonarbau. Während des Mesozoikums erkennt man vom W nach E: einen vulkanischen Gürtel (Küste) mit sialischer Unterlage, ein neritisches Meeresbecken (Westkordillere), ein hauptsächlich kontinentales Becken (Altiplano), eine positive Zone (Ostkordillere), ein Kontinentalbecken (Subandin) und den brasilianischen Schild. Die tertiären Ablagerungen sind detritische rote kontinentale Sedimente mit mächtigen intermediär-vulkanitischen Einschaltungen. Drei NW-SE streichende Faltungen charakterisieren das Andengebirge: eine Oberkretazische, eine Obereozäne (Hauptfaltung) und eine Mio-pliozäne Faltung. Außerdem erweiterte sich allmählich der Faltungsbereich nach Osten. Schließlich spricht der Zonarbau der Peruanischen Anden für die Existenz einer Subduktions-Zone seit dem Beginn des Mesozoikums. Indessen steht bis heute ein klarer Zusammenhang mit dieser Subduktion nur für die magmatische Entwicklung fest.

Abstract

Along the described cross section through the southern Peruvian Andes, the most ancient outcrops belong to metamorphic Precambrian basement partially reactivated by the Hercynian and Andine orogenesis. It forms the substratum of a Hercynian fold-belt of the Eastern Cordillera formed by thick shaly, sandy and carbonatic sediments, of Ordovician to Permian age, folded in the late Devonian and in the middle Permian. An important andesitic volcanism occurs during the post tectonic Permo-Trias period.

The Andine evolution is marked during the Mesozoic by a paleogeographic NW-SE zonation already parallel to the actual trench. This paleogeographic lay-out shows from W to E: a volcanic belt on sialic basement (coastal zone), a neritic subsident basin (Western Cordillera), an essentially continental zone (Altiplano), a positive zone (Eastern Cordillera), a continental eastern marginal basin (Subandine zone) and the Brazilian Shield. The cenozoic deposits, wholly continental, are characterized by a calco-alkaline volcanism with thick, red detritical intercalations. The Andine tectonic is characterized by three homoaxial folding phases of Santonian, upper Eocene and Mio-Pliocene ages. Generally the folds are concentric; sometimes inclined and associated with an important upthrust faulting. The surface area affected by the tectonic phases progressively spread to the East. The paleogeographic, tectonic and magmatic zonation of the Central Andes of Peru suggest a beginning of subduction dating from Triassic period although at the present time only the magmatic evolution could be clearly related to it.

*) Adresses des auteurs: E. AUDEBAUD, Institut Dolomieu, 38, Grenoble; G. LAUBACHER, R. MAROCCO, ORSTOM, 24 rue Bayard, Paris 8^o et Laboratoire de Géologie Structurale, USTL, Montpellier, France.

Résumé

Cette coupe transversale des Andes du sud du Pérou montre un socle métamorphique précambrien, repris en partie à l'Hercynien et à l'Andin. Il constitue le soubassement d'une chaîne hercynienne résultant du plissement à la fin du Dévonien puis du Permien moyen, d'épaisses séries schisto-gréseuses et carbonatées d'âge ordovicien à permien inférieur. La période post-tectonique du Permo-Trias est caractérisée par un important volcanisme andésitique.

L'Andin est marqué pendant le Mésozoïque par une zonation paléogéographique parallèle à l'actuelle fosse. On distingue d'W en E: un arc volcanique à soubassement sialique (Côte), un bassin marin néritique (Cordillère Occidentale), une zone à ambiance essentiellement continentale (Altiplano), une zone positive (Cordillère Orientale), un bassin continental (Subandin), et le bouclier brésilien stable. Le Tertiaire, entièrement continental, est marqué par un volcanisme calco-alcalin intercalé de séries détritiques continentales rouges. Trois phases de plissement homoaxiales caractérisent l'Andin: Santonien, Eocène supérieur, Mio-Pliocène. Les structures correspondent en général à des plis isopaques, parfois déversés et accompagnés de failles inverses; par ailleurs le domaine affecté par les phases s'est progressivement étendu vers l'E. La position des Andes Centrales et sa zonation suggèrent un régime de subduction déjà ancien, peut-être depuis le Trias où le Permien encore que jusqu'à présent seule l'évolution magmatique puisse clairement y être reliée.

Краткое содержание

Описан профиль Анд южного Перу. Докембрийские кристаллиновые породы, сдавленные герцинским и Андовым складкообразованием, послужили основанием для позднейших отложений. В восточных Кордильерах над докембрийскими горными породами расположились смьятые в период от верхнего девона до средней перми глинистый сланец и известняки. После средней перми начался сильный андезитный вулканизм.

Анды проявляют зональное строение в северозападном — юго-восточном направлении, различающиеся по осадочным породам, тектоническим структурам и магматизму. Во время мезозоя в направлении с запада на восток появились: вулканический пояс — побережье — с сиалическим основанием, неретический морской бассейн — западные Кордильеры —, гл. обр. материковый бассейн — альтиплано —, положительная зона — восточные Кордильеры —, материковый бассейн — субандин- и бразильский щит. Третичные отложения представлены детритным красными материковыми осадками с мощными прослойками вулканического материала. В Андах Перу наблюдаются три складчатости, простирающиеся в северо-западном — юго-восточном направлении: верхнемеловая, верхнеэоценовая — основная — и миоплиоценовая. Область складкообразования распространялась постепенно на восток: зональное строение Анд Перу говорит о существовании зоны субдукции с начала мезозоя. Сегодня наблюдается связь между этой зоной субдукции и магматическим развитием области.

Ces dernières années MEGARD (1967), DALMAYRAC (1972) ont présenté des coupes géologiques à travers les Andes Centrales du Pérou; celle que nous étudions ici (Fig. 9) est nettement plus méridionale, et se situe, comme celle au 1/1 000 000 de AUDEBAUD et al. (1973), entre les parallèles 13° et 17° S.

A cette latitude, la Cordillère des Andes atteint une largeur de 550 km (au lieu de 300 km au niveau des Andes du Pérou Central). Une route carrossable toute l'année, mais non goudronnée sur les 9/10 de son parcours, permet de suivre la coupe sur la plus grande partie de son tracé. D'ouest en est cette coupe passe par les villes de Mollendo (0 m), Arequipa (2400 m), Santa Lucia (4300 m), Juliaca

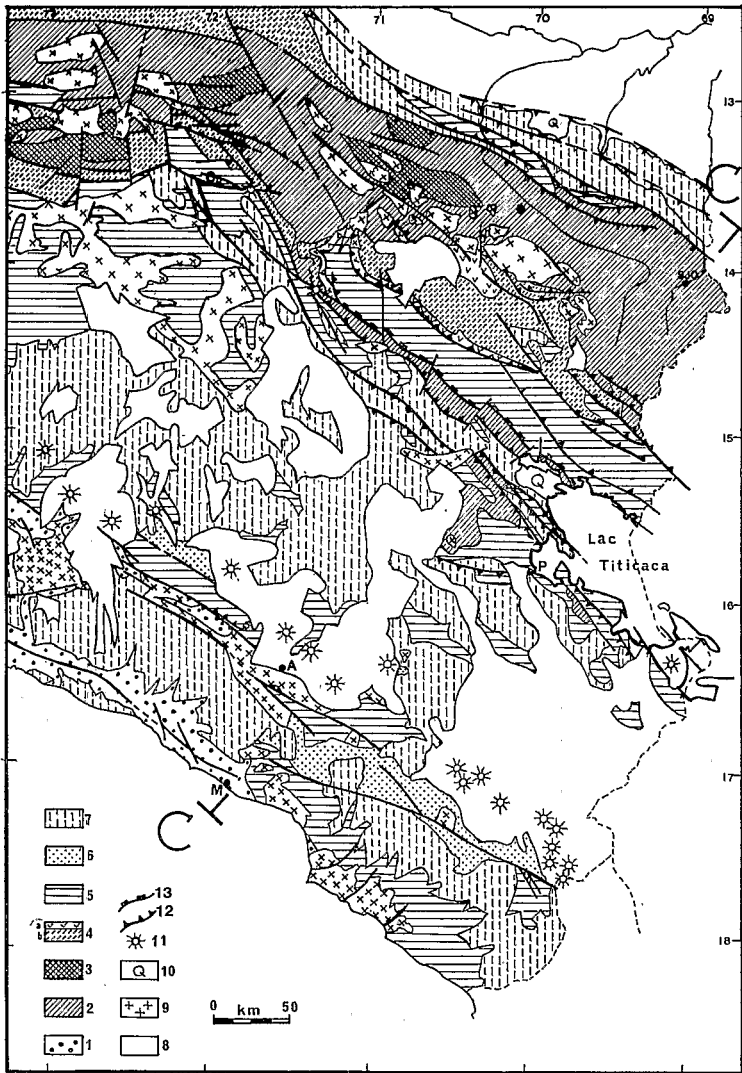


Fig. 2. Carte géologique schématique du Sud du Pérou: 1. Précambrien; 2. Ordovicien à Dévonien; 3. Paléozoïque inférieur métamorphique; 4. a) Permo-Trias; b) Mississipien à Permien inférieur; 5. Mésozoïque (Trias à Crétacé supérieur sur la Côte, Lias à Eocène moyen dans la Cordillère); 6. Volcanisme crétacé supérieur côtier; 7. Tertiaire (Oligocène à Pliocène); 8. Volcanisme plio-quaternaire postérieur à la tectonique plio-cène; 9. Roches plutoniques andines; 10. dépôts sédimentaires récents; 11. Appareils volcaniques plio-quaternaires; 12. Failles inverses; 13. Décroissements.

parfois intégré des structures et des caractéristiques intéressantes situées à quelques kilomètres du tracé de la coupe.

Outre DOUGLAS (1921) qui avait donné une coupe des Andes de Mollendo au Rio Inambari, les seuls travaux d'importance régionale réalisés dans le Sud péruvien sont ceux de JENKS (1948) et de NEWELL (1949). D'autre part, le Service Géologique et Minier du Pérou a publié des cartes géologiques au 1/100.000 qui couvrent, au niveau de notre coupe, la totalité du versant pacifique des Andes (GARCIA, 1968; VARGAS, 1970; GUEVARA, 1968; MAROCCO & DEL PINO, 1966).

Description sommaire de la coupe

La ligne de coupe traverse d'ouest en est six zones principales ayant chacune des caractéristiques morphologiques, stratigraphiques, structurales et magmatiques:

- la zone côtière, de l'Océan au batholite de la Caldera;
- la Cordillère Occidentale, de la Caldera à la région de Santa Lucia;
- l'Altiplano, entre Santa Lucia et Putina;
- la Cordillère Orientale, de Putina au Rio Candamo;
- la zone Sub-Andine, du Rio Candamo à Puerto Maldonado;
- le Bouclier Brésilien, au delà de Puerto Maldonado.

L'évolution hercynienne est relativement simple dans la mesure où le dispositif paléogéographique est bien réglé: il s'agit d'un bassin intracratonique subsident limité au SW par le Massif précambrien d'Arequipa et au NE par le Bouclier Brésilien.

Par contre l'évolution paléogéographique andine (Fig.3) est plus complexe car chaque zone morphostructurale précédemment citée a joué un rôle particulier. La zone côtière, le bassin andin occidental (Cordillère Occidentale), l'Altiplano et la zone subandine sont séparés respectivement par 3 régions caractéristiques: le batholite de la Caldera, le bourrelet positif de Santa Lucia et la Cordillère Orientale.

— La zone du batholite de la Caldera joue un rôle de limite paléogéographique pendant l'évolution andine entre la zone côtière où règne un régime d'arc volcanique du Trias à l'Eocène et le bassin andin occidental caractérisé par un régime marin néritique durant le Mésozoïque. La région de la Caldera devait correspondre à une zone de failles d'orientation NW—SE, limitant à l'ouest le bassin franchement marin. Au cours du Crétacé terminal et au Tertiaire inférieur cette zone de failles a permis la montée de matériel plutonique.

— La zone positive de Santa Lucia séparait au Mésozoïque le bassin marin occidental de la zone de l'Altiplano moins subsidente et à remplissage surtout continental. Cette zone positive a constitué à certaines époques une véritable barrière empêchant la mer de s'étendre vers l'est. A d'autres époques (Cénomaniens p. e.) elle laissa passer la mer qui recouvrit l'Altiplano (calcaires Ayavacas). Elle semble être contrôlée par un système de failles NW—SE qui se poursuivait jusque vers Cuzco où il prenait en écharpe la zone axiale de la chaîne hercynienne. Les effets de ce bourrelet positif sont sensibles jusqu'à l'Oligo-Miocène car des olistholites de calcaires cénomaniens provenant de sa dénudation s'observent dans le bassin de sédimentation continentale du groupe Puno.

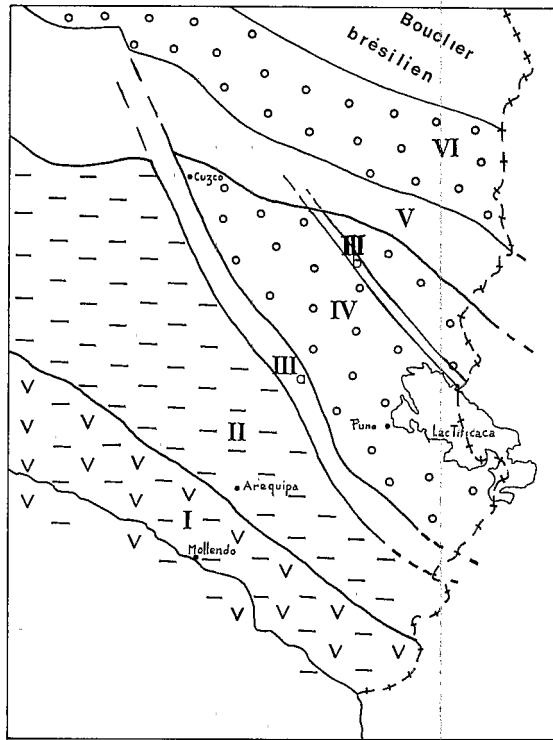


Fig. 3. Carte paléogéographique simplifiée du Mésozoïque. I. volcanisme synsédimentaire côtier; II. bassin marin occidental; III. bourrelets émergés ou peu subsidents (a) bourrelet de Santa Lucia, b) zone de Huancané-Moho); IV. Altiplano; V. zone axiale hercynienne émergée (Cordillère Orientale); VI. bassin continental subsident subandin.

— La Cordillère Orientale qui, au niveau de notre coupe, correspond à la zone axiale de la chaîne hercynienne, a constitué dès le début du Mésozoïque une barrière paléogéographique isolant la zone subandine du domaine andin occidental s. l. (zone côtière, Cordillère Occidentale et Altiplano).

La zone axiale hercynienne qui s'est soulevée au cours d'une phase de distension post-hercynienne va jouer pendant l'évolution andine le même rôle que le « Géanticlinal du Marañon » dans le Centre et le nord du Pérou.

La Cordillère des Andes s'est érigée sur le rebord Ouest des cratons guyannais, brésilien et argentin, à partir de terrains appartenant aux cycles andin, hercynien et précambrien. Ces cycles orogéniques sont séparés par d'importantes discordances angulaires, des sautes de métamorphisme, et par des différences très marquées dans le degré de granitisation. Les terrains paléozoïques et précambriens constituent le soubassement de la chaîne andine. Les études faites à ce jour permettent de séparer et de caractériser clairement un ou deux cycles précambriens et un cycle hercynien.

I. Le substratum pré-andin

I-1. Le Précambrien

Les sédiments andins et paléozoïques reposent en discordance sur un socle métamorphisé et granité dont l'appartenance au Précambrien est attestée par sa position discordante sous l'Ordovicien (DALMAYRAC, 1970; MEGARD et al., 1971) et par des âges radiométriques obtenus à partir de roches métamorphiques appartenant à ce socle (STEWART et al., 1974). Au niveau de la coupe ici décrite, les principaux affleurements sont localisés sur la côte pacifique entre Mollendo et Arequipa. Le Précambrien affleure également sous forme de noyaux repris, dans la Cordillère Orientale au N de notre coupe dans la région de Quincemil et de Cuzco (AUDEBAUD et al., 1971). Dans la Selva péruvienne du Madre de Dios, le Précambrien est entièrement caché par les dépôts paléozoïques et andins et il n'affleure à nouveau qu'au Brésil dans la région orientale de la province d'Acre.

Sur notre coupe, nous admettons implicitement que le Précambrien de la Côte, qui se poursuit à l'ouest jusqu'au niveau de la fosse du Pérou, est le prolongement sous la Cordillère du craton brésilien. Cette hypothèse — basée sur des arguments géologiques (MEGARD et al., 1971) — rejoint celle proposée par certains géophysiciens (OCOLA & MEYER, 1973) à partir d'arguments géophysiques. Nous pouvons donc raisonnablement admettre que le Précambrien des Andes était partie intégrante du Bouclier Brésilien avant d'être fortement tectonisé à l'Hercynien et à l'Andin. Ce Précambrien des Andes se raccorde au Bouclier au niveau de l'important champ de failles post-hercyniennes qu'est la zone sub-andine. Les différentes phases de compression, tant à l'Hercynien qu'à l'Andin, ont provoqué un raccourcissement important du socle initial, raccourcissement qui peut être évalué de 200 à 300 km, en prenant comme point fixe le Bouclier Brésilien, ce qui montre que la côte était, à la fin du Précambrien, nettement plus à l'ouest qu'actuellement. Un certain nombre de grands accidents tardi-hercyniens ou andins qui s'observent bien en surface ont leur origine dans le socle. Parmi ces accidents on peut citer:

- la flexure d'Arequipa, sur laquelle s'alignent toute une série de volcans plio-quaternaires dont le Pichu-Pichu, le Misti, le Chachani;
- la zone positive de Santa Lucia, caractérisée par des failles importantes, de nombreuses intrusions et minéralisations tertiaires;
- les grandes failles inverses qui limitent à l'ouest et à l'est le Lac Titicaca: failles de Juliaca-Calapuja, de Pirin, de Huancane-Moho;
- les grands accidents qui limitent à l'ouest et à l'est la Cordillère Orientale de Suches et d'Ananea, et la faille subandine qui est en réalité un champ de failles et dont le rejet atteint visiblement plusieurs milliers de mètres.

L'étude pétrographique et géochronologique du Précambrien péruvien en est encore à ses débuts. Dans la région de Mollendo-Camana, il est constitué par un complexe catamétamorphique où prédominent des gneiss silico-alumineux et des leptynites (BARD et al., 1974). Toutes ces roches ont subi plusieurs phases tectoniques accompagnées de plusieurs métamorphismes.

Une première phase de type intermédiaire de haute pression a été reprise par une rétomorphose de basse pression (DALMAYRAC & LEYRELOUP, 1975). Des mesures radiométriques K/Ar sur des biotites des gneiss du Complexe de la Côte

ont donné un âge minimum de 679 ± 12 M. A. et 642 ± 16 M. A. (STEWART et al., 1974). On peut donc admettre que le Précambrien du Sud du Pérou résulte d'une importante orogénèse d'âge brasilide, ce qui n'exclut pas l'existence de noyaux encore plus anciens.

I-2. Le substratum paléozoïque: le cycle hercynien

L'évolution de la chaîne hercynienne est relativement simple dans la mesure où le dispositif paléogéographique est bien réglé: les sédiments paléozoïques se sont déposés dans un grand bassin subsident de direction WNW—ESE, compris entre 2 zones stables, le Complexe métamorphique de la Côte au sud-ouest et le Bouclier brésilien au nord-est.

Au point de vue stratigraphique et lithologique, le matériel hercynien est constitué de deux grands ensembles:

— un ensemble ordovicien, silurien et dévonien, très épais, à lithologie essentiellement schisto-gréseuse;

— un ensemble carbonifère et permien, généralement moins épais, à dépôts variés, continentaux ou marins épicontinentaux.

Le Paléozoïque inférieur a été affecté par la phase éohercynienne à la fin du Dévonien ou au début du Mississipien (MEGARD et al., 1971). Un deuxième plissement (phase tardihercynienne) a lieu au Permien moyen après le dépôt des calcaires du Permien inférieur.

I-2-1. Le Paléozoïque inférieur et moyen

La subsidence débute à l'Ordovicien ou peut être dès le Cambrien, encore que ce dernier étage n'affleure pas. Les terrains les plus anciens, d'âge ordovicien ont été reconnus dans la Cordillère Orientale (DOUGLAS, 1920 et 1932; DAVILA & PONCE DE LEON, 1971; LAUBACHER, 1974).

On peut distinguer au cours du Paléozoïque inférieur deux périodes de sédimentation (Fig.4) séparées par une phase d'émersion:

- une période ordovicienne,
- une période siluro-dévonienne.

I-2-1-a. La sédimentation ordovicienne

L'Ordovicien qui affleure tant dans la Cordillère Orientale que sur l'Altiplano (LAUBACHER, 1973 et 1974) se caractérise par 2 grandes séquences lithologiques:

— une séquence inférieure qui n'affleure que dans la Cordillère Orientale, en particulier entre les localités de Sandia et San Juan del Oro. Cette séquence (formation San José) comporte plus de 3500m de lutites noires parfois ampélictiques. Les fossiles qu'elle contient permettent de lui attribuer un âge qui va de l'Arenigien supérieur au Caradocien inférieur.

— une séquence supérieure (formation Sandia), plus détritique que la précédente, et qui est constituée de bancs plus ou moins épais alternant avec des lits de schistes gréseux. Cette séquence, épaisse de plus de 3500 m, contient des niveaux fossilifères datés du Caradocien. L'apparition de cette sédimentation gréseuse correspond à un changement important du contexte paléogéographique de l'ensemble du bassin ordovicien et de ses zones d'alimentation. C'est un faciès de régression qui annonce l'émersion post caradocienne.

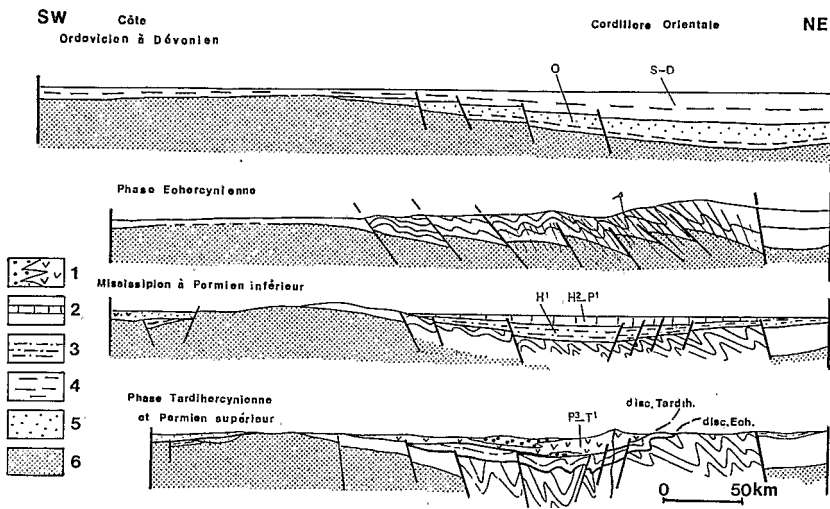


Fig. 4. Schéma paléogéographique évolutif du cycle hercynien. 1. molasses volcano-sédimentaires; 2. calcaires; 3. shales et grès; 4. shales; 5. grès; 6. socle précambrien. Pour les symboles d'âge voir figure 9.

L'épaisseur de la série ordovicienne diminue nettement en direction du bouclier brésilien, cependant son extension vers le nord-est est encore mal connue. Vers le sud-ouest, la limite du bassin ordovicien se situe quelque part sous la Cordillère Occidentale, car aucun affleurement d'Ordovicien n'a été trouvé dans la région côtière.

I-2-1-b. La sédimentation siluro-dévonienne

A la fin de l'Ordovicien a lieu un émergence générale de tout le sud du Pérou. La fin de cette émergence est marquée par la transgression, depuis l'Argentine et la Bolivie, de la mer siluro-dévonienne de la province malvino-caffre. Dans la Cordillère Orientale, la base de cette transgression est soulignée par un niveau tillitique épais de 150 à 200 m (DAVILA y PONCE DE LEON, 1971), bien connu en Bolivie et en Argentine (formation Zapla). Ce niveau repose en concordance sur l'Ordovicien et on admet que son âge est pré-Wenlockien. Au dessus, le Silurien moyen et supérieur est représenté par des schistes noirs (2000 m et plus) dans la Cordillère Orientale (LAUBACHER, 1974) et par 300 à 600 m de grès et lutites dans la région NW du Lac Titicaca (BOUCOT & MEGARD, 1972; LAUBACHER, 1973). Du Silurien, on passe progressivement au Dévonien inférieur et moyen.

Sur l'Altiplano où il est connu depuis les travaux de DOUGLAS (1920) et NEWELL (1949), le Dévonien comprend plus de 2000 m de grès et de lutites fossilifères dont la lithologie est assez analogue à celle du Dévonien décrit en Bolivie dans la région de la Paz. Dans la Cordillère Orientale, du Dévonien a été décrit dans le nord de la Bolivie (RIVAS, 1968), par contre, dans le sud du Pérou, cet étage n'a pas été reconnu: il est probable que son absence est liée en grande partie à l'érosion post-éohercynienne et post-hercynienne tout court. Sur la Côte, des terrains dévoniens affleurent à Cocachacra, quelques 30 km à l'est de

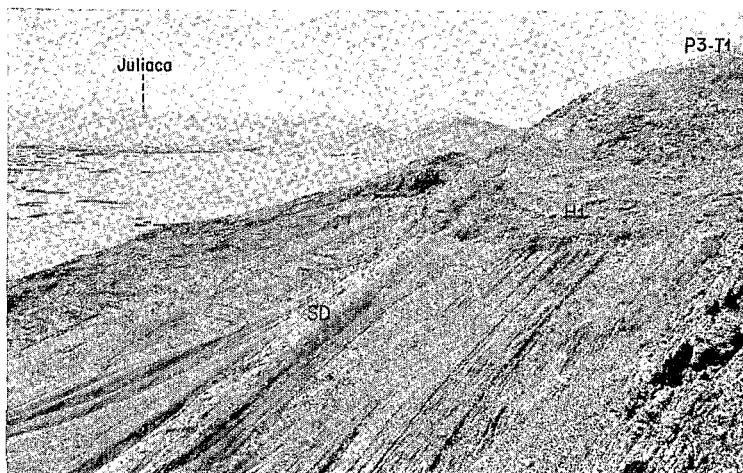


Fig. 5. Phase éohercynienne: discordance du Mississippien sur le Paléozoïque inférieur (4 km à l'ouest de Juliaca).

Mollendo, et à Toran, dans le lit du rio Majes à quelques 80 km à l'ouest d'Arequipa. Discordante sur le soubassement précambrien, on distingue une série détritico constituée par un conglomérat de base épais de 40 m surmonté par une série schisto-gréseuse à passées volcano-détritico épaisse de plus de 400 m contenant des fossiles d'âge dévonien inférieur (PAREDES, 1964). Cette faune semble bien distincte de la faune malvino-caffre de l'Altiplano (Com. écrite du Dr. Boucot). C'est un argument pour penser que durant le Dévonien, entre l'Altiplano et la Côte, existait une dorsale partiellement émergée servant de zone d'alimentation aux bassins orientaux et occidentaux.

I-2-2. La tectorogénèse éohercynienne

Bien que dans la littérature d'Argentine et de Bolivie certains auteurs (TURNER, 1971; etc.) fassent mention d'un plissement tectonique, nous n'avons rencontré aucune preuve ni aucun argument permettant de soupçonner l'existence d'un tel plissement dans le sud du Pérou. Les séries sont concordantes de l'Ordovicien au Dévonien et la lacune stratigraphique qui existe entre Ordovicien et Silurien traduit seulement une émergence du bassin paléozoïque. Ce n'est qu'à la fin du Dévonien que l'ensemble du Paléozoïque inférieur a été intensément plissé par la phase «éohercynienne» (MEGARD, 1967; MEGARD et al., 1971).

I-2-2-a. La discordance éohercynienne

Dans le Sud du Pérou, la phase éohercynienne est soulignée par une importante discordance angulaire entre les terrains plissés du Paléozoïque inférieur et sa couverture carbonifère et permienne (Fig.4). Au niveau de notre coupe une telle discordance est observable de façon indiscutable, 5 km à l'ouest de Juliaca, à côté de l'hacienda Tariachi (Fig. 5). A cet endroit nous avons trouvé 50 à 100 m de grès arkosiques gris-blancs, contenant une flore mississippienne à *Rhacopteris* sp. et *Sphénopteris* sp., qui recouvrent en discordance angulaire de 90° une séquence de grès et lutites du Paléozoïque inférieur. Des discordances analogues se notent

encore au nord d'Azangaro (Mine Surupana, 70° 07' W et 14° 37' S) et à 20 km au sud-est d'Ananea sur le flanc est du Cerro Caballune (5025 m) où des grès du Carbonifère recouvrent en discordance angulaire des schistes du Siluro-Dévonien.

I-2-2-b. Les structures éohercyniennes

La tectonique éohercynienne a été très intense au niveau de la Cordillère Orientale (Fig. 9) où localement nous avons observé des plis couchés d'ordre pluri-kilométriques déversés vers l'ouest—sud-ouest. Dans cette zone que l'on peut considérer comme étant la partie axiale de la chaîne hercynienne, une schistosité de flux ou de fracture affecte les sédiments du Paléozoïque inférieur sur une largeur de plus de 100 km. De part et d'autre de cette zone axiale l'intensité de la déformation décroît assez rapidement. Sur notre coupe il est possible de suivre d'ouest en est les variations du style tectonique.

— Sur la Côte, le Dévonien n'a pas été plissé par la phase éohercynienne. La seule tectonique notable correspond à une tectonique de failles normales pré-mississippiennes qui a permis au Dévonien de rester préservé dans des compartiments effondrés.

— Dans la Cordillère Occidentale, les premières structures plissées affleurent entre Taya-Taya et Huancane; la tectonique éohercynienne est caractérisée dans cette région et sur l'Altiplano par des plis concentriques kilométriques sans déversement notable et généralement sans schistosité.

— Dans la Cordillère Orientale, la phase éohercynienne déforme le Siluro-Dévonien en grands plis couchés, qui affleurent entre Ananea et Cuyo-Cuyo. A ces plis d'ordre kilométrique ou plurikilométrique de direction N 130—160 et déversés vers l'ouest-sud-ouest, est associée une schistosité de flux, horizontale ou à léger pendage vers le nord-est. A l'ouest d'Ananea ces structures sont recouvertes en discordance par le Paléozoïque supérieur, puis réapparaissent à nouveau dans une fenêtre située à quelques 20 km à l'est de Putina. Bien que l'interprétation de cet affleurement très tectonisé soit délicat, nous pensons qu'il s'agit là du prolongement vers l'ouest de la zone à plis couchés d'Ananea qui s'étendrait ainsi sur une largeur de plus de 50 km. En aval de Cuyo-Cuyo, les plis et la schistosité se redressent progressivement, plus en aval encore, entre Huancaluque et San Juan del Oro, les plis deviennent concentriques et la schistosité subverticale de fracture tend à disparaître.

— Dans la zone subandine du Madre de Dios, dont la géologie est encore mal connue, la tectonique éohercynienne s'est manifestée par une fracturation du socle et par une phase d'érosion (DAVILA & PONCE DE LEON, 1971).

Dans la zone axiale, la schistosité 1 est recoupée, en particulier entre Sandia et Ananea par une schistosité 2 de fracture subverticale, N 110—140 qui en certains endroits paraît liée à des plis en kink-bands. Cette schistosité 2 est indubitablement hercynienne cependant il n'est pas clairement établi si son âge est éohercynien ou tardihercynien.

Dans cette même zone axiale, aux plis couchés ou déversés sont associées de nombreuses failles inverses à faible pendage NE, formées en même temps que les plis et dont les miroirs sont souvent matérialisés par des filons de quartz. Prise isolément, chacune de ces failles semble n'avoir eu qu'un rejet assez faible, encore que la monotonie de la lithologie ne permette pas, souvent, de préciser leur importance réelle. Cependant, il peut y avoir un important effet cumulatif.

La Cordillère Orientale a donc été, tectoniquement parlant, la zone la plus active. C'est en particulier dans cette région que le raccourcissement du socle a été le plus important. On peut admettre, au vu de l'ensemble de la tectonique, que le raccourcissement de l'ensemble de la chaîne éohercynienne a été supérieur à 100 km.

I-2-2-c. Le métamorphisme et le magmatisme éohercyniens

Au niveau de la transversale étudiée l'Eohercynien est caractérisé par un métamorphisme épizonal à chloritoschistes. Cependant très localement, à 15 km au NE de Cuyo-Cuyo, nous avons observé l'apparition de la biotite. Il s'agit d'un affleurement lenticulaire relativement réduit qui se trouve au coeur d'un des grands plis de la vallée de Sandia. Le magmatisme est lui aussi peu important. Cependant, un exemple d'intrusion éohercynienne a été décrit dans la Cordillère Royale de Bolivie (BARD, BOTELLO, MARTINEZ & SUBIETA, 1974). Il s'agit du granite orthogneissifié, à 2 micas, de Zongo-Yani, qui s'est mis en place durant le plissement éohercynien et a été accompagné d'un intense métamorphisme. Dans la Cordillère Orientale du Pérou, au N d'Ollachea (Rio San Gaban) et à Marcapata, des intrusions accompagnées également de métamorphisme pourraient appartenir à cette phase de magmatisme. Par ailleurs, les nombreux filons de quartz aurifère qui lardent les schistes du Paléozoïque inférieur sont à relier au magmatisme éohercynien.

I-2-3. Le Paléozoïque supérieur

Le plissement éohercynien amène un changement total dans le panorama paléogéographique. La sédimentation (Fig. 4) va s'effectuer dans des bassins néritiques dont les oscillations rapides sont indiquées par une lithologie très diversifiée. D'autre part les brusques variations d'épaisseur soulignent l'importance d'une tectonique de failles normales synsédimentaires.

Dans le sud du Pérou le Paléozoïque supérieur affleure sur une largeur de plus de 200 km et a suscité de nombreuses études dont celles de NEWELL (1949) et NEWELL, CHRONIC & ROBERTS (1953) sont les plus importantes.

I-2-3-a. Le Carbonifère inférieur

Dès le début du Paléozoïque supérieur, l'ensemble de la chaîne hercynienne émerge et la démolition des reliefs alimente des bassins à dépôts détritiques continentaux: c'est le groupe Ambo de NEWELL et al. (1953). Au Mississipien supérieur et peut être dès le Mississipien moyen, une transgression de la mer venant du nord du Pérou amène la constitution d'un étroit bassin marin qui occupait approximativement l'extension de l'actuelle Cordillère Orientale (MEGARD et al., 1971). Dans le sud-est du Pérou, ce bassin large d'une centaine de kilomètres, s'est installé entre le Lac Titicaca et la zone subandine. Au point de vue lithologique, le Mississipien est essentiellement formé d'alternances de grès et de lutites fossilifères sur une épaisseur de plus de 1500 m, avec quelques intercalations tillitiques vers le sommet. A Juliaca (NW du Lac Titicaca) le Mississipien ne comporte plus que des arkoses et des grès continentaux à plantes.

I-2-3-b. Le Pennsylvanien et le Permien inférieur

Au Pennsylvanien moyen le sud du Pérou est atteint par une nouvelle transgression marine venant du nord du Pérou. Au nord-est de Muñani, le Pennsylvanien atteint plus de 500 m avec une série de grès verts dans lesquels s'inter-

calent des bancs de marnes et de calcaires attribués au groupe Tarma, où ont été décrits des fossiles d'âge pennsylvanien moyen (NEWELL et al., 1953). Quant aux grès verts, il s'agit probablement de tufs volcaniques redéposés qui constituent un excellent niveau repère.

L'existence du Pennsylvanien supérieur n'est pas prouvée, cependant, il semble bien qu'il y ait continuité stratigraphique du Pennsylvanien au Permien inférieur par l'intermédiaire d'une séquence gréseuse et marno-calcaire.

La mer permienne transgresse largement les limites de la mer pennsylvanienne vers le sud et recouvre la Bolivie. Le lithofaciès du Permien inférieur (groupe Copacabana) correspond à une série carbonatée très fossilifère (DUNBAR & NEWELL, 1946; NEWELL et al., 1953). Au long de la coupe étudiée, le Permien inférieur n'affleure qu'entre Putina et Ananea. Cependant, au nord et au nord-ouest de Putina, son extension est considérable et son épaisseur dépasse 1500 m. Le sommet du Permien inférieur est marqué localement par la présence d'apports détritiques rouges soulignant une émergence qui précède le plissement tardihercynien.

I-2-4. La tectorogénèse tardihercynienne

Dans le sud-est du Pérou, une forte discordance angulaire entre les couches plissées du Permo-Carbonifère et les couches volcano-détritiques du Permo-Trias (groupe Mitu), souligne très clairement la tectonique de plissement tardihercynienne (AUDEBAUD & LAUBACHER, 1969; LAUBACHER, 1970). Ce plissement semble localisé au sud-est du Pérou et a essentiellement affecté le rebord ouest de la Cordillère Orientale (Fig. 4). Les plis tardihercyniens de direction N 140—160 sont déversés vers le sud-ouest et assez souvent accompagnés d'une schistosité de fracture; très localement (vallée d'Usicayos) apparaît un métamorphisme épizonal (LAUBACHER, 1970). Le long de notre coupe la discordance tardihercynienne n'est visible qu'en un seul endroit, situé à une quinzaine de kilomètres à l'est de Putina sur le flanc est du Cerro Pucacunca: on peut y observer des grès et calcaires du Permien inférieur discordants (angle de 15 à 25°) sous une séquence conglomératique, que, par son faciès nous attribuons au groupe Mitu (Permo-Trias). Le conglomérat est surmonté par les grès du Crétacé continental du synclorium de Putina.

D'une façon plus générale, dans le sud-est du Pérou, le plissement tardihercynien a été accompagné par un métamorphisme épizonal qui affecte assez fréquemment le Carbonifère inférieur et plus rarement le Pennsylvanien ou le Permien inférieur (LAUBACHER, 1970). Par contre aucun magmatisme syntectonique n'a été observé.

La tectonique de plissement, tardihercynienne a été suivie d'une tectonique cassante. Il s'agit de failles normales qui ont permis la montée du matériel effusif permien et également de grands décrochements longitudinaux de direction andine. Nous avons l'impression qu'il s'agit là de la mise en place de structures qui guideront le futur bassin andin. Cette tectonique débute dès le Permien moyen et se poursuit pendant et après le dépôt des molasses permotriasiques.

I-2-5. Le Permo-Trias

Le Permo-Trias correspond à une période post-tectonique caractérisée après le Permien inférieur, par le dépôt de couches rouges continentales résultant de l'émergence, puis de l'érosion des reliefs hercyniens. Ces molasses sont consti-

tuées par du matériel détritique grossier et rubéfié, ainsi que par des intercalations ou des accumulations de volcanites andésitiques ou ignimbritiques. Ces dépôts sont discordants angulairement sur les couches plissées du Carbonifère et du Permien inférieur (Fig. 4). Cette série a pris le nom de groupe Mitu pour la plupart des auteurs.

Dans le centre du Pérou, ces molasses (groupe Mitu de McLAUGHLIN, 1924) sont datées du Permo-Trias par leur insertion entre le Léonardien moyen (groupe Copacabana) et le Ladinien de la base du groupe Pucara (LEVIN, 1974) ainsi que par des fossiles d'âge permien supérieur (BENAVIDES, 1956). A Abancay, elles sont pré-liasiques; par contre entre Cuzco et la frontière bolivienne, l'absence de dépôts jurassiques permettrait d'avancer un âge Permien moyen à Jurassique pour ces molasses. Cependant leur faciès les à toujours fait placer dans le Permien supérieur (NEWELL et al., 1953). Récemment, la découverte d'une mince intercalation calcaire à fusulines dans ces molasses (8 km au NE du Cerro Surupana, en 70° 05' W et 14° 35' S) nous permet raisonnablement d'affirmer que la base du groupe Mitu est d'âge permien.

Le matériel détritique est constitué de conglomérats bréchiqes et d'arkoses rouges n'ayant subi qu'un faible transport. Le matériel volcanique de composition andésitique à ryolitique, comporte des accumulations parfois épaisses de 3000 m, et résulte de l'existence, pendant le Permo-Trias, d'un grand arc volcanique continental localisé dans la Cordillère Orientale entre les 10 et 15 degrés de latitude sud.

Un arc volcanique andésitique de même nature et même âge a été reconnu depuis longtemps dans les Andes argentines (POLANSKI, 1966). Tant au Pérou qu'en Argentine, ces arcs sont en gros parallèles aux structures andines et il est possible qu'ils marquent le début de la mise en place d'une zone de subduction le long de la côte du Pacifique.

Le plutonisme post-tectonique semble avoir été assez important dans le sud-est du Pérou. Durant cette même période, des intrusions post-tectoniques se sont mises en place, dont le batholite granitique de Coasa (207 MA) et le massif de syénite néphélinique de Macusani (180 MA), (STEWART et al., 1974).

I-2-6. Extension de la chaîne hercynienne

Un article de MEGARD et al. (1971) a clairement mis en évidence l'extension de la chaîne hercynienne depuis le Pérou central (8° S) jusqu'au niveau de l'Argentine moyenne (36° S). Cette chaîne, caractérisée par des plissements fini-dévonien, intra-permien et même intra-triasique en Argentine, présente partout des caractères nets de chaîne intracratonique. Cependant, plus au sud, vers l'Argentine moyenne (Précordillère de San Juan), la présence de « roches vertes » dans la série paléozoïque semble indiquer qu'à ce niveau la chaîne hercynienne eut une évolution différente de celle du segment péruano-bolivien.

II. Le cycle andin

C'est au Trias supérieur (Norien) qu'une transgression marine venant du Pacifique marque le début du cycle andin (AUDEBAUD et al., 1973). Selon LEVIN (1974), le commencement du cycle se situe au Ladinien. Un dispositif subsident se met en place progressivement de l'ouest vers l'est. Au Trias supérieur la mer

ne baigne que la région de la côte actuelle, laissant le reste du continent émergé. Au Lias inférieur la subsidence gagne la région du versant pacifique des Andes actuelles; au Malm, la côte suivait une ligne Ayaviri-Juliaca-Puno. Au Crétacé inférieur le dispositif paléogéographique caractéristique du Sud péruvien est en place et montre d'ouest en est: un arc volcanique occidental au niveau de la côte actuelle où des sédiments marins s'intercalent avec des volcanites andésitiques, un bassin marin subsident, un bourrelet positif formant haut-fond, un bassin surtout continental (l'Altiplano), la Cordillère Orientale formant relief, un bassin andin fortement subsident à l'ouest et reposant sur le bouclier brésilien à l'est avec un remplissage essentiellement continental.

Vers le nord cette disposition reste valable jusqu'à 500 km environ de la ligne de coupe; au delà le bassin de l'Altiplano disparaît et le bassin marin est limité à l'est directement par la Cordillère Orientale. Ce changement dans le dispositif paléogéographique correspond d'ailleurs à un changement dans la morphologie actuelle: l'Altiplano péruvo-bolivien s. str. se rétrécit vers le nord pour disparaître au Col de la Raya (150 km au SE de Cuzco).

La Fig. 7 synthétise la corrélation des faciès observés d'ouest en est le long de la coupe depuis le Trias jusqu'au Quaternaire.

II-1. Du Trias à l'Eocene

II-1-1. Le Trias et le Lias

BELLIDO & GUEVARA (1963) décrivent une série de 1000 m de shales, grès et andésites, localisée à la région côtière: c'est le groupe Yamayo. Cette série est attribuée au Trias supérieur par la découverte de plantes du genre *Pterophyllum* (NARVAEZ, 1964) et par sa position sous le Lias. Au Trias supérieur, la mer bien établie dans le centre et le nord du Pérou (MEGARD, 1973) n'existe dans le sud qu'à l'état de mer épicontinentale déposant des faciès saumâtres grés-argileux intercalés d'andésites. Ces andésites sont les premiers témoins de l'activité de l'arc volcanique côtier qui va fonctionner pendant une bonne partie du Mésozoïque.

Au Lias, l'activité volcanique et la sédimentation marine s'étend vers l'est jusqu'à la région d'Arequipa où l'on trouve, comme sur la côte, des volcanites andésitiques intercalées cette fois à des calcaires récifaux fossilifères (JENKS, 1948; BENAVIDES, 1962). Cette série liasique décrite par JENKS sous le nom de formation Chocolate atteint sur la côte une épaisseur de 2500 m (NARVAEZ, 1964) alors qu'elle ne dépasse pas 1000 m dans la région d'Arequipa.

On connaît également des dépôts du Lias à l'est de la région d'Arequipa, à Mañazo et Vilque, représentés par 600 m de calcaires et shales noirs à la base du groupe Lagunillas (PORTUGAL, 1974).

II-1-2. Le Jurassique

Pendant le Dogger l'activité volcanique se poursuit dans la région côtière (partie inférieure de la formation Guaneros) comme le décrivent BELLIDO & GUEVARA (1963). Vers le nord, RUEGG (1957) décrit sous le nom de formation Rio Grande une série de même âge et de lithologie identique. Plus à l'est un bassin marin centré sur le flanc pacifique de la Cordillère Occidentale s'individualise nettement. Le Dogger y est représenté par 200 à 300 m de calcaires fossilifères contenant quelques intercalations de tufs volcaniques (formation Socosani de

JENKS, 1948). Vers l'est cette mer ne devait pas dépasser l'actuelle ligne de partage des eaux de la Cordillère Occidentale. Vers le nord, la couverture volcanique récente ne permet pas de voir comment se réalise le passage entre les calcaires Socosani et les calcaires de même âge décrits par MEGARD (1973) dans le centre du Pérou.

A l'est de la Cordillère Occidentale on ne connaît pas de dépôts du Dogger; l'Altiplano, la Cordillère Orientale et la zone subandine étaient encore émergés.

Au Malm, la disposition paléogéographique reste la même mais le bassin marin atteint une plus grande extension vers l'est. Sur la côte, l'activité volcanique continue, représentée par la partie supérieure de la formation Guaneros contenant des fossiles calloviens (BÉLLIDO & GUEVARA, 1963). Plus au nord RUEGG (1957) décrit une série analogue dans la région de Nazca (formation Jaguay). Plus à l'est, dans le bassin marin se déposent 1000 à 2000 m de shales intercalées de grès et de calcaires. Cette série contenant une faune oxfordo-tithonique correspond à la quasi totalité du groupe Yura de la région d'Arequipa (JENKS, 1948; BENAVIDES, 1962) et au groupe Lagunillas décrit par NEWELL (1949) dans l'ouest de l'Altiplano.

A l'est d'une ligne Ayaviri-Julica-Puno, correspondant à la limite orientale d'affleurement des faciès marins du Malm, s'étendait une région émergée, suffisamment basse et en équilibre morphologique pour n'amener à la mer que peu de produits d'érosion grossiers. Nous assimilons au Jurassique terminal les formations Sipin et Muni décrites par NEWELL (1949) sur l'Altiplano et s'étendant jusque sur la bordure de la Cordillère Orientale. Ces formations, composées de calcaires et d'argilites de faciès saumâtre ont une épaisseur totale ne dépassant que rarement 100 à 200 m; elles correspondent à une avancée de la mer vers l'est très localisée dans le temps.

II-1-3. Les « mouvements » névadiens. Paléogéographie

MEGARD (1973) a fait une étude critique complète sur les événements névadiens s. l. à l'échelle du Pérou; nous sommes pleinement en accord avec ses conclusions qui font des « mouvements » névadiens une simple, mais importante épirogénèse.

Au niveau de notre coupe aucun argument ne permet de supposer l'existence des mouvements post-Dogger et pré-Tithonique signalés par RUEGG (1957, 1961, et 1962) sur la côte au sud de Nazca, et par NEWELL (1949) et PORTUGAL (1974) dans la région étudiée. Tout au plus note t'on dans la région d'Arequipa une érosion due à une émergence entre les calcaires du Dogger et les shales grès et calcaires du Malm (BENAVIDES, 1962). De même il n'y a pas de preuve de mouvements de compression post-tithoniques et pré-néocomiens; par contre il se produit à cette époque une épirogénèse importante qui mit en place dans sa position définitive le dispositif paléogéographique mésozoïque. En général le Néocomien (grès et quartzites Hualhuani et Murco de la région d'Arequipa; grès Huancane de l'Altiplano) repose en concordance, mais par l'intermédiaire d'une surface d'érosion, sur le Malm.

Dans le sud du Pérou, les mouvements névadiens semblent donc pouvoir être assimilés à des mouvements épirogéniques liés à une phase de distension. La discordance angulaire, très localisée dans l'espace, observée par l'un de nous (E. A.) à 25 km au nord-ouest de Julica (Rio Colque), entre le Permien supérieur et le

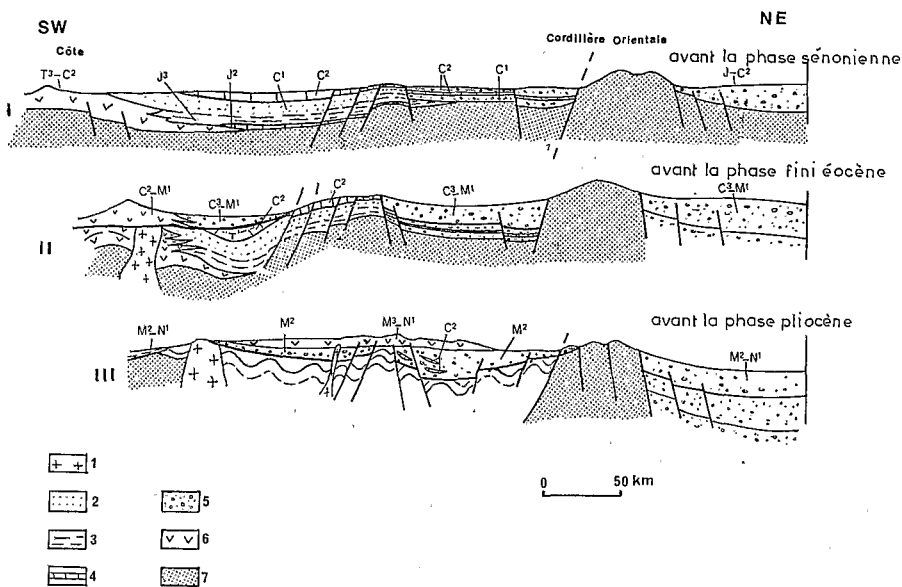


Fig. 6. Schéma paléogéographique évolutif du cycle andin. 1. Roches plutoniques andines; 2. détritique marin; 3. shales; 4. calcaires marins; 5. séries clastiques rouges continentales; 6. roches volcaniques; 7. substratum hercynien et précambrien. Pour les symboles d'âge voir figure 9.

Néocomien ne semble pas pouvoir être prise comme preuve d'une tectonique névadienne d'importance régionale. Peut être s'agit-il de mouvements névadiens très localisés dans l'espace, le long d'une fracture, ou peut être encore il s'agit d'une phase tectonique post-permienne et anté-Trias supérieur comme celle observée au nord-ouest de Huanuco par B. DALMAYRAG (communication verbale).

NEWELL (1949), dans la région de Lagunillas, avait décrit une discordance angulaire nette entre le Malm et un Néocomien conglomératique équivalent latéral des grès Huancane. Nous pouvons affirmer que le conglomérat considéré qui contient d'ailleurs des olistholites de Crétacé moyen, est d'âge Oligocène (groupe Puno) et en tout cas d'âge au moins Tertiaire. L'argument le plus convainquant de l'existence d'une tectonique névadienne disparaît donc.

Quoiqu'il en soit, l'épirogénèse névadienne est importante et déterminante pour la disposition paléogéographique du Mésozoïque. C'est en effet à cette époque, fin du Tithonique à début du Crétacé, que les régions jusque là stables situées à l'est du bassin marin commencent à se mobiliser. L'arc magmatique occidental semble être rejeté plus à l'ouest, permettant à la marge occidentale du bassin marin de s'étendre.

Sur la bordure est du bassin marin s'individualise un bourrelet émergé qui sépare le bassin marin de l'Altiplano où commence à se dessiner un bassin à sédimentation surtout continentale. Ce bourrelet, centré sur une ligne Santa Lucia — Yauri, est surtout bien marqué au Néocomien et à l'Oligo-Miocène, le reste du temps il représente une zone de hauts fonds séparant la mer franche d'une zone

continentale à deltaïque. L'extension latérale du bourrelet de Santa Lucia varie de 80 km au Néocomien à 30 km à l'Oligocène. Cette zone positive correspond à une grande zone de failles d'orientation NNW—SSE probablement héritées de la distension post-hercynienne, qui coupait en oblique la zone axiale hercynienne dans la région de Cuzco-Sicuaní (Fig. 5).

Le bassin de l'Altiplano est donc limité par le bourrelet positif à l'ouest et par la Cordillère Orientale à l'est qui forme un relief alimentant la sédimentation vers l'Altiplano et peut être aussi vers la zone subandine.

II-1-4. Le Crétacé jusqu'au Santonien

Le Crétacé affleure largement le long de notre coupe dans chacune des unités morphostructurales. Toutefois, à la différence du centre et du nord du Pérou où une stratigraphie fine a pu être faite grâce à un abondant contenu fossilifère, dans le sud on ne peut différencier paléontologiquement que l'Albo-Turonien dans le bassin occidental et le Cénomaniens sur l'Altiplano. Pour le reste des séries, les attributions d'âge et les corrélations ne sont basées que sur des arguments indirects de positions stratigraphique ou de faciès.

II-1-4-a. La zone côtière

Dans la région de Mollendo et La Joya (GARCIA, 1968) le Malm volcanosédimentaire (formation Guaneros) passe vers le sommet à une série de 400 m de grès et shales sans intercalations volcaniques. Cette série contient des ammonites du passage Tithonique-Berriasien et pour cette raison on peut la corréler avec la partie supérieure du groupe Yura d'Arequipa. Au dessus vient en discordance angulaire le volcanisme Crétacé terminal-Eocène (groupe Toquepala).

On ne connaît pas le Crétacé moyen et supérieur. Il faut remonter vers le nord jusque dans la région de Nazca pour voir affleurer une série d'âge crétacé inférieur et moyen composée de shales, grès, calcaires et volcanites (RUEGG, 1962).

Dans le sud du Pérou, au Crétacé inférieur, l'arc volcanique côtier, soit ne fonctionnait pas, soit (ce qui est plus probable) se trouvait déporté vers l'ouest, permettant aux faciès du bassin marin de s'étendre jusqu'à la zone côtière actuelle.

II-1-4-b. Le bassin marin

Nous ne nous étendons pas sur la stratigraphie du Crétacé du bassin marin, bien connue depuis les études de JENKS (1948) et BENAVIDES (1962).

Le Malm est surmonté par 350 m de grès (formations Hualhuani et Murco). La partie inférieure des grès Murco montre une nette tendance à former des couches rouges (BENAVIDES, 1962). Cette série gréseuse est azoïque; cependant, reposant sur le Tithonique et passant en continuité à l'Albien moyen on peut lui attribuer un âge allant du Berriasien à l'Albien inférieur. Vers le nord-ouest, dans le département d'Apurímac, PECHO (communication verbale) et MAROCCO (1971) trouvent des séries détritiques de même âge.

A partir de l'Albien moyen et jusqu'au Turonien se déposent 700 m de calcaires fossilifères (formation Arcurquina); quelques bancs de tufs interstratifiés témoignent qu'une certaine activité volcanique existait à cette époque dans des régions peu éloignées (arc volcanique côtier?). Ces calcaires se suivent vers le nord-ouest dans le département d'Apurímac (MAROCCO, 1971) où ils sont souvent décrits sous le nom de formation Ferrobamba (levers inédits du S.G.M. du Pérou).

Ils sont aussi équivalents à l'ensemble des formations Chulec, Pariatambo et Jumasha du Pérou central.

Au Turonien se produit une régression générale de la mer mésozoïque. Dans la région d'Arequipa cette régression est marquée par 100 m d'évaporites concordantes sur les calcaires albo-turonien.

II-1-4-c. L'Altiplano

Les nouveaux éléments de la stratigraphie.

Les travaux d'AUDEBAUD (à paraître) ont apporté un jour nouveau sur la stratigraphie du Crétacé de l'Altiplano péruvien en levant certains doutes concernant les corrélations entre les séries occidentales et orientales de cette zone de hauts-plateaux.

NEWELL (1949) avait fixé la stratigraphie suivante:

Formation Muñani	}	Crétacé supérieur
Formation Vilquechico		
Formation Cotacucho		
Formation Moho		Crétacé moyen
Formation Huancane		Crétacé inférieur

l'ensemble étant pour NEWELL plissé au Sénomien.

Plus tard, les travaux de GRAMBAST et al. (1967) et CHANOVE et al. (1969) montrèrent que la formation Vilquechico appartenait au Maestrichtien-Danien et donc que la tectonique sénonienne (phase péruvienne de STEINMANN, 1929) n'avait eu aucun effet sur l'Altiplano.

Cette colonne stratigraphique, même modifiée quant à l'âge des formations Vilquechico et Muñani posait un problème: dans l'ouest de l'Altiplano on ne connaît pas la formation Cotacucho qui reste cantonnée à l'est avec des faciès gréseux contenant une intercalation dolomitique (dolomie Huatasane). AUDEBAUD a pu montrer que la formation Cotacucho était en réalité l'équivalent oriental des formations Muni, Huancane et Moho (la dolomie Huatasane équivaut au calcaire dit «Ayavacas» contenu dans la formation Moho). La zone de passage des faciès occidentaux aux faciès orientaux se trouve à l'est des villages de Huancane et Moho (Fig. 7 et 8).

Stratigraphie sommaire du Crétacé de l'Altiplano.

Le Crétacé inférieur est représenté par une série détritique (formation Huancane) plutôt continentale, qui augmente d'épaisseur de l'ouest vers l'est. Entre le bourrelet de Santa Lucia et Juliaca la série est conglomératique (influence du bourrelet positif). Entre les villages de Moho et Huancane (NE du Lac Titicaca) le Crétacé inférieur prend son faciès gréseux typique et voit son épaisseur passer de 55 m (région de Pusi) à 500 m près du village de Moho. A l'est de Moho, le Crétacé inférieur correspond aux grès inférieurs du complexe Cotacucho.

Le Crétacé moyen est représenté dans la partie occidentale de l'Altiplano par le groupe Moho (100 à 200 m). Ce sont essentiellement des shales rouges plus ou moins gypseux et gréseux comportant un niveau calcaire (dit «Ayavacas») daté du Cénomani (NEWELL, 1949). Dans l'Altiplano oriental, le Crétacé moyen correspond à la partie supérieure des grès Cotacucho, les calcaires Ayavacas ayant pour équivalent la dolomie dite «Huatasane». On note une différence d'épaisseur entre le groupe Moho (100 à 200 m) et son équivalent oriental (300 m

environ), indiquant une subsidence plus importante à l'est qu'à l'ouest. La zone de changement de faciès (région de Moho-Huancane) est marquée actuellement par une importante faille inverse à pendage au NE (Fig.8); cette faille devait exister au Crétacé et contrôler la subsidence de l'Altiplano oriental.

La partie supérieure du groupe Moho a, dans la partie occidentale de l'Altiplano, un faciès caractéristique de shales multicolores intercalées de niveaux de calcaires fossilifères (huîtres ou charophytes) ou de grès quartzites. L'épaisseur de cette série est de l'ordre de 400 m et AUDEBAUD (1971) lui a donné le nom de formation Hanchipacha, son âge est fini-crétacé. Dans la partie orientale de l'Altiplano, la formation Vilquechico présente la même lithologie que la formation Hanchipacha mais avec une épaisseur plus grande de l'ordre de 600 à 700 m; ces 2 formations sont en première approximation d'âge équivalent.

II-1-4-d. La Cordillère Orientale

Pendant le Crétacé la Cordillère Orientale était une zone positive alimentant la sédimentation détritique de l'Altiplano. Des dépôts crétacés à faciès «réduit» de Cotacuyo sont connus sur la bordure ouest de la Cordillère Orientale.

II-1-4-e. La zone subandine

Dans le bassin subandin, séparé de l'Altiplano par la Cordillère Orientale se dépose, en concordance sur le Paléozoïque, une série de près de 2000 m de grès, shales et calcaires d'âge crétacé inférieur à supérieur. Ce sont les formations Aguas Calientes et Chonta (MORAN & FYFE, 1933). Sur notre coupe, le contact entre Paléozoïque inférieur et Crétacé peut se voir dans le Rio La Pampa en amont de la confluence des rios La Pampa et Candamo.

II-1-5. La tectonique sénonienne

C'est la première phase des plissements andins, encore connue sous le nom de «phase péruvienne» que lui donna STEINMANN (1929). Seules la Côte et la Cordillère Occidentale montrent des structures de cet âge; ailleurs cette phase ne se manifeste que par des mouvements verticaux.

Deux remarques s'imposent à propos de la chronologie des phases tectoniques andines et de leur mise en évidence par des discordances angulaires. Souvent la datation des phases tectoniques repose sur des corrélations avec le Pérou Central ou la Bolivie. Or, à la zonation morphostructurale (Fig. 3) peut se surimposer une zonation du nord vers le sud. Ainsi les chronologies d'événements définies au nord et au sud du 13° de latitude sud ne sont pas forcément équivalentes.

D'autre part, au cours d'une période d'épirogénèse des flexures peuvent apparaître en bordure de bassins sédimentaires, déterminant des discordances angulaires importantes mais locales. On comprend donc que sur une aire d'observation réduite un auteur puisse définir une discordance angulaire là où un autre ne voit au même niveau que des couches concordantes. De plus, une phase de compression peut épargner du plissement certaines zones d'une même transversale, d'où les difficultés rencontrées pour la définition des dernières phases andines.

II-1-5-a. Mise en évidence

Dans la zone côtière, la phase sénonienne est marquée par la discordance angulaire des volcanites crétacé supérieur-éocènes (groupe Toquepala) sur le

Malm. C'est le cas le long de notre coupe dans la région de La Joya (GARCIA, 1968).

Vers le nord-est, dans la zone du bassin marin occidental, la tectonique sénonienne est plus délicate à mettre en évidence. La série mésozoïque jusqu'au Turonien est assez intensément déformée (JENKS, 1948; BENAVIDES, 1962; VARGAS, 1970) mais les dépôts discordants qui la recouvrent sont des volcanites d'âge oligo-miocène, ce qui ne permet pas de dater précisément les structures. Toutefois, vers le nord-est, la série mésozoïque plissée est en contact par faille avec des grès et conglomérats rouges azoïques (formation Huanca) moins déformés que le Mésozoïque mais recouverts en discordance angulaire par le même volcanisme oligo-miocène. L'âge de la tectonique qui a plissé le Mésozoïque est subordonné à l'âge de la formation Huanca: soit cette dernière est crétacé supérieur-éocène, et la tectonique est sénonienne; soit Huanca est oligocène (équivalent du groupe Puno de l'Altiplano) et la tectonique peut être encore oligocène inférieur (deuxième phase andine). Nous optons pour la première hypothèse car elle présente moins de contradictions que la deuxième.

Là où elle a pu être datée précisément par des séries fossilifères (Pérou central) la première phase andine est intrasénonienne: post-santonienne et anté-maestricienne (MEGARD, 1973).

II-1-5-b. Les structures

Les structures de la première phase andine ont une direction NW—SE confondue avec les directions des phases postérieures, ce qui rend souvent difficile son individualisation.

Sur la côte les structures sont peu spectaculaires, avec des plis à grand rayon de courbure, des pendages dépassant rarement 45° , sans déversement apparent. A la différence de la zone côtière du Pérou central (MEGARD, 1973) les plis ne montrent pas de schistosité.

Dans la zone du bassin marin occidental, les structures sont plus accentuées. Elles sont particulièrement bien visibles sur la feuille au 1/100.000 d'Arequipa (VARGAS, 1970). Les plis sont plus serrés, et des structures majeures kilométriques sont accompagnées de plis mineurs hectométriques ou métriques. Les déversements sont rares et sont limités à la proximité de grandes failles NW—SE à E—W qui pourraient bien être des contacts anormaux correspondant à des écaillages vers le sud-est (A. LAVENU, communication verbale).

L'Altiplano, la Cordillère Orientale et la zone subandine ont été épargnés par la phase sénonienne; les terrains du Crétacé terminal y sont concordants sur le Mésozoïque. La première phase andine ne s'est manifestée dans ces régions que par des mouvements verticaux. Certains mouvements gravitationnels ont pu se produire à cette époque et provoquer des accumulations locales de calcaires cénomaniens (niveau «Ayavacas») comme l'ont montré AUDEBAUD (1971) et PORTUGAL (1974).

II-1-5-c. Paléogéographie après la phase sénonienne

La tectonique sénonienne est responsable d'une réorganisation du dispositif paléogéographique. La côte et le flanc pacifique des Andes se soulèvent et émergent, tandis qu'une intense activité volcanique se développe sur la zone côtière pendant le Crétacé terminal-Eocène (groupe Toquepala). Un plutonisme acide se manifeste au sud d'Arequipa et constitue les premières étapes intrusives du

batholite de la Caldera. L'érosion dégage rapidement ce pluton et probablement dès le début de l'Eocène, il va limiter au sud-ouest un petit bassin continental où se déposeront les couches rouges de la formation Huanca.

La Cordillère Orientale, émergée depuis la fin du cycle hercynien, gagne en altitude du fait des mouvements verticaux. L'Altiplano constitue donc une dépression allongée orientée NW—SE et limitée par les mêmes failles qui pendant le Mésozoïque contrôlaient sa subsidence. Cette dépression de l'Altiplano reçoit les produits détritiques issus de l'érosion des zones émergées en relief. Ces produits se déposent dans des lacs ouverts épisodiquement vers le sud à l'influence d'une mer épicontinentale.

II-1-6. Le Crétacé terminal et l'Eocène

Sur le dispositif paléogéographique nouvellement modifié s'établit selon les endroits, soit une activité volcanique, soit une sédimentation de couches rouges.

L'activité volcanique est notable dans la zone côtière, entre le Pacifique et le Batholite de la Caldera, où se mettent en place jusqu'à 1500 m de volcanites andésitiques du groupe Toquepala (BELLIDO & GUEVARA, 1963), celles ci reposent en discordance sur les terrains plissés au Sénonien. LAUGHLIN et al. (1968) donnent un âge K/Ar de $58,7 \pm 1,8$ MA pour ces volcanites à la mine de Toquepala.

Sur les zones récemment soulevées, telles les Cordillères Orientale et Occidentale, ou les plutons de la Caldera, un climat chaud à saisons alternantes sèches et humides conduit à une rubéfaction des terrains affleurants. Ces produits d'altération transportés par les cours d'eau se déposent dans des bassins lacustres ou de mer épicontinentale situés en contrebas des reliefs. C'est l'origine des couches rouges du Crétacé terminal-Eocène, largement représentées dans tout le Pérou et qui sur notre coupe affleurent en 3 zones correspondant à 3 bassins différents.

II-1-6-a. Le bassin d'Arequipa

Il s'y dépose 1400 m de couches rouges (formation Huanca) dont la sédimentation est alimentée par les reliefs situés au nord-est et surtout par les plutons de la Caldera, comme l'indique l'abondance d'éléments de granodiorite de taille de plus en plus forte au fur et à mesure que l'on s'approche du batholite (JENKS, 1948).

II-1-6-b. L'Altiplano

Les produits de l'érosion des régions occidentales nouvellement émergées et de la zone axiale hercynienne se déposent sur l'Altiplano où l'on trouve 2000 m environ de couches rouges appartenant aux formations Vilquechico (Crétacé terminal) et Muñani (Eocène).

Le Crétacé terminal est marqué par une influence marine dans la partie orientale de l'Altiplano. Entre le Lac Titicaca et la Cordillère Orientale, la formation Vilquechico a un faciès saumâtre à épicontinental et les fossiles qu'elle contient en font l'équivalent de la formation El Molino de Bolivie (DAVILA & PONCE DE LEON, 1971). Ces faciès sont les témoins d'un bras de mer venant du sud-ouest et ouvert vers le Pacifique probablement au niveau du Chili septentrional. Plus à l'ouest, entre le Lac Titicaca et la Cordillère Occidentale la formation Vilquechico ne montre pas d'influence marine notable; elle est constituée de grès et

shales rouges contenant des fossiles continentaux: charophytes, vertébrés (GRAMBAST et al., 1967).

La formation Muñani, en gros éocène, ne montre plus d'influence marine, son faciès continental est uniforme sur tout l'Altiplano.

II-1-6-c. La zone subandine

La zone subandine n'ayant été plissée qu'au Pliocène il est difficile de corréliser ses séries avec celles de la région cordillèreaine où de nombreux épisodes tectoniques permettent de différencier les séries plissées des séries discordantes. Souvent les limites lithologiques et paléontologiques des séries subandines ne correspondent pas avec les limites définies tectoniquement des séries cordillériennes. Cette remarque vaut particulièrement pour le Crétacé terminal-Eocène.

DAVILA & PONCE DE LEON (1971), dans leur étude de la stratigraphie le long du río Inambari (100 km au N de notre coupe) décrivent une formation Chonta (shales, argiles, marnes, calcaires fossilifères) d'âge équivalent à la formation Vilquechico de l'Altiplano. Or, la formation Chonta, là où elle fut définie (MORAN & FYFE, 1933; KOCH & BLISSENBAACH, 1960) correspond à une série marine d'âge turonien à santonien déposée dans le bassin subandin antérieurement à la régression sénonienne. Au dessus viennent des grès rouges du Crétacé terminal-Tertiaire (formations Areniscas de Azucar, Sol et Contamana).

Au niveau de notre coupe on peut admettre que le Crétacé terminal est représenté par quelques centaines de mètres de couches bigarrées semi-marines équivalentes à la formation Areniscas de Azucar du Pérou Central et à la formation Vilquechico de l'Altiplano: c'est la série nommée à tort Chonta par DAVILA & PONCE DE LEON. L'Eocène est représenté par la partie inférieure d'une série gréseuse (formation Huayabamba) qui monte jusque dans le Pliocène.

II-1-6-d. L'âge des couches rouges

La formation Vilquechico de l'Altiplano a pu être datée du Crétacé terminal, soit par des charophytes dans l'Altiplano occidental du Pérou (GRAMBAST et al., 1967) soit par des poissons dans l'Altiplano oriental bolivien où elle est connue sous le nom de formation El Molino (DAVILA & CHERRONI, 1968). La formation Muñani, qui surmonte en concordance la formation Vilquechico, a pu être datée de l'Eocène grâce à un niveau fossilifère assez constant, situé près de la base de la formation Muñani, où AUDEBAUD a trouvé des charophytes (régions de Ocongate et Nuñoa). Ces résultats montrent que la formation Muñani peut être mise en équivalence avec les Couches Rouges du Pérou central (BIZON et al., 1973), dont la position est bien calée entre la phase intra-sénonienne et la phase fini-éocène, et dont l'âge monte jusque dans l'Eocène supérieur voire l'Oligocène inférieur. En Bolivie la corrélation est possible avec la partie supérieure de la formation Puca qui contient également des charophytes éocènes (BRANISA et al., 1969).

II-1-7. La tectonique fini-éocène (Fig. 6)

La tectonique fini-éocène (phase incaïque de STEINMANN, 1929), survient après le dépôt des couches rouges éocènes. Cette tectonique est fossilisée, en Bolivie, par des dépôts d'âge oligocène inférieur (HOFFSTETTER et al., 1971), et dans le centre du Pérou par des volcanites datées à 40 MA (NOBLE et al., 1974).

Sur notre coupe, l'âge de cette phase est calée vers le bas par l'âge éocène inférieur de la formation Muñani, et vers le haut par les molasses post-tectoniques oligocènes. Ceci étant dit, pour la facilité de la rédaction nous parlerons de « phase fini-éocène », terme déjà utilisé par AUDEBAUD et al. (1973).

Dans la zone côtière et la Cordillère Occidentale la tectonique fini-éocène n'est pas reconnue de façon incontestable. Si, comme nous l'admettons plus loin, les dépôts continentaux de la formation Moquegua inférieur sont d'âge oligo-miocène, la phase fini-éocène a déformé la côte. En effet les volcanites crétacé terminal-éocènes sont couvertes en discordance angulaire par le Moquegua inf. (BELLIDO & LANDA, 1965; GARCIA, 1968). Plus à l'est, sur le flanc pacifique de la Cordillère Occidentale, nous avons vu que les dépôts probablement crétacé terminal-éocènes (formation Huanca) étaient couverts en discordance angulaire par des volcanites d'âge oligo-miocène. Donc, là aussi, la tectonique fini-éocène a laissé des traces peu spectaculaires si on en juge par le degré de déformation de la formation Huanca (VARGAS, 1970), mais indéniables. Il est possible que les écaillages vers le sud-sud-est observés sur la feuille d'Arequipa (VARGAS, 1970) soient en relation avec un jeu décrochant de failles NW—SE affectant la série mésozoïque. Ces décrochements, peut être polygéniques, pourraient avoir joué en particulier à la phase fini-éocène.

Dans l'Altiplano sud-péruvien, a été établi clairement l'existence d'une phase tectonique majeure de compression d'âge fini-éocène. C'est le cas notamment à l'est de Juliaca où les conglomérats et arkoses du groupe Puno, datés de l'Oligocène par des charophytes (CHANOVE et al., 1969), reposent en discordance angulaire forte sur les structures plissées des séries du Crétacé-Eocène de l'Altiplano. Nous verrons plus loin qu'une tectonique intra-pliocène s'est surimposée à la tectonique fini-éocène. Cependant, quand l'Oligo-Miocène est présent, il est possible de déterminer la part de chacune de ces tectoniques. La tectonique fini-éocène est caractérisée par des plis isopaques de direction andine (N 130—150), déversés vers le sud-ouest, accompagnés de chevauchements et de petites nappes (CHANOVE et al., 1969; AUDEBAUD, 1970); en général elle n'est pas accompagnée de schistosité, sauf en quelques rares points tel qu'à l'ouest de Pusi où elle affecte le Sipin et à l'ouest de Puno (Mañazo) où elle affecte le groupe Lagunillas (PORTUGAL, 1974). La direction E—W des structures du groupe Lagunillas à Mañazo et Vilque ne nous semble nullement à relier à l'existence d'une phase névadienne comme l'affirme PORTUGAL (1974), mais plutôt à des torsions résultant de décrochements longitudinaux fini-éocènes fonctionnant un peu après la phase de plissement. Cette tectonique a été accompagnée et suivie d'un décollement au niveau de la base du Crétacé et du Cénomanién, en particulier dans la partie du bassin crétacé de l'Altiplano située au sud-ouest d'une limite San Anton-Huancane-Moho (Fig. 8), avec localement la constitution de nappes plurikilométriques (région de Pirin). Au nord-est de la ligne définie plus haut une faille inverse de grande amplitude fait chevaucher les séries crétacées de Huancane par le Crétacé à faciès oriental du type Cotacucho qui, lui, est resté solidaire de son soubassement paléozoïque. Ce décollement et la disharmonie permettent d'expliquer certains bourrages et structures d'allure diapirique, ainsi que les amas chaotiques de calcaires Ayavacas dans la région de l'Altiplano.

Dans la Cordillère Orientale, quelques rares affleurements de Puno sensu lato, notamment au sud-ouest de Crucero et sur la route Putina-Ananea (Fig. 9),

permettent d'observer la discordance angulaire entre le groupe Puno et le Crétacé plissé: ils démontrent ainsi que la tectonique fini-éocène a affecté au moins la partie occidentale de la Cordillère Orientale (AUDEBAUD & LAUBACHER, 1969). Aucun affleurement de Mésozoïque et Cénozoïque n'existe dans la zone faite de la Cordillère Orientale, et il est donc impossible d'y reconnaître les effets de la tectonique fini-éocène.

Dans la zone subandine, les dépôts mésozoïques et tertiaires sont concordants jusqu'au Pliocène, ce qui montre que la phase fini-éocène n'y a eu aucun effet tectonique.

II-2. L'évolution post-éocène

L'évolution post-éocène du Sud péruvien s'effectue presque exclusivement en milieu continental et elle se caractérise par une intense activité volcanique. Les séries cénozoïques dont la partie supérieure de la Fig. 7 tente de donner un schéma corrélatif, sont datées soit paléontologiquement par de rares niveaux fossilifères, soit plus souvent structurellement par leur position par rapport aux phases tectoniques miocène ou intrapliocène.

La coupe montre que les dépôts tertiaires sont bien représentés dans chacune des zones morphostructurales, mais c'est surtout dans la Cordillère Occidentale que le volume et l'extension géographique des produits volcaniques a atteint une importance jusque là inégalée dans l'évolution andine.

II-2-1. L'Oligo-Miocène

Au lendemain de la tectonique fini-éocène, les Andes du Sud péruvien présentaient une morphologie assez différente de l'actuelle. En bordure du Pacifique s'allongeait un petit chaînon soulevé correspondant au massif précambrien d'Arequipa, baigné par la mer sur son bord ouest. Au delà, vers l'est, s'étendaient des bassins continentaux subsidents séparés par des zones de reliefs. Ainsi, le batholite de la Caldera limitait à l'est un bassin côtier peu subsident où vont se déposer les sédiments clastiques des formations Moquegua et Sotillo. Plus à l'est et jusqu'au bourrelet soulevé de Santa Lucia, sur l'emplacement de la Cordillère Occidentale actuelle se trouve un bassin subsident où vont s'accumuler près de 6000 m de dépôts volcaniques et volcano-détritiques. A l'est du bourrelet de Santa Lucia, l'Altiplano n'était séparé de la zone subandine que par quelques reliefs marquant la Cordillère Orientale, moins bien individualisée qu'auparavant.

Les séries oligo-miocènes reposent en discordance angulaire sur les terrains plissés de la phase fini-éocène et sont affectés par la phase intra-miocène là où cette dernière se manifesta. Très souvent l'Oligo-Miocène montre une série détritique ou volcano-sédimentaire à la base, surmontée par des roches volcaniques.

II-2-1-a. Les séries oligo-miocènes définies paléontologiquement

Dans la partie la plus occidentale de la zone côtière, en bordure de l'Océan Pacifique, PECHO & MORALES (1968) décrivent sous le nom de formation Camana une série de 457 m de shales, grès et calcaires abondamment fossilifères (foraminifères, lamellibranches). Ces fossiles déterminés par PARDO (in PECHO & MORALES, 1968) donnent un âge oligocène supérieur-miocène inférieur.

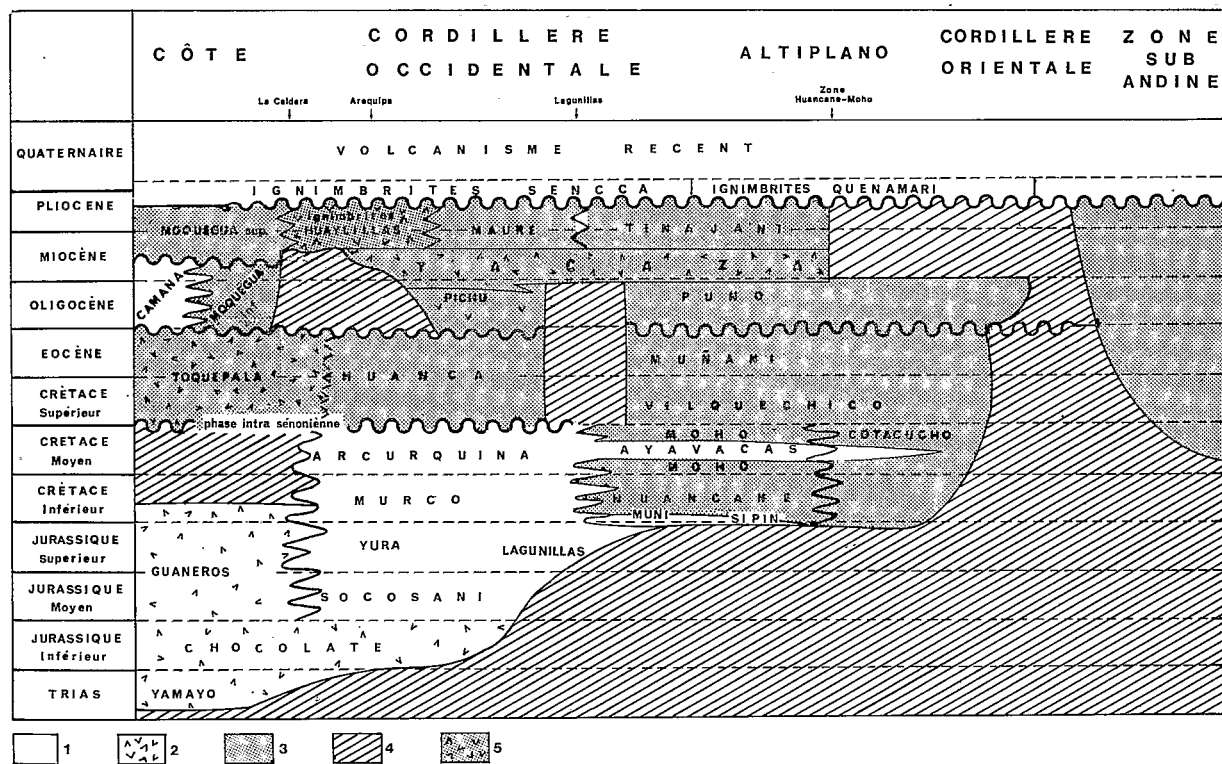


Fig. 7. Essai de corrélation des séries méso-cénozoïques du sud du Pérou. 1. séries marines; 2. volcanisme synsédimentaire; 3. séries continentales rouges; 4. zones soumises à l'érosion; 5. séries essentiellement volcaniques.

C'est seulement sur l'Altiplano que l'on retrouve de l'Oligocène daté. Il s'agit d'une puissante série conglomératique rouge dont l'épaisseur peut atteindre localement 7000 m (NEWELL, 1949). Cette série surmonte en discordance angulaire les couches rouges du Crétacé terminal-Eocène. Sa base est datée de l'Oligocène par des charophytes (CHANOVE et al., 1969).

II-2-1-b. Les faciès de l'Oligo-Miocène

Comme nous l'avons déjà exposé, 4 bassins allongés plus ou moins parallèlement aux Andes actuelles peuvent être distingués par leur sédimentation et l'abondance plus ou moins grande du volcanisme qui l'accompagne.

— Du Pacifique au massif de la Caldera.

Dans cette région l'Oligo-Miocène est essentiellement sédimentaire et ne montre pas en son sommet les grosses accumulations volcaniques connues plus à l'est.

Sur la côte pacifique, nous l'avons vu, une série marine datée de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur repose directement sur le Précambrien.

De l'autre côté du massif précambrien côtier et jusqu'au batholite de la Caldera, on trouve des séries détritiques cette fois continentales: grès grossiers plus ou moins conglomératiques, argiles rouges plus ou moins gypsifères. Ces séries nommées selon les endroits formations Moquegua inférieur ou Sotillo, reposent en discordance d'érosion sur le Batholite de la Caldera.

On ne voit pas le passage des faciès marins aux faciès continentaux azoïques. Cependant on sait que la tectonique intra-miocène a déformé la zone considérée. Ces séries azoïques déformées par la phase intra-miocène sont discordantes sur les terrains plissés par la phase fini-éocène; elles sont donc calées chronologiquement par ces 2 événements.

— La Cordillère Occidentale et l'Altiplano Ouest.

L'Oligo-Miocène de ces régions se subdivise nettement en 2 séries. L'une en gros équivalente à l'Oligocène, est volcano-sédimentaire (Cordillère Occidentale) ou conglomératique (Altiplano). Au dessus viennent d'importantes accumulations volcaniques correspondant au groupe Tacaza (NEWELL, 1949), que les quelques âges K/Ar publiés placent dans le Miocène inférieur (NOBEL et al., 1974). Cette stratigraphie schématique en 2 séries, l'une inférieure, l'autre supérieure, est bien la plus représentative pour la Cordillère Occidentale et l'Altiplano, mais elle est loin d'être uniformément exprimée. Ainsi, localement, le faciès conglomératique peut envahir la totalité de la série, les volcanites pouvant être très réduites en volume. C'est le cas probablement dans la région de Santa Lucia.

La série inférieure.

Dans la Cordillère Occidentale, la série inférieure correspond à près de 2000 m de grauwackes verts intercalés d'ignimbrites, tufs, laves andésitiques et conglomérats. Cette série, décrite sous le nom de formation Pichu par MAROCCO & DEL PINO (1966), repose en discordance angulaire nette sur la série marine mésozoïque. Sur notre coupe la discordance est nettement visible au bord de la route Arequipa-Puno, au niveau de la Laguna Salinas (GUEVARA, 1967). Longtemps considérée comme un équivalent volcano-sédimentaire des couches rouges du Crétacé terminal-Eocène, des considérations régionales, telles que la concordance sous le volcanisme miocène inférieur (Tacaza), nous amènent à ranger cette formation Pichu dans l'Oligo-Miocène. Le « faciès Pichu » se suit jusqu'à la

ligne de partage des eaux de la Cordillère Occidentale (Alto de Toroya). Au delà, vers l'est, la formation Pichu passe à une série conglomératique et gréseuse rouge, sans intercalations volcaniques importantes: c'est le groupe Puno (CABRERA & LA ROSA, 1936), bien représenté sur tout l'Altiplano, et dont la base est datée de l'Oligocène (CHANOVE et al., 1969).

Donc, une fois de plus, le bourrelet positif de Santa Lucia est une zone de changement de faciès (Fig. 3). Ce bourrelet formait relief à l'Oligocène et séparait une zone où régnait un volcanisme surtout explosif (formation Pichu) de l'Altiplano où s'accumulaient des conglomérats. L'importance, à l'Oligo-Miocène, du bourrelet de Santa Lucia est confirmée par le fait que les auteurs ont observé sur sa bordure est (entre Lagunillas et Maravillas) des olistholites de calcaires cénomaniens (Fig. 6) dans les conglomérats oligocènes (ou un peu plus récents). Ces olistholites, dont la taille varie de 1 à plusieurs 100 de mètres-cubes proviennent de la dénudation du bourrelet de Santa Lucia. L'un de nous (AUDEBAUD) avait trouvé ces olistholites dans la région de Sicuani (200 km au nord-ouest de la ligne de coupe) et sur toute une bande orientée NNW entre Santa Lucia et Sicuani (AUDEBAUD & VATIN, 1974). Signalons que le groupe Puno a une épaisseur moyenne de 4 à 5000 m et atteint vers Pomatá (rive ouest du Lac Titicaca) 7000 m (NEWELL, 1949).

La série supérieure.

Les séries volcano-sédimentaires ou conglomératiques sont recouvertes en concordance par une série volcanique épaisse de 3000 m, composée de laves andésitiques et basaltiques, de tufs dacitiques et d'ignimbrites. Ces roches volcaniques, intercalées de conglomérats, sont décrites sous le nom de groupe Tacaza (NEWELL, 1949), et affleurent depuis la Caldera à l'ouest jusqu'à la région de Juliaca. Des études radiométriques effectuées sur des équivalents latéraux du groupe Tacaza (dans les départements d'Arequipa et Ayacucho) donnent des âges oligocène supérieur à miocène inférieur (NOBEL et al., 1974).

— de l'Altiplano à la zone subandine.

Là, on ne connaît plus de volcanisme supérieur, seuls affleurent les conglomérats inférieurs. Sur notre coupe, ces conglomérats rouges sont bien représentés autour du Lac Titicaca (zone de Pirin par exemple), mais aussi plus discrètement dans le synclitorium de Putina et jusque dans la Cordillère Orientale (AUDEBAUD & LAUBACHER, 1969).

Quant au Tertiaire de la zone subandine du Sud péruvien, il est encore mal connu. Au niveau de la coupe, il semble que l'Oligo-Miocène soit représenté par une série continentale de grès et argilites rougeâtres correspondant à tout ou partie de la formation Huayabamba (DAVILA & PONCE DE LEON, 1971) qui repose en concordance sur le Crétacé terminal-Eocène. La zone subandine, rappelons le, fût épargnée par la tectonique fini-éocène.

II-2.2. La tectonique intra-miocène

La phase tectonique intra-miocène fut décrite pour la première fois par AUDEBAUD et al. (1973). Là où elle est nettement identifiable — frontière Pérou-Chili — elle se caractérise par la discordance angulaire d'ignimbrites datées isotopiquement du Miocène (SILLITOE et al., 1968) sur des volcanites oligo-miocènes. D'autre part, NOBLE et al. (1974) ont mis en évidence un événement intra-miocène grâce à des mesures radiométriques réalisées sur des volcanites des

régions de Huancavelica et du nord-ouest d'Arequipa. Cet événement est matérialisé par la discordance angulaire entre des volcanites d'âge 11 MA et d'autres de 19 MA. De plus, l'un de nous (AUDEBAUD) a découvert à 150 km au N de notre coupe une discordance angulaire entre des terrains oligo-miocènes et d'autres attribués au Mio-Pliocène (formation Descanso ou formation Tinajani supérieur).

Cette tectonique n'est donc mise en évidence que ponctuellement. Il est trop tôt pour affirmer l'existence d'une période de compression intra-miocène de grande extension géographique. Peut être sommes nous en présence de mouvements épirogéniques qui ont provoqué des flexures au niveau des limites de bassins. La seule zone où une tectonique de compression intra-miocène pourrait avoir une certaine importance est la région comprise entre l'Océan Pacifique et le rebord ouest de la Cordillère Occidentale. D'ailleurs, la feuille au 1/100.000 d'Arequipa (VARGAS, 1970) montre une discordance angulaire entre des grès et conglomérats continentaux (formation Millo) d'âge probable mio-pliocène et des sédiments continentaux attribués à l'Oligocène (formation Sotillo). Les structures sont des plis amples à plan axial vertical; curieusement, sur la feuille d'Arequipa, elles semblent avoir une direction NS. Sur la côte du sud du Pérou, les levés du Service Géologique et Minier du Pérou (voir la bibliographie) montrent fréquemment une discordance angulaire entre les dépôts continentaux des formations « Moquegua inférieur » (Oligo-Miocène?) et « Moquegua supérieur » (Mio-Pliocène?).

Quoiqu'il en soit, un important événement s'est produit pendant le Miocène, responsable de la formation de reliefs, comme le montre l'abondance de venues conglomératiques (formations « Moquegua supérieur » ou « Tinajani supérieur » par exemple).

Vers l'est, la tectonique intra-miocène ne se fait plus sentir, car comme on peut le voir à l'Hacienda Tincopalca, le long de la route Arequipa-Juliaca, des sédiments volcano-lacustres attribués au Mio-Pliocène (formation Maure) reposent en concordance sur les volcanites oligo-miocènes du groupe Tacaza.

II-2-3. Le Miocène et le Pliocène

On range dans le Mio-Pliocène les dépôts postérieurs au volcanisme oligo-miocène (groupe Tacaza) et antérieurs à la deuxième phase des plissements andins (phase intra-pliocène). Ces terrains sont en discordance angulaire sur l'Oligo-Miocène de la côte jusque dans la région d'Arequipa, plus à l'est, ils sont concordants (sauf localement). Les faciès du Mio-Pliocène sont très variables, ce qui est lié à des conditions morphologiques et à la localisation de l'activité volcanique. Aucun des terrains décrits ici n'est daté paléontologiquement et nos corrélations ne seront que provisoires.

Dans la zone côtière, l'Oligo-Miocène (formation Moquegua inférieur) est recouvert en discordance angulaire par les conglomérats plus ou moins tufacés de la formation « Moquegua supérieur » qui a une épaisseur moyenne de 500 m. Ces dépôts sont connus jusqu'à la Caldera où VARGAS (1970) les décrit sous le nom de formation Millo.

Dans la Cordillère Occidentale les volcanites oligo-miocènes sont surmontées en concordance par 2 à 300 m de dépôts lacustres blancs (arkoses, tufs redéposés, lapillis...). Cette série a été décrite dans le sud du Pérou sous le nom de forma-

tion Maure (MENDIVIL, 1965). Sur notre coupe, ces niveaux sont bien représentés sur la feuille au 1/100.000 d'Ichuña (MAROCCO & DEL PINO, 1966) et aux environs de l'Hacienda Tincopalca. Au nord-ouest de la ligne de coupe, ces dépôts lacustres pourraient être en partie équivalents à une série de conglomérats rouges dans la région de Tinajani (près d'Ayaviri). Nous admettons d'autre part que ces dépôts lacustres sont l'équivalent latéral des ignimbrites discordantes sur l'Oligo-Miocène et dont la base est datée du Miocène au Chili (SILLITOE et al., 1968).

Dans le cœur de l'Altiplano péruvien, à l'inverse de ce qui se passe en Bolivie, on ne connaît que peu de dépôts d'âge mio-pliocène possible. Mais à l'ouest de l'Altiplano (région d'Ayaviri ou à l'ouest de Sicuani) on retrouve cette série sous forme de grès rouges et conglomérats localement discordants sur l'Oligo-Miocène (village de Descanso) comme il a été écrit plus haut (AUDEBAUD & VATIN, 1974).

Dans la zone subandine cette période est représentée par des couches continentales rouges ou marrons correspondant à la partie supérieure du groupe Contamana.

II-2-4. La tectonique intra-pliocène

Au niveau de notre coupe l'âge de ce plissement n'est pas directement démontrable. Seules des corrélations avec l'Altiplano bolivien, la référence à quelques âges radiométriques et la comparaison avec des structures sur une aire assez vaste permettent de donner une première approximation valable pour ce problème. C'est sur l'Altiplano bolivien que l'âge intra-pliocène est le plus fermement établi (HOFFSTETTER et al., 1972; MARTINEZ et al., 1973) sur la base de faunes à mammifères. D'autre part, dans le bassin subandin du nord du Pérou, les séries de couches rouges oligo-miocènes et même du Pliocène inférieur sont plissées au Pliocène (KOCH, 1962).

C'est cette phase tectonique que nous rendons responsable, au niveau de notre coupe, du plissement des séries tertiaires depuis la Cordillère Occidentale jusqu'à la zone subandine.

Dès maintenant nous pouvons signaler que la phase intra-pliocène a pu être divisée dans certaines régions (Altiplano et Cordillère Orientale) en 2 sous-phases. Cette subdivision mise en évidence par l'un de nous (AUDEBAUD) comporte:

- une étape de plissement à laquelle succède,
- une période de jeu en décrochement des failles longitudinales ou transversales préexistantes qui reprennent les structures précédentes.

Dans l'état actuel des connaissances il est impossible de préciser si la fin du plissement et le décrochement sont contemporains ou si le décrochement est postérieur aux plis.

II-2-4-a. Le style de la phase intra-pliocène

De la Côte à la Cordillère Occidentale, l'existence de la phase intra-pliocène n'est pas clairement définie. Les dépôts « Moquegua inférieur » que nous attribuons à l'Oligo-Miocène sont localement recouverts en discordance angulaire par le « Moquegua supérieur » attribué au Mio-Pliocène. Cette dernière série ne semble être affectée que par quelques flexures à regard pacifique, comme par exemple dans la région de la Yesera (PECHO & MORALES, 1969). Ces flexures, probables expressions superficielles de failles profondes, sont peut être contemporaines de la tectonique intrapliocène qui ne se serait ici manifestée que sous forme de mouvements verticaux. Ce raisonnement, comme tous ceux faits à propos du

Tertiaire détritique continental du Sud péruvien, reste à l'état de spéculation car aucune preuve paléontologique ou radiométrique ne vient étayer l'argumentation.

Dans la Cordillère Occidentale, l'ensemble de la série attribuée à l'Oligo-Mio-Pliocène (formation Pichu, volcanites Tacaza, formation Maure) est concordante et affectée par une seule tectonique. Si la formation Maure est bien mio-pliocène (corrélations avec la Bolivie), la seule tectonique tertiaire, au niveau de notre coupe, est la tectonique intra-pliocène. Les effets de cette tectonique sont bien visibles à l'hacienda Tincopalca où l'on voit la série tertiaire déformée par des plis NW—SE à plans axiaux verticaux et d'amplitude décamétrique; les pendages des couches atteignent 50°.

Sur l'Altiplano, les plis sont NW—SE, amples, avec des pendages faibles sauf près des failles où des chevauchements et des pendages très forts peuvent apparaître. La compression intra-pliocène est donc sensible, comme à Pirin où le Crétacé est en contact par faille inverse avec l'Oligocène (CHANOVE et al., 1969).

Dans le synclinorium de Putina et la Cordillère Orientale, il est assez difficile de faire la part du plissement intra-pliocène et celle de la tectonique fini-éocène, mais chaque fois qu'un lambeau de Tertiaire est présent (AUDEBAUD & LAUBACHER, 1969) on peut affirmer que la tectonique fini-tertiaire est importante. Malheureusement, le Tertiaire est rare dans cette zone qui était peu subsidente à cette époque.

Enfin, dans la zone subandine, la phase intra-pliocène est la première manifestation tectonique importante depuis le Paléozoïque inférieur. Elle donne des plis serrés, souvent déversés vers le Bouclier brésilien et accompagnés de failles inverses raides. L'une de ces failles inverses met en contact le Paléozoïque de la Cordillère Orientale polydéformée avec les terrains subandins. La bande subandine déformée par la phase intra-pliocène est, au niveau de notre coupe, assez étroite (50 km environ); il n'est pas impossible toutefois que des structures plus orientales puissent exister sous les dépôts quaternaires de la plaine du Madre de Dios. Simultanément à la fin du plissement intra-pliocène (ou postérieurement à celui-ci), des failles ont joué en décrochement (Fig. 8). Ces failles sont soit transversales (faille de Santiago de Pupuja, 50 km au N de la ligne de coupe) soit longitudinales (faille de Huancane limitant à l'ouest le « faciès Cotacuchu »; faille d'Ayaviri; faille de Lampa). Dans les deux cas, le jeu est dextre; l'amplitude du décrochement n'est connu que pour les failles transversales (3 à 10 km), pour les failles longitudinales, le rejet n'est pas connu (peut être de l'ordre de quelques km à quelques 10 de km au plus). Rappelons que ces décrochements n'ont pu être mis en évidence que sur l'Altiplano et la Cordillère Orientale.

On a donc la coexistence, dans cette tectonique intrapliocène, de trois styles tectoniques distincts:

— un style cassant.

Il correspond à un rejeu inverse des failles préexistantes et affecte aussi bien le substratum paléozoïque que la couverture méso-cénozoïque. Ces failles inverses sont parallèles à la chaîne andine et leur mouvement est convergent vers le Lac Titicaca: en effet, les failles situées au sud-ouest du Lac sont en général chevauchantes vers l'est (failles de Pirin, de Calapuja) alors que celles situées au nord-est du Lac sont chevauchantes assez généralement vers le Pacifique (failles de Muñani, de Suches).

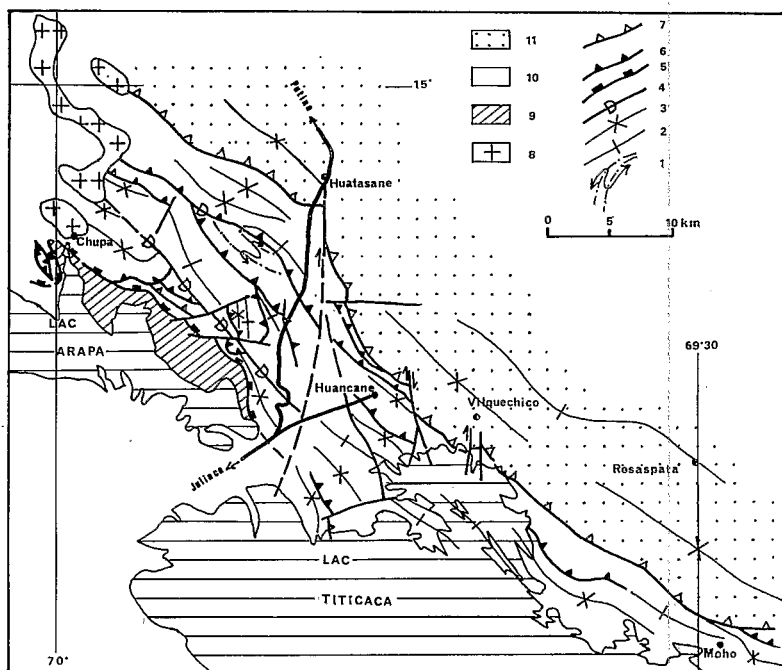


Fig. 8. Schéma tectonique de la bordure Nord du Lac Titicaca. 1. séries très replissées; 2. anticlinaux; 3. synclinaux; 4. décrochements; 5. décollements; 6. failles inverses; 7. faille inverse limitant au SW le « faciès Cotacucho »; 8. intrusifs andins; 9. substratum paléozoïque; 10. Mésozoïque de l'Altiplano à faciès occidental; 11. Mésozoïque de l'Altiplano à faciès Cotacucho.

— un style souple.

Il affecte aussi bien la couverture méso-cénozoïque que le substratum paléozoïque. Les plis ont 2 types d'expression selon qu'ils affectent des séries décollées au cours de la phase fini-éocène ou de séries solidaires du substratum.

Quand la série est décollée (essentiellement entre la faille de Huancane et Juliaca) la tectonique intra-pliocène a pu réactiver les nappes de glissement pré-existantes, les replisser et en redresser les racines. Eventuellement, de petites nappes ont pu se former par des processus morphotectoniques (AUDEBAUD & DEBELMAS, 1971).

Quand la série n'est pas décollée, le style est beaucoup plus calme cependant les olistolites de calcaires cénomaniens contenus dans le Tertiaire (région de Santa Lucia) peuvent rejouer, pivoter, basculer comme on peut le voir près de Sicuani (150 km au nord de notre coupe). Signalons dans le nord du synclinorium de Putina une schistosité de fracture liée aux plis intra-pliocènes.

Dans la zone subandine, les plis sont serrés, nettement déversés vers le nord-est, et accompagnés de failles inverses raides.

— Un style en décrochement.

Les décrochements (Fig. 8) que nous avons décrits plus haut reprennent les

structures intrapliocènes (et plus anciennes) en les tordant suivant des mouvements dextres en général. La reprise des structures par ces décrochements suffisent souvent à expliquer des écaillages et des lambeaux de poussée disposés de façon anarchique.

II-2-4-b. Conclusion sur les évènements tectoniques fini-tertiaires

STEINMANN (1929) appelait « phase Quechua » le dernier épisode de la tectonique andine, qu'il plaçait assez arbitrairement dans le Pliocène. Cette tectonique rassemble en réalité deux évènements séparés dans le temps et dans l'espace. Devant ce problème AUDEBAUD et al. (1973) groupèrent ces deux évènements tectoniques sous le nom de « phase Quechua sensu lato ».

Le premier évènement, qui n'est pas forcément une étape de compression, se situe entre 19 et 11 MA (NOBEL et al., 1974) donc pendant le Miocène. Ces mouvements, dans l'état actuel de nos connaissances, ne semblent pas pouvoir être étendus plus loin que la côte et la bordure ouest de la Cordillère Occidentale.

Le deuxième évènement est intrapliocène et intéresse la Cordillère Occidentale, l'Altiplano, la Cordillère Orientale et la zone subandine. Cette phase est nettement en compression. L'âge de cette tectonique est bien fixée en Bolivie tant par les âges radiométriques de 5,9 à 2,5 MA (EVERNDEN et al., 1966) que par les faunes de mammifères (HOFFSTETTER et al., 1972; MARTINEZ et al., 1973).

La tectonique « Quechua » est suivie par une période d'érosion qui aboutit à la formation d'une surface, souvent appelée « surface Puna ». Les grandes divergences d'opinions quant à l'âge de cette surface d'érosion sont peut être dues au biphasage de la phase « Quechua s.l. »: la surface Puna peut être ici post-phase intra-pliocène et là post-phase intra-miocène.

II-3. Le plutonisme andin

Le principal affleurement de roches plutoniques observable sur notre coupe se situe au SW d'Arequipa et correspond au massif de la Caldera. Il s'agit d'un complexe intrusif qui se mit en place en plusieurs étapes échelonnées sur un laps de temps assez long. STEWART (1968) a donné une étude cartographique et pétrologique détaillée du massif de la Caldera sur laquelle nous ne reviendrons pas. Signalons simplement que les types pétrographiques sont très variés et on peut observer des roches allant des gabbros aux granites. Bien que peu d'analyses chimiques aient été publiées, le caractère calco-alcalin de cette série est établi. Comme le grand batholite côtier dont il constitue une partie, le massif de la Caldera s'est mis en place sur une période très longue allant du Sénonien au Tertiaire inférieur. Les âges radiométriques donnés par STEWART et al. (1974) s'échelonnent de 77 MA à 58 MA. Des roches du massif de la Caldera recoupent des plis de la tectonique sénonienne, elles sont donc postérieures à cette tectonique. D'autre part, la Caldera recoupe le volcanisme Crétacé supérieur-Eocène (groupe Toquepala) et les plis fini-éocènes de ce volcanisme. On peut donc admettre, en première approximation, que les premiers stades d'intrusion sont postérieurs à la tectonique intra-sénonienne et les derniers stades postérieurs à la tectonique éocène.

Le long de notre coupe il n'y a pas d'autre massif plutonique aussi important que le massif de la Caldera. Signalons quelques stocks de roches acides (adamellites, granites, diorites quartziques) dans la Cordillère Occidentale, l'Altiplano et la Cordillère Orientale. Dans la Cordillère Occidentale ces stocks recourent l'Oligo-Miocène et sont peut-être consécutifs d'un épisode épirogénique intra-Miocène. Il semble en être de même sur l'Altiplano.

Par contre, dans la Cordillère Orientale, en l'absence de terrains méso-cénozoïques, rien ne permet de dater précisément les intrusions qui coupent le plus souvent le Paléozoïque inférieur plissé à l'Hercynien et plus rarement le Paléozoïque supérieur. Toutefois, les ignimbrites de la Cordillère Orientale, datées par BARNES et al. (1970) à 4 à 5 MA, peuvent être en relation avec un épisode récent de plutonisme acide représenté à l'affleurement par de petits stocks (sud de Macusaní, est de Putina) et par des dykes NS correspondant à des fissures d'émission des ignimbrites.

La zone subandine se singularise par l'absence, à l'affleurement, de roches plutoniques.

L'origine des magmas n'est pas anatectique; d'autre part, comme le précisent AUDEBAUD et al. (1973), l'essentiel des roches plutoniques calco-alkalines n'est pas assez acide pour avoir une origine purement sialique. On peut penser que le matériel plutonique provient soit d'un mélange manteau supérieur-base du sial, soit d'une différenciation à partir du manteau supérieur, soit encore du mélange le long de la zone de subduction de roches sédimentaires et de roches basiques océaniques.

II-4. Le volcanisme andin plioquaternaire

La surface d'érosion postérieure à la tectonique intra-pliocène est fossilisée par les volcanites plio-quaternaires qui atteignent au niveau de notre coupe un volume impressionnant. Leur extension géographique et leur épaisseur en font un des caractères les plus marquants de la géologie du sud du Pérou. Ces volcanites affleurent de la zone côtière à la Cordillère Orientale mais elles atteignent leur plus grand développement dans la Cordillère Occidentale. Le volcanisme plio-quaternaire peut être divisé en deux ensembles: un ensemble inférieur ignimbritique et un ensemble supérieur essentiellement andésitique.

II-4-1. L'ensemble inférieur

En de nombreux endroits le long de notre coupe on trouve des ignimbrites reposant en discordance angulaire sur les terrains plissés par la phase tectonique intra-pliocène. Elles portent des noms différents selon les régions et leur mise en place n'est pas obligatoirement synchrone d'un point à l'autre. Elles sont les témoins d'une activité volcanique acide qui a pu s'étager sur 2 à 5 millions d'années pendant le Pliocène supérieur. La composition de ces ignimbrites est généralement rhyolitique: SiO_2 varie de 74 à 77% selon les endroits (AUDEBAUD et al., 1973). L'épaisseur de cet ensemble ignimbritique varie de quelques dizaines à quelques centaines de mètres.

De la zone côtière au versant pacifique de la Cordillère Occidentale cet épisode ignimbritique est représenté par le «Sillar» (FENNER, 1948; JENKS, 1948). Ce sont des ignimbrites bréchiques bien représentées dans la région d'Arequipa où

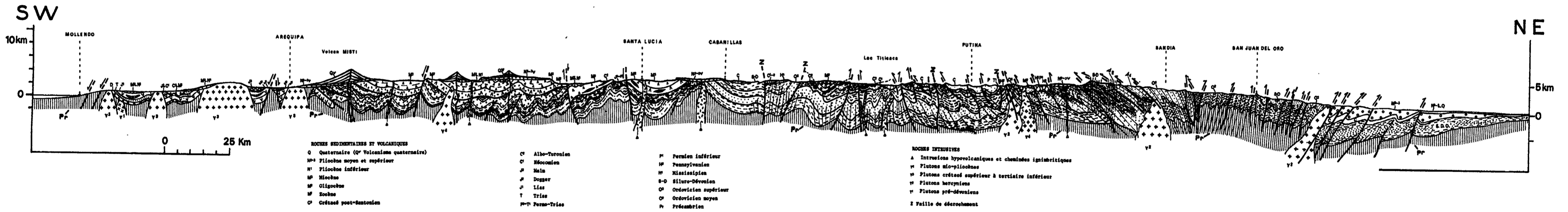
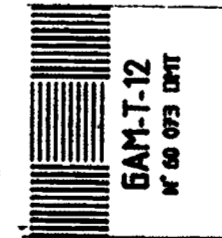
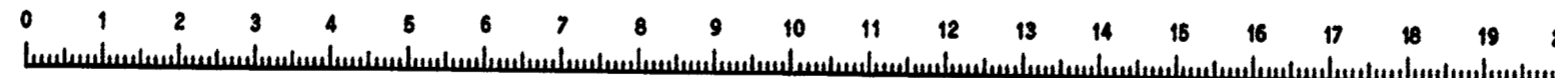


Fig. 9. Coupe géologique transversale des Andes du Sud du Pérou.



Cette mire doit être lisible dans son intégralité
 Pour A0 et A1: ABERPFTHLJDOCQVWVWNSZXKY
 zsaecmuvnwixrfkhdpggyjt 7142385690
 Pour A2A 3A4: ABERPFTHLJDOCQVWVWNSZXKY
 zsaecmuvnwixrfkhdpggyjt 7142385690



elles sont exploitées comme pierres de construction. Leur épaisseur peut dépasser 200 mètres.

Dans la Cordillère Occidentale les dépôts lacustres mio-pliocènes (formation Maure) sont recouverts en discordance angulaire par des ignimbrites analogues au Sillar d'Arequipa mais qui ont la particularité de contenir des quartz bi-pyramidés. MENDIVIL (1965) décrit ces ignimbrites sous le nom de formation Sencca aux confins péruano-boliviens. Sur notre coupe les ignimbrites affleurent entre Arequipa et Lagunillas au niveau des feuilles au 1/100.000 de Characato (GUEVARA, 1968) et d'Ichuña (MAROCCO & DEL PINO, 1966). En Bolivie les ignimbrites Sencca sont décrites sous le nom de formation Perez et des datations K/Ar leur ont donné un âge de 2,5 MA (EVERNDEN et al., 1966).

Enfin, dans la Cordillère Orientale, une grande nappe ignimbritique forme le soubassement de l'énorme calotte glaciaire du Quenamari. BARNES et al. (1970) donnent un âge de 4,2 MA à ces ignimbrites qui seraient donc antérieures aux ignimbrites Perez ou Sencca de la Cordillère Occidentale. Ces ignimbrites du Quenamari ont des caractéristiques pétrographiques analogues à celles du Sillar d'Arequipa (FRANCIS, 1959).

Cette phase ignimbritique que les quelques datations radiométriques existantes rangent dans le Pliocène supérieur est suivie par une période d'accalmie caractérisée par le ravinement du toit des ignimbrites et l'établissement de petits bassins lacustres localisés où se déposent les produits du remaniement des ignimbrites. Ces dépôts lacustres furent décrits par MENDIVIL (1965) sous le nom de formation Capillune. Leur épaisseur très variable ne dépasse pas 200 mètres. Sur notre coupe un de ces bassins pourrait être celui de Pati, où l'on voit des dépôts lacustres blancs, non déformés, concordants sous les grandes coulées de laves récentes.

II-4-2. L'ensemble supérieur

Sur les dépôts volcano-lacustres de type Capillune ou directement sur les ignimbrites du Pliocène supérieur on trouve une puissante série volcanique surtout localisée à la Cordillère Occidentale. L'épaisseur de cet ensemble peut atteindre 1000 mètres; il a été décrit souvent sous le nom de formation Sillapaca (NEWELL, 1949) ou de formation Barroso (WILSON & GARCIA, 1962).

Il s'agit des produits d'une activité volcanique explosive et effusive, émis par des strato-volcans plus ou moins bien conservés selon leur âge. La route Arequipa-Puno longe de tels édifices (Pichu-Pichu, Cerro Chullunquani par exemple) profondément entaillés par l'érosion glaciaire mais dont l'altitude dépasse souvent 5000 mètres. On trouve aussi des volcans aux formes parfaitement intactes, témoins d'une activité volcanique sub-actuelle et qui sont le siège d'une intense activité fumerolienne. C'est le cas du Misti (5800 m) qui domine la ville d'Arequipa et de l'Ubinas (5700 m) légèrement au sud de la ligne de coupe. Ces volcans actuels et sub-actuels, ainsi qu'une dizaine d'autres connus dans le sud du Pérou sont alignés suivant une ligne NW—SE parallèle à la côte.

Le premier stade de cette activité magmatique sont des andésites basiques à olivine et hypersthène qui semblent être localisées à la partie est de la Cordillère Occidentale où elles forment les vastes planèzes à l'ouest de Puno. Puis viennent des andésites porphyriques à hypersthène et kaersutite (AUDEBAUD et al., 1973).

Le long de notre coupe dans la Cordillère Orientale on n'observe pas d'autres

témoins de l'activité volcanique plio-quaternaire que les ignimbrites du Quenamari. Par contre, plus au nord (San Pedro, Cuzco), on note l'existence de petits volcans très récents ayant émis des andésites basiques.

II-5. L'évolution récente de la chaîne

L'évolution récente de la chaîne des Andes est un terrain d'étude qui est plus du ressort du géomorphologue que du géologue et nos observations dans ce domaine sont ponctuelles et sommaires.

II-5-1. Les dépôts récents

Ces dépôts sont postérieurs à la majeure partie du magmatisme effusif et explosif plio-quaternaire, seuls les volcans sub-actuels sont postérieurs ou contemporains de ces dépôts.

Dans la zone côtière il s'agit surtout de terrasses marines et de dépôts désertiques éoliens. Dans les Cordillères Occidentale et Orientale les glaciations post-volcaniques ont profondément entaillé les cônes volcaniques et les vallées et ont laissé d'importants dépôts morainiques. Signalons l'existence dans la Cordillère Occidentale de « lahars » provenant de la fusion des glaciers pendant les éruptions volcaniques (MAROCCO & DEL PINO, 1966). Sur l'Altiplano les terrains les plus récents sont des dépôts lacustres non déformés représentant l'extension maximum du lac Balivian, ancêtre du Lac Titicaca.

II-5-2. Le soulèvement des Andes

Le profond encaissement des vallées des Cordillères Occidentale et Orientale montre que la chaîne des Andes a subi récemment un soulèvement. L'évaluation de l'amplitude de ce soulèvement pose de grands problèmes géomorphologiques. Toutefois, comme le signale AUDEBAUD et al. (1973), le seul repère pour évaluer ce soulèvement est la surface Puna. Cette surface postérieure au plissement pliocène est déformée et passe du niveau 0 (région côtière) à 4400 mètres. S'il n'est pas raisonnable de penser que la surface Puna se soit formée au niveau de la mer, mais aux environs de 1000 ou 2000 mètres (SILLITOE et al., 1968, admettent que dans le nord du Chili cette surface se trouvait à 3500 mètres dès la fin du Miocène) on peut penser que le soulèvement plio-quaternaire est de l'ordre de 2000 à 3000 mètres.

Les dépôts récents (volcanisme plio-quaternaire, moraines, etc...) ne montrent pas de plis. Par contre on note dans la zone côtière des flexures et dans la Cordillère il est fréquent de trouver des failles actuelles ou sub-actuelles. Nous pensons que, au niveau de notre coupe du moins, le soulèvement est surtout le fait du rejeu de grandes failles héritées du cycle andin. Les flexures observées sur la côte (PECHO & MORALES, 1968) dans les dépôts tertiaires ne sont probablement que l'accommodement de la couverture à des failles en profondeur.

Conclusions générales

La transversale que nous venons d'étudier nous conduit à tirer quelques conclusions sur l'évolution structurale des Andes Centrales; elle permet aussi de poser quelques problèmes importants dont la solution permettra une meilleure connaissance de la chaîne. Rappelons qu'une approche sérieuse de l'évolution de

la chaîne des Andes Centrales avait été donnée par MEGARD et al. (1971) pour l'Hercynien et par AUDEBAUD et al. (1973) pour l'Andin, ainsi que par DALMAYRAC et al. (1973).

1. Le cycle hercynien

La coupe Mollendo-San Juan del Oro confirme les caractères de la chaîne hercynienne péruano-bolivienne:

a) Existence d'un socle précambrien constituant le substratum de la chaîne hercynienne. La genèse de ce socle n'est pas encore élucidée précisément.

b) La chaîne hercynienne a un caractère intracratonique net; cette affirmation est basée sur les arguments suivants:

— La chaîne hercynienne dans le sud du Pérou, est bordée au sud-ouest et au nord-est par des massifs précambriens. Elle englobe des noyaux précambriens repris au niveau de la zone axiale.

— L'absence d'ophiolites et même de tout autre volcanisme basique semble indiquer un soubassement sialique suffisamment épais pour empêcher la montée de matériel simique.

— Les structures sont en général verticales indiquant l'absence d'un couple. On n'observe pas les raccourcissements importants caractérisant les chaînes de type alpin. Les plis couchés de Cuyo-Cuyo font exception et peuvent s'expliquer comme étant l'expression superficielle d'accidents inverses du socle.

— L'absence de volcanisme et en général la faible importance du magmatisme font penser que la chaîne hercynienne a eu une genèse très différente de la future chaîne andine. Nos observations, du moins au niveau du sud du Pérou, ne permettent pas de relier cette chaîne à une zone de subduction, à moins d'admettre que les affleurements visibles ne sont pas représentatifs de l'ensemble de la chaîne.

2. Le cycle andin

La chaîne andine s'est formée aux dépens d'une croûte continentale élaborée au cours des orogènes précambriens et hercyniens: C'est une chaîne de type continental formée en bordure de craton.

De l'évolution méso-cénozoïque que nous avons exposée plus haut, il ressort quelques aspects importants:

a) Existence au Mésozoïque d'un important volcanisme andésitique synsédimentaire se mettant en place sur un fond sialique à la bordure ouest du bassin marin.

b) Développement à partir du Crétacé supérieur d'épaisses séries continentales rouges qui, pendant le Tertiaire, vont s'intercaler avec d'énormes quantités de roches volcaniques andésitiques.

c) Magmatisme essentiellement post-tectonique se mettant en place immédiatement après les phases de plissement. Le plutonisme, surtout développé à l'ouest de la chaîne (Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur) migre progressivement vers l'est pendant le Tertiaire en même temps que baisse son importance en volume.

d) La chaîne andine s'est édifiée au cours de trois phases de compression importantes (et peut être quatre) qui ont provoqué un raccourcissement approchant les 150 km (30% environ). Ces phases de courte durée ont lieu au Crétacé supérieur (intra-Sénonien), à l'Eocène supérieur et au Mio-Pliocène (phase Quechua s. l.). Chacune de ces phases affecte un domaine de plus en plus important

vers l'est, la partie occidentale de la chaîne (zone côtière) étant la première affectée.

Les caractéristiques magmatiques observables le long de notre coupe sont intéressantes. Si on fait exception du stock de syénite néphélinique affleurant au sein de la Cordillère Orientale dans le région de Ollachea (50 km au nord de la coupe) le magmatisme est calcoalcalin. Les roches plutoniques, nous l'avons vu, sont essentiellement localisées à la zone ouest (La Caldera) et se mettent en place du Crétacé supérieur au Tertiaire inférieur. Plus vers l'est, on ne trouve que des stocks peu importants qui semblent être Mio-Pliocène dans la Cordillère Occidentale et l'Altiplano et au moins en partie Pliocène supérieur (liaison avec les ignimbrites) dans la Cordillère Orientale.

Les roches volcaniques sont en général des andésites mais les termes extrêmes atteignent les basaltes et les rhyolites. La migration d'ouest en est du volcanisme au cours de l'évolution andine est très nette. Pendant le Mésozoïque et jusqu'à l'Eocène le volcanisme est l'apanage de la région côtière actuelle. A partir de l'Oligocène le volcanisme s'arrête sur la côte et gagne la Cordillère Occidentale et même l'Altiplano. Par contre le volcanisme plio-quatenaire n'est pas plus oriental (sauf les ignimbrites du Quenamari), il reste cantonné à la Cordillère Occidentale et à l'ouest de l'Altiplano: sur la migration générale d'ouest en est se greffent donc des oscillations d'est en ouest d'origine encore hypothétique.

Actuellement, la bordure pacifique du continent sud-américain au niveau des Andes Centrales, est caractérisée par l'existence de la fosse Pérou-Chili, expression superficielle d'une zone de subduction de la plaque de Nazca sous le continent. Une zonation paléogéographique, tectonique, plutonique et volcanique caractérise les Andes Centrales. Cette zonation est parallèle à la fosse Pérou-Chili. Si on prend la chaîne andine au niveau de la coupe, ce schéma apparemment simple se complique beaucoup dans le détail lorsqu'on fait intervenir l'obliquité, par rapport à la fosse Pérou-Chili, de certaines structures géophysiques ou tectoniques (AUDEBAUD, E., 1973).

Les caractères magmatiques de la chaîne andine conduisent à admettre que cette zone de subduction a fonctionné pendant toute l'évolution andine et peut-être même dès le Permien supérieur (existence d'un arc volcanique continental). Les produits du magmatisme andin, liés à la subduction, se sont mis en place pendant des périodes de distension qui suivirent les phases de compression. On ne connaît pas de granitoïdes anatectiques ni de magmatisme syntectonique. On peut donc mettre en relation subduction-distension. La relation subduction-évolution andine des Andes Centrales indique que cette chaîne, bien qu'intracratonique, s'est formée sur la bordure ouest de continent sud-américain.

Il reste à établir la liaison subduction-plissement. Notre coupe et les récentes synthèses sur la géologie andine des Andes Centrales montrent le caractère post-tectonique du magmatisme. Nous écartons donc les modèles proposés par DEWEY & BIRD (1970) et JAMES (1971) pour qui le plissement des Andes était un effet des phénomènes magmatiques liés à la subduction. Peut-être faut-il rechercher la relation subduction-plissement dans des variations momentanées du régime des plaques (MEGARD, 1973). Le problème reste à résoudre. L'état actuel des connaissances sur la géologie des Andes Centrales permet d'éliminer certaines hypothèses mais il est trop tôt pour régler globalement le problème des relations entre la tectonique des plaques et la genèse des Andes.

Liste Bibliographique

- AUDEBAUD, E.: A propos d'une zone de haute conductivité électrique: différences géologiques et géophysiques entre le nord et le sud des Andes péruviennes. — C. R. Acad. Sc. Paris, 277, ser. D, 1729—1732, 1973.
- AUDEBAUD, E., DEBELMAS, J.: Tectonique polyphasée et morphotectonique des terrains crétacés dans la Cordillère Orientale du Sud péruvien. Etude d'une structure caractéristique. — Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géologie, III, n° 1. 1971.
- AUDEBAUD, E., CAPDEVILA, R., DALMAYRAC, B., DEBELMAS, J., LAUBACHER, G., LEFEVRE, C., MAROCCO, R., MARTINEZ, C., MATTAUER, M., MEGARD, F., PAREDES, J., TOMASI, P.: Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Pérou, Bolivie). — Rev. géog. phys. et Géol. Dyn., 15, (1—2) 73—113, 1973, Paris.
- AUDEBAUD, E., LAUBACHER, G.: Sur une discordance tardi-hercynienne dans la Cordillère Orientale du sud du Pérou. — C. R. Acad. Sci., 269, sér. D, 2163—2166, Paris 1969.
- AUDEBAUD, E., LAUBACHER, G.: Présence du Tertiaire plissé (groupe Puno) dans la Cordillère Orientale du sud du Pérou. — C. R. Acad. Sci. 269, sér. D, 2301—2304, Paris 1969.
- AUDEBAUD, E., VATIN-PERIGNON, N.: The volcanism of the northern part of peruvian altiplano and of the oriental cordillera on a traverse Quincemil-Sicuani-Arequipa. — Symp. Inter. Volc. Santiago de Chile 1974.
- BARD, J. P., BOTELLO, R., MARTINEZ, C., SUBIETA, T.: Relations entre tectonique, métamorphisme et mise en place d'un granite éohercynien à deux micas dans la Cordillère Real de Bolivie (massif de Zongo-Yani). — Cah. ORSTOM, sér. Géol, VI, (1), 3—18, Paris 1974.
- BARNES, V. E., EDWARDS, G., McLAUGHLIN, W. A., FRIEDMAN, L., JOENSUU, O.: Macusanite occurrence, age and composition, Macusani, Peru. — Geol. Soc. Am. Bull., 81, (5), 1539—1546, 1970.
- BELLIDO, E., GUEVARA, C.: Geologia de los cuadrángulos de Punta de Bombón y Clesesi. — Bol. Com. Carta Geol. Nac., 5, Lima 1963.
- BELLIDO, E., LANDA, CR.: Mapa geológico al 1/100 000 del cuadrángulo de Moquegua. — Ser. Geol. Min. Lima 1965.
- BENAVIDES, V.: Estratigrafía preterciaria de la región de Arequipa. — Bol. Soc. Geol. Perú, 38, 5—63.
- BIZON, J. J., GRAMBAST, L., GREKOFF, M., HINDERMAYER, J., MEGARD, F., SIGAL, J.: Etude stratigraphique du passage Crétacé-Tertiaire inférieur dans le Pérou central. Ses conséquences sur les phases tectoniques. — II. Cong. interamericano de Geol. Caracas 1973.
- BOUCOT, A. J., MEGARD, F.: Silurian of Peru in correlation of the South American Silurian rocks. Ed. Berry et Boucot. — Geol. Soc. Am., spec. pap. 133, p. 51, 1972.
- CABRERA LA ROSA, A., PETERSEN, G.: Reconocimiento geológico de los yacimientos petrolíferos del departamento de Puno. — Bol. Cuerpo de Ing. de Minas del Perú 115, Lima 1936.
- CHANOVE, G., MATTAUER, M., MEGARD, F.: Precision sur la tectonique tangentielle des terrains secondaires du massif de Pirin (nord-ouest du lac Titicaca, Pérou). — C. R. Acad. Sci., 268, sér. D, 1698—1701, Paris 1969.
- DALMAYRAC, B.: Mise en évidence d'une chaîne anté-ordovicienne et probablement précambrienne dans la Cordillère orientale du Pérou central (région de Huánuco). — C. R. Acad. Sci., 270, 1088—1091, Paris 1970.
- DALMAYRAC, B.: Coupe générale des Andes péruviennes (entre 9° S et 11° S). — Bull. Instit. Français Etudes Andines, 2, (1), 1—15, Lima 1973.
- DALMAYRAC, B., LAUBACHER, G., MAROCCO, R., & MARTINEZ, C., TOMASI, P.: Caractères généraux des orogènes précambriens, hercyniens et andins au Pérou et en Bolivie. — 24° Cong. Geol. Inter., sect. 1, 136—146, 1972 Montréal.

Aufsätze

- DALMAYRAC, B., & LEYRELOUP, A.: Le Précambrien métamorphique du Pérou: données nouvelles. — 3^e Réunion An. des Sc. de la Terre, Montpellier 1975.
- DAVILA, J., PONCE DE LEON, V.: La sección del río Inambari en la faja subandina del Perú y la presencia de sedimentitas de la formación Cancaniri (Zapla) del Silúrico. — Rev. Tec. Yac. Petrol. Fisc. Boliv., I, (1), 67—85.
- DE JONG, K. A.: Melange (Olistostrome) near Lake Titicaca, Peru. — Am. As. Pet. Geol. Bull., 58, 4, 729—741, 1974.
- DEWEY, F., BIRD, J. M.: Mountain belts and the new global tectonics. — J. Geophys. Res., 75, 14, 2625—2647, 1970.
- DOLLFUS, O., MEGARD, F.: Les formations quaternaires du bassin de Huancayo et leur néotectonique (Andes centrales péruviennes). — Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., 10, (5), 1968.
- DOUGLAS, J. A.: Geological section through the Andes of Peru and Bolivia. II—From the port of Mollendo to the Inambari river. — Quart. Jour. Geol. Soc. 76, 1—61, London 1921.
- DUNBAR, C. O., NEWELL, N. D.: Marine early Permian of the Central Andes and its fusulines forms. — Amer. Jour. Sci. 244, 377—402, et 457—491, 1946.
- EVERNDEN, J. F., KRIS, S. J., CHERRONI, C. M.: Correlaciones de las formaciones terciarias de la cuenca altiplánica a base de edades absolutas determinadas por el método Potasio-Argón. — Geobol. hoja informativa n^o 1, La Paz 1966.
- FENNER, C. N.: Incandescent tuff flows in southern Peru. — Geol. Soc. Am. Bull., 59, 879—893, 1948.
- FRANCIS, H. G.: El nevado de Quenamari en la Cordillera oriental del Sur del Perú. Ignimbritas (Sillar) de la Cordillera oriental del sur del Perú. — Bol. Inst. Nac. Invest. y Fomento Min., 21, Lima 1959.
- GARCIA, W.: Geología de los cuadrangulos de Mollendo y La Joya. — Bol. Serv. Geol. Min. 19, Lima 1968.
- GRAMBAST, L., MARTINEZ, M., MATTAUER, M., THALER, L.: Perutherium Altiplanense nov. gen. sp. premier mammifère mézosoïque d'Amérique du Sud. — C. R. Acad. Sci. 264, sér. D, 707—710, Paris 1967.
- GUEVARA, C.: Geología del cuadrangulo de Characato. — Bol. Serv. Geol. Min., 23, Lima 1969.
- HOFFSTETTER, R., MARTINEZ, C., MATTAUER, M., TOMASI, P.: Lacayani, un nouveau gisement bolivien de mammifères déséadiens (Oligocène inférieur). — C. R. Acad. Sci. sér. D, 273, 2215—2218, Paris 1971.
- HOFFSTETTER, R., MARTINEZ, C., MUNOZ-REYES, J., TOMASI, P.: Le gisement d'Ayo-Ayo (Bolivie), une succession stratigraphique pliocène-pleistocène datée par des mammifères. — Ibid., 273, 2472—2475, Paris 1971.
- JAMES, D. E.: Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. — Geol. Soc. Am. Bull., 82, 12, 3325—3346, 1971.
- JENKS, W. F.: Geología de la hoja de Arequipa al 1/200 000. — Bol. Inst. Geol. Peru. 9, Lima 1946.
- KOCH, E., BLISSENBACH, E.: Die gefalteten oberkretazisch-tertiären Rotschichten im Mittel Ucayaligebiet, Ostperu. — Beih. Geol. Jb., 43, 103 p., 3 pl. h-t, Hannover 1960.
- LAUBACHER, G.: La tectonica tardihercínica en la Cordillera Oriental de los Andes del sur del Perú. — Ier Cong. Latino-Amer. Geol., Lima 1970.
- : Estudio del Paleozóico en la Cordillera Oriental entre los paralelos 13°30 y 15° S y en el Altiplano al NW del lago Titicaca. — Serv. Geol. Min. Peru y ORSTOM, Inédit, 80 p., Lima 1973.
- : Le Paléozoïque inférieur de la Cordillère Orientale du SE du Pérou. — Cah. ORSTOM, sér. Géologie, VI, (1), 29—40, Paris 1974.

E. AUDEBAUD et al. — Coupe géologique des Andes du Sud du Pérou

- LEFEVRE, C.: Les caractères magmatiques du volcanisme plio-quaternaire des Andes dans le Sud du Pérou. *Contr. Mineral. Petro.*, 41, 259—272, 1973.
- LEVIN, P.: Die Pucara Sedimente im Chanchamayogebiet in Ost-Peru. — *Geol. Rdsch.*, 63, 1, 345—356, 1974.
- McLAUGHLIN, D. H.: Geology and physiography of the peruvian cordillera, department of Junin and Lima. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 35, 591—680, 1924.
- MAROCCHO, R.: Etude géologique de la chaîne andine au niveau d'Abancay (Pérou). — *Cah. ORSTOM, ser. Géol.*, III, (1), 45—58, Paris 1971.
- MAROCCHO, D., DEL PINO, M.: Geologia del cuadrángulo de Ichuña. — *Com. Carta. Geol. Nac.* 14, Lima 1966.
- MARTINEZ, C., KUSSMAUL, S., SUBIETA, T., TOMASI, P.: Historia del altiplano de Bolivia. — 2do Cong. Latino-Amer. Geol. Caracas 1973.
- MEGARD, F.: Commentaire d'une coupe schématique à travers les Andes centrales du Pérou. — *Rev. Geog. Phys. Géol. Dyn.*, IX, (4), 335—346, Paris 1967.
- MEGARD, F., DALMAYRAC, B., LAUBACHER, G., MAROCCHO, R., MARTINEZ, C., PAREDES, J., TOMASI, P.: La chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie: premiers résultats. — *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, III, (1), 5—44, 1 carte h-t., Paris 1971.
- MEGARD, F.: Etude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou central. — Thèse Doct. Sci. Nat., Montpellier 1973.
- MENDIVIL, S.: Geologia de los cuadrangulos de Maure y Antajave. — *Bol. Com. Carta Geol. Nac.*, 10, Lima 1965.
- MORAN, R., FYFE, D.: Geologia de la region del bajo Pachitea. — *Bol. Dir. Min. e Ind.*, 41, 43—54, Lima 1933.
- NARVAEZ, S.: Geologia de los cuadrangulos de Ilo y Locumba. — *Bol. Com. Carta Geol. Nac.*, 7, Lima 1964.
- NEWELL, N. D.: Geologia of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia. — *Geol. Soc. Am. Mem.*, 36, 111 p., 4 pl. h-t., 1949.
- NEWELL, N. D., CHRONIC, J., ROBERTS, T.: Upper Paleozoic of Peru. — *Geol. Soc. Am. Mem.* 58, 276 p., 1953.
- NOBLE, D. C., MCKEE, E. H., FARRAR, E., PETERSEN, U.: Episodic Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Peru. — *Earth Planet. Sci. Lett.* 21, 213—220, Amsterdam 1974.
- OCOLA, L. C., MEYER, R. P.: Crustal structur from the Pacific basin to the Brasilien shield between 12° and 30° S latitude. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3387—3404, 1973.
- PECHO, V., MORALES, G.: Geologia de los cuadrangulos de Camana y la Yesera. — *Bol. Ser. Geol. Min.*, 21, Lima 1969.
- PARDO, A.: in PECHO y MORALES *Ibid.*, 21, Lima 1969.
- POLANSKI, J.: Edades de eruptivas suprapaleozoicas asociadas con el diastrofismo variscico. — *Rev. As. Geol. Argentina*, 21, (1), Buenos Aires 1966.
- PORTUGAL, J.: Mesozoic and Cenozoic Stratigraphy and Tectonic Events of Puno-Santa Lucia Area, Department of Puno, Peru. — *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.*, 58, 6, 1974.
- RIVAS, S.: Geologia de la region norte del lago Titicaca. — *GEOBOL*, 2, LA PAZ 1968.
- RUEGG, W.: Geologie zwischen Cañete-San Juan 13°00'—15°24' Sudperu. — *Geol. Rdsch.* 45, 3, 775—856, 1957.
- : Hallazgo y posicion estratigrafico-tectonica del Titoniano en la costa sur del Peru. — *Bol. Soc. Geol. Peru*, 36, 203—208, 1961.
- RUEGG, W.: Rasgos morfologicos, geologicos, intramarinos y sus contrapartes en el suelo continental peruano. — *Ibid.* 38, 97—142, 1962.
- SILLITOE, R. H., MORTIMER, C., CLARK, A. H.: A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, Southern Atacama desert, Chile. — *Trans. Inst. Metall.*, sect. B, 77, 166—169, London 1968.
- STEINMANN, G.: Geologie von Peru. — 448 p., Heidelberg (Karl Winter) 1929.

Aufsätze

- STEWART, J.: Rocas intrusivas del cuadrangulo de la Joya in Bol. Ser. Geol. Min., 19, 43—78, Lima 1968.
- STEWART, J., EVERNDEN, J. F., SNELLING, N. J.: Age determinations from Andean Peru: a reconnaissance survey. — Geol. Soc. Am. Bull., 85, 7, 1107—1116, 1974.
- TURNER, J. C. M.: The Andes of Northwestern Argentina. — Geol. Rdsch., 59, 3, 1028—1063, 1970.
- VARGAS, L.: Geología del cuadrangulo de Arequipa. — Bol. Serv. Geol. Min., 24, Lima 1970.
- WILSON, J. J., GARCIA, W.: Geologia de los cuadrangulos de Pachia y Palca. — Bol. Com. Carta Geol. Nac., 4, Lima 1962.

Nicht einzeln im Buchbandel erhältlich

Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau Band 65, 1976
Ferdinand Enke Verlag / Stuttgart

**Coupe géologique des Andes du Sud du Pérou de l'Océan
Pacifique au Bouclier Brésilien**

Par E. AUDEBAUD, Grenoble, G. LAUBACHER et R. MAROCCO, Paris/Montpellier

Avec 9 Figures

Geol. Rundschau	65	1	223—264	Stuttgart, Februar 1976
-----------------	----	---	---------	----------------------------

29 AVR. 1976
O. R. S. T. O. M. EXI
Collection de Référence
n° 8400 Geol.