

ETUDE GEOLOGIQUE DES ANDES DU PEROU CENTRAL



INSTITUTO
DE GEOLOGÍA Y MINERÍA
LIMA - PERÚ

OFFICE
DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER

MÉMOIRES ORSTOM N° 86

François MÉGARD

*Directeur de l'Institut français d'Etudes Andines
Docteur ès Sciences Naturelles*

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DES ANDES DU PÉROU CENTRAL

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE DES ANDES N° 1

Ouvrage publié avec le concours de la Commission des publications scientifiques du ministère des Affaires Etrangères
au titre de l'Institut Français d'Etudes Andines.

PARIS
1978

sommaire

	Pages
AVANT-PROPOS	9
RÉSUMÉ	11
RESUMEN	12
SUMMARY	14
PEÑIOME	15
INTRODUCTION, PRÉSENTATION DE L'OUVRAGE	19
<i>A. Situation du secteur étudié</i>	19
<i>B. But et choix de l'étude</i>	21
<i>C. Historique</i>	22
<i>D. Le cadre de l'étude: les grands traits morphologiques et géologiques des Andes du Pérou Central et de leurs piémonts</i>	22
<i>E. Méthodes utilisées et résultats de cette étude</i>	33
PREMIÈRE PARTIE. LE SUBSTRATUM PRÉCAMBRIEN ET PALÉOZOÏQUE	
INTRODUCTION	37
CHAPITRE PREMIER. — APERÇU SUR LE SUBSTRATUM PRÉCAMBRIEN	39
CHAPITRE 2. — LE SUBSTRATUM PALÉOZOÏQUE. LA CHAÎNE HERCYNIENNE	55
<i>A. Le matériel paléozoïque</i>	55
<i>B. La chaîne éohercynienne (Dévonien supérieur)</i>	75
<i>C. La tectonique cassante tardihercynienne</i>	86
CHAPITRE 3. — APERÇU SUR LE PLUTONISME PRÉCAMBRIEN ET PALÉOZOÏQUE	89

DEUXIÈME PARTIE. LA CHAÎNE ANDINE

CHAPITRE 4. — LE MATÉRIEL ANDIN	105
A. <i>La sédimentation depuis le Norien jusqu'au Santonien p. p.</i>	106
B. <i>La sédimentation au Crétacé terminal et au Tertiaire inférieur</i>	139
C. <i>La sédimentation et le volcanisme au cours du Tertiaire supérieur (de l'Eocène terminal au Pliocène)</i>	147
CHAPITRE 5. — LA TECTONIQUE ANDINE	153
A. <i>La chronologie des phases</i>	154
B. <i>La tectonique andine dans la zone côtière</i>	159
C. <i>La tectonique andine dans la Cordillère Occidentale</i>	161
D. <i>La tectonique andine sur les Hauts Plateaux</i>	185
E. <i>La tectonique andine dans la Cordillère Orientale</i>	206
F. <i>La tectonique andine dans la zone subandine</i>	214
G. <i>Conclusion</i>	221
CHAPITRE 6. — LE PLUTONISME ANDIN	225
A. <i>Le plutonisme au long de la côte centrale</i>	225
B. <i>Le batholite côtier</i>	226
C. <i>Le plutonisme andin au nord-est du batholite côtier, dans la Cordillère Occidentale et les Hauts Plateaux</i> ..	231
D. <i>Le plutonisme andin dans la Cordillère Orientale</i>	236
E. <i>Les granitoïdes andins: Conclusion</i>	239
CHAPITRE 7. — APERÇU SUR L'ÉVOLUTION RÉCENTE DE LA CHAÎNE	241
CHAPITRE 8. — LA CHAÎNE ANDINE ET LA TECTONIQUE DES PLAQUES	247
A. <i>Données océanographiques et géophysiques actuelles</i>	247
B. <i>L'évolution de la chaîne andine dans l'optique de la tectonique des plaques</i>	263
CONCLUSION	281
POSTFACE	287
BIBLIOGRAPHIE	293
TABLE DES MATIÈRES	303

avant-propos

Ce travail entrepris sous le patronage et avec le financement du C.N.R.S., s'est poursuivi dans le cadre d'un accord de coopération technique passé entre l'O.R.S.T.O.M. et le Service Géologique du Pérou, dont le financement a été assuré par la Direction de la Coopération Technique du Ministère des Affaires Etrangères. Sur place, les moyens de travail ont été fournis par le Service Géologique du Pérou et l'Institut Français d'Etudes Andines nous a souvent prêté son concours et ses locaux.

Aussi mes remerciements s'adressent d'abord à tous ceux qui ont rendu possible ce travail de six années au Pérou et en particulier :

A M. le Professeur M. MATTAUER qui a bien voulu diriger cette étude et m'accueillir dans son équipe dès le départ. Ses multiples visites au Pérou ont été chaque fois une occasion de renouvellement dans cette recherche;

Aux Directeurs successifs du Service Géologique du Pérou et en particulier à M. l'Ingénieur E. BELLIDO B., ainsi qu'aux Directeurs Généraux des Mines, MM. les Ingénieurs A. BRAVO BRESSANI et A. BALLON;

A MM. les Conseillers et Attachés Culturels près l'Ambassade de France au Pérou et au personnel de cette Ambassade;

Aux Géologues péruviens du Service Géologique qui m'ont assisté sur le terrain et en particulier à J. PAREDES P. et à J. CALDAS V., à O. A. PARDO pour ses déterminations paléontologiques et à C. CENZANO et ses collègues pétrographes... et en général à tout le personnel du Service;

A mes compagnons français des premiers temps, E. AUDEBAUD et R. MAROCCO, auxquels se sont joints plus tard B. DALMAYRAC et G. LAUBACHER;

A ceux qui, venus d'Europe, ont partagé quelques temps ma vie de terrain et m'ont fait profiter de leurs connaissances: MM. R. CAPDEVILA, J.-P. BARD, MM. les Professeurs O. DOLLFUS et J. PERRIAUX, M. Y. CUENOD;

Aux Géologues des compagnies pétrolières et minières du Pérou, ceux de Petroperu et de la Cerro de Pasco Corp. en particulier, pour les documents auxquels ils m'ont donné accès.

A tous enfin, comuneros ou hacendados, arrieros et peones, qui ont rendu possible le travail de tous les jours sur le terrain.

Ce mémoire est une version modifiée et remise à jour d'une thèse présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc le 28 juin 1973, pour obtenir le grade de Docteur es Sciences Naturelles; cette thèse a été enregistrée auprès du C.N.R.S. sous le n° A.O. 9416. Je suis reconnaissant à MM. les Professeurs J. AUBOUTIN, J. DEBELMAS, M. MATTAUER, F. PROUST, W. ZEIL et à M. V. BENAVIDES C. d'avoir bien voulu la juger.

RÉSUMÉ

Ce mémoire prend place dans un ensemble de travaux réalisés par des équipes françaises dans les Andes depuis 1960. Il est la version remise à jour en 1975 puis 1976 d'un mémoire de thèse présenté à l'Université de Montpellier II en 1973.

L'étude est axée sur une transversale classique des Andes du Pérou, de la fosse océanique à la zone subandine en passant par Lima, La Oroya et San Ramon. Cette coupe, jointe à une carte en couleurs au 1/500 000 du Pérou central qui couvre l'essentiel des Andes entre 10° 30' S. et 13° S., donne une bonne image de ce que sont les Andes Centrales. Celles-ci sont le résultat de la superposition d'un orogène andin, d'âge crétacé terminal et tertiaire, sur un substratum sialique antétriasique; elles peuvent être considérées à juste titre comme le type des chaînes « liminaires ».

La première partie de l'ouvrage décrit les grands traits du substratum précambrien et paléozoïque de la chaîne andine dans la région étudiée. Le socle précambrien est composé essentiellement de roches d'âge protérozoïque supérieur (chaîne brasilide); ce sont des schistes verts, micaschistes et gneiss qui proviennent du métamorphisme de séries terrigènes, elles-mêmes produits de l'érosion d'un Précambrien plus ancien dont quelques noyaux sont conservés; des séries volcaniques basiques transformées en prasinites et amphibolites et quelques corps ultrabasiques y sont également connus. La plupart de ces roches montrent les effets de deux phases de plissement isoclinales et de deux phases de métamorphisme associées, l'ensemble détermine une foliation majeure qui a été replissée lors d'événements ultérieurs.

Une chaîne hercynienne précoce se superpose à cette chaîne brasilide du Précambrien supérieur; le plissement principal se situe vers la fin du Dévonien, puisqu'il affecte les grès et pélites de l'Ordovicien et du Dévonien inférieur et moyen, recouverts en discordance angulaire par le Carbonifère inférieur. Dans cette chaîne intra-sialique, le magmatisme préorogénique est réduit ou absent, le métamorphisme et le magmatisme syn et post-orogéniques sont faibles; le raccourcissement est néanmoins notable avec des plis souvent en chevron accompagnés de schistosité.

Le Paléozoïque supérieur est une période de transition entre l'Hercynien et l'Andin. Après les molasses mississippiennes se déposent au Pennsylvanien et au Permien inférieur des sédiments de plateforme terrigènes et carbonatés. La coupure hercynienne tardive survient à la fin du Permien inférieur; dans le Pérou central, ce n'est qu'une phase cassante à forte composante verticale, accompagnée et suivie du dépôt d'un Permien supérieur rouge molassique et volcanique. La coupure du Permien terminal, découverte au cours de ce travail, traduit aussi le plus souvent une tectonique cassante, à peu près contemporaine de la mise en place de massifs de granitoïdes. Dans l'ensemble, il n'y a que peu ou pas de raccourcissement au Permien, si bien que le Paléozoïque supérieur se comporte en général comme une partie intégrante de la couverture andine. Ces données sur les différentes phases de déformation dans le Paléozoïque représentent un progrès sur les concepts antérieurs, qui faisaient de la phase hercynienne tardive de la fin du Permien inférieur la principale phase de déformation pré-mésozoïque.

L'évolution andine constitue le gros de l'ouvrage; elle est traitée en deux chapitres principaux où sont étudiées la période de sédimentation puis la période tectogénique.

L'exposé concernant la période de sédimentation est basé pour l'essentiel sur des cartes de faciès, l'analyse plus détaillée n'intervenant que pour le Trias supérieur et le Jurassique, puis pour la datation du Crétacé

terminal. Au cours de cette période de sédimentation, les dépôts sont essentiellement marins comme le montre la répartition des faciès en carte et en coupe; l'analyse permet de reconstituer, d'ouest en est, un arc volcanique sur substratum sialique puis, selon les époques, un ou deux bassins en distension avec un remplissage volcano-sédimentaire et volcanique à l'ouest, carbonaté et/ou terrigène à l'est.

Au cours de la seconde période, dite tectorogénique et qui débute au Crétacé supérieur, se succèdent des phases de compression relativement courtes séparées par des épisodes de calme tectonique caractérisés par un magmatisme calco-alcalin intense disposé parallèlement au rivage pacifique et par l'installation de nouveaux bassins subsidents à remplissage continental. L'analyse des structures zone par zone suit le découpage classique en: zone côtière, Cordillère Occidentale, Hauts Plateaux, Cordillère Orientale et zone subandine. Elle montre que le raccourcissement total est de l'ordre de 100 km sur la transversale étudiée et qu'il est réparti très inégalement. 50% de ce raccourcissement sont concentrés dans et aux abords du faite de la Cordillère Occidentale où abondent des plis en chevron d'amplitude décimétrique à kilométrique, auxquels est associée une schistosité raide avec, localement, développement de minéraux épizonaux dans les plans de schistosité. La bordure est de cette cordillère est marquée par des failles inverses raides et parfois par de petites nappes replissées. Hors de cette zone fortement déformée, les structures sont ouvertes, exception faite de complications liées à des zones faillées. Cette analyse structurale, replacée dans son cadre chronologique, permet de se faire une idée, encore qu'un peu fruste, de l'apport des différentes phases de compression à la construction de la chaîne andine. Après une première phase fini-crétacée relativement mineure se produit, vers la fin de l'Eocène, la phase principale qui crée en particulier l'essentiel des structures de la Cordillère Occidentale. Elle est suivie de trois phases néogènes moins importantes, encore que la plus récente soit la phase principale dans la zone subandine et qu'elle étende très à l'est des Andes le domaine plissé andin.

Après des aperçus sur le plutonisme andin et l'évolution récente de la chaîne, ce travail s'achève par un chapitre qui replace l'évolution andine dans le cadre de la tectonique des plaques. Les caractéristiques actuelles de la marge active péruvienne y sont d'abord rappelées. Elles éclairent de façon intéressante l'évolution mésozoïque de la chaîne, qui peut se concevoir comme liée à une subduction de la lithosphère océanique pacifique sous celle, continentale, de l'Amérique du sud et ce, depuis le Trias. Dans cette hypothèse on se doit de faire appel à des variations de vitesse du processus de subduction pour rendre compte de la succession, dans les Andes Centrales, de régimes en distension et en compression.

En conclusion, l'évolution du Pérou central est replacée dans le cadre d'ensemble de la Cordillère des Andes; il semble que cette évolution soit caractéristique des segments « liminaires » de la Cordillère et que le schéma évolutif qui en découle puisse s'appliquer dans ses très grandes lignes à l'ensemble des Andes Centrales et mêmes Méridionales. Par contre, le moteur même de l'évolution est différent dans les segments où du matériel océanique, charrié ou non, a été incorporé au continent, ce qui est le cas dans les Andes Septentrionales et la Cordillère de Magellan.

RESUMEN

Esta memoria es parte de un conjunto de trabajos realizados por equipos franceses en los Andes a partir de los años 60. Es una versión actualizada de una tesis de doctorado de estado presentada en la universidad de Montpellier II en 1973.

El referido estudio esta centrado en una transversal clásica de los Andes Peruanos, la que va de la fosa oceánica hasta el llano amazónico atravesando Lima, La Oroya y San Ramón. A partir de esta sección y del mapa en colores a escala 1/500 000 que cubre la mayor parte de los Andes entre 10° 30' S. y 13° S. se obtiene una buena idea de lo que son los Andes Centrales. Se trata de un orógeno « andino », es decir de edad cretácica terminal y terciaria, en el cual no figura ningun elemento de corteza oceánica; este orógeno esta superpuesto a un substrato sídico antetriásico. Por estas características, es pertinente considerarlo como un caso típico de cadena « liminar ».

La primera parte de la memoria describe los grandes rasgos del substrato precámbrico y paleozóico de la cadena andina en la región estudiada. El zócalo precámbrico consiste por lo esencial en un orógeno de edad proterozóica superior (Brasilides): esta compuesto por esquistos verdes, micaesquistos y neises que resultan del metamorfismo de series terrígenas, las cuales son el producto de la erosión de un Precámbrico mas antiguo

que aflora en unos pocos núcleos. Existen también series volcánicas básicas metamorizadas en prasinitas y algunos cuerpos ultrabásicos en esta cadena brasilida. La mayor parte de estas rocas han sufrido dos fases de plegamiento isoclinal asociadas a dos fases de metamorfismo, lo cual da lugar a una foliación que ha sido replegada debido a episodios de diastrofismo ulteriores.

Una cadena hercínica precoz se superpone a la cadena brasilida; el plegamiento principal acontece a fines del Devónico; este plegamiento afecta a areniscas y pelitas del Ordovícico y del Devónico inferior y medio, los cuales están cubiertos en fuerte discordancia angular por el Carbonífero inferior. En esta cadena intrasídica, el magmatismo pre-orogénico es reducido o ausente, el metamorfismo y el magmatismo sin y post-orogénicos son débiles; sin embargo, el acortamiento es importante, siendo muy frecuentes pliegues apretados « en chevron » acompañados de esquistosidad.

El Paleozóico superior es un periodo de transición entre las épocas hercínica y andina. Después de las molasas misisipianas se depositan en el Pensilvaniano y el Pérmico inferior sedimentos de plataforma o bien terrígenos, o bien carbonatados. A fines del Pérmico inferior sucede una fase de tectónica de ruptura con una fuerte componente vertical, la cual está acompañada y seguida por la deposición de un Pérmico rojo molásico y volcánico. En el curso de esta investigación, se descubrió otra fase tectónica de ruptura que se ubica en el Pérmico terminal y que es aproximadamente coetánea con el emplazamiento de macizos de granitoides. Estas dos fases permicas no causan ningún acortamiento notable de modo que el Paleozóico superior constituye en la mayor parte de los lugares la base de la cobertera andina. El conjunto de estos datos referentes a la deformación en el Paleozóico superior representa un progreso respecto a los conceptos anteriores, según los cuales la fase tardihercínica de fines del Pérmico inferior era la fase principal de deformación pre-mesozóica.

La parte principal del trabajo está dedicada a la cadena andina; consiste de dos capítulos principales en los cuales se estudian sucesivamente el periodo de sedimentación y el periodo tectorogénico.

El periodo de sedimentación se estudia esencialmente a través de mapas de facies; se hace un análisis más detallado tan solo para el Triásico superior y el Jurásico, y también para la datación del Cretácico terminal. En el curso de este periodo de sedimentación, los depósitos son esencialmente marinos, como lo demuestra la repartición de las facies tanto en los cortes transversales como en los mapas; su análisis permite reconstituir, de oeste a este, un dispositivo paleogeográfico con un umbral de terrenos antiguos siálicos, un arco volcánico y, según las épocas, una o dos cuencas en distensión que presentan un relleno volcanosedimentario y volcánico al oeste, y un relleno carbonatado y/o terrígeno hacia el este.

En el curso del periodo tectorogénico, que se inicia en el Cretácico superior, se suceden fases de compresión relativamente cortas y periodos de calma tectónica caracterizados por un magmatismo calco-alcalino intenso dispuesto paralelamente a la costa pacífica y por la instalación de nuevas cuencas subsidentes con un relleno continental. El análisis de las estructuras zona por zona se hace en base a la distinción clásica entre zona costera, Cordillera occidental, altas planicies, Cordillera oriental y zona subandina. Dicho análisis muestra que al acortamiento total es aproximadamente de 100 km a lo largo de la transversal estudiada y que se reparte en forma muy desigual de una zona a otra. Es por esto que el 50% de este acortamiento está concentrado cerca de la línea de cumbres de la Cordillera occidental donde abundan pliegues « en chevron » de amplitud decamétrica a kilométrica; a estos pliegues está asociada una esquistosidad subvertical en la cual se desarrollan localmente minerales epizonales. El borde oriental de esta cordillera es una zona fallada con fallas inversas subverticales y también, en algunos casos, pequeños mantos de corrimiento replegados posteriormente. Fuera de esta zona intensamente deformada, las estructuras son abiertas, si uno deja de lado las complicaciones ligadas a algunas zonas falladas. Si uno ubica este análisis estructural en su cuadro cronológico, se aprecia en forma aproximada cual ha sido el aporte de las diferentes fases de compresión a la construcción de la cadena andina. Después de una primera fase finicretácea relativamente menor ocurre, a finales del Eógeno, la fase principal que da lugar, en particular, a la mayor parte de las estructuras de la Cordillera occidental. Posteriormente se producen tres fases neogénicas de menor importancia, aunque se debe notar que la última de estas es la fase principal en la zona subandina y que, gracias a ella, el dominio plegado andino se extiende muy al este de los Andes s.s.

Después de unos capítulos cortos en los cuales se trata del plutonismo andino y de la evolución reciente de la cadena, este trabajo se termina con un capítulo en el que la evolución andina se ubica dentro del cuadro de la tectónica de placas. Primero se recuerdan las características actuales del margen activo peruano; luego se muestra como, basándose en este comportamiento actual, uno puede interpretar la evolución mesozóica

de la cadena como debida a la subducción de la litósfera oceánica pacífica debajo de la litósfera continental sudamericana, desde el Triásico. Si uno acepta esta hipótesis, se debe admitir que la sucesión de regímenes tectónicos en distensión y en compresión es debida a variaciones de velocidad en el proceso de subducción.

Para concluir, se vuelve a situar la evolución del Perú central dentro del cuadro general de la Cordillera de los Andes. Así, se llega a la idea de que esta evolución es característica de los segmentos « liminares » de la Cordillera y que el esquema evolutivo establecido en el Perú central, puede aplicarse en sus grandes rasgos al conjunto de los Andes Centrales y Meridionales. Por el contrario, el mecanismo de la evolución es diferente en los segmentos en los cuales los materiales oceánicos han sido incorporados al continente sea o no por corrimiento; este es el caso de los Andes Septentrionales y de la Cordillera de Magallanes.

SUMMARY

This memoir is one of a series describing studies made by French workers in the Andes since 1960. It has been modified during 1975 and 1976 from a thesis presented to the University of Montpellier II in 1973.

The study is based on a cross-section of the Peruvian Andes, from the oceanic trench to the subandean zone, passing through Lima, La Oroya and San Ramon. This section, together with a coloured geological map of Central Peru (scale 1/500000) that covers the principal part of the Andes between 10°30'S and 13°S, gives a good picture of the nature of the Central Andes. The Central Andes are the result of the superposition of a late Cretaceous and Tertiary Andean orogene upon a pre-Triassic sialic substratum: they can justly be given the title of the type of the "liminal" chains.

The first part of the work describes the main characteristics of the Precambrian and Paleozoic substratum of the Andean chain in the region studied. The Precambrian base is composed mainly of rocks of upper Proterozoic age (Brasilidic series): these comprise greenstone schist, micaschist and gneiss that originated from the metamorphism of a terrigenous detrital series. These series were themselves derived from the erosion of earlier Precambrian cores, some of which are preserved. Basic volcanic series, transformed into prasinite and amphibolite, as well as a number of ultrabasic bodies, are also known. Most of these rocks show the effects of two phases of isoclinal folding along with two phases of associated metamorphism that together define the major foliation that has been refolded by later tectonic events.

An early Hercynian series rests upon the upper Precambrian Brasilidic series. The principal folding occurred towards the end of the Devonian, since it affects sandstones and pelites of Ordovician and or lower and middle Devonian age. These are overlain with angular unconformity by lower Carboniferous rocks. In this intrasialic series, preorogenic magmatic rocks are rare or absent; metamorphism and syn or postorogenic magmatism are minor. The shortening is, however, noticeable, with chevron folds accompanying the schistosity.

The upper Paleozoic is a transition period between the Hercynian and Andean phases. After the deposition of Mississippian molasse sediments, Pennsylvanian and lower Permian carbonate and terrigenous platform sediments were deposited. The late Hercynian break occurred at the end of lower Permian; in Central Peru it is represented by a period of major fracturing with a strong vertical component. It was accompanied and followed by the deposition of a red molasse and volcanic series, during the upper Permian. The upper Permian break, discovered during this study, most frequently takes the form of a period of faulting more or less contemporaneous with the emplacement of granitoid intrusions. On the whole, evidence for shortening is lacking, so that the upper Paleozoic in general behaves as an integral part of the Andean cover. These data on the different phases of deformation in the Paleozoic represent a refinement of earlier concepts that regarded the Hercynian phase at the end of the lower Permian as the main phase of pre-Mesozoic deformation.

Andean evolution forms the main part of this study; it is treated in two principal chapters in which are covered the period of sedimentation and the period of tectogenesis.

The description of the period of sedimentation is based in its essentials on the facies maps: more detailed analysis are made only for the upper Triassic and the Jurassic and for the dating of the end of the Cretaceous. Throughout this period of sedimentation the deposits were essentially marine, as is shown by the distribution of facies on the maps and cross-sections. An analysis of this material allows the reconstruction of, from west to east, a volcanic arc resting upon a sialic basement with the development, at various periods, of expanding

basins filled, in the west with volcanosedimentary and volcanic material and, in the east with carbonate and/or terrigenous sediments.

During the course of the second period, called "tectogenic", that began in the upper Cretaceous, successive relatively short phases of compression were separated by tectonically quiet periods characterized by an intense calc-alkaline magmatism disposed parallel to the present Pacific coast and by the development of subsiding basins filled with continental sediments. A zone by zone structural analysis confirms the classic subdivisions: coastal zone, western Cordillera, high plateau, eastern Cordillera and subandean zone. It shows that the total crustal shortening is in the order of 100 km in the region of the cross-section studied and that shortening is very unevenly distributed. About 50% of the shortening is concentrated in and around the highest parts of the western Cordillera where there are abundant chevron folds with amplitudes ranging from decimeters to kilometers. These are associated with a steeply dipping schistosity with epizonal minerals developed locally along the planes of schistosity. The eastern side of the western Cordillera is characterized by steep reverse faults and minor refolded nappes. Beyond this highly deformed zone the structures become more open except for complications associated with zones of faulting. This structural analysis, set in a chronological framework, allows a tentative interpretation of the effects of the various compressional phases in the construction of the Andean chain. After a relatively minor first phase during the upper Cretaceous, the main phase that was responsible for the essential features of the western Cordillera occurred at the end of the Eocene. It was followed by three minor phases during the Neogene. The most recent of these constituted the main phase in the subandean zone and extended the zone of Andean folding much farther to the east.

Following brief descriptions of Andean plutonism and the of the recent evolution of the chain, the study ends with a chapter relating the evolution of the Andes to the concept of plate tectonics. The characteristics of the present Peruvian active margin are reviewed. They throw an interesting light on the Mesozoic evolution of the chain, which can be related to a subduction of Pacific oceanic lithosphere under the continent of South America which has been taking place since the Triassic. This leads to the hypothesis that variations in the rate of subduction may account for the successive episodes of compression and extension in the Central Andes.

In conclusion, the evolution of Central Peru is compared with that of other segments of the Andean Cordillera. It seems that this evolution was characteristic of the "liminal" segments of the Cordillera and that the resulting evolutionary scheme could be applied in its main lines to the Central and Meridional Andes. On the contrary, in the northern Andes and The Magellan Cordillera, where oceanic materials, whether overthrust or not, have been incorporated into the continent, the main factors of the evolution have been basically different.

РЕЗЮМЕ

Настоящая работа представляет собой звено в целом комплексе проведённых французскими коллективами исследований в Андах, начиная с 1960 г. Она является дополненной в 1975 и 1976 версией научной диссертации, которую автор защитил в 1973 в университете Монпелье.

Предмет исследования — классический поперечный разрез перуанских Анд, простирающийся от океанической впадины до субандийской зоны, проходя через Лиму, Ла Ороя и Сан Рамон. Разрез этот и присоединенная к нему многокрасочная карта Центрального Перу в масштабе 1/500 000, покрывающая главную часть Анд между 10°39' Ю и 30° Ю, даёт удовлетворительную картину Центральных Анд. Последние являются результатом наложения андийского орогена, поздне-мелового и третичного возраста, на сиалический дотриасовый субстрат; их можно с полным основанием считать типом «предначальных» хребтов.

В первой части работы описываются главные черты докембрийского и палеозойского субстрата андийского хребта в исследованной области. Докембрийский цоколь состоит преимущественно из пород верхне-протерозойского возраста (бразилийдовский хребет); это — зеленые сланцы, слюдястые сланцы и гнейсы, происходящие от метаморфизированных терригенных серий, в свою очередь произошедших от эрозии более древней докембрийской эпохи, некоторые ядра которой сохранились; основные вулканические серии, превратившиеся в пазиниты и амфиболиты, и некоторые ультраосновные тела были здесь также выявлены. Большая часть этих пород показывает действие двух фаз изоклинальной складчатости и двух сопряженных фаз метаморфизма; все это в целом производит преобладающую листоватость, превращенную во вторичную складчатость во время последующих событий.

Ранний герцинский хребет налагается на этот бразилидовый верхне-локембрийский хребет; главная складчатость относится к концу девона, поскольку она касается песчаников и пелитов ордовикского периода и среднего и нижнего Девона, углово-несогласно покрытых нижним Карбоном. В этом внутри-сиалическом хребте предорогенный магматизм ограничен или вовсе отсутствует, син- и посторогенические метаморфизм и магматизм слабо выражены; сокращение тем не менее заметно, часто со складками в форме стропил, сопровождающимися сланцеватым стрессом.

Верхний Палеозой является переходным периодом между герцинским и андийским. После миссисипийских молассов, осаждаются, в пенсильванийскую и нижне-пермскую эпоху, платформенные терригенные и карбонатные отложения. Позднее герцинское расчленение происходит в конце нижнего Пермского; в Центральном Перу оно представляет собой лишь фазу разлома с сильной вертикальной слагающей, в то же время и впоследствии сопровождающуюся отложением верхне-пермского красного молассового и вулканического материала. Расчленение в конце Пермского, обнаруженное в течение настоящего исследования, отражает также, чаще всего, тектонику разломов, приблизительно одновременную с размещением гранитоидных массивов. В общем, сокращение было слабо выражено или вовсе отсутствовало в Пермском, и таким образом верхний Палеозой развивался в общих чертах как составная часть андийского покрова. Эти данные о различных фазах деформации в Палеозое представляют собой прогресс по отношению к предыдущим концепциям, согласно которым поздняя герцинская фаза конца нижнего Пермского являлась главной фазой домезозойской деформации.

Андийский этап развития составляет существенную часть работы; он трактуется в двух основных главах последней, в которых рассматриваются период седиментации и тектогенический период.

Относительно периода седиментации, изложение основано главным образом на картах фаций, — более детальный анализ касается только верхнего Триаса и Юрского, а затем датации позднего Мела. В течение этого периода, отложения были преимущественно морского происхождения, как это показывает распределение фаций на карте и в разрезе; анализ позволяет восстановить, от запада к востоку, вулканическую дугу на сиалической основе, и затем, в зависимости от эпохи, один или два бассейна в растяжении, с заполнением — вулканоосадочным на западе, карбонатным и/или терригенным на востоке.

В течение второго периода, так называемого тектогенического, начавшегося в верхнем Мелу, следуют одна за другой сравнительно короткие фазы сжатия, с интервалами тектонического покоя, характеризующимися интенсивным известково-щелочным магматизмом, располагающимся параллельно берегу Тихого океана, и установлением новых оседающих бассейнов с континентальным заполнением. Последовательный анализ структур каждой зоны соответствует классическому разделению — береговая зона, западная Кордильера, высокогорья, восточная Кордильера и субандийская зона. Он показывает, что общее сокращение, в исследованном поперечном разрезе, достигает величин порядка 100 км и распределяется весьма неравно. 50% этого сокращения сосредоточены в вершине и в окрестностях вершины западной Кордильеры, где имеется множество складок в форме стропил, с декаметровской до километровой амплитудой, к которым приурочена ригидная листоватость, с локальным развитием эпизональных минералов в плоскостях листоватости. Восточный край этой кордильеры отличается ригидными обращенными сбросами и иногда небольшими пластинами подвергшимися вторичной складчатости. Вне этой сильно деформированной зоны, структуры открыты, за исключением усложнений связанных со сбросовыми зонами. Этот структурный анализ, примененный в присущих ему хронологических рамках, позволяет создать себе представление, хотя и упрощенное, об роли различных фаз стяжения в сооружении Андийского хребта. После первой, сравнительно маловажной, фазы конца мелового периода, наступает, к концу Эоцена, главная фаза которая и произвела основные структуры западной Кордильеры. За ней следуют три неогенные, менее важные фазы, хотя самая недавняя и является главной фазой в субандийской зоне, распространяя далеко на восток от Анд андийскую складчатую область.

После обзора вопросов плутонизма и недавнего развития андийского хребта, работа наша заканчивается главой в которой развитие Анд рассматривается с точки зрения тектоники плит. Сначала в ней напоминаются современные характеристики активной перуанской каймы. Последние интересно освещают мезозойское развитие хребта, которое можно считать связанным с субдукцией литосферы Тихого океана под континентальную литосферу Южной Америки, со времени Триаса. Такая гипотеза предполагает вариации скорости процесса

субдукции, без которых нельзя объяснить последовательность режимов растяжения и сжатия в Центральных Андах.

В заключение, развитие Центрального Перу вписывается в общие рамки Андийской Кордильеры. Это развитие представляется характерным для «предначальных» сегментов Кордильеры и вытекающую из него схему вероятно можно применить в очень общих чертах ко всему комплексу Центральных и даже Южных Анд. Зато движущая сила этого развития иная для тех сегментов где океанический материал, подвергнувшийся или нет шаржажу, был присоединен к континенту, что и произошло в случае Северных Анд и Магеллановой Кордильеры.

introduction

présentation de l'ouvrage

A. SITUATION DU SECTEUR ÉTUDIÉ

Les Andes bordent l'Océan Pacifique sud-est sur plus de 7 500 km et forment une barrière orographique remarquablement élevée et continue, encore rehaussée par la présence de fonds marins très déprimés situés à proximité des côtes.

Un critère géologique simple, à savoir la présence ou l'absence de matériel d'origine océanique dans la chaîne, permet de distinguer les Andes septentrionales et la Cordillère de Magellan, qui en sont pourvues, des Andes centrales et méridionales qui en sont dépourvues (fig. 1).

Dans les Andes centrales et méridionales (Pérou, Bolivie, Chili et Argentine jusqu'à 45° S.), qui seraient le type même des chaînes « liminaires », le magmatisme pré-orogénique est de nature intermédiaire. La chaîne andine, quoique construite en bordure du continent, semble avoir un substratum entièrement sialique: elle est bordée du côté pacifique par des massifs à matériel précambrien et paléozoïque et limitée à l'est par le craton brésilien ou les massifs précambriens d'Argentine; de plus, des massifs précambriens et paléozoïques de plus petite taille affleurent à l'intérieur de la chaîne et constituent même l'essentiel des Andes orientales. Le grand développement des zones externes et la présence de bassins tertiaires intra-montagneux fortement subsidents distinguent les Andes centrales, larges de 600 à 900 km, des Andes méridionales larges de 300 à 400 km.

Le secteur étudié ici se situe au centre du Pérou, dans la partie nord des Andes centrales; il est axé sur une coupe S.W.-N.E. qui passe par Lima.

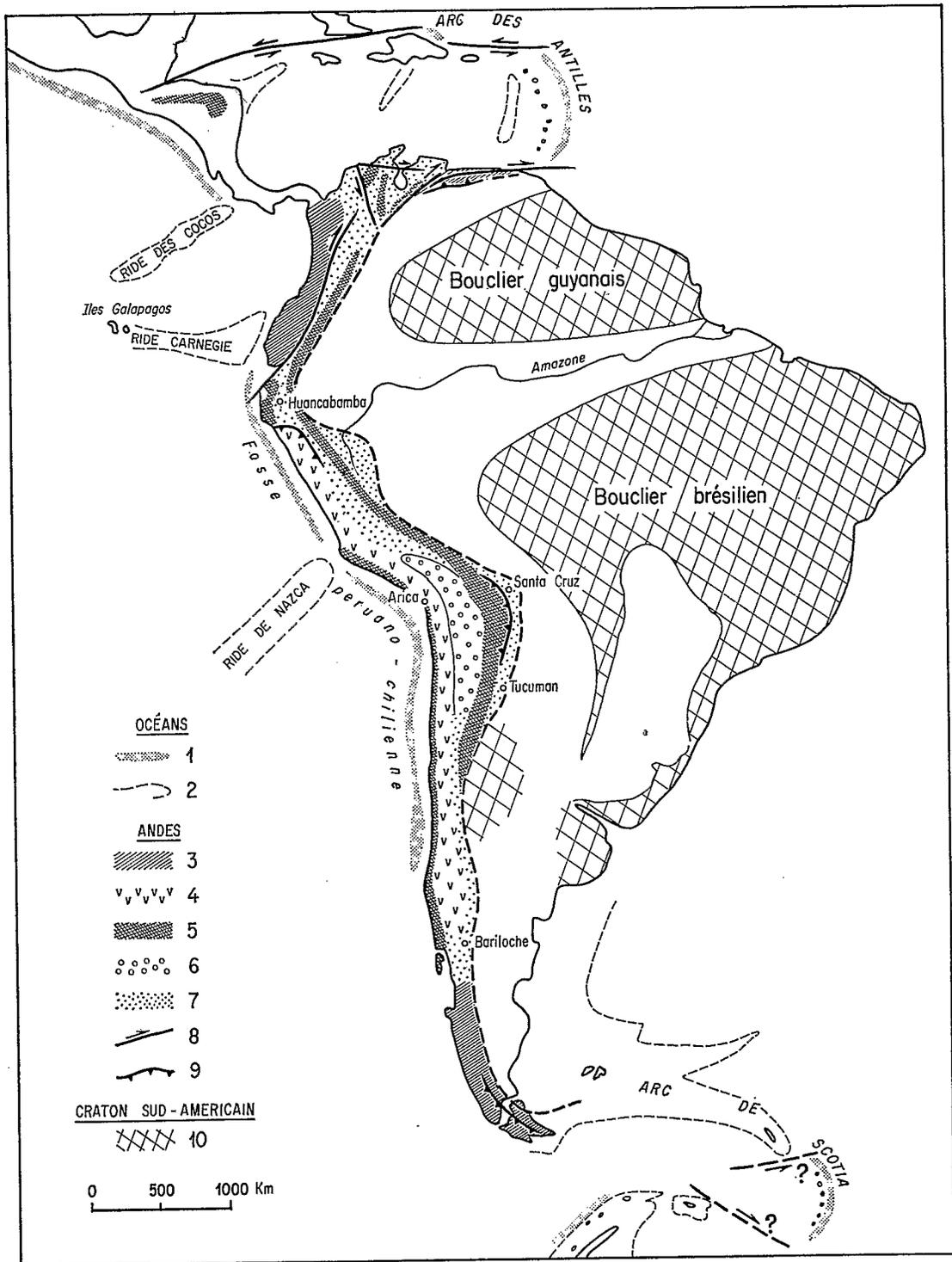


Fig. 1. — Esquisse structurale des Andes

- A. — Océans. 1. Fosses océaniques. 2. Limites des rides océaniques et, localement, du plateau continental.
- B. — Andes. 3. Secteurs dotés d'un magmatisme ophiolitique pré-orogénique. 4. Secteurs dotés d'un magmatisme andésitique pré-orogénique. 5. Zones d'affleurement du substratum précambrien et hercynien remanié dans la chaîne andine. 6. Bassins tertiaires intra-montagneux subsidents. 7. Autres secteurs de la chaîne. 8. Décrochements. 9. Chevauchements principaux.
- C. — Craton sud-américain. 10. Boucliers précambriens et, en blanc, couverture des boucliers.

B. CHOIX ET DÉMARCHE DE CETTE ÉTUDE

Lorsque nous avons choisi d'étudier les Andes du Pérou central, ce secteur n'était connu que partiellement, surtout par les travaux de J. V. HARRISON (cf. historique). La partie orientale de la chaîne n'était explorée qu'au long de quelques itinéraires et il restait des zones inconnues même dans sa partie occidentale plus accessible.

On savait néanmoins qu'un certain nombre de conditions favorables sont réunies dans ce secteur :

- Les Andes y montrent toutes leurs zones structurales quoique la largeur du système montagneux n'y dépasse pas 250 km.
- La couverture volcanique cénozoïque n'est pas trop étendue et laisse voir les terrains sous-jacents.
- Son accès, enfin, est relativement aisé depuis Lima.

Ces conditions y rendaient plus facile l'analyse de cette chaîne d'un type inconnu en Europe et au sujet de laquelle on se posait un certain nombre de questions : quand et comment la chaîne andine s'était-elle formée ? Était-elle ou non le résultat de l'accrétion à la bordure du continent de sédiments d'abord déposés sur la marge continentale puis plissés et incorporés à la chaîne ? Des zones à substratum océanique s'y trouvaient-elles incorporées ? Cette chaîne présentait-elle des nappes ou du moins un sens de déversement net vers l'avant-pays ? Quel rôle y jouait le substratum pré-mésozoïque ?

Il s'agissait en somme de savoir *quand et comment les Andes s'étaient formées et dans quelle mesure cette chaîne « liminaire » avait des caractères originaux.*

Alors que l'étude de terrain était en cours, la tectonique des plaques est née et les données de la géophysique et de l'océanographie ont montré que la marge péruano-chilienne est une *marge active avec subduction*. Aussi, après de nombreux auteurs, nous nous sommes demandés *si cette théorie de la tectonique actuelle pouvait rendre compte de l'évolution passée de la chaîne andine*. On pourrait croire ce problème réglé puisque les Andes apparaissent comme le type même de l'orogène « orthotectonique » cordilléraire pour la plupart des auteurs qui ont interprété l'évolution des chaînes en termes de tectoniques des plaques (par exemple, DEWEY, 1969; HAMILTON, 1969). Mais comme nous le verrons ces modèles « andins » pèchent par un point : le manque d'une connaissance plus précise de ce que sont les Andes et des étapes de leur formation.

Le plan de cet ouvrage reflète donc ce que fut notre démarche : *compléter d'abord les connaissances sur ce secteur des Andes centrales et ce faisant préciser quand et comment la chaîne s'est formée*; c'est le rôle de la monographie régionale qui est l'essentiel de ce mémoire... *tenter ensuite d'en tirer des modèles qui cherchent à répondre au pourquoi* et c'est à cette tentative que s'emploie, à la fin de ce travail, le chapitre dédié à la chaîne andine dans le cadre de la tectonique des plaques.

C. HISTORIQUE

La proximité de la capitale et la présence de grands gîtes de minerais métalliques expliquent l'intérêt précoce des géologues pour les Andes du Pérou central. Au nombre des premiers travaux sérieusement documentés se trouvent ceux de C. LISSON sur la région de Lima (1904-1907) et l'étude de la transversale Lima-La Merced par G. STEINMANN (1904), puis par J. DOUGLAS (1921). De leur côté les géologues miniers poursuivent l'examen des gisements et de leur environnement; le « Cuerpo de Ingenieros de Minas » entreprend des prospections systématiques dont celle des charbons crétacés, qui apporte des résultats géologiques généraux.

En 1924, D. H. MC LAUGHLIN synthétise les données géologiques recueillies par la « Cerro de Pasco Corporation »; il établit les grandes lignes de la stratigraphie du Pérou central et esquisse son évolution structurale, prouvant l'existence d'un substratum plissé pré-mésozoïque et définissant plusieurs phases dans la tectogenèse et l'orogenèse andine. G. STEINMANN, en 1929, publie sa « Geologie von Peru », qui expose en les synthétisant les connaissances de son temps; c'est encore aujourd'hui le seul ouvrage général sur la géologie du Pérou et il contient de nombreuses données sur le Pérou central.

Entre 1939 et 1960, J. V. HARRISON fait avancer considérablement la connaissance des zones les plus élevées du Pérou central entre 10° 15' S. et 12° 45' S.; il cartographie à la planchette plus de 20 000 km². Son travail stratigraphique et cartographique est remarquable dans les terrains méso et cénozoïques des Hauts Plateaux et de la Cordillère Occidentale; ses descriptions pétrographiques des roches de la Cordillère orientale restent un document très utile. Le travail de W. F. JENKS sur la zone de Cerro de Pasco (1951) complète ceux de HARRISON.

De nombreuses monographies, parues au cours des deux dernières décades et souvent très locales, s'ajoutent à ces travaux de base. Certaines décrivent des gisements miniers et leur entourage: c'est le cas notamment des publications issues de la collaboration entre l'Institut de Développement Minier du Pérou (I.N.I.F.M.) et l'U.S. Geological Survey. D'autres, souvent des thèses inédites de l'Université de San Marcos, sont dédiées au secteur côtier.

A partir de 1960, le Service de la carte géologique du Pérou, actuellement dénommé Instituto de Geologia y Minería, entreprend la cartographie géologique systématique du Pérou au 1/100 000^e avec la collaboration de géologues français de l'O.R.S.T.O.M. et du C.N.R.S. et de géologues anglais de l'Institute of Geological Sciences. Dans les Andes du Pérou central, les levés sont presque terminés, mais seule une faible partie (9 000 km²) en a été publiée. A ces travaux s'ajoutent ceux de T. SZEKELY sur la Cordillère Occidentale (1967, 1969). Par ailleurs, depuis 1950, les compagnies pétrolières ont exécuté d'importantes explorations géologiques dans la zone subandine; leurs résultats n'ont malheureusement été publiés que très partiellement si l'on excepte le travail d'E. KOCH (1962).

Actuellement, les études géologiques dans le Pérou central se trouvent à un tournant. La phase des levés systématiques s'y termine cependant que débute celle des études spécifiques, dont J. J. WILSON avait déjà montré le chemin en 1963 pour la stratigraphie du Crétacé. Parmi ces études en cours il faut citer celle de la mise en place du batholite côtier, par l'équipe du professeur PITCHER, et celle de la tectonique cassante et de la néotectonique qu'une équipe française entreprend en 1973.

Dans le cadre de cet historique des recherches géologiques sur le Pérou central, le présent mémoire a l'ambition d'être un travail de transition, qui, à partir de l'analyse régionale classique, s'attache à préparer l'étude de divers thèmes spécifiques.

D. LE CADRE DE L'ÉTUDE

LES GRANDS TRAITES MORPHOLOGIQUES ET GÉOLOGIQUES DES ANDES DU PÉROU CENTRAL ET DE LEURS PIÉMONTIS

Cette étude s'inscrit dans deux cadres :

1. Celui de la succession des cycles de sédimentation et des étapes de déformation et de magmatisme.
2. Celui des zones structurales qui se sont individualisées au cours de l'histoire récente des Andes, mais dont la disposition conditionne le dessin des zones d'affleurement des orogènes préandins.

Précisons tout d'abord que trois orogènes bien distincts, précambrien, hercynien et andin se superposent dans le Pérou central. Si les deux premiers termes n'ont pas besoin d'être définis, le dernier doit l'être : dans ce qui suit nous appliquerons l'épithète *andin* au cycle de sédimentation et aux étapes de déformation et de magmatisme qui se sont succédés dans les Andes et à leur voisinage immédiat depuis la fin du Crétacé jusqu'à celle du Tertiaire.

La définition des grandes zones structurales est compliquée par le fait qu'on les désigne par des termes morphologiques qui ont pris avec l'usage un sens distinct de leur sens originel.

Aussi, pour clarifier les concepts, nous définirons tout d'abord les grands ensembles morphologiques.

1. LES UNITÉS MORPHOLOGIQUES

Ce sont du S.-W. vers le N.-E. : la côte pacifique, le versant occidental des Andes, la Cordillère Occidentale, les Hauts Plateaux, la Cordillère Orientale, le versant oriental des Andes, les collines subandines et le bas-pays amazonien (fig. 2). Ces unités sont allongées suivant la direction N.W.-S.E. et donc parallèles à l'axe de la chaîne.

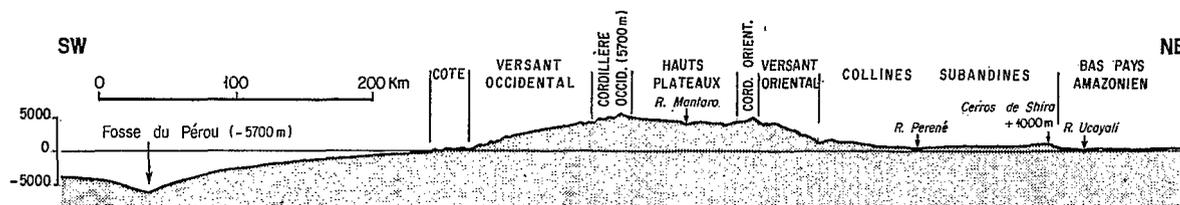


Fig. 2. — Coupe topographique des Andes du Pérou central de la fosse du Pérou à l'Amazonie
(Les hauteurs sont multipliées par 5)

Ces divisions ont été adoptées par O. DOLLFUS dans son étude morphologique des Andes centrales et de leurs piémonts (1965) à laquelle j'emprunte la majeure partie de leur description.

Avant d'entreprendre cette description, notons que l'ensemble Andes-fosse du Pérou est l'un des reliefs les plus marqués qui existe à la surface de la terre puisque la dénivellation totale de la Cordillère Occidentale à l'axe de la fosse est couramment de 11 000 m et qu'elle atteint 13 000 m au niveau de la Cordillère Blanche sur une distance de 310 km.

LA CÔTE

Dans le Pérou central les derniers contreforts des Andes arrivent jusqu'au Pacifique au Nord de 12° 45' S.; entre eux s'étalent des nappes alluviales et des remblaiements désertiques. Au sud de 12° 45' S. se dessine une véritable plaine côtière de 16 à 30 km de large dont le soubassement est constitué par des nappes alluviales anciennes.

Plus au sud, au niveau de Pisco (13° 45' S.), les nappes alluviales du rio Pisco et le remplissage alluvial de la dépression intérieure drainée par le rio Ica sont coalescents et entre cette dépression et le Pacifique s'individualise un bourrelet côtier qui constitue l'extrémité nord de la « Cordillère de la côte ».

La zone côtière est désertique et les conditions d'affleurement y sont bonnes, encore que les dépôts récents soient abondants.

LE VERSANT OCCIDENTAL DES ANDES

Il passe de 0 à 5 000 m en une centaine de kilomètres de la ligne de la côte aux sommets de la Cordillère Occidentale.

Ce grand versant flexuré a une pente générale régulière; du sud-ouest au nord-est on y rencontre une zone très disséquée, gigantesque bad-land taillé dans le batholite côtier, puis des plateaux volcaniques. Il est entaillé par des vallées dont l'encaissement peut atteindre 2 500 m et dont les versants très raides, 30° en moyenne, fournissent de bonnes coupes. Il arrive exceptionnellement que ces vallées isolent de l'axe de la Cordillère Occidentale des massifs montagneux élevés: c'est le cas, dans la zone étudiée, du rio Cañette qui isole la Cordillère de Yauyos et, plus au nord, du Callejon de Huaylas drainé par le rio Santa, qui sépare les Cordillères Noire et Blanche.

LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE, LES HAUTS PLATEAUX ET LA CORDILLÈRE ORIENTALE

Le versant occidental des Andes est couronné par la Cordillère Occidentale, barrière rectiligne et parallèle à la côte, constituée de sommets fréquemment englacés qui dépassent le plus souvent 5 000 m. Dans cette cordillère, difficilement franchissable, les rares cols dépassent 4 500 m.

Vers l'est, elle domine les Hauts Plateaux centraux larges d'une cinquantaine de kilomètres et dont l'altitude varie entre 3 800 m et 4 500 m. Ils sont drainés par des rivières tributaires de l'Amazone; la plus importante, le rio Mantaro, les parcourt du nord vers le sud en les entaillant de plus en plus vigoureusement; elle relie entre elles les dépressions intramontagneuses de Junin (3 900 m), Huancayo (3 200 m) et Ayacucho (2 100 m) puis rejoint l'Apurimac à 750 m d'altitude en traversant en gorge la Cordillère Orientale.

Les sommets de la Cordillère Orientale ne forment pas une barrière continue, ils sont groupés en des massifs isolés qui culminent souvent à plus de 5 000 m (Huagaruncho: 5870 m), séparés par des vallées profondes.

L'altitude et les conditions climatiques font que la couverture végétale est réduite sur les Hauts Plateaux et la Cordillère Occidentale, aussi les conditions d'affleurements y sont-elles très bonnes. Ces conditions facilitent notamment les études photogéologiques.

La Cordillère Orientale, par contre, est souvent envahie par la brume et la végétation y est plus dense.

LE VERSANT ORIENTAL DES ANDES ET LE PIÉMONT AMAZONIEN

Le versant oriental des Andes est plus raide que leur versant occidental: sur 30 à 50 km, on y passe de 4 500 à 800 m. A proximité des collines subandines le profil des lignes de crêtes montre souvent une rupture brutale, sans doute due à des failles ou flexures récentes.

Les vallées sont profondément encaissées dans ce versant; leurs flancs sont très raides et passent souvent vers le bas à des parois verticales.

Les collines subandines succèdent vers l'est aux Andes *s.s.*, elles culminent entre 1 000 et 2 000 m et s'abaissent régulièrement vers les axes des grands bassins de drainage. Au niveau du Pérou central, elles sont relayées vers l'est par de grands bombements récents, faillés vers l'est, les anticlinaux de Shira et de Vilcabamba.

Ces derniers reliefs surplombent le bassin très plat où s'étalent les méandres du rio Ucayali et dont le bord oriental se relève légèrement à proximité de la frontière brésilienne.

L'ensemble de cette région jouit d'un climat très humide, une végétation forestière ou herbacée dense la recouvre jusqu'à 3 500 m et les reliefs sont souvent recouverts par le brouillard à partir de 2 500 m.

L'exploration de ces secteurs, sauf lorsqu'elle est entreprise avec de très gros moyens, se réduit à celle des routes et chemins muletiers dans la Cordillère Orientale et à celle des berges des rios subandins et amazoniens.

2. LES GRANDS TRAITES DE LA STRATIGRAPHIE

La figure 3 définit les grandes unités stratigraphiques du Pérou central et leurs rapports liés à la superposition de trois étages structuraux précambrien, hercynien et andin, ce dernier comprenant à son tour trois sous-étages.

LA SÉDIMENTATION PRÉCAMBRIENNE

Les séries précambriennes sont métamorphiques; le plus souvent de faciès « schistes verts », elles atteignent par endroits le faciès amphibolite profond. Les schistes sériciteux et chloriteux, les micaschistes et les gneiss qui la composent dérivent de séries terrigènes et volcanodétritiques, parfois à caractère flysch, auxquelles sont associées des roches ultrabasiques.

LA SÉDIMENTATION HERCYNIENNE

Le paléozoïque inférieur

Dans le Pérou central, seuls les sédiments du Paléozoïque inférieur forment le matériel plissé de la chaîne hercynienne. Le Paléozoïque inférieur débute par un conglomérat discordant sur le Précambrien. Le Cambrien, peut-être présent dans la zone subandine, n'a pas été identifié par des fossiles. L'Ordovicien, en règle générale, est représenté par des shales cependant que le Dévonien est plus grossièrement détritique avec des faciès flysch à dominante gréseuse. Les rares intercalations calcaires et volcanodétritiques observées dans la série se situent plutôt dans l'Ordovicien. Au total, elle mesure plus de 2 000 m.

On ne dispose pas d'éléments suffisants pour reconstituer la paléogéographie du Paléozoïque inférieur à l'échelle de la région étudiée.

Le paléozoïque supérieur

Les séries du Paléozoïque supérieur sont liées à la chaîne hercynienne car plus au sud-est, dans le sud du Pérou et en Bolivie, elles sont plissées à l'Hercynien. Aussi les étudierons-nous dans ce cadre hercynien. Il n'en reste pas moins que dans le Pérou central, où la tectonique tardihercynienne n'est que cassante, elles appartiennent déjà à la base du système andin.

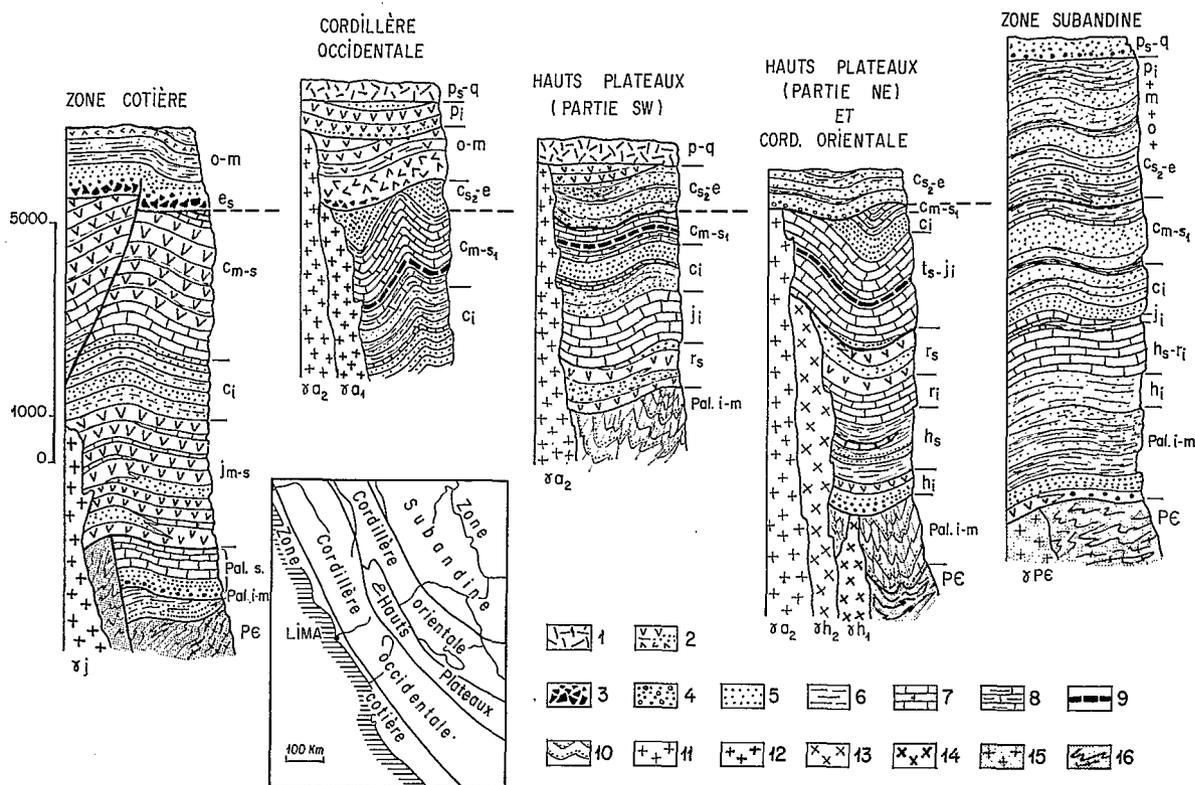


Fig. 3. — Les séries stratigraphiques du Pérou Central

1. Ignimbrites. 2. Séries volcaniques et volcanosédimentaires. 3. Brèches. 4. Conglomérats. 5. Grès. 6. Shales. 7. Calcaires. 8. Marnes et calcaires marneux. 9. Calcaires bitumineux. 10. Flyschs. 11. Granites andins néotertiaires [γa_2]. 12. Granites andins éotertiaires ou fini-crétacés [γa_1] et granites jurassiques [γ_j]. 13. Granites tardihercyniens [γh_2]. 14. Granites éohercyniens [γh_1]. 15. Granites précambriens [γPE]. 16. Métamorphites précambriennes [p \in]. Pal-i-m = Paléozoïque inférieur et moyen. Pal.s. = Paléozoïque supérieur. h_1 = Mississipien. h_s = Pennsylvanien. r_1 = Permien inférieur. r_s = Permien supérieur. t_s = Trias supérieur. j_1 = Lias. c_1 = Crétacé inférieur. c_{m-s_1} = Crétacé moyen et supérieur jusqu'au Santonien inférieur. c_{s_2-e} = Crétacé terminal et Eocène. o = Oligocène. m = Miocène. p_1 = Pliocène inférieur. p_s = Pliocène supérieur. q = Quaternaire

Ces séries peu déformées sont très fossilifères et ont été bien étudiées. Ce sont, à la base, des molasses essentiellement continentales du Carbonifère inférieur dont le dépôt est suivi d'un épisode volcanique. La transgression marine du Pennsylvanien les recouvre de grès et shales avec de nombreuses intercalations calcaires. Puis vient la mer du Permien inférieur où la sédimentation carbonatée prédomine. Ces séries marines contiennent une faune abondante, qui comprend notamment des fusulinidés.

Une émergence a lieu au Permien supérieur. Elle provoque une reprise de l'érosion et le dépôt de molasses rouges, continentales pour l'essentiel, fréquemment intercalées de roches volcaniques acides à intermédiaires.

Ces séries rouges sont mal datées et peuvent éventuellement monter dans le Trias, aussi le passage du cycle hercynien au cycle andien reste-t-il mal défini dans le temps.

L'épaisseur de la série permocarbonifère est très variable; elle peut atteindre 4 000 m dans la Cordillère Orientale mais passe rapidement à quelques centaines de mètres sur les Hauts Plateaux.

Cette variation a des causes diverses: approche des limites des bassins de sédimentation, érosion au Permien moyen, érosion avant le dépôt du Trias marin.

LA SÉDIMENTATION ANDINE

La période de sédimentation s.s., du Ladinien au Santonien

La transgression marine du Norien marque le début du cycle de sédimentation andin dans presque tout le Pérou central, mais le travail de P. LEVIN (1974) montre que la mer a pu s'installer dès le début du Ladinien, au moins dans certains secteurs. Au Trias supérieur, la mer recouvre la plus grande partie du Pérou septentrional, mais dans le centre elle semble limitée à un sillon plus étroit axé sur la Cordillère Orientale; ce bras de mer n'atteint pas le sud du Pérou. Le Noro-Rhétien est représenté par des dolomies et des calcaires souvent riches en cherts.

La mer s'étend plus largement au Lias: il s'y dépose d'abord une série bitumineuse puis des calcaires et dolomies qui montent jusque dans l'Aalénien.

Ces séries triasico-liasiques carbonatées n'affleurent qu'au nord-est de la Cordillère Occidentale; leur épaisseur maximum de 2 500 à 3 000 m est atteinte sur les Hauts Plateaux et en quelques points du bord nord-est de la Cordillère Orientale; vers le nord-est elles s'amincissent puis disparaissent une cinquantaine de kilomètres à l'est du pied des Andes orientales.

Le Bajocien, connu seulement en quelques points sous forme de calcaires sableux, témoigne d'une régression qui est complète au Bathonien.

Au Malm, une transgression locale affecte le bourrelet côtier cependant que des molasses rouges continentales se déposent dans la zone subandine.

Au Crétacé la sédimentation est contrôlée par un dispositif paléogéographique qui comprend, du sud-ouest vers le nord-est:

1. Un bassin ouest-péruvien en communication avec le Pacifique à travers une guirlande d'îles volcaniques;
2. Une zone positive avec une plateforme suivie d'un géanticlinal dit « du Marañon »;
3. Un bassin est-péruvien qui à l'est remonte en pente douce vers le bouclier brésilien.

Au Néocomien et à l'Aptien, des séries surtout marines se déposent dans le bassin ouest-péruvien: dans sa partie occidentale, ce sont plus de 2 500 m de sédiments terrigènes associés à des calcaires et à des produits volcaniques; dans sa partie orientale ils passent à des grès et shales épais de 1 000 à 1 500 m. Dans le même temps, la plateforme reçoit seulement quelques centaines de mètres de dépôts continentaux gréseux et le géanticlinal reste en grande partie émergé. Simultanément, le bassin est-péruvien collecte des sédiments détritiques littoraux épais de près de 600 m.

Une transgression marine générale a lieu à l'Albien moyen et la mer ne se retire pas avant le Santonien. Le géanticlinal du Marañon lui-même n'est plus qu'un seuil dont certains secteurs pourront émerger au cours du Crétacé supérieur. La sédimentation au cours du Crétacé supérieur est essentiellement calcaire, sauf dans la partie occidentale du bassin ouest-péruvien où se mettent en place des séries volcaniques et volcano-détritiques; vers l'est les calcaires se chargent en éléments détritiques fins puis de plus en plus grossiers à l'approche du bouclier brésilien. L'épaisseur des séries varie de plus de 2 500 m sur la côte à 900 m sur la plateforme et 500 m dans le bassin est-péruvien.

La sédimentation pendant la période orogénique, au Crétacé terminal et au Cénozoïque

Au Santonien a lieu la première manifestation de la tectorogénèse andine. Sur le plan stratigraphique, elle se traduit par l'interruption presque totale de la sédimentation marine dans le Pérou central et par le dépôt de formations molassiques rouges, les « couches rouges », qui, selon les régions, sont, concordantes ou discordantes sur leur substratum. Dans la Cordillère Occidentale, leur âge va du Crétacé terminal à l'Éocène supérieur. Sur les Hauts Plateaux, il monte au moins jusque dans l'Oligocène basal et leur épaisseur, très variable, atteint 3 000 m. Dans la zone subandine et l'Amazonie elles dépassent 3 000 m et représentent le Crétacé terminal et tout le Tertiaire.

Après que les « couches rouges » aient été plissées dans le secteur andin, des masses importantes de roches effusives souvent resédimentées dans des bassins lacustres se mettent en place au cours du Tertiaire

supérieur; elles se localisent dans la partie supérieure du versant occidental des Andes et empiètent un peu sur la Cordillère Occidentale et les Hauts Plateaux. Dans cette série qui, par endroits, mesure plus de 2 000 m, on observe des discordances correspondant à des plissements peu intenses. Le plus récent, d'âge pliocène, affecte aussi la zone subandine et une grande partie de l'Amazonie péruvienne.

Des séries pliocènes et quaternaires liées à la montée récente de la chaîne et à son érosion, notamment glaciaire, couronnent la colonne stratigraphique.

3. LES GRANDS TRAITES DE L'ÉVOLUTION STRUCTURALE ET MAGMATIQUE

Au sud de l'Equateur, les Andes montrent clairement la superposition de 3 édifices tectoniques:

— La chaîne andine proprement dite dont la construction a commencé au Crétacé supérieur et où la déformation continue à notre époque.

— La chaîne hercynienne (cf. MÉGARD *et al.*, 1971) qui, dans le Pérou central, s'est édifiée pour l'essentiel au Dévonien supérieur (phase éohercynienne).

— Un substratum précambrien complexe où se superposent plusieurs orogènes dont le dernier serait d'âge « baïkalien ».

La figure 4 résume l'évolution des Andes centrales depuis le début du Paléozoïque.

On sait peu de choses sur le *substratum précambrien*, qui est polymétamorphique et montre des structures plissées polyphasées; des roches ultrabasiques préorogéniques et des roches granitiques syn et post-orogéniques lui sont associées.

La *chaîne éohercynienne* présente une zone axiale où les structures tendent vers un style isoclinal et sont souvent polyphasées; la schistosité y est bien développée et on y observe dans quelques secteurs un métamorphisme du faciès schistes verts. Des granites syn et post-orogéniques sont associés à cette phase; enfin le volcanisme mississippien est lié à un épisode de distension qui est l'un des derniers stades de la phase éohercynienne. Mais le volume total du magmatisme est mal connu.

Au cours du Paléozoïque supérieur la distension est le processus tectonique dominant. Elle se fait sentir à peine terminée la tectogenèse éohercynienne et, sporadiquement, au cours du Pennsylvanien et du Permien inférieur. Au Permien moyen de nombreuses failles normales se créent ou rejouent, des granites se mettent en place et on parle d'une *phase tardihercynienne* qui serait contemporaine de la véritable tectogenèse reconnue au nord du lac Titicaca et sans doute en Bolivie. Ces mouvements de blocs, accompagnés d'émissions volcaniques, se poursuivent au long du Permien supérieur et, vraisemblablement, au Trias inférieur.

Vient ensuite, du Ladinien au Santonien, la période très calme où s'effectue l'essentiel de la sédimentation andine; on n'y enregistre que la naissance de vastes bombements et dépressions sans doute liées au jeu de failles de subsidence; par contre le magmatisme synsédimentaire est très développé à proximité d'une guirlande d'îles volcaniques à substratum sialique, qui semble être un arc magmatique typique des zones péripacifiques avec zone de subduction.

Au Santonien commence la *tectorogénèse andine* dans laquelle, depuis G. STEINMANN (1929) on distingue trois phases de plissement « péruvienne », « incaïque » et « quechua » qui se placent respectivement à la fin du Crétacé, à la fin de l'Eocène et au Mio-Pliocène. La première est limitée à certains secteurs de la zone andine, que la seconde affecte plus largement. La troisième correspond en fait à deux phases de compression distinctes, l'une miocène, l'autre pliocène, dont les effets sont difficiles à distinguer; la phase miocène affecterait surtout la zone andine, alors que les effets de la phase pliocène s'étendent de plus à toute la zone subandine.

Dans la plupart des zones structurales que nous recenserons dans le paragraphe 4, les structures andines sont des plis ouverts sans déversement privilégié; la schistosité et éventuellement un métamorphisme léger sont confinés à des secteurs limités. Les rares chevauchements se situent sur des zones de faiblesse plus anciennes. Le raccourcissement total est de l'ordre de 100 km.

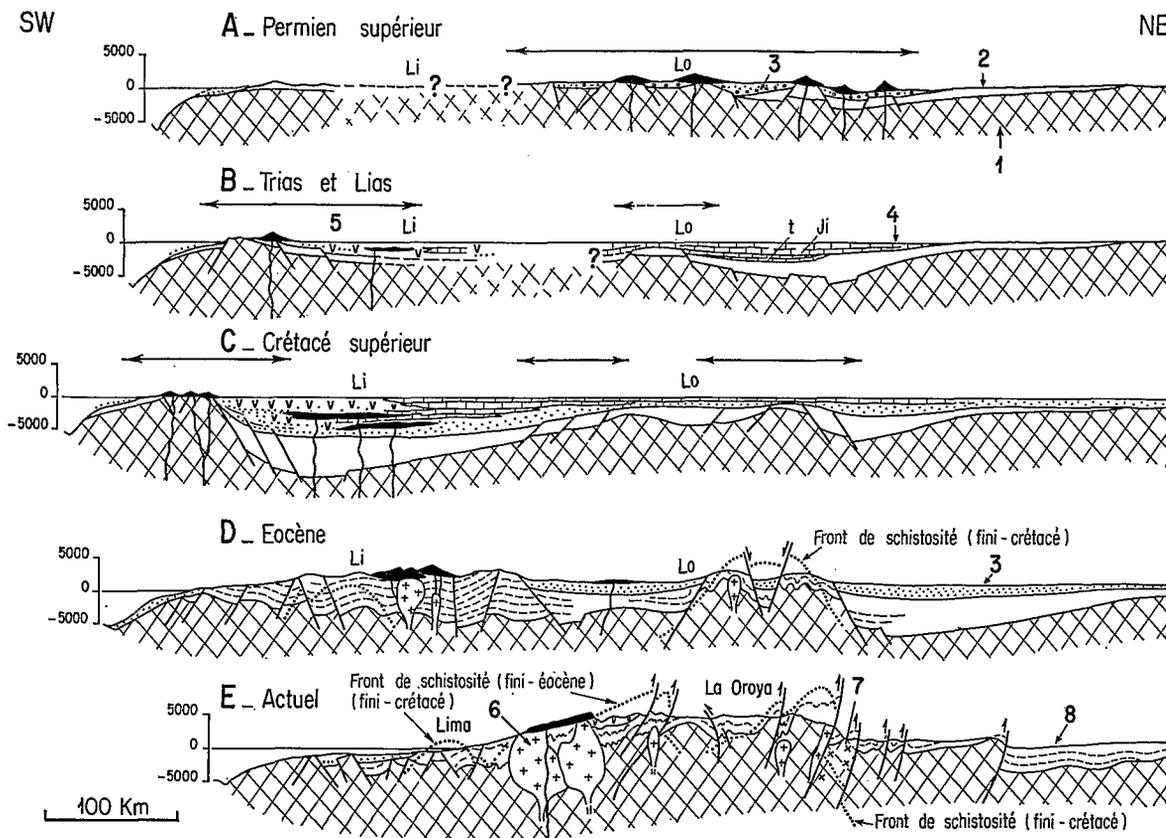


Fig. 4. — Evolution de la chaîne des Andes au niveau du Pérou Central, du Permien supérieur à l'époque actuelle

1. Substratum précambrien et hercynien. 2. Pour chaque étape A, B, C et D, terrains andins d'âge antérieur à l'étape considérée. 3. Séries terrigènes. 4. Séries carbonatées. 5. Séries volcaniques et volcanodétritiques. 6. Granitoïdes andins. 7. Granitoïdes du socle. 8. Ensemble des terrains andins pour la coupe actuelle des Andes. La teinte noire indique les appareils volcaniques. Les flèches divergentes indiquent un régime de distension dans le secteur correspondant. Li = Lima, LO = La Oroya

Contrastant avec cette tectonique assez peu intense, le *magmatisme andin* est imposant et ses produits sont essentiellement calco-alcalins. Le *batholite « côtier »* se met en place entre la fin du Crétacé et le début du Miocène, on le suit sur plus de 1 300 km et sa largeur dépasse souvent 50 km. Des stocks circonscrits miocènes et pliocènes, auxquels souvent sont associées des minéralisations, font intrusion plus à l'est; enfin, certains des petits batholites du versant oriental des Andes sont aussi d'âge crétacé-tertiaire.

L'*activité volcanique* tardi et post-tectonique débute faiblement à l'Eocène, devient prépondérante après la phase fini-éocène et, dans le centre, se poursuit vraisemblablement jusqu'au Pliocène.

C'est sans doute vers la fin du Miocène que des surfaces d'érosion confondues sous l'appellation générique de « *surface Puma* » régularisent les reliefs. Cette surface est déformée essentiellement au Pliocène par un bombement à grand rayon de courbure qui donne aux Andes l'essentiel de leur relief. Enfin, l'érosion et la sédimentation quaternaire ainsi que la néotectonique achèvent de donner à la chaîne son modelé actuel. Les tremblements de terre et les déformations de surface qui leur sont associés montrent qu'une tectonique vivante modifie encore les Andes de nos jours.

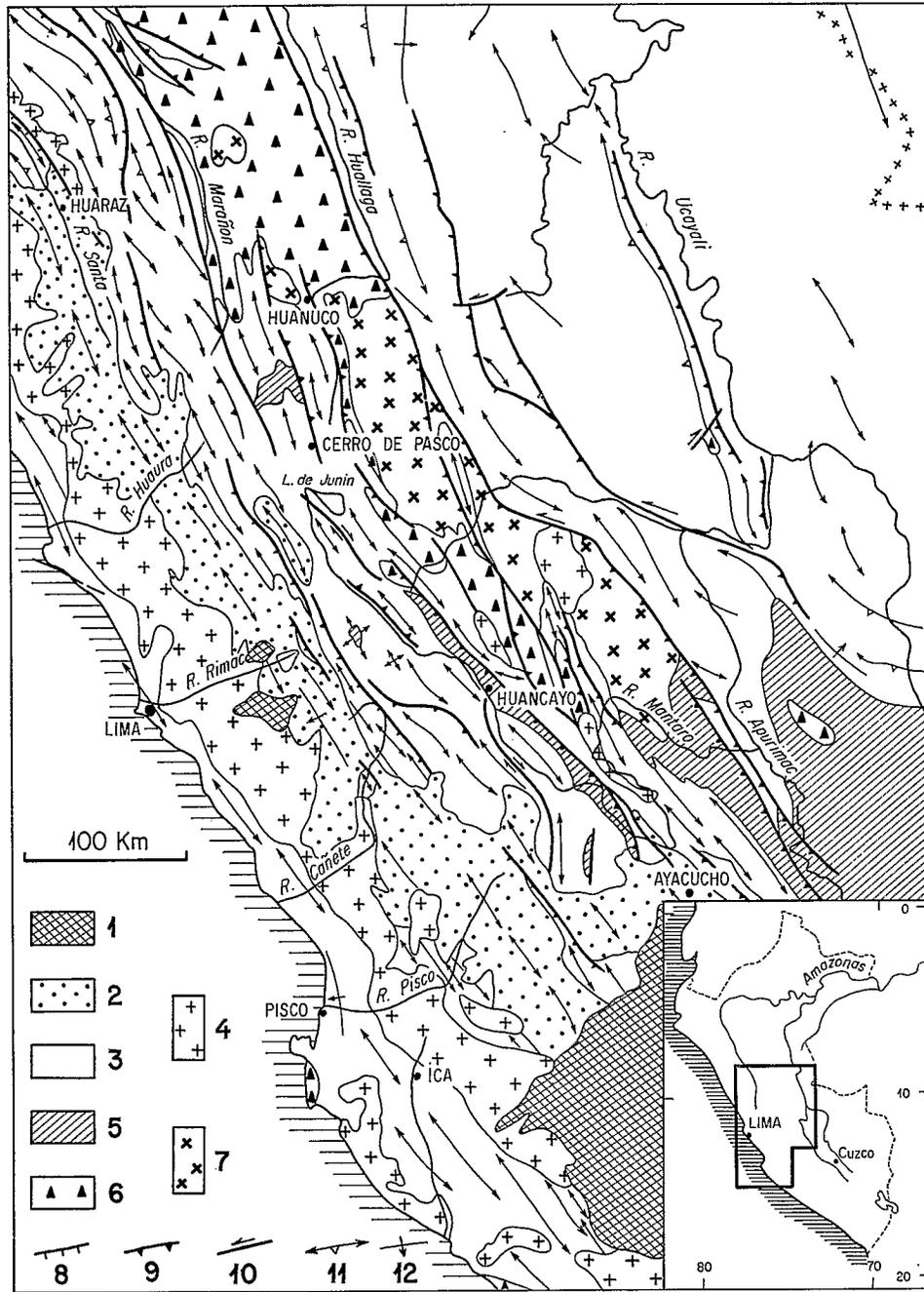


Fig. 5. — Schéma structural des Andes du Pérou Central

- A. — *Chaîne andine*. 1. Volcanites post-tectoniques (Plio-Quaternaire). 2. Volcanites déformées (Oligocène et Néogène). 3. Terrains sédimentaires mésocénozoïques. 4. Granitoïdes
- B. — *Substratum pré-andin*. 5. Terrains éohercyniens (Pal. inférieur et moyen). 6. Précambrien. 7. Granitoïdes
- C. — *Symboles tectoniques*. 8. Failles normales, les barbelures indiquent le bloc abaissé. 9. Failles chevauchantes, les dents indiquent le bloc chevauchant. 10. Décrochements. 11. Plis, la dent indique le pendage du plan axial. 12. Flexures, la flèche indique le sens de déversement

4. LES ZONES STRUCTURALES ET LEURS CARACTÉRISTIQUES

La coupe générale schématique de la chaîne (fig. 4, E) et le schéma structural de la figure 5 montrent clairement qu'une subdivision en zones structurales peut être faite perpendiculairement à son axe. Cette subdivision est basée sur des critères structuraux, l'intensité de la tectonique andine en particulier, critères liés en partie à l'évolution du secteur considéré en cours des périodes antérieures à la tectorogénèse andine. On distingue ainsi cinq grandes zones structurales qui sont, du sud-ouest vers le nord-est, c'est-à-dire de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne: la zone côtière, la Cordillère Occidentale, les Hauts Plateaux, la Cordillère Orientale et la zone subandine qui s'appuie sur la masse stable du Bouclier Brésilien (fig. 6).

Nous allons passer brièvement en revue leurs principales caractéristiques.

LA ZONE CÔTIÈRE

Jusqu'à 13° 30' S. elle est extrêmement étroite et correspond à une frange de sédiments mésozoïques surtout volcanodétriques faiblement plissés comprise entre le rivage pacifique et le batholite côtier.

Au sud de 13° 30' S., elle a 50 à 100 km de large au niveau d'Ica et Nazca. Du côté pacifique, elle comprend les reliefs du *bourrelet côtier* où affleurent un socle précambrien fortement plissé et métamorphique et des lambeaux de couverture paléozoïque et méso-cénozoïque très faiblement plissés. Ce secteur s'est trouvé en marge des zones axiales des chaînes hercynienne et andine. Par contre la tectonique cassante, principalement distensive, le divise en une mosaïque de blocs et induit des flexures dans la couverture. En position externe le bourrelet côtier est flanqué par la dépression d'Ica dont le soubassement mésozoïque est encore peu déformé.

La zone côtière et le bourrelet côtier en particulier contiennent de nombreux granites dont l'âge est mal connu; certains sont sûrement précambriens et paléozoïques, d'autres se sont peut-être mis en place au Jurassique, d'autres enfin sont sûrement andins. Par ailleurs, le volcanisme synsédimentaire mésozoïque est particulièrement intense.

LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE.

J'englobe ici sous la dénomination de Cordillère Occidentale non seulement l'alignement de hauts sommets qui en constituent le faite mais également la totalité du versant pacifique depuis la zone côtière. Cette unité s'est individualisée au cours des phases du Crétacé terminal et de l'Eocène terminal. Le Trias, le Lias et le Dogger n'affleurent pas mais la série marine du Jurassique terminal-Crétacé, complétée par des molasses éocènes du côté nord-est, atteint à elle seule 5 000 m. Le plissement est modéré à intense et s'accompagne souvent de schistosité; les plans axiaux sont proches de la verticale. La zone faîtière de la Cordillère montre des failles inverses raides et des chevauchements déversés vers le nord-est en direction des Hauts Plateaux.

La continuité de l'unité structurale de la Cordillère Occidentale est interrompue par le *batholite côtier* allongé parallèlement aux structures et qui occupe toute la partie inférieure du versant pacifique sur une largeur qui atteint 50 km. Cependant, des restes du toit du batholite et des septa épargnés par l'intrusion permettent de retrouver le style de la déformation des séries mésozoïques sur l'emplacement du batholite.

La *couverture volcanique* forme une unité à part, déformée tardivement et en général faiblement. Au nord de 12° 30' S., elle suit les alignements N.W.-S.E. et se cantonne essentiellement à la partie supérieure du versant pacifique; mais plus au sud elle gagne tant en direction du Pacifique que des Hauts Plateaux qu'elle recouvre presque intégralement à la latitude d'Ayacucho où débute le vaste plateau volcanique du Sud Péruvien. Au niveau de la couverture volcanique, la division entre Cordillère Occidentale et Hauts Plateaux n'a donc pas de sens, puisqu'elle ne se traduit pas par un changement du style tectonique.

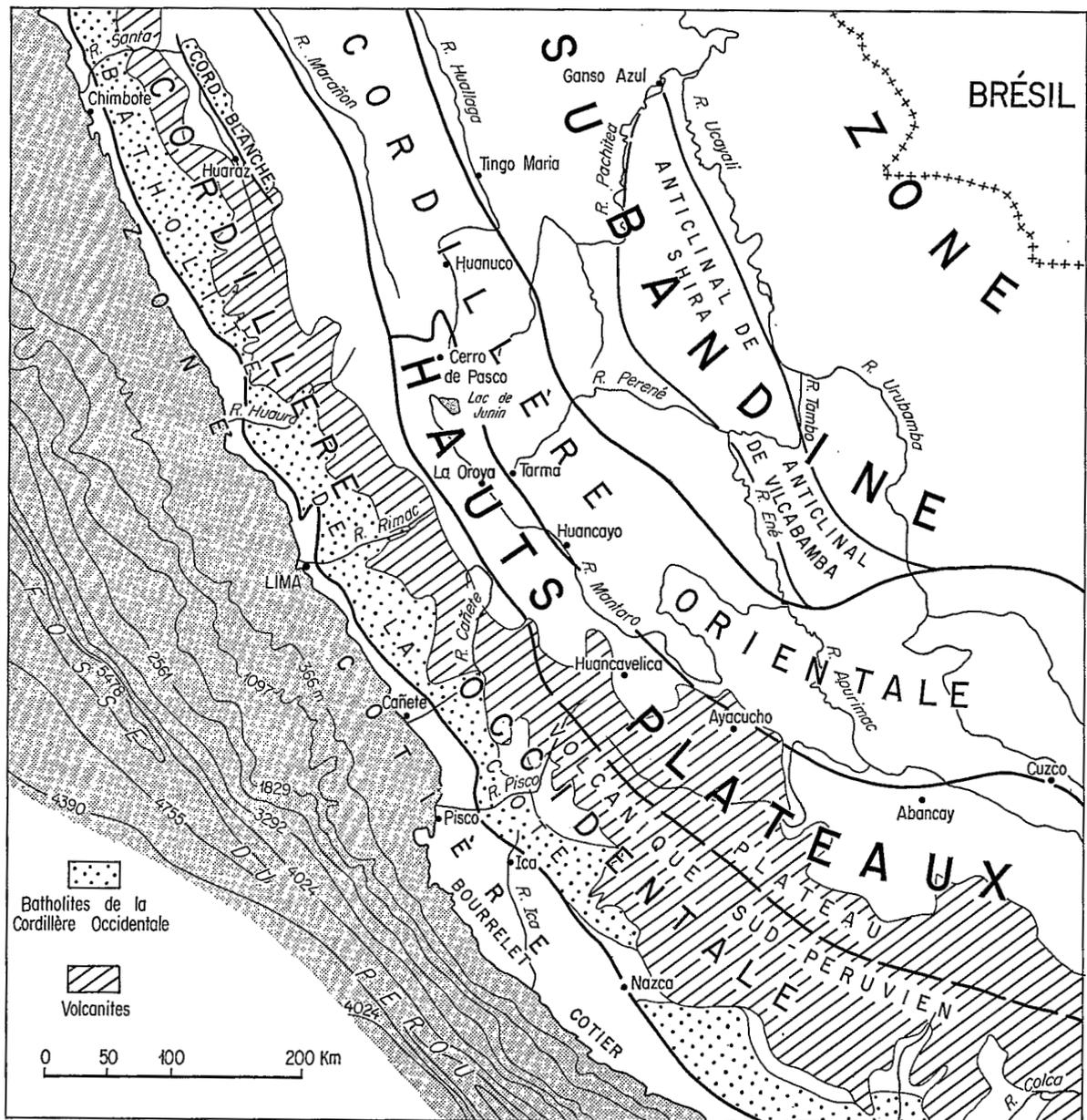


Fig. 6. — Zonation morphostructurale du Pérou Central

LES HAUTS PLATEAUX

Pour les Hauts Plateaux, unité structurale et unité morphologique sont confondues. La série mésozoïque et éocène s'enrichit vers le bas par l'adjonction de termes liasiques et triasiques; exception faite de quelques pointements paléozoïques, elle affleure presque seule au nord de 13° S.

Dans la partie sud-ouest des Hauts Plateaux, les phases tertiaires interviennent seules, donnant au nord de 12° S. quelques vastes dômes et cuvettes auxquels succèdent plus au sud des anticlinaux larges et réguliers qui ne se compliquent que localement comme au niveau de Huancavelica.

Lorsqu'on va vers le nord-est, on franchit la ligne tectonique du Mantaro, marquée par des failles inverses raides chevauchantes vers le sud-ouest et on entre dans la partie nord-est des Hauts Plateaux plissée plus intensément et où les structures sont compliquées par de nombreux plis mineurs plurihectométriques. Elle appartient à un massif qui s'étend plus largement au nord-est dans la Cordillère Orientale et qui a été affecté par la phase du Crétacé terminal, puis par les phases tertiaires. Sur les Hauts Plateaux on ne connaît que de petits stocks circonscrits. Le volcanisme ignimbritique est important vers 11° S. et nous avons vu qu'au sud de 13° S., le plateau volcanique sud-péruvien cache les structures plus anciennes.

LA CORDILLÈRE ORIENTALE

Du point de vue structural, cette dénomination couvre la Cordillère Orientale *s.s.* et le versant oriental des Andes jusqu'aux collines subandines. C'est un anticlinorium andin majeur à faible déversement nord-est où affleurent essentiellement les tectorogènes précambriens et hercyniens. Entre 11° 15' S. et 13° S. sa couverture triasicoliasique est conservée dans le synclinorium de Ricran; de plus des lambeaux de couches rouges du Crétacé terminal recouvrent directement le Paléozoïque de l'anticlinorium en deux points.

Au niveau du Pérou central, la phase andine du Crétacé terminal a profondément remanié les orogènes anciens et plissé vigoureusement le Paléozoïque supérieur, le Trias et le Lias, qui souvent sont situés sous le front de schistosité. La phase mio-pliocène serait par contre responsable de la mise en place ou du rejeu des grandes failles longitudinales qui découpent cette Cordillère.

Des batholites complexes, tant du point de vue de l'âge que de la nature de leurs différentes parties, occupent de vastes surfaces dans la Cordillère Orientale du Pérou central.

La répartition des isobathes de la discontinuité de Mohorovicic (JAMES, 1971), semble prouver que la Cordillère Orientale est presque entièrement réajustée isostatiquement.

LA ZONE SUBANDINE

Un amortissement rapide des structures s'observe dans les collines subandines, sur une cinquantaine de kilomètres au nord-est de la retombée de la Cordillère Orientale. Des plis simples, légèrement déversés vers le nord-est, dus à la seule phase pliocène, affectent une série « andine » qui va du Cambrien au Pliocène. Les collines subandines se prolongent vers le nord-est avec les deux vastes bombements de Shira et de Vilcabamba qui se terminent au nord-est par des flexures brutales ou des failles inverses raides à regard nord-est. Au nord et à l'est de Shira et à l'est de Vilcabamba s'étend la plaine de l'Ucayali où l'on connaît encore quelques structures de direction andine; un anticlinal faillé de direction nord-ouest - sud-est situé au Brésil, dans le territoire d'Acre, à 900 km de la fosse océanique péruvienne, est le témoin le plus oriental de la tectorogénèse andine. Le magmatisme est pratiquement nul dans la zone subandine.

E. MÉTHODES UTILISÉES ET RÉSULTATS DE CETTE ÉTUDE

Parmi les données générales que nous avons passées en revue, un grand nombre sont classiques ou proviennent de la réinterprétation de faits déjà connus. D'autres représentent un apport original de l'étude que j'ai entreprise, apport que nous allons chercher ici à délimiter.

Au début de ce travail, en 1964, seule la *cartographie géologique* des zones les plus accessibles du Pérou central avait été réalisée et encore demandait-elle une sérieuse révision du fait des progrès de la stratigraphie, en particulier celle du Crétacé et du Permo-Carbonifère. Aussi mon travail essentiel a été la cartographie géologique, sur photographies aériennes au 1/50 000, d'une surface de près de 17 000 km²; ces levés ont été réalisés dans le cadre de la préparation de la carte géologique du Pérou au 1/100 000 et en collaboration avec les géologues du Service Géologique du Pérou. J'ai également effectué la reconnaissance d'un territoire de plus de 4 000 km² dans la Cordillère orientale et la zone subandine, où j'ai étudié des sections transversales espacées de 10 à 30 km. Les résultats de ce travail sont cinq feuilles au 1/100 000 en cours de publication au Pérou et la carte au 1/500 000 du Pérou central jointe à ce mémoire qui rassemble mes données et celles parfois modifiées de mes collègues péruviens, de E. J. COBBING et de J. V. HARRISON.

Pour ce qui est de la *stratigraphie*, je me suis attaché plus particulièrement à l'étude de certaines formations relativement mal connues. Dans le Paléozoïque inférieur, la découverte de quelques gisements fossilifères nouveaux n'a fait que confirmer les maigres trouvailles de mes prédécesseurs. Dans le Paléozoïque supérieur, par contre, l'analyse de nombreuses coupes a fait apparaître des changements de faciès latéraux spectaculaires et permis de préciser la paléogéographie à cette époque. L'âge, mal connu, du sommet des formations calcaires triasicoliasiques a pu être précisé en plusieurs points. De même la chronologie des couches rouges du Crétacé terminal-Eocène a été précisée grâce à la collaboration de l'Institut Français des Pétroles et du professeur GRAMBAST.

La reconnaissance des grandes structures, produit de la cartographie, a été complétée par une *étude microtectonique*. Celle-ci a été pratiquée localement dans le substratum hercynien et précambrien ainsi que dans les secteurs de la chaîne andine les plus intensément déformés. Elle apporte des résultats mais demande de toute évidence à être complétée.

L'*étude pétrologique* des roches ignées et métamorphiques n'est qu'ébauchée ici et encore est-elle due à la collaboration de J.-P. BARD, R. CAPDEVILA et C. LEFEVRE et au report des données de E. J. COBBING et W. S. PITCHER.

En résumé, les *principaux résultats de cette étude* sont les suivants du point de vue analytique :

— *Au niveau du substratum précambrien et paléozoïque*, les caractères respectifs des orogènes précambrien, éohercynien et de la couverture permo-carbonifère ont été précisés. Les orogènes précambrien et éohercynien ont pu, de ce fait, être cartographiés séparément. Le rôle respectif des phases éohercynienne, véritable plissement d'âge dévonien supérieur, et tardihercynienne, qui ne se manifeste que par de la tectonique cassante, a été délimité et le magmatisme associé à chacune de ces phases a été différencié.

— *Au niveau de la chaîne andine s.s.*, le rôle, l'âge et le style des trois phases tectogéniques ont été redéfinis. Dans la Cordillère Orientale, le rôle essentiel de la phase du Crétacé terminal est apparu à la suite de la découverte de couches rouges discordantes *p.p.* d'âge Crétacé terminal. Dans la Cordillère Occidentale un style original de plis en chevron avec schistosité postérieure à la mise en place de petites nappes locales a été mis en évidence; toutes ces structures dateraient de l'Eocène supérieur.

— Enfin, l'existence d'une *néotectonique* active avec des structures liées, les unes à la compression, les autres à de la distension, a été démontrée.

Du point de vue de l'interprétation, la synthèse de ces résultats et des données plus anciennes que nous avons vérifiées sur le terrain permet de critiquer certains modèles de tectonique des plaques qui font de la compression un effet du magmatisme et de proposer un schéma évolutif pour les Andes centrales où le plissement est la conséquence d'une variation du mouvement relatif des plaques.

PREMIÈRE PARTIE

le substratum précambrien
et paléozoïque

introduction

1. HISTORIQUE

La présence de terrains anté-mésozoïques est depuis longtemps connue au Pérou. Les grands explorateurs du XIX^e siècle y ont récolté des faunes paléozoïques et observé la présence de séries métamorphiques qui leur semblèrent anciennes (D'ORBIGNY, 1842).

L'identification d'orogènes pré-andins ne vient que plus tard, avec les travaux de J. A. DOUGLAS (1921) et de D. H. MC LAUGHLIN qui, en 1924, note l'existence de séries plissées discordantes sous le Trias marin. Mais c'est G. STEINMANN (1929) qui donne les premières idées synthétiques sur le substratum des Andes du Pérou. Pour lui, les séries les plus anciennes sont des gneiss, micaschistes et intrusifs « archaïques », suivis d'une « Phyllitformation » séparée des schistes ordoviciens fossilifères par le « plissement du Marañon », lui-même suivi d'une pénéplanation. Il note l'absence de Silurien *s.s.* et émet l'hypothèse d'une phase de plissement et d'érosion au cours de cette période. Enfin il définit clairement la présence d'un orogène d'âge dévonien moyen à supérieur: « la nature des événements (de cet âge) n'est pas seulement épigénétique mais aussi orogénétique », mais ne note pas, par contre, l'épirogenèse du Permien moyen.

Ceux des travaux de J. V. HARRISON qui traitent de la Cordillère Orientale (1943, 1951) apportent des précisions utiles sur l'âge d'une partie des terrains anciens et sur la pétrographie des roches intrusives et métamorphiques. Puis, en 1953, N. D. NEWELL, J. CHRONIC et T. G. ROBERTS publient une série de coupes du Paléozoïque supérieur et reprennent la question des orogenèses du substratum pré-andin : ils insistent sur la phase intra-permienne, « the first well defined Paleozoic orogeny in the Peruvian Andes ».

Sans négliger cet épisode tardif, nous montrerons ici la justesse de la plupart de vues quelque peu intuitives de G. STEINMANN, et insisterons sur l'importance de la phase de plissement du Dévonien supérieur, déjà reconnue par H. R. KATZ (1959), P. FRICKER (1960) et C. G. EGELER et T. DE BOOY (1961) dans le sud du Pérou. Un article de F. MÉGARD *et al.* (1971) fait d'ailleurs le point des connaissances sur la chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie.

2. RÉPARTITION DES TERRAINS ANTÉTRIASIQUES DANS LE PÉROU CENTRAL

Le substratum antétriasique du Pérou central comprend :

- Un socle précambrien toujours métamorphique.
- Du Paléozoïque inférieur et moyen discordant sur ce socle et lui-même fortement plissé au Dévonien supérieur par la tectogenèse hercynienne principale dite « éohercynienne ».
- Du Carbonifère et du Permien inférieur discordants sur le complexe éohercynien et affectés eux-mêmes par un événement tardihercynien qui dans le Pérou central se traduit surtout par le dépôt des molasses et volcanites rouges du Permien supérieur; de ce fait le Carbonifère et le Permien appartiennent encore à la chaîne hercynienne. Ces terrains restent cependant subparallèles aux sédiments andins et se comportent comme eux au cours de la tectogenèse andine.

Dans le Pérou central, les terrains antétriasiques figurent dans toutes les zones structurales excepté la Cordillère Occidentale¹ et la Côte.

Le substratum antétriasique des Hauts Plateaux est constitué de terrains éohercyniens entourés d'un liseré discordant de Permocarbonifère; il affleure à leur limite nord et dans quelques anticlinaux.

La Cordillère Orientale, nous l'avons dit, est constituée essentiellement de terrains anté-triasiques. Les intrusions qui les recoupent en rompent malheureusement la continuité, de même que les failles qui y découpent des compartiments dans lesquels n'affleure le plus souvent qu'un seul ensemble structural: précambrien, hercynien ou plus rarement andin. Aussi les relations entre ces ensembles sont-elles difficiles à mettre en évidence.

Plus au nord-est, dans la zone subandine, les terrains pré-mésozoïques forment le cœur de quelques structures, en particulier à l'est de la vallée d'Oxapampa (Cerros de Yanachaglla), puis réapparaissent sur le flanc nord-est du bombement dissymétrique de Shira, dans la gorge du rio Tambo et dans l'anticlinal de Vilcabamba. Mentionnons enfin, nettement au nord de la zone étudiée ici et au bord nord-est de la zone subandine, l'Ordovicien qui affleure au centre de l'anticlinal de Contaya et, déjà au Brésil, le Précambrien et le Carbonifère (?) connus dans l'anticlinal de la Serra do Mõa.

Dans ce qui suit, nous ferons parfois des comparaisons avec les formations anciennes de la côte sud du Pérou; depuis la zone d'Ica-Nazca, où nous avons déjà signalé leur présence, elles s'étendent au long de la côte jusqu'à 17° 10' S.; il s'agit de Précambrien métamorphique recouvert de quelques lambeaux discordants de Dévonien et de Paléozoïque supérieur (cf. MÉGARD *et al.*, 1971).

1. J. V. HARRISON (1951, p. 9 et 25) attribuait au Paléozoïque des flyschs plissés en chevron qui affleurent dans la Cordillère Occidentale en quelques points de la haute vallée du rio Mala, à l'est de Lima. Mais il rectifia cette attribution en 1960 en donnant à ces flyschs un âge crétacé inférieur qui est beaucoup plus vraisemblable.

Chapitre premier

aperçu sur le substratum précambrien

Dans ce chapitre, nous ne traiterons pas des orthogneiss précambriens du bourrelet côtier de la région d'Ica, qui ont été très peu étudiés jusqu'à présent.

Nous examinerons seulement le substratum pré-ordovicien et probablement précambrien de la Cordillère orientale au niveau du Pérou central. L'existence de ce substratum a été mise en évidence par B. DALMAYRAC (1970) en un point situé près de Huacar dans la vallée du rio Yanahuanca. Là, un conglomérat basal surmonté de quartzites puis de schistes à graptolites du Llanvirn, le tout à peine schistosé et faiblement plissé, repose en discordance sur des séricitoschistes affectés par une tectonique polyphasée.

Ce même complexe métamorphique a été cartographié par E. AUDEBAUD, B. DALMAYRAC, R. MAROCCO, J. PAREDES et moi-même dans divers secteurs de la Cordillère Orientale depuis 9° S. jusqu'à 13° 45' S. et sa pétrographie a été étudiée par J. P. BARD et R. CAPDEVILA. Les premiers résultats de ces études (AUDEBAUD *et al.*, 1971) sont qu'en première approximation le socle pré-ordovicien des Andes orientales du Pérou est caractérisé par un métamorphisme du type intermédiaire de basse pression et par une déformation polyphasée, qui affectent une série surtout terrigène.

Des comparaisons avec le sud du Pérou, où le socle métamorphique anté-dévonien a été daté à 660 MA par J. STEWART et N. J. SNELLING (*in* COBBING et PITCHER, 1972), et avec le Nord argentin, où des grès attribués au Cambrien et recouverts par du Tremadoc fossilifère sont discordants sur des schistes verts (TURNER, 1964 *b*), nous font attribuer les métamorphites pré-ordoviennes de la Cordillère Orientale du Pérou central au Précambrien supérieur ou Baïkalien (plissement brésilien de FERREIRA, 1972).

1. LE PRÉCAMBRIEN DANS LA CORDILLÈRE ORIENTALE DU PÉROU CENTRAL. SES RAPPORTS AVEC LA COUVERTURE

A l'intérieur du vaste anticlinorium andin que constitue la Cordillère Orientale, le Précambrien est réparti dans divers compartiments (fig. 7) limités par des failles et parfois individualisés depuis le Dévonien

supérieur, si bien que selon les points le Précambrien est recouvert en discordance, soit par le Paléozoïque inférieur et moyen, soit par le Carbonifère inférieur, soit par le Permien supérieur. Cette disposition est due pour l'essentiel aux mouvements verticaux et aux processus érosifs consécutifs qui ont marqué la fin de la phase éohercynienne, le cours du Permien supérieur, et enfin les étapes tardives de la tectorogénèse andine.

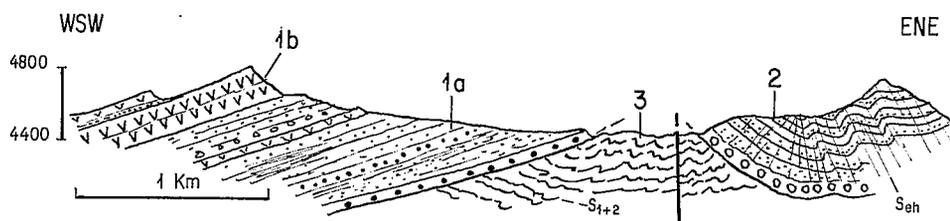


Fig. 8. — *Discordance du Paléozoïque inférieur et/ou moyen et du Paléozoïque supérieur sur les séricitoschistes précambriens à l'extrémité E du lac Alcacocha, 17 km à l'E-NE de Junin*
 1 a. Carbonifère inférieur: série basale conglomératique et gréso-schisteuse. 1 b. Carbonifère inférieur: série ignimbrique. 2. Conglomérat basal, molasses et flyschs du Paléozoïque inférieur et/ou moyen. 3. Séricitoschistes précambriens, S_{eh} = schistosité éohercynienne, S_{1+2} = foliation du Précambrien

Dans la zone étudiée ici, le contact Précambrien-Paléozoïque inférieur à moyen n'est exposé clairement qu'à l'est du lac Alcacocha, situé lui-même 17 km à l'est-nord-est de Junin (localité 1, fig. 7), où des séricitoschistes précambriens montrant les effets de trois phases de plissement sont recouverts en discordance (fig. 8) par un conglomérat basal à galets de séricitoschistes puis par une série mixte molasse et flysch où B. DALMAYRAC a recueilli un reste mal conservé d'un organisme tubulaire semblable à un orthocère. Cette série discordante ne montre qu'une schistosité qui est plan axial de plis décamétriques en chevron; elle est très vraisemblablement éohercynienne puisque le Mississipien à plantes, avec un pendage faible et régulier vers le sud-ouest, la recouvre en discordance. Il est probable que l'on peut observer des relations semblables entre Précambrien et Éohercynien sur la feuille de Huancavelica, à l'intérieur de la première grande boucle du rio Mantaro, où le Précambrien forme le cœur d'un vaste anticlinal éohercynien à plongement sud-est (localité 2, fig. 7). T. LOCHER nous a enfin montré des micro-conglomérats intercalés dans les flyschs du Paléozoïque inférieur et remaniant des séricitoschistes, ceci à proximité du barrage de Kichuas sur le Mantaro (localité 3, fig. 7).

Ces faits, quoique moins concluants que ceux qu'a exposés B. DALMAYRAC (1970), nous permettent d'affirmer dans le secteur étudié le Paléozoïque inférieur repose sur un substratum métamorphique affecté par une tectonique polyphasée plus complexe que la tectonique éohercynienne; nous admettons donc qu'il s'agit du même complexe anté-ordovicien qu'à Huacar et, pour les raisons exposées plus haut, nous lui attribuons un âge précambrien.

2. LES SÉRIES PRÉCAMBRIENNES

Les roches précambriennes du Pérou central sont exclusivement métamorphiques. Ce sont des séricitoschistes, chloritoschistes, micaschistes et paragneiss auxquels sont associés des quartzites, des marbres, des prasinites et des amphibolites, quelques gabbros et périclites et enfin de rares granitoïdes d'anatexie.

2.1. LES ROCHES PARADÉRIVÉES

Nous inclurons dans cette description l'étude de la séquence métavolcanique qui est en partie orthodérivée.

2.1.1. La séquence silico-alumineuse

80 à 90% des terrains précambriens sont constitués par une série silico-alumineuse paradérivée qui comprend des séricitoschistes et chloritoschistes, des micaschistes et des paragneiss. C'est une série monotone, à grain fin, où les blastes atteignent rarement le centimètre.

LES SCHISTES SÉRICITEUX ET CHLORITEUX

Ils forment l'essentiel des massifs de Palcoran, Chupan-Huasahuasi et Jabonillos (fig. 7). Dans ces roches alternent des lits millimétriques à centimétriques quartzeux ou plus rarement quartzofeldspathiques et des lits plus minces où des séricites, des chlorites et parfois des biotites sont associées à de petits cristaux de quartz et accessoirement de feldspaths; des minéraux opaques, du leucoxène et de l'épidote y figurent comme minéraux accessoires. En quelques points on passe à des alternances de quartzites en bancs de 20 cm à 1 m et de schistes phylliteux à grain fin, faciès qui évoque un flysch à dominante gréseuse.

Des quartzites francs, des calcschistes à épidote, des amphibolites et des prasinites figurent dans cette série sous forme d'intercalations isolées dont l'épaisseur varie entre 1 et 20 m.

LES MICASCHISTES ET LES GNEISS

Les micaschistes et les gneiss sont associés intimement; ils affleurent largement dans les massifs de Maraynioc-Mayrazo, du Huaytapallana et du Huaytapallanakaru, ainsi que dans la partie nord du massif de Chupan-Huasahuasi. Ce sont des roches finement litées avec parfois des ségrégations quartzofeldspathiques lenticulaires dans les gneiss.

Dans la mésozone ces roches contiennent toujours de la muscovite et de la biotite, et assez souvent des minéraux index tels que le grenat, la staurotide, la cordiérite et la sillimanite, sur lesquels nous reviendrons plus loin (p. 49-52).

La catazone est atteinte dans la partie sud du massif du Huaytapallana où on observe des gneiss à biotite, grenat, cordiérite et sillimanite (PAREDES, 1972) et dans le noyau précambrien de l'anticlinal de Vilcabamba que J.-P. BARD a échantillonné à partir des galets du rio Pichiari qui consistent, entre autres, de gneiss leptinitiques migmatisés à mésoperthite, grenat, orthopyroxène, biotite et sillimanite.

Aussi bien dans la mésozone que dans la catazone, la séquence silico-alumineuse abrite des bancs isolés d'amphibolites, de gneiss calco-magnésiens et de marbres.

2.1.2. La séquence métavolcanique

La séquence métavolcanique est en partie orthodérivée et en partie paradérivée, sans doute à partir de tufs redéposés en milieu lacustre ou marin.

Dans l'épizone et la partie supérieure de la mésozone, elle se présente sous la forme de *schistes albitiques* paradérivés à quartz, chlorite très abondante et amphibole et de *prasinites* véritables à albite, chlorite, amphibole et épidote. Ces roches forment des lentilles plurihectométriques dans le massif de Palcoran et à la pointe sud du massif de Chupan-Huasahuasi, vers Tapo; elles constituent des ensembles de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur à la bordure est du massif de Maraynioc-Mayrazo vers 11° 30' S. (série de San Rafael de J. PAREDES, 1972), dans la partie nord-est du massif du Huaytapallana au niveau de Comas (J.-P. BARD, *com. orale*) et dans le massif de Jabonillos. Comme nous l'avons dit, les schistes albitiques et les prasinites, de même que des schistes amphibolitiques et des amphibolites à plagioclases, chlorite et épidote, se trouvent aussi en intercalations métriques ou décamétriques dans la séquence silico-alumineuse paradérivée.

Dans la mésozone profonde et la catazone, on connaît des *amphibolites orthodérivées* qui contiennent parfois du grenat et de l'orthopyroxène; elles ont été signalées en particulier par J. V. HARRISON (1951) dans le massif du Huaytapallana et par J.-P. BARD dans les galets du rio Pichiari qui proviennent de l'anticlinal de Vilcabamba.

2.1.3. La séquence carbonatée

Les calcschistes, les marbres et les gneiss calco-magnésiens ne constituent que des intercalations métriques à décamétriques au sein des séquences antérieurement décrites. On note l'association fréquente de ces métamorphites calco-magnésiennes à la séquence métavolcanique, aussi bien dans le métamorphisme de haut degré que dans le métamorphisme de bas degré.

2.1.4. Conclusion: la sédimentation au Précambrien

Les sédiments précambriens, aujourd'hui tous métamorphisés, étaient donc essentiellement terrigènes et très riches en quartz détritique: les grès purs bien lités à ciment argileux peu abondant et minces interlits silteux, et en second lieu les grès feldspathiques, prédominaient largement sur les argiles. Cette sédimentation est donc liée de toute évidence à l'érosion d'une croûte sialique plus ancienne dont la position géographique ne nous est pas connue.

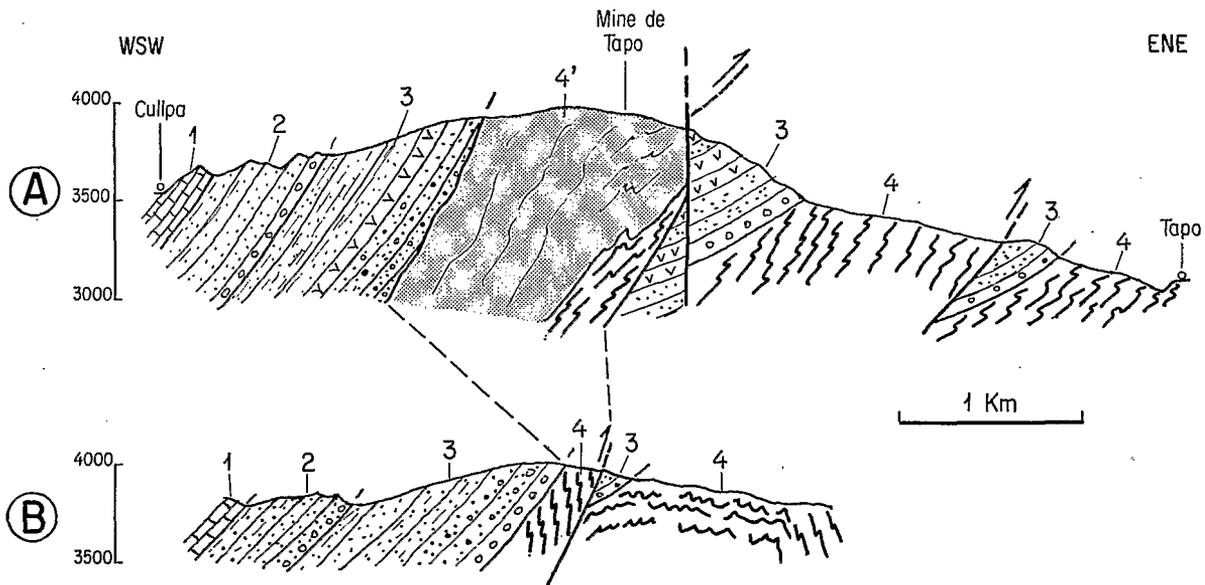


Fig. 9. — Position structurale des péridotites et serpentinites de Tapo, dans la partie sud du massif précambrien de Chupan-Huasahuasi

1. Calcaires du Trias supérieur. 2. Molasses rouges du Permien supérieur-Trias inférieur et moyen. 3. Conglomérats, grès et volcanites du Carbonifère. 4. Séricitoschistes, micaschistes et prasinites du Précambrien. 4. Péridotites et serpentinites

Des épisodes volcaniques interrompent de temps à autre le dépôt des séries terrigènes. Leurs produits en général basiques se mettent en place sous forme de coulées ou de tufs pyroclastiques ou encore de leurs équivalents remaniés en milieu aqueux.

La sédimentation carbonatée, peu importante en volume, semble témoigner d'une activité biologique commençante: la liaison fréquente de cette sédimentation et du volcanisme basique pourrait indiquer que le calcium nécessaire a été fourni par les volcanites.

2.2. LES ROCHES ORTHODÉRIVÉES

Mis à part les prasinites et les orthoamphibolites déjà citées, les roches orthodérivées sont des corps lenticulaires de péridotites plus ou moins intensément serpentinisées qui apparaissent en noir sur la figure 7: comme on le voit, ils ne constituent qu'une très faible part du Précambrien dans notre région.

Le plus connu de ces petits massifs est celui de Tapo, situé dans la partie sud du massif précambrien de Chupan-Huasahuasi et au sud de la vallée du rio Tarma; ce corps de $4 \times 1,5$ km a été injecté en diapir dans le Paléozoïque supérieur au long d'une écaille andine (fig. 9). Il est constitué de blocs de péridotites peu altérés et pratiquement non déformés séparés par des septa de serpentine de quelques centimètres à un décimètre d'épaisseur; la bordure du massif, intégralement constituée de serpentine, montre des plis d'écoulement. Une partie des péridotites, très riche en chromite, a été exploitée de façon intermittente dans la mine dite de Tapo. Les plus fortes concentrations de chromite s'observent, selon les mineurs, dans des blocs de grande taille qui semblent posés sur la surface topographique: ils pourraient représenter les restes d'une cuirasse enrichie en chromite par des percolations liées à une pédogenèse contemporaine de la formation de la surface puna au Mio-Pliocène.

3. LES STRUCTURES DANS LE PRÉCAMBRIEN

A échelle macroscopique, la structure la plus évidente dans le Précambrien est une foliation s_2 très nette, dont nous verrons par l'étude des lames minces qu'elle est mimétique à la fois de la stratification s_0 et d'une première foliation s_1 . La foliation s_2 est plissée par une ou deux phases tardives selon les secteurs considérés.

Avant d'entreprendre l'examen des structures, nous donnerons deux coupes auxquelles nous aurons l'occasion de nous référer par la suite (fig. 10).

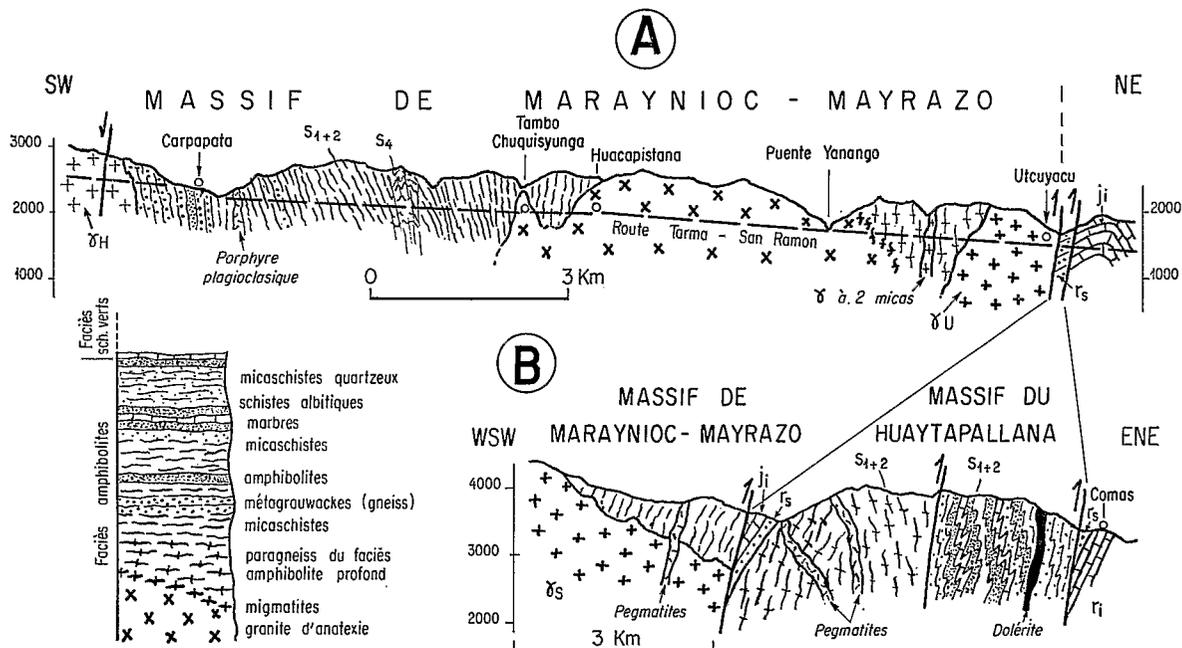


Fig. 10. — Coupes à travers les massifs précambriens de Maraynioc-Mayrazo et du Huaytapallana au long des routes de Tarma à San Ramon (vallée du rio Tarma) et de Concepcion à Comas

j_1 = calcaires triasico-liasiques. r_s = molasses rouges du Permien supérieur-Trias inférieur et moyen. r_1 = calcaires du Permien inférieur. s_{1+2} = foliation précambrienne. s_4 = schistosité de crénulation tardive dans le Précambrien. γ_H = granite tardi-hercynien de Hualluniyoc. γ_u = granite andin (?) d'Utcuyacu. γ_s = granite andin de Sacsacancha

3.1. LES STRUCTURES TARDIVES F_3 et F_4 ¹

Sur la majeure partie des affleurements, la foliation s_2 et les filonnets de quartz qui la soulignent apparaissent déformés par des plis décimétriques souples, droits et assez ouverts (pl. I, 1-4), par des plis en chevron dissymétriques ou même par des plis couchés. Ces deux derniers types de plis sont fréquemment accompagnés d'une schistosité axiale de type strain-slip.

Il arrive que l'on puisse établir une chronologie relative de ces plis tardifs. Ainsi vers Alcacocha (localité 1, fig. 7) les plis couchés F_3 très souples, décimétriques, plongeant avec 5 à 15° vers 030, apparaissent plus anciens que les chevrons dissymétriques F_4 de dimension métrique et qui plongent à 25° vers 230 (fig. 11, B et C). De même dans la partie nord-ouest du massif de Palcoran, les plis décimétriques F_3 post-foliation de type semblable qui plongent avec 30° vers 010 sont replissés par des plis très ouverts, pluricentimétriques, de direction 040 à 060 et axes proches de l'horizontale (fig. 11, A). A la pointe est du même massif, au long de la route Tarma-Acobamba, les surfaces de foliation et la linéation d'intersection qu'elles portent sont reprises par une crénulation et le tout est enfin plissé dans des plis décimétriques (J.-P. BARD, *com. orale*).

Les structures majeures correspondant à ces structures mineures sont rarement connues. Sur le pourtour du vaste dôme de foliation qui occupe le fond de la vallée de Huasahuasi, j'ai noté un pli kilométrique ouvert plongeant vers 140 avec 15°. Notons que le cœur de ce dôme dessiné par s_2 comprend des schistes verts situés dans le fond de la vallée de Huasahuasi, alors que son enveloppe qui affleure à plus de mille mètres d'altitude au-dessus, contient des roches du faciès amphibolite; d'où il ressort que s_2 est selon toute vraisemblance plan axial de plis couchés qui plissent les isogrades F_1 puis sont repris à leur tour dans le dôme F_3 ou F_4 .

A l'échelle de la lame mince, on note très fréquemment la présence de structures F_3 ou F_4 . Ce sont soit des plis souples millimétriques à pluricentimétriques (pl. II, 1 et 2) qui correspondent à une crénulation sur les surfaces de foliation s_2 , soit une schistosité de strain-slip plus ou moins serrée.

Les structures tardives sont donc bien développées à toutes les échelles. Leur étude succincte montre qu'elles relèvent au moins de deux étapes de déformation F_3 et F_4 mais il reste à démontrer que les structures F_3 (ou F_4) décrites dans différents secteurs sont contemporaines. On sait peu de choses de leur âge: dans quelques cas leur direction est 120 à 140, et donc très proche de la direction majeure éohercynienne... et de la direction andine, ce qui pourrait faire penser qu'elles sont dues à ces tectogenèses; dans d'autres cas, comme à Alcacocha, F_3 et F_4 n'ont rien à voir avec les directions des plis éohercyniens ou andins proches. Elles sont donc plus vraisemblablement précambriennes.

3.2. LES STRUCTURES F_2 et F_1

Il s'agit essentiellement de la foliation s_2 , surface souvent à pendage raide et de direction proche de la direction andine.

En lame mince, s_2 a des caractéristiques variables. Il s'agit souvent de *plans de blastomylonitisation* au long desquels cristallisent de petites séricites et se réordonnent de grands micas dont les extrémités sont effilochées et en pointe; c'est ce qu'on observe clairement pour la partie nord-est de la coupe du rio Tarma (fig. 10). Dans le Huaytapallana, par contre, les biotites et les muscovites à plat dans s_2 sont bien cristallisées.

Dans tous les cas, on note la présence de plis intrafoliaux isoclinaux. Dans les blastomylonites ou les schistes verts ces plis plissent souplement des minéraux phyliteux (fig. 12) qui, de ce fait, acquièrent une extinction roulante. Par contre dans les micaschistes et paragneiss du Huaytapallana, la biotite recristallise de façon mimétique dans des surfaces s_1 plissées par F_2 alors que la fibrolite peut être plissée souplement. Tous ces plis admettent s_2 comme plan axial.

1. Par souci de simplification, j'utilise les notations F_1 , F_2 pour les phases et s_1 , s_2 ... pour les foliations correspondantes. De fait, n phases peuvent avoir précédé F_1 qui est la première à avoir laissé des structures identifiables, mais la notation $F_n + 1$, $S_n + 1$, ... est trop lourde. De même, pour les directions des structures, j'utilise des notations azimutales comme 030, 140, 230 pour N 030° E, N 140° E, N 230° E.

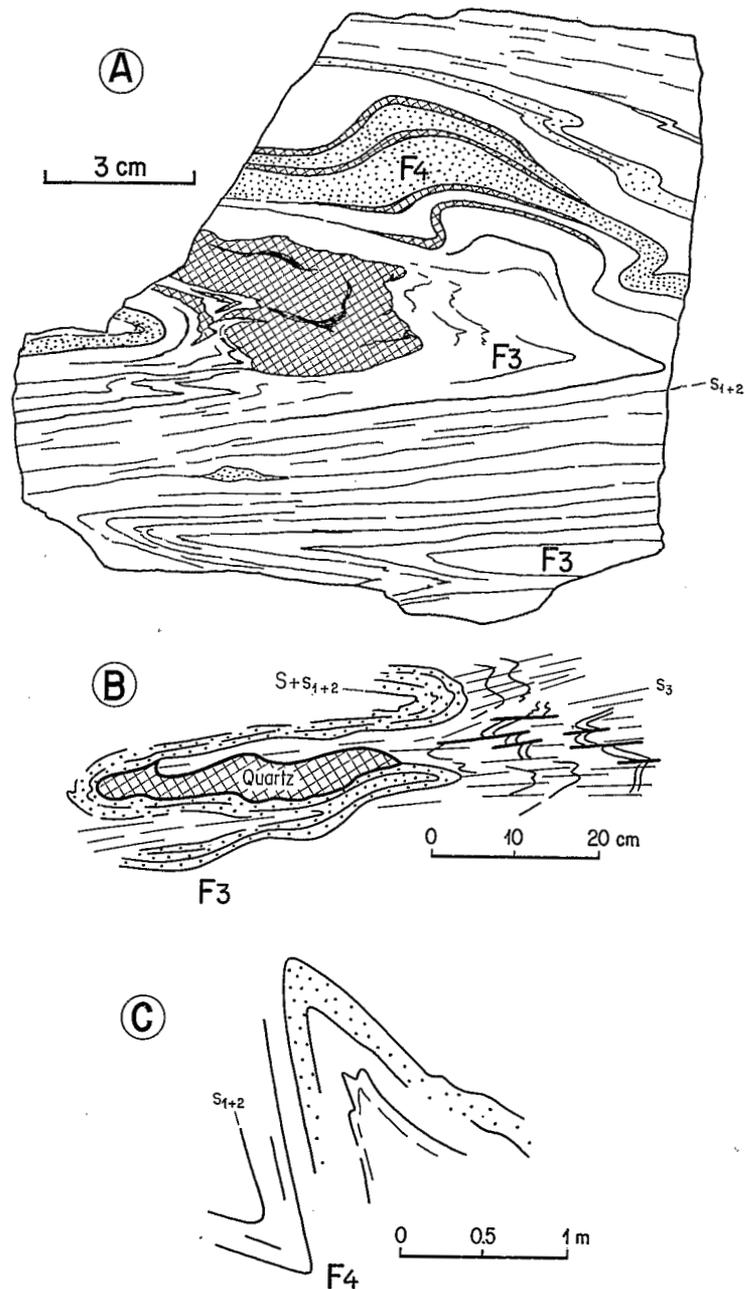
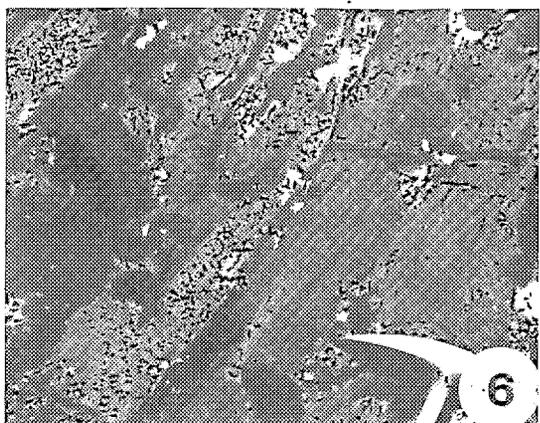
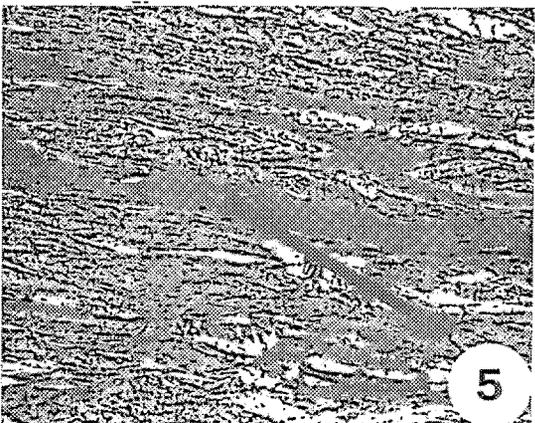
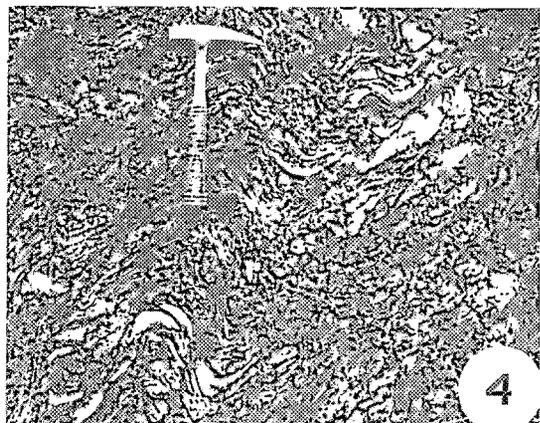
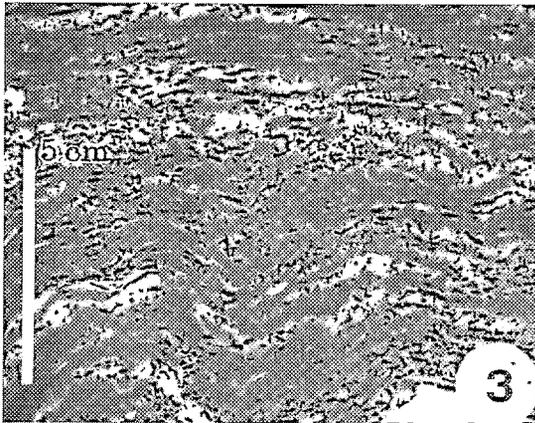


Fig. 11. — Plis précambriens tardifs dans les séricitoschistes:
 (A) du massif de Palcoran au N de Tarma,
 (B et C) du massif de Chupan-Huasahuasi près du lac Alcacocha
 Les pointillés représentent des quartzites à grain fin; les lits restés en blanc
 sont des schistes finement gréseux, le quadrillage différencie les filonnets de
 quartz

PLANCHE I. — TECTONIQUE DU PRÉCAMBRIEN →

1. Plis tardifs (F_3 ou F_4) à charnières épaissies plissant la foliation ($s_1 + 2$) d'un gneiss à passées quartzitiques. Hacienda Maraynioc (Massif de Maraynioc-Mayrazo). 2. Pli tardif pluricentimétrique affectant la foliation ($s_1 + 2$) d'un schiste à muscovite et à passées quartzitiques. Près de Yanec (Massif de Chupan-Huasahuasi). 3. Pli F_4 pluricentimétrique dans les micaschistes à sillimanite, biotite et muscovite du Huaytapallana (éch. de J. Paredes). 4. Pli F_4 en chevron plissant la foliation des gneiss pélitiques et des filonnets de quartz injectés dans cette foliation. Près de Maraynioc. 5. Pli F_2 décimétrique de type semblable, dans les schistes verts du massif de Jabonillos en aval du barrage de Kichuas. 6. Pli probablement F_2 de type semblable dans les marbres et gneiss à silicates calciques de Puquian près de Comas, dans la partie nord du massif du Huaytapallana (cliché Capdevila).



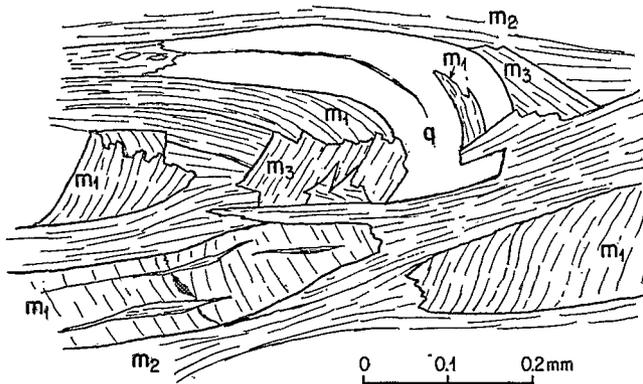


Fig. 12. — Pli intrafolial
dans un schiste vert précambrien

Les muscovites m_1 (foliation s_1) ont une extinction roulante; elles dessinent un pli F_2 , de même que le quartz q . Les muscovites m_2 sont des muscovites entièrement réorientées dans s_2 . Les muscovites m_3 ont recristallisé mimétiquement d'anciennes muscovites m_1 et dessinent des arcs polygonaux.

On note enfin un peu partout que s_2 se moule sur des objets antétectoniques comme des grenats qui sont parfois craquelés et retromorphosés en chlorite, des albites qui contiennent des alignements d'inclusions dont les directions recoupent franchement celle de s_2 , ou des assemblages de quartz et feldspaths; on observe des queues de cristallisation aux extrémités de ces objets (fig. 13).

En résumé, F_2 a plissé isoclinale un ensemble de structures dont la plus nette était une structure planaire marquée par un développement important de minéraux phyliteux; la foliation s_2 résulte donc de la transposition d'une première foliation s_1 . J'ai aussi relevé dans une albite (pl. II, 3) des alignements de grains d'épidote qui dessinent un pli n'admettant pas s_2 pour plan axial; c'est la seule trace que j'ai relevée d'une surface antérieure à s_1 et plissée par F_1 .

Dans la vallée du Mantaro, dans le massif de Jabonillos, j'ai observé des plis F_2 décimétriques (pl. I, 5), les plis isoclinaux aigus qui dessinent les marbres de Puquian près de Comas (pl. I, 6) pourraient leur être contemporains.

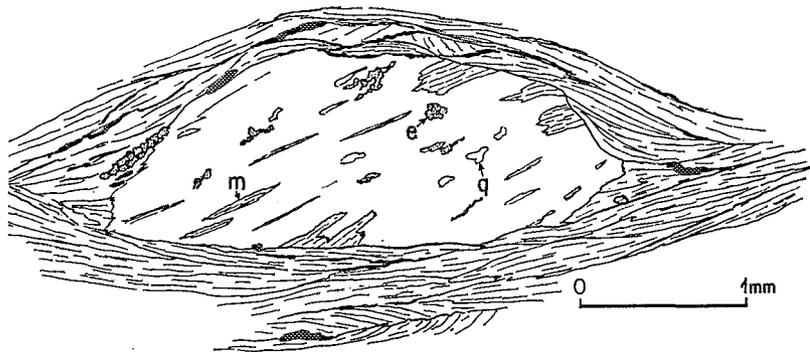


Fig. 13. — Inclusions obliques à la foliation 2 (s_{1+2})
dans un porphyroblaste d'albite de phase I
m = muscovite; q = quartz; e = épidote.

4. LE MÉTAMORPHISME PRÉCAMBRIEN

L'examen succinct des relations entre minéraux de métamorphisme et déformation nous a amenés à la conclusion que la plupart de ces minéraux sont des blastes F_1 souvent partiellement retromorphosés au cours de F_2 . Dans certains secteurs, cependant, le degré du métamorphisme F_2 et sa nature sont tels que la plupart des minéraux F_1 restent stables ou même que certains, la sillimanite en particulier, se remettent à croître.

4.1. LE MÉTAMORPHISME F_1

Il est donc possible, en prenant quelques précautions, d'identifier un certain nombre de sous-faciès métamorphiques liés à F_1 et définis par des associations stables de minéraux: nous verrons qu'ils constituent une suite homogène de sous-faciès qui permettent de définir le type du métamorphisme F_1 . Nous examinerons surtout la séquence silico-alumineuse et nous ne mentionnerons les paragenèses des séquences métavolcanique et carbonatée que lorsqu'elles apportent des arguments complémentaires.

4.1.1. Les paragenèses dans l'épizone

Les plus fréquentes sont à :

- (1) muscovite, chlorite;
- (2) muscovite, chlorite, biotite;
- (3) muscovite, chlorite, grenat \pm épidote.

Nous ne faisons pas figurer le quartz, toujours présent, les plagioclases, fréquents, et les minéraux accessoires. Les deux premières prédominent dans les massifs de Palcoran, Chupan-Huasahuasi et Jabonillos. C'est dans ce dernier massif que des schistes albitiques contiennent l'association (3).

Dans certaines amphibolites intercalées dans ces schistes verts semblent coexister en équilibre deux clin amphiboles: l'une, incolore, serait une actinote, l'autre, vert bleuté, une hornblende. C'est là un indice en faveur d'un métamorphisme de basse pression (cf. WINKLER, 1966, p. 89).

4.1.2. Les paragenèses dans la mésozone superficielle et moyenne

Le passage à la mésozone se signale par la disparition de la chlorite. Les associations banales à muscovite, biotite \pm grenat prédominent souvent et donnent peu d'indications sur le type de métamorphisme; c'est le cas en particulier des échantillons collectés jusqu'à présent dans le massif de Chupan-Huasahuasi.

Dans les massifs de Maraynioc-Mayrazo, Huaytapallana et Huaytapallanakaru, on a déterminé la présence des associations critiques:

- (4) muscovite, biotite, grenat, staurotide;
- (5) muscovite, biotite, sillimanite, grenat;
- (6) muscovite, biotite, sillimanite, staurotide.

Certains des échantillons de la coupe de Comas dans la partie nord du massif du Huaytapallana (collection de R. CAPDEVILA) contiennent l'association instable:

- (7) muscovite, biotite, andalousite, sillimanite, cordiérite.

L'andalousite semble y être instable car elle apparaît sous forme de grains sans formes propres, parfois coalescents et toujours groupés, les individus de chaque groupe ayant la même orientation optique; ces groupes représenteraient donc les restes de grands blastes en voie de disparition. Cette observation rend vraisemblable l'existence d'une association stable à muscovite, biotite, andalousite, cordiérite parmi les sous-faciès du métamorphisme prograde de cette région, d'autant plus que J. V. HARRISON (1951) signale dans le massif du Huaytapallana des schistes à biotite, andalousite, cordiérite.

4.1.3. Les paragenèses dans la mésozone profonde et la catazone

Dans la partie sud du massif du Huaytapallana (PAREDES, 1972) l'isograde muscovite (—) est dépassé et l'on observe des associations fréquentes à biotite, grenat. J. V. HARRISON (1951), de son côté, y décrit l'assemblage critique :

(8) biotite, feldspath potassique, sillimanite, cordiérite, grenat \pm spinelle.

Dans cette même région, les mêmes auteurs signalent des amphibolites plagioclasiques à hornblende, biotite \pm orthopyroxène. La présence de ce dernier minéral dénote le passage au faciès granulite s.l.

Ce faciès est plus nettement représenté dans les galets du rio Pichiari (fig. 7 B) échantillonnés par J.-P. BARD; les gneiss leptinitiques contiennent l'association :

(9) biotite, feldspath potassique mésoperthitique, grenat, sillimanite, orthopyroxène.

Par ailleurs les orthoamphibolites sont à grenat et hornblende brune. Ces associations permettent de définir la présence du faciès *granulite à hornblende*.

4.1.4. Le type du métamorphisme F_1

Dans l'ensemble, si l'on tient compte de l'association mésozonale stable à muscovite, biotite, andalousite, cordiérite, on obtient une suite de sous-faciès analogue à celle d'E. AUDEBAUD *et al.* (1971), symbolisée par la figure 14 A, qui conduit à la courbe approximative température-pression typique de ce métamorphisme symbolisée par la flèche de la figure 14 B. Il s'agit d'un métamorphisme du type *intermédiaire de basse pression*.

Pendant certaines associations ne peuvent prendre place dans cette suite de sous-faciès : ce sont l'association (6) à staurotide, sillimanite qui nécessite une pression plus élevées, de l'ordre de 5 à 7 kb, et l'association catazonale (9) à sillimanite, grenat, orthopyroxène observée par BARD qui se situe aussi dans un domaine de pression plus élevée que celui où existe l'association (8) à sillimanite, grenat, cordiérite.

L'existence de staurotide en présence de sillimanite dans l'association (6) peut s'expliquer par une pression d'eau localement plus élevée dans la mesure où il s'agit d'un cas isolé. Par contre, les observations de BARD sur les galets du rio Pichiari posent le problème d'un Précambrien dont le métamorphisme se serait produit à des pressions plus élevées que celui de la chaîne « baïkalienne » qui affleure dans la Cordillère Orientale.

Peut-être le noyau précambrien de l'anticlinal de Vilcabamba est-il un élément totalement étranger à cette chaîne et qui appartiendrait à la bordure ouest du bouclier brésilien ?

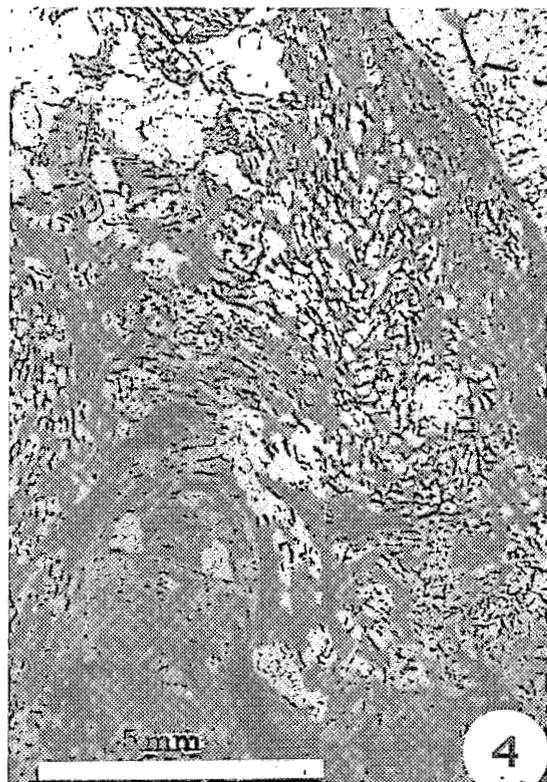
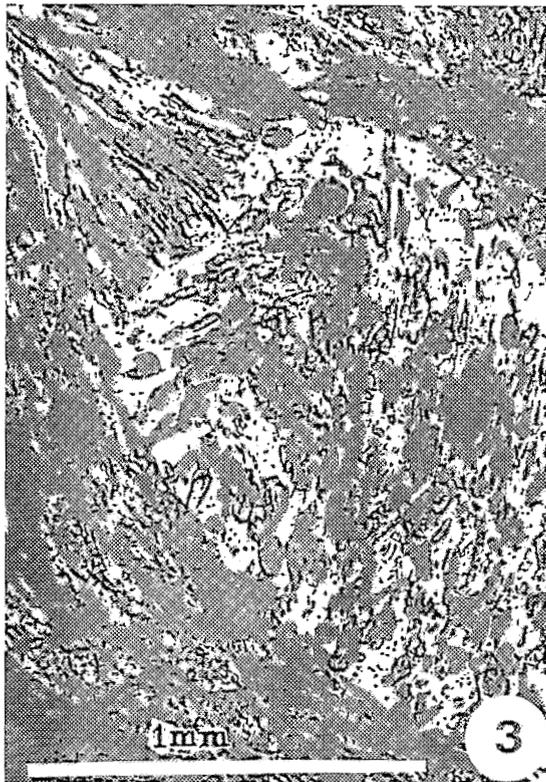
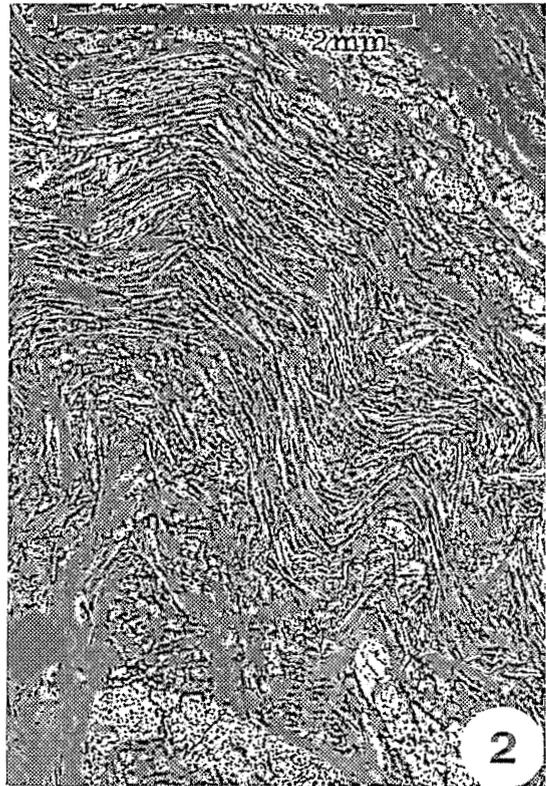
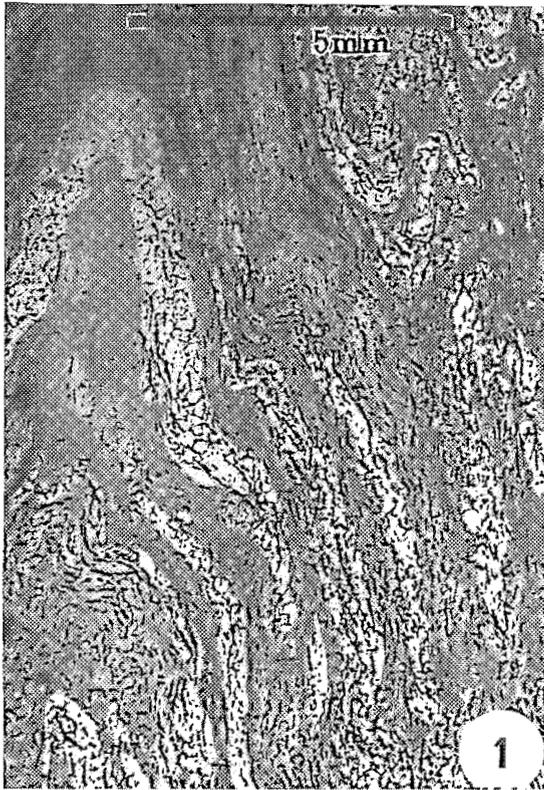
4.2. LE MÉTAMORPHISME F_2

Le métamorphisme F_2 est beaucoup moins intense que le métamorphisme F_1 . Dans la plupart des secteurs étudiés ici, F_2 se traduit par des effets mécaniques prédominants accompagnés très secondairement par une nouvelle blastèse : c'est le cas des blastomylonites de Carpapata (fig. 10 A, partie S.-W. de la coupe) où seules de très petites séricites cristallisent dans les plans de mylonitisation. Dans les micaschistes, vers Maraynioc par exemple, on note aussi une rétro-morphose partielle à totale des grenats et des biotites en chlorite.

Par contre, dans le reste du massif de Maraynioc-Mayrazo et dans celui du Huaytapallana, les associations F_1 sont peu touchées par le métamorphisme F_2 qui serait donc d'un type très proche de F_1 . Les

PLANCHE II. — TECTONIQUE DU PRÉCAMBRIEN →

1. Plis tardifs centimétriques plissant la foliation des séricitochistes au nord de Tarma (Massif de Palcoran). 2. Détail de la photo 1. Schistosité de type kink-band affectant la foliation $s_1 + s_2$ soulignée par des muscovites. 3. Porphyroblaste d'albite contemporain de la fin de la phase 1, englobant des inclusions d'épidote qui dessinent un pli F_1 . La foliation s_2 moule ce blaste à l'extrémité duquel on note une zone abritée occupée par des chlorites et des muscovites (Massif de Jabonillos). 4. Arcs polygonaux dessinés par des biotites dans un gneiss à biotite, muscovite et grenat de la partie nord du massif du Huaytapallana (coupe de Comas). La recristallisation des biotites serait un peu postérieure à F_2 .



biotites recristallisent en arcs polygonaux comme nous l'avons dit et la sillimanite peut recommencer à croître en donnant des houppes très obliques par rapport à s_2 ; les structures échantées de certains microlitons des lames de la coupe de Comas seraient aussi dues au métamorphisme F_2 . Il s'agit donc d'un phénomène surtout thermique et pour l'essentiel postérieur à la phase de plissement F_2 . La migmatisation que l'on observe dans la partie nord-est de la coupe du rio Tarma (fig. 10 A) serait une autre manifestation de cette élévation de température.

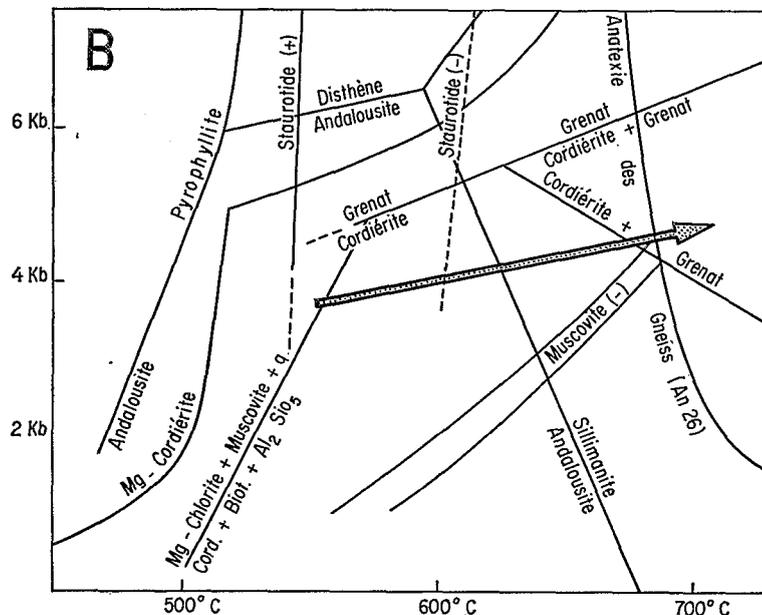
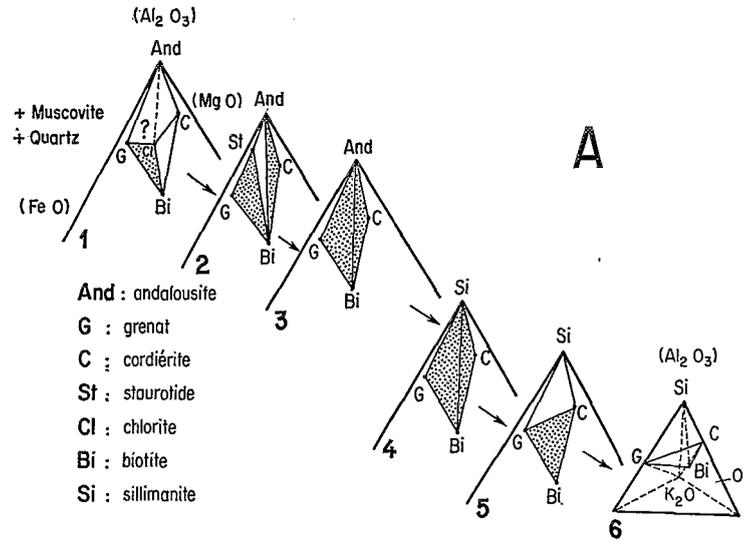


Fig. 14. — Caractéristiques du métamorphisme prograde du Précambrien supérieur (?) de la Cordillère Orientale du Pérou, d'après AUDEBAUD et al., 1971

(A) Suite des sous-faciès

(B) Allure probable de la courbe température/pression

5. CONCLUSION

Ce qui précède n'est qu'un aperçu sur les noyaux précambriens de la Cordillère Orientale du Pérou central dont l'étude systématique n'a pas encore été abordée. D'ores et déjà quelques faits généraux s'en dégagent :

— En première approximation et abstraction faite du noyau précambrien de l'anticlinal de Vilcambamba (galets du rio Pichiari), il semble que l'on ait affaire à une *série métamorphique précambrienne unique*.

— Cette série est paradérivée pour l'essentiel et provient de l'érosion d'un *socle sialique*; à ces produits terrigènes se joint une quantité appréciable de *matériel volcanique basique* partiellement remanié. Des roches ultrabasiques sont également présentes mais en quantités minimales.

— Le *métamorphisme principal* est du *type intermédiaire de basse pression* et il peut dépasser l'isograde muscovite (—).

— La *tectonique précambrienne est polyphasée* et comprend *au moins deux phases isoclinales* dont la plus récente donne la foliation visible à l'échelle de l'affleurement, et *deux phases post-foliation* moins intenses.

— Le magmatisme syn et tarditectonique lié à cette chaîne est très mal connu. Une partie des granitoïdes du substratum préandin lui appartient vraisemblablement (cf. chap. 3).

le substratum paléozoïque *la chaîne hercynienne*

Dans le secteur andin s.s. du Pérou central, les terrains du Paléozoïque inférieur et moyen sont fortement affectés par le *plissement éohercynien* d'âge *dévonien supérieur*. Il se manifeste essentiellement par des plis proches de N.W.-S.E. et à flancs raides toujours accompagnés de schistosité et parfois de métamorphisme; ce plissement, suivi d'une orogénèse très marquée et d'un magmatisme intrusif et extrusif, construit la chaîne éohercynienne du Pérou central.

Les terrains du Carbonifère et du Permien inférieur, discordants sur la chaîne éohercynienne, sont affectés au Permien moyen par une *phase dite tardihercynienne essentiellement cassante* difficile à analyser. Toujours est-il que l'orogénèse l'emporte sur la tectogénèse à cette époque dans le Pérou central: la destruction des reliefs donne lieu à l'accumulation d'épaisses molasses rouges au cours du Permien supérieur et probablement du Trias inférieur; le volcanisme est alors très actif. Par contre, dans le sud du Pérou (AUDEBAUD et LAUBACHER, 1969; LAUBACHER, 1970) un plissement se produit à cette même époque, suivi du dépôt des mêmes molasses rouges. Il semble donc plus logique de rattacher l'étude du Paléozoïque supérieur à celle de la chaîne hercynienne et c'est ce que nous ferons ici.

A. LE MATÉRIEL PALÉOZOÏQUE

Nous diviserons son étude en deux parties: celle du Paléozoïque inférieur et moyen plissé dans la chaîne éohercynienne et celle du Paléozoïque supérieur affecté par la tectonique de blocs tardihercynienne mais en général concordant avec le Mésozoïque et qui, de ce fait, appartient déjà au matériel andin.

1. LE PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR ET MOYEN

Le Paléozoïque inférieur et moyen affleure peu dans le Pérou central (fig. 15). Il est inconnu sur la côte au nord de 14° 45' S. et dans toute la Cordillère Occidentale.

Il apparaît au cœur de quelques anticlinaux des Hauts Plateaux et à la limite nord de ces derniers, dans les vallées du rio Yanahuanca et de ses affluents. Dans la Cordillère Orientale, il occupe le cœur de l'anticlinorium de Tarma-Huancayo-Kichuas et la retombée nord-est de l'anticlinorium de Comas-Tambo au sud de 12° S. Dans ces régions, le Paléozoïque inférieur et moyen se présente souvent sous un faciès flyschoidé et il est intensément plissé par la tectogenèse du Dévonien supérieur; ces caractéristiques rendent difficile sa division en unités cartographiables.

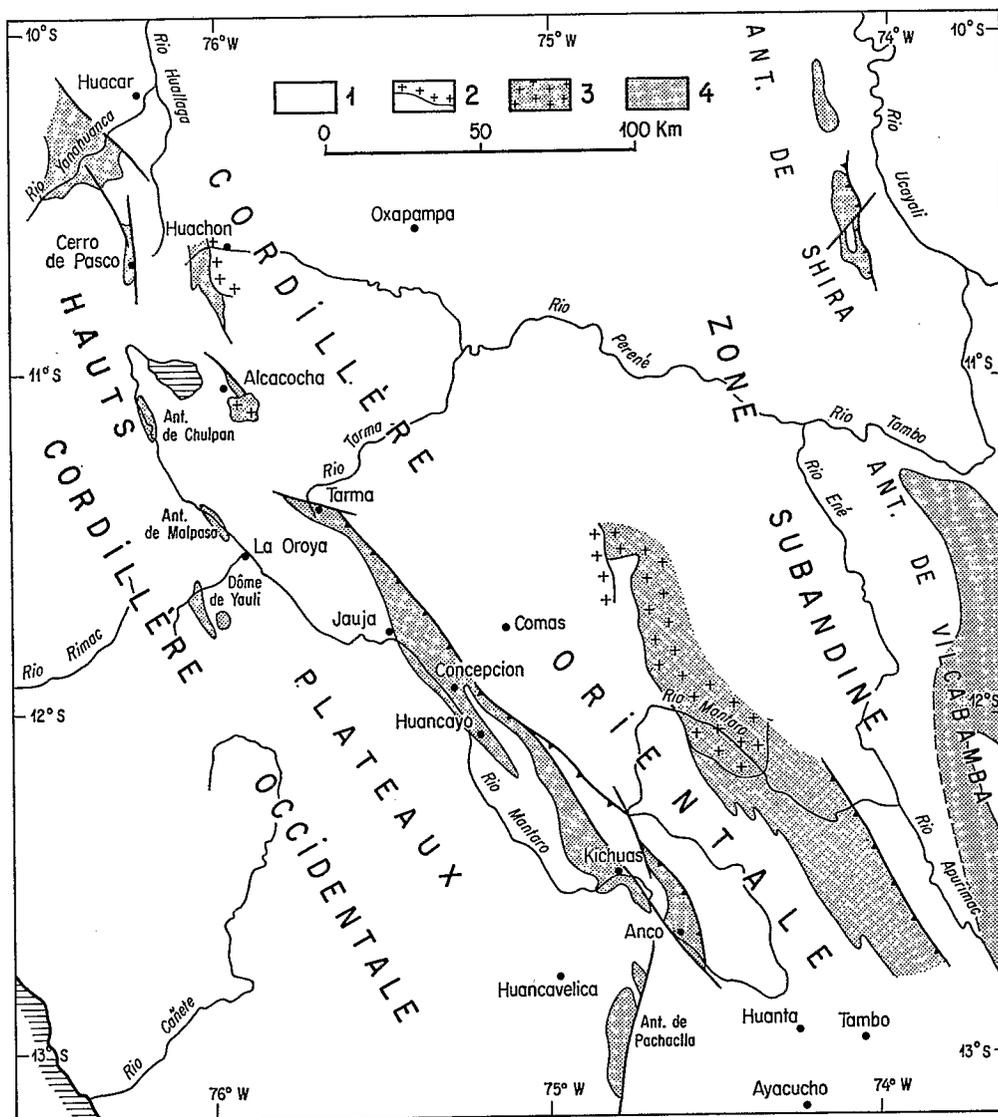


Fig. 15. — Affleurements du Paléozoïque inférieur et moyen dans le Pérou central

1. Couverture post-dévonienne et zones inexplorées. 2. Granitoïdes tardihercyniens et andins. 3. Granitoïdes éohercyniens. 4. Paléozoïque inférieur et moyen

Le Paléozoïque inférieur et moyen de la zone subandine n'est connu que par les rapports, inédits pour la plupart, des compagnies pétrolières; il affleure essentiellement dans les anticlinaux de Vilcabamba et Shira et serait peut-être présent au long du rio Perené. Les terrains qui le composent ne sont que peu ou pas déformés par la tectogenèse hercynienne.

1.1. LE CAMBRIEN

Il n'a jamais été identifié au Pérou avec certitude.

Dans les Andes du Pérou central, les terrains paléozoïques les plus anciens sont les 30 m de quartzites et le mètre de conglomérats qui, à Huacar, 40 km au nord de Cerro de Pasco, reposent en discordance sur le socle métamorphique (DALMAYRAC, 1970) et sont recouverts en concordance par le Llanvirn fossilifère; on leur attribue habituellement un âge ordovicien.

Des géologues pétroliers attribuent un âge cambrien probable à 200 m de grès conglomératiques et d'arkoses intercalés de basaltes qui recouvrent le socle dans la zone subandine (Shira, Vilcabamba). Cette série est coiffée par un conglomérat remaniant des éléments du socle et les basaltes, sur lequel reposent les séries ordoviciennes datées. Ce conglomérat rappelle ceux que J. TURNER (1970) et P. TOMASI (*in* MÉGARD *et al.*, 1971) décrivent respectivement dans le nord-ouest de l'Argentine et dans la région de Limbo en Bolivie où ils sont recouverts par un Trémadoc à Graptolites; ils seraient liés à de faibles mouvements fini-cambriens.

Signalons également la série composée de volcanites surmontées de conglomérats eux-mêmes sous-jacents à des schistes ordoviciens que R. MAROCCO (*in* MÉGARD *et al.*, 1971) a observée dans la Cordillère de Vilcabamba au nord-est de Cuzco; cette série, analogue à celle de Shira-Vilcabamba, pourrait aussi être cambrienne.

1.2. L'ORDOVICIEN

La présence d'Ordovicien dans les Andes du Pérou central est connue depuis les travaux de G. STEINMANN (1929), qui décrit de nombreuses formes de Graptolites provenant des gisements de la vallée du rio Yanahuanca. R. LEMON et J. CRANSWICK (1956) les datent plus précisément du Llanvirn inférieur. Les roches qui abritent ces gisements à Huacar et Cochachinche sont des shales noirs ou gris très clairs.

Un échantillon de shales noirs que j'ai collecté dans le tunnel de la centrale hydroélectrique du Mantaro, à Kichuas, a livré des chitinozoaires; leur association présenterait, selon J. DOUBINGER (*com. écrite*) des affinités plutôt ordoviciennes que dévoniennes; ce fait, ainsi que certaines similitudes lithologiques, me poussent à attribuer à l'Ordovicien une partie des séries d'âge paléozoïque inférieur à moyen du Pérou central (cf. *infra*).

Dans la zone subandine, les géologues pétroliers ont mesuré 700 m de shales sombres alternant avec des grès grossiers et des quartzites; les shales contiennent des Graptolites dont *Didymograptus* sp. aff. *D. affinis* ce qui les date *p.p.* de l'Ordovicien moyen.

1.3. LE DÉVONIEN

Le *Silurien* n'est connu qu'en de rares points du sud du Pérou (BOUCOT et MÉGARD, 1972; DAVILA et PONCE DE LEON, 1971); le niveau de tilloïdes Zapla, observé par ces derniers, s'étendrait jusque dans la Cordillère de Vilcabamba selon R. MAROCCO, mais jusqu'à présent il n'a pas été identifié plus au nord.

Le *Dévonien* est bien représenté dans le Pérou central. Cependant les références de G. STEINMANN (1929) sur la présence de *Dévonien* dans la vallée du rio Yanahuanca semblent maintenant douteuses. Les grès et schistes ardoisiers « dévoniens » localisés par STEINMANN au nord-est de Viroy (*op. cit.*, fig. 1, p. 15) contiennent en effet à leur base des débris de plantes analogues à ceux du Mississipien et, à Viroy même, une intercalation franchement marine nous a livré une faune du Mississipien inférieur (cf. p. 64).

Les premiers fossiles dévoniens authentiques découverts dans le Pérou central seraient donc les brachiopodes de Tarma et de Concepcion (HARRISON, 1940 et 1943). J. PAREDES (1972) a trouvé plusieurs nouveaux gisements fossilifères dans la région de Jauja et Concepcion; les faunes, déterminées par O. A. PARDO, comprennent des formes du Dévonien inférieur comme :

Australocoelia tourteloti Boucot & Gill¹,
Chonetes cf. *falklandicus* Morris & Sharpe,
Tentaculites crotalinus Salter,
Platyceras cf. *P. robustum* Hall,
Pleurotomaria cf. *kayseri* Ulrich,

et des formes du Dévonien moyen comme *Phacops orurensis* Bonarelli, ainsi que des Orthocères et des pistes de Trilobites. Les faunes que j'ai recueillies plus au nord vers Tarma comprennent les mêmes Brachiopodes et des restes de *Phacops* mal conservés. Ces fossiles sont communs dans le Dévonien de Bolivie (cf. DAVILA et RODRIGUEZ, 1968) et en général dans la province faunistique malvino-cafre.

Les séries dévoniennes sont constituées de « flyschs » bien exposés dans l'anticlinorium de Tarma-Huancayo-Kichuas, dans l'anticlinal de Pachaclla et dans la zone d'Alcacochoa au nord-est de Junin. Ces flyschs consistent en bancs gréseux gris sombre à brun ou kaki, de quelques centimètres à un mètre d'épaisseur séparés par des interbancs argileux ou grés-argileux noirâtres en général beaucoup plus minces. Des paquets de grès purement quartzeux en bancs de 50 cm à 1 m s'y intercalent dans la région de Tarma et l'angle N.-E. de la feuille de La Oroya (75° 35' W., 11° 35' S.) où leur épaisseur peut atteindre 100 m; on y trouve aussi des intercalations conglomératiques comme celles qui, à Kichuas, contiennent des galets de séricitoschistes; par contre on n'y a jamais observé d'intercalations carbonatées.

A l'est de Junin, vers Alcacochoa, où la discordance des terrains hercyniens sur le Précambrien est visible, l'alternance d'une sédimentation de type flysch et d'une sédimentation de type molasse caractérise les premiers 275 m de la série (fig. 16) dont la partie supérieure est un « flysch » où les figures dues au slump sont fréquentes. D'après J. PERRIAUX ce type de séquence caractérise un dépôt transgressif dans un bassin d'abord peu profond dont la subsidence croît ensuite rapidement.

Les figures de sédimentation sont fréquentes dans ces « flyschs ». A la base des bancs, ce sont des moulages de terriers, des floodcasts plus ou moins déformés par des loadcasts et parfois des moulages de ripple-marks. A l'intérieur des bancs, les figures dues au slumping et le granoclassement sont communs. Les quelques mesures de direction de courant effectuées jusqu'à présent ne permettent pas de se faire une idée de la direction des apports. De plus, leur interprétation est difficile puisque les « flyschs » hercyniens ont été souvent affectés au Dévonien supérieur par deux phases de plissement, dont l'une est isoclinal, et ensuite par le plissement andin.

Signalons enfin que, dans la zone subandine, les géologues pétroliers ont découvert dans la partie nord de l'anticlinal de Vilcabamba 1 500 m de shales et siltstones gris sombre à noir finement micacés, que *Conularia ulrichi* sp. date *p.p.* du Dévonien inférieur.

1.4. LE PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR INDIFFÉRENCIÉ

Au sud-est de la région étudiée, dans la Cordillère de Vilcabamba située une quarantaine de kilomètres au nord-ouest de Cuzco, C. G. EGELER et T. DE BOOY (1961) décrivent une « série compréhensive » de grès et schistes avec des passées conglomératiques et de fréquentes intercalations de tufs et d'éléments volcaniques qui se font plus importantes vers son sommet, ce volcanisme est rhyolitique à andésitique. Cette série a fourni des Graptolites de l'Arenig et du Llanvirn aux auteurs cités et des Brachiopodes dévoniens à P. FRICKER (1960).

La séquence quiaffleure au long des ríos Choimacota et Acón aux environs de 74° W.-12° 30' S. (feuille de Huanta, MÉGARD et PAREDES, sous presse) s'apparente à la série de la Cordillère de Vilcabamba. Elle comprend :

1. Une communication écrite de A. J. BOUCOT (1974) confirme la présence de *A. tourteloti* dans le gisement d'Apai-canchilla, dans l'angle NE de la feuille de La Oroya, *Pacificocoelia* (*P. nunezi*?) y est également présent.

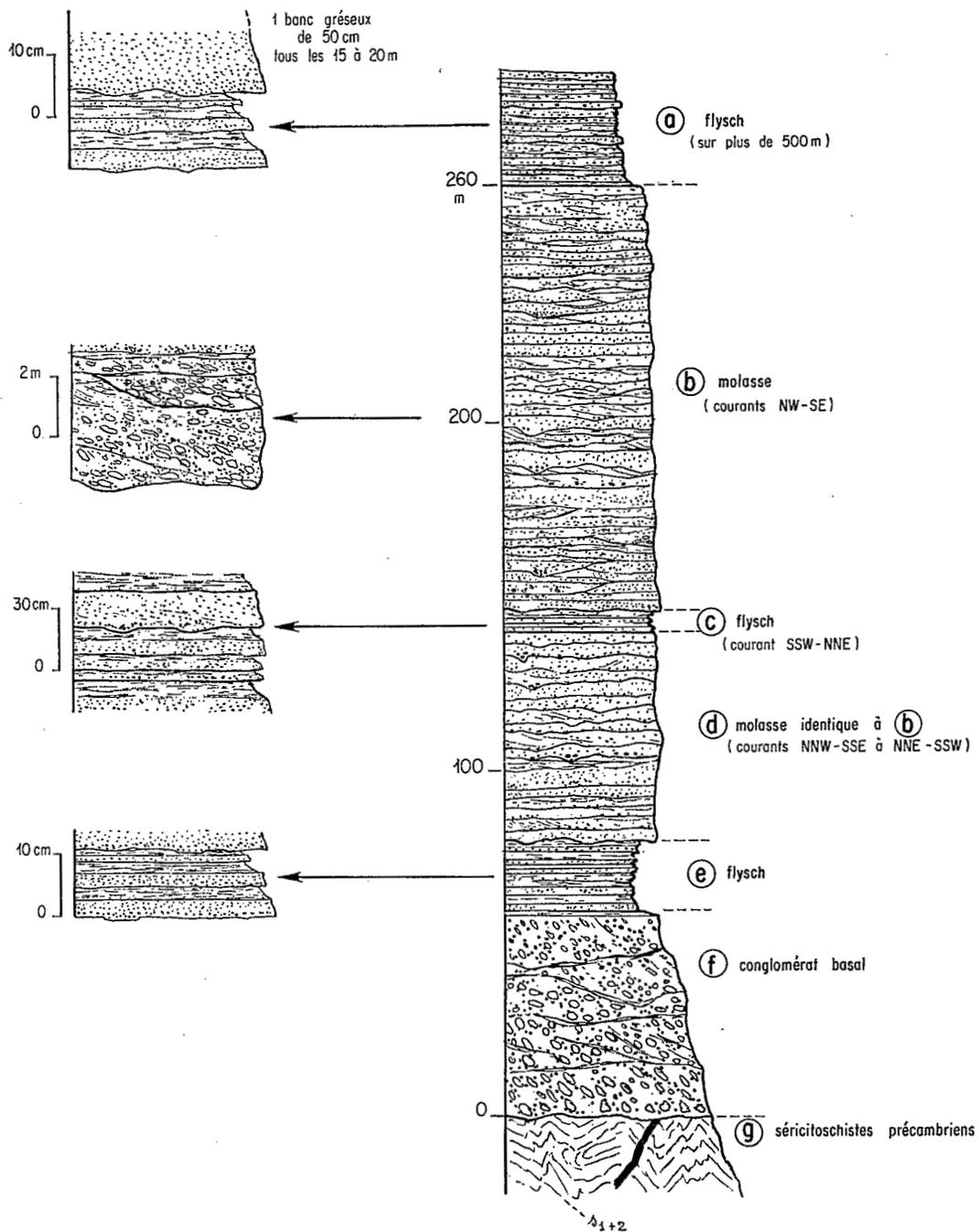


Fig. 16. — Molasses et flyschs du Paléozoïque inférieur et/ou moyen du secteur d'Alcacocho (17 km au N-NE de Junin)

- des shales ampélitiques souvent pyriteux dont la stratification est parfois marquée par de fines intercalations de mudstones et de grès; shales et grès sont parfois associés dans un faciès flyschoïde où les bancs gréseux peuvent atteindre 50 cm. On note aussi des intercalations de schistes à galets de quartzites et des intercalations de grès conglomératiques,
- des shales verts peut-être cinéritiques,
- des quartzites blancs en bancs réguliers de 1 à 5 m pouvant former des ensembles épais de 500 m et plus (haute vallée de Choimacota),
- des vulcanites de teinte verte, sans quartz, de composition vraisemblablement andésitique.

Au long du Choimacota j'ai noté un banc calcaire d'un mètre associé à des shales verts et aux shales ampélitiques.

Les relations entre ces éléments ainsi que leur succession chronologique même relative, n'ont pu être établies dans cette région escarpée et couverte de forêt où seuls les bords de chemins fournissent quelques affleurements discontinus. Cette série est recouverte par le Mississipien discordant; sa lithologie, son type de déformation et son faible degré de métamorphisme (début de la schistosité de flux avec néoformation de séricites) permettent de l'attribuer au Paléozoïque inférieur et moyen. L'abondance des schistes noirs en général typiques de l'Ordovicien dans le sud-est du Pérou et en Bolivie (cf. MÉGARD *et al.*, 1971) permet de penser qu'elle est en grande partie ordovicienne.

Il en serait de même pour le cœur éohercynien du dôme de Yauli et des anticlinaux de Malpaso et Chulpan, recouverts directement par les molasses rouges du Permien supérieur ou même par le Norien marin. Dans ces structures, les schistes sombres dominant sur les grès et les flyschs sont peu représentés; les intercalations volcanosédimentaires ne sont pas rares. Dans le dôme de Yauli en particulier (pl. III, 4), on connaît des grès verts à éléments volcaniques qui atteignent 50 m d'épaisseur et sont associés à des marbres blancs en bancs de 2 à 20 m, qui selon J. V. HARRISON (1943) contiennent des encrines.

1.5. CONCLUSION

L'incertitude qui pèse encore sur la stratigraphie du Paléozoïque inférieur et moyen du Pérou central, cinquante ans après que D. H. MC LAUGHLIN (1924) l'ait identifié et baptisé groupe Excelsior, nous permet plus de poser les problèmes de sa paléogéographie que de les résoudre.

Le Cambrien ne s'est vraisemblablement pas déposé, sauf peut-être dans quelques cuvettes de dimensions réduites; c'est là une caractéristique très répandue en Amérique du Sud. Une prolongation des mouvements assyntiques au cours du Cambrien pourrait en être la cause (cf. BEURLIN, 1970, p. 150).

La transgression ordovicienne, qui en Bolivie commence au Trémadoc, débute plus tard au Pérou, à l'Arenig dans quelques secteurs et au Llanvirn seulement dans les autres. A cette époque, le bassin ordovicien s'étendait sur la presque totalité du Pérou, exception faite, sans doute, du massif d'Arequipa (cf. MÉGARD *et al.*, 1971). Une régression fait rapidement suite à la transgression du Llanvirn: la partie supérieure de l'Ordovicien n'est pas connue au Pérou et le Silurien, quoiqu'il ait été récemment découvert en plusieurs endroits, semble peu épais.

Les « flyschs » de la zone d'Alcacocho, près de Junin, et ceux de Kichuas, contiennent tous deux des galets de séricitoschistes précambriens. Si ces « flyschs » sont bien dévoniens, ils témoignent de mouvements épirogéniques importants avec dénudation du socle précambrien dans certains blocs, sans doute au cours de l'émergence fini-ordovicienne et silurienne, et de la persistance d'une partie de ces terres émergées au cours du Dévonien.

L'origine de l'ensemble des « flyschs » dévoniens pose un problème semblable à celui de l'origine de ces galets. Il est peu probable qu'on la trouve dans le bouclier brésilien, zone stable qui à cette époque était une terre basse, en grande partie recouverte par une mer épicontinentale (cf. BEURLIN, 1970). Il reste donc à la chercher dans le domaine andin *s.s.*, dans les massifs côtiers ou même leur hypothétique prolongement dans le domaine actuellement occupé par le Pacifique.

2. LE PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR

A la fin du Dévonien a lieu la phase principale de la tectoro genèse hercynienne. Sur le plan stratigraphique, elle se traduit par la lacune du Dévonien supérieur, qui n'a jamais été identifié au Pérou, et par la forte discordance qui fait reposer le Permo-Carbonifère sur les séries plissées et schistosées du Paléozoïque inférieur.

Dans les Andes du centre du Pérou, la phase tardihercynienne, importante par son magmatisme, ne modifie guère la position alors horizontale du Paléozoïque supérieur, qui structuralement appartient déjà au cycle andin. Dans la stratigraphie, elle se traduit cependant par une césure marquée qui coupe le Permo-Carbonifère en deux parties, l'une qui va du Carbonifère inférieur (base du Mississipien) au Permien inférieur (Léonardien moyen), l'autre qui couvre le reste du Permien. Postérieurement, lors de la tectoro-genèse andine, les séries homogènes et épaisses du Paléozoïque supérieur se sont déformées en général d'une manière simple. L'étude stratigraphique est facilitée par cette tectonique simple et par l'abondance des fossiles tant végétaux qu'animaux.

Le Paléozoïque supérieur a fait l'objet de nombreux travaux anciens résumés par G. STEINMANN en 1929: il distinguait dans le Carbonifère une série inférieure continentale à restes de plantes et une série supérieure marine terrigène et carbonatée à brachiopodes, polypiers et fusulines, et il attribuait au Trias inférieur les séries gréseuses et conglomératiques recouvrantes. C. O. DUNBAR et N. D. NEWELL (1946) reprirent l'étude du Permien à fusulines des Andes de Bolivie et du Sud péruvien. Enfin la stratigraphie maintenant classique du Paléozoïque supérieur fut établie par N. D. NEWELL, J. CHRONIC et T. G. ROBERTS en 1953; leur ouvrage *Upper Paleozoic of Peru* définit quatre grandes unités lithostratigraphiques: les groupes *Ambo* d'âge Mississipien (Tournaisien + Viséen + Namurien inférieur), *Tarma* d'âge Pennsylvanien (Namurien supérieur + Westphalien + Stéphanien), *Copacabana*, qui représente le Permien inférieur, et *Mitu* d'âge permien moyen et supérieur.

Toute la cartographie effectuée depuis 1953 dans le Paléozoïque supérieur est basée sur la reconnaissance de ces unités. Elle a apporté des renseignements complémentaires qui permettent de compléter et parfois modifier les résultats antérieurs. De plus, J. PERRIAUX et moi-même avons effectué quelques observations sur la sédimentologie de ces formations.

La figure 17 localise les principaux affleurements du Paléozoïque supérieur dans le Pérou central; on voit qu'il entoure d'un liseré presque continu les affleurements plus anciens des Hauts Plateaux, de la Cordillère Orientale et de la zone subandine et qu'il forme un pointement isolé dans la péninsule de Paracas. La figure 18 donne les principales colonnes stratigraphiques du Paléozoïque supérieur du Pérou central.

2.1. LE MISSISSIPIEN (GROUPE AMBO)

Les sédiments mississippiens sont connus dans la Cordillère Orientale et en particulier sur son bord ouest, dans l'anticlinal de Shira et celui de Vilcabamba ainsi que dans la péninsule de Paracas par 13° 50' S., sur le littoral pacifique.

Lithologie

Dans la Cordillère Orientale ce sont des *molasses* typiques, de teinte noirâtre à kaki, qui sont le produit de la destruction des reliefs éohercyniens. Elles débutent par un conglomérat de base qui repose indifféremment sur les sédiments plissés du Paléozoïque inférieur et moyen ou sur le socle métamorphique précambrien. Le reste de la séquence s'organise en rythmes molassiques dont l'épaisseur varie d'une dizaine de centimètres à plusieurs mètres; la proportion des grès par rapport aux pélites est toujours supérieure à 1. Les chenaux et les litages obliques, dont la pente varie de quelques degrés à 30°, sont fréquents.

Les conglomérats intercalés dans la série contiennent des galets de quartz, de roches métamorphiques, de quartzites et plus rarement de roches intrusives. Les grès sont souvent feldspathiques et micacés et les lits pélitiques sont fréquemment charbonneux ou même remplacés par des bancs de charbon plus ou moins lenticulaires; les termes gréseux et pélitiques renferment de nombreux restes de plantes.

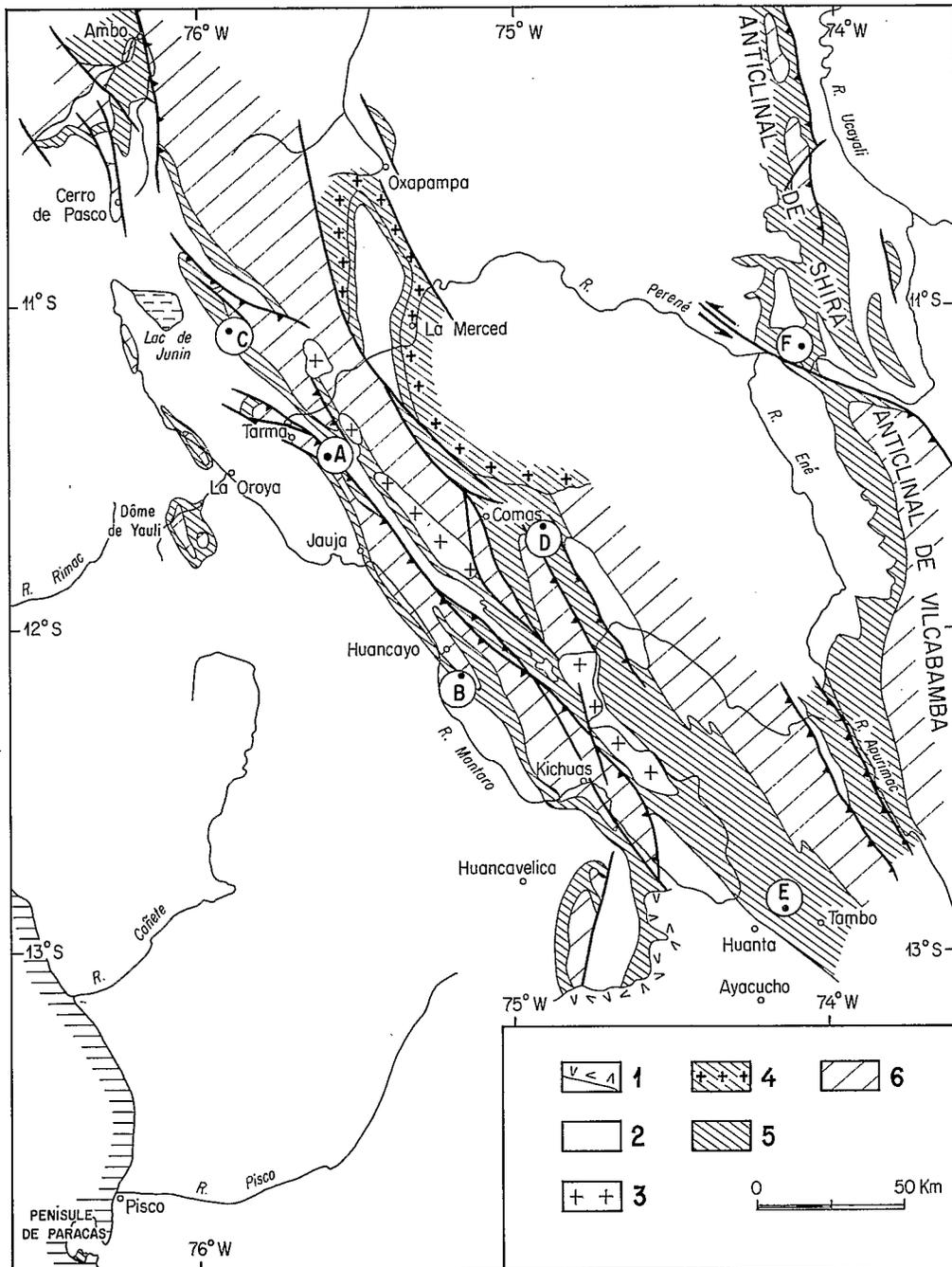


Fig. 17. — Affleurements du Paléozoïque supérieur dans le Pérou central

1. Volcanites tertiaires. 2. Couverture mésozoïque et zones inexplorées. 3. Granitoïdes andins. 4. Granitoïdes tardihercyniens. 5. Paléozoïque supérieur. 6. Terrains éohercyniens et précambriens

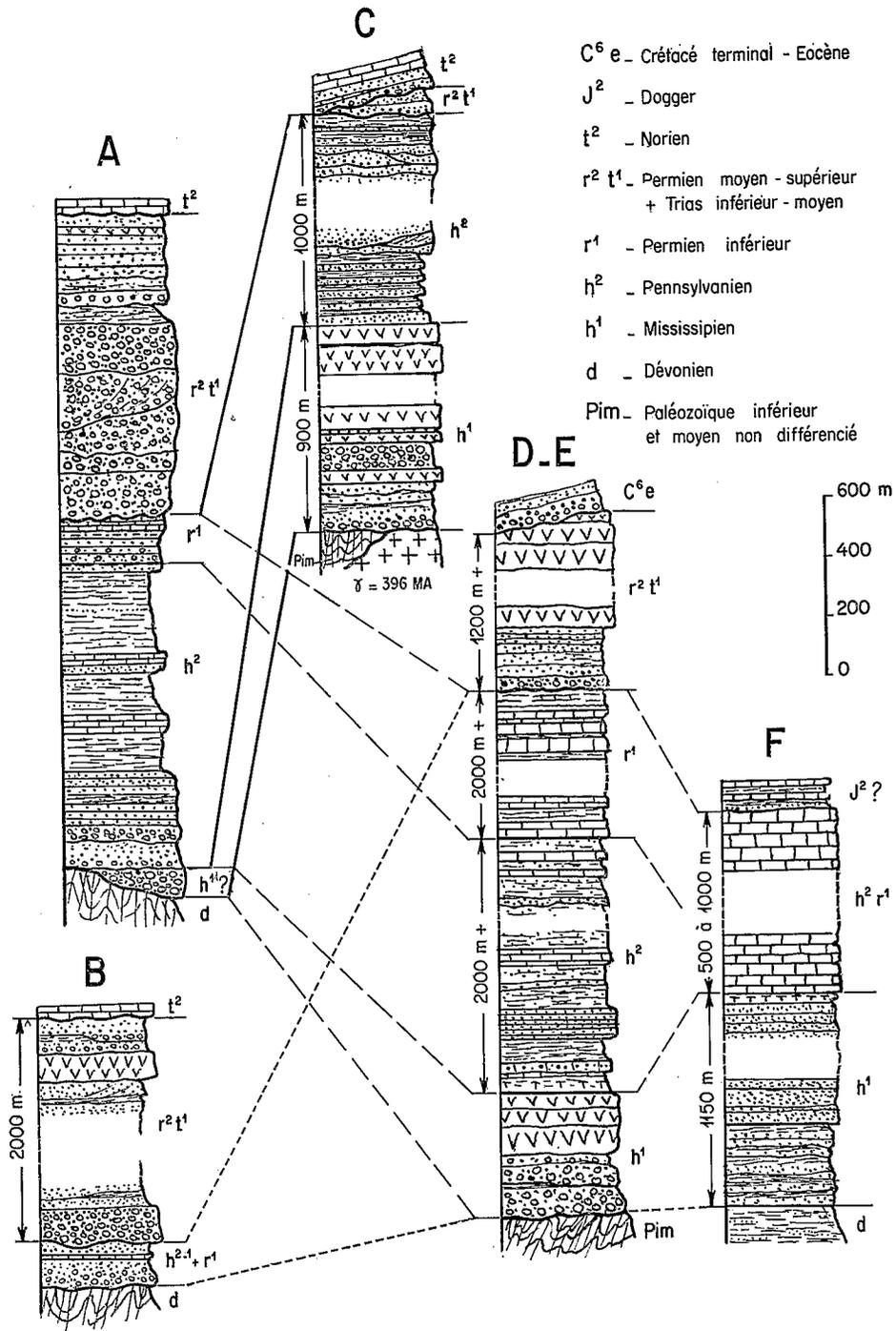


Fig. 18. — Les séries carbonifères et permienes
Les colonnes A, B, C, D, E et F sont localisées sur la figure 17

Cette série était considérée comme exclusivement continentale par N. D. NEWELL *et al.* (1953, p. 10) mais récemment J. J. WILSON et L. REYES (1967) y ont rencontré une intercalation *marine* fossilifère dans plusieurs points de la rive droite du rio Marañon entre 8° S. et 9° S. A Viroy près d'Ambo (fig. 17), B. DALMAYRAC et moi-même avons exploité un gisement riche en brachiopodes et crinoïdes que nous avait signalé V. BENAVIDES et qui s'intercale dans les séries à restes de plantes.

Au sommet de la coupe-type du Mississipien à Ambo, J. CHRONIC (*in* NEWELL *et al.*, 1953) avait noté la présence de *volcanites* ressédimentées en milieu aqueux sous forme de tufs d'un vert brillant. De son côté, J. V. HARRISON (1956) avait décrit près de Pacococha, 18 km au N. 70° E. de Junin, des coulées qu'il attribuait au Paléozoïque inférieur; elles s'intercalent en fait dans des conglomérats et grès à plantes du Mississipien. Ce sont des rhyolites vertes souvent bréchiques qui, en lame mince, montrent une texture typiquement ignimbritique, avec de nombreuses échardes de verre, des fragments de ponce et quelques cristaux isolés de quartz et de sanidine. Ces nappes ignimbritiques, d'abord épaisses de quelques mètres, s'intercalent dans les grès et conglomérats puis, plus haut, atteignent plusieurs dizaines de mètres et forment des falaises (pic Raushccanca, 5 000 m). Cet ensemble volcanique mesure plus de 600 m en incluant les passées terrigènes (colonne C, fig. 18).

Au nord-est de Huanta (colonne D-E, fig. 18) j'ai retrouvé une série volcanique de plusieurs centaines de mètres au toit des conglomérats mississippiens; ce sont des andésites et des dacites violacées, qu'un léger métamorphisme andin teinte parfois en vert.

Cet épisode volcanique mississipien a une grande importance du fait de sa nature explosive, ses produits se sont répandus sur de vastes surfaces, sous forme de tufs ressédimentés en milieu marin ou lacustre que l'on reconnaît au sommet du Mississipien ou dans la partie basale du Pennsylvanien depuis la Cordillère Orientale du sud du Pérou (route de Coasa, Pongo de Coñec) jusqu'à Ambo et dans l'Amazonie (*cf. infra*). Ces tufs de couleur verte sont un bon niveau repère.

Dans l'anticlinal de Shira, la vallée du rio Tambo et au long du bord est de l'anticlinal de Vilcabamba jusqu'au Pongo de Mainique, d'après les recherches pétrolières récentes (1970-74), le Mississipien semble absent, puisque les séries terrigènes qui lui avaient été attribuées autrefois ont livré des palynoflores du Dévonien supérieur. Reste le niveau grésio-tufacé vert, présent sur toutes les coupes sous les formations calcaires du Pennsylvanien et du Permien inférieur; il est donc logique de le considérer comme la base transgressive de ces formations (coupe de la fig. 20).

AGE

L'âge des molasses « Ambo » a été déterminé grâce à leur flore; avant 1922, elle était attribuée au Pennsylvanien inférieur, mais tous les travaux plus récents s'accordent pour lui donner un âge mississipien ou même mississipien inférieur (JONGMANS, 1954).

Les genres rencontrés le plus fréquemment, en particulier dans les gisements classiques d'Ambo et de Carhuamayo (76° W., 10° 50' S.), sont *Lepidodendron*, *Rhacopteris*, *Eremopteris* et *Sphenopteris*. Dans la vallée du rio Tarma entre Acobamba et Palca, nous avons trouvé un tronc de lépidophyte et quelques restes de *Rhacopteris*. La plupart des autres affleurements, ceux du nord-est de Huanta en particulier, n'ont donné que des restes de plantes mal conservés et ce sont surtout des arguments basés sur la lithologie et la position stratigraphique qui nous font attribuer ces affleurements au groupe Ambo.

Les fossiles marins de Viroy ont fait l'objet d'une détermination préliminaire de J. MURPHY (Case Western Reserve Un.); les brachiopodes appartiendraient aux genres *Syringothyris*, *Kitakamithyris*, *Alispirifer*, *Rhynchopora* et dans l'ensemble dateraient le gisement, où les fenestelles et les crinoïdes abondent également, du Viséen.

Paléogéographie au Mississipien

La figure 19 quoique très schématique, synthétise les quelques données que l'on a sur la paléogéographie du Carbonifère inférieur; pour l'établir, j'ai notamment utilisé, en plus des ouvrages généraux, les travaux de J. WILSON *et al.* (1964, 1967) et celui de E. KOCH (1962). Dans la partie centrale de cette carte j'ai dessiné un bassin de sédimentation continu où la sédimentation, d'abord continentale, devient mixte, marine et continentale, lorsque la subsidence s'accroît. Il est vraisemblable qu'au sud-ouest de ce

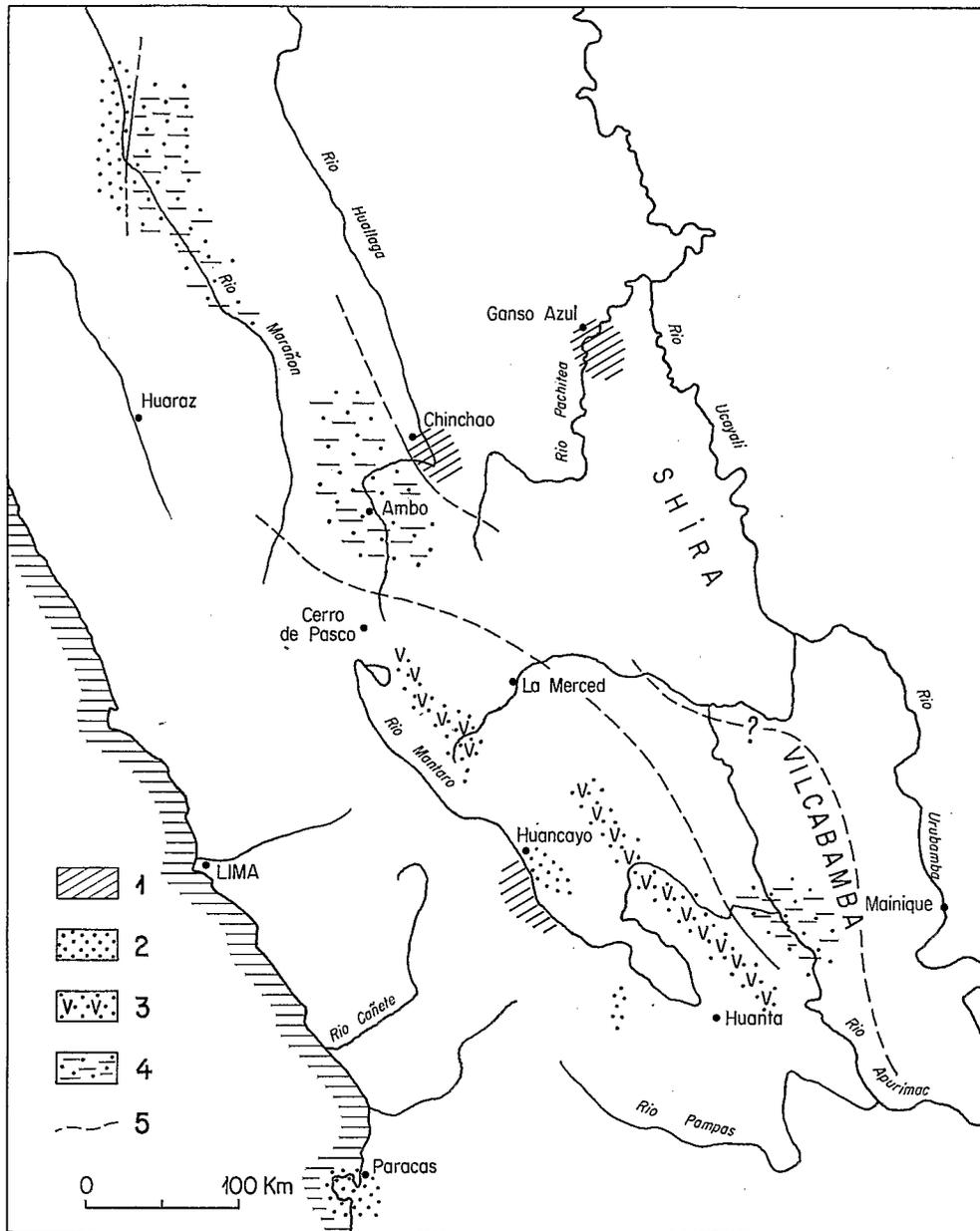


Fig. 19. — Carte des faciès du Mississipien

1. Secteurs en relief sans couverture mississippienne. 2. Faciès continentaux. 3. Faciès continentaux et volcaniques. 4. Faciès mixte, continental et marin. 5. Limites approchées du bras de mer mississipien

bassin s'étendait une région de topographie plus différenciée avec persistance de reliefs émergés et de cuvettes peu profondes plus ou moins discontinues (cf. NEWELL *et al.*, 1953). On note en effet que le matériel des conglomérats et des grès semble n'avoir subi qu'un faible transport. Dans les conglomérats les galets sont souvent peu émoussés, en particulier vers la base de la formation, et leur taille dépasse parfois 50 cm, comme au nord-est de Huanta où la partie sédimentaire de la série est presque intégralement conglomératique. Les grès sont peu évolués et contiennent des feldspaths en grand nombre et des micas flottés.

On remarque également l'irrégularité de la répartition et des épaisseurs du Mississipien dans la région de Tarma, où pourtant il est recouvert en concordance par le Pennsylvanien marin; ceci suggère une topographie complexe.

On note enfin que le volcanisme semble confiné à un secteur longitudinal de la Cordillère orientale.

Ces données sur la paléogéographie du Mississipien sont partielles puisqu'on ne sait rien de la zone comprise entre la côte et le rebord sud-ouest de la Cordillère Orientale. Le Mississipien n'y affleure pas, sauf peut-être sous la forme des volcanites « Catalina » du dôme de Yauli habituellement considérées comme appartenant au groupe « Mítu » du Permien supérieur - Trias inférieur.

2.2. LE PENNSYLVANIEN (GROUPE TARMA)

Lithologie

Dans le Pérou central, on ne le connaît que dans la Cordillère Orientale et en Amazonie; on peut y différencier plusieurs zones (fig. 20) selon les faciès et les épaisseurs observés.

La première zone, la plus occidentale, prend en écharpe la feuille de Tarma dans le sens N.W.-S.E. et se prolonge quelques kilomètres sur les feuilles de La Oroya et Jauja. Les faciès indiquent tous une forte influence continentale.

2,5 km à l'ouest de Tarma se trouve la section-type du groupe étudiée par C. O. DUNBAR et N. D. NEWELL (1946); épaisse de 300 m, elle comporte en proportions décroissantes:

- des shales et silstones gris ou noirs avec de fréquentes intercalations de calcaire ocre plus ou moins gréseux tendant à donner des nodules,
- des calcaires gris bien lités, plus fréquents et plus épais vers le sommet de la série où ils deviennent récifaux et atteignent une vingtaine de mètres,
- des intercalations de grès glauconieux,
- quelques intercalations de conglomérats polygéniques dont les galets sont, soit anguleux, souvent pluridécimétriques, et proviennent des lits sous-jacents de la série, soit plus roulés, rarement pluricentimétriques et proviennent du Dévonien,
- un banc de gypse de 50 cm à plus d'1 m.

Cette section-type caractérise assez bien la lithologie du groupe aux environs de Tarma; les shales à bancs calcaires ocres sont particulièrement caractéristiques. La faune, très riche, comprend des spiriféridés, productidés, coralliaires et bryozoaires; sa partie sommitale contient en abondance *Fusulinella*, qui la date de l'Atokan supérieur (équivalent du Westphalien A) selon DUNBAR et NEWELL (1946, p. 385).

Mais les changements de faciès, même dans une même zone, sont rapides et à Acobamba, 10 km plus au nord, la série est très différente; épaisse de plus de 1 000 m, elle montre de la base au sommet:

1. une quinzaine de mètres de calcaires et grès silicifiés concordants sur les dacites violettes du Mississipien;
2. une série grés-schisteuse (500 m +) à rythmes épais de 10 à 50 cm avec à leur base des grès parfois conglomératiques et à leur sommet un fin diastème schisteux;
3. des molasses à laminites puissantes de 400 m où alternent tous les 2 à 5 cm des shales et des quartzites à grain fin qui montrent parfois des mudcracks;
4. 50 à 100 m d'une série grés-schisteuse identique à (2);
5. 50 à 100 m de shales sombres à brachiopodes et restes de végétaux.

Si l'on suit cette même bande d'affleurements vers le nord-ouest jusqu'à la piste Junin-Chupan, les calcaires (1) disparaissent, la série schisto-gréseuse (2) prend les caractères d'un flysch franc cependant que les molasses à laminites passent à des molasses grossières rougeâtres.

La seconde zone, plus orientale, peut être reconnue depuis 11° 30' S. jusqu'à Abancay (13° 30' S.). La série Tarma y est épaisse de plus de 2 000 m et beaucoup plus riche en shales. Elle est bien exposée après Comas, sur la route de Satipo, et au nord-est de Huanta où je l'ai étudiée. Concordante à sa base sur les volcanites mississippiennes, elle comporte de bas en haut:

1. 10 à 50 m de calcaires et grès calcaires à intercalations grés-pélitiques parfois tufacées et de couleur verte,
2. 2 000 m au moins d'une série grés-schisteuse à rares intercalations calcaires où alternent:
 - des ensembles schisto-gréseux qui peuvent dépasser la centaine de mètres; l'épaisseur des rythmes varie de quelques millimètres à 8 cm. Le granoclassement est net et les lits gréseux souvent lenticulaires (flaser-bedding) montrent de nombreuses stratifications obliques et des traces de slumping,
 - des ardoises sombres en paquets de 20 à 50 m, où seuls quelques rares alignements de nodules calcaro-gréseux marquent la stratification,
 - des quartzites blancs en bancs de 0,2 à 1 m, séparés par de fins diastèmes schisteux; ces quartzites montrent des stratifications obliques, des structures en coussins et des ripple-marks.

Les intercalations calcaires de cette série dépassent rarement une dizaine de mètres. Ce sont des calcaires noirs à patine gris clair, souvent spathiques. Ils forment des lits d'une dizaine de centimètres associés à des interlits gréseux ou bien des nodules isolés dans une matrice gréseuse. Outre les encrines, ils contiennent des Goniatites, proches, selon O. A. PARDO, des *Pseudoparalegoceras* typiques du Pennsylvanien trouvés par N. D. NEWELL *et al.* dans le nord-ouest du Pérou.

La troisième zone de faciès s'étend sur une grande partie du bassin amazonien et, dans le Sud du Pérou, couvre vraisemblablement une partie de la Cordillère Orientale (Col de Coasa). Le Pennsylvanien y est représenté par la partie inférieure d'une formation calcaire qui monte dans le Permien.

Au Pongo de Coñec (13° S., 70° 20' W.), à la limite des plaines du Madre de Dios et de la Cordillère Orientale, on connaît une bonne coupe qui montre ce faciès. La série carbonatée repose en concordance sur un gros banc de grès tufacé vert-bleu brillant qui recouvre un ensemble schisto-gréseux d'âge mal connu (Dévonien ou Mississippien?); elle compte à peu près 300 m de calcaire gris bien lités intercalés de schistes et de grès lie de vin, verts ou noirs; les calcaires très fossilifères nous ont livré de nombreux Spiriféridés, des Productidés, des Briozoaires et un pygidium de Trilobite (Phillipsidé). Une partie de cette série est pennsylvanienne comme le prouve la présence de *Profusulinella* (ROBERTS, in NEWELL *et al.*, 1953, p. 177), mais son sommet peut être permien.

Selon les géologues pétroliers, notamment W. RÜEGG (1956, 1958, 1964) cette formation *p.p.* pennsylvanienne devient plus franchement calcaire et s'épaissit vers le nord: dans la région du rio Tambo, elle compte 600 à 1 000 m de calcaires bien lités qui contiennent parfois des cherts (colonne F, fig. 18); le forage de Ganso Azul en a traversé 537 m (KOCH, 1962).

Plus au nord, elle s'amincit à nouveau du fait de l'érosion pré-crétacée et peut même disparaître comme c'est le cas dans les cerros de Contaya et les forages Rayo 1, Cashiboya et Marañon 110-1.

Age

Les fossiles abondants du groupe Tarma, les Fusulinidés en particulier, permettent de le dater de l'*Atokan* (NEWELL *et al.*, *op. cit.*), étage de la partie inférieure du Pennsylvanien moyen d'Amérique du Nord équivalent du Namurien terminal et du Westphalien A.

Il faut noter que le Pennsylvanien supérieur n'est pas caractérisé au Pérou, sauf peut-être à Ambo où la séquence calcaire intercalée entre le sommet du Mississippien « Ambo » et les molasses rouges du Permien supérieur contient un *Tritices* mal conservé qui la daterait du Pennsylvanien terminal. Pour H. J. HARRINGTON (1962, fig. 12 et 13), cette absence est due à une régression générale de la mer des territoires du Brésil, du Pérou et de l'Equateur à la fin du Pennsylvanien. Cependant, dans les coupes où Pennsylvanien « Tarma » et Permien inférieur « Copacabana » ont été identifiés tous deux, rien ne traduit cette régression:

— Dans l'Amazonie, W. RÜEGG (*op. cit.*) souligne que seule une étude détaillée de la microfaune permet de séparer les calcaires pennsylvaniens des calcaires permien.

— A Huanta, la fréquence des intercalations calcaires augmente dans le « Tarma » sommital et le passage se fait progressivement aux calcaires francs du « Copacabana ».

Il est donc vraisemblable que dans ces coupes le Pennsylvanien supérieur est présent mais ne contient pas de faune typique. La régression du Pennsylvanien terminal ne serait donc que partielle (cf. *infra*).

Paléogéographie au Pennsylvanien

Au niveau du Pérou central la mer du début du Namurien terminal s'installe dans un bassin dont la limite occidentale est située à l'ouest et au sud-ouest de Tarma; son axe approximativement confondu avec celui de la Cordillère Orientale, est un fossé étroit fortement subsident (coupe de la fig. 20) à l'est duquel on passe à un régime de plateforme subsidente qui se poursuit jusqu'au Brésil, dans le Territorio do Acre (MOURA et WANDERLEY, 1938; MIURA, 1972).

Ce bassin communiquait vraisemblablement avec le Pacifique dans le nord-ouest et le sud du Pérou, où l'on connaît des shales et grès marins du Pennsylvanien (Cerros de Amotape dans le nord-ouest, Camana dans le sud); l'absence d'affleurements pennsylvaniens à l'ouest de Tarma ne permet pas de préciser l'extension vers l'ouest des terres émergées dont la proximité s'inscrit dans la lithologie du Pennsylvanien des coupes de la région de Tarma.

Vers le nord-est, la mer épicontinentale péruvienne communiquait avec un vaste bras de mer subsident mais peu profond qui occupait le sillon amazonien (cf. BEURLEN, 1970); les calcaires et évaporites pennsylvaniens y atteignent 1750 m et ont un contenu fossilifère très proche de celui du groupe Tarma du Pérou (cf. NEWELL *et al.*, 1953, p. 13). Les communications qui existent au Permien entre la mer « Tarma » et le sillon amazonien du Brésil, se réduisent progressivement au cours du Permien supérieur. Dans le sillon amazonien, la séquence franchement marine du Pennsylvanien moyen, dite fm. Itaituba, est recouverte en concordance par la fm. salifère Nova Olinda qui monte jusque dans le Permien (cf. BENAVIDES, 1968 et BEURLEN, 1970).

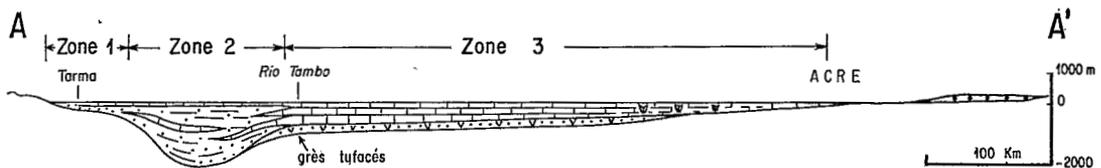
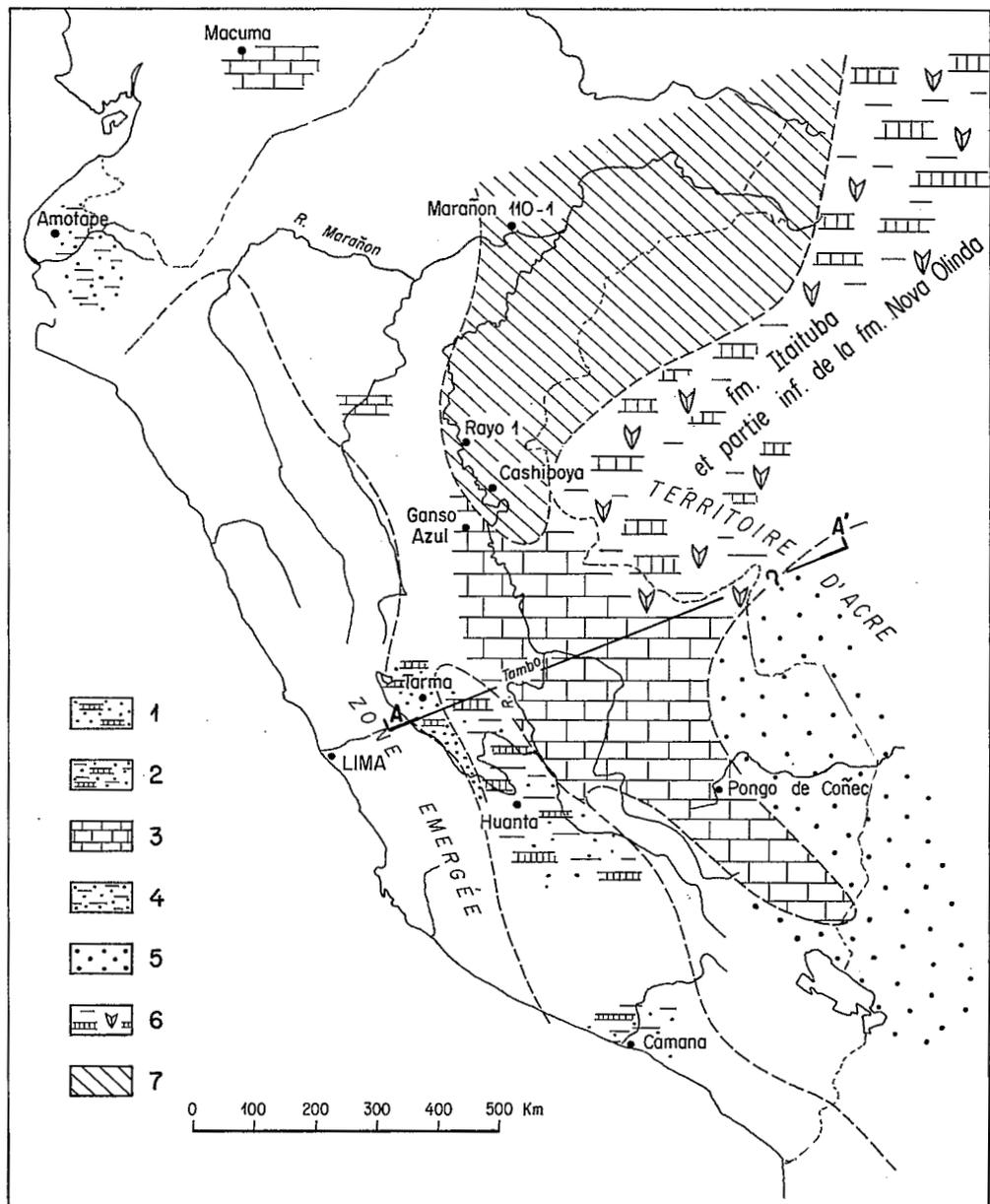


Fig. 20. — Répartition des faciès du Pennsylvanien

1. Grès, calcaires et shales. 2. Shales et grès avec quelques intercalations calcaires. 3. Calcaires. 4. Grès et shales. 5. Séries continentales fluvio-glaciaires, d'après HELWIG, 1972. 6. Calcaires, évaporites et shales. 7. Zone où l'érosion pré-crétacée a fait disparaître le Pennsylvanien

2.3. LE PERMIEN INFÉRIEUR (GROUPE COPACABANA)

Lithologie

Au Pérou central, comme nous venons de le voir, le Permien inférieur s'étend largement en Amazonie, où il est représenté par la partie supérieure d'une formation calcaire dont la base est pennsylvanienne.

Dans la Cordillère Orientale du Pérou central, le groupe Copacabana affleure largement au sud de 11° 30' S., où H. GERTH (1915) avait déjà reconnu les calcaires à Fusulines. La section de Huanta est connue pour être l'une des plus complètes et des plus fossilifères de celles qu'ont étudiées N. D. NEWELL *et al.* (1953, p. 33). Le groupe Copacabana mesure 1 920 m et comporte des calcaires à cassure gris-bleu qui forment les 3/5^e de la série et s'intercalent avec des shales et des siltstones gris à noirs dans le quart inférieur et la moitié supérieure de la section; les bancs calcaires sommitaux contiennent des galets de quartz et de quartzite. On retrouve des séquences identiques plus au N. W., toujours dans l'anticlinorium de Comas-Tambo, jusqu'à 11° 40' S. (partie nord-est de la feuille de Jauja et feuille d'Andamarca). A l'ouest de cette bande d'affleurement, des calcaires Copacabana très épais sont présents dans l'angle S.-E de la feuille de Huancavelica (NARVAEZ et GUEVARA, 1968). A Tarma même, dans la coupe classique de C. O. DUNBAR et N. D. NEWELL (1946), il semble que le groupe Copacabana soit absent. Par contre, dans un rayon de 10 à 20 km à l'est et au sud-est de Tarma, une séquence gréseuse et conglomératique rouge de 30 à 100 m recouvre le Pennsylvanien en concordance; elle est coiffée par quelques bancs calcaires qui renferment des Fusulinidés du Permien inférieur (dét. J. CHRONIC); on a donc là un Copacabana d'épaisseur réduite; son toit est raviné par des conglomérats rouges du Permien supérieur (Mitu), qui le surmontent avec une faible discordance angulaire (fig. 18).

Signalons que plus au nord le Permien inférieur et *p. p.* moyen de faciès marin n'est connu qu'en quelques points de la Cordillère Orientale, toujours sous un faciès marin carbonaté:

— Ambo, où il est concordant sur le Mississipien (STEINMANN, 1929, p. 40) mais où il pourrait s'agir de Pennsylvanien supérieur (cf. *supra*).

— Leimebamba (6° 45' S., 77° 50' W.) où il est transgressif sur des granites (STEINMANN, 1929, p. 43 et KUMMEL in NEWELL *et al.*, *op. cit.*).

— Dans la partie orientale de la feuille de Pataz (WILSON et REYES, 1964) entre 7° 30' S.-8° S. et 77° 30' W.-77° 45' W.; là encore l'attribution à l'Eopermien est douteuse et il pourrait s'agir de Pennsylvanien.

Age

Les zones faunistiques reconnues par N. D. NEWELL *et al.* (*op. cit.*, p. 25) datent les calcaires Copacabana du *Wolfcampien* et du *Léonardien inférieur* (c'est-à-dire du Sakmarien et de l'Artinskien inférieur)... Mais le plus souvent l'érosion tardihercynienne qui précède le dépôt des molasses rouges du Permien supérieur-Trias inférieur tronque leurs niveaux les plus élevés.

Paléogéographie au Permien inférieur

Après la régression du Pennsylvanien supérieur, le Permien inférieur est témoin d'une nouvelle transgression, particulièrement nette dans le sud du Pérou (Cordillère de Vilcabamba) et en Bolivie. Dans le Pérou central, par contre, les limites de la mer permienne sont en retrait par rapport à celles de la mer du Pennsylvanien moyen (fig. 21). De plus le taux de subsidence semble beaucoup plus faible: partout le Permien inférieur se présente sous des faciès calcaires à faune néritique (Madréporaires, Brachiopodes, Fusulines); le sillon subsident axé sur la Cordillère Orientale dans le Pérou central n'est plus aussi bien délimité.

L'environnement du bassin sédimentaire a lui aussi beaucoup changé; il est clair que les reliefs éohercyniens, encore vigoureux au Pennsylvanien, se sont notablement pénéplanisés et ne fournissent plus d'éléments terrigènes grossiers au bassin.

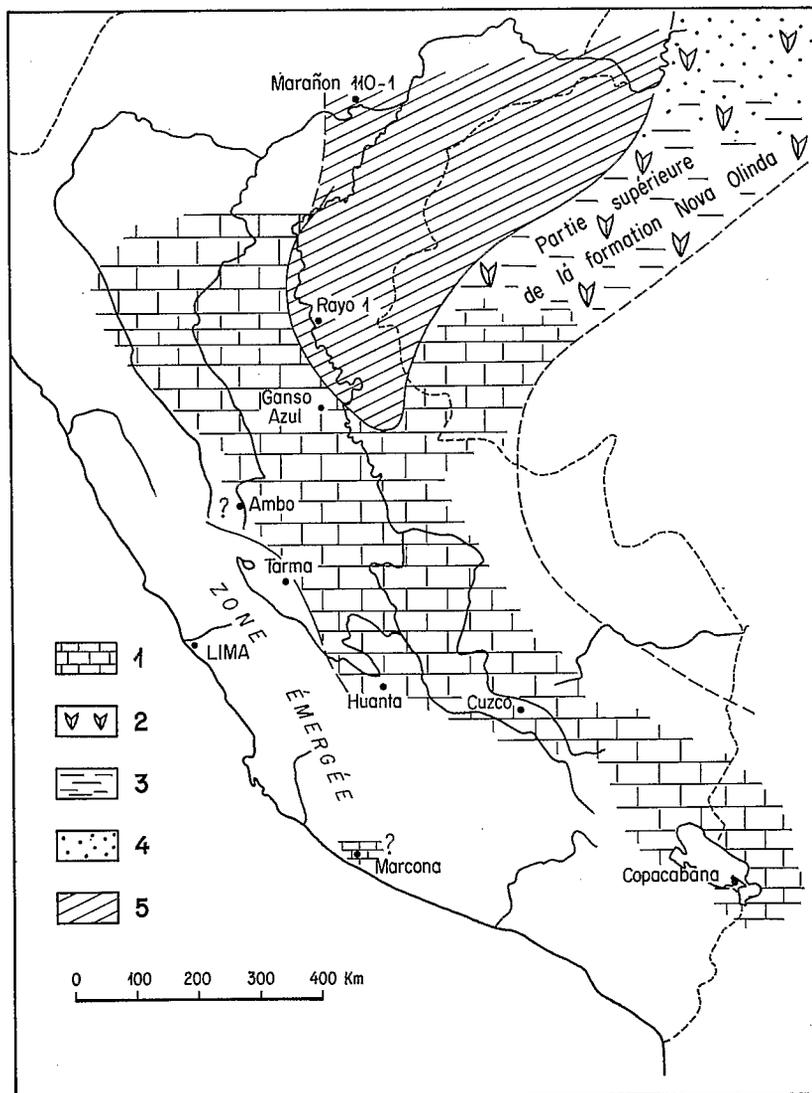


Fig. 21. — Répartition des faciès du Permien inférieur

1. Calcaires. 2. Evaporites. 3. Shales. 4. Grès. 5. Zone où l'érosion pré-crétacée a fait disparaître le Permien inférieur

2.4. LE CARBONIFÈRE - PERMIEN INFÉRIEUR INDIFFÉRENCIÉ

J'ai désigné ainsi deux séquences qui affleurent dans la partie nord-est de la feuille de Huancayo (1968).

La première affleure 21 km au sud-est de Huancayo et comprend :

— 75 m de conglomérats gris-brun sombre discordants sur le Paléozoïque inférieur et moyen intensément plissé.

— 75 m de grès et silstones à restes de plantes indéterminables avec une intercalation de 8 m de calcaires microconglomératiques à 30 m du sommet.

Cette séquence évoquerait le Mississipien inférieur, hors les calcaires qui témoignent vraisemblablement d'une incursion des mers pennsylvanienne et/ou éopermienne.

Cette interprétation trouve un argument de plus dans la présence, 15 km plus au nord-est, d'une deuxième séquence qui est schistogréseuse, épimétamorphique et un peu plus épaisse; elle contient des lentilles calcaires à restes de Fusulinidés indéterminables.

Sur la base de ces observations, j'ai dessiné sur les figures 20 et 21 une ligne de rivage approximativement nord-ouest-sud-est passant par Huancayo qui limitait vers l'ouest l'extension de la mer au Pennsylvanien moyen et à l'Éopermien.

2.5. LE GROUPE MITU (PERMIEN MOYEN ET SUPÉRIEUR — TRIAS SUPÉRIEUR)

La plupart des auteurs anciens avaient remarqué, sous les calcaires triasico-liasiques, des séries détritiques et volcaniques de couleur dominante rouge, qui soit reposaient en discordance marquée sur un substratum plissé ou métamorphique, soit recouvraient en concordance des séries marines et continentales à fossiles carbonifères. D. H. MC LAUGHLIN (1924) leur attribua un âge carbonifère dans la région de Cerro de Pasco et leur donna le nom de fm. Mitu. G. STEINMANN (1929) leur donna, selon les secteurs, un âge carbonifère ou éotriasique.

Ce n'est qu'à partir du travail de N. D. NEWELL *et al.* (1953) que toutes ces séries rouges furent réunies dans un même ensemble auquel fut attribué un âge permien supérieur. Il s'agit de *molasses rouges* essentiellement continentales et de volcanites rouges ou violacées liées à la tectonique distensive tardihercynienne qui débute vraisemblablement au Permien moyen et se poursuit jusqu'au Norien (cf. 2^e partie, Introduction). Mais il n'est pas impossible que le groupe Mitu englobe parfois des séries terrigènes rouges qui seraient des équivalents latéraux des formations carbonifères et éopermiennes que nous venons de passer en revue.

Le Mitu affleure principalement dans la Cordillère Orientale depuis 5° S. jusqu'à la frontière bolivienne. Dans le centre et le nord du Pérou, il est également présent dans les collines subandines. Enfin, il affleurerait aussi sur la côte pacifique vers 16° S. (BELLIDO et NARVAEZ, 1960; MENDIVIL et CASTILLO, 1960; PECHO et MORALES, 1969). Par sa couleur et sa lithologie, c'est une unité clé pour la cartographie.

Lithologie

LES SÉQUENCES TERRIGÈNES

Le matériel grossier, conglomérats, grès conglomératiques, grès grossiers, domine sur les siltstones et shales. La couleur dominante est le rouge brique ou lie de vin; le vert et le rose sont assez fréquents; notons qu'une faible élévation de température fait virer les teintes rouges au brun puis au vert.

Les séquences terrigènes Mitu sont typiquement molassiques. Les stratifications obliques et entrecroisées ainsi que les chenaux y sont fréquents; la sédimentation est rythmique. Ainsi, 5 km à l'ouest de Tarma, à proximité de la route de Lima, la série se compose de mégarythmes de 3 à 10 m groupant des rythmes plus conglomératiques vers la base et plus gréseux au sommet. Les galets, peu émoussés, présentent des patines ferrugineuses et des facettes indiquant une éolisation suivie d'un transport par courant liquide sur de faibles distances.

Les éléments des conglomérats proviennent des séries pré-Mitu ou des appareils volcaniques Mitu alors actifs. Leur matrice est gréseuse et parfois tufacée.

Les grès sont mal classés et souvent très argileux; ils contiennent des restes de feldspaths, du fer sous forme d'hématite et des minéraux lourds. Ils englobent fréquemment des fragments de roches volcaniques et passent par endroits à des tufs volcaniques redéposés en milieu aqueux.

On connaît enfin quelques rares intercalations carbonatées et V. BENAVIDES (1968) mentionne également des lentilles de gypse.

LES VOLCANITES

La plupart des sections de groupe Mitu comportent des termes volcaniques, dont l'épaisseur, l'extension latérale et la position verticale au sein du groupe sont extrêmement variables: à Huanta, les volcanites, avec plus de 900 m de puissance, constituent les 3/4 supérieurs de la section alors que vers Palcamayo, 20 km à l'ouest-nord-ouest de Tarma, le Mitu épais de 1 550 m ne comporte aucune intercalation volcanique (NEWELL *et al.*, 1953, p. 35).

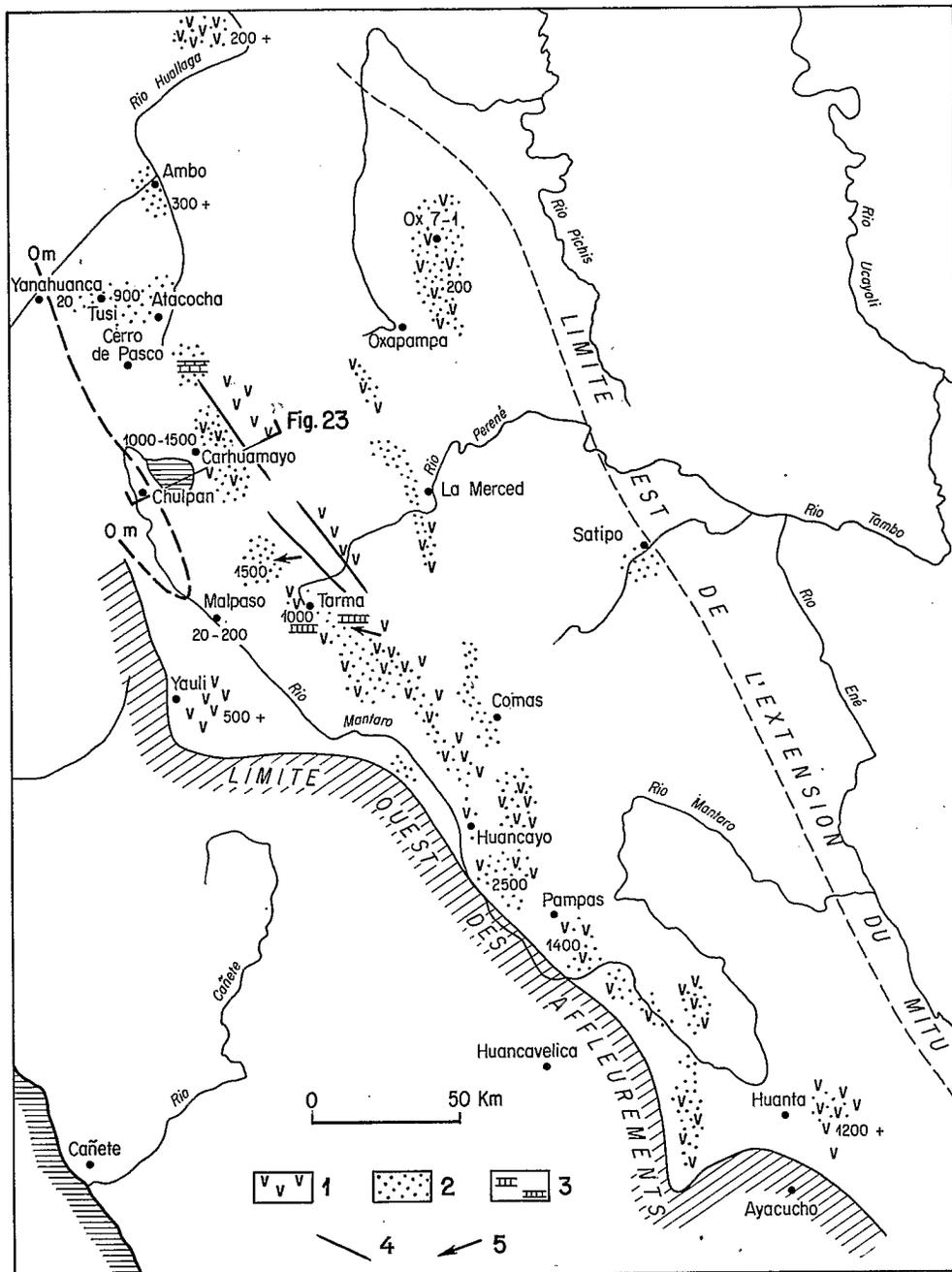


Fig. 22. — Carte des faciès de groupe Mitu (Permien supérieur et Trias inférieur à moyen)

1. Volcanites. 2. Faciès continentaux terrigènes. 3. Intercalations carbonatées marines. 4. Failles ayant joué au cours des temps « Mitu ». 5. Directions d'apport; les chiffres indiquent les épaisseurs du groupe et sont tirés des travaux de HARRISON, NEWELL *et al.*, KOCH, GUIZADO et LANDA, MÉGARD, etc.

Ces volcanites sont des rhyolites, des dacites et des andésites, dans le Pérou central. Les andésites constituent des coulées ou des accumulations brècheuses; parfois porphyritiques, elles montrent des cristaux de labrador et d'andésine souvent zonés se détachant sur un fond lie de vin ou vert. Les dacites et rhyolites se présentent souvent sous forme de pyroclastites; ce sont des tufs soudés déposés par des nuées ardentes (pl. IV, 5). Dans la partie nord-est de la feuille de Huancayo, de petits stocks tonalitiques et rhyolitiques se connectent à des sills et des coulées dacitiques et/ou rhyolitiques qui s'intercalent dans le Mitu et seraient de même âge.

Age

ARGUMENTS DE SUPERPOSITION

Les molasses rouges et les volcanites « Mitu » sont corrélatives d'un vaste mouvement épirogénétique postérieur pour l'essentiel aux dépôts du Permien inférieur. En effet, à l'est de Huanta, le Mitu repose avec une faible discordance angulaire (NEWELL *et al.*, 1953) sur le Léonardien inférieur (Artinskien inférieur); il recouvre également les calcaires du Permien inférieur, datés avec moins de précision, de l'angle nord-ouest de la feuille d'Andamarca, vers 12° S. et 75° W. (C. GUEVARA, renseignement oral) et de l'angle sud-ouest de la feuille de Tarma; il en est de même à Ambo, selon NEWELL *et al.* De plus, quelques-uns des rares galets calcaires des conglomérats Mitu ont livré une faune du Permien inférieur aux environs de Cerro de Pasco et à l'est du lac de Junin (BOIT, 1962).

Par ailleurs, l'âge minimal du Mitu est donné par la transgression du Norien marin fossilifère, présent dans toutes les Andes du Pérou central. La découverte d'ammonites du Ladinien inférieur à la base des séries carbonatées triasiques dans la région de La Merced (LEVIN, 1974) reporte cet âge minimal à l'Anisien supérieur, au moins dans cette région.

ARGUMENTS PALÉONTOLOGIQUES

Quelques rares intercalations marines toujours carbonatées sont connues dans le groupe Mitu. C. O. DUNBAR et N. D. NEWELL (1946, p. 385-386) décrivent, dans la coupe classique de Tarma, 33 m de shales rouge sombre avec quelques lits à graviers et des intercalations calcaires fossilifères, situés à 700 m de la base du groupe et à 350 m de son toit; les Brachiopodes récoltés donnent un âge paléozoïque supérieur indéterminé. La lentille de calcaire récifal découverte par CHAMPION (*in* HARRISON, 1951, p. 27-18), vers l'hacienda Huanca, à peu près 21 km à l'est de Cerro de Pasco et à proximité du sommet du groupe Mitu, a livré un *Productus* sp. et un polypier qui indique un âge carbonifère supérieur ou permien.

Le Mitu contient aussi des restes de plantes, en particulier des Voltzias imprégnées de minerai de cuivre trouvées 20 à 25 km au N. 60° W. de Tarma. W. J. JONGMANS (*in* AMSTUTZ, 1956) a déterminé plus de dix espèces différentes provenant de ces gisements et conclut qu'elles sont très proches des Voltzias des Kupferschiefer du Zechstein.

AGES RADIOMÉTRIQUES

Les âges isotopiques K/Ar de quelques intrusifs associés au Mitu de l'angle nord-est de la feuille de Huancayo ont été déterminés sur roches totales (Rocha Campos et Amaral, *com. écrite*). Des cinq mesures effectuées, l'une donne 116 ± 7 MA, quatre se groupent entre 148 et 188 MA et une seule donne un âge Permien moyen de 260 ± 25 MA.

Interprétant ces mesures, ces géologues attribuent un âge minimum de 260 MA (Léonardien) au groupe Mitu. Cependant ces résultats demanderaient confirmation; l'âge de 260 ± 25 MA peut, en particulier, être mis en doute car (i) l'échantillon daté montre une forte contamination de son A^{40} par celui de l'air (% A^{40} air = 63,36) et (ii) un échantillon du même intrusif moins contaminé (% A^{40} air = 31,91) donne 160 ± 10 MA.

CONCLUSION

L'âge du Mitu reste mal connu. Sa *limite inférieure* est le *Léonardien moyen*, sa limite supérieure correspond à une tectonique antérieure ou même anté-ladinienne très nette dans plusieurs secteurs du Pérou central (cf. p. 100-103). Paléontologiquement on prouve que le Mitu comprend des éléments permien mais aucun argument décisif ne permet de cantonner le groupe dans le Permien moyen et supérieur. Aussi, jusqu'à preuve du contraire, je le considère d'âge *permien moyen et supérieur et trias inférieur*.

Remarques paléogéographiques: le groupe Mitu dans le Pérou central

Entre la côte pacifique et une ligne irrégulière passant par le dôme de Yauli, Huancavelica et Ayacucho on ne connaît pas d'affleurements du groupe Mitu. Au nord-est de cette ligne on peut tracer une carte de la répartition des faciès et de l'extension du Mitu (fig. 22).

Les points les plus orientaux où le Mitu soit présent sont le sondage pétrolier OX 7-1 (BENAVIDES, 1968) et Satipo, où affleurent des conglomérats violacés à galets de granite rouge appartenant vraisemblablement au groupe. Au nord de OX 7-1, aucun des forages pétroliers de l'Amazonie péruvienne n'a traversé de Mitu, sans qu'on puisse impliquer une phase d'érosion ultérieure. Aussi peut-on tracer approximativement la limite orientale de l'extension du groupe Mitu qui est une ligne N.N.W.-S.S.E.

Les sédiments Mitu se sont accumulés dans des bassins de dimensions limitées, bordés par des reliefs rajeunis de façon intermittente par la tectonique de blocs et par des appareils volcaniques « Mitu ». Le façonnement des galets des conglomérats prouve en effet un faible transport et la nature de ces mêmes galets nous renseigne sur celle des terrains alors émergés et soumis à l'érosion. Dans la région Tarma-Junin, les mesures de courant effectuées par J. PERRIAUX dans les molasses conglomératiques suggèrent qu'un de ces reliefs, horst au long duquel s'alignaient des volcans, se trouvait à quelques kilomètres au nord-est de ces localités. Les épaisseurs du groupe Mitu relevées par J. V. HARRISON et J. J. WILSON (1960) au long du parallèle 10° 30' S. sont régulièrement décroissantes d'est en ouest de Tusi (900 m) à Yanahuanca (0 m); elles révèlent l'approche d'un vaste bombement qui se prolongeait vraisemblablement vers le sud-est dans la haute vallée du rio Mantaro. En effet dans cette vallée le Trias repose directement sur le Paléozoïque inférieur à la bordure du massif de Chulpan (11° 10' S., 76° 10' W.) et la couverture Mitu du Paléozoïque inférieur de l'anticlinal de Malpaso ne mesure que 10 à 200 m (J. V. HARRISON, 1956). La figure 23 illustre la disposition des reliefs et la répartition des faciès sur une transversale Chulpan-Carhuamayo au cours des temps « Mitu ».

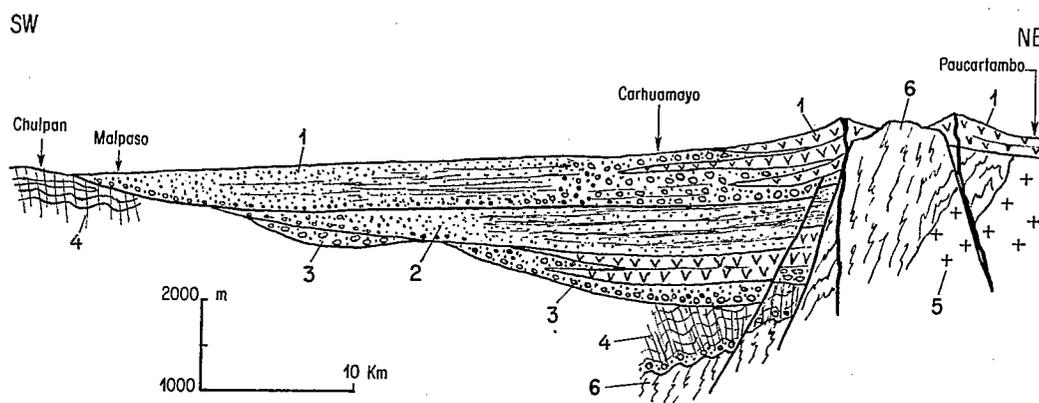


Fig. 23. — Répartition latérale des faciès du groupe Mitu (Permien supérieur et Trias inférieur à moyen) sur une transversale Chulpan-Carhuamayo

1. Groupe Mitu: conglomérats, grès et volcanites. 2. Pennsylvanien, grès et shales. 3. Mississipien: conglomérats, grès et volcanites. 4. Paléozoïque inférieur et moyen plissé lors de la tectogenèse éohercynienne. 5. Granitoïdes précambriens et/ou éohercyniens. 6. Séricitoschistes précambriens
Cette coupe est localisée sur la carte de la figure 21, mais elle intègre des données provenant de Malpaso, situé au Sud du trait de coupe. Elle tient compte du raccourcissement andin

2.6. CONCLUSION

Malgré des points douteux, on peut retracer les grands traits de l'histoire géologique du Paléozoïque supérieur dans le Pérou central.

Au *Mississipien*, la tectonique en distension qui succède au plissement du Dévonien supérieur provoque l'ouverture, sur l'emplacement futur des Andes, de bassins intramontagneux où la sédimentation est essentiellement continentale. Au *Mississipien inférieur*, la mer serait encore présente dans une partie au moins de la zone subandine; on sait qu'elle envahit même par moments ceux des bassins intramontagneux où le taux de subsidence est élevé. Au *Mississipien supérieur*, l'émergence semble complète même dans la zone subandine: on ne connaît aucun fossile marin dans les sédiments terrigènes grossiers qui s'entassent alors dans les bassins. Une phase volcanique intense, autre indice de distension, clôt la sédimentation mississippienne.

L'érosion des reliefs éohercyniens, sans doute rajeunis de façon intermittente par la distension mississippienne, n'est pas terminée lorsque la mer du *Pennsylvanien* s'installe sur une grande partie du Pérou et, en particulier, dans un sillon fortement subsident N.N.W.-S.S.E. qui recoupe obliquement les directions éohercyniennes N.W.-S.E. Puis la subsidence se ralentit et, conjointement, la sédimentation terrigène fait place presque partout à une sédimentation carbonatée au milieu peu profond et bien oxygéné où abondent les madréporaires et les fusulinidés.

Après une régression partielle au *Pennsylvanien supérieur*, qui touche surtout le domaine andin *s.s.*, la mer occupe à nouveau une grande partie du Pérou central au *Permien inférieur*. On peut penser que les reliefs émergés sont alors réduits à très peu de choses car, dans cette mer néritique faiblement subsidente, les sédiments sont presque intégralement carbonatés.

Au cours de la phase tardihercynienne, au *Permien moyen*, des reliefs importants se créent, accompagnés de volcanisme, sans qu'il y ait plissement; l'accumulation de molasses et de produits volcaniques qui en résulte a beaucoup plus d'ampleur que celle des molasses et volcanites du *Mississipien* pourtant liées à la tectonique hercynienne principale. Une tectonique de distension moins intense caractérise le reste du Permien.

L'étude stratigraphique du Paléozoïque supérieur appelle d'autres remarques concernant l'usage des termes Ambo, Tarma, Copacabana et Mitu, qui, au Pérou, ont pris avec le temps valeur de noms d'étages.

Il ne faut pas oublier cependant que le géologue de terrain les utilise dans une acception lithologique; ainsi, par exemple, toutes les séquences conglomératiques et gréseuses de teinte sombre à restes de plantes même non identifiables seront attribuées au groupe Ambo et tous les grès et conglomérats rouges au groupe Mitu. Cet étiquetage est trop sommaire car:

1. — Il est vraisemblable que les séries marines du *Pennsylvanien* et du *Permien inférieur* ont aussi des équivalents terrigènes continentaux à restes de plantes qui ont pu être confondus avec des molasses mississipiennes. On sait d'ailleurs que des restes de *Lepidodendron* sont présents au sommet du *Pennsylvanien* de la coupe du Cerro Ampay (NEWELL *et al.*, 1953, p. 29).

2. — Il est sûr que des grès rouges de faciès typiquement « Mitu » appartiennent en fait au *Pennsylvanien* ou au *Permien inférieur* dans la région de Tarma (cf. p. 69) et à la base du *Norien* à l'est de Junin (cf. p. 69-101).

B. LA CHAÎNE ÉOHERCYNIENNE (DÉVONIEN SUPÉRIEUR)

Une fois établie la présence d'un Paléozoïque inférieur et moyen plus intensément plissé que le Permo-Carbonifère recouvrant (STEINMANN, 1929), il restait à mettre en évidence les phases de déformation qui l'affectaient. G. STEINMANN les situa au Silurien et à la fin du Dévonien.

Pour ma part (MÉGARD, 1967), je pensais que des mouvements « calédoniens » pouvaient effectivement être décelés dans la région d'Ambo située entre Cerro de Pasco et Huanuco, et à proximité de la frontière bolivienne, au nord du Titicaca; en effet, des strates marines fossilifères peu plissées que je pensais dévoniennes s'y trouvaient en concordance avec le Permio-Carbonifère et contrastaient fortement avec leur substratum daté *p.p.* de l'Ordovicien et plus intensément déformé. De fait, les faunes récoltées dans ces strates par B. DALMAYRAC, G. LAUBACHER et moi-même sont mississippiennes selon J. MURPHY; il n'y a donc pas de déformation calédonienne dans ces régions où, comme partout ailleurs dans la Cordillère Orientale péruvienne, la discordance majeure est celle du Mississipien sur le Paléozoïque inférieur.

Dans la région de Tarma, où elle est datée avec exactitude, cette discordance se situe entre le Dévonien moyen et le Mississipien basal; elle correspond à la tectorogénèse hercynienne principale, dite aussi *éohercynienne*; ce qualificatif s'oppose à celui de tardihercynienne attribué à l'orogénèse, non accompagnée de tectogénèse, du Permien moyen.

L'organisation générale de la chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie est donnée par l'article commun des équipes ORSTOM travaillant dans ces pays (MÉGARD *et al.*, 1971) et, en particulier, par la figure reproduite ci-contre (fig. 24). Au Pérou central, la chaîne hercynienne n'est due qu'à la tectogénèse éohercynienne, qui est polyphasée; sa direction, N.W.-S.E. à W.N.W.-E.S.E., recoupe sous 10° à 20° celle, N.N.W.-S.S.E. à N.W.-S.E., des Andes; la limite nord-est de la chaîne hercynienne est mal connue car on sait peu de chose sur le Paléozoïque de la zone subandine.

1. LA DISCORDANCE ÉOHERCYNIIENNE

On l'observe en un bon nombre de points du Pérou central et des auteurs comme D. H. MC LAUGHLIN (1924) et J. V. HARRISON (1943) l'ont clairement signalée.

Les terrains situés sous la surface de discordance sont affectés par des plis métriques à hectométriques accompagnés de schistosité et parfois d'un faible métamorphisme et dont le pendage axial varie fortement; l'âge de ces terrains, Ordovicien ou Dévonien inférieur et moyen, n'est déterminé qu'en quelques points.

Les formations qui reposent sur la surface de discordance ont des âges variés; il s'agit le plus souvent de Paléozoïque supérieur, Carbonifère ou molasses rouges du Permien supérieur-Trias inférieur, et plus rarement de Trias supérieur ou même de Néocomien. Tous ces terrains sont concordants entre eux ou parfois séparés par de faibles discordances, les plis qui les affectent sont andins et en général d'ampleur kilométrique, la schistosité y est assez rare et présente des caractéristiques différentes de celles de la schistosité éohercynienne.

La différence dans le style et l'intensité du plissement permet donc, même lorsque la discordance n'est pas exposée, de séparer les terrains éohercyniens des terrains postérieurs.

De fait, il est rarement nécessaire de recourir à ces arguments indirects dans le Pérou central car la discordance éohercynienne est partout très claire, de 10° 30' S. jusqu'à plus de 13° S., dans la Cordillère Orientale et sur les Hauts Plateaux. Cependant, N. D. NEWELL *et al.* (1953) étaient arrivés à la conclusion que la Paléozoïque inférieur et le Paléozoïque supérieur étaient concordants en examinant quelques coupes situées dans cette même région, près de Tarma et près de Huanta.

Dans le secteur de Tarma, l'erreur de ces auteurs provient de la généralisation d'observations effectuées dans de mauvaises conditions:

— Sur la coupe classique du Pennsylvanien de Tarma, 2,5 km à l'ouest de la ville, le contact Dévonien-Pennsylvanien est une faille verticale. On la note plus clairement quelques centaines de mètres plus à l'est où le Dévonien schistosé, qui dessine des plis décamétriques, butte contre le Pennsylvanien monoclin.

— Sur la coupe de Pomachaca, 4 km au nord de Tarma, une faille sépare aussi le Pennsylvanien des schistes gris à rougeâtres que J. CHRONIC (*in* NEWELL *et al.*, 1953) attribue au Dévonien. Dans cette coupe manque la partie inférieure de la série et en particulier, le conglomérat basal que l'on observe, 100 m plus haut dans la pente, discordant sur des grès et schistes dévoniens.

A proximité de ces coupes, au nord-ouest comme au sud-est, le conglomérat basal, pennsylvanien ou peut-être mississipien, repose en discordance sur les flyschs dévoniens schistosés qu'il remanie en galets ((fig. 25 et 26).

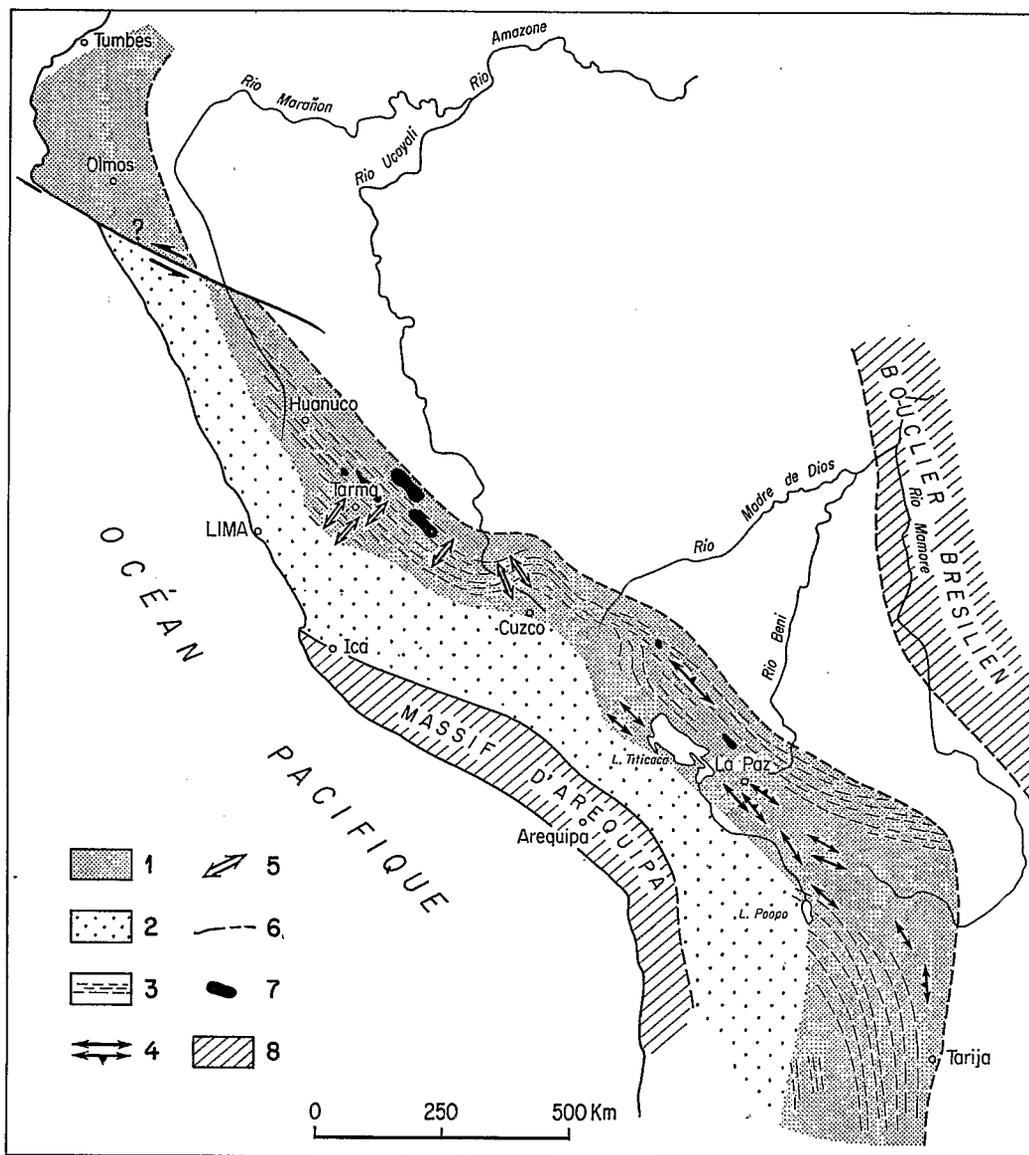


Fig. 24. — La chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie, d'après MÉGARD *et al.*, 1971 et MARTINEZ *et al.*, 1972

1. Zones où affleure la chaîne; au Sud d'une ligne EW passant par Cuzco, un plissement permien moyen se superpose au plissement fini-dévonien seul présent plus au Nord. 2. Zones où la chaîne hercynienne est probablement présente, mais n'affleure pas. 3. Directions de la schistosité hercynienne. 4. Axes de plis, le triangle indique le pendage du plan axial. 5. Directions des plis de la première phase de la tectogenèse finidévoniennne. 6. Limites de la chaîne hercynienne et limites des massifs précambriens non repris dans la chaîne. 7. Granitoïdes hercyniens. 8. Massifs précambriens non repris dans la chaîne hercynienne.

On peut faire des observations identiques au nord-est de Huanta où les épais conglomérats du Mississipien recouvrent de la même façon des séries schistosées vraisemblablement ordoviciennes. La concordance notée par N. D. NEWELL *et al.* (1953) est en fait celle du Pennsylvanien, pris à tort pour du Paléozoïque inférieur par ces auteurs, et du Permien inférieur (cf. carte de Huanta, sous presse, MÉGARD et PAREDES.)

Cet examen rapide de quelques cas litigieux redonne toute son importance à la discordance finidévonnaise, bien observée encore que mal datée par les auteurs anciens comme G. STEINMANN, D. H. Mc LAUGHLIN et J. V. HARRISON, et que N. D. NEWELL *et al.* avaient négligée.

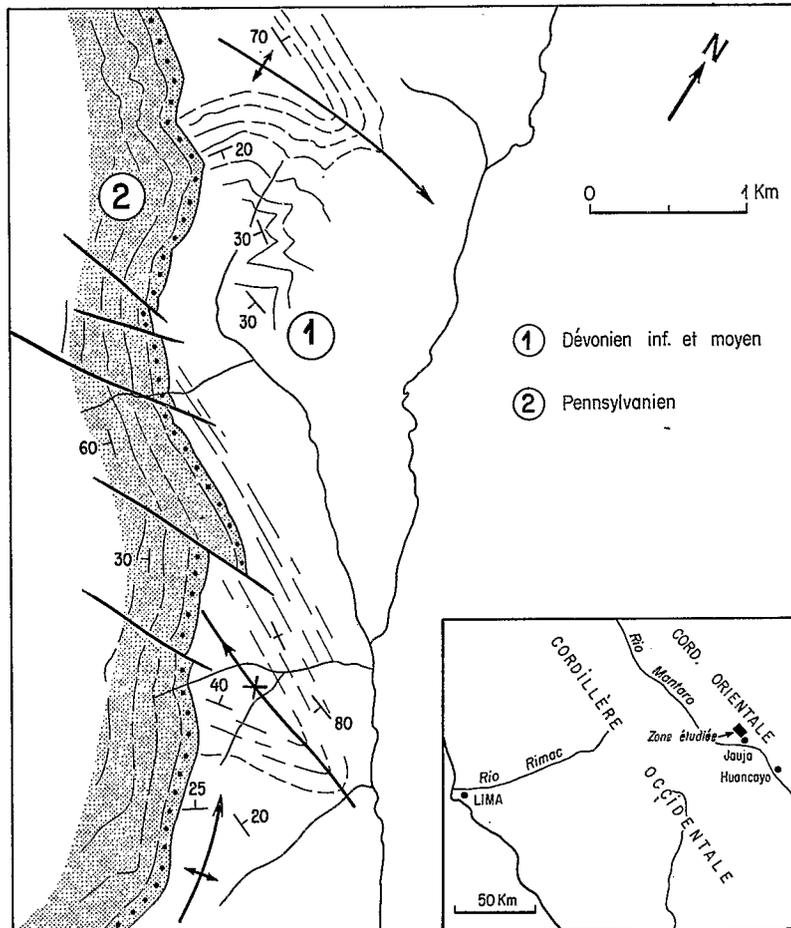


Fig. 25. — Cartographie de la discordance du Pennsylvanien sur les flyschs et quartzites dévoniens, 29 km au Nord de Jauja

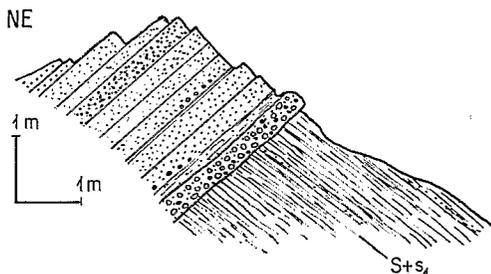


Fig. 26. — Discordance, vue en coupe, du Pennsylvanien sur le Dévonien schistosé, près d'Apacanchilla, 29 km au N-NE de Jauja

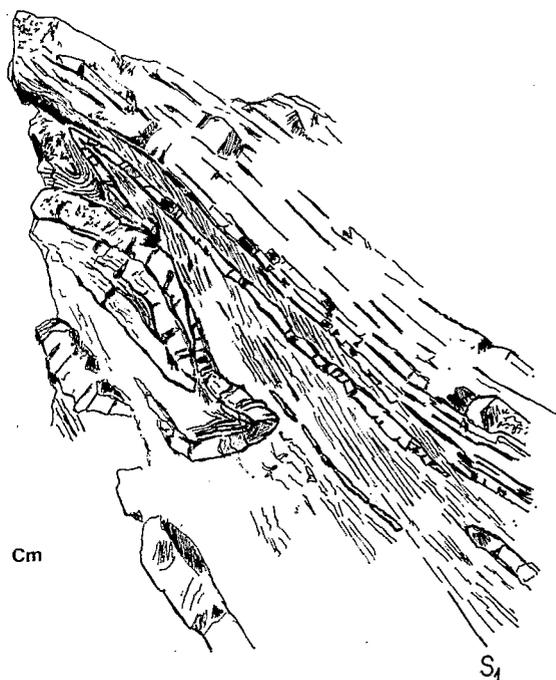


Fig. 27. — Plis F_1 de type semblable dans les flyschs dévoniens de la vallée d'Apaicanchilla, 30 km au N-NE de Jauja

Ces plis, de direction 100 à 110 et dont le pendage axial varie entre 10 et 35° vers l'Est se situent dans le flanc NE d'un pli F_2 de direction 135

2. LES STRUCTURES ÉOHERCYNINIENNES

2.1. LA TECTONIQUE SOUPLE

Nous ne ferons pas ici une étude systématique du plissement éohercynien dans le Pérou central; le but de ce paragraphe est seulement de donner au lecteur une idée du style de la déformation par l'examen d'une série d'exemples.

Sur la figure 24 on voit que le complexe éohercynien des Hauts Plateaux et de la Cordillère Orientale se trouve placé dans la partie axiale de la chaîne hercynienne. La grande majorité des structures que j'ai étudiées dans ces régions sont des structures mineures car je n'ai pas effectué les levés de détail qui pourraient permettre de reconstituer l'allure des grandes structures.

Les structures souples les plus évidentes sont des plis aigus, souvent en chevron, habituellement accompagnés d'une schistosité de plan axial et dus à une phase de plissement F_2 relativement tardive car ils replissent en de nombreux secteurs une schistosité plus ancienne dont on peut démontrer qu'elle est plan axial de quelques plis mineurs dus à une phase antérieure F_1 .

Les structures F_1

Ce sont des plis décimétriques à plurimétriques sur lesquels je n'ai qu'un petit nombre d'observations. Ces plis sont fortement dissymétriques ou couchés; ils tendent vers un style semblable avec un net épaissement des bancs au niveau des charnières (fig. 27); cet épaissement est particulièrement sensible dans les lits pélitiques mais peut aussi atteindre les quartzites comme on le note en particulier dans l'anticlinal de Malpaso (pl. III, 3). Parfois on observe un boudinage des niveaux de quartzites parallèlement aux axes des plis.

La schistosité s_1 qui est plan axial de ces plis s'observe clairement dans la plupart des secteurs. Le plus souvent il s'agit d'une schistosité de flux particulièrement nette en lame mince; elle correspond à

des muscovites développées à plat dans s_1 . Cette schistosité fait un angle faible, 10 à 30°, avec la stratification, elle est déformée par les plis F_2 et par la schistosité s_2 qui est un strain-slip cleavage très serré. s_1 apparaît en lame mince même dans des zones où l'on n'a pas encore repéré de plis F_1 ; c'est le cas entre autres dans l'anticlinal de Tarma-Huancayo-Kichuas dans la vallée du Mantaro vers Kichuas.

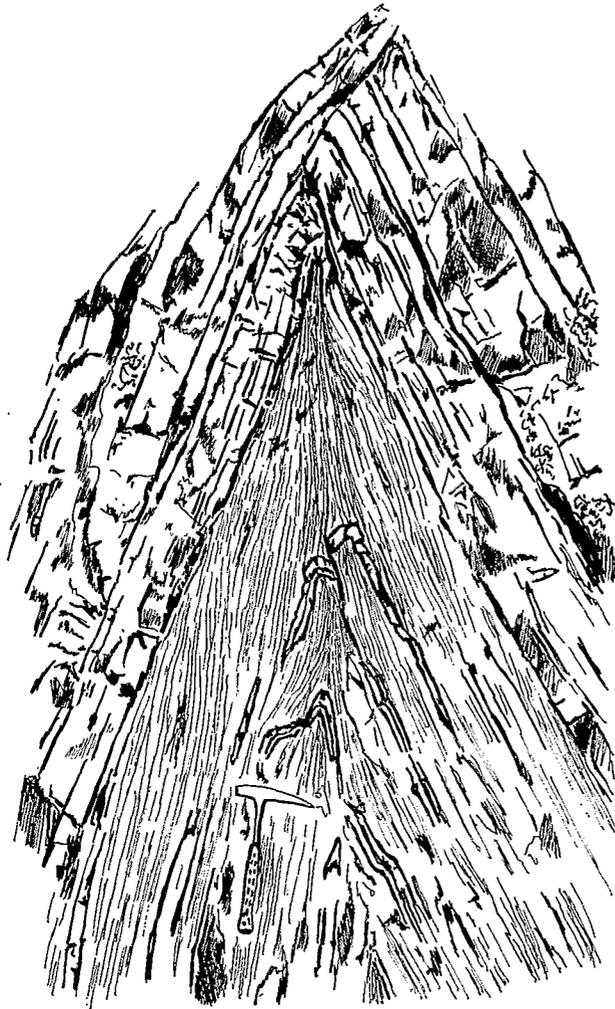
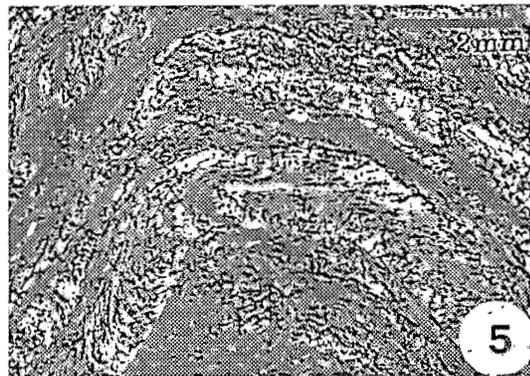
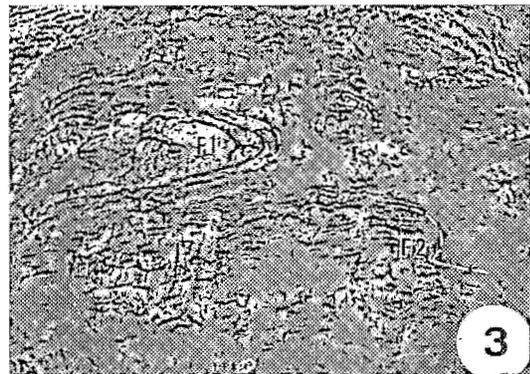
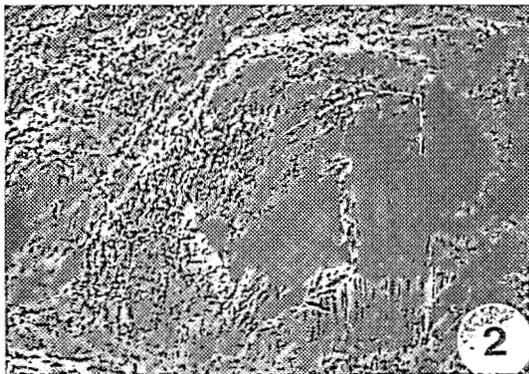
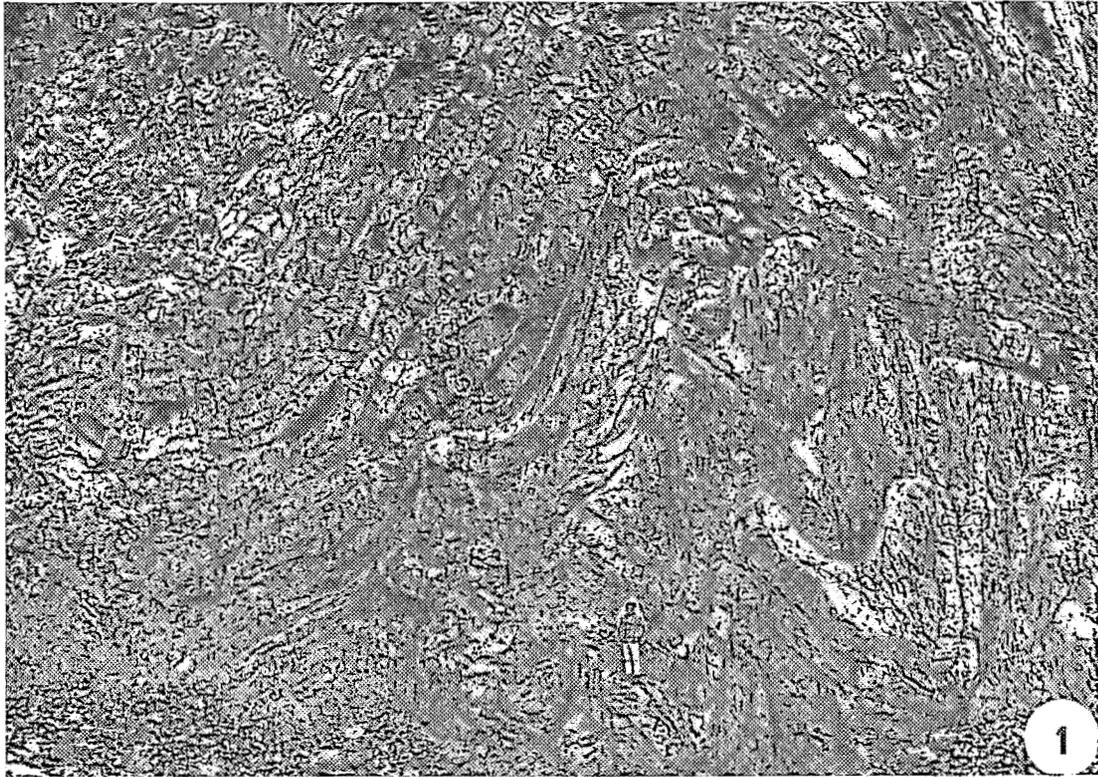


Fig. 28. — Pli F_2 en chevron dans les flyschs et quartzites dévoniens, à quelques mètres des plis F_1 de la figure 27

On note l'éventail « inverse » dessiné par la schistosité s_2 et l'effet de la lithologie sur le type de déformation. Ce pli a un pendage axial de 30° dans la direction 150

PLANCHE III. — TECTONIQUE ÉOHERCYNIEUNE →

1. Plis F_2 métriques à décimétriques dans les flyschs du Paléozoïque inférieur et moyen. Ces plis sont isopaques ou à charnière légèrement amincie; la schistosité y dessine des « éventails inverses » (Kichuas, vallée du Rio Mantaro). 2. Pli F_2 en chevron dans la vallée du Mantaro, à quelques kilomètres en amont des précédents. 3. Plis F_1 couchés à charnière épaisse et pli F_2 en genou dans l'anticlinal de Malpaso (vallée du Mantaro en amont de La Oroya). 4. Pli F_2 hectométrique dans les marbres du dôme de Yauli. La schistosité s_1 des schistes encaissants est affectée par ce pli. 5. Pli tardif centimétrique probablement andin, à schistosité axiale de strain-slip, replissant des microlitons individualisés par la tectonique éohercynienne (cf. texte p. 84 et fig. 29). Echantillon prélevé à l'est de Huancayo.



La direction des plis et des boudins, dans les zones où s_1 est pratiquement à plat, varie entre 040 et 060 et les axes sont proches de l'horizontale. Ailleurs, on note en général que les axes F_1 replissés dans des plis F_2 sont très redressés et que leur direction fait un angle de 70 à 90° avec celle des plis F_2 orientés en moyenne N.-W. à N.-N.-W. L'ensemble de ces observations sur les directions F_1 est donc cohérent et permet de les situer *entre le nord-est et l'est-nord-est*,

Le sens de déversement des plis F_1 est mal connu, car les déterminations de polarités que j'ai pu effectuer à leur voisinage sont douteuses; il semble qu'il soit nord-ouest.

Les structures F_2

Les plis F_2 sont visibles sur la plupart des affleurements du Paléozoïque inférieur et moyen. Ce sont des plis centimétriques à plurihénométriques avec des plongements axiaux compris entre 0 et 30° et des directions proches de N.-W., leur style varie notablement en fonction de la lithologie. Là où les quartzites prédominent, comme dans la coupe de la vallée du Mantaro entre Mantacra et Kichuas (12° 30' S.) les plis F_2 sont franchement isopaques, assez ouverts ou montrent parfois un faible amincissement des bancs au niveau des charnières (pl. III, 1); les plis disharmoniques sont également fréquents. Lorsque les niveaux pélitiques sont puissants, ils s'épaississent considérablement dans les charnières, alors que les bancs gréseux ou quartzitiques intercalés restent isopaques et sont souvent affectés par de petites failles inverses. Les mécanismes de déformation seraient donc la flexion et le cisaillement dans les quartzites et l'aplatissement et le glissement dans les pélites (ARTHAUD, 1970, p. 25). Dans le cas où alternent des quartzites et des pélites, on a des plis en chevron (pl. III, 2).

Dans le dôme de Yauli et l'anticlinal de Malpasu on atteint un niveau structural plus profond et même les lits de quartzites s'épaississent dans les charnières; les plis F_2 tendent vers le type semblable, on se trouve vraiment dans le domaine de l'aplatissement (pl. III, 4).

La direction des plis F_2 varie habituellement entre 110 et 150 avec un maximum de fréquence autour de 135, elle est donc très proche des directions « andines » qui présentent un maximum de fréquence autour de 145. A la limite on pouvait croire, comme je l'ai fait moi-même initialement (1967), que les plis F_2 du matériel hercynien sont des plis andins disharmoniques par rapport à ceux de la couverture andine, c'est-à-dire néopaléozoïque et méso-cénozoïque. Il n'en est rien car :

— les plis F_2 et la schistosité s_2 sont tronqués par la discordance de base des terrains « andins » sans qu'il y ait intervention d'un niveau de décollement et,

— le taux de raccourcissement andin est bien inférieur, dans les zones où affleure le matériel hercynien, au taux de raccourcissement dû aux plis F_2 .

Dans l'ensemble les plis F_2 sont droits ou faiblement déversés vers le nord-est, mais ce déversement peut être tardif et lié aux plissements andins qui reprennent souplement le matériel hercynien dans des structures plurikilométriques. Aux environs immédiats de Tarma on note cependant des plis orientés à 135 et déversés vers le sud-ouest; l'un d'eux, en particulier, est un synclinal dont on suit le flanc normal sur plus de 2 km dans les quartzites. C'est l'une des rares grandes structures F_2 que j'ai pu observer dans le Dévonien.

La schistosité s_2 , plan axial des plis F_2 , est en général une schistosité de strain-slip qui affecte la schistosité s_1 (pl. IV, 3) en déterminant une crénulation des surfaces s_1 . Dans les secteurs où F_2 est intense, on observe en lame mince deux schistosités de flux, dont l'une correspond à s_1 et l'autre à s_2 ; c'est le cas dans le dôme de Yauli.

A proximité des plans axiaux des plis F_2 , s_2 est confondue avec ces plans, mais lorsqu'on s'écarte des axes, il est fréquent qu'elle dessine des « éventails inverses » qui s'ouvrent vers le bas dans les anticlinaux et vers le haut dans les synclinaux (fig. 28), ce qui caractérise également les zones où coexistent la flexion et l'aplatissement.

Les structures dans les terrains métamorphiques éohercyniens

Le métamorphisme hercynien est habituellement un métamorphisme de faible degré qui reste dans le domaine des schistes verts; il existe également un métamorphisme de basse pression de degré plus élevé, lié à des intrusions granitiques dont nous parlerons plus loin (p. 94-95).

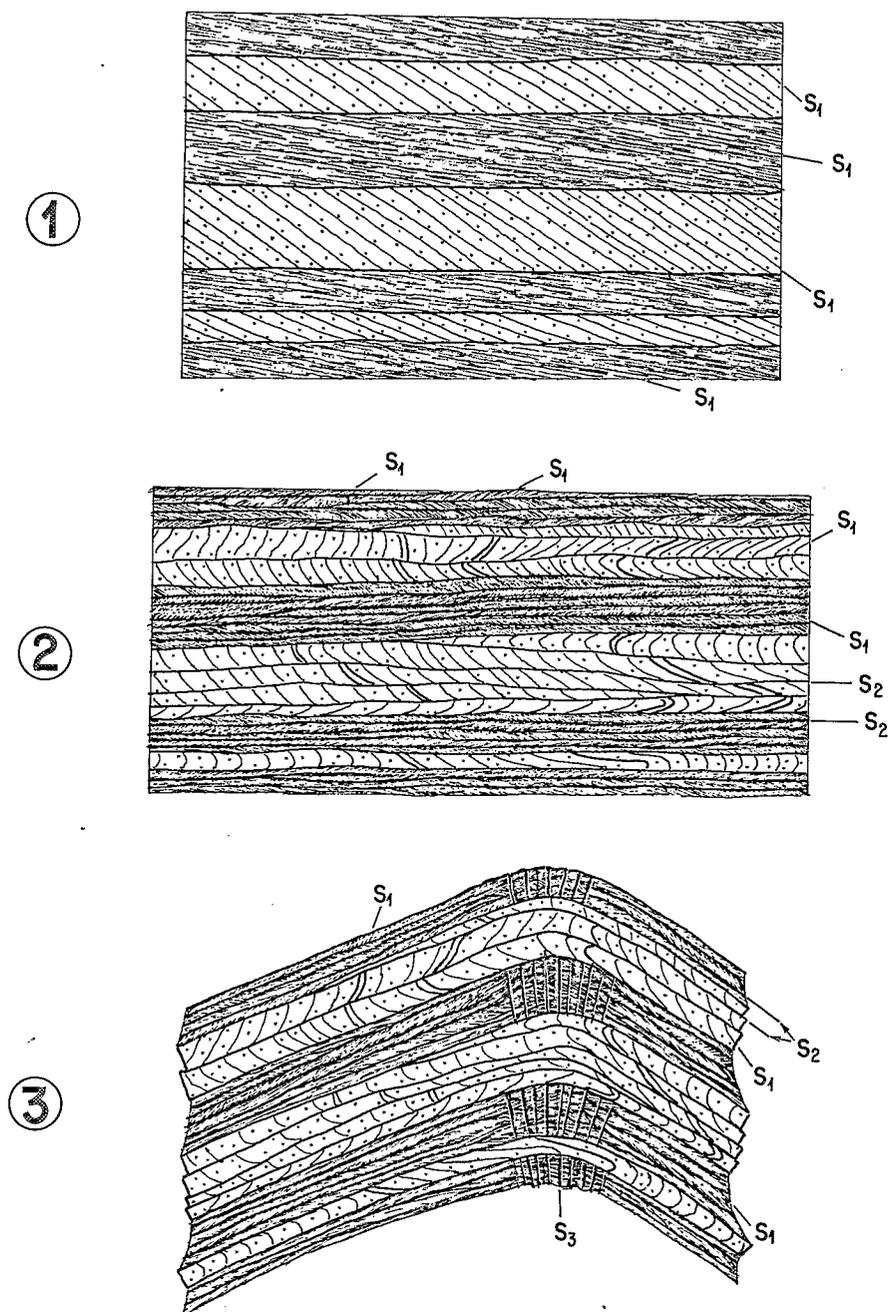


Fig. 29. — Interprétation des structures des schistes éohercyniens situés au NE de Huancayo, par la superposition de trois phases de déformation accompagnées de schistosité

On connaît des schistes verts hercyniens au nord-est de Huancayo et en particulier au long de la route Huancayo — paso del Huaytapallana entre Chemiseria et Acopalca (MÉGARD, 1968). Les plis visibles sont des plis F_2 à axes très redressés qui plissent une foliation s_1 soulignée par des muscovites bien développées et subparallèle à la stratification. A ces plis F_2 est liée une schistosité de strain slip s_2 (pl. IV, 4). Plus à l'est, au sortir de cette zone de métamorphisme, des plis pluricentimétriques de direction 120 plissent un matériel

où alternent des strates gréseuses et schisteuses de 2 à 10 mm d'épaisseur; l'examen en lame mince de ces roches (pl. III, 5) montre que:

— Les « strates » sont des microlitons d'origine au moins partiellement tectonique, encore que les changements de lithologie très brutaux à leurs bordures suggèrent qu'ils sont mimétiques des strates originelles.

— Les microlitons gréseux contiennent des structures transverses ou fortement obliques à leurs bords; ce sont des plis millimétriques qui admettent pour plan axial une schistosité de strain-slip s_2 subparallèles aux microlitons. Des surfaces s_1 qui dessinent ces plis sont des plans de schistosité dans lesquels s'alignent les minéraux détritiques et quelques muscovites néoformées. Il en est de même dans les microlitons pélitiques mais les minéraux phyliteux F_1 se réorientent souvent dans s_2 .

— Les microlitons et les plans s_2 sont plissés par les plis F_3 visibles macroscopiquement qui sont eux-mêmes accompagnés d'une schistosité de fracture grossière qui ne se développe bien qu'à proximité de leurs axes.

Cette disposition peut s'interpréter par la superposition de trois phases de déformation F_1 , F_2 et F_3 (fig. 29). F_1 et F_2 sont les deux phases éohercyniennes. F_3 , qui donne les plis centimétriques visibles macroscopiquement, est vraisemblablement la première phase andine, datée du Crétacé terminal. En effet, par la direction des plis, leur style et le type de schistosité, la déformation F_3 est analogue à celle qui affecte les alternances grésopélitiques du Permien supérieur dans le même secteur.

Avec B. DALMAYRAC, nous avons retrouvé les traces de deux phases de plissement éohercyniennes dans les roches anchimétamorphiques que traverse la route Tambo del Sol - Huachon à la descente sur Huachon (28 km à l'est de Cerro de Pasco). La phase F_1 est matérialisée par une schistosité s_1 de flux sans doute contemporaine de quelques plis d'axes très redressés; s_1 est plissée par des plis F_2 orientés 120 à 170 et associés à une schistosité s_2 plus fruste; dans les calcaires à cherts qui s'intercalent dans la série, on observe des plis d'écoulement. Dans cette région F_2 ne peut être une phase andine car les plis F_2 et la schistosité s_2 sont tronqués par la discordance de base du Permien supérieur plissé avec le Mésozoïque en plis isopaques plurikilométriques dépourvus de schistosité.

Les structures tardives

On note enfin des knicks localisés à des zones restreintes de quelques dizaines ou quelques centaines de mètres. Les plans de knick sont aussi bien horizontaux (pl. IV, 1) que subverticaux (pl. IV, 2). Je n'en ai pas tenté l'analyse.

2.2. LA TECTONIQUE CASSANTE

Dans la région de Tarma, on a la preuve d'une tectonique cassante antépennsylvanienne. Cette région est compartimentée en blocs délimités par des failles nord-est-sud-ouest, qui, pour la plupart, sont des failles inverses raides; ces failles, en première analyse, paraissent andines. L'examen des séries stratigraphiques de chacun des blocs montre cependant qu'ils existaient déjà au Carbonifère et que la tectonique andine, ici, n'a fait que reprendre les failles hercyniennes.

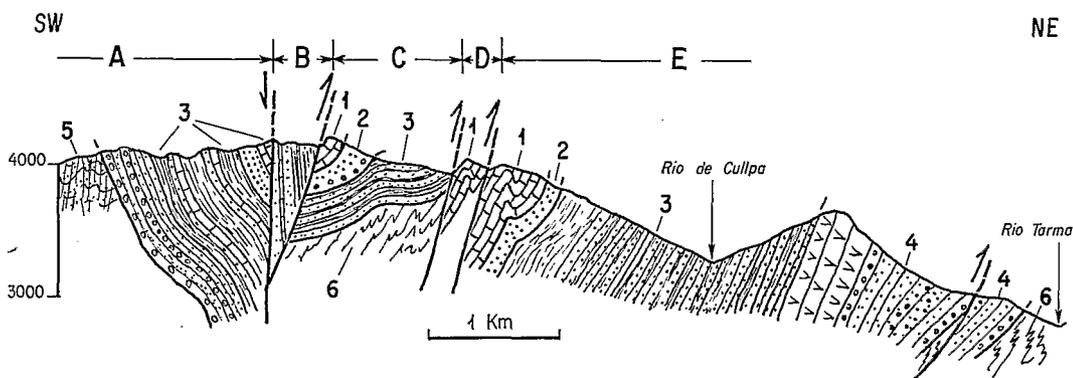


Fig. 30. — Tectonique cassante éohercynienne à l'Est de Tarma

La nature du substratum du Carbonifère est différente d'un bloc à l'autre. 1. Norien. 2. Permien supérieur-Trias inférieur et moyen (gpe Mítu). 3. Pennsylvanien (gpe Tarma). 4. Mississipien (gpe Ambo). 5. Dévonien. 6. Précambrien

En effet, sur la figure 30, les blocs A et B appartiennent à une même unité dans laquelle le Carbonifère est exclusivement pennsylvanien à l'exception peut-être de son conglomérat basal et a les caractères d'un dépôt néritique épais de près de 1 300 m; il repose en discordance sur du Dévonien inférieur et moyen plissé au Dévonien supérieur et dont la base n'affleure pas. Le bloc C contient une série carbonifère terrigène rythmique qui repose directement sur les séricitoschistes précambriens; épaisse de 300 à 500 m, elle ne représente vraisemblablement que le Pennsylvanien. Dans les blocs D et E, enfin, le Carbonifère, toujours directement discordant sur le Précambrien, mesure 3 000 m dont 1 000 m de Mississipien et 2 000 m de Pennsylvanien.

Cette opposition entre un bloc nord-est où le Carbonifère repose directement sur le Précambrien et un bloc sud-ouest où il recouvre un complexe hercynien épais de plus de 1 000 m s'observe sur plus de 150 km depuis la zone de Palcamayo, 15 km au nord de Tarma, jusqu'au centre de la feuille de Pampas par 12° 15' S. La limite commune de ces deux blocs est l'étroit synclinal mésozoïque de Ricran où sont localisés de nombreux accidents nord-ouest-sud-est. La différence de nature du substratum précambrien dans ces deux grands compartiments contigus prouve que l'accident qui les sépare a joué au Dévonien supérieur et soulevé de plus de 1 000 m le compartiment nord-est, ce qui a entraîné à son tour, l'ablation totale de la couverture éo et méso-paléozoïque de ce compartiment avant que ne se dépose le Carbonifère.

Ceci étant acquis, aucun argument direct ne permet actuellement de préciser quel a été le mécanisme de ces failles au Dévonien supérieur; il est néanmoins probable que dès cette époque s'est établi un régime de distension créateur de reliefs auquel est également lié le volcanisme mississipien. Ce régime de distension s'est poursuivi, tout en étant moins marqué, au cours du Carbonifère supérieur: on connaît, en particulier dans le sud du Pérou (NEWELL *et al.*, 1953, p. 13; KATZ, 1959), des grabens remplis de Pennsylvanien et recouverts par le Permien inférieur transgressif.

2.3. CONCLUSION

Nous venons d'examiner succinctement la tectonique de la zone axiale de la chaîne éohercynienne dans le Pérou central; malgré des incertitudes nombreuses, un certain nombre de caractéristiques générales se dégagent de cet examen:

1. La tectonique éohercynienne se déroule entre le Dévonien moyen et le Mississipien inférieur, sans que l'on puisse apporter plus de précision sur ce point.

2. Les structures éohercyniennes sont polyphasées: la tectonique souple est due à *deux phases majeures*; on enregistre également une phase cassante postérieure:

— La phase 1 est connue par des plis mineurs nord-est à est-nord-est accompagnés d'une schistosité axiale qui est une schistosité de flux; ces plis sont couchés, en première approximation vers le nord-ouest; le plissement s'est produit par flexion-aplatissement. Cette phase semble contemporaine d'un faible métamorphisme régional (faciès schistes verts).

— La phase 2, beaucoup plus évidente, se traduit par des plis droits décamétriques à plurihectométriques de direction proche de 135. Leur schistosité axiale est une schistosité de fracture raide souvent de type strain-slip; le plissement se produit par flexion et cisaillement ou par flexion et aplatissement selon la lithologie.

Nous avons vu que la tectonique cassante tardive s'accompagne d'un magmatisme extrusif, nous verrons plus loin (p. 89-92) qu'il y a également un plutonisme éohercynien post-tectonique.

On peut donc parler d'une véritable *chaîne éohercynienne*, qui s'individualise tant sur le plan tectonique que sur le plan magmatique. Là où elle affleure elle remanie des noyaux précambriens; il semble donc qu'elle se soit construite pour l'essentiel sur un socle sialique, ce que semble corroborer l'absence de matériel ophiolitique dans la chaîne éohercynienne du Pérou.

C. LA TECTONIQUE CASSANTE TARDIHERCYNIENNE

N. D. NEWELL *et al.* (1953) ont attiré l'attention sur la grande coupure du Permien moyen (tardihercynien). De fait, dans les Andes du Pérou central, cette coupure est surtout stratigraphique: les sédiments carbonatés néritiques du Permien inférieur font brutalement place aux molasses et volcanites rouges du Permien supérieur-Trias inférieur (groupe Mitu), mais la discordance angulaire entre les premiers et les seconds, lorsqu'il y en a une, ne dépasse pas quelques degrés; *il n'y a donc pas ici de plissement tardihercynien*. Rien ne prouve que ce plissement ait existé plus à l'ouest comme le voulaient NEWELL *et al.*, car la faible déformation du Carbonifère de Paracas, dans le bourrelet côtier d'Ica, est plutôt due à la phase andine fini-crétacée; d'ailleurs, plus au sud (16° S.) le Pennsylvanien n'est pas plus déformé que le Permien supérieur (BELLIDO et NARVAEZ, 1960, fig. 7).

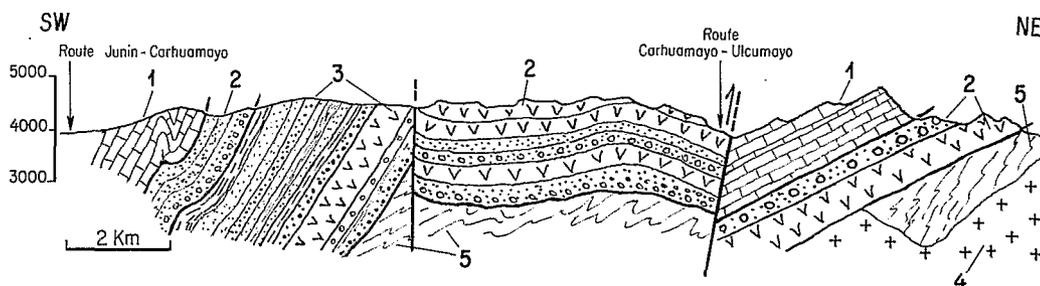


Fig. 31. — Tectonite cassante tardihercynienne

La nature du substratum du Permien supérieur est différente suivant les compartiments faillés. 1. Norien. 2. Permien supérieur, Trias inférieur et moyen. 3. Carbonifère. 4. Granitoïdes précambriens et/ou éohercyniens. 5. Séricitoschistes précambriens

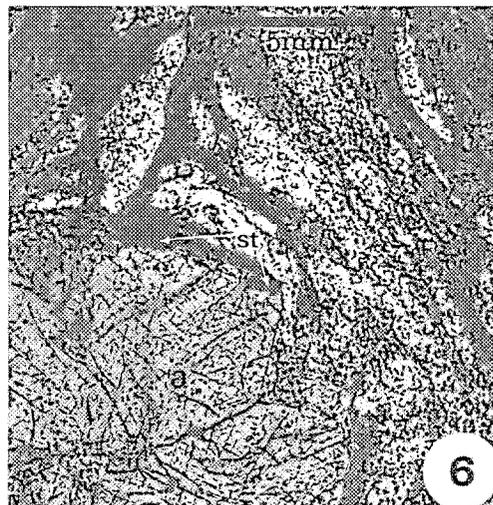
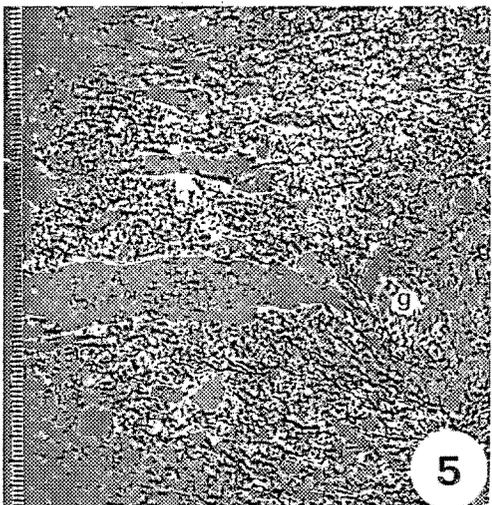
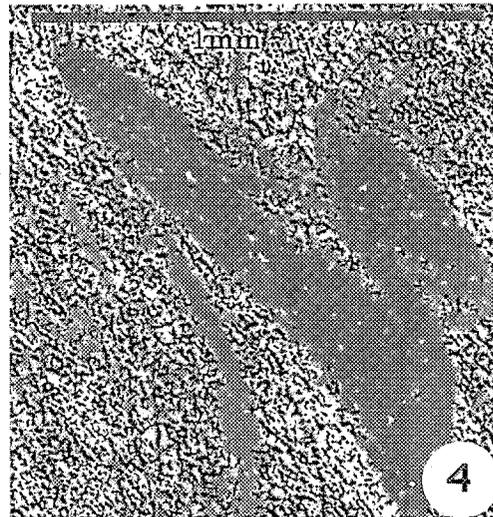
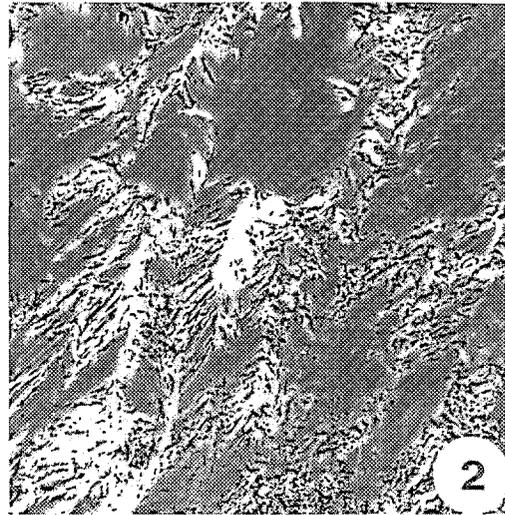
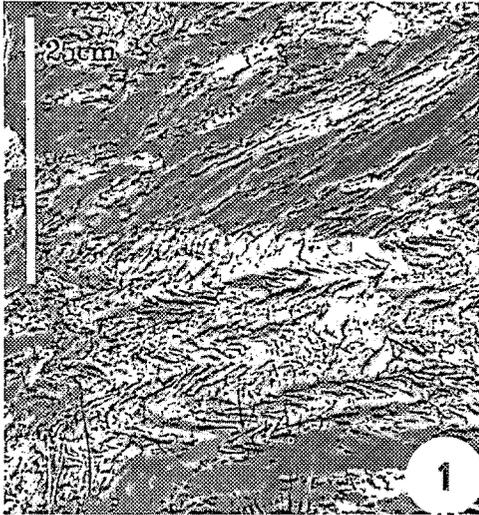
Reste la discordance des molasses Mitu sur les complexes plissés éohercynien et précambrien; il s'agit là de toute évidence d'un héritage des discordances éohercynienne et tardi-précambrienne.

La tectonique tardihercynienne dans le Pérou central se réduit donc à un soulèvement général qui chasse la mer du continent et au cours duquel jouent de nombreuses failles et en particulier celles de direction nord-ouest-sud-est. Ces failles ont certes rejoué à l'andin, mais nombre d'entre elles ont aussi des rejets tardihercyniens importants: ainsi les molasses Mitu reposent fréquemment, dans des blocs faillés contigus, sur des substratums totalement différents, dont l'un comporte une épaisse série carbonifère et l'autre en est totalement dépourvu (fig. 31). Dans un cas, une de ces failles tardihercyniennes a été fossilisée par les molasses Mitu, dans la terminaison sud du massif précambrien de Chupan-Huasahuasi (fig. 32).

PLANCHE IV →

TECTONIQUE EOHERCYNIENNE. — 1. Kink-bands à plans axiaux horizontaux (Huancayo, vallée du rio Acopalca). 2. Kink-bands à plans axiaux verticaux (Anticlinal de Chumpe, dôme de Yauli). 3. Schistosité s_2 de strain-slip, plan axial d'un pli F_2 qui affecte une schistosité de flux s_1 (Anticlinal de Malpaso, en amont de La Oroya). 4. Cas similaire à 3, dans des schistes épimétamorphiques à l'est de Huancayo.

VOLCANISME ET MÉTAMORPHISME HERCYNIENS *s.l.* — 5. Ignimbrites du Permien supérieur avec structures pseudo-fluidale; g est un élément granitique arraché au substratum. 6. Métamorphisme de contact de type « Zongo ». La schistosité se moule sur de grandes andalousites (a), qui au cours d'une phase de croissance tardive, post-schisteuse, englobent des staurotides. Ce métamorphisme est vraisemblablement lié à des granitoïdes syntectoniques éohercyniens.



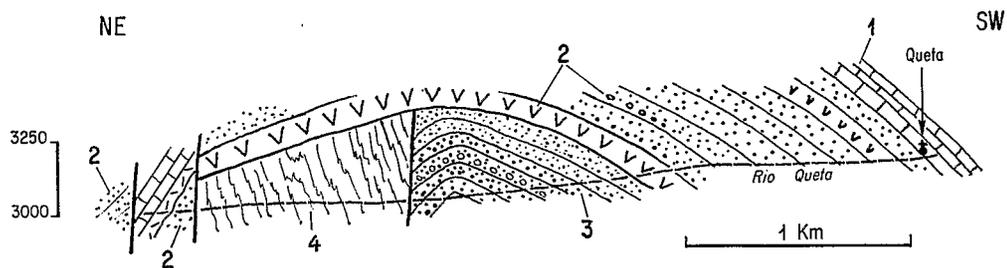


Fig. 32. — Coupe de la rive droite du rio Queta (haute vallée de Tapo)
montrant une faille post-pennsylvanienne et antérieure au Permien supérieur

1. Norien. 2. Permien supérieur. Trias inférieur et moyen (gpe Mitu). 3. Pennsylvanien. 4. Séricito-schistes précambriens

Le mécanisme tardihercynien de ces failles n'est pas étudié; peut-être ont-elles joué en décrochements dans un régime de compression alors que le plissement tardihercynien affectait la région située au nord du Titicaca (AUDEBAUD et LAUBACHER, 1969; LAUBACHER, 1970) et sans doute la Bolivie (MARTINEZ et TOMASI, in MÉGARD *et al.*, 1971); c'est là une hypothèse à vérifier. En tout cas la granulométrie grossière des molasses Mitu et le volcanisme intense qui leur est lié sont en faveur d'un régime de distension créateur de horsts et grabens qui caractérise toute la période de dépôt du groupe Mitu.

aperçu sur le plutonisme précambrien et paléozoïque

Dans le Pérou central, la plupart des intrusifs susceptibles d'avoir un âge anté-mésozoïque affleurent dans la Cordillère Orientale (fig. 33). La plus grande difficulté de leur étude réside dans la détermination de leur âge, qui, en l'absence presque totale de mesures géochronologiques, n'est connue que très approximativement par l'examen de leurs relations avec l'encaissant. Le plus souvent on doit se contenter d'un âge maximum: tel granitoïde sera post-précambrien ou post-dévonien par exemple, selon qu'il intrude tel ou tel complexe plissé. Dans quelques cas, la présence de sédiments discordants ou comportant des galets de roches intrusives permet d'établir une fourchette plus précise. Reste enfin le critère de l'état de déformation des intrusifs, qui doit être appliqué avec précaution vu l'existence de couloirs de déformation dont certains sont récents.

Dans ce qui suit, nous ne ferons qu'examiner quelques coupes transversales à travers les grands massifs intrusifs de la Cordillère Orientale, en tentant de préciser l'âge de leurs divers composants par les méthodes que nous venons d'énumérer.

1. LES GRANITOÏDES DU SUBSTRATUM PRÉANDIN AU LONG DE QUELQUES COUPES

1.1. COUPE LA VICTORIA-LLAUPI

Entre La Victoria et Llaupi, la route Carhuamayo-Paucartambo-Llaupi traverse sur une cinquantaine de kilomètres la partie centre-sud d'un complexe batholitique qui forme l'axe de la Cordillère Orientale, de Huanuco jusqu'au rio Tarma. Cette coupe (fig. 34) montre une grande variété d'intrusifs qui sont, des plus anciens aux plus récents:

^g¹: un plagiogranite à gros grains de quartz ronds (2 à 5 mm) et à biotite chloritisée. Les gros quartz sont fractionnés en lamelles irrégulières dont les orientations optiques diffèrent légèrement et les plagioclases montrent des knick-bands.

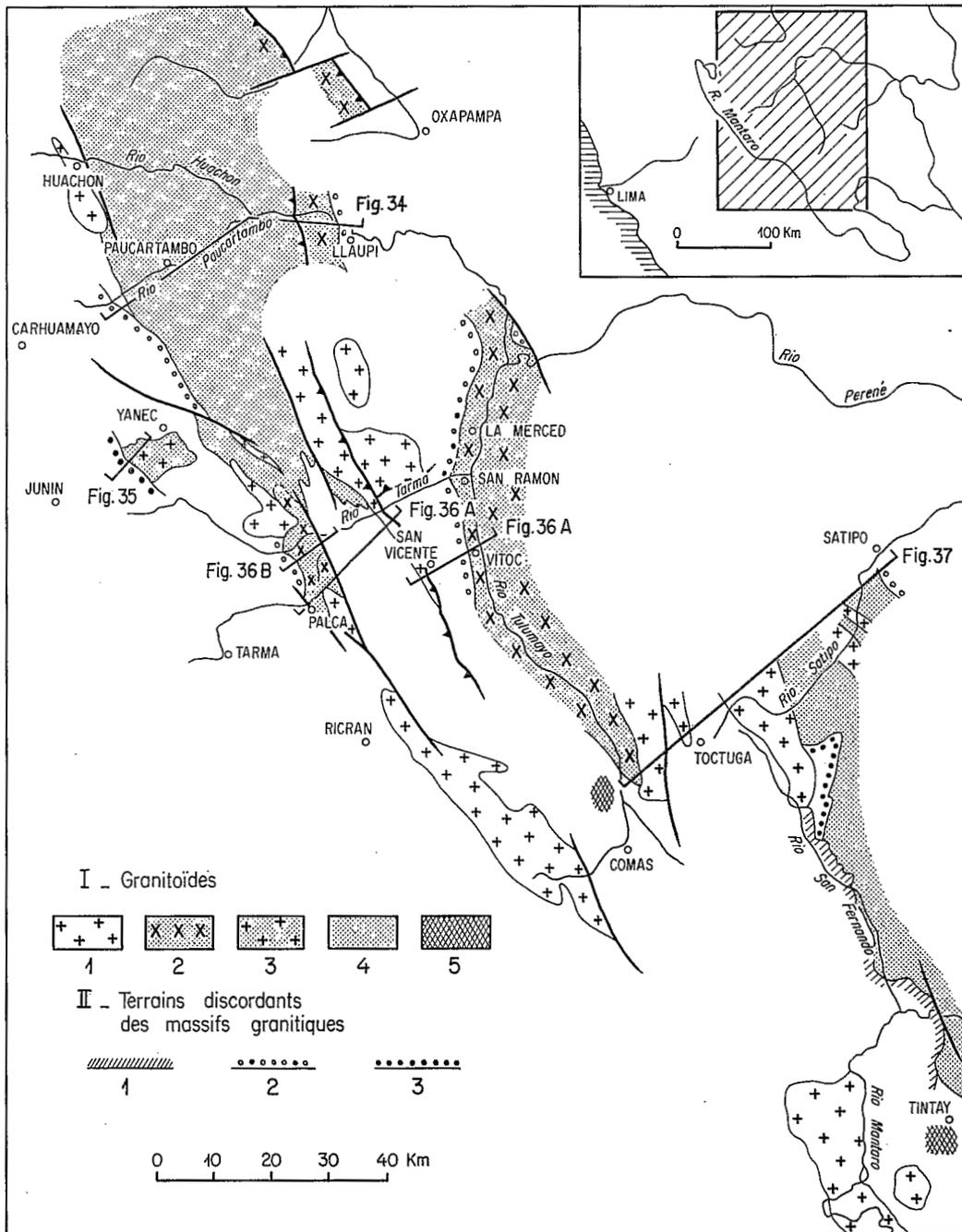


Fig. 33. — Les granitoïdes du substratum paléozoïque et précambrien dans la Cordillère orientale du Pérou central

I. — Granitoïdes. 1. D'âge andin. 2. Tardihercyniens. 3. Eohercyniens. 4. Paléozoïques et précambriens indivis. 5. Métamorphisme éohercynien (?) de type « Zongo », cf. p. 94-95
 II. — Terrains discordants sur des granitoïdes. 1. Terrains d'âge crétaé. 2. D'âge permien supérieur à trias inférieur et moyen. 3. D'âge mississipien

g^{2a} : une granodiorite claire à microcline albitisé, biotite souvent chloritisée et parfois amphibole. L'échantillon montre des fentes à chlorite-épidote avec un espacement centimétrique à décimétrique, mais on n'observe pas de déformation plus intime. Dans quelques couloirs, g^{2a} passe à une mylonite; la mylonitisation s'est faite à des températures peu élevées (ordre de 200°) car les seuls minéraux qui recristallisent parfois dans les surfaces de cisaillement sont des biotites vertes de petite taille.

g^{2b} : un granite rose non déformé, comprend plusieurs faciès dont les plus répandus sont:

- une adamellite claire (affleure au passage du rio Manto) à biotite; on y note deux générations de plagioclases, les uns subautomorphes et de grande dimension (205 mm), les autres xénomorphes et de petite dimension. Les feldspaths potassiques sont pour l'essentiel des perthites, parfois associées en sineusis, et du microcline. La biotite est rare.
- un granite hypersolvus également clair, composé uniquement de quartz et de perthite, qui montre des passées à structures graphiques.

g^{3a} : un ensemble de granitoïdes non déformés comprenant des diorites et des tonalites à grandes hornblendes recoupé par des adamellites.

g^{3b} : un ensemble granodioritique non déformé recoupant des diorites et des cornéennes.

Au long de la route, je n'ai pas observé de contact non faillé entre les ensembles g^1 , g^{2a} ,... et c'est sur des critères de déformation que s'appuie leur chronologie relative. Par contre, à l'intérieur des ensembles g^{3a} et g^{3b} , il est facile d'établir une telle chronologie relative entre les différents intrusifs composants: il apparaît que les diorites sont toujours antérieures aux granodiorites et adamellites.

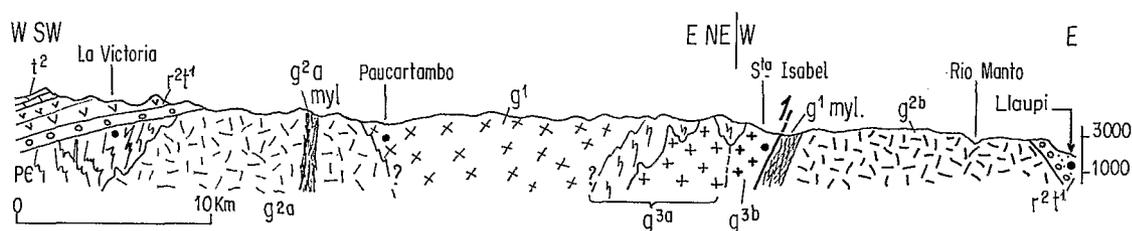


Fig. 34. — Coupe La Victoria-Llaupi

PC = Précambrien. $r^2 t^1$ = Permien supérieur et Trias inférieur (Mitu). t^2 = Trias supérieur; pour les autres symboles (g^1 , g^2 ...), se reporter au texte. Cette coupe est localisée sur la figure 33

L'examen des relations avec l'encaissant permet de relier cette chronologie avec l'échelle stratigraphique. Au bord nord-est du batholite, les contacts entre le Permien supérieur Mitu et les granitoïdes g^{2b} ne sont pas très clairs, mais ce Permien n'est pas métamorphique et contient des galets bien reconnaissables de granites hypersolvus et d'adamellites roses g^{2b} . Au bord sud-ouest du batholite, les granodiorites g^{2a} recoupent des séricitoschistes éohercyniens ou précambriens et il semble que le Permien supérieur les recouvre en discordance. On note que les galets de ce Permien proviennent en partie des plagiogranites g^1 à gros grains de quartz ronds.

En résumé, g^1 , g^{2a} et g^{2b} sont des granitoïdes antérieurs au Permien supérieur et g^{2a} est postérieur au Précambrien tardif.

Si on admet maintenant, en première approximation, que les granitoïdes sont liés aux phases de déformation et si, par ailleurs, on relationne ces mêmes phases avec la déformation des granitoïdes, on en arrive à considérer que:

- g^1 est un plagiogranite fini-précambrien ou éohercynien précoce affecté par le plissement éohercynien.
- g^{2a} est une granodiorite de l'Eohercynien tardif ou du Tardihercynien précoce affectée par la tectonique cassante tardi-hercynienne.
- g^{2b} est un granitoïde tardihercynien post-tectonique.
- g^{3a} et g^{3b} sont des granitoïdes tardihercyniens post-tectoniques ou des granitoïdes andins.

1.2. COUPE DE PACOCOCHA

Une coupe passant par le lac de Pacococha, situé sur la piste de Junin à Chupan, et allant en direction du village de Yanec traverse l'adamellite de Pacococha (fig. 35). C'est une roche porphyroïde à grandes perthites zonées, à biotite souvent chloritisée. Elle n'est pas déformée à l'échelle de l'échantillon mais divisée en prismes par un réseau de diaclases espacées de 2 à 10 m et souvent occupées par des filons de diabase. Elle recoupe des séricitoschistes précambriens à ses bords nord et est et les conglomérats de base du Mississipien la recouvrent en discordance. L'âge radiométrique K/Ar des biotites, mesuré par H. MALUSKI et P. BLATRIX, est 346 ± 10 MA donc *dévonien terminal*; par contre les chlorites de la même roche ont donné un âge de 290 ± 50 MA, mais leur degré de contamination est particulièrement élevé.

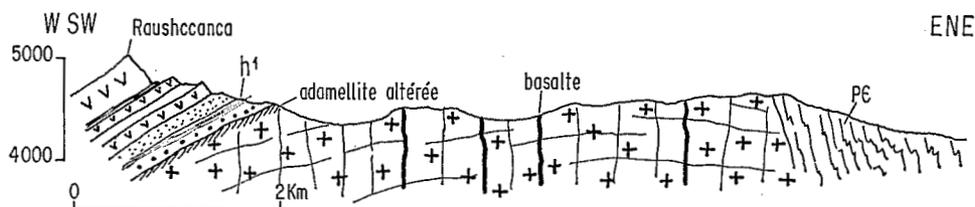


Fig. 35. — Coupe du massif adamellitique de Pacococha

Pc = Précambrien. h¹ = Mississipien. Cette coupe est localisée sur la figure 33

Il y a donc ici une bonne corrélation entre l'âge radiométrique sur biotite et les observations de terrain. L'adamellite de Pacococha semble bien être le premier intrusif éohercynien post-tectonique identifié au Pérou.

1.3. COUPE DU RIO TARMA

La route de Tarma à San Ramón-La Merced traverse les massifs granitiques de Hualluniyoc (gHc), Huacapistana (gHa), Utcuyacu (gU) et La Merced (gLM) comme le montre la coupe A de la figure 36. Les massifs de Hualluniyoc et Utcuyacu sont deux apophyses méridionales du batholite complexe traversé par la coupe La Victoria-Llaupi.

L'adamellite de Hualluniyoc (gHc) est une roche leucocrate à rares biotites chloritisées. Elle est affectée par une fissuration intense qui la découpe en blocs prismatiques décimétriques; les fissures sont tapissées de chlorites et des quartz y ont recristallisé. Au nord de Palca (coupe B, fig. 36) cette adamellite est recouverte en discordance par des brèches à galets d'adamellite et des volcanites non schistosées que j'attribue au Permien supérieur; sur cette même coupe, un peu plus à l'ouest, elle recoupe des volcanites schistosées qui seraient celles du Carbonifère inférieur. L'adamellite de Hualluniyoc serait donc tardihercynienne.

Le granite de Huacapistana (gHa) est un granite migmatitique à microline, de teinte sombre, provenant de la fusion des gneiss précambriens du massif de Maraynioc-Mayrazo. A sa bordure, ces gneiss passent progressivement à des migmatites à sillimanite puis au granite. Son contact nord-est est pseudo-concordant avec la foliation des gneiss; vers le sud-ouest il émet des apophyses franchement intrusives qui montent jusque dans les micaschistes de sa couverture. Ce granite semble contemporain de la deuxième phase de métamorphisme fini-précambrienne.

Le granite d'Utcuyacu (gU) est un granite monzonitique de couleur gris clair, frais, non déformé, à biotite brune et muscovite, qui ne recoupe que du Précambrien; il s'agit vraisemblablement d'un granite andin ou tardihercynien.

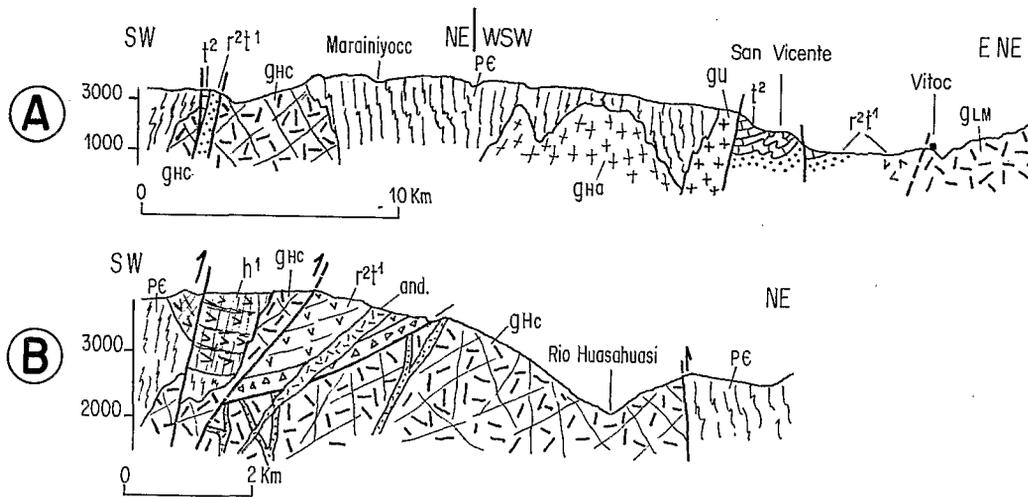


Fig. 36. — Coupes dans le secteur du rio Tarma

A. Coupe générale au sud du rio. B. Coupe de détail au nord du rio. Ces coupes sont localisées sur la figure 33 P ϵ = Précambrien. h¹ = Mississipien. r² t¹ = Permien supérieur et Trias inférieur (Mitu). t² = Trias supérieur; pour les autres symboles (gHc, gHa, gU, ...), se reporter au texte

Le granite de La Merced (gLM) est un granite rosé à gris, à gros grain, à biotite et parfois hornblende, qui montre une structure rapakiwi s. l. et n'est en général pas déformé. Sur la feuille de Jauja (PAREDES, 1972), il recoupe et métamorphose le Carbonifère et le Permien inférieur marin, et on le rencontre en galets dans des conglomérats rouges infranoriens attribués au groupe Mitu (Permien supérieur-Trias inférieur et moyen). Entre Vitoc et San Vicente (coupe A, fig. 36), on le trouve dans les éléments des tufs volcaniques bréchiques également attribués au Mitu. Le granite de La Merced serait donc tardihercynien.

1.4. COUPE TOCTUGA-SATIPO

Cette coupe (fig. 37) traverse deux ensembles de roches granitiques qui diffèrent par leur état de déformation; les plus anciennes sont des granitoïdes montrant un net alignement de leurs minéraux ou même des structures gneissoïdes (γ^1), les plus récentes sont des granites tels que le granite de Mariposa (γ^M) et le granite de Carrizal (γ^C) qui ne sont jamais déformés de façon pénétrative et recouper les granitoïdes déformés.

Le granite de Carrizal, roche leucocrate à gros grain à biotite et amphibole, déjà décrit par J. V. HARRISON (1951), intrude le Paléozoïque supérieur plissé et schistosé au Crétacé terminal; il est donc andin. Le granite de Mariposa, également leucocrate, à biotite et amphibole, mais à grain moyen, est vraisemblablement son contemporain.

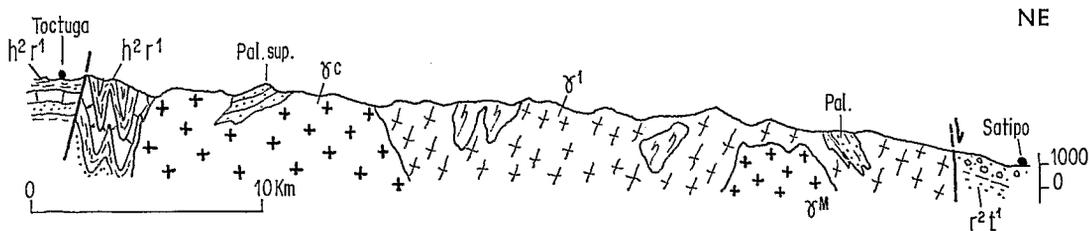


Fig. 37. — Coupe Toctuga-Satipo

Pal. = Paléozoïque indifférencié. Pal. supérieur = Paléozoïque supérieur indifférencié. h² r¹ = Permien inférieur et Pennsylvanien. Pour les autres symboles (γ^1 , γ^M , γ^C), se reporter au texte. Cette coupe est localisée sur la figure 33

Les granitoïdes déformés γ^1 s'étendent vers le sud-est sur la feuille d'Andamarca et il est vraisemblable qu'ils occupent aussi l'angle nord-est de la feuille de Pampas (granite du Cerro Pichiusa, de GUIZADO et LANDA, 1965). Selon C. GUEVARA (*com. orale*), ils seraient recouverts en discordance par le Permien supérieur. Leur état de déformation est incompatible avec un âge tardihercynien et il s'agit soit de granites précambriens, soit de granites éohercyniens syntectoniques.

1.5. CONCLUSION

Les critères de déformation, contrôlés par l'examen des galets des conglomérats et par l'étude des relations avec l'encaissant, permettent de différencier deux groupes d'intrusifs dans la Cordillère Orientale. Le premier est celui des granitoïdes déformés de façon pénétrative, qui sont précambriens ou contemporains de la tectogenèse éohercynienne. Le second est celui des granitoïdes non déformés de façon pénétrative, qui sont soit éohercyniens post-tectoniques, soit tardihercyniens, soit andins.

Une application plus systématique des critères microstructuraux amènera de nouveaux résultats mais devra être complétée par des déterminations radiochronologiques qui sont particulièrement nécessaires dans le cas des grands batholites composites.

2. LE MÉTAMORPHISME LIÉ AUX INTRUSIONS PRÉCAMBRIENNES ET HERCYNINIENNES

Le métamorphisme de contact des granitoïdes post-tectoniques précambriens et hercyniens est mal connu; il ne semble pas offrir de caractères originaux. Au contact de l'adamellite éohercynienne de Pacococha, par exemple, on note seulement le développement de quelques grands cristaux non orientés de muscovite et de biotite dans les micaschistes précambriens. On connaît des cornéennes au contact du granite de San Ramon (PAREDES, 1972) mais leur étude pétrographique reste à faire.

Par contre, il existe des indices d'un métamorphisme syntectonique éohercynien dans le Pérou central.

Nous avons mentionné incidemment le métamorphisme régional éohercynien qui reste cantonné dans les schistes verts à chlorite, muscovite, albite.

J. P. BARD a cependant montré que des intrusions granitiques syntectoniques ont élevé localement la température et le gradient géothermique dans la chaîne hercynienne, donnant ainsi naissance à des associations à biotite + andalousite + cordiérite et à biotite + andalousite + staurotide \pm grenat \pm sillimanite. C'est le cas en particulier pour le granite à deux micas de Zongo, situés dans la Cordillère Royale bolivienne 40 km au nord de La Paz et étudiés par J. P. BARD *et al.* (1974). Ce granite s'est mis en place peu avant cette phase au cours de laquelle il a été gneissifié. L'effet thermique lié à ce granite s'est étendu sur un laps de temps qui englobe la durée de cette phase. Il en résulte que certains minéraux de métamorphisme sont anté à syntectoniques et d'autres syn à post-tectoniques. On note également que ces minéraux sont souvent de grande taille. Un métamorphisme du même type existe dans la Cordillère Orientale du sud du Pérou (San Gaban).

Dans le Pérou central, deux échantillons de micaschistes collectés au voisinage de Tintay (angle sud-ouest de la figure 33) montrent des associations minéralogiques analogues.

Dans l'un, qui contient une association à andalousite, staurotide, grenat et biotite (pl. IV, 6), les caractéristiques des minéraux et leurs relations avec les structures sont les suivantes:

— La biotite, en petits cristaux, a cristallisé dans la schistosité qui est la seule structure planaire visible à l'échelle de la lame mince,

— L'andalousite est une chialolite qui forme des porphyroblastes en forme de croix atteignant 1 cm, sur lesquels se moule la schistosité; on note de part et d'autre des zones abritées allongées parallèlement à la schistosité où cristallise du quartz, à l'intérieur des porphyroblastes on remarque des fentes de distension orientées perpendiculairement à la schistosité et également remplies de quartz. On en conclut que la chialolite est due à un métamorphisme de contact antérieur à la phase synschisteuse. Cependant on peut voir que l'andalousite a continué à croître postérieurement à cette phase en englobant une staurotide et des muscovites.

— Le grenat et la staurotide ont une taille plus réduite; la staurotide semble synschisteuse car elle s'installe de préférence dans les zones abritées liées aux porphyroblastes de chialstolite.

Dans l'autre échantillon, où coexistent notamment l'andalousite, le grenat, la biotite et la chlorite, les choses sont plus complexes; les lames minces montrent une schistosité s_1 subparallèle à une stratification dont quelques traces sont conservées. s_1 est affectée par un strain-slip de phase 2 qui par places passe à des kink-bands; les plans de strain slip sont plans axiaux de plis centimétriques. Les relations de ces structures et des minéraux sont les suivantes:

— Les biotites appartiennent à deux générations. La première comprend des cristaux de petite taille disposés à plat dans s_1 . La seconde correspond à des amas millimétriques de biotites de grande taille qui ont cristallisé sans égard aux structures, et n'ont été déformées que par des kink tardifs, de phase 3. Cependant, les amas semblent remplacer des objets anté-tectoniques et vraisemblablement anté- s_1 , car s_1 se moule sur ces amas de part et d'autre desquels subsistent des zones abritées où se rassemble le quartz. Certaines des biotites de deuxième génération ont cristallisé mimétiquement de biotites antérieures à disposition sigmoïde,

— Les chlorites se présentent sous forme de tablettes réparties sans orientation préférentielle dans la lame. Elles englobent des inclusions internes obliques à la schistosité externe s_1 ; s_1 moule les extrémités de ces porphyroblastes lorsqu'ils lui sont presque perpendiculaires. On retrouve là des relations entre la schistosité et les chlorites analogues à celles décrites par Ph. MATTE pour les chloritoïdes hercyniens de Galice (1968, p. 102-103). La chlorite se serait donc développée à la fin de la phase 1,

— L'andalousite forme de grands porphyroblastes qui englobent aussi la schistosité s_1 sous forme d'inclusions internes sigmoïdes; mais là encore s_1 moule aussi ces blastes. Ceux-ci induisent d'ailleurs une zone abritée où le strain-slip de phase 2 ne se développe pas,

— Les grenats de petite taille et automorphes sont aussi moulés par s_1 et par des kink bands de phase 2. Ils peuvent contenir des inclusions orientées obliquement par rapport à s_1 .

Il semble donc qu'ici le développement du grenat, de l'andalousite et des tablettes de chlorite est simultanément et contemporain de la fin de la phase 1; il est suivi tardivement par la recristallisation statique de certaines biotites.

De son côté, J. PAREDES (1972, p. 68) décrit au nord de Comas (fig. 33) des micaschistes à chialstolite ayant une histoire assez semblable.

Cependant l'âge paléozoïque inférieur et/ou moyen des terrains qui abritent ce métamorphisme d'un type si particulier n'a été déterminé avec sécurité ni vers Tintay, ni vers Comas et aucune relation entre ce métamorphisme et des granitoïdes éohercyniens n'a pu être mise en évidence. Pour ce qui est des roches de Tintay, on peut, à titre d'hypothèse, les relier à l'intrusion de « vieux granites » à structure gneissoïde (γ^1) analogues à ceux de la coupe Toctuga-Satipo (fig. 37).

* * *

DEUXIÈME PARTIE

la chaîne andine

Le terme de cycle andin désigne ici une suite d'événements qui se déroulent sur l'emplacement des Andes et à leurs abords depuis le début du Mésozoïque jusqu'à nos jours.

Il commence par une longue période de stabilité au cours de laquelle se déposent des séries essentiellement marines, de lithologie et d'épaisseur très variables. Ce régime de stabilité s'achève à la fin du Crétacé, et une période très mouvementée lui succède, marquée par plusieurs phases tectoniques, par la mise en place de quantités importantes de roches intrusives et extrusives et par l'élaboration de plusieurs surfaces d'érosion. Le modelé actuel de la chaîne résulte de la déformation ultérieure de ces surfaces sous l'action de la néotectonique et de leur destruction sous l'action constante de l'érosion.

Avant d'aborder l'étude du matériel andin, nous examinerons comment s'effectue le passage du cycle hercynien au cycle andin. C'est là un épisode peu étudié de l'histoire de la chaîne et qui reste difficile à situer dans le temps.

LA TRANSITION DU CYCLE HERCYNIEN AU CYCLE ANDIN

Dans le nord et le centre du Pérou et jusqu'à la latitude d'Abancay, le cycle hercynien finit avec le groupe Mitu et le cycle andin commence avec la transgression du Trias moyen ou supérieur.

Cette limite s'inscrit dans le paysage par une nette opposition de couleur et de morphologie, le Mitu lie de vin donnant des reliefs lourds, souvent déchiquetés dans le détail, cependant que les dolomies et calcaires du groupe Pucara du Trias et du Lias, beige ou gris clair, bien stratifiés, homogènes, forment des corniches régulières et lorsque le pendage s'y prête, des falaises vigoureuses.

On peut suivre cette limite sur des centaines de kilomètres au long du flanc sud-ouest de la Cordillère Orientale et on la retrouve au pourtour des massifs paléozoïques des Hauts Plateaux.

Dans la plupart des cas, les couches supérieures du Mitu et les couches inférieures du Norien ou du Lias sont parallèles malgré un ravinement fréquent du toit du Mitu; en un certain nombre de points le contact est une discordance angulaire; une phase de déformation légère mais suivie d'une érosion importante marque donc le passage du cycle hercynien au cycle andin.

La cartographie et les articles de J. V. HARRISON (1943, 1951, 1956 c), de W. F. JENKS (1951) et de J. V. HARRISON et J. J. WILSON (1960) donnent l'allure du contact de base des séries mésozoïques dans un vaste secteur des Hauts Plateaux entre 10° 30' S. et 13° S. Tous ces documents montrent le parallélisme général du Mitu et du Trias marin, mais aussi des discordances angulaires locales, qui atteignent 10 à 15° dans la région d'Atacocha, 15 km au nord-nord-est de Cerro de Pasco (JOHNSON *et al.*, 1955); ces auteurs notent aussi que des brèches sédimentaires carbonatées forment souvent la base du Norien.

Mes propres observations permettent de préciser et compléter ces premières données dans divers secteurs.

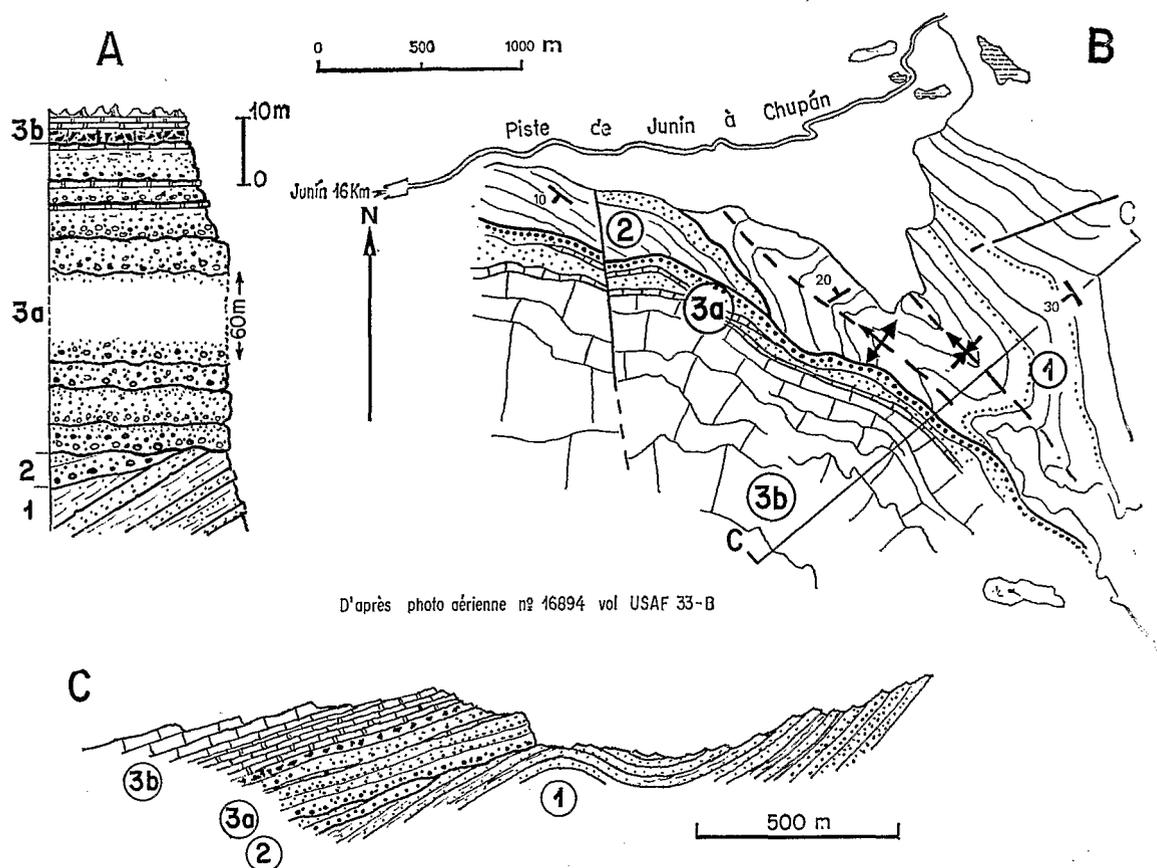


Fig. 38. — Discordance des molasses basales rouges du Norien sur le Permien et le Carbonifère, 13 km au N 70 E de Junin

1. Grès, siltstones et shales du Carbonifère (Pennsylvanien probable). 2. Grès rouges à matrice tufacée du Mitu (Permien supérieur-Trias inférieur et moyen). 3 a Molasse rouge de la base du Norien. 3 b Dolomies noriennes

LA LIMITE MITU-NORIEN A L'EST DE JUNIN

13 km au N. 70° E. de Junin, J. PERRIAUX et moi-même avons étudié une molasse grésolo-dolomitique rouge, confondue avec le Mitu sur la carte de J. V. HARRISON (1956 a) et qui constitue en fait la base du Norien (fig. 38). Elle débute par un ensemble conglomératique et gréseux d'une centaine de mètres suivi de trois mégarythmes de quelques mètres d'épaisseur dont le sommet est constitué par un banc de dolomie jaune; au-dessus vient un mégarythme entièrement dolomitique qui commence avec des dolomies gréseuses à galets dolomitiques; on entre avec lui dans la série Pucara calcaréo-dolomitique typique à fossiles noriens. On note ici le passage très progressif, par l'enrichissement de chaque mégarythme en carbonates, d'un Norien basal conglomératique rouge à faciès « Mitu » au Norien carbonaté typique.

Le croquis cartographique et la coupe (fig. 38 B et C) montrent que la base du Norien repose en discordance angulaire à la fois sur des conglomérats et grès tufacés qui seraient le Mitu authentique, et sur des grès verdâtres et des shales noirs carbonifères qui sont rubéfiés sur un ou deux mètres à proximité du contact. Reste à savoir si la tectonique de compression évidemment prénorienne, qui donne un anticlinal et un synclinal très ouverts dans ce Carbonifère, est pré ou post-Mitu.

A peu près à la même latitude mais à la bordure nord-est de la Cordillère Orientale, P. LEVIN (1974) décrit aussi une sédimentation rythmique alternativement gréseuse et carbonatée à la base du Ladinien transgressif de la région de San Ramón.

LA LIMITE MITU-NORIEN ENTRE TARMA ET 12° 30' S.

A Tarma, dans la coupe classique de C. O. DUNBAR et N. D. NEWELL (1946), le Norien calcaréo-dolomitique et le Mitu sont parallèles. Mais quelques centaines de mètres plus au sud, le Norien fossilifère une tectonique de distension post-Mitu (fig. 39).

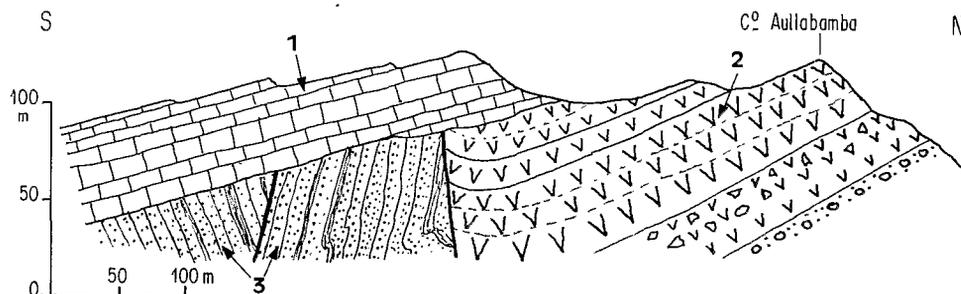


Fig. 39. — Discordance du Norien sur des blocs faillés postérieurement au dépôt du Mitu (Permien supérieur. Trias inférieur), 3 km à l'Ouest de Tarma

1. Calcaires et dolomies noriennes. 2. Andésites, brèches andésitiques et conglomérats rouges « Mitu ». 3. Grès et shales bruns ou rosés (Dévonien?)

Dans l'angle nord-est de la feuille de La Oroya, plus au sud-est, un fort ravinement et une discordance angulaire d'une dizaine de degrés marquent le contact; la base du Norien est, de plus, souvent bréchique, quoiqu'il ne s'agisse pas d'une brèche tectonique, contrairement à l'opinion de B. BORT (1953), mais d'une brèche sédimentaire.

Sur la feuille de Huancayo, on connaît des sédiments Mitu remaniés à la base du Norien, intercalés avec quelques dolomies sableuses à *Spondylospira* (MÉGARD, 1968, p. 34-35). Au nord de Chambara, sur le douzième parallèle, une série terrigène de couleur claire qui peut atteindre 200 m forme la base du Norien; elle a les caractères d'une molasse et comporte des intercalations tufacées et des silicites; sa base n'affleure pas. De même, dans l'angle nord-ouest de la feuille de Huancavelica, la partie supérieure du

« Mitu » cartographié par S. NARVAEZ et C. GUEVARA (1968) dans la vallée du rio Mantaro est, sur plusieurs centaines de mètres, une série détritique et carbonatée à intercalations gypseuses de la base du Norien.

LA LIMITE MITU-PUCARA AU POURTOUR DU DÔME DE YAULI

Sur les bordures nord-ouest, nord-est et sud-est du dôme de Yauli, la série basale du groupe Pucara mesure au maximum 100 m; elle comporte des bancs calcaires parfois bréchiques intercalés dans des pélites et grès rouges. L'anhydrite et le gypse associés à des calcaires et shales et reconnus par les travaux miniers du district de Morococha, à la pointe nord du dôme, en seraient l'équivalent latéral.

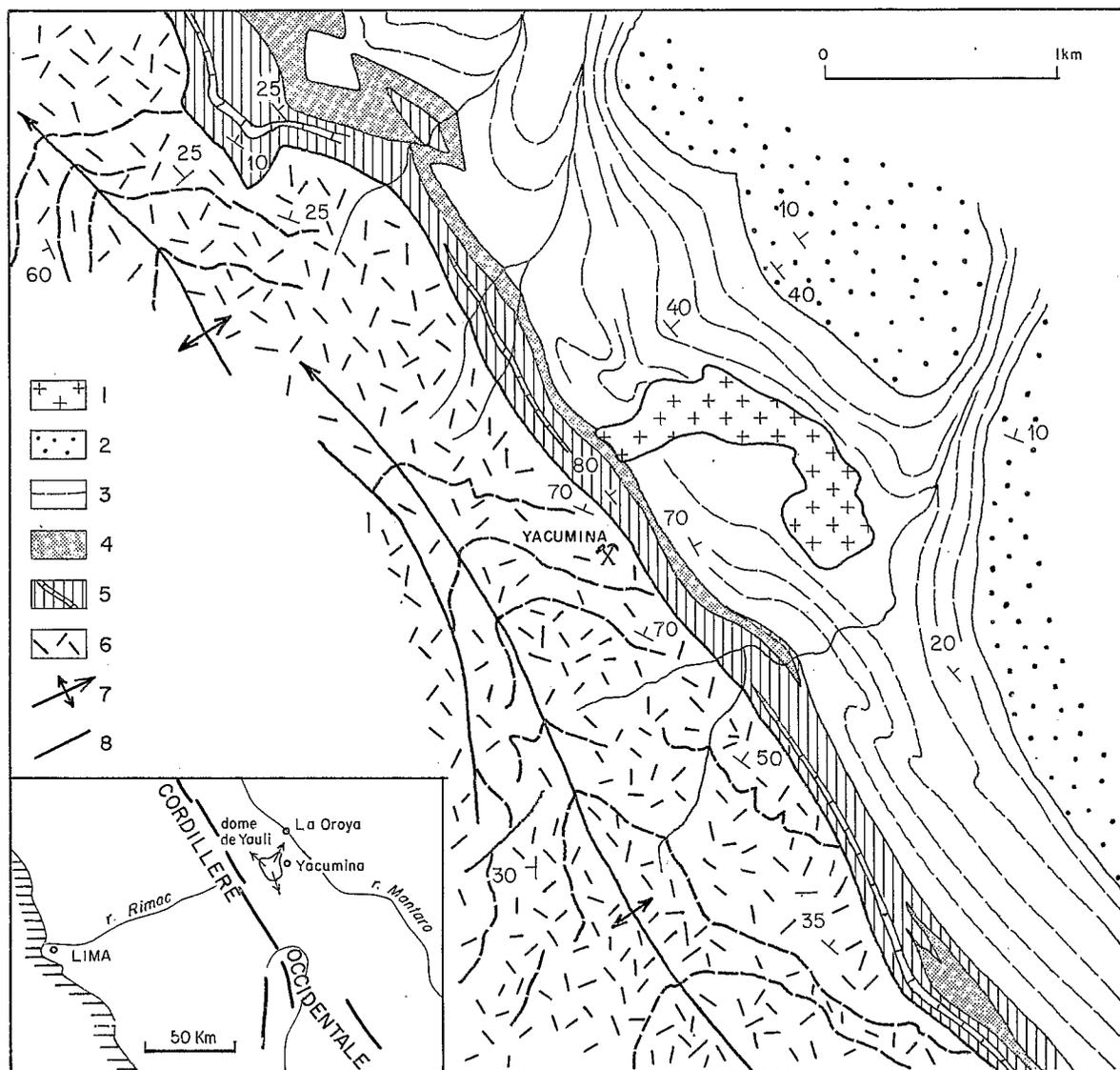


Fig. 40. — Discordance de la base du groupe Pucara (Norien et Lias) sur des volcanites plissées (Catalina) d'âge permien probable (dôme de Yauli)

1. Tonalites andines. 2. Grès néocomiens. 3. Calcaires liasiques. 4. Sill basaltique. 5. Shales rouges et calcaires noriens (?). 6. Volcanites Catalina. 7. Axes anticlinaux. 8. Failles

Ces séries basales sont discordantes sur des plis qui affectent les volcanites « Catalina » au sud-est de la vallée du rio Yauli (fig. 40) et dans les fermetures nord-ouest¹ et sud-ouest du dôme. Il y a donc une tectonique de compression post-« Catalina » et pré-Pucara, c'est-à-dire très mal datée puisque la corrélation Catalina-Mitu, quoique probable (cf. PASTOR, 1970) reste à démontrer et que la base du Pucara peut être aussi bien norienne que liasique à cet endroit.

CONCLUSION

Dans le centre du Pérou, la fin du cycle hercynien est donc marquée par une nette recrudescence de l'activité tectonique qui caractérise l'ensemble de la période Mitu. Cette tectonique post-Mitu est essentiellement tensionnelle et accompagnée localement de volcanisme comme vers Chambara. D'autres secteurs se sont plissés (dôme de Yauli) mais des incertitudes subsistent quant à l'âge de ce plissement.

Suit une période d'érosion, au cours de laquelle des séries détritiques se déposent dans des bassins où la mer triasique commence à pénétrer.

Dans la vallée du Marañon entre 7° 30' S. et 9° S., J. J. WILSON et ses collaborateurs (1964, 1967), notent aussi entre le Mitu et le Trias des mouvements de blocs suivis d'une érosion prononcée: la base de la série triasico-liasique est discordante sur des terrains d'âge permien à précambrien.

L'âge de cette tectonique post-Mitu et la durée de la phase d'érosion qui l'a suivie restent imprécises... ces événements se placent à la fin du Permien supérieur ou dans le Trias inférieur et *p.p.* moyen.

La présence fréquente de gypse dans les couches de base du Trias est à souligner car elle permet à la série mésozoïque de se décoller localement de son substratum permocarbonifère lors de la tectogenèse andine.

Nous insisterons enfin sur le fait que les séries de base du Pucara miment les faciès Mitu; aussi, dans le cas limite mais sans doute assez fréquent où elles ne contiennent pas de calcaires, le cartographe les attribuera au Mitu... qui montera alors jusqu'au Norien ou même jusqu'au Lias!

1. Un peu à l'est de Morococha, la série basale du Pucara correspond, à mon avis, aux 70 m supérieurs du « Mitu » et aux 24 m des grès et pélites rouges « Potosi » de A. J. TERRONES (1949).

le matériel andin

La tectorogénèse andine affecte des matériaux très divers; elle remanie les orogènes précambriens et hercyniens et plisse un matériel paléozoïque supérieur et méso-cénozoïque où l'on distingue trois termes (trois sous-étages structuraux) *dans le domaine andin s.s.* (Cordillère Occidentale, Hauts Plateaux et Cordillère Orientale).

— Le terme inférieur comporte l'ensemble du Mésozoïque, à l'exception du Crétacé terminal. Il faut aussi lui adjoindre le Paléozoïque supérieur, puisque la phase tardihercynienne ne se traduit pas par un plissement au Pérou central.

— Le terme moyen correspond aux couches rouges du Crétacé terminal et du Tertiaire inférieur.

— Le terme supérieur englobe les séries volcaniques du Tertiaire moyen et *p.p.* supérieur.

Ces termes plissés sont recouverts par des séries détritiques et volcaniques dont l'âge est vraisemblablement tertiaire terminal et quaternaire. Elles sont en général horizontales mais peuvent être fortement déformées dans certains secteurs.

Lorsqu'on passe d'un terme à un autre en montant dans la série, l'intensité de la déformation diminue d'un cran; chacun de ces crans correspond à une phase tectonique plus ou moins bien individualisée selon la zone structurale étudiée et se traduit par une discordance.

Même sans ces critères structuraux, ces termes se reconnaissent très facilement sur le terrain par leur lithologie. Le Trias moyen et supérieur, le Jurassique et le Crétacé jusqu'au Santonien inclus sont représentés par des séries marines carbonatées à patines claires, beiges à grises, dans lesquelles s'intercale une séquence grésopélitique d'âge néocomien. Les couches rouges, qui sont des pélites, des grès et des conglomérats déposés essentiellement en milieu continental, s'en distinguent aisément par leur teinte, qui va du rouge brique au brun et au vert, et par leur moindre résistance à l'érosion. Les volcanites, en général de teinte plus sombre, sont plus massives et plus résistantes et l'érosion y dégage des abrupts vigoureux.

Cette division en trois sous-étages structuraux s'adapte par contre assez mal à la description des séries de la *côte pacifique* et de l'*Amazonie*. Sur la côte centrale, on rencontre au sud de 13° S. des séries marines du Tertiaire, peu déformées, discordantes sur un Crétacé plus volcanique et terrigène que carbonaté; quant

au volcanisme cénozoïque, il est absent. Dans la zone subandine et l'Amazonie, la sédimentation est pratiquement continue du Cambrien au Pliocène et la phase majeure de déformation est intra-pliocène; de plus le volcanisme est presque totalement absent; néanmoins les événements andins s'y traduisent par des changements dans la sédimentation.

* * *

A. LA SÉDIMENTATION DEPUIS LE LADINIEN JUSQU'AU SANTONIEN p. p.

Les terrains mésozoïques affleurent bien dans toutes les zones structurales du centre du Pérou: le batholite lui-même conserve des sédiments dans des enclaves et des septa, la couverture volcanique cénozoïque, moins étendue et plus discontinue que dans le sud, laisse voir le substratum et dans la Cordillère Orientale, d'ailleurs assez étroite, des synclinaux mésozoïques sont conservés.

Cette continuité vaut surtout pour le Crétacé et, dans une moindre proportion, pour le Jurassique moyen et supérieur, car le Trias et le Lias ne sont connus qu'au nord-est du faite de la Cordillère Occidentale.

Aussi est-ce surtout le Crétacé qui a donné lieu à des études synthétiques et, en particulier, à celle de J. J. WILSON (1963), qui complète et étend vers le centre les résultats obtenus par V. BENAVIDES C. dans le nord du Pérou (1956).

Les coupes de la figure 41 donnent une idée de ce que sont les séries stratigraphiques mésozoïques dans les diverses zones structurales du Pérou central.

1. LA SÉDIMENTATION DU LADINIEN AU BAJOCIEN

Nous avons vu que la transgression marine du Ladinien ou du Norien marque le début du cycle andin et examiné rapidement les modalités du passage du groupe Mitu continental et détritique au Trias moyen ou supérieur marin et carbonaté.

La mer, qui au Trias supérieur n'occupe qu'un sillon étroit centré sur les Cordillères Centrale et Orientale, étend son empire au cours du Lias: vers l'est elle recouvre la zone subandine et l'Amazonie, vers l'ouest, les Hauts Plateaux et probablement une partie du versant pacifique. Elle se maintient vraisemblablement dans la majeure partie de ces domaines au cours du Dogger.

Dans cette mer se déposent d'épaisses séries carbonatées partiellement étudiées par G. STEINMANN (1904, 1909) puis par D. H. MC LAUGHLIN (1924). En 1929, G. STEINMANN décrit dans cet ensemble, de bas en haut, trois séries distinctes:

- Une série calcaire inférieure qu'il attribue au Carnien et au Norien.
- Une série calcaro-argileuse et bitumineuse moyenne qu'il date de l'Hettangien et du Sinémurien.
- Une série calcaire supérieure qu'il attribue à la partie inférieure du Lias moyen.

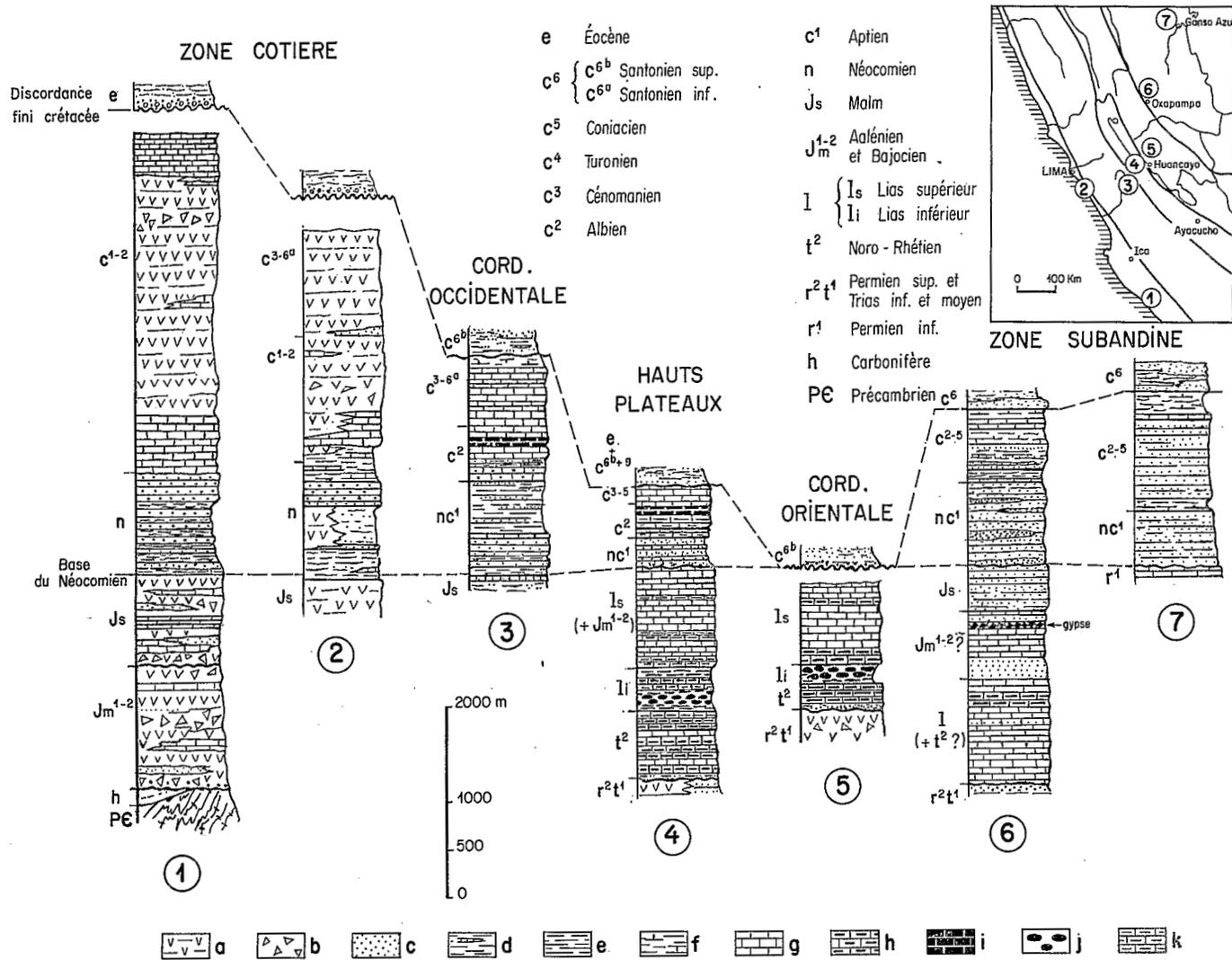


Fig. 41. — Principales coupes stratigraphiques du Mésozoïque du Pérou central

1. D'après W. RÜEGG (1957, 1961) et A. AGUIRRE M. (1961). 2. D'après le rapport inédit de T. SZEKELY (1969). 3. D'après A. von HILLEBRANDT (1970) et des observations personnelles. 4. D'après J. V. HARRISON (1940), J. J. WILSON (1963), T. SZEKELY et L. T. GROSE (1972) et des observations personnelles. 5. D'après J. V. HARRISON (1951 a), J. PAREDES et des observations personnelles. 6. D'après des documents inédits de la Cerro de Pasco Petroleum Cy. et des observations personnelles. 7. D'après R. MORAN et D. FYFE (1933) et d'après E. KOCH (1962)

a. Séries volcaniques et volcanosédimentaires. b. Brèches. c. Grès. d. Shales. e. Shales à intercalations calcaires. g. Calcaires. h. Calcaires à cherts. i. Calcaires calcaréo-bitumineux. j. Nodules calcaréo-bitumineux. k. Calcaires marneux

Ce découpage s'impose de fait dans le paysage, où les calcaires et shales éoliasiques donnent une dépression herbue, souvent couverte de cultures, entre les barres vigoureuses formées par les séries calcaires inférieure et supérieure.

J. V. HARRISON, dans ses publications de 1940, 1943 *a* et *b*, 1956 *b* et *c*, adopte ces mêmes subdivisions et les différencie dans ses cartes des Hauts Plateaux entre 11° S. et 12° 30' S. W. F. JENKS (1951) cartographie sans le diviser ce même ensemble carbonaté dans la zone de Cerro de Pasco et lui donne le nom, classique depuis, de groupe Pucara. Les travaux paléontologiques de L. R. COX (1949) et de O. HAAS (1953) précisent l'âge norien et noro-rhétien de la partie inférieure du groupe et, plus récemment, le travail de P. LEVIN (1974) établit la présence de Ladinien et de Carnien sous le Norien, à la bordure nord-est de la Cordillère Orientale (secteur de San Ramon). L'âge de la lithologie des deux unités supérieures sont redéfinis avec plus de détail par F. MÉGARD (1968) puis par T. SZEKELY et L. T. GROSE (1972); ces deux auteurs donnent la première synthèse sur le groupe Pucara dans le Pérou central entre Cerro de Pasco et Huancayo.

1.1. LES SÉRIES DU TRIAS MOYEN ET SUPÉRIEUR, RHÉTIEN COMPRIS (fm. CHAMBARA)

La partie inférieure du groupe Pucara, baptisée formation Chambara en 1961 par L. T. GROSE (rapport inédit), est bien représentée dans le Pérou central depuis la vallée de Chinchao, au nord-est de Huanuco, jusque vers 13° S. Elle affleure dans les synclinaux de la Cordillère Orientale, dans la cuesta mésozoïque continue qui la borde au sud-ouest et, plus au sud-ouest, au cœur de quelques anticlinaux sur les Hauts Plateaux. On ne la connaît ni dans la Cordillère Occidentale, ni sur la côte.

Comme nous l'avons vu p. 99-103, la base de cette formation est une « discordance d'érosion » (disconformity) qui, par endroits, passe à une discordance angulaire. Son toit est marqué par un changement lithologique net, mais les couches restent parallèles de part et d'autre.

Lithologie

A la base de la formation Chambara figurent des séries à affinités encore continentales, qui remplissent des dépressions topographiques irrégulières taillées dans le groupe Mitu; leur épaisseur varie de zéro à 200 ou même 300 m (cf. p. 101); il arrive exceptionnellement que ces niveaux se gonflent et composent près de la moitié de la série, comme par exemple à une quinzaine de kilomètres au sud-est de Tarma (coupe d'Incatacuna, cf. HARRISON, 1940 et SZEKELY et GROSE, *op. cit.*).

Ces séries terrigènes sont suivies par un ensemble carbonaté dont la puissance peut atteindre 3 000 m. Il comporte des calcaires, calcaires dolomitiques et dolomies, habituellement disposés en bancs épais de 0,2 à 3 m mais plus couramment compris entre 0,5 et 1 m, séparés par des lits calcaréo-argileux de quelques centimètres ou par des diasthèmes. Les roches carbonatées ont une couleur grise très claire à noire qui semble liée à un pourcentage croissant de matière organique; par endroits elles sont franchement bitumineuses; elles présentent parfois un rubanement pluricentimétrique. Nombre de ces roches sont bioclastiques ou même sont de véritables calcarénites qui peuvent montrer des stratifications obliques. Des brèches intraformationnelles monogéniques sont présentes mais rares. Les cherts et les chailles, disposés parallèlement aux couches, sont fréquents et s'associent souvent en lits continus à surfaces très irrégulières groupés en ensembles de plusieurs mètres; la silicification atteint souvent les fossiles qui sont alors parfaitement bien conservés. On note aussi des géodes de calcite de quelques centimètres, de forme sphérique, très abondantes dans certains bancs. Cet ensemble carbonaté comporte des intercalations diverses: les plus fréquentes sont des shales, siltstones et grès souvent cinéritiques et alors d'un vert brillant, disséminés dans toute la série. Plus rares sont les gypses rouges et gris que l'on trouve en place près de la base de la série carbonatée à Muylo, sur la vieille route Tarma-La Oroya.

Faunes et flores

Les travaux anciens (JAWORSKI, 1922; STEINMANN, 1929) attribuaient un âge carnien aux séries carbonatées de Cerro de Pasco (calcaires du Cerro Uliachin). La découverte par B. BOIT (1940), dans la même

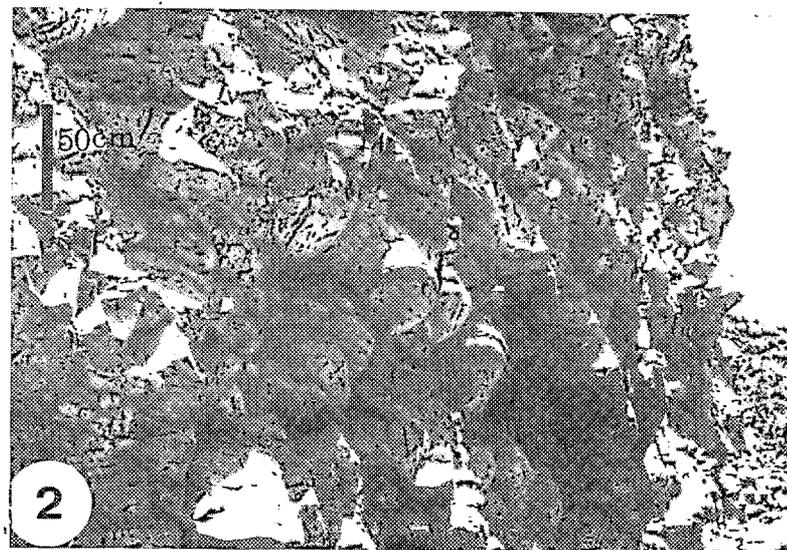


PLANCHE V. — LE MATÉRIEL ANDIN

1. Stratification oblique dans les calcaires du Lias supérieur près de San Pedro de Cajas (Hauts Plateaux). 2. Nodules de calcaire siliceux et bitumineux dans les shales bitumineux du Lias inférieur (même localité que 1). 3. Pli synsédimentaire en chevron, à charnière épaissie, dans les grès du Néocomien des Hauts Plateaux (vers la mine de charbon de Negro Bueno). 4. Pli synsédimentaire du même type que (3) dans les shales et calcaires hauteriviens de Lima (fm. Pamplona). Lima, raffinerie de Conchan.

zone, d'un *Pseudomonotis ochotica* en place, puis les études paléontologiques de L. R. COX (1949) sur les échantillons récoltés par J. V. HARRISON, de O. HAAS (1953) sur le matériel collecté par W. F. JENKS et de J. MÉGARD-GALLI (in MÉGARD, 1968) établissent en divers points l'âge de la série calcaire inférieure. Les fossiles les plus répandus sont des Gastéropodes, souvent silicifiés, appartenant à une dizaine d'espèces différentes, plus rares sont les Myophories, le Brachiopode *Spondylospira* et le Pectinidé *Pseudomonotis ochotica*. O. HAAS (*op. cit.*), après un examen exhaustif de cette faune, conclut à un âge norien à noro-rhétien. Notons que le Rhétien franc à *Avicula contorta* n'a été identifié que près de San Ramón (LEVIN, 1974).

On attribue aussi un âge norien à noro-rhétien aux calcaires inférieurs (fm. Suta) de la région de Leimebamba (6° 40' S., 77° 45' W.) datés par de nombreuses Ammonites qui coexistent avec *P. ochotica* (JAWORSKI, 1922), et aux séries carbonatées du Nevado de Acrotambo dont les faunes, attribuées au Ladinien par K. KÖRNER (1937), ont été réétudiées par O. HAAS (*op. cit.*).

Les auteurs étaient donc d'accord pour attribuer un âge exclusivement norien et noro-rhétien à la fm. Chambara. Cette conclusion est remise en question par la découverte récente (LEVIN, 1974), des Ammonites *Protrachyceras reitzi* (Ladinien inférieur) et *Aulacoceras indusens* (Carnien) dans la base de la formation, à proximité de San Ramón. Il s'ensuit :

— Soit que la transgression triasique a atteint la zone de San Ramón dès le Ladinien et ne s'est étendue vers les Hauts Plateaux qu'au Norien (cf. fig. 46).

— Soit que la transgression triasique a débuté partout au Ladinien, mais sans laisser de fossiles de cet âge ailleurs qu'à San Ramón. Seules de nouvelles recherches permettront de lever cette indétermination.

Changements de faciès et d'épaisseur

La lithologie de la fm. Chambara, telle que nous l'avons définie ci-dessus, est typique des zones où la formation mesure 500 à 1 000 m; hors de ces limites, on observe des changements de faciès assez notables.

Aux environs de Cerro de Pasco, les sections étudiées par W. F. JENKS sous le nom de groupe Pucara indivis correspondent en fait uniquement à la fm. Chambara¹ (COX, 1949; HAAS, 1953):

De part et d'autre de la faille subméridienne de Cerro de Pasco s'opposent un *domaine oriental*, où la série compte 2 900 m de calcaires et dolomies sombres souvent bitumineux et un *domaine occidental* avec 620 m de calcaires et dolomies clairs, rarement bitumineux, avec de nombreuses intercalations de shales dont l'une, de teinte verte et rouge, atteint 70 m d'épaisseur. L'épaisseur réduite de la section occidentale est due, dans une proportion impossible à préciser, à l'érosion précrétacée, mais par contre le changement de faciès est indéniable. Le jeu inverse d'âge tertiaire de la faille de Cerro de Pasco, qui est inclinée à 50-60° vers l'est, ne suffit pas à expliquer cette juxtaposition de faciès. Il est nécessaire que cette faille ait joué au Trias en faille de subsidence, en effondrant le bloc oriental.

Plus au sud, on retrouve l'opposition entre une *zone positive sud-ouest*, à Trias supérieur d'épaisseur réduite et d'une *zone négative nord-est* à Trias supérieur épais, de part et d'autre d'une limite située un peu au nord-est du cours du rio Mantaro entre 11° S. et 11° 30' S. et au long de ce même cours d'eau au sud de La Oroya, ainsi que J. V. HARRISON le note dans ses coupes tectoniques en 1943. Ce schéma semble hérité de la tectonique tardihercynienne. Dans la zone positive sud-ouest, les séries s'amincissent rapidement vers l'ouest. Elles ne dépassent pas 200 m autour des boutonnières paléozoïques de Chulpan et Malpaso; il est vraisemblable que le sel du diapir de San Blas, le seul des Andes du Pérou central, est d'âge triasique et issu de la partie basale de ces séries réduites.

Sur le flanc nord-est du *dôme de Yauli*, le Trias est peut-être encore représenté dans la série basale du groupe Pucara et en particulier, par les 6 à 7 m de grès blancs et calcaires et les 40 m de calcaires clairs qui composent sa partie la plus inférieure; ces couches, décrites par A. J. TERRONES comme appartenant, au Mitu, indiquent en fait le début de la transgression de la mer Pucara; à la pointe nord du même dôme le gypse de Morococha pourrait également être triasique. Par contre, le Pucara du flanc sud-ouest du

1. Par contre, dans la zone cartographiée par JENKS, le Lias est représenté en plusieurs endroits, en particulier au bord de la route Junin-Cerro de Pasco, quelques 5 km à l'ouest-nord-ouest de Tambo del Sol.

dôme est exclusivement liasique (SZEKELY et GROSE, *op. cit.*). Plus au sud-ouest et au sud, seuls affleurent des terrains post-triasiques.

Les réductions d'épaisseur ou même l'absence du Norien et du Noro-Rhétien à la bordure sud-ouest des Hauts Plateaux entre 10° 30' S. et 11° 45' S. peuvent être dus soit à un dépôt initial réduit ou nul, soit à l'érosion, survenue au début du Lias, d'une série Chambara d'épaisseur normale. T. SZEKELY et L. T. GROSE (*op. cit.*) sont en faveur de la seconde hypothèse. Je penche pour la première du fait que :

1. L'existence de séries carbonatées réduites d'âge norien et nororhétien et celle de séries très minces à calcaires, grès et shales souvent rouges vraisemblablement en partie triasique, est liée à la présence de zones positives à l'intérieur ou en bordure du bassin triasique.

2. L'absence dans le Lias de produits de l'érosion du Trias et en particulier de conglomérats à galets de chert est difficilement compatible avec une telle érosion.

Certes, il y a hiatus, et même émergence au début du Lias, mais ces processus ne sauraient, du moins dans le centre du Pérou, expliquer à eux seuls l'amincissement et la disparition du Trias supérieur vers le sud-ouest.

Dans la *Cordillère Orientale*, les quelques témoins de Trias montrent que la série s'amincit vers le nord-est. De plus de 600 m vers Huancayo, la couverture triasique carbonatée passe à 200 m dans le flanc nord-est du synclinal de Ricran, puis, plus à l'est, à des cargneules qui laissent supposer le passage à des séries évaporitiques (PAREDES, 1972). Plus au nord-est, dans la région de San Ramón, le Trias moyen et supérieur (Rhétien compris) atteint à nouveau 500 ou 600 m (LEVIN, 1974). Beaucoup plus au sud, dans la vallée du rio Mantaro au nord-ouest de Huanta (74° 30' W., 12° 46' S.), le Trias supérieur est vraisemblablement représenté par une centaine de mètres de calcaires, marnes et dolomies clairs, partiellement glauconieux, intercalés de grès lie de vin et de gypse en bancs et lentilles de 0,10 m à 1 m de puissance. Par endroits, une centaine de mètres de gypse couronnent cette séquence, qui est recouverte en concordance par les calcaires noirs, fétides, à *Vola alata*, du Lias.

Dans la *zone subandine* on retrouve une séquence Pucara au nord de 11° 30' S., mais elle n'a donné que des fossiles liasiques sauf dans la vallée de Chinchao située 30 km au sud de Tingo Maria. Là, G. STEINMANN (1929) a daté du Trias une série carbonatée de plus de 3 000 m de puissance, constituée de calcaires bleu-noir parfois bitumineux plus pauvres en cherts que le Chambara typique (cf. aussi KOCH, 1962). Il est donc possible qu'en d'autres points la base du Pucara subandin indifférencié, dit aussi fm. Santiago, soit triasique.

Paléogéographie du Trias supérieur (fig. 42 A)

Dans la mesure où les changements d'épaisseur du Trias moyen et supérieur au sud de 11° S. sont liés pour l'essentiel aux conditions originelles de dépôt, le dessin des isobathes, donné par T. SZEKELY et L. T. GROSE (*op. cit.*) et intégré ici avec quelques modifications de détail dans un cadre régional plus vaste, donne une idée de la forme générale du bassin triasique et du taux de subsidence dans ce bassin. Il a une forme allongée et l'axe de la subsidence maximale a une direction en gros nord-sud de la vallée du rio Chinchao jusqu'à 11° 15' S., puis nord-ouest-sud-est jusqu'au voisinage d'Ayacucho où le bassin se terminait vraisemblablement en doigt de gant car, à Andahuaylas, R. MAROCCO (1971) relève l'absence du Trias. Dans l'ensemble, la forme du bassin triasique ne préfigure pas celle des structures andines: on voit, en particulier, que l'axe de subsidence traverse en oblique la Cordillère Orientale dans la partie nord de la carte (fig. 42 a).

Au sud de 11° 45' S., la limite sud-ouest des terrains triasiques n'est due qu'à leur disparition sous la couverture plus récente; on sait seulement d'après W. RÜEGG (1957) que la série mésozoïque du bourrelet côtier d'Ica, la plus complète de la côte centrale, débute avec l'Aalénien qui repose directement sur le Permien ou sur des roches plus anciennes.

Dans son ensemble, le bassin triasique peut être considéré comme néritique, mais le Trias attend une étude sédimentologique et pétrographique sérieuse. L'absence de sédiments terrigènes, sauf à proximité immédiate de rivages, indique une érosion très faible des zones émergées, et très probablement, l'absence de reliefs marqués dans ces zones.

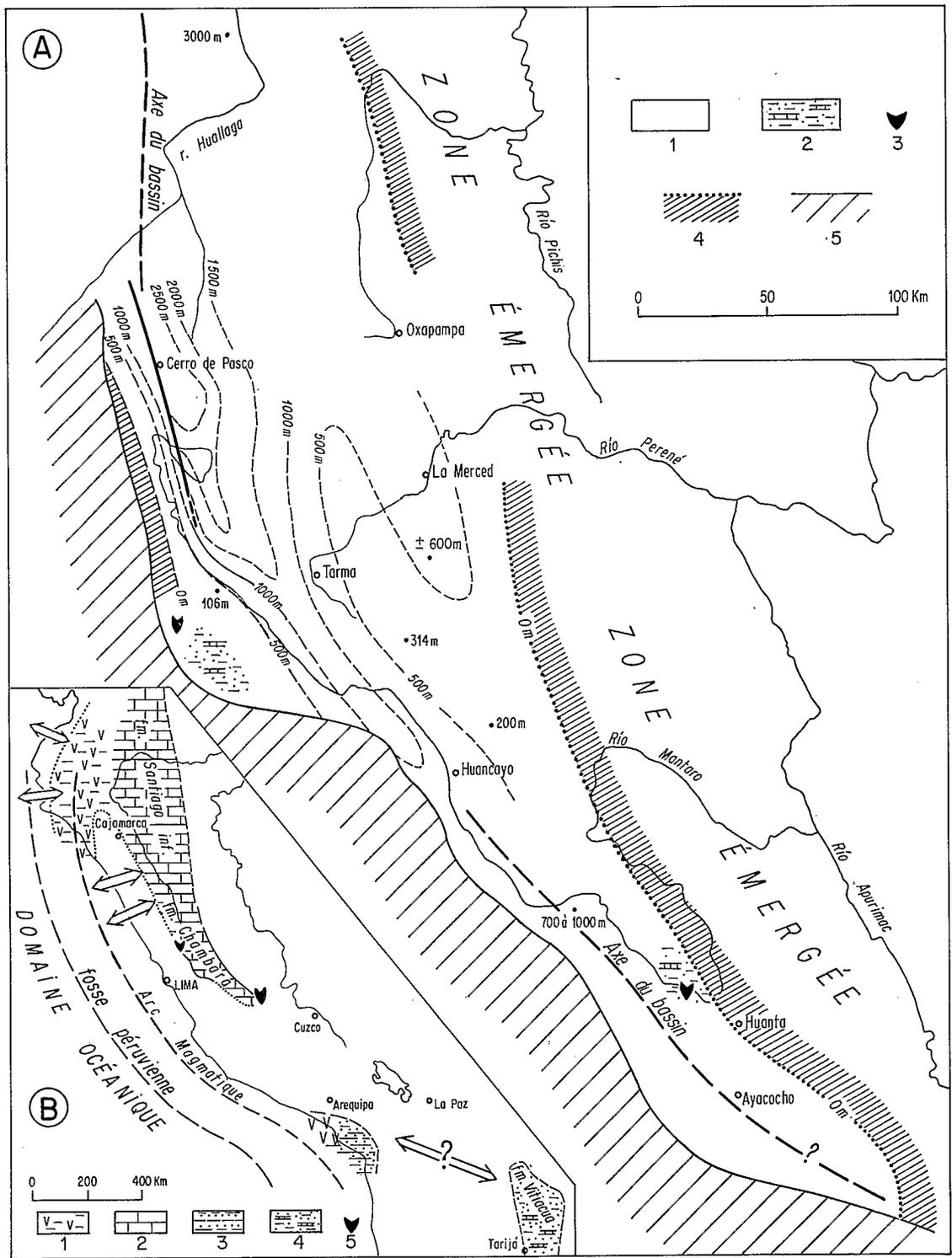


Fig. 42 A. — Carte des isopaques des séries carbonatées du Trias supérieur du Pérou central, d'après SZEKELY et GROSE, 1972, légèrement modifié

1. Faciès carbonatés. 2. Couches rouges à intercalations carbonatées. 3. Evaporites. 4. Limite probable du bassin. 5. Limite d'affleurement

Fig. 42 B. — Lithofaciès du Trias supérieur du Pérou et de Bolivie, d'après E. AUDEBAUD et al., 1973

1. Faciès volcanosédimentaire. 2. Faciès carbonatés. 3. Faciès saumâtres grés-argileux. 4. Faciès continental et saumâtre à rares intercalations carbonatées. 5. Evaporites. Les flèches indiquent les communications possibles d'un bassin à un autre ou à la mer ouverte

Si on replace le Pérou central dans un ensemble plus large (fig. 42 B) on voit que le bassin triasique du centre du Pérou était un vaste golfe qui communiquait avec la mer ouverte au niveau de 5° S. et peut-être aussi entre 5 et 10° S. car à ces latitudes le Trias a pu s'étendre largement vers l'ouest: en effet, il ne disparaît dans cette direction que caché par des sédiments plus récents ou érodé avant le dépôt du Lias ou celui du Crétacé.

1.2. LES SÉRIES DU LIAS ET DU DOGGER

Le *Lias* affleure très largement sur les Hauts Plateaux, dans la Cordillère Orientale et la zone subandine, mais n'est pas connu sur la côte ni dans le versant pacifique des Andes du Pérou central.

Il y a continuité apparente de la sédimentation entre le Noro-Rhétien et le Lias, mais le Rhétien franc n'a été identifié paléontologiquement qu'à San Ramón, et on ne connaît dans tout le Pérou que trois gisements de fossiles hettangiens. Par ailleurs, J. J. WILSON et L. REYES (1964) décrivent une discordance angulaire entre Sinémurien et Trias supérieur sur la rive droite du rio Marañon par 7° 30' S. Ce ne sont là que des indices isolés, mais qui sont tous en faveur d'une régression au moins partielle au cours du Rhétien, suivie, à l'Hettangien, d'une transgression au long de l'axe du bassin norien. Cette transgression s'affirme au Sinémurien, dont les dépôts s'étendent sur une zone beaucoup plus vaste que ceux du Norien.

Le Lias supérieur se dépose en continuité sur le Sinémurien et semble occuper les mêmes surfaces.

Le *Dogger*¹, par contre, n'a été identifié paléontologiquement qu'en quelques points: sur les Hauts Plateaux, il fait corps avec l'ensemble triasico-liasique Pucara dont il forme le sommet; il en serait de même dans la zone subandine (cf. *infra*). Sur la côte, par contre, le Trias et le Lias sont absents et le *Dogger* s'intercale entre des terrains pré-mésozoïques divers et le Malm.

La figure 43 donne les colonnes stratigraphiques les plus typiques du Lias et du *Dogger* du Pérou central.

1.2.1. Les séries côtières: le *Dogger* du bourrelet côtier d'Ica et Nazca (fm. Rio Grande)

Dans ce secteur, la sédimentation andine s'initie à l'Aalénien ou au Toarcien supérieur. Les séries de cet âge reposent indifféremment sur le socle précambrien ou sur le Paléozoïque; elles sont essentiellement volcaniques et épaisses de quelques centaines de mètres à plus de 1 200 m; des sédiments terrigènes fossilifères s'y intercalent et permettent de les dater. Leur étude que nous résumons brièvement ici a été effectuée par W. RÜEGG (1957).

Les volcaniques sont les produits de l'activité souvent explosive d'un groupe de volcans alors situés en mer. Ce sont pour l'essentiel des brèches, des agglomérats, des tufs et des conglomérats volcaniques à stratification mal définie. Leurs éléments, tout comme les roches qui composent les coulées, sills et stocks hypabissaux associés à ces séries volcanoclastiques, sont des roches pauvres en silice, à labrador-andésine et souvent à olivine, fréquemment porphyritiques. On y a déterminé des basaltes, des diabases, des andésites peu nombreuses et de rares dacites.

Les sédiments intercalés sont des grès calcareux, des arkoses, des brèches carbonatées à grains fins, des calcaires fins.

Les fossiles sont:

— de rares ammonites, déterminées par W. J. ARKELL comme *Hammatoceras alleoni* Dumortier (?) qui, en Europe, détermine encore le Toarcien supérieur et *Planammatoceras* aff. *planinsigne* Vacek, forme aalénienne typique,

— des gastéropodes et des lamellibranches, dont l'association indique plutôt un âge bajocien selon L. R. COX, des coraux,

1. Conformément à un usage bien établi dans les pays anglo-saxons et adopté depuis peu en France, nous incluons l'essentiel de l'Aalénien, c'est-à-dire les zones à *Opalinum*, à *Murchisonae* et à *Concavum*, dans la base du *Dogger*, cf. MOUTERDE *et al.*, 1971.

— des restes de plantes qui seraient d'âge jurassique moyen.

En résumé, la formation Rio Grande est *aalénienne* et *bajocienne*... et peut-être aussi *toarciennne* à sa partie inférieure.

1.2.2. Les séries du Lias et du Dogger des Hauts Plateaux et de la Cordillère Orientale

Sur les *Hauts Plateaux* entre 10° 30' S. et 12° 30' S., on différencie très facilement deux unités dans le Lias: la plus basse ou fm. Aramachay correspond à l'Hettangien et à la plus grande partie du Sinémurien; c'est une formation tendre, calcaréo-argileuse, parfois gréseuse et surtout toujours riche en bitume; la plus haute ou fm. Condorsinga, franchement calcaire, représente le sommet du Sinémurien, le Pliensbachien, le Domérien et le Toarcien et peut monter dans l'Aalénien et le Bajocien. Il ne semble pas que l'on puisse différencier aisément ces unités au sud de 12° 30' S., ni au pourtour du dôme de Yauli, où le Lias se réduit à une série calcaire de 200 à 500 m, datée en son milieu par des Ammonites sinémuriennes (T. SZEKELY et L. T. GROSE, 1972). Notons aussi qu'à proximité de Huancavelica on différencie le Bajocien calcaro-gréseux sous le nom de fm. Chunumayo.

Dans la *Cordillère Orientale*, en particulier dans le synclinorium de Ricran, on retrouve l'unité inférieure bitumineuse du Lias et son unité supérieure calcaire. Cette distinction apparaît encore clairement dans la colonne stratigraphique donnée par P. LEVIN (1974) pour la mine de San Vicente, près de San Ramón.

1.2.2.1. LE LIAS INFÉRIEUR OU FORMATION ARAMACHAY

La stratigraphie de cette formation a été étudiée très en détail par T. SZEKELY et L. T. GROSE (1972) sur les Hauts Plateaux, depuis le lac de Junin jusqu'à Huancayo; j'ai largement utilisé leur étude dans ce qui suit.

Lithologie et faciès

Le Lias inférieur est représenté par des shales, des calcaires et des grès très fréquemment *bitumineux*; c'est, nous l'avons déjà souligné, un excellent niveau repère qui se traduit morphologiquement par une zone déprimée. Typiquement, ce sont les shales plus ou moins limoneux qui prédominent, suivis des grès à grain fin, des calcaires et des cherts disposés en lits; les calcaires se présentent en bancs de 20 à 50 cm, fréquemment lenticulaires, ou en nodules discoïdaux dont le diamètre peut atteindre le mètre; on note aussi des lits volcano-détritiques. L'ensemble a une teinte noire et une patine brun-lilas claire très caractéristique.

Dans la région type d'Aramachay, qui borde au sud-ouest la dépression quaternaire de Jauja-Huancayo, T. SZEKELY et L. T. GROSE (1972 et comm. écrite) ont observé au sommet de la formation, qui au total mesure 300 à 350 m, une série phosphatée de 60 à 100 m d'épaisseur. Les *phosphates* sont répartis dans des niveaux calcaréo-pélitiques, des grès, des calcaires; ils sont soit disséminés, soit en nodules et parfois associés à de la glauconie. Ces auteurs notent également des shales très bitumineux riches en sélénium et vanadium à 80 m de la base de la formation.

Le toit du Noro-Rhétien et la base du Lotharingien, qui encadrent la fm. Aramachay, sont également très riches en cherts et en matière organique.

Hors de la zone d'Aramachay, où les termes les plus argileux de la série sont particulièrement bien développés, ce sont les calcaires bitumineux siliceux en lentilles ou nodules qui sont les plus typiques: on les reconnaît depuis la région de Cerro de Pasco jusqu'à 12° 30' S., dans la partie nord-est des Hauts Plateaux et le synclinorium de Ricran.

Dans la région de San Ramón (LEVIN, 1974), on passe à des calcaires toujours bitumineux, riches en sulfures, mais disposés en bancs continus, qui forment l'essentiel de la série liasique.

Dans certains secteurs, par exemple dans la partie centrale des Hauts Plateaux, entre le lac de Junin et La Oroya, des grès s'introduisent dans la série. J. V. HARRISON (1943 a) note une intercalation de grès

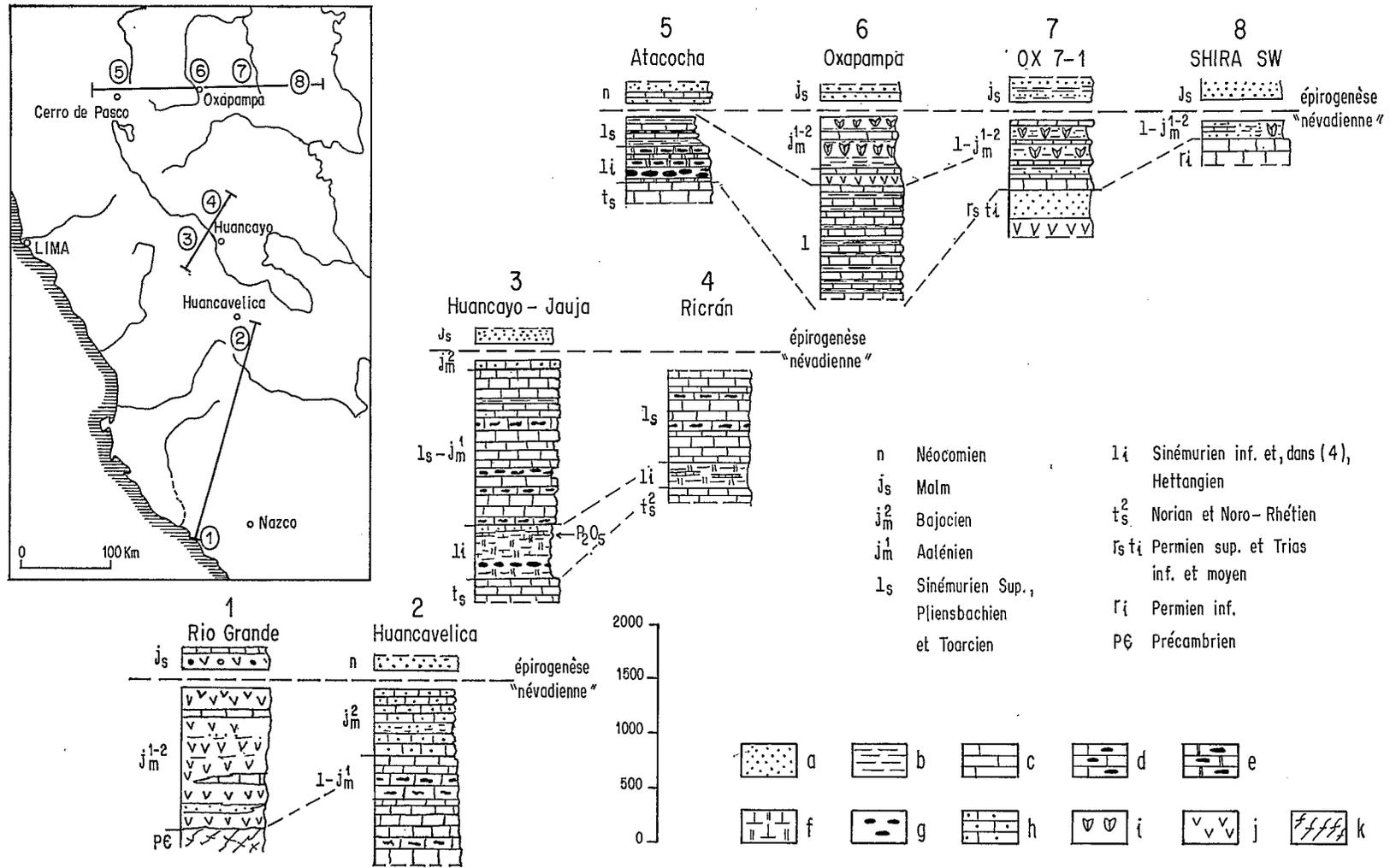


Fig. 43. — Principales coupes stratigraphiques du Lias et du Dogger dans le Pérou central

a. Grès. b. Shales. c. Calcaires. d. Calcaires à silix. e. Calcaires bitumineux à silix. f. Shales et marnes bitumineux. g. Nodules de calcaires bitumineux. h. Calcaires gréseux. i. Gypse et sel. j. Roches volcaniques et volcanosédimentaires. k. métamorphites

bigarrés épaisse de 80 m et diverses intercalations gréseuses mineures dans une série sinémurienne par ailleurs typique, qui mesure 400 m, située quelques kilomètres au nord-est de La Oroya. Les coupes de T. SZEKELY et L. T. GROSE (1972), une vingtaine de kilomètres au nord-ouest de La Oroya, montrent aussi un Lias inférieur épais (450 m) où les apports gréseux jouent un grand rôle, soit en intercalations franches, soit associés aux calcaires et aux shales. Une partie des grès sont cinéritiques, sur le parallèle 12° 30' S., à la limite des feuilles de Huancayo et Conaica. Dans la zone de San Ramón, P. LEVIN (1974) note aussi des intercalations de grès et un horizon tufacé.

Enfin, le Lias inférieur est sans doute représenté, sur le parallèle 12° 30' S., à la limite des feuilles de Huancayo et Huancavelica et à proximité du bord ouest des Hauts Plateaux, par des calcaires gris, noduleux, à patine jaune-brun clair, et par des marnes gris-verdâtre; ils affleurent au cœur de quelques anticlinaux, sous plus de 1 000 m de calcaires du Lias supérieur. Si l'on avait confirmation de leur âge, il y aurait là un changement latéral de faciès très net.

Faune et flore

L'Hettangien n'a été identifié qu'en deux localités du Pérou central:

— Dans le synclinal de Ricran, 17 km au nord-est de Jauja, où J. V. HARRISON (1943 a) a recueilli les Ammonites *Psiloceras* et *Caloceras*;

— A la mine de San Vicente, près de San Ramón, où P. LEVIN (1974) a découvert plusieurs spécimens de *Schlotheimia angulata* Schloth. et plusieurs espèces de *Psiloceras* (*planorbis*, *johnstoni*, *reis*).

Par contre, les ammonites sinémuriennes sont nombreuses dans le matériel récolté par J. V. HARRISON (1943 a), O. H. SCHINDEWOLF (1957), T. SZEKELY et L. T. GROSE (1972), P. LEVIN (1974) et par moi-même. Ce sont des Ariétitidae avec les genres *Arnioceras*, *Agassiceras*, *Arietites*, *Vermiceras*, *Coroniceras* et des Schlotheimidae comme *Angulaticeras* et *Boucaulticeras*; on note aussi *Microderoceras*. Tous ces genres sont caractéristiques du Sinémurien inférieur selon M. K. HOWARTH qui a étudié le matériel de T. SZEKELY et L. T. GROSE. La présence de *Paltechioceras* et d'*Eparietites* déterminés par O. A. PARDO (in MÉGARD, 1968) et qui caractérisent le Sinémurien supérieur, pose un problème, car *Microderoceras* du Sinémurien inférieur se trouve souvent tout au sommet de la fm. Aramachay.

Dans l'état actuel de la question, nous considérerons que la formation Aramachay a un âge hettangien à sinémurien inférieur, mais que localement le faciès bitumineux Aramachay peut monter jusque dans le Sinémurien supérieur.

La formation contient aussi des Lamellibranches, des Pectinidés en particulier, ainsi que des débris de bois récoltés par O. H. SCHINDEWOLF à l'est de La Oroya et par T. SZEKELY et L. T. GROSE, 20 km au nord-nord-est de La Oroya.

1.2.2.2. LE LIAS SUPÉRIEUR. BAJOCIEN OU FORMATION CONDORSINGA¹

C'est une formation presque exclusivement carbonatée dont la puissance dépasse fréquemment 1 000 m. Les calcaires, qui en composent la majeure partie, sont bien lités et disposés en bancs de 20 à 70 cm qui, exceptionnellement, atteignent 2 et même 3 m. Souvent ils sont oolithiques ou bioclastiques et passent même à des calcarénites; ils peuvent montrer des stratifications obliques. Ils contiennent des cherts ou des chailles qui sont particulièrement abondants dans la moitié inférieure de la formation et fréquemment concentrés dans des bandes de quelques mètres d'épaisseur; souvent la dissolution de ces bandes ne laisse qu'une abondance de chailles décalcifiées très légères et isolées de leur gangue.

Le passage d'un banc calcaire à un autre se fait par l'intermédiaire d'un diasthème ou par des lits marneux très minces et lenticulaires qui passent le plus souvent inaperçus. Les intercalations marneuses ou pélitiques plus épaisses sont rares, mais sont facilement repérables par leurs couleurs vives rouges ou vertes: les shales bariolés de la zone de Huayucachi (8 km au sud de Huancayo) attribués par J. V. HAR-

1. Terme employé par D. H. MC LAUGHLIN (1924) pour désigner les calcaires liasiques de la région de Jatunhuasi, 50 km à l'ouest de Huancayo, et repris par F. MÉGARD (1968) pour désigner exclusivement les séries calcaires supérieures du groupe Pucara.

RISON (1956 c, p. 23) au Lias inférieur, appartiennent en fait à la fm. Condorsinga. Une partie de ces intercalations sont cinéritiques.

Les fossiles les plus fréquents sont diverses espèces de térébratules, de rhynchonelles et de spiriferines de grande taille, des lamellibranches dont la classique *Volva alata*, des Echinodermes dont *Pentacrinus*, des coraux et des éponges. L'âge de la formation est donné par des Ammonites, assez rares et de petite taille mais souvent silicifiées, qui appartiennent aux genres *Oxymoticeras*, *Coeloceras*, *Androgynoceras*, *Uptonia*, *Harpoceras*, *Esericeras* et *Phymatoceras* (dét. O. A. PARDO in MÉGARD, 1968), tous du Sinémurien supérieur au Toarcien supérieur; un Graphoceratidae mal conservé, récolté à proximité de couches datées du Toarcien supérieur, suggère que l'Aalénien est également présent.

Enfin, J. V. HARRISON (1956 c, p. 26) a trouvé un *Stephanoceras* aff. *S. humphriesianum* Sow. (dét. W. J. ARKELL) 19 km au sud-sud-ouest de Huancayo, dans un anticlinal où affleure, selon F. MÉGARD (1968), le sommet de la fm. Condorsinga. Une lettre récente de J. M. EDMONDS (University Museum, Oxford) vient de me préciser la position exacte de ce gisement: la fm. Condorsinga peut donc également monter jusque dans la partie inférieure du Bajocien moyen. Ces faits n'apparaissent pas clairement à la lecture du texte de J. V. HARRISON (*op. cit.*, p. 25-27); ce texte suggère au contraire que ce *Stephanoceras* provient des « 210 à 245 m de calcaires gris lités régulièrement avec, à leur base, un horizon jaune clair à crème », qui dans la partie sud-ouest de la feuille de Huancayo (HARRISON, *op. cit.*, et MÉGARD, 1968) forment une unité bien distincte insérée entre (i) des grès inférieurs (fm. Cercapuquio, MÉGARD, 1968) reposant eux-mêmes sur le Toarcien et (ii) des grès supérieurs néocomiens. L'âge de cette unité calcaire distincte ou calcaires « Chaucha », que j'avais à tort assimilée à la fm. Chunumayo du Dogger (cf. infra) en m'appuyant sur l'article de J. V. HARRISON se trouve donc remis en question, de même que l'âge des grès Cercapuquio sous-jacents qui n'ont pas livré de fossiles déterminables: ces unités appartiennent vraisemblablement au Jurassique supérieur (cf. p. 124).

1.2.2.3. LE BAJOCIEN DIFFÉRENCIÉ: LA FORMATION CHUNUMAYO

Jusqu'à présent, le Bajocien n'a été identifié comme une unité géologique bien individualisée que sur la feuille de Huancavelica où S. NARVAEZ et C. GUEVARA (1968) l'ont cartographiée. Ce Bajocien, qui affleure entre 10 et 20 km au sud de Huancavelica (Hacienda Chunumayo) était connu depuis le début du siècle.

D'après E. JAWORSKI (1913, 1915), il comporte des calcaires sombres, grés-argileux, à patine jaunâtre qui, selon S. NARVAEZ (comm. orale), reposent en concordance sur les calcaires du Lias et sont ravinés par les grès néocomiens; leur épaisseur, estimée à partir de la carte géologique, peut dépasser 600 m. Ce sont eux que C. WEAVER (1942) puis S. NARVAEZ dans la légende de sa carte, ont baptisé fm. Chunumayo.

Ces calcaires ont fourni des Lamellibranches, des Brachiopodes et surtout une riche faune d'Ammonites décrite par E. JAWORSKI (1913, 1915) et par G. STEINMANN (1929) et qui comprend: *Sonninia mesacantha* (Waagen) et *S. arenata* du sommet de la zone à Sowerbyi, *Otoites sauzei* d'Orb., *Emileia polyschides* (Waagen), *E. polymera* (Waagen), *Stephanoceras* aff. *bayleanum* (Oppel) de la zone à Sauzei et *Stephanoceras humphriesianum* (Sow.). Ces formes établissent donc la présence du sommet du Bajocien inférieur et de la partie inférieure du Bajocien moyen.

J. BARREDA A. (1975) décrit également une série d'âge aalénien à bajocien moyen dans la région située au sud du coude du rio Pampas (fig. 45). Cette série comprend des calcaires intercalés avec des grès et, au sommet, des shales bruns à fines intercalations de gypse; ces derniers contiennent un *Stephanoceras* cf. *S. humphriesianum*.

Les calcaires du Bajocien des Hauts Plateaux sont étroitement liés aux séries carbonatées Pucara triasico-liasiques et aaléniennes dont ils forment le sommet dans les rares cas où l'érosion pré-crétacée ne les a pas balayés. La présence d'éléments terrigènes dans ces calcaires peut s'interpréter comme un signe précurseur de l'émersion bathonienne.

1.2.3. Les séries du Lias et du Dogger de la zone subandine

Sur une largeur d'une cinquantaine de kilomètres, au nord-est de l'anticlinorium de la Cordillère Orientale, on retrouve des calcaires bitumineux à cherts, avec quelques intercalations de shales et grès

également calcaireux. Cet ensemble, épais de plus de 1 000 m, représente le *Lias*: on y a trouvé quelques ariétites une vingtaine de kilomètres au nord d'Oxapampa au long de la route de Chorobamba. Ceci n'exclut pas que d'autres termes, triasiques en particulier, y soient inclus. Cette série, souvent appelée « calcaires Santiago », disparaît vers le nord-est.

Cet ensemble carbonaté est surmonté par un ensemble terrigène qui contient encore d'épaisses intercalations calcaires; il a été bien décrit par E. KOCH (1962) vers Tingo Maria où il comprend de bas en haut:

- Une série terrigène basale (360 m) avec des grès conglomératiques brun-violacé (55 m), reposant directement sur le Lias, suivis de pélites brun-rouge (265 m) puis de 40 m de grès;
- 400 m de calcaires et dolomies gris-sombre;
- Des grès, pélites et shales bruns à intercalations calcaires, qui dépasseraient 500 m.

Cette unité, que l'on peut appeler « *Sarayaquillo*¹ inférieur » est recouverte en concordance par une unité terrigène beaucoup plus grossière ou « *Sarayaquillo* supérieur ».

Le « *Sarayaquillo* inférieur » a été également décrit par A. ROSENZWEIG (1953 a) 250 km au nord de Tingo Maria, au long du cours moyen du rio Huallaga, et par les géologues de la Cerro de Pasco Petroleum Cy. dans les environs d'Oxapampa; dans ce dernier secteur, il contient en plus du sel, du gypse et une coulée basaltique à proximité de sa base. Au sud-est d'Oxapampa, les séries carbonatées et évaporitiques se réduisent; elles sont encore présentes vers Puente Paucartambo, 30 km au nord de La Merced, où elles sont également associées à une coulée de basalte amygdalaire et à des grès rouges; mais elles semblent absentes au niveau de Satipo.

Au nord-est d'une ligne nord-ouest-sud-est située à peu près 50 km au nord-est de la Cordillère Orientale, les calcaires Santiago disparaissent et le *Sarayaquillo* inférieur, là où il existe, s'intercale entre le Permien et le *Sarayaquillo* supérieur. Il s'agit là encore d'une série terrigène rouge à intercalations calcaires et évaporitiques dont l'épaisseur se réduit progressivement vers l'est. On la connaît dans le forage OX-7-1 (colonne 7, fig. 43), situé à 40 km au nord-est d'Oxapampa, où l'ensemble du *Sarayaquillo* mesure plus de 1 700 m, épaisseur due en partie à la migration du gypse et du sel vers l'axe de l'anticlinal foré; comme à Tingo Maria, le *Sarayaquillo* inférieur débute par 300 m de grès rouges. Plus à l'est, il est absent du bombement de Sira et de la vallée du Tambo; les séries, dites aussi fm. Ené, qui avaient été attribuées au *Sarayaquillo* inférieur dans cette région (HUFF, 1949), ont depuis livré des palynoflores du Permien supérieur (Ch. MARTIN et J. PAREDES, manuscrit en prép.).

Aucun fossile n'a jamais été découvert dans le « *Sarayaquillo* » ni dans les séries équivalentes d'autres secteurs de l'Amazonie péruvienne et équatorienne. Cependant, on peut considérer que le « *Sarayaquillo* inférieur » est anté-bathonien. En effet, la régression bathonienne, phénomène général dans tous les pays andins (cf. HARRINGTON, 1962) se place logiquement entre le *Sarayaquillo* inférieur, encore saumâtre, et le *Sarayaquillo* supérieur continental.

Là où il surmonte le *Lias*, on peut donc attribuer au *Sarayaquillo* inférieur un âge aalénien et/ou bajocien. Par contre, là où elle repose directement sur le Paléozoïque supérieur, la base du *Sarayaquillo* inférieur est sans doute un équivalent latéral des séries carbonatées du *Lias* et même du *Trias* (fig. 46). Si on refuse cette hypothèse, on admet *ipso facto* que le *Dogger* inférieur est transgressif vers l'est par rapport au *Lias*, ce qui paraît peu logique vu ses caractéristiques de dépôt régressif.

1.2.4. La paléogéographie au *Lias* et au *Dogger*

La paléogéographie du *Lias* du Pérou central est assez bien connue au nord-est d'une ligne qui, au nord, suit approximativement la bordure nord-est de la Cordillère Occidentale et, au sud, la bordure nord-est des affleurements volcaniques néotertiaires. Au nord, cette ligne est une limite érosionnelle pré-crétacée. Au sud, c'est une simple limite d'affleurements à proximité de laquelle le *Lias* mesure encore plus de 600 m; la mer liasique, de toute évidence, s'étendait vers le sud-ouest au-delà de cette limite. Y avait-il à ce niveau

1. Nous employons la dénomination de fm. *Sarayaquillo* (KUMMEL, 1948) de préférence à celle de fm. *Chapiza* utilisée en Equateur (TSCHOPP, 1945), et à celle de fm. *Boqueron* (RÜEGG et FYFE, 1948) qui introduit une équivoque quant à l'âge de cette formation, comme le montre E. KOCH (1962, p. 13-14).

connection avec le Pacifique ? Si oui, cette connection ne s'établissait pas par le secteur côtier voisin d'Ica, puisque W. RÜEGG (1957) y relève une lacune totale entre le Permien et l'Aalénien.

Par contre, dans le sud du Pérou, on retrouve un Lias volcanique bien connu près d'Arequipa, où il contient des lentilles de calcaires récifaux (JENKS, 1948). Plus à l'est, à proximité du lac Titicaca, les calcaires et shales noirs de la partie inférieure de la fm. Lagunillas contiennent des Ariétites sinémuriennes (PORTUGAL, 1974).

Dans la zone où l'on peut tracer une carte des faciès (fig. 45), on reconnaît la ligne de rivage de la mer liasique du côté du bouclier brésilien où on localise successivement la bordure nord-est des faciès bitumineux liasiques puis celle du « Sarayaquillo inférieur » saumâtre. On l'identifie aussi dans la zone d'Abancay: selon R. MAROCCO (1968, 1971), la série liasique transgresse directement sur le Permien et comprend au moins 1 000 m de calcaires avec des intercalations de gypse et de sel associées à des couches rouges et à des calcaires bitumineux lenticulaires; plus à l'est cette série s'amincit puis disparaît en biseau à l'est de Limatambo. On note également la présence de gypse dans le Lias dans l'angle nord-ouest de la feuille de Huanta (74° 30' W., 12° 30' S.).

Les affleurements trop isolés du Dogger et le fait qu'il n'ait pu être identifié paléontologiquement dans la zone subandine rendent très interprétative la figure 45. On n'a en particulier aucune idée claire sur la forme et l'extension des bassins et sur leurs connections. Dans la mesure où le Dogger « Chunumayo » fait corps avec le Lias, il est cependant logique d'inférer une relation entre le bassin de dépôt Chunumayo et celui où se sédimentait le Sarayaquillo inférieur.

1.3. ESSAI D'INTERPRÉTATION DES FACIÈS DU TRIAS ET DU LIAS DANS LA ZONE-TYPE DU PÉROU CENTRAL

Dans la région de Chambara-Aramachay (angle sud-ouest de la feuille de Jauja, vers 75° W., 12° S.) on observe très schématiquement, du Norien au Lias supérieur, la succession lithologique suivante:

- (1) grès à plantes avec intercalations carbonatées (partie inférieure de la fm. Chambara),
- (2) calcaires à cherts passant vers le haut à des lits de cherts continus (partie supérieure de la fm. Chambara),
- (3) mudstones et shales bitumineux, auxquels sont associés vers le bas des lits de cherts et vers le haut des lits phosphatiques (fm. Aramachay),
- (4) calcaires, plus riches en cherts et en matière organique vers la base (fm. Condorsinga).

Cette succession rappelle beaucoup celle de la formation Phosphoria du Permien du Wyoming (DUFF *et al.*, p. 191-192, 1967). MC KELVEY *et al.* (1959, p. 5) l'interprètent par des changements de la profondeur du bassin, c'est-à-dire de la vitesse de subsidence: pour la zone Chambara-Aramachay la subsidence dépasserait le taux de sédimentation de (1) à (3), le processus inverse jouant entre (3) et (4).

Par contre, la bathymétrie absolue des dépôts reste une inconnue. Signalons que selon PETTJOHN (1957) l'association grès-phosphates-glaucanie-chert reconnue par T. SZEKELY et L. T. GROSE (1972) à Aramachay indique encore un milieu « de plateforme ».

C'est aussi une plateforme subsidente recouverte d'une tranche d'eau peu épaisse qu'évoquent pour l'essentiel les séries carbonatées du Noro-Rhétien et du Lias où abondent les crinoïdes fixés et les Gastéropodes.

L'interprétation proposée ci-dessus de la sédimentation à Aramachay a pour conséquence de faire du Rhétien, dans ce secteur, une période d'accélération de la subsidence, donc vraisemblablement de distension. Les mêmes mouvements de distension du Rhétien et, plus tard, de l'Hettangien et du Sinémurien inférieur, causeraient l'émersion de certains blocs et leur érosion. Il en résulterait des ruptures de la sédimentation carbonatée marquées par l'irruption de shales rouges et de grès bariolés dans le bassin, relevée par KEARNEY vers La Oroya (*in* HARRISON, 1943 a), de même que, beaucoup plus au nord, la discordance du Sinémurien sur le Norien signalée par J. J. WILSON et L. REYES (1964).

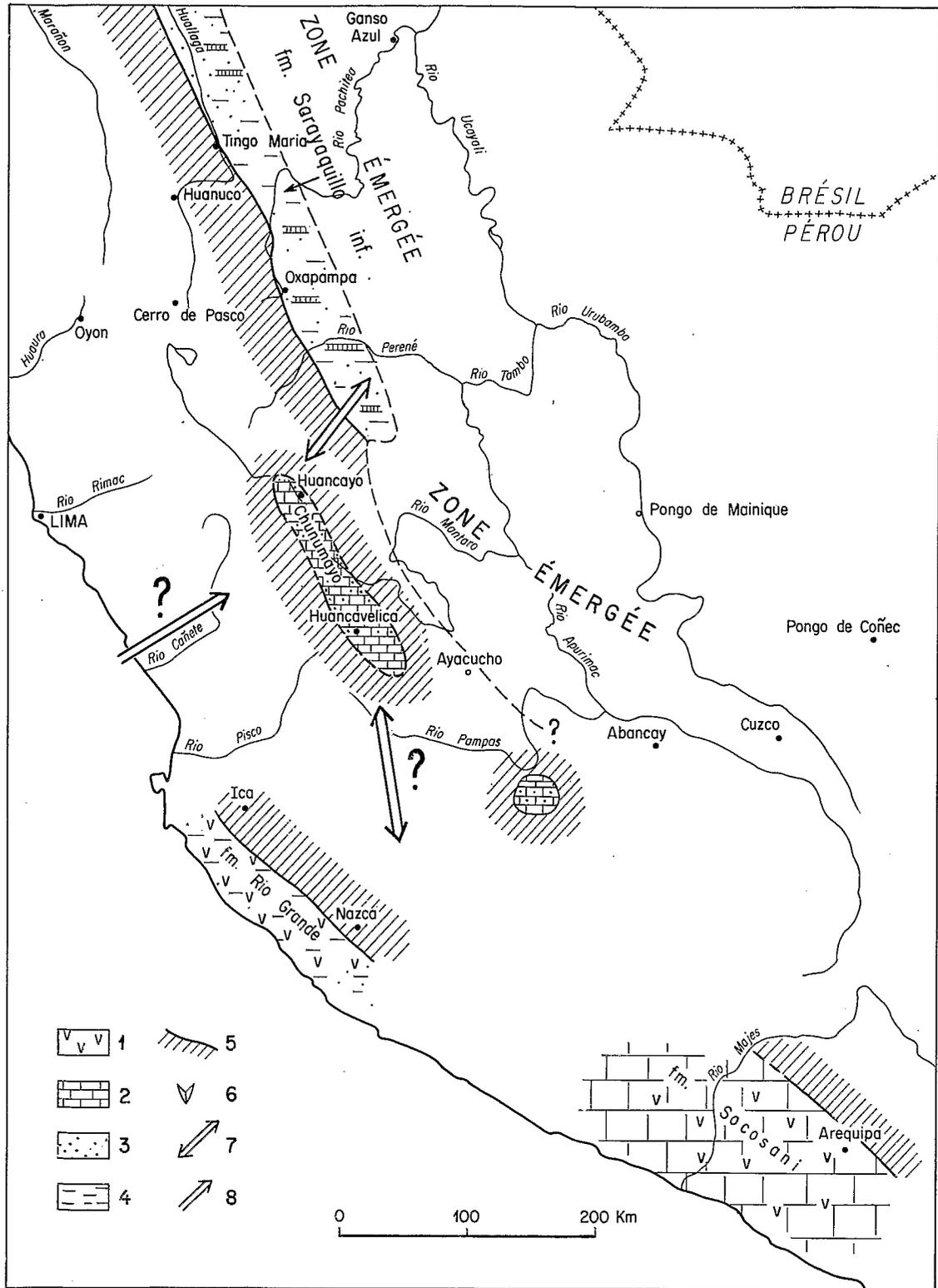


Fig. 45. — Carte des lithofaciès du Bajocien

1. Volcanites. 2. Calcaires. 3. Grès. 4. Shales. 5. Limites d'affleurement. 6. Evaporites. 7. Communications entre bassins. 8. Communications avec le Pacifique.

2. LA SÉDIMENTATION AU MALM ET L'ÉPIROGÉNÈSE « NÉVADIENNE »

2.1. LA SÉDIMENTATION AU MALM

Au Pérou central, le Malm n'a été identifié paléontologiquement que sur le bourrelet côtier un peu au sud de Nazca, mais des formations datées de la limite Malm-Crétacé sont connues sur la côte de part et d'autre de Lima et au moins en un point du versant pacifique des Andes. Dans les Andes, sur les Hauts Plateaux, on peut attribuer au Malm une formation gréseuse et une formation calcaire intercalées entre le sommet des calcaires Pucara (toarcien à aalénien selon les points) et les grès néocomiens. On ne connaît rien d'équivalent dans la Cordillère Orientale où le Crétacé inférieur, lorsqu'il est présent comme dans le synclinorium de Ricran par 12° 45' S., recouvre directement le Lias. Enfin, dans la zone subandine et l'Amazonie, les séries rouges de la partie supérieure de la fm. Sarayaquillo pourraient représenter le Malm.

2.1.1. Le Malm du bourrelet côtier: la formation Jaguay

Cette formation volcanique et sédimentaire a été définie et étudiée par W. RÜEGG (1957, 1961) auquel nous empruntons ce qui suit. Elle n'est connue jusqu'à présent que sur quelques kilomètres carrés, 50 km au sud 10° W. de Nazca.

Elle mesure près de 1 000 m, sa base n'est pas visible mais la cartographie prouve qu'une discordance angulaire la sépare du Dogger; à son sommet elle passe en continuité aux séries pélitiques et volcaniques du Crétacé inférieur. Elle se compose pour les deux tiers de coulées andésitiques et dacitiques, auxquelles sont associés des agglomérats et des cinérites silicifiées, et pour un tiers de calcaires et de grauwackes parfois microconglomératiques qui s'intercalent dans les volcanites. Des *Virgatosphinctes* appartenant à plusieurs espèces permettent de dater la formation *Jaguay* du *Tithonique inférieur*.

2.1.2. Les formations volcanosédimentaires sur la côte au nord et au sud de Lima¹

Depuis Ancon, 35 km au nord-est de Lima, jusqu'à Mala, 75 km au sud-sud-ouest de Lima, l'unité-clé pour la cartographie est constituée par les shales clairs, blanchâtres, jaunâtres ou violacés, de la formation Puente Inga. Leur abondante faune d'ammonites comprend des genres (1) tithoniques: *Aulacosphinctes*, *Protacanthodiscus*, *Substeueroceras*, (2) tithoniques à berriasiens: *Berriasella*, *Spiticeras*, (3) berriasiens à valanginiens: *Neocomites*, *Thurmänniceras*, (4) et même un genre barrémien supérieur à aptien inférieur: *Ancyloceras*. Aussi la formation Puente Inga est plutôt néocomienne pour C. LISSON (1907) ou R. RIVERA (1951) mais plutôt tithonique pour O. A. PARDO (comm. orale in SZEKELY, 1969); retenons qu'elle se place à la limite Tithonique-Néocomien et que l'on peut considérer que les séries sous-jacentes appartiennent au Malm.

Ce Malm sous-jacent est surtout volcanique; il comporte des coulées le plus souvent porphyritiques et de nature andésitique associées à des brèches et à quelques intercalations de shales et grauwackes et plus rarement de calcaires; il ne contient aucun fossile diagnostique et son épaisseur connue peut dépasser 500 m. Ce sont là les roches les plus anciennes qui affleurent sur la côte entre 9° S. et 13° 40' S.

1. Outre les travaux classiques sur la région de Lima et ses faunes (LISSON, 1907; RIVERA, 1951; ROSENZWEIG, 1953; FERNANDEZ CONCHA, 1958), j'ai abondamment utilisé comme source d'information sur les séries mésozoïques de la côte centrale un rapport inédit de T. SZEKELY (1969), très aimablement communiqué par son auteur, et qui synthétise bon nombre de thèses inédites soutenues à l'Université de San Marcos de Lima par A. AGUIRRE (1961), W. BALLON S. (1966), E. BOSC (1963), L. CASTRO B. (1956), J. FERNANDEZ CASTAÑEDA (1966), J. GARCIA-MILLA (1961), C. LANDA T. (1962), O. A. PARDO A. (1961), C. VARA (1961) et L. VARGAS V. (1963).

2.1.3. Les formations sédimentaires du versant pacifique

Dans la vallée de Huaytara, affluent de la rive gauche du rio Pisco, 245 km au sud-ouest de Lima et à 100 km de la côte, des shales noirs à *Berriasella*, *Substeueroceas* et *Leopoldia*, équivalents donc de la fm. Puente Inga, recouvrent (BELLIDO, 1956) des quartzites blancs et des shales noirs à nodules pyriteux avec des restes de *Mytilus* et de plantes (*Otozamites*), que cet auteur attribue au Jurassique supérieur.

On retrouve des couches identiques 20 km au nord-nord-ouest vers Ticrapo dans la vallée du rio Pisco (H. SALAZAR, carte géologique inédite du département de Huancavelica, Servicio Geol. Minería, 1970).

Cette succession avec son Berriasien à Ammonites n'est connue que dans ce secteur réduit. Partout ailleurs dans la partie haute du versant pacifique, la base du Crétacé comprend un paquet de quartzites clairs, massifs, faciles à reconnaître: dans le nord du Pérou (7° S. à 10° S.), ces quartzites, dits formation Chimu (BENAVIDES, 1956), sont datés par leur intercalation entre des shales et grès du Portlandien et des calcaires du Valanginien supérieur; dans le centre on retrouve ces calcaires valanginiens au-dessus des quartzites, qui ici, surmontent une épaisse série de shales souvent charbonneux et de pélites noires avec des intercalations de grès et quartzites plus clairs. Cette série, la formation Oyón de J. J. WILSON (1963), connue depuis Huallanca (10° S.) jusqu'à Yauyos (12° 30' S.), contient des restes de plantes comme *Weichselia* ou *Otozamites*, d'âge encore jurassique supérieur selon les uns, déjà néocomien selon d'autres; on peut admettre qu'elle représente le Portlandien. La similitude de position et de faciès avec le Jurassique supérieur de Huaytara suggère que la fm. Oyón est en partie équivalente.

2.1.4. Le Malm sur les Hauts Plateaux

Dans le secteur sud-ouest des Hauts Plateaux, en particulier entre 12° S. et 12° 45' S., sur les parties sud-ouest de la feuille de Huancayo, nord-est de la feuille de Yaugos et nord-ouest de la feuille de Conaica, une formation gréseuse dite fm. Cercapuquio et une formation calcaire dite fm. Chaucha¹ s'intercalent en concordance apparente entre le sommet des calcaires Pucara (Lias et Bajocien) et la base des grès néocomiens Goyllarizquisga. J'assimile à ces deux formations des grès bariolés surmontés de calcaires ayant la même position stratigraphique et situés (i) dans la terminaison sud de l'anticlinal de La Oroya, au long de la route Lima-Huancayo, (ii) près de Casaragra (75° 57' W., 11° 27' S.), de part et d'autre de la route La Oroya-Cerro de Pasco, et (iii) près de Chicrin, sur la route de La Quinua à Atacocha (76° 11' W., 10° 36' S.).

La fm. *Cercapuquio*, relativement tendre, est légèrement déprimée entre les calcaires Pucara et les calcaires Chaucha. Elle comprend essentiellement des grès, souvent feldspathiques, parfois limonitiques, disposés en bancs réguliers, dont l'épaisseur varie généralement entre 60 cm et quelques mètres; ils montrent fréquemment une lamination interne fine parallèle à la stratification ou un peu oblique. Ils sont séparés par des interbancs silteux qui dans certaines parties de la série s'épaississent jusqu'à devenir prépondérants. Cette formation n'a pas livré de fossiles marins mais contient de nombreux débris de plantes mal conservés. Elle correspondrait à un milieu deltaïque.

La fm. *Chaucha* dessine une corniche facilement repérable, constituée de bancs calcaires de 20 à 50 cm avec des interbancs marneux de quelques centimètres et des intercalations également marneuses qui peuvent atteindre plusieurs mètres vers le sommet de la série. Ces calcaires sont des pelmicrites ou des pelmicrosparites parfois oolithiques, à Ostracodes, Lamellibranches, Gastéropodes, débris d'Echinodermes rares Foraminifères et rares coprolithes (analyse de Ph. DUFAURE), indiquant un milieu littoral ou laguno-littoral.

C'est au long du parallèle 75° 30' W. entre 12° 15' S. et 12° 30' S. que ces formations sont les plus épaisses, atteignant 800 m pour les grès et 250 m pour les calcaires près de la mine de Cercapuquio. Chacune de ces formations voit son épaisseur se réduire très rapidement et dans des proportions identiques aussi

1. Ce terme de « Chaucha » remplace celui de « Chumumayo » sous lequel j'avais décrit ces calcaires en 1968. Les sections-type de cette formation sont (i) celle de Chaucha, au long de la route Huancayo-Yauyos, dans les deux derniers tournants qui donnent accès au col situé 1,2 km au sud-ouest de l'agglomération de Chaucha et (ii) celle du « Jurassique moyen » de Cercapuquio donnée par J. V. HARRISON (1956 c, p. 26-27).

bien vers le nord que vers l'est; en une vingtaine de kilomètres, leur puissance totale dépasse de 1 000 m à 0 dans la partie sud-ouest de la feuille de Huancayo. Vers l'ouest et le sud, elles disparaissent sous des formations plus récentes.

L'âge des fm. *Cercapuquio* et *Chaucha* reste assez mal défini. Je rappellerai d'ailleurs qu'en 1968, j'avais assimilé ces calcaires « Chaucha » aux calcaires « Chunumayo » du Bajocien en m'appuyant sur J. V. HARRISON (cf. p. 117). En 1973, je m'étais rallié à un âge crétacé inférieur, en reprenant l'interprétation des géologues de la Cerro de Pasco Corp. Les fossiles que j'avais trouvés jusqu'alors, à savoir de nombreuses *Nerinella* sp. et des débris d'Echinodermes, n'apportaient, en effet, pas d'argument chronologique. Depuis, j'ai trouvé de nouveaux fossiles, en particulier des Lamellibranches bien conservés dans des marnes près de Chaucha, parmi lesquels S. MAEDA a déterminé *Vaugonia* sp., genre connu depuis le Lias jusqu'au Jurassique supérieur. Quant aux microfaciès étudiés par Ph. DUFAURE, ils présentent quelques similitudes avec ceux du Jurassique moyen et supérieur mésogéen. Les arguments de superposition permettent heureusement de réduire l'indécision, puisque les calcaires Pucara sous-jacents montent jusque dans le Toarcien et même dans le Bajocien (cf. p. 117); la lacune du Bathonien étant par ailleurs générale au Pérou et pratiquement dans toute l'Amérique du Sud, j'admets donc que les fm. *Cercapuquio* et *Chaucha* se sont déposées au cours du Malm. Ceci étant admis, reste le problème de la corrélation avec les autres formations du Malm et en particulier la fm. *Oyón*, qui serait portlandienne. En effet, il est improbable que les calcaires « Chaucha » se soient déposés sur une plateforme flanquée du côté de la haute mer par la zone de dépôt de la série terrigène *Oyón* qui ne contient pas de carbonates. Il semble plus logique d'admettre que les fm. *Chaucha* et *Cercapuquio* sont plus anciennes que la fm. *Oyón* dont elles pourraient constituer le soubassement, au moins localement.

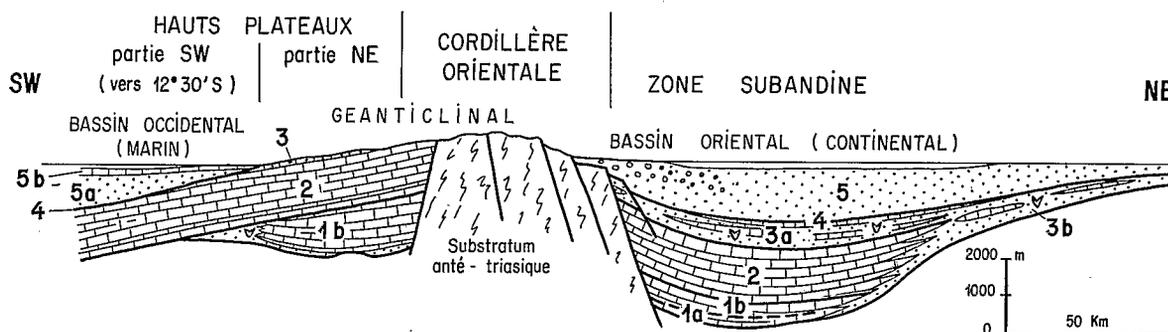


Fig. 46. — Essai de corrélation des séries triasiques et jurassiques sur une coupe schématique SW-NE, au Malm
1 a Ladinien et Carnien. 1 b Norien. 2. Lias. 3. Dogger (fm. Chunumayo). La partie inférieure de la formation Sarayaquillo (3 a, 3 b) représente soit le Dogger seul (3 a) soit tout ou partie du Trias, du Lias et du Dogger (3 b). La ligne 4 symbolise la régression bathonienne. Elle est suivie par le dépôt des grès *Cercapuquio* (5 a) et des calcaires *Chaucha* (5 b) dans le bassin occidental et par le dépôt des conglomérats et des grès rouges de la partie supérieure de la fm. Sarayaquillo (5) dans le bassin oriental. 5, 5 a, 5 b sont attribués au Malm

2.1.5. Le Malm dans la zone subandine et l'Amazonie

Sous les grès littoraux attribués au Néocomien qui forment la partie inférieure de la fm. *Agua Caliente*, on trouve dans la zone subandine, et jusqu'à la vallée du rio Ucayali, une formation dite *Sarayaquillo*, dont la partie inférieure est encore saumâtre et la partie supérieure franchement continentale et souvent conglomératique. J'attribue ce changement brutal de sédimentation à la régression bathonienne, phénomène qui affecte l'ensemble des Andes (HARRINGTON, 1962, p. 1795), et je donne en conséquence un âge bajocien ou plus ancien au *Sarayaquillo* inférieur et un âge Malm au *Sarayaquillo* supérieur (fig. 46), ... à défaut de toute indication paléontologique (cf. p. 117-119)

Le *Sarayaquillo* supérieur est une formation molassique rouge à brune, composée dans la région de Tingo Maria (KOCH, 1962) de 830 m de grès à grain moyen, brun clair avec des taches rougeâtres sur-

montés par 760 m de grès identiques qui servent de matrice à des galets de 7 à 30 cm composés de quartz, de roches métamorphiques et ignées, de calcaires et de shales. Cette unité s'amincit rapidement vers l'est et disparaît près du rio Ucayali; à l'est de ce fleuve, on ne la connaît que dans le forage Rayo-1 dans la partie méridionale des montagnes de Contamana, avec une épaisseur de 57 m. Tout comme le Sarayaquillo inférieur, le Sarayaquillo supérieur semble absent dans le bombement de Shira, la vallée du rio Tambo, et plus au sud-est, dans les coupes des défilés de Mainique et de Coñec (cf. p. 119).

Ces caractéristiques montrent, en première approximation et malgré l'effet indéniable de l'érosion précrétacée sur les épaisseurs du Sarayaquillo, que le dépôt de cette formation est lié à l'émersion et à l'érosion du secteur andin orientalement postérieurement au Bajocien. Attribuer un âge bathonien (?) et jurassique supérieur au Sarayaquillo supérieur me semble donc l'option la plus logique.

2.1.6. La paléogéographie au Malm

La répartition verticale et horizontale des faciès au Malm est résumée par les figures 47 a et 47 b. Ces figures mettent en évidence un dispositif paléogéographique entièrement nouveau qui conditionnera ensuite la sédimentation dans le Pérou central et septentrional durant tout le Crétacé. Ce dispositif, classique pour le Crétacé depuis les travaux de V. BENAVIDES (1956) et J. J. WILSON (1962) montre, du sud-ouest vers le nord-est:

- L'arc volcanique occidental qui, connu depuis le Trias, subsistera jusqu'à la fin du Crétacé;
- Un bassin occidental à caractère « géosynclinal » en relation avec le Pacifique;
- Un géanticlinal bordé au sud-ouest par une plateforme et qui, selon les époques et les régions, sera terre émergée ou haut fond;
- Un bassin oriental subandin dont les communications avec le Pacifique seront aléatoires.

Vers la fin du Malm, le bassin occidental reçoit, au sud-ouest, des séries volcaniques et volcanosédimentaires, et au nord-est, des séries terrigènes où prédominent les influences continentales; le géanticlinal est émergé ainsi que sa plateforme bordière sud-occidentale; le bassin oriental est bien individualisé (KOCH, 1962) et piège des molasses rouges provenant en majeure partie du géanticlinal en cours de surrection.

2.2. L'ÉPIROGÈNE NÉVADIENNE

Malgré un grand nombre d'imprécisions qui résultent d'une analyse stratigraphique et paléontologique incomplète et de l'absence de toute étude sédimentologique publiée, il ressort de la comparaison des cartes générales d'extension et de faciès du Lias, du Bajocien, du Malm et du Crétacé inférieur (fig. 48) que des changements paléogéographiques importants se sont produits à certaines époques du Jurassique moyen et supérieur.

Ces changements sont la conséquence de mouvements « névadiens *s.l.* » auxquels W. RÜEGG s'est intéressé dans ses diverses publications; il conclut à une véritable tectorogénèse (« Gebirgsbildung ») névadienne, située entre le Dogger et le Malm et qui affecterait une grande partie du territoire péruvien. En fait, il est rarement possible de dater avec précision ces mouvements qui d'ailleurs, s'apparentent plus à une épirogenèse comme nous allons le voir.

2.2.1. Les mouvements post-Dogger et pré-Tithonique

Des mouvements de cet âge ont été décelés par W. RÜEGG (1957, 1961, 1962) dans le bourrelet côtier au sud de Nazca.

Un fait semble certain; il existe dans cette région une discordance angulaire entre le Tithonique et le Dogger, même si elle ne peut être observée directement à la base du seul affleurement tithonique connu, et il y a par contre concordance entre le Tithonique et le Crétacé qui passent l'un à l'autre d'une façon continue. Mais les levés en cours du Service Géologique péruvien ne semblent pas confirmer la présence de structures névadiennes bien individualisées recouvertes par le Tithonique ou le Crétacé discordant (comm. écrite, J. CALDAS).

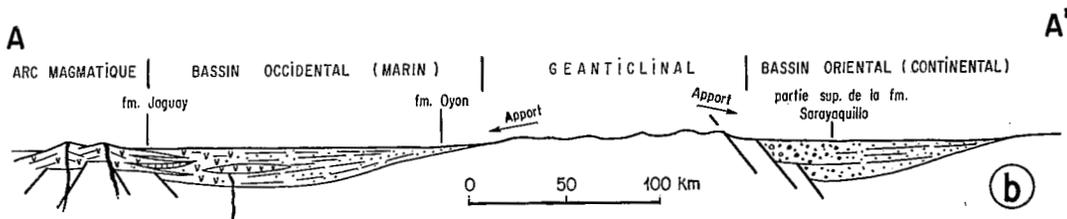
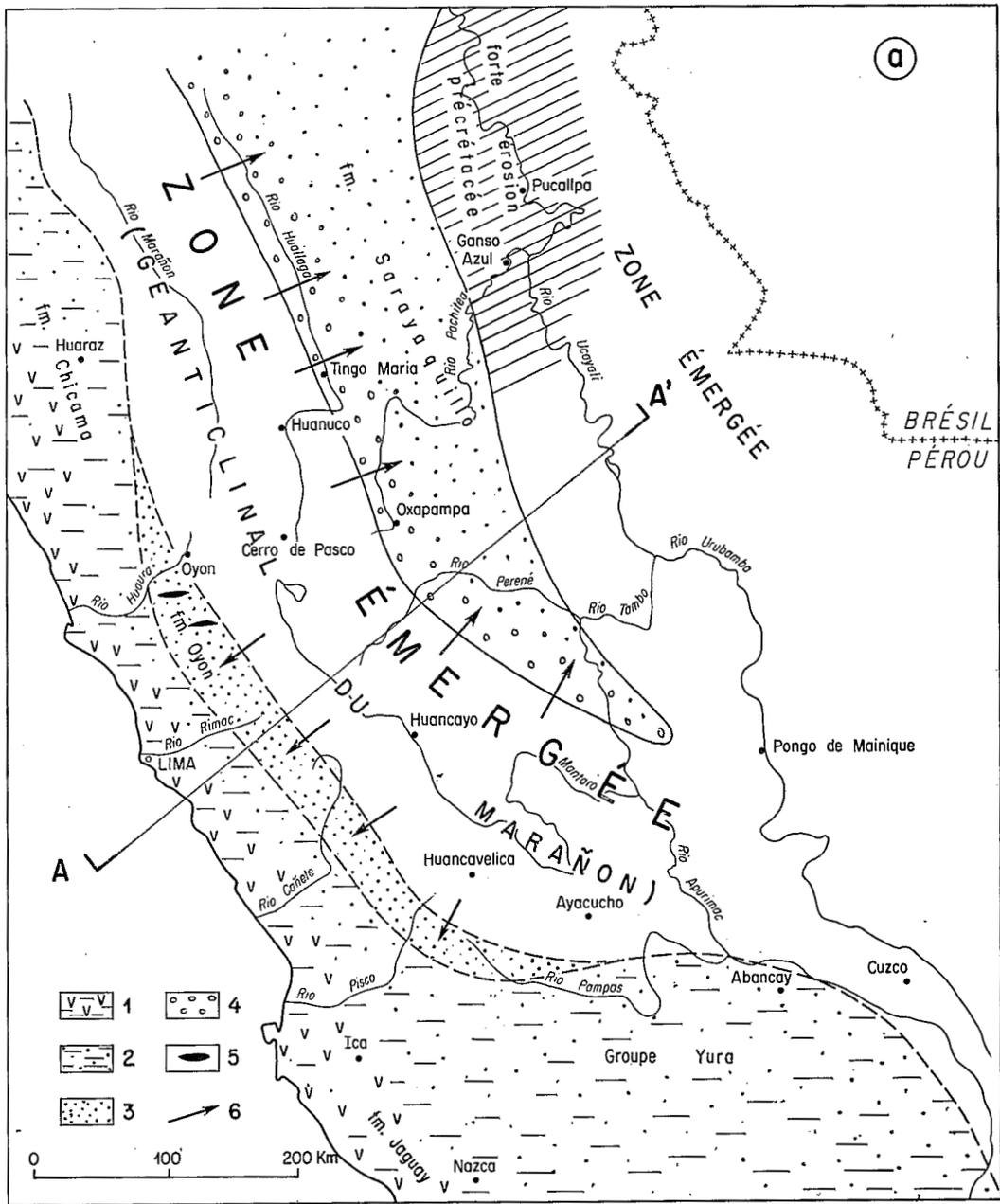
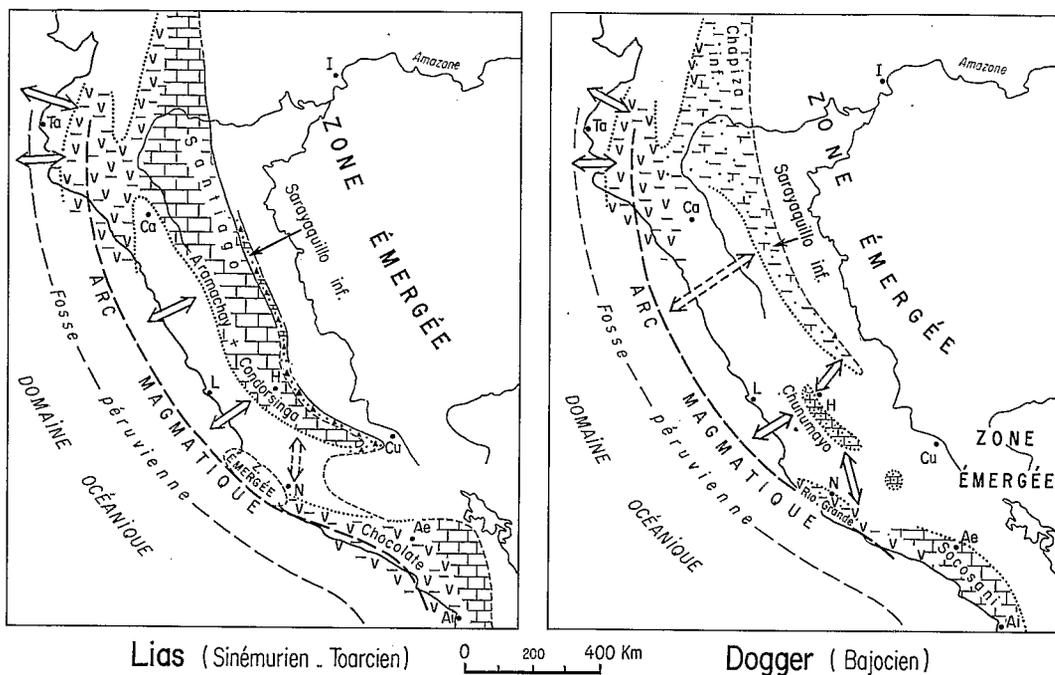


Fig. 47. — Carte et répartition en coupe des lithofaciés du Malm supérieur

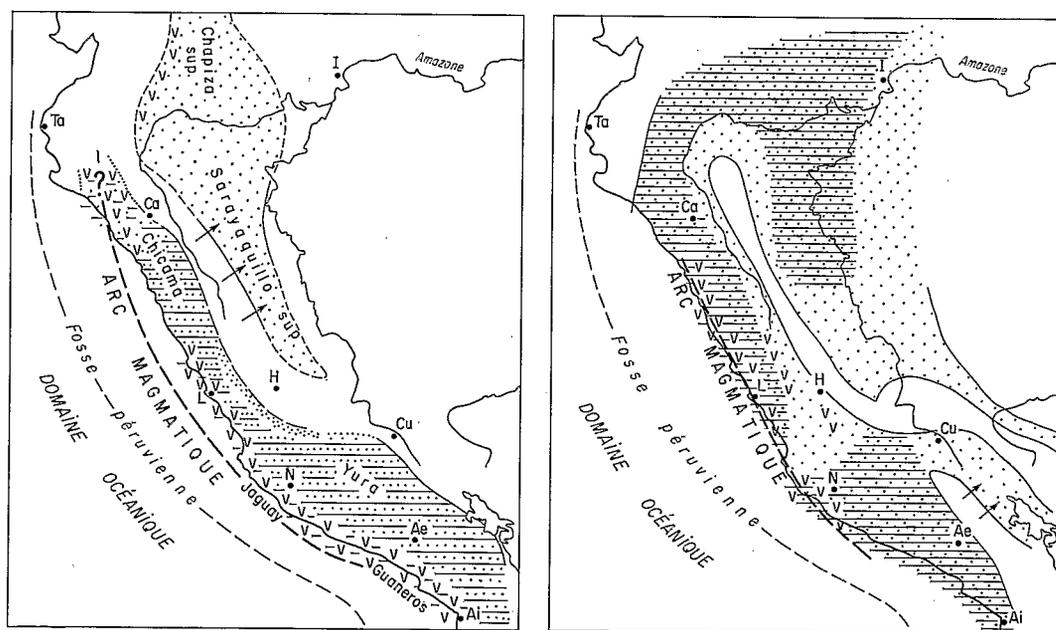
- 1. Séries volcaniques et volcanosédimentaires.
- 2. Grès et shales marins.
- 3. Grès deltaïques et continentaux.
- 4. Conglomérats.
- 5. Lentilles de charbon.
- 6. Direction des apports détritiques



Lias (Sinémurien - Toarcien)

0 200 400 Km

Dogger (Bajocien)



Malm supérieur

Crétacé inférieur



Fig. 48. — Répartition des lithofaciès du Lias, du Dogger, du Malm et du Crétacé inférieur au Pérou et dans le Sud de l'Equateur (d'après E. AUDEBAUD et al., 1973, modifié)

1. Grès. 2. Shales. 3. Grès et shales. 4. Calcaires. 5. Shales et calcaires. 6. Faciès volcaniques et volcano-sédimentaires. 7. Evaporites. 8. Directions d'apports détritiques. 9. Communications entre bassins et avec l'océan Pacifique. Les initiales portées sur les cartes désignent les villes suivantes: Ae = Arequipa. Ai = Arica. Ca = Cajamarca. H = Huancayo. I = Iquitos. L = Lima. N = Nazca. Ta = Talara

La discordance angulaire observée par W. RÜEGG prenait une dimension régionale¹ lorsqu'on la mettait en rapport avec la discordance du Crétacé proche de l'horizontale sur le Callovien plissé, observée par A. J. DOUGLAS (1920) dans le secteur peu étendu de Lagunillas entre Arequipa et le lac Titicaca et datée par N. D. NEWELL en 1949. Cet argument en faveur de l'existence d'une phase névadienne, sans aucun doute le plus convaincant, vient de disparaître: selon E. AUDEBAUD (comm. orale), le Crétacé fossilifère affleure sous forme d'olistostromes au sein d'un conglomérat tertiaire effectivement discordant sur le Callovien.

La section du Jurassique d'Arequipa, l'une des plus complètes du Pérou, étudiée par W. F. JENKS (1948), V. BENAVIDES (1962) et W. GARCIA (1968) apporte des éléments de comparaison plus valables: la seule discordance nette que l'on y observe est celle du Callovien (base du groupe Yura) sur des calcaires (fm. Socosani) datés du Toarcien supérieur et du Bajocien inférieur à moyen. On peut donc parler ici d'une discordance bathonienne; signalons à ce propos que la lacune du Bathonien est générale dans toute l'Amérique du Sud².

2.2.2. Les mouvements « pré-néocomiens »

L'érosion pré-néocomienne est l'un des effets les plus constants des mouvements verticaux névadiens *s.l.* On rencontre fréquemment des conglomérats à galets de cherts dans le Néocomien, qui témoignent de l'érosion des calcaires liasiques et triasiques.

Au cours d'une tournée avec B. DALMAYRAC, nous avons observé sur la partie nord de la feuille de Cerro de Pasco de remarquables karsts pré-néocomiens.

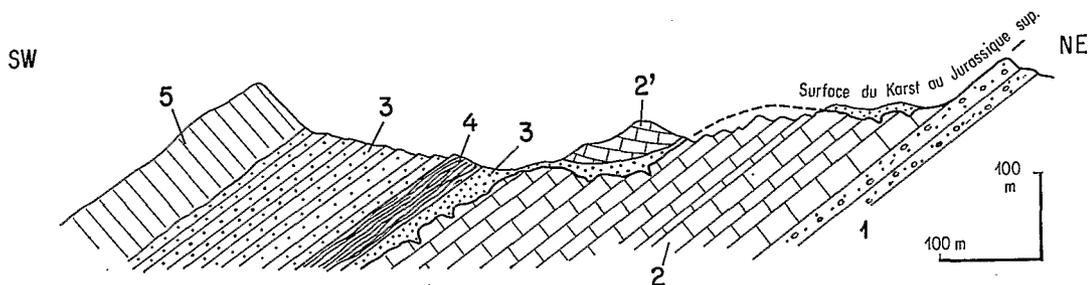


Fig. 49. — Coupe à travers le karst jurassique de Chichirraquina (10° 30' S, route de Cerro de Pasco à Vinchos)
1. Permien supérieur et Trias inférieur et moyen (grès et cgl. rouges). 2. Calcaires triasico-liasiques. 3. Grès néocomiens contenant des blocs éboulés (2') de calcaire triasico-liasique. 4. Sill basaltique. 5. Sill d'andésite à hornblende

A Chichirraquina (fig. 49) un karst ancien recoupe en oblique les strates des calcaires triasiques, épais de 200 à 300 m et atteint même le niveau du Permien supérieur dont les dragées de quartz remaniées se retrouvent dans les grès néocomiens à lentilles de charbon qui remplissent les échancrures du karst. Ces mêmes grès emballent des blocs calcaires de plusieurs mètres cubes, voire plusieurs dizaines de mètres cubes, éboulés en cours de sédimentation.

18 km plus à l'est, on voit un autre karst fossilisé par les grès néocomiens coiffer une centaine de mètres de calcaires triasiques, alors que 1 km plus au sud-ouest, les mêmes grès reposent directement sur le Paléozoïque inférieur. Là une tectonique de distension a vraisemblablement joué avant ou au cours de l'érosion karstique.

1. H. HOSMER (1959) dans sa carte paléotectonique du Pérou au Jurassique supérieur (fig. 3) dessine une « Oxfordian fold belt » passant par Nazca et Lagunillas.

2. La présence de cet étage à Cerritos Bayos et Iquique dans le nord du Chili (BIESE, 1957) est, avec raison semble-t-il, contestée par G. O. CECCIONI et F. GARCIA (1960); J. V. HARRINGTON (1962) ne la retient pas non plus.

Dans les exemples évoqués ci-dessus les couches du Néocomien et du Trias ou du Lias sous-jacents restent parallèles et c'est là le cas le plus fréquent. On connaît cependant nombre d'exceptions:

— La carte à 1/50 000 que R. F. JOHNSON *et al.* (1955) ont donnée de la zone d'Atacocha, située 15 km au nord-nord-est de Cerro de Pasco, montre que les grès néocomiens, recoupant sous un angle très faible le sommet du Pucara, font disparaître les 250 m supérieurs de la série jurassique.

— A Rancas, 7 km à l'ouest de Cerro de Pasco, la discordance angulaire est évidente (pl. VI, 3).

— Il en est de même dans le flanc sud-ouest du synclinal de Chanchamina, 15 km au nord 70° W. de Tarma, où la base du Néocomien est une brèche presque entièrement constituée de débris de cherts qui repose avec une discordance de 10 à 15° sur les calcaires liasiques.

— E. BELLIDO (1956) signale également une discordance angulaire à la base du Berriasien de Huaytara.

En l'absence de séries datées du Malm avec certitude, déterminer l'âge de ces mouvements reste un problème aussi bien sur les Hauts Plateaux que dans la Cordillère Occidentale du Pérou central; tout au plus peut-on dire qu'ils sont post-bajociens et pré-néocomiens. Peut-être la discordance de base du Néocomien est-elle dans certains secteurs héritée d'une discordance bathonienne. Ce n'est en tout cas pas un fait général dans les Andes du Pérou, puisque dans le nord les mouvements pré-crétacés sont post-tithoniques (BENAVIDES, 1956). L'érosion pré-crétacée est aussi présente dans la zone subandine, où E. KOCH (1962) l'a étudiée entre 7° S. et 10° C. A partir de ses résultats, de ceux de V. BENAVIDES (1956) et J. J. WILSON (1963) et des diverses observations que nous venons de rapporter, on peut tracer une carte géologique approximative du Pérou central avant le dépôt du Crétacé (fig. 50).

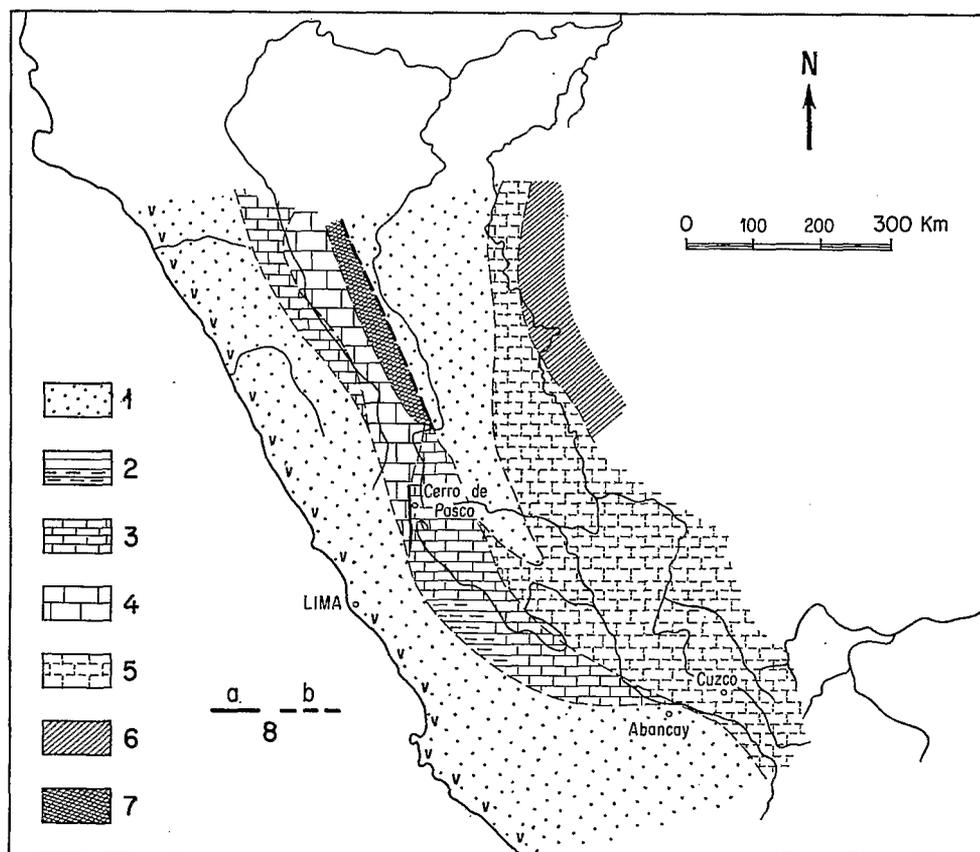


Fig. 50. — Carte géologique schématique du Pérou entre 7° S et 14° 30' S à la fin du Malm
1. Malm. 2. Dogger. 3. Lias. 4. Trias supérieur. 5. Paléozoïque supérieur. 6. Paléozoïque inférieur. 7. Paléozoïque inférieur (Eohercynien) et Précambrien. 8. Faille normale : a sûre, b probable.

Dans l'ensemble, aussi bien sur la côte que dans les Andes, les mouvements névadiens *s.l.* apparaissent comme des mouvements verticaux liés à de la distension; on observe certes des discordances angulaires à la base du Malm ou à la base du Crétacé inférieur, mais nul n'a mis en évidence des structures névadiennes liées à de la compression.

3. LA SÉDIMENTATION AU CRÉTACÉ (SANTONIEN INCLUS *p.p.*)

Au Pérou, le Crétacé est l'époque dont l'histoire géologique est la mieux connue, car toutes les zones structurales, la Cordillère Orientale exceptée, contiennent des affleurements crétacés nombreux et étendus, qui en général ont été bien étudiés (BENAVIDES, 1956 *a*; WILSON, 1963).

Le Crétacé inférieur (*Berriasien-Aptien*) comporte pour l'essentiel des séries terrigènes avec quelques intercalations carbonatées ou volcaniques particulièrement bien développées dans le secteur côtier. A l'opposé, le Crétacé supérieur (*Albien-Santonien*) est surtout calcaire, sauf sur la côte où les faciès volcaniques et volcanosédimentaires l'emportent, et à la bordure du Bouclier brésilien où des biseaux gréseux s'intercalent. Dans l'ensemble, la série crétacée présente un aspect plus varié que les séries jurassiques ou tertiaires du fait de l'alternance de termes dont les teintes et la résistance à l'érosion sont différentes; il en résulte habituellement une succession de corniches et de vires facilement repérables sur le terrain (pl. VI, 1, 2).

La base du Crétacé est transgressive sur des terrains d'âges variés; la surface de contact est souvent une discordance d'érosion et plus rarement une discordance angulaire: elle témoigne des mouvements épirogéniques « névadiens » que nous venons d'évoquer. Une autre discordance limite habituellement vers le haut la série crétacée; elle est post-santonienne et due à la phase de compression fini-crétacée, qui donne des structures difficiles à identifier hors des zones où elles sont recouvertes par des molasses rouges du Crétacé terminal-Eocène dites « couches rouges ».

Pour chaque étage ou groupe d'étages, en particulier dans le Crétacé inférieur, on observe sur toutes les transversales des variations de faciès (fig. 51 A) bien mises en évidence par V. BENAVIDES (1956 *a*), puis J. J. WILSON (1962); ces variations s'intègrent dans le dispositif paléogéographique défini par ces auteurs et adapté ici au Pérou central (fig. 51 B).

Je n'insisterai ici que sur les points qui viennent compléter ou modifier le travail de J. J. WILSON en tenant compte des informations nouvelles contenues dans les travaux récents de T. S. SZEKELY (1967, 1969), de A. VON HILLEBRANDT (1970), de E. KOCH (1962) et de E. KOCH et E. BLISSENBACH (1960), auxquels le lecteur intéressé pourra se référer.

3.1. LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR (ALBIEN EXCLUS)

3.1.1. Les séries (cf. fig. 51)

Les séries côtières n'enregistrent aucune rupture de la sédimentation marine entre le Malm et le Crétacé inférieur. La formation Puente Inga, dont les faunes ont des affinités à la fois tithoniques et berriasiennes, constitue un lien naturel entre ces deux époques.

Les sédiments terrigènes et carbonatés, marins pour la plupart, prédominent; les intercalations volcaniques sont localement importantes vers la base de la série où des grès et shales peuvent passer latéralement à des volcanites sur de très courtes distances, ce qui montre le caractère localisé du volcanisme à cette époque (SZEKELY, 1969).

Dans la *Cordillère Occidentale*, les dépôts terrigènes prédominent plus nettement. Dans la partie moyenne du versant pacifique (E. BELLIDO, 1956) ils sont encore marins et parfois associés à un volcanisme andésitique. Dans la partie haute du versant, ils deviennent saumâtres et continentaux: dans le Néocomien inférieur les plantes fossiles abondent et leur accumulation donne des lits charbonneux; plus haut une intercalation carbonatée unique, la fm. Santa, qui est un bon niveau repère depuis le nord du Pérou jusqu'à 12° 30' S., témoigne d'une transgression marine au cours du Valanginien. Elle est recouverte par des grès et shales noirs, saumâtres, datés du Valanginien supérieur dans le nord du Pérou; ils sont coiffés

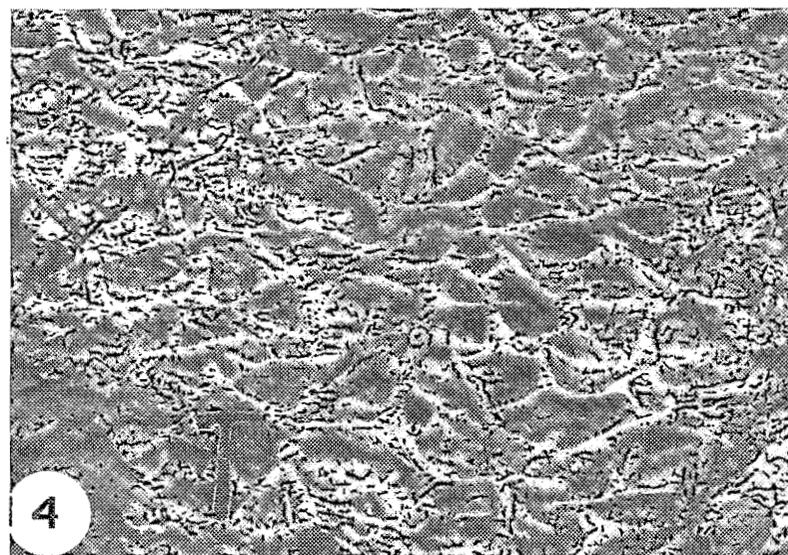
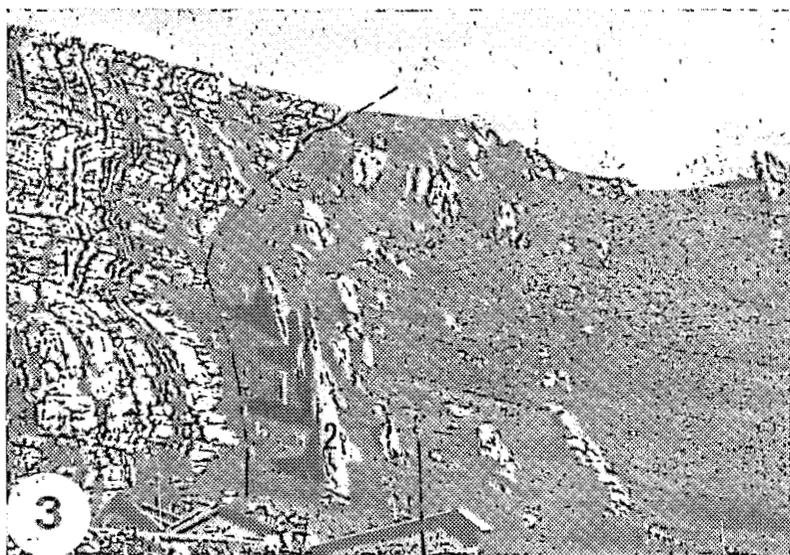
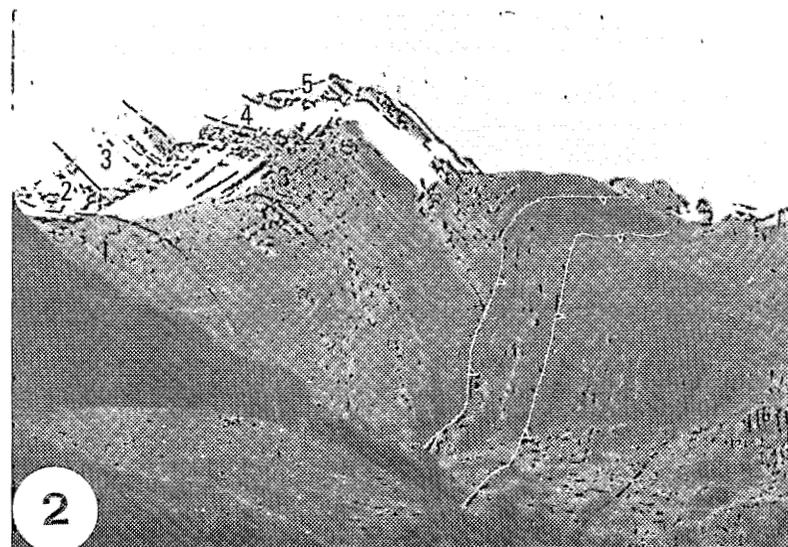


PLANCHE VI. — LE MATÉRIEL ANDIN

1. Coupe type du Crétacé des Hauts Plateaux, à Chulec, près de La Oroya, vue vers le sud-est. 1. Calcaires liasiques (Gpe. Pucara). 2. Grès néocomiens (fm. Goyllarisquizga). 3. Calcaires et calcaires marneux de la partie inférieure de l'Albien moyen (fm. Chulec); 4. Calcaires bitumineux de la partie supérieure de l'Albien moyen (fm. Pariatambo). 2. Coupe du Crétacé à la limite Hauts Plateaux Cordillère Occidentale 50 km à l'Ouest de la photo 1 (vue vers le sud-est). Les chiffres 1, 2, 3 et 4 désignent les mêmes terrains et le chiffre 5, les calcaires de l'Albien supérieur-Conacien (fm. Jumasha). On note que la partie inférieure de l'Albien moyen est plus épaisse et beaucoup plus marneuse. Des failles inverses raides répètent plusieurs fois la série crétacée. 3. Discordance de la base du Néocomien gréseux sur le Trias calcaire à Rancas, près de Cerro de Pasco (vue vers le sud-est). 4. Base de banc montrant de nombreux terriers, dans les calcaires marneux de la partie inférieure de l'Albien moyen (nouvelle route de Cerro de Pasco à La Quinua).

par une centaine de mètres de shales et grès rouges souvent tufacés (fm. Carhuaz) puis par des grès calcaireux qui annoncent les calcaires et marnes de l'Albien. Cet ensemble éo-crétacé dépasse 1 000 m.

Le passage aux Hauts Plateaux se traduit par un changement très net d'épaisseur et de faciès: on n'a plus que quelques centaines de mètres de grès de teinte dominante blanche qui contiennent des lentilles de charbon dans leur partie supérieure: c'est la formation Goyllarisquiza, équivalent latéral, selon J. J. WILSON (1963) de toutes les formations éocrétacées de la Cordillère Occidentale énumérées dans le paragraphe précédent. Des coulées volcaniques de composition basaltique s'intercalent dans la partie supérieure de ce Néocomien à la pointe nord du dôme de Yauli, au nord-ouest et au nord de Cerro de Pasco (MC LAUGHLIN, 1924; JOHNSON *et al.*, 1955) ainsi qu'à Huancavelica (YATES *et al.*, 1951).

Le Crétacé inférieur est inconnu dans la *Cordillère Orientale* au niveau du Pérou central.

Dans la *zone subandine*, seule la partie inférieure des grès de la formation Agua Caliente¹ peut être attribuée au Crétacé inférieur. Ce sont des grès littoraux massifs, de couleur claire, qui reposent, parfois par l'intermédiaire d'un conglomérat basal, sur les grès rouges du Sarayaquillo supérieur attribués au Malm. Ils sont surmontés par des shales, siltstones et grès noirâtres baptisés membres Aguanuya Esperanza et Paco par B. KUMMEL (1948); celui-ci a trouvé dans le membre Esperanza le *Lamellibranche*, *Psilomya (Ptychomya) lissoni* Sommer., fréquent dans les marno-calcaires « Chulec » des Andes péruviennes septentrionales et centrales qui représentent la partie inférieure de l'Albien moyen (cf. infra).

3.1.2. La datation des séries du Crétacé inférieur

Les termes marins peuvent être le plus souvent datés avec précision, notamment par des faunes d'Ammonites; c'est le cas en particulier dans les séries côtières (cf. RIVERA, 1951 et les travaux cités en note infrapaginale, p. 122) où la plupart des étages, du Berriasien à l'Albien, ont été ainsi identifiés. Les calcaires « Santa » de la Cordillère Occidentale ne sont datés du Valanginien supérieur que par corrélation avec l'unité équivalente du nord péruvien (BENAVIDES, 1956 a).

Les termes saumâtres et continentaux n'ont livré qu'une flore comparable à celle du Wealdien anglais avec des Ptéridophytes comme *Weichselia*, *Cladophlebis*, *Sphenopteris*, des *Equisetites*, des Cycadophytes comme *Otozamites* et *Zamites* et des Conifères comme *Brachyphyllum*. Les travaux concernant cette flore sont anciens; ceux de G. STEINMANN (1929) et de C. LISSON et B. BOIT (1942) concluent à un âge néocomien qui semble effectivement le plus probable. Il est cependant possible que la base des séries terrigènes comporte des termes d'âge jurassique supérieur.

3.1.3. L'origine du matériel terrigène

Ainsi que J. J. WILSON l'a souligné en 1962, trouver une origine à plusieurs dizaines de milliers de kilomètres cubes de roches terrigènes dont la majeure partie est purement quartzreuse n'est pas un mince problème. On peut néanmoins l'approcher en utilisant les observations sur les directions de courant et sur la nature des éléments clastiques.

Les *structures sédimentaires* sont très fréquentes dans les terrains éocrétacés: les stratifications obliques, parfois même en chevron (pl. V, 3), les chenaux, les slumps et les ripple-marks sont chose commune dans les grès; les calcaires et shales montrent aussi des slumps remarquables dans la série calcaréo-marneuse du Néocomien supérieur-Aptien (fm. Pamplona) des environs de Lima où on observe des plis synsédimentaires isoclinaux de plusieurs mètres avec épaissement des charnières (pl. V, 4).

Sur la côte ces observations sont cohérentes: les courants se dirigeaient vers le secteur est et les pentes avaient un regard est, comme on peut le déduire aussi du sens d'écoulement de certaines coulées de laves, donné par de petits plis d'entraînement au contact de sédiments sous-jacents (observation de O. A. PARDO). Des terres émergées, où affleurerait un matériel sialique puisque certains grès néocomiens de Lima renferment plus de 90% de quartz et même des débris de roches métamorphiques, se trouvaient donc au large de la côte actuelle.

1. Les termes fm. Agua Caliente (MORAN et FYFE, 1933) et fm. Oriente (KUMMEL, 1948) désignent la même série; à l'instar de W. RÜEGG (1956) et de E. KOCH (1962), nous utiliserons ici le plus ancien.

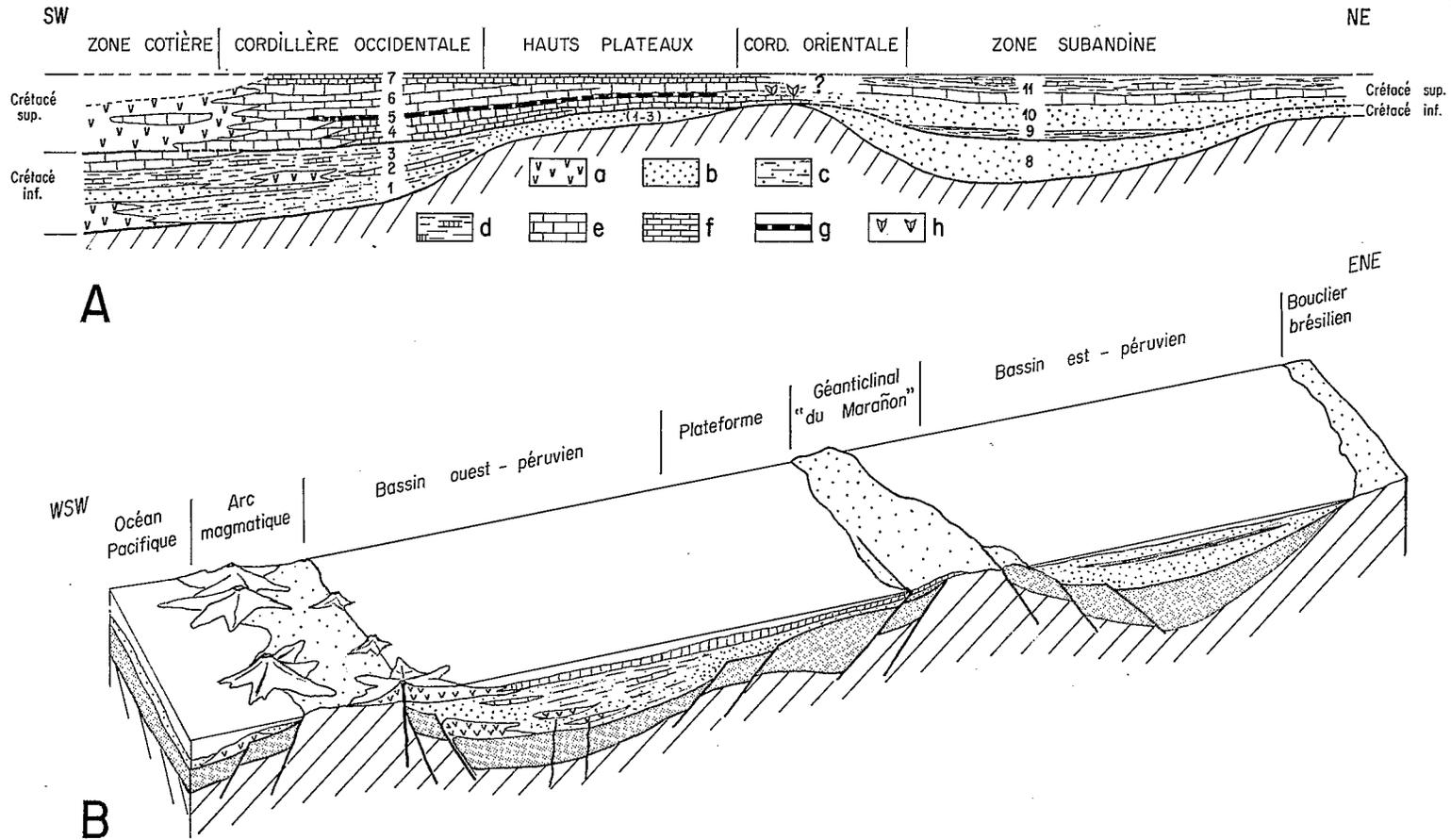


Fig. 51. — Les changements de faciès du Crétacé dans le Pérou central

A. — Variations latérales sur une coupe SW-NE. 1. fm. Oyon (sup.) et Chimu: Berriasien à Valanginien inférieur. 2. fm. Santa: Valanginien supérieur. 3. fm. Carhuaz et Pariahuanca: Hauterivien à Albien inférieur. 4. fm. Chulec: partie inférieure de l'Albien moyen. 5. fm. Pariatambo: partie supérieure de l'Albien moyen. 6. fm. Jumasha: Albien supérieur à Coniacien. 7. fm. Celendin: partie inférieure du Santonien. 1-3. fm. Goyllarisquiza: Berriasien à Albien inférieur (Néocomien). 8. Partie inférieure de la fm. Agua Caliente: Berriasien (?) à Albien inférieur. 9. mbre. Esperanza: base de l'Albien moyen. 10. Partie supérieure de la fm. Agua Caliente: milieu de l'Albien moyen. 11. mbre. Huaya et fm. Chonta: sommet de l'Albien moyen à Coniacien. a. Faciès volcaniques et volcano sédimentaires. b. Grès ou quartzites. c. Grès et shales. d. Shales et calcaires. e. Calcaires francs. f. Calcaires marneux. g. Calcaires bitumineux. h. Evaporites.

B. — Bloc-diagramme montrant le dispositif paléogéographique qui contrôle la sédimentation au milieu de l'Albien moyen. Le substratum pré-mésozoïque apparaît en barré oblique et les séries triasiques et jurassiques en grisé.

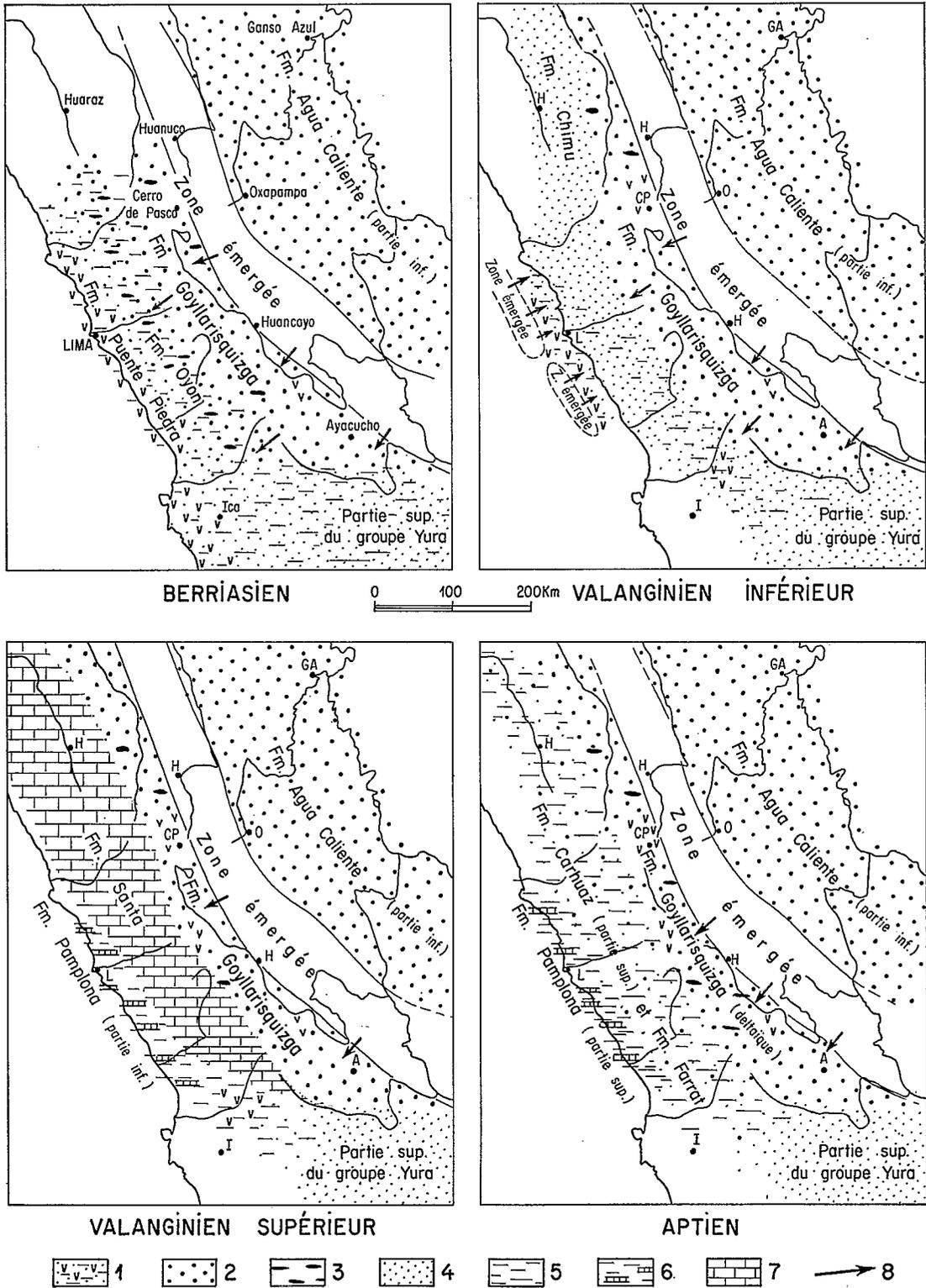


Fig. 52. — Cartes de lithofaciès du Crétacé inférieur
 1. Formations volcaniques et volcanodétritiques. 2. Grès deltaïques et littoraux. 3. Charbon. 4. Grès et quartzites marins. 5. Shales. 6. Shales à intercalations calcaires. 7. Calcaires. 8. Direction des apports

Ces observations sont également cohérentes dans la partie nord-est des Hauts Plateaux où les courants se dirigeaient vers l'ouest et le sud-ouest. La proximité de terres émergées situées dans la Cordillère Orientale est également suggérée par des stratifications obliques très redressées, des niveaux d'émersion à encroûtements ferrugineux et des lits à plantes flottées évoquant un milieu lacustre (J. PERRIAUX, comm. écrite) à Chanchamina par exemple. Le fait que la base des couches rouges fini-crétacée de la Cordillère Orientale repose directement sur le Pennsylvanien à faciès flyschöide suggère qu'une partie au moins du matériel clastique éocétacé provient du Permien supérieur, du Pennsylvanien lui-même et des granites tardi-hercyniens, les débris de cherts étant issus du Trias et du Lias.

Aucune observation n'a été publiée jusqu'à présent sur les directions de courant dans les grès néocœmiens du bassin est-péruvien. Des apports de la Cordillère Orientale, alors émergée en partie comme nous venons de le voir (cf. également fig. 11 de WILSON, 1962), et des apports du Bouclier brésilien justifiant la prédominance absolue des grès dans la partie nord-est de ce bassin (cf. fig. 10 de KUMMEL, 1948), sont tous deux vraisemblables.

3.1.4. La paléogéographie au Crétacé inférieur

Les cartes de la figure 52 montrent l'extension des divers lithofaciès à des époques successives du Crétacé inférieur. Elles sont dessinées en supposant que les grès infra-albiens du Crétacé inférieur de la zone subandine (partie inférieure de la fm. Agua Caliente) ont un âge berriasien à aptien, ce qui se traduit par un dessin identique de leurs parties nord-est.

On note sur ces mêmes cartes que le passage des formations éocétacées des Hauts-Plateaux, minces et peu différenciées lithologiquement, à celles de la Cordillère Occidentale, plus épaisses et de lithologie beaucoup plus variée, s'effectue au long d'une ligne dont la position reste en gros invariable au cours du Crétacé inférieur. Même en tenant compte des accidents chevauchants du bord nord-est de la Cordillère Occidentale, le passage de la plateforme stable des Hauts Plateaux à la bordure subsidente du bassin ouest-péruvien reste très brutal, ce qui rend vraisemblable la présence de failles de subsidence au Néocœmien au long de cette ligne-charnière (fig. 53).

Un fait intéressant reste à souligner: la présence, au Valanginien inférieur, d'une zone émergée à caractère sialique située au sud-ouest de la côte pacifique actuelle, qu'il est tentant de comparer au bourrelet côtier sud-péruvien actuel.

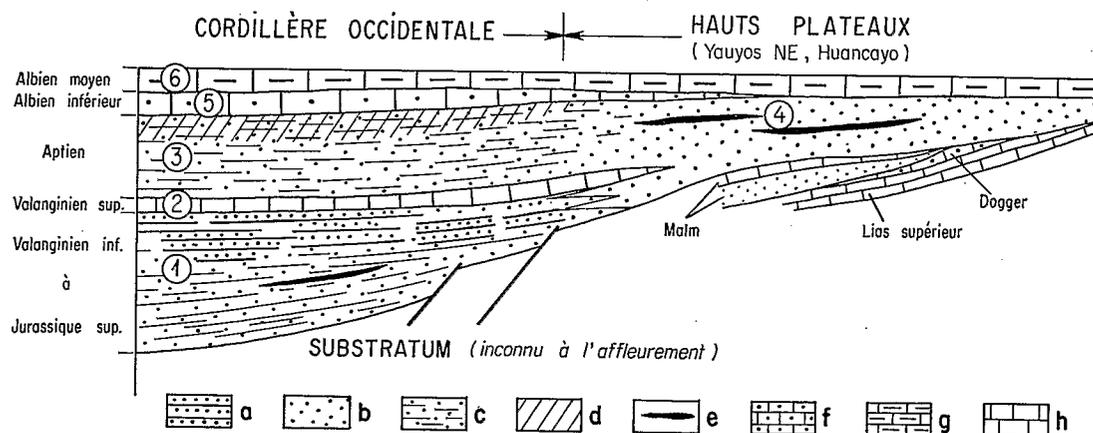


Fig. 53. — Relations des différents lithofaciès du Crétacé inférieur à la bordure NE du bassin ouest-péruvien vers 12° S

1. fm. Chimú et Oyon. 2. fm. Santa. 3. fm. Carhuaz. 4. fm. Goyllarisquizga. 5. fm. Pariahuanca. 6. fm. Chulec. a, Quartzites. b, Grès. c, Grès et shales. d, Couches rouges. e, Lentilles de charbon. f, Calcaires gréseux. g, Calcaires marneux. h, Calcaires francs

3.2. LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR (ALBIEN INCLUS)

3.2.1. Les séries

Sur la côte, la sédimentation marine est continue durant tout le Crétacé et les séries du Crétacé supérieur se différencient essentiellement par leur nature volcanosédimentaire et volcanique. A leur base, elles passent latéralement aux calcaires « Atocongo » datés de l'Albien inférieur; plus haut des grauwackes contiennent des Ammonites de l'Albien moyen; leur partie supérieure, presque exclusivement volcanique, est azoïque mais on lui attribue un âge albien supérieur à santonien (?) du fait de sa position sur l'Albien moyen daté et sous la discordance finicrétacée.

Dans la Cordillère Occidentale et sur les Hauts Plateaux, la transgression marine de l'Albien marque le début du Crétacé supérieur. Dans le versant pacifique de la Cordillère Occidentale les faciès volcaniques du sud-ouest font progressivement place vers le nord-est à des calcaires d'abord massifs (SALAZAR, comm. orale) qui très vite se différencient pour donner les formations classiques Chulec, Pariatambo, Jumasha et Celendin, toutes calcaires ou marneuses, définies par D. H. MC LAUGHLIN (1924) et par V. BENAVIDES (1956 a) et datées de l'Albien inférieur au Santonien par des Ammonites. La formation Pariatambo, qui représente la partie supérieure de l'Albien moyen, est une unité-repère pour la cartographie du Crétacé supérieur: épaisse de 50 à 100 m, elle comprend des calcaires et shales bitumineux parfois vanadifères surmontés par des calcaires noirs à cherts.

Dans la Cordillère Orientale on ne connaît au niveau du Pérou central, aucune des formations carbonatées que nous venons de nommer. Des molasses rouges (cf. p. 142), datées du Crétacé terminal, y recouvrent en discordance le Paléozoïque supérieur plissé en vastes synclinaux et anticlinaux accompagnés néanmoins de schistosité. L'examen des changements de faciès à la bordure nord-est des Hauts Plateaux permet de préciser le rôle de la Cordillère Orientale au cours du Crétacé supérieur:

1. Au début de l'Albien moyen, il ne s'agit que d'un haut fond car les marnes et calcaires marneux de cet âge (fm. Chulec) ne montrent aucune variation d'épaisseur ni de nature à son approche.
2. Vers le milieu de l'Albien moyen elle émerge en géanticlinal et son érosion donne des apports terrigènes dans le bassin où se dépose la fm. bitumineuse Pariatambo: celle-ci, à proximité de la Cordillère Orientale, passe en effet à des calcaires gréseux roses et jaunes, puis à des argilites rouges gypsifères.
3. Entre l'Albien supérieur et le Coniacien, le géanticlinal subsiste mais son relief s'abaisse: les calcaires de cet âge (fm. Jumasha) s'amincissent et sont remplacés par des gypses rouges et gris à son approche.

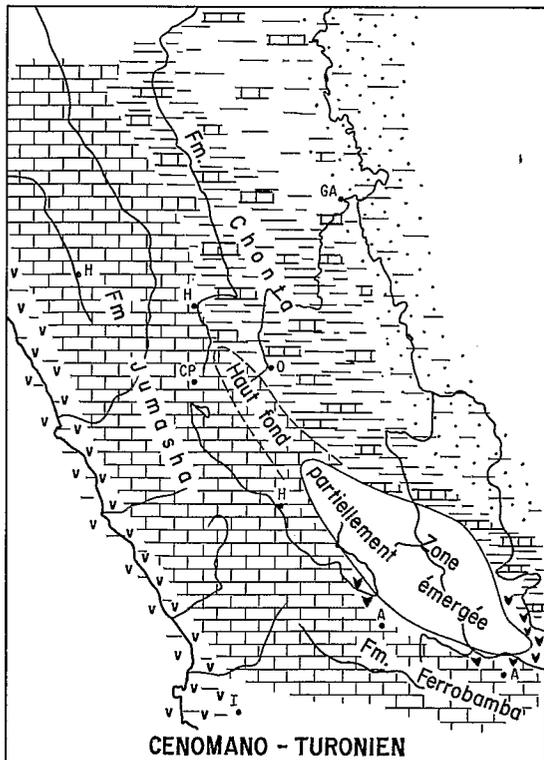
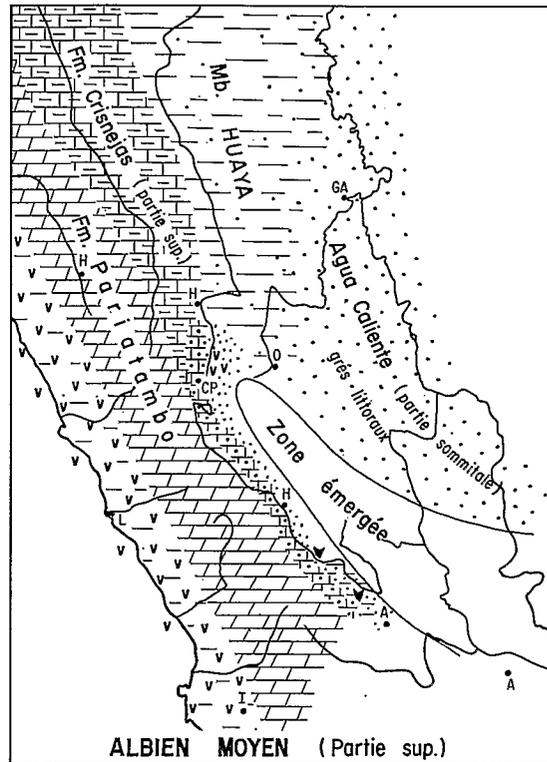
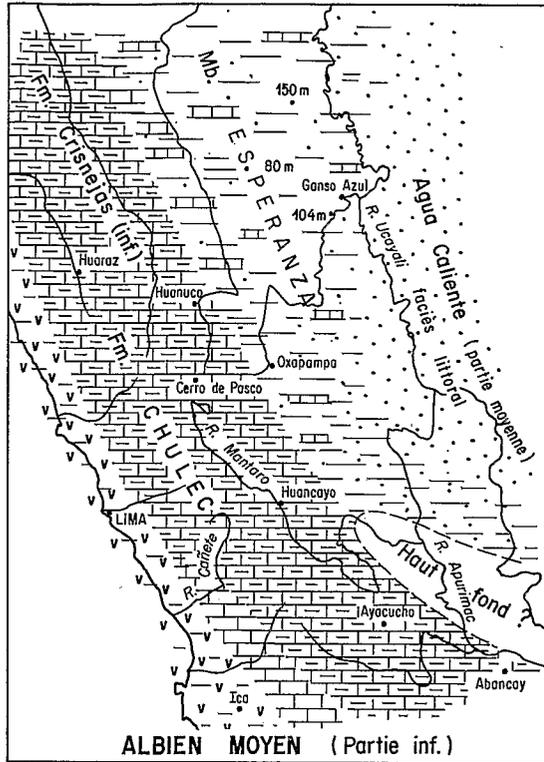
Dans la zone subandine, la première transgression marine nette se place au début de l'Albien moyen où se sédimentent les shales et siltstones de la partie moyenne de la fm. Agua Caliente (ou Oriente, cf. KUMMEL, 1948 et KOCH, 1962) puis les conditions littorales prévalent à nouveau avec le dépôt des grès de la partie supérieure de la même formation. La seconde transgression débute à la fin de l'Albien moyen dans le nord du bassin subandin (membre Huaya du sommet de la fm. Agua Caliente à *Lyelliceras*) et s'affirme en s'étendant vers le sud au Turonien; après le dépôt des marnes, shales et calcaires turoniens, coniaciens et santoniens *p.p.* (fm. Chonta) la mer se retire. Des grès littoraux leur succèdent puis des couches rouges datées du Crétacé terminal par de nombreuses Charophytes; ces couches rouges proviennent des Andes (KOCH, 1962) et leur irruption dans la zone subandine est liée à la création dans les Andes des volumes montagneux de l'orogène fini-crétacé.

Ces séries passent en continuité aux couches rouges du Tertiaire inférieur (groupe Contamana); c'est là une particularité originale de la zone subandine, qui ne sera plissée qu'au Pliocène.

3.2.2. La paléogéographie au Crétacé supérieur

Les cartes de lithofaciès de la figure 54 illustrent l'évolution paléogéographique au cours du Crétacé supérieur.

Deux de ces cartes correspondent à l'*Albien moyen* car la paléogéographie de cette époque se trouve précisée par les données nouvelles concernant le Pérou central. On sait par les travaux de V. BENAVIDES



-  Roches volcaniques et volcanosédimentaires
-  Calcaires
-  Calcaires marneux
-  Calcaires bitumineux
-  Calcaires gréseux
-  Shales et calcaires
-  Shales et grès
-  Grès
-  Evaporites

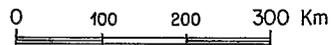


Fig. 54. — Cartes de lithofaciès du Crétacé supérieur

(1956) et J. J. WILSON (1963) que la transgression de l'Albien inférieur se poursuit au début de l'Albien moyen en s'étendant plus au nord-est; à cette époque la communication entre les bassins ouest-péruvien et est-péruvien s'effectue par la dépression de Huancabamba (5° S.) et aussi par-dessus le géanticlinal du Marañon dont la partie nord n'est plus qu'un seuil immergé entre les deux bassins. Au milieu de l'Albien moyen le géanticlinal émerge à nouveau dans le Pérou central: la limite nord-est des calcaires bitumineux Pariatambo est nettement en retrait vers le sud-ouest par rapport à celle des marnocalcaires Chulec sous-jacents; cette régression est également ressentie dans le bassin subandin où les grès de la partie supérieure de la fm. Agua Caliente se déposent alors. Ce retrait de la mer est de courte durée: à la fin de l'Albien moyen les calcaires noirs à cherts du sommet du Pariatambo transgressent à nouveau vers le nord-est et dans la zone subandine la base des shales marins de la fm. Chonta contient une Ammonite qui date la partie supérieure de l'Albien moyen.

La situation est très différente dans les Andes septentrionales (BENAVIDES, *op. cit.*, WILSON, *op. cit.*) où l'Albien moyen est une époque de calme alors que les dépôts de l'Albien supérieur enregistrent l'émergence d'un secteur du géanticlinal du Marañon.

Alors qu'à l'Albien les fluctuations des lignes de rivage ont un caractère régional ou local, la transgression du Cénomano-Turonien est par contre un phénomène général qui atteint même le bassin de l'Altiplano du Pérou et de Bolivie habituellement soustrait à l'influence marine.

4. CONCLUSION

En dépit de certaines corrélations stratigraphiques qui restent sujettes à caution du fait de l'absence de fossiles dans quelques formations, nous avons pu retracer l'évolution paléogéographique du Pérou central du Trias au Coniacien par une série de cartes d'extension des divers faciès (fig. 48, 52, 54) que nous complétons maintenant par une série de coupes transversales (fig. 55).

La succession d'événements ainsi présentée semble cohérente, mais elle devra être modifiée à mesure que progresseront nos connaissances sur certaines époques, le Trias, le Dogger et le Malm en particulier.

La comparaison des cartes d'extension des faciès montre que les bassins, encore obliques à la future chaîne andine au Trias et au Lias, prennent à partir du Jurassique moyen des directions conformes à la chaîne. La présence de changements de faciès et d'épaisseur extrêmement brutaux sur les bords de ces bassins, à proximité de grands accidents longitudinaux à rejeux multiples, montre que ces accidents ont joué en failles de subsidence au cours de la sédimentation. Cette tectonique de distension est la seule qu'ait enregistrée la sédimentation depuis le Trias jusqu'au Crétacé supérieur; il ne semble pas en effet que l'on puisse retenir le concept, cher à W. RÜEGG, d'une tectonique de compression « névadienne ».

Tous les bassins de sédimentation que nous avons définis ont un *fond sialique*: les sédiments andins reposent presque partout sur un substratum formé soit de terrains précambriens métamorphiques, soit de terrains paléozoïques souvent déformés par l'orogénèse hercynienne. Le seul des bassins dont le substratum ne nous soit pas connu directement au niveau du Pérou nord et central, est le bassin ouest-péruvien du Jurassique supérieur et du Crétacé; néanmoins, ce qu'on sait de la nature de son volcanisme synsédimentaire est en faveur d'un plancher sialique: *aucun complexe ophiolitique* avec association de pillow-lavas, de gabbros et de péridotites n'y a été signalé; on y connaît certes des séries basaltiques à pillows parfois associées à des radiolarites, mais les émissions andésitiques semblent les dépasser de beaucoup en volume. Enfin, *ces séries volcaniques et volcanosédimentaires*, qui se sont mises en place du côté interne du bassin, sont bordées en position encore plus interne par une dorsale qui, là où elle affleure comme au niveau d'Ica, montre son caractère sialique et qui, là où elle est actuellement submergée, donne par les produits de son érosion (grès valanginiens côtiers) des preuves de sa nature également sialique. Le fait que ce plancher sialique se poursuit sous le bassin ouest péruvien peut être prouvé dans la partie sud du Pérou où l'on connaît encore du Précambrien à la base des séries mésozoïques à plus de 100 km à l'intérieur des terres.

La géologie continentale, même là où elle est bien étudiée, n'apporte pas d'éléments d'information sur ce qui s'est passé à l'ouest de la dorsale sialique occidentale, dans le domaine pacifique. Selon un article de H. HERRON (1972), on ne doit pas s'attendre à trouver par sondage sur le plancher océanique,

à l'ouest de la fosse du Pérou, des sédiments antérieurs à l'anomalie magnétique 20, c'est-à-dire anté-éocènes. Si on se place dans l'optique de la tectonique des plaques, il faut donc admettre: soit que l'océan Pacifique est un océan jeune, à bordure occidentale de type « atlantique », néoformé à partir de l'Eocène, soit que la croûte pacifique anté-éocène et sa couverture sédimentaire ont disparu sous le continent par subduction. La première de ces hypothèses peut être écartée puisqu'on connaît des sédiments crétacés et jurassiques sur fond simique à proximité du Japon, à l'ouest de la ride est-pacifique. L'hypothèse de la subduction, en faveur de laquelle militent nombre d'observations (cf. JAMES, 1971), est par contre, très vraisemblable et je l'adopte ici.

Le processus de subduction, à en juger d'après la géologie, a fonctionné pendant toute la période de sédimentation andine typique, c'est-à-dire depuis le Norien et très probablement bien avant — au cours du Permien supérieur en particulier. En effet, l'arc magmatique, ici essentiellement volcanique, qui est l'une des caractéristiques principales des bordures de type pacifique avec zone de subduction, est installé au moins depuis le Norien au long de la côte actuelle et fonctionne, sans changer beaucoup de position, jusqu'au Crétacé supérieur.

B. LA SÉDIMENTATION AU CRÉTACÉ TERMINAL ET AU TERTIAIRE INFÉRIEUR

Au cours du Crétacé terminal survient la première phase de compression andine (phase péruvienne de G. STEINMANN, 1929): les structures correspondantes sont difficiles à mettre en évidence directement; elles ont en effet la même direction que les structures andines plus récentes, les dépôts discordants d'âge crétacé terminal ou éocène ne sont présents que dans quelques secteurs. Par contre, cette phase crée des reliefs dont la présence se traduit par des effets spectaculaires la nature et sur la répartition des sédiments. Les domaines andin et subandin émergent au cours du Crétacé terminal et un changement total s'effectue dans la nature des sédiments: les séries marines carbonatées de teinte claire du Crétacé supérieur sont recouvertes par des molasses rouges qui sont franchement discordantes dans certains secteurs. Dans le domaine côtier, il y a émergence depuis le Crétacé terminal jusqu'à l'Eocène supérieur; une transgression survient alors et une sédimentation marine détritique s'installe qui se poursuit sans interruptions jusqu'au Miocène supérieur.

1. LA SÉDIMENTATION DANS LA ZONE CÔTIÈRE

Les séries de l'Eocène supérieur sont connues principalement par les travaux de G. PETERSEN (1954), N. D. NEWELL (1956) et W. RÜEGG (1957); elles n'affleurent qu'au sud de Cañete (13° S.) et ne dépassent pas vers le nord-est les limites de la zone côtière, du moins dans la région étudiée ici.

Les couches transgressives de la base de l'Eocène supérieur reposent sur des terrains plus anciens qu'elles remanient dans leurs conglomérats: au bord des Andes ce sont des sédiments mésozoïques plissés à la fin du Crétacé et intrudés par le batholite; sur le bourrelet côtier s'y adjoignent des sédiments du Paléozoïque supérieur ou même du socle précambrien.

Les séries éocènes ont une patine très claire, qui contraste avec la patine sombre des terrains plus anciens; elles sont peu déformées et contiennent une macrofaune et surtout une microfaune marines très riches (cf. les listes données par les auteurs cités plus haut). Elles sont terrigènes pour l'essentiel et les shales et siltstones y prédominent sur les grès; on y trouve des intercalations et nodules calcaires, quelques horizons conglomératiques et de nombreux niveaux de tufs volcaniques remaniés dont la provenance n'est pas connue. Leur épaisseur atteint 1 000 m.

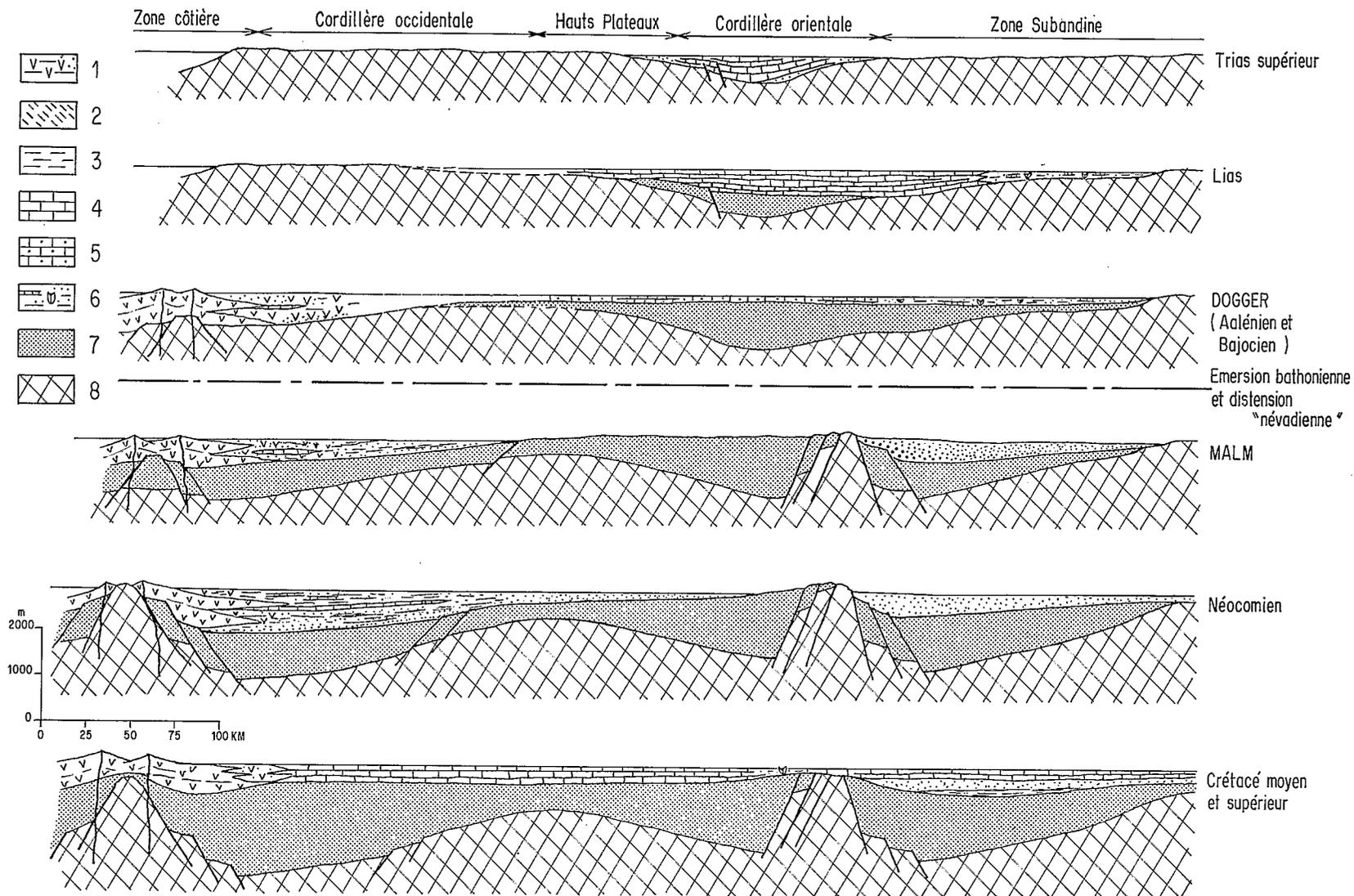


Fig. 55. — Coupes à travers le Pérou central montrant l'évolution de ce secteur du Norien au Crétacé supérieur
 1. Séries volcaniques et volcanodétritiques. 2. Grès. 3. Shales. 4. Calcaires. 5. Calcaires gréseux. 6. Faciès saumâtres à grès, shales, évaporites et intercalations calcaires. 7. Ensemble des terrains andins antérieurs au stade considéré. 8. Substratum paléozoïque et précambrien

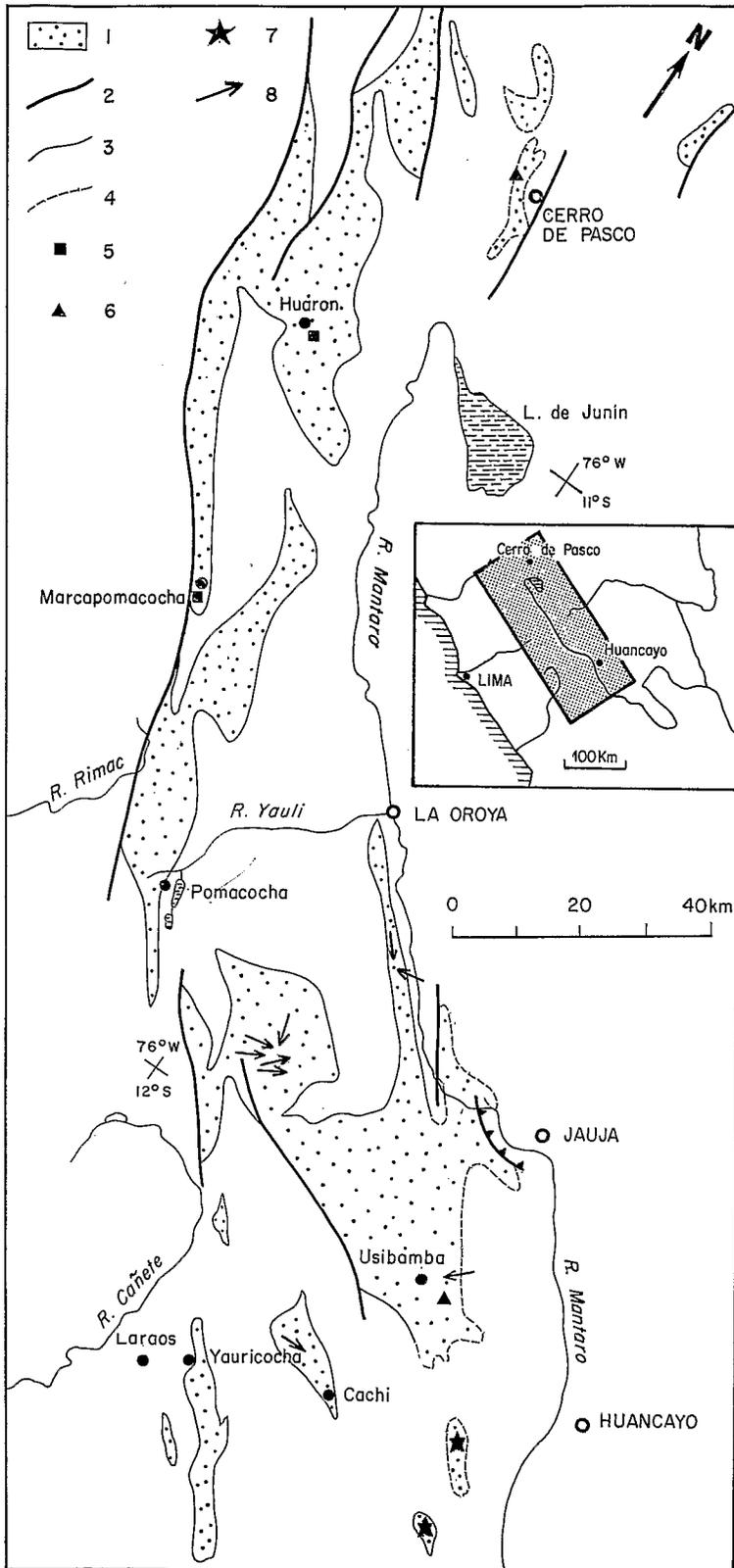


Fig. 56. — Répartition et lithologie des couches rouges du Crétacé terminal-Eocène dans la Cordillère Occidentale et les Hauts Plateaux du Pérou central

1. Couches rouges (grès, conglomérats, shales et rares intercalations calcaires).
 2. Contacts faillés. 3. Base des couches rouges concordantes. 4. Base des couches rouges discordantes sur des structures finicrétacées. 5. Gisements de microfauune marine. 6. Gisements de charophytes. 7. Présence d'intercalations volcaniques. 8. Directions de courants

L'Eocène supérieur est suivi en continuité, selon N. D. NEWELL (*op. cit.*) par une série de composition semblable, mais à grain plus fin, d'âge oligocène. Des travaux encore inédits du Service Géologique du Pérou (FERNANDEZ DAVILA, OLCHAUSKI) confirmeraient cette opinion.

2. LA SÉDIMENTATION DANS LES ZONES ANDINE ET SUBANDINE

Sur les Hauts Plateaux et dans la zone subandine des molasses rouges continentales dites couches rouges et datées en quelques points du Crétacé terminal, et en d'autres de l'Eocène et même de l'Oligocène, occupent le cœur de la plupart des synclinaux (fig. 56). On en retrouve quelques témoins à la bordure nord-est de la Cordillère Occidentale et dans la Cordillère Orientale. Ce sont des roches tendres, souvent mal exposées sauf là où elles donnent des « badlands ».

Dans la Cordillère Occidentale et à la bordure sud-ouest des Hauts Plateaux, on observe parfois un passage continu, progressif, des niveaux marins calcaréomarneux santoniens (fm. Celendin) à des siltstones et grès rouges dont la base est encore datée du Santonien et contient des intercalations marneuses; c'est le cas en particulier à Marcapomacocha (rapport inédit, I.F.P., 1969).

Dans la partie centrale des Hauts Plateaux, une faible discordance cartographique sépare le substratum crétacé, qui selon les endroits est santonien (fm. Celendin) ou albo-cénomaniens (fm. Jumasha), des couches rouges, qui souvent débute directement par des niveaux lacustres à grain fin.

Dans la partie nord-est des Hauts Plateaux, les couches rouges montrent d'épais conglomérats de base passant localement à des brèches de pied de falaise observées à Cerro de Pasco (JENKS, 1951) et au sud-ouest de Huancayo (MÉGARD, 1968); les niveaux inférieurs buttent contre un alignement de paléoreliefs nord-ouest-sud-est; les niveaux supérieurs transgressent plus à l'est où ils reposent angulairement sur le Jurassique et le Trias.

Plus à l'est encore, dans la Cordillère Orientale, les couches rouges sont même discordantes directement sur le Paléozoïque supérieur: c'est le cas dans le synclinal de Tambo-San Miguel (74° W., 13° S.).

Dans la zone subandine, enfin, on retrouve la concordance entre le Santonien marneux marin (sommet de la fm. Chonta), des grès calcaireux saumâtres (base des « Areniscas de Azucar ») et les couches rouges continentales à Charophytes du Crétacé terminal (partie moyenne des mêmes « Areniscas de Azucar », cf. KOCH et BLISSENBACH, 1960).

Les couches rouges sont, dans de vastes régions, les sédiments les plus récents que l'on connaisse à l'affleurement. Vers l'ouest, elles sont plissées puis recouvertes en discordance par des volcanites. Vers l'est par contre, dans la zone subandine, les couches rouges du Crétacé terminal-Eocène ne sont que la partie inférieure d'un vaste ensemble molassique rouge ou brun¹ en gros concordant et qui monte jusque dans le Pliocène.

2.1. LITHOLOGIE

Les couches rouges sont des dépôts rythmiques à faciès molassique, composés d'argiles, pélites, grès et conglomérats, hématitiques et fréquemment calcaireux. Leur teinte prédominante est rouge. Mais on y trouve aussi des teintes rosées, vertes, violacées. Des calcaires lacustres, du gypse et des volcanites peuvent s'y intercaler; les calcaires étant particulièrement fréquents.

Les deux affleurements volcaniques *in situ*, des brèches et coulées andésitiques sombres que j'ai notées au sud-sud-ouest de Huancayo (fig. 56), sont encore les seuls² qui aient été signalés. Mais sur les Hauts

1. Pour la zone subandine, nous ne traitons ici que des formations fini-crétacées et éocènes; ce sont les fm. Arenisca et Azucar, Sol et Contamana telles que les ont redéfinies E. KOCH et E. BLISSENBACH (1960).

2. Les roches volcaniques signalées par J. V. HARRISON (1943, p. 64) dans la base des couches rouges sur les Hauts Plateaux et dans la Cordillère Occidentale sont le plus souvent des sills et lacolites plus récents, ou appartiennent déjà aux séries volcaniques du Tertiaire supérieur. Il en est de même pour celles décrites par ARNOLD HEIM dans les couches rouges de la même région (1947, p. 6-10).

Plateaux, souvent la matrice des grès est tufacée; en particulier vers le sommet de la série. E. KOCH et E. BLISSENBACH signalent aussi un horizon tufacé dans une formation lacustre du Crétacé terminal subandin (membre 2 de la fm. Sol).

L'épaisseur des couches rouges du Crétacé terminal-Eocène peut dépasser 4 000 m (synclinal de Culic, 40 km au sud de La Oroya) sur les Hauts Plateaux; elle atteint fréquemment 2 000 m dans la zone subandine (Ganso Azul).

2.2. ÂGE

Jusqu'aux années 60, l'âge des couches rouges restait une inconnue comme au temps de D. H. MC LAUGHLIN (1924) qui y notait « une irritante absence de fossiles ». L'étude de E. KOCH et E. BLISSENBACH sur les couches rouges subandines (1960), mes recherches à Huancayo et Huanta (1964-1968) et un rapport inédit de l'Institut Français des Pétroles dédié au passage Crétacé-Tertiaire dans le domaine andin (1969) apportent des faits nouveaux.

De fait, les fossiles sont rares mais pas totalement absents; on a trouvé des Foraminifères (MABIRE, 1961), des Planorbidés (JENKS, 1951), des Ostracodes mais ce sont les Charophytes (JENKS, *op. cit.*; KOCH et BLISSENBACH, *op. cit.*; RIVERA, 1961; MÉGARD, 1968; I.F.P., rapport inédit, 1969) qui donnent les datations les plus cohérentes comme le montre le tableau de la figure 57). On voit que les âges les plus anciens sont santoniens et que les plus récents sont encore éocènes dans la plupart des cas. Seuls les niveaux les plus élevés de la coupe d'Usibamba (12° S., 75° 30' W.) contiennent une flore qui, selon L. GRAMBAST, indique le passage Eocène-Oligocène. Par ailleurs, dans la Cordillère Occidentale par 13° S. (col de Chonta) des volcanites datées à 40 MA reposent sur le sommet des couches rouges en légère discordance angulaire (NOBLE *et al.*, 1974); ceci a des conséquences sur l'âge de la phase « incaïque » et sur son extension (NOBLE, MC KEE, MÉGARD et SALAZAR, manus. en prép.).

2.3. LE MILIEU DE SÉDIMENTATION DES COUCHES ROUGES

A défaut des études sédimentologiques et stratigraphiques sérieuses qui seraient nécessaires, quelques observations effectuées en particulier sur les conglomérats intercalés dans les couches rouges, permettent de se faire une idée de leur provenance, de leur mode de sédimentation et de la morphologie des bassins où elles se sont déposées.

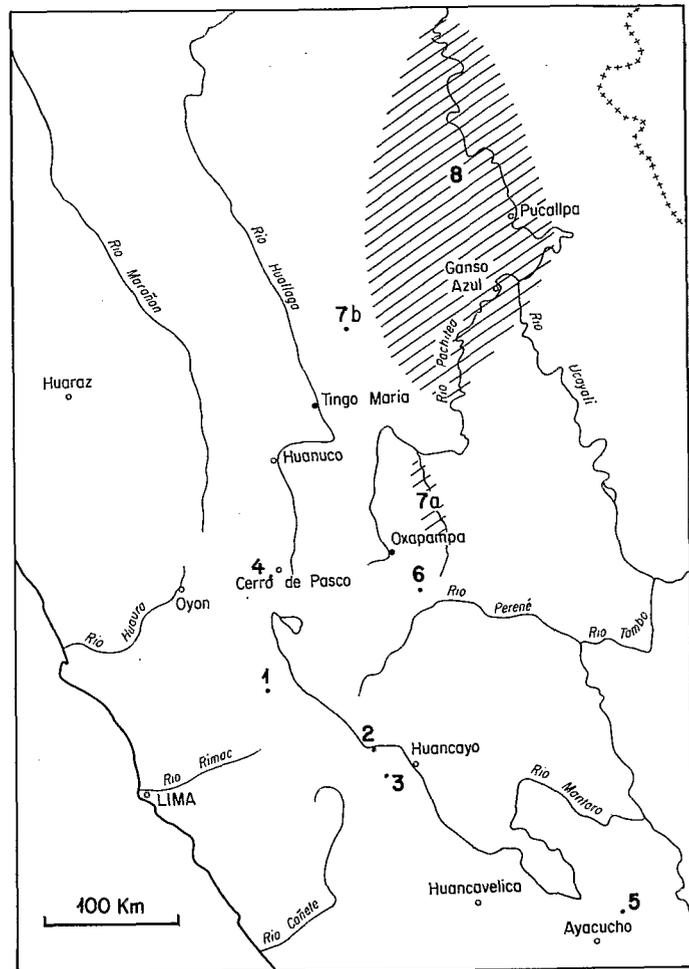
2.3.1. L'origine des sédiments

Dans les synclinaux situés au centre des Hauts Plateaux au sud de La Oroya (fig. 56) les conglomérats comportent des galets de calcaires crétacés (20 à 40%) et de quartzites clairs (60 à 80%) qui proviennent tous de reliefs situés plus à l'ouest, dans la Cordillère Occidentale où l'érosion avait atteint le Néocomien, seul capable de fournir les quartzites. Ces derniers ne peuvent provenir du complexe hercynien de la Cordillère Orientale car ils ne sont associés ni à du matériel volcanique permien supérieur, ni à du quartz filonien. Le matériel issu des massifs émergés situés dans la partie nord-est des Hauts Plateaux et la Cordillère Orientale s'est sédimenté à proximité immédiate de ces massifs. La dépression où se sédimentent les couches rouges des Hauts Plateaux est donc très dissymétrique avec un flanc ouest beaucoup plus développé que le flanc est. Les quelques mesures de courant effectuées (J. PERRIAUX) sont en faveur de cette conception (fig. 56). D'une manière générale, *les versants drainés vers l'est prédominent* sur les versants drainés vers l'ouest à cette époque: V. BENAVIDES (1956) dans le nord du Pérou, fait aussi provenir les couches rouges de l'ouest; E. KOCH et E. BLISSENBACH (*op. cit.*) dans la zone subandine, montrent que les couches rouges du Crétacé terminal (partie médiane de la fm. Arenisca de Azucar) proviennent de l'ouest et s'amincissent vers l'est et que les couches rouges éocènes Contamana I ont une origine occidentale.

		Rapport de l'INSTITUT FRANÇAIS DU PÉTROLE (1969) Déterminations de BIZON, GRAMBAST, GREKOFF et SIGAL			W. F. JENKS (1951) Det. PECK & PILSBRY	F. MEGARD et J. PARÉDES Det. : GRAMBAST	Rapport I.F.P. (1969)	R. RIVERA (1961)	E. KOCH et E. BLISSENBACH (1960)
		1 - Marcapomacocha	2 - Yanaotuto	3 - Usibamba	4 - Cerro de Pasco	5 - Tambo-San Miguel	6 - Entas	7a - Rio Palcazú 7b - Boquerón del Padre Abad	8 - Région de l'Ucayali moyen
OLIGOCÈNE				<i>Cytheridella</i> LA 7110 <i>Stephanochara</i> n. sp. <i>Chara</i> s. s., sp.				Formation Pozo ou lacune, selon le secteur considéré	
	E O C È N È	Couches rouges à restes de charophytes indéterminables	Ostracodes Charophytes d'aspect échiné, mais absence du genre <i>Maedleriella</i>	<i>Chara</i> (Grambastichara) sp. <i>Tectochara</i> n. sp. <i>Harristichara</i> n. sp. <i>Nodosochara</i> n. sp.	<i>Aclistochara mitella</i> Peck et Recker Planorbidiés (<i>Drepanotrema</i> sp.)			<i>Maedleriella monilifera</i> Peck et Recker <i>Tectochara supraplana</i> Peck et Recker <i>Peckichara palcazensis</i> Rivera <i>Harristichara boqueronensis</i> Rivera <i>Charites abadensis</i> Rivera	<i>Tectochara ucayalensis principalis</i> <i>Tectochara parva</i> <i>Tectochara ucayalensis oblonga</i> <i>Tectochara " coronata</i> <i>Tectochara ucayalensis</i> <i>Kormogvra chiringensis</i> <i>Nodosochara vucinaensis</i> <i>Kormogvra monilifera</i> (Peck et Recker) + Ostracodes
						Sommet de la coupe non étudié	Sommet de la coupe non étudié	<i>Sphaerochara huancensis</i> Rivera <i>S. uncurahuensis</i> Rivera <i>S. zhebonensis</i> Rivera <i>Porochara gildemeisteri</i> Koch et Bl. <i>Brevichara orientensis</i> Rivera <i>Tectochara cylindrata</i> Koch et Blis. <i>Rhabdochara</i> (<i>Amblyochara</i>) <i>rolli</i> Koch et Bl.	<i>Kormogvra</i> (<i>Maedleriella</i>) <i>monilifera</i> P. et R. <i>Nodosochara conincensis</i> <i>Tectochara supraplana supraplana</i> P. et R. <i>Tectochara supraplana sulcata</i>
Supérieur	couches de transition à <i>Brachyocythère</i> E 921b (couches rouges avec intercalations calcaires et marneuses)	lacune des couches de transition ?			<i>Porochara</i> cf. <i>P. gildemeisteri</i> Koch et Blissenbach <i>Amblyochara</i> sp.	<i>Amblyochara rolli</i> <i>Porochara</i> sp. <i>Saportanella</i> aff. <i>S. matlovi</i> Grambast <i>Amblyochara</i> n. sp. <i>Saportanella</i> n. sp.	<i>Sphaerochara huancensis</i> Rivera <i>S. uncurahuensis</i> Rivera <i>S. zhebonensis</i> Rivera <i>Porochara gildemeisteri</i> Koch et Bl. <i>Brevichara orientensis</i> Rivera <i>Tectochara cylindrata</i> Koch et Blis. <i>Rhabdochara</i> (<i>Amblyochara</i>) <i>rolli</i> Koch et Bl.	<i>Porochara gildemeisteri costata</i> <i>Rhabdochara</i> (<i>Amblyochara</i>) <i>rolli</i> <i>Porochara gildemeisteri</i> Koch et Blis. <i>Chara cylindrata</i> <i>Tolypnella bicauta</i>	
Inférieur					base de la coupe non étudiée	débris de lamelli-branches		<i>Milamina</i> sp. <i>Ammodictens</i> sp. <i>Hanlonhranmoldes</i> sp. <i>Ammobaculites</i> sp.	
base des Couches Rouges		base des Couches Rouges			base des Couches Rouges (sensu lato)				
CÉCÉCÈ	SANTONIEN MARIN (sommet de la fm. Celendin) <i>Fallosia</i> (<i>Obiculinna</i>) <i>peruviana</i> Steinmann	LACUNE DU SANTONIEN MARIN			SANTONIEN MARIN (sommet de la fm. Chonta)				
	<i>Brachyocythère</i> E 921 b var? R. E 55 b, R. E 608 <i>Cosinia</i> aff. <i>vulvinata</i> <i>Apostolescu</i> <i>Argilloecia</i>	Miliolidés, Discorbis				<i>Brachyocythère</i> 921 b			

Fig. 57. — *Eléments de datation et de corrélation des couches rouges du Pérou central*

N.B. — Les attributions d'âges effectuées par E. KOCH et E. BLISSENBACH (1960) et par R. RIVERA (1961) ont été modifiées en accord avec des indications de L. GRAMBAST



Localisation des coupes de la figure 57

2.3.2. Le type de sédimentation

Au sud de La Oroya, les caractéristiques des conglomérats — forte taille des galets atteignant 25 cm pour les quartzites, faible émousé, nombreux chenaux — dénotent selon J. PERRIAUX, un dépôt en vrac de type torrentiel. B. MABIRE (1961) décrit aux environs de Huaron des conglomérats très hétérométriques avec des blocs peu émousés atteignant le mètre cube, dont il attribue la mise en place à des coulées boueuses; il note par ailleurs l'amincissement et la disparition de ces conglomérats vers l'est. Les grès montrent des litages obliques fréquents ainsi que des chenaux qui se ravinent mutuellement. Dans l'ensemble, ce « bassin » des Hauts Plateaux, continental pendant la majeure partie de son histoire, constituait « une zone d'épandage de sédiments détritiques sur des glaciés et, en son centre, sous une faible tranche d'eau » (J. PERRIAUX, comm. écrite).

Ces faciès grès rouges évoquent la présence, sur les zones d'apport soumises à l'érosion, d'un climat chaud à saisons humides et sèches alternantes (cf. MILLOT, 1967), climat qui se traduit aussi dans les patines hématitiques des galets des conglomérats, très développés dans la Cordillère Orientale (Tambo) et fréquentes sur les Hauts Plateaux.

3. LA PALÉOGÉOGRAPHIE AU COURS DU CRÉTACÉ TERMINAL ET DE L'ÉOCÈNE

Des données récentes permettent de se faire une idée de la morphologie du Pérou central au cours du Crétacé terminal et de l'Éocène, ce sont :

— La mise en évidence, d'abord à Cerro de Pasco (JENKS, 1951) puis à Huancayo (MÉGARD, 1968) et enfin dans la région située entre ces points (cartes inédites de Jauja, La Oroya, Tarma, Cerro de Pasco), d'un massif exondé pendant une partie au moins du dépôt des couches rouges et qui couvrait la bordure nord-est des Hauts Plateaux et sur une partie de la Cordillère Orientale.

— La découverte au cœur de la Cordillère Orientale, de couches rouges en partie d'âge crétacé terminal (F. MÉGARD et J. PAREDES à Tambo, puis C. GUEVARA à Andamarca).

Elles s'ajoutent aux données plus classiques sur la présence d'une vaste zone émergée englobant la côte et une partie de la Cordillère Orientale et à la documentation de E. KOCH et E. BLISSENBACH sur le bassin amazonien. L'ensemble de ces données est résumé dans la figure 58.

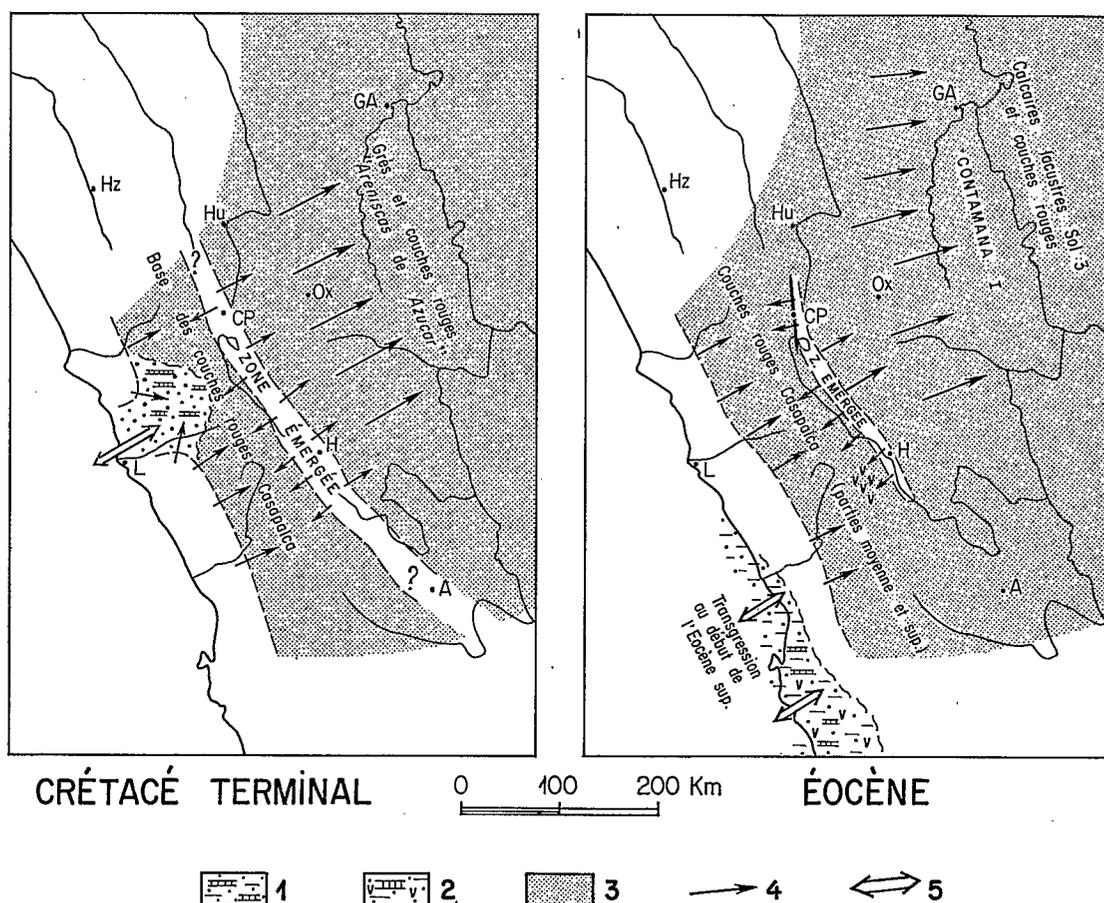


Fig. 58. — Cartes des lithofaciès du Crétacé terminal et de l'Éocène

1. Couches rouges à intercalations de marnes et calcaires marins. 2. Calcaires, marnes et grès marins avec des intercalations de tufs volcaniques. 3. Couches rouges continentales ou saumâtres. 4. Direction des apports terrigènes. 5. Communications avec l'Océan Pacifique. A = Ayacucho. CP = Cerro de Pasco. GA = Ganso Azul. H = Huancayo. Hu = Huanuco. Hz = Huaraz. L = Lima. OX = Oxapampa

Sur ces bases on peut définir deux aires de sédimentation, l'une « andine s.s. », l'autre subandine, qui apparaissent comme de vastes glaciers couverts localement à certaines époques par des nappes d'eau douce peu profondes, où la sédimentation prend un caractère lacustre; le plus vaste de ces lacs est le bassin « Sol 3 » de la base de l'Eocène subandin, où E. KOCH et E. BLISSENBACH (*op. cit.*) notent même des influences saumâtres. Les couches rouges de la Cordillère Orientale pourraient s'être sédimentées au bord sud-ouest de cette aire subandine.

L'aire andine de sédimentation est alimentée pour l'essentiel par l'érosion d'un vaste massif soulevé, qui occupe alors la zone côtière et la partie sud-ouest de la Cordillère Occidentale et, secondairement, par le « massif de Huancayo » axé sur la limite actuelle entre Hauts Plateaux et Cordillère Orientale.

Le massif côtier apparaît comme une barrière continue à partir du Campanien; il isole l'aire andine de toute influence marine. L'érosion l'attaque du côté des Hauts Plateaux et aussi du côté pacifique; elle y dégage une surface assez régulière qui sera fossilisée par les dépôts marins de la base de l'Eocène supérieur. La faible quantité de conglomérats intercalés dans ces dépôts suggère que les reliefs situés dans la Cordillère Occidentale étaient très émoussés à cette époque.

Le massif de Huancayo voit aussi ses dimensions varier notablement sous l'influence de l'érosion et peut-être aussi d'une tectonique de blocs; ces deux facteurs permettent aux couches rouges de transgresser de plus en plus loin vers l'est à mesure que leur âge diminue, ceci au niveau de Huancayo. Mais, dans le secteur de Cerro de Pasco, de nouveaux reliefs se créent dans le même temps comme l'a démontré W. F. JENKS (1951): la faille nord-sud de Cerro a joué en compression au cours du dépôt des couches rouges; dans le compartiment ouest les brèches et conglomérats issus du bloc est soulevé reposent, en discordance angulaire à proximité de la faille et en concordance lorsqu'on s'en éloigne, sur des grès et pélites rouges; ces mêmes dépôts conglomératiques sont ensuite recouverts par des calcaires lacustres datés de l'Eocène basal.

Les paquets conglomératiques puissants qui viennent interrompre brutalement la sédimentation des grès rouges dans l'aire andine peuvent être interprétés de la même manière par la création de reliefs, soit en distension, soit en compression, dans les secteurs émergés d'où proviennent ces apports; il ne faut cependant pas minimiser la part, certes difficile à évaluer, que les crises climatiques ont pu avoir dans la mise en place des conglomérats.

Un autre fait en faveur d'une tectonique de distension au cours du Crétacé supérieur et surtout de l'Eocène est le volcanisme qui accompagne parfois la sédimentation et se traduit, en dehors des deux ensembles volcaniques intercalés dans les couches rouges à Huancayo, par des niveaux tufacés dans les sédiments continentaux et marins.

C. LA SÉDIMENTATION ET LE VOLCANISME AU COURS DU TERTIAIRE SUPÉRIEUR (DE L'ÉOCÈNE TERMINAL AU PLIOCÈNE P. P.)

Le Néotertiaire est caractérisé par son volcanisme, d'une importance inégalée semble-t-il au cours de l'évolution andine, et ce tant par son extension que par son volume.

Dans la partie nord des Andes du Pérou central il est localisé à la partie supérieure du versant pacifique et ne déborde qu'un peu sur les Hauts Plateaux, mais au sud de 12° 30' S. il s'étend largement vers l'est, jusqu'à la Cordillère Orientale. Ces séries volcaniques et volcanosédimentaires reposent en discordance sur un substratum plissé et érodé qui inclut les couches éocènes.

Sur la côte, on connaît des séries marines oligo-miocènes concordantes sur l'Eocène supérieur qui, lui, est discordant sur le Mésozoïque. Dans la zone subandine, le Tertiaire supérieur dépourvu de volcanites est continental et repose en concordance ou en faible discordance sur son substratum éocène.

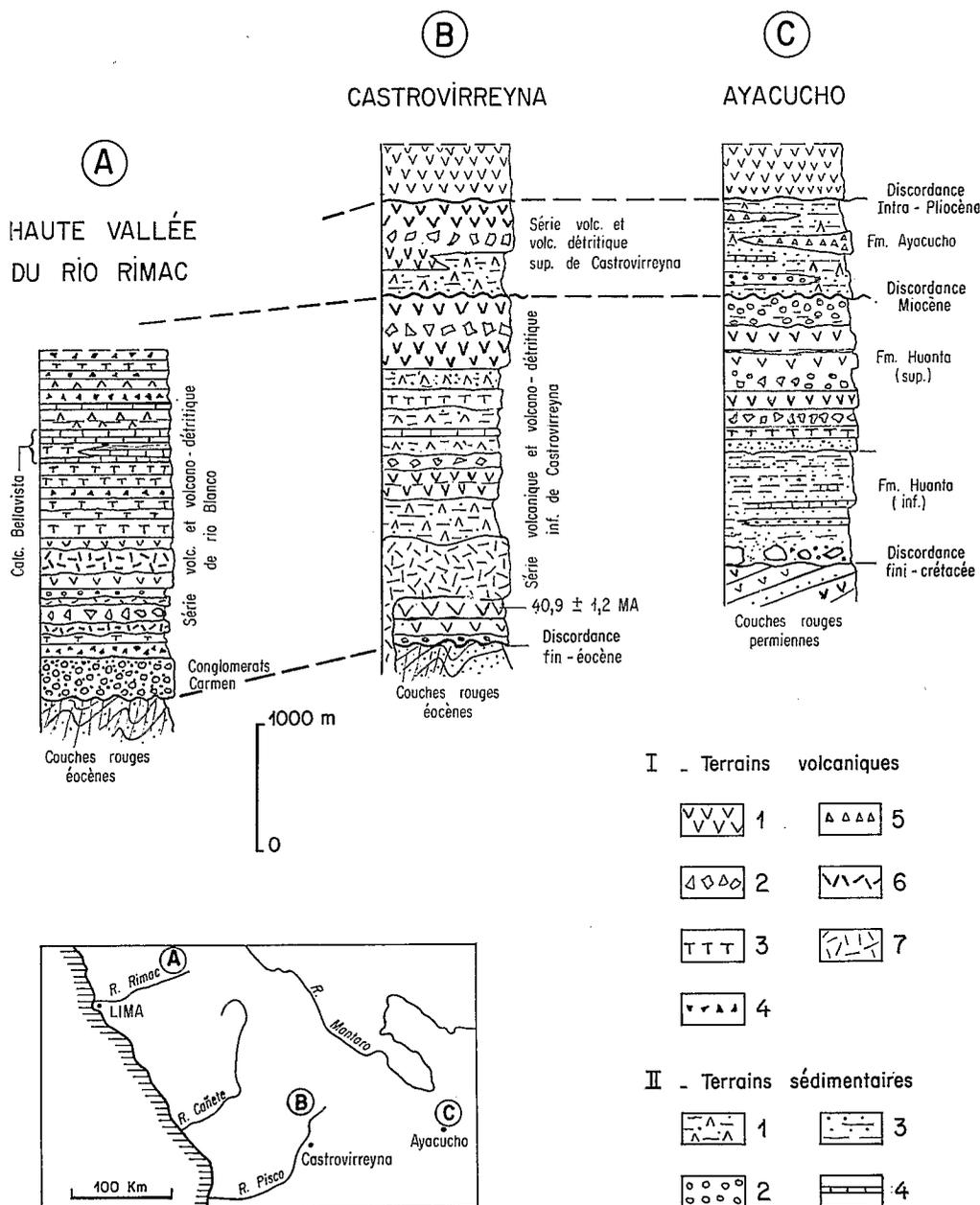


Fig. 59. — Lithologie des séries volcaniques et volcanosédimentaires oligocènes et néogènes du Pérou central

I. — Terrains volcaniques. 1. Coulées andésitiques et dacitiques. 2. Brèches pyroclastiques. 3. Tufs. 4. Lapillis. 5. Ignimbrites. 6. Sills andésitiques et dacitiques. 7. Dômes, coulées rhyolitiques

II. — Terrains sédimentaires. 1. Séries volcanosédimentaires. 2. Conglomérats. 3. Grès et shales. 4. Calcaires

1. LES DÉPÔTS MARINS CÔTIERS

Des couches dont l'âge se situe à la limite Eocène-Oligocène ou déjà dans l'Oligocène inférieur, forment le toit de la fm. Paracas de la zone côtière d'Ica et Nazca (NEWELL, 1956). Une discontinuité, qui parfois se traduit par une légère discordance angulaire soulignée par des conglomérats, sépare cette formation d'une série également marine de teinte très claire. Cette dernière, dite formation Pisco, comprend essentiellement des diatomites souvent associées à des lits cinéritiques, des shales tufacés, de la bentonite, des calcaires et des grès à grain fin (G. PETERSEN, 1954; NEWELL, *op. cit.*; RÜEGG, 1957); la fm. Pisco, dont l'épaisseur atteint 650 m, passe progressivement à son sommet à des grès littoraux qui annoncent une émergence.

L'étude des diatomées, des foraminifères, des restes de poissons et de vertébrés marins recueillis dans la fm. Pisco (cf. RÜEGG, p. 823-825, 1957) permet de lui attribuer un âge miocène. Elle s'étend plus au nord-est que la fm. Paracas et repose souvent directement sur le substratum anté-tertiaire; par contre elle n'est pas connue au nord de 13° 30' S. et en particulier n'affleure pas dans la zone de Cañete.

L'ensemble des terrains éocènes, oligocènes et miocènes marins de la zone côtière d'Ica et Nazca est déformé puis recouvert en discordance angulaire par des dépôts de piémont dont on ne sait s'ils représentent seulement le Quaternaire ou également le Pliocène.

2. LES FORMATIONS VOLCANIQUES ET VOLCANOSÉDIMENTAIRES DANS LES ANDES

2.1. POSITION STRATIGRAPHIQUE

Ces formations fossilisent des aplanissements assez élaborés qui tranchent des plis affectant les séries mésozoïques et éocènes. Exceptionnellement, on note une accordance locale entre le conglomérat de base des volcanites et les couches rouges sous-jacentes au long de la coupe transversale la plus classique des Andes centrales dans la haute vallée du rio Rimac (coupe Lima-La Merced): d'où la notion erronée d'une « formation Rimac » unique, regroupant couches rouges et volcanites dans le Crétacé supérieur et le Paléocène et antérieure à la phase « incaïque » éocène à oligocène (STEINMANN, 1929). La cartographie à 1/100 000^e que j'ai effectuée dans cette région confirme l'opinion de D. H. Mc LAUGHLIN (1920) et prouve que cette accordance est fortuite: les couches rouges, comme dans le reste de la zone faïtière de la Cordillère Occidentale, sont affectées par un plissement fini-éocène intense accompagné de schistosité puis recouvertes en discordance par un conglomérat de base surmonté par les volcanites (cf. également HARRISON, 1951).

Les formations volcaniques et volcano détritiques sont datées localement à leur base de l'Eocène supérieur (NOBLE *et al.*, 1974) et sont à leur tour recouvertes en discordance par des stratovolcans andésitiques, des tufs ignimbritiques (p. ex. ceux de Rumihuasi sur la feuille de Huancavelica) ou encore des dépôts lacustres, fluviaux ou glaciaires; j'attribue l'ensemble de ces séries supérieures au Pliocène supérieur-Quaternaire.

Une discordance angulaire que je situe dans le Miocène (cf. p. 158) permet de diviser la série volcanique et volcano sédimentaire en deux ensembles, à première vue très proches pétrographiquement.

2.2. LITHOLOGIE

Aucune étude pétrographique systématique des roches volcaniques et volcanosédimentaires du Tertiaire n'a encore été effectuée dans le Pérou central; dans l'ensemble le volume des volcanites *s.s.* est à peu près égal à celui des roches volcanosédimentaires.

Dans les volcanites, on doit distinguer une série andésitique calcoalcaline et des ignimbrites rhyolitiques à dacitiques. Dans la plupart des régions, la série andésitique est volumétriquement beaucoup plus importante que les ignimbrites réduites à des passées lenticulaires, sauf dans le bassin d'Ayacucho où des ignimbrites blanches, intercalées de tufs blancs redéposés, constituent les termes les plus élevés du remplissage tertiaire du bassin. Dans la série andésitique calcoalcaline, les andésites et les dacites dominent sur les

termes plus basiques ou plus acides. Les andésites, souvent porphyriques, constituent des coulées puissantes de quelques dizaines de mètres et de grande extension latérale; ces coulées sont interstratifiées avec des tufs pyroclastiques, des brèches de nuées ardentes et des lahars de composition plutôt dacitique. Les dacites, de même que les rhyolites qui sont plus rares, donnent des dômes-coulées de faible extension latérale et épais de plusieurs centaines de mètres, souvent reliés à des intrusions hypo-abyssales. Les *ignimbrites* forment un groupe à part du fait de leur dynamique de mise en place très particulière, peut-être liée à une origine différente; dans le bassin d'Ayacucho, elles forment des bancs plus ou moins lenticulaires, qui atteignent 50 m d'épaisseur, au sein des produits lacustres provenant de leur remaniement. Ces ignimbrites sont mal soudées et ne montrent qu'une disjonction prismatique grossière.

Comme on le voit sur la figure 59, la proportion des *produits volcaniques remaniés* est élevée; ce sont évidemment les tufs pyroclastiques et les ignimbrites qui fournissent la plus grande quantité de ces produits: ainsi par exemple, des tufs redéposés en milieu lacustre et disposés en bancs réguliers de 0,2 m à 1 m s'accumulent sur plus de 500 m dans la fm. rio Blanco (colonne A). Les andésites et les rhyolites qui s'épanchent sous une forme plus compacte (coulées franches et coulées bréchiqes) se prêtent moins au remaniement; certains conglomérats grossiers, qui sont composés de débris de ces roches et montrent une très grande hétérogénéité dans les dimensions et l'émoussé des éléments, pourraient cependant avoir été mis en place par des coulées boueuses, analogues à celles que W. F. JENKS (1948, p. 58-60) décrit au voisinage des volcans récents du sud du Pérou.

Outre les produits du remaniement des séries volcaniques, on connaît des *intercalations lacustres non volcanosédimentaires* comportant des calcaires, des marnes, des argilites et des grès qui localement, peuvent mesurer plusieurs centaines de mètres et constituer des formations bien individualisées; c'est le cas du membre inférieur de la fm. Huanta dans le bassin d'Ayacucho, des calcaires Bellavista de la haute vallée du Rimac (fig. 59); et de la plus grande partie de la fm. Abigarrada de HARRISON (1953 a). Notons aussi que les grès et argilites présentent parfois un faciès « couches rouges » proche de celui des couches rouges fini-crétacées et éocènes, comme par exemple au sud de Laraos sur la feuille de Yauyos.

Cette lithologie variée permet de définir des unités cartographiables et d'établir une stratigraphie relative, qui a une valeur limitée dans l'espace car tous les passages latéraux de faciès et les changements d'épaisseur les plus extrêmes sont la règle et s'effectuent très rapidement; ainsi une formation volcano-sédimentaire est souvent l'équivalent latéral d'un appareil volcanique. Aussi seule une cartographie détaillée procédant de proche en proche est-elle valable dans ces terrains comme le montre le travail entrepris par H. SALAZAR depuis 1964 entre 12° 30' S. et 13° 30' S.; et encore cette technique a-t-elle des limites: toute solution de continuité de l'ordre de la dizaine de kilomètres, due soit au passage d'une grande vallée, soit à une vaste zone d'altération magmatique, peut remettre en question toutes les corrélations comme c'est le cas de part et d'autre du rio Cañete sur la feuille de Yauyos (12°-12° 30' S., 75° 30'-76° W., MÉGARD et CALDAS).

2.3. ÂGE

Dans le Pérou central, aucun fossile ayant valeur stratigraphique n'a jusqu'à présent, été découvert dans les formations lacustres du Tertiaire supérieur et les premiers âges radiométriques sur les volcanites n'ont été publiés qu'après 1973.

Les séries lacustres de la zone d'Ayacucho sont cependant fossilifères. La partie inférieure de la fm. Huanta contient des restes de Pulmonés et d'Ostracodes sans valeur stratigraphique, à défaut d'études de comparaison; elle contient aussi des *Chara s.s.* genre connu de l'Eocène supérieur à l'actuel, cependant, selon le professeur GRAMBAST, l'espèce ici présente « serait plutôt de l'Oligocène terminal ou du Miocène ». La fm. Ayacucho a livré de nombreux restes de plantes proches des roseaux actuels et une dent de rongeur indéterminable. Les calcaires de la fm. Bellavista de Casapalca (colonne A, fig. 59) n'ont jamais donné aucun fossile.

En 1972, 1973 et 1974, D. C. NOBLE *et al.*, ont publié quelques mesures d'âges radiométriques effectuées par la méthode K/Ar sur des roches volcaniques provenant de la région de Huancavelica-Huachocolpa-Castrovirreyna, située par 13° S. à la limite de la Cordillère Occidentale et des Hauts Plateaux. Ces mesures donnent un âge de $40,9 \pm 1,2$ MA pour la base de la série inférieure (cf. colonne B de la fig. 59),

PÉROU CENTRAL			SUD DU PÉROU		CHILI ET BOLIVIE		
1) Versant pacifique Huarochiri	2) Castrovirreyna	3) Ayacucho	4) Versant pacifique (Tacna)	5) Lac Titicaca	6) Nord du Chili (Arica)	7) Partie NW de l'Altiplano bolivien	
	stratovolcans andésitiques + ignimbrites		stratovolcans Barroso (= Sillapaca)				QUATERNAIRE
			Ignimbrites Perez (= Sencca)	Ignimbrites Perez (= Sencca) et fm. volcanodétritiques	Ignimbrites Perez	Ignimbrites Perez (2,5 MA) fm. volcanodétritiques à Mammifères et Toba 76 (5,4 MA)	PLIOCENE
Ignimbrites	Séries volcaniques et volcanodétritiques sup. de Castrovirreyna (10,5 à 4 MA)	fm. Ayacucho ignimbritique et volcanodétritique	Ignimbrites Oxaya (= Huayllillas)	partie supérieure du groupe Tacaza	Ignimbrites Oxaya = fm. San Bartolo datée entre 10 et 4,24 MA	formations détritiques en partie volcanosédimentaires datées par des restes de Mammifères du Miocène sup. et du Pliocène et intercalations de tufs pyroclastiques et coulées datées entre 25,6 MA et 10,5 MA	phase pliocène
Séries volcaniques et volcanosédimentaires inférieures recoupées par le bord est du batholite.	Séries volcaniques et volcanodétritiques inf. de Castrovirreyna (40,9 à 13,9 MA)	fm. Huanta	Vol. Tacaza (= Huilacollo)	partie inférieure du groupe Tacaza	fm. San Pedro	Séries rouges datées de l'Oligocène dans la Cordillère orientale	Phase "quechua" de G. Steinmann
	Volc. Sacsaquero	sup. volcanique inf. lacustre		Groupe Puno (Charophytes oligocènes près de la base)			phase miocène
			Volc. Toquepala	couches rouges éocènes et fini-crétacées		couches rouges éocènes et fini-crétacées	MIOCENE
séries crétacées (Albien)	couches rouges éocènes et fini-crétacées						OLIGOCENE
							phase de l'Éocène terminal (phase "Incaïque" de G. Steinmann)
							EOCENE et CRETACE

~~~~~ discordance angulaire sur des structures de compression

▬▬▬ discordance d'érosion importante

||||| lacune

Fig. 60. — Tableau de corrélation des principales formations volcaniques et volcanosédimentaires du Pérou central et méridional, du Nord du Chili et du Nord-Ouest de la Bolivie

D'après des documents ou observations de: J. V. HARRISON (1951) et F. MÉGARD pour (1); H. SALAZAR (com. orale), E. BELLIDO (1969) et D. C. NOBLE *et al.* (1972, 1973, 1974) pour (2); F. MÉGARD et J. PAREDES pour (3); J. J. WILSON et W. GARCIA (1962), S. MENDIVIL (1965) pour (4); N. D. NEWELL (1949), G. CHANOVE *et al.* (1969) et E. AUDEBAUD (com. orale) pour (5); R. SALAS *et al.* (1966), J. E. GUEST (1969) pour (6); J. EVERNDEN *et al.* (1966), R. HOFFSTETTER (1968) et R. HOFFSTETTER *et al.* (1971) pour (7)

ce qui fixe dans l'Eocène supérieur l'âge minimum de la phase incaïque dans cette zone. Nous reviendrons sur les âges radiométriques donnés par NOBLE dans le chapitre dédié aux données récentes de 1973 à 1976.

Ces quelques données se corrélaient assez bien avec celles qui proviennent du sud péruvien, de l'extrême nord chilien et de la partie nord-ouest de l'Altiplano bolivien. Le tableau (fig. 60) rend compte de ces corrélations dont nous reparlerons lors de la discussion de l'âge des plissements du Tertiaire supérieur (cf. p. 158).

### 3. LES COUCHES ROUGES SUPÉRIEURES DU DOMAINE SUBANDIN

Les couches rouges du Tertiaire supérieur subandin du Pérou central (fm. Contamana III ou couches rouges 4 et 5 de KOCH et BLISSENBACH, 1960) reposent sur un substratum légèrement déformé et assez profondément érodé constitué par les couches rouges de l'Eocène et du Crétacé terminal. E. KOCH (1962) a prouvé en effet dans la vallée du Pachitea (9° S.), que les grès situés à la base des couches rouges Contamana III peuvent reposer en discordance angulaire jusque sur le Santonien (fm. Arenisca de Azucar). Cette coupure existe aussi au long de l'anticlinal de Sira. Par contre, au nord de 9° S., on trouve à la base des couches rouges Contamana III des grès à Ostracodes qui, plus au nord, s'épaississent, s'enrichissent en intercalations calcaires et argileuses et passent dans la basse vallée du Marañon à la fm. Pozo, franchement marine et datée de l'Oligocène (WILLIAMS, 1949). La discordance angulaire basale observée dans la vallée du Pachitea se situerait donc à proximité de la limite Eocène-Oligocène.

Les couches rouges supérieures sont plissées à la fin du Tertiaire puis entaillées par une surface d'érosion recouverte par des sédiments terrigènes non datés (KOCH, 1959), mais sans doute d'âge quaternaire ancien et/ou Pliocène terminal.

Comme les couches rouges inférieures (Contamana I ou couches rouges 1, 2 et 3) les couches rouges supérieures sont des molasses; on note cependant que leur teinte tire souvent sur le brun (ce sont les « brown beds » de SINGEWALD, 1928) et qu'elles sont plus grossières, en particulier les couches rouges 5, qui sont très riches en conglomérats; les stratifications obliques et les chenaux sont également plus fréquents et plus marqués. Ces molasses proviennent essentiellement des Andes et s'amincissent vers l'est et le nord-est. L'influence du volcanisme andin s'y traduit dans les minéraux lourds et par quelques horizons tufacés. Leur épaisseur dépasse rarement 2 500 m.

La sédimentation plus grossière est cause de la rareté des fossiles dans ces couches rouges; *Tectochara ucayalensis oblonga* Koch et Blissenbach et deux espèces d'Ostracodes les datent partiellement du Miocène. Des restes de Mammifères découverts par F. SPILLMANN (1949) au sommet des couches rouges 5, plissées, indiquent qu'elles montent jusque dans le Pliocène. Ce point est important pour la datation de la phase de déformation principale de la zone subandine.

### 4. LA PALÉOGÉOGRAPHIE AU TERTIAIRE SUPÉRIEUR

Le volcanisme andin paroxysmal domine l'évolution paléographique du secteur andin *s.s.* au cours du Tertiaire supérieur. Les édifices volcaniques qu'il construit sont séparés par des zones d'épandages souvent lacustres parfois très vastes. Dans l'ensemble, ils forment des reliefs d'orientation générale nord-ouest-sud-est, larges de 150 à 200 km vers 13° S. et seulement de 50 à 70 km plus au nord. Ces reliefs, assez peu élevés au début du Tertiaire supérieur, séparent un bassin marin occidental d'une vaste zone d'épandage continentale orientale. A en juger par l'importance comparée de la sédimentation terrigène dans ces deux régions, le drainage de la zone en relief s'effectue surtout vers l'est.

Dans le secteur andin, la tectonique de distension se traduit essentiellement par le volcanisme mais aussi par une surrection de plus en plus nette à mesure que l'on monte dans le temps; au cours du Miocène, le bassin marin occidental commence à émerger, alors que dans la zone subandine débute le dépôt des couches rouges (5) conglomératiques qui témoignent de la surrection des Andes.

La chronologie et la corrélation de ces événements est encore très mal connue; la détermination d'âges radiométriques plus nombreux dans les volcanites andines et dans les intercalations tufacées des séries côtières et subandines devrait permettre de les préciser.

## *la tectonique andine*

Nous appelons *structures andines* celles qui se sont formées *entre le Santonien et le Pliocène*. Nous en excluons celles qui sont le fruit de mouvements plus récents, quaternaires en particulier, essentiellement pour la simplicité de l'exposé. En effet la chronologie, l'extension et les modalités des déformations récentes sont particulièrement difficiles à cerner car on doit faire intervenir des critères souvent flous, d'ordre stratigraphique, morphologique et tectonique; aussi traiterons-nous dans un chapitre particulier de l'évolution récente de la chaîne. Il n'y a cependant pas de rupture entre l'évolution des Andes du Santonien au Pliocène et leur évolution récente et c'est là un fait qu'il faut garder présent à la mémoire malgré l'utilisation d'une coupure pratique mais factice.

A l'inverse, la coupure santonienne sépare deux périodes bien distinctes, à savoir une période de sédimentation en régime de distension — faible mais permanent — d'une période tectorogénique où compression et distension joueront successivement plusieurs fois.

*La tectorogénèse andine est polyphasée, mais la direction de raccourcissement semble peu changer au cours du temps*, au moins pour les phases les plus importantes: les structures ont des directions qui se groupent autour de N.W.-S.E. et de N.N.W.-S.S.E. avec toutefois des extrêmes N.-S. et E.-W. Il est donc très difficile d'apprécier les effets des différentes phases lorsque la colonne stratigraphique est incomplète et qu'on ne peut observer toutes les discordances angulaires. Des considérations sur le style tectonique permettent cependant parfois d'étendre à des secteurs sans couvertures discordantes des observations faites là où ces couvertures existent, du moins lorsqu'on reste à l'intérieur d'une même zone structurale.

Après avoir précisé la chronologie des phases puis étudié les structures dans chaque zone structurale nous chercherons à reconstruire une carte et une coupe paléotectonique pour chacune des phases.

En ce qui concerne l'analyse des structures andines zone par zone, je souligne le fait qu'elle a porté sur de grandes surfaces et s'est bornée pour l'essentiel à l'examen des objets tectoniques de dimension métrique à plurikilométrique. La détermination de la géométrie d'ensemble et du style tectonique général ont pris le pas sur l'analyse fine de la déformation. Je rapporterai cependant quelques observations de détail qui, quoique ponctuelles, complètent utilement les observations générales.

Nous avons vu que la direction générale des Andes du Pérou central est à peu près N. 30° W.; on retrouve cette direction au niveau des structures individuelles qui sont le plus souvent N.W. à N.-N.W. avec des extrêmes E.-W. et N.-S., qu'elles soient dues aux phases du Crétacé terminal, de l'Eocène terminal-Oligocène inférieur, du Miocène ou du Pliocène. Aussi, lorsque dans la suite du texte je ne mentionnerai pas la direction d'un pli ou d'une faille andine, il sera sous-entendu que sa direction est comprise entre le N.W. et le N.-N.W.

## A. LA CHRONOLOGIE DES PHASES

Le premier — et à juste titre le plus connu — des calendriers des mouvements andins au Pérou a été donné par G. STEINMANN en 1929 et nous reproduisons ci-contre son tableau récapitulatif (fig. 61) qui est remarquable pour l'époque; néanmoins les informations dont on disposait alors étaient trop partielles et souvent inexactes.

Tous les articles de synthèse ultérieurs acceptèrent des calendriers tectoniques plus ou moins calqués sur celui de 1929. Ainsi E. BELLIDO et F. SIMMONS (1957) admettent un plissement « laramien » intense dans la Cordillère Occidentale à la fin du Crétacé, puis un gondolage des couches rouges avant la mise en place des volcanites et enfin une phase miocène ou pliocène importante en particulier dans la zone subandine; le point le plus nouveau de leur argumentation est l'introduction des observations, nouvelles pour l'époque, collectées dans l'Amazonie. Alors que U. PETERSEN (1958) reprend pour l'essentiel la chronologie de G. STEINMANN, H. HOSMER (1959) innove en proposant quatre phases de déformation compressive, chaque nouvelle phase affectant une zone plus externe que la précédente; ce sont:

1. Une phase santonienne, immédiatement suivie de la mise en place du batholite andin,
2. Une phase située au début de l'Eocène moyen, qui affecte les couches rouges avant la mise en place des séries volcaniques,
3. Une phase oligocène inférieur, qui plisse modérément les volcanites qu'il attribue à l'Eocène inférieur,
4. Une phase miocène à pliocène localisée à la zone subandine.

Dans l'ensemble les différentes coupures signalées par H. HOSMER existent mais les âges qu'il leur attribue et les corrélations qu'il imagine entre le Pérou central et, entre autres, la région du lac Titicaca, sont erronées.

Dans le Pérou central, la chronologie stratigraphique et tectonique du Crétacé supérieur et du Tertiaire inférieur est aujourd'hui beaucoup mieux connue. Hors des zones subandine et côtière, celle du Tertiaire supérieur n'a par contre pas beaucoup progressé et nous compenserons les lacunes de nos connaissances dans ce domaine grâce à des corrélations avec le sud du Pérou et le nord-ouest de l'Altiplano bolivien où on a de nombreuses données précises et récentes. C'est sur toutes ces bases que j'ai élaboré le tableau synoptique de la figure 62 que nous commenterons rapidement ci-dessous.

### 1. LA PHASE DU CRÉTACÉ TERMINAL (PHASE PÉRUVIENNE)

La phase « péruvienne » se traduit à la fois par un événement sédimentaire spectaculaire et par des événements tectoniques mais leur corrélation réciproque n'est pas partout chose facile.

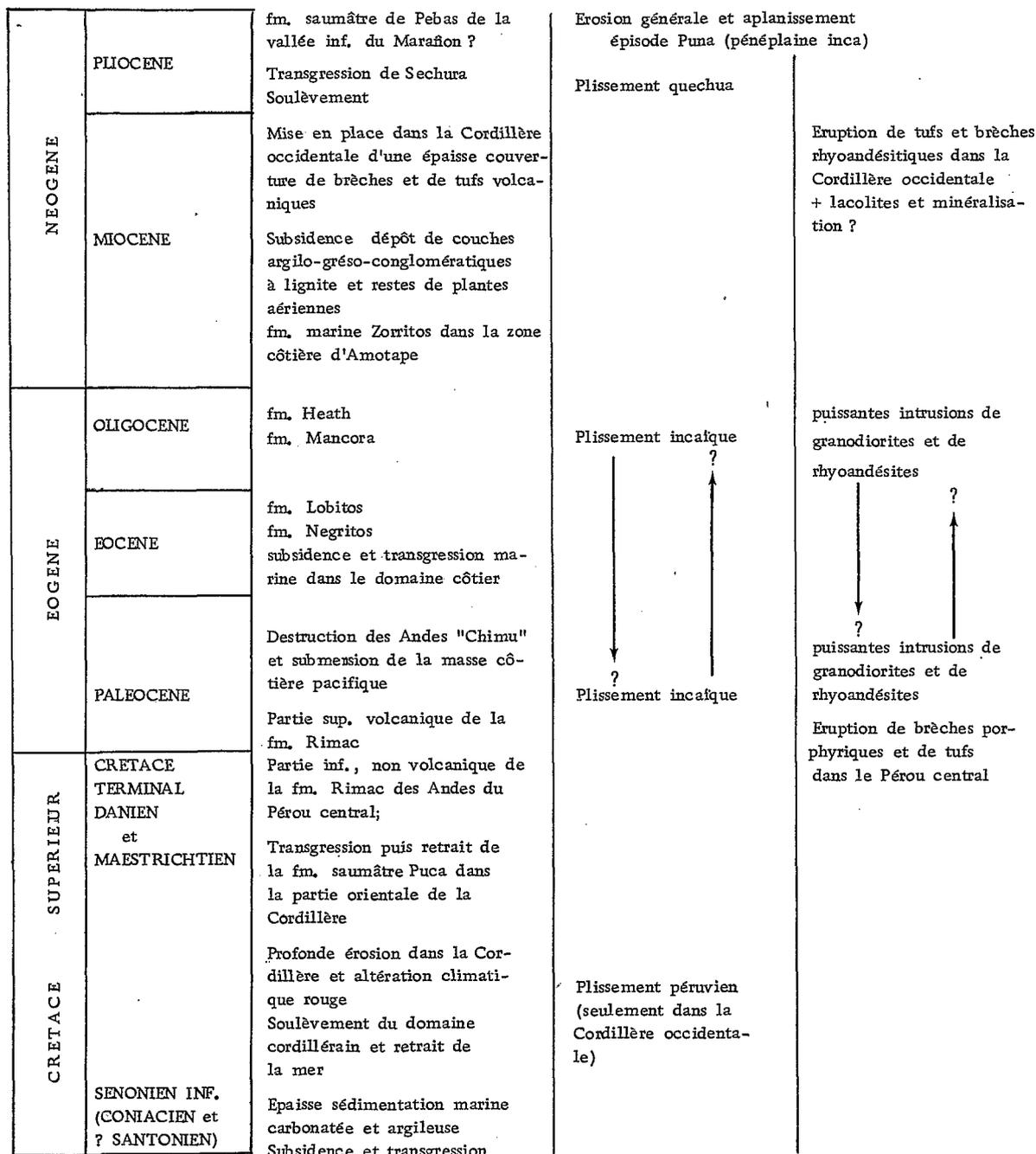


Fig. 61. — Evolution des Andes péruviennes au cours de la tectorogénèse andine d'après G. STEINMANN, 1929, p. 300-301

L'événement sédimentaire est bien daté; l'interruption de la sédimentation marine carbonatée et sa substitution par une sédimentation continentale molassique rouge se place en effet dans le Santonien.

Les événements tectoniques sont datés avec une certaine précision dans un vaste massif plissé recouvert en discordance par les couches rouges, qui occupe la partie nord-est des Hauts Plateaux et s'étend largement sur la Cordillère Orientale. En effet:

1) Dans la partie sud-ouest de ce massif (partie nord-est des Hauts Plateaux), les couches rouges, qui n'ont donné que des âges éocènes, sont transgressives sur l'ensemble de la série mésozoïque plissée et notamment sur le Santonien marin comme on peut le voir au long de la ligne du Mantaro en aval de La Oroya (au sud-ouest de Llocllapampa);

2) Plus à l'est, au cœur de la Cordillère Orientale (Tambo et Andamarca) les couches rouges à Charophyte du Crétacé supérieur recouvrent des plis qui affectent un Pennsylvanien et un Permien inférieur concordants avec le Permien supérieur (Mitu) et donc avec la série mésozoïque marine.

En résumé, on prouve donc que les structures « péruviennes » sont à la fois postérieures au Santonien basal et antérieures à des séries encore datées du Crétacé supérieur. La phase « péruvienne » est datée ici du *Crétacé terminal*.

L'argumentation concernant l'âge de la phase « péruvienne » sur la côte et dans le flanc pacifique des Andes est plus incertaine. Nous avons vu que les séries volcanosédimentaires plissées n'ont pas livré de fossiles post-albiens mais montent vraisemblablement dans le Crétacé supérieur il est par ailleurs douteux qu'il se passe quoi que ce soit d'important avant le Santonien puisque la sédimentation marine, un peu plus au nord-est, se poursuit sans être perturbée jusque dans cet étage. Par contre, à partir du Santonien, il y a création de reliefs sur la côte et dans le versant pacifique de la Cordillère Occidentale: ces régions seront jusqu'au début de l'Oligocène la source sédimentaire principale des molasses rouges des Hauts Plateaux. Comme par ailleurs on sait que la base de l'Eocène supérieur est discordante sur les plis qui affectent le matériel mésozoïque de la zone côtière, on peut seulement dire que *ces plis ont un âge compris entre le Santonien et la fin de l'Eocène moyen*. On a cependant l'habitude de les attribuer, comme dans le cas précédemment évoqué, à une phase « péruvienne » du Crétacé terminal.

## 2. LA PHASE DE L'ÉOCÈNE TERMINAL (PHASE INCAÏQUE)

Alors qu'au Chili on a une phase dite « laramienne » située à la limite Crétacé-Eocène (cf. AUBOUIN *et al.*, 1972) et qu'en Equateur on a deux phases datées du Paléocène et de l'Eocène inférieur (FAUCHER et SAVOYAT, 1972), la présence de ces plissements n'a pas été prouvée au Pérou.

La phase incaïque qui, selon les points, se situe vers la fin de l'Eocène ou au début de l'Oligocène, n'est connue qu'au Pérou et en Bolivie où elle détermine la déformation principale dans de vastes régions, en particulier dans la Cordillère Orientale et la zone intercordillère.

Dans la Cordillère Occidentale du Pérou central, cette phase est antérieure aux volcanites datées de l'Eocène supérieur (NOBLE *et al.*, 1974) qui recouvrent en discordance des couches rouges dont on sait seulement qu'elles sont post-santonniennes. Dans la zone intercordillère du même Pérou central les mêmes couches rouges montent par contre dans l'Oligocène basal et peut-être plus haut. Il y a donc là un problème qu'on peut résoudre en supposant que la phase incaïque migre vers le nord-est au cours du temps, ou bien en supposant que la phase qui plisse les couches rouges des Hauts Plateaux est une phase distincte encore plus récente. Nous choisirons ici la première solution.

La phase incaïque est calée paléontologiquement dans d'autres secteurs des Andes centrales. Vers le lac Titicaca, elle est comprise entre les couches rouges (fm. Muñani) à Charophytes éocènes (AUDEBAUD *et al.*, 1972) et les conglomérats Puno à la base desquels M. MATTAUER a trouvé des Charophytes à affinités oligocènes (*in* CHANOVE *et al.*, 1969). On trouve confirmation de ces âges dans le nord-ouest de la Bolivie, à la bordure sud-ouest de la Cordillère Orientale, où les molasses de Salla-Luribay et Lacayani sont postérieures à la phase incaïque et ont livré des restes de Mammifères déséadiens, c'est-à-dire approximativement de l'Oligocène inférieur (HOFFSTETTER, 1968; HOFFSTETTER *et al.*, 1971).

Dans la zone subandine, E. KOCH (1962) signale vers Ganso Azul, dans les couches rouges du Crétacé terminal-Eocène, des structures de compression très ouvertes, recouvertes directement par les couches rouges Contamana III miocènes; le hiatus stratigraphique est comblé latéralement par la fm. Pozo, marine, à faune oligocène sans plus de précision (WILLIAMS, 1949); là cette compression se place vers la limite Eocène-Oligocène.

L'ensemble de ces données permet d'attribuer à la phase incaïque un âge fini-éocène; c'est un progrès incontestable puisque G. STEINMANN, en 1929, la situait entre le Paléocène et l'Oligocène, et la plupart des auteurs récents dans l'Eocène moyen ou supérieur et ceci avec assez peu d'arguments.

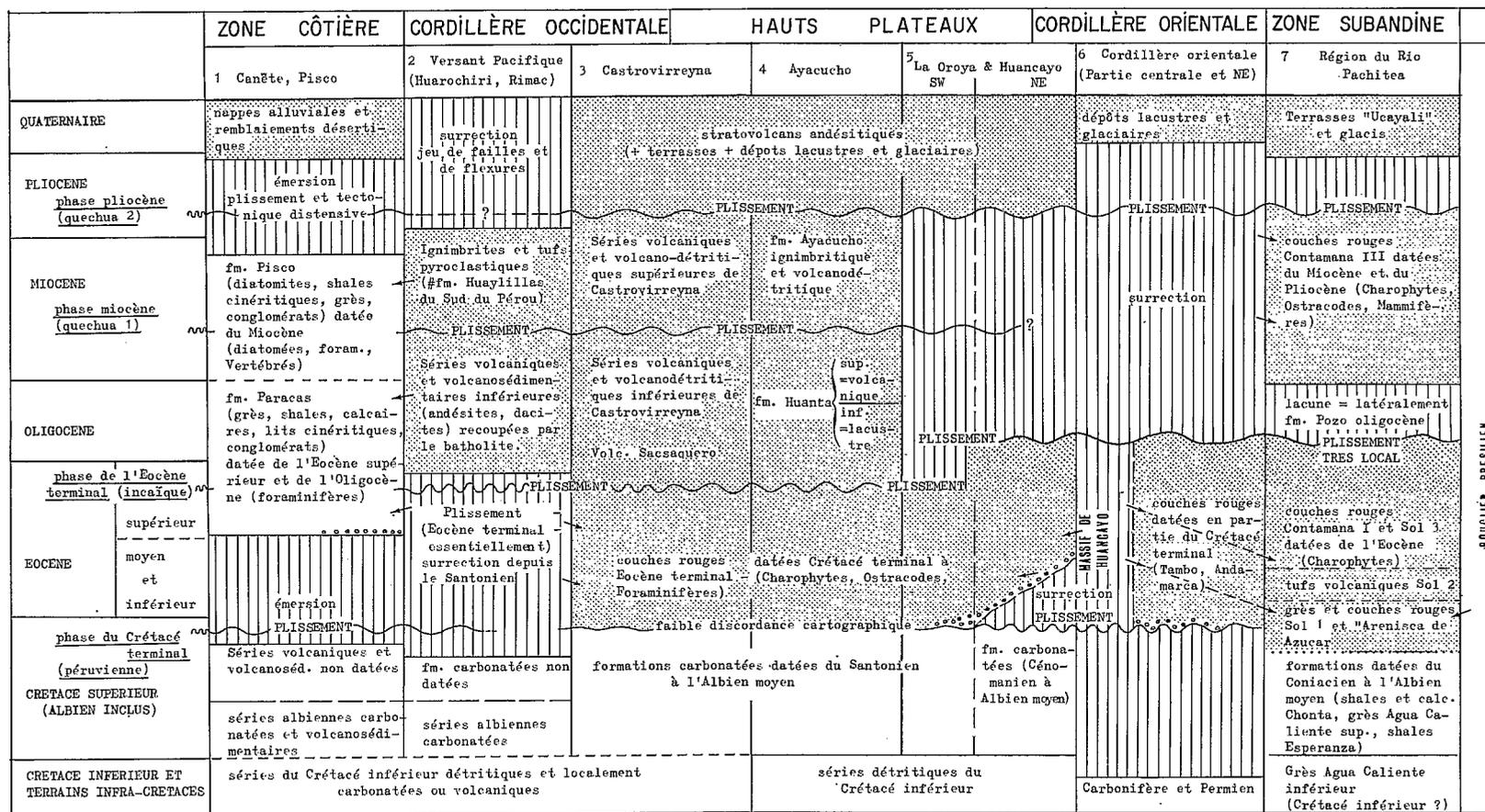


Fig. 62. — Tableau synoptique de la tectorogénèse andine dans les Andes du Pérou central

— En blanc: terrains marins. — En gris: terrains continentaux. — En barré vertical: lacunes. — Les flèches indiquent la provenance du matériel détritique, et les lignes ondulées, la position des discordances et des phases de plissement.

1. D'après RÜEGG (1957) et NEWELL (1956).
- 2, 3, 4. Cf. figure 59.
- 5, 6. MÉGARD (1958 et inédit).
7. D'après KOCH et BLISSENBACH (1960) et d'après KOCH (1962).

### 3. LES PHASES MIOCÈNE ET PLIOCÈNE

C'est en se basant sur les observations de H. GERTH (1915) dans la région d'Ayacucho que G. STEINMANN (*op. cit.*) avait défini une phase « quechua » qui plissait des sédiments continentaux « miocènes » recouverts par un Quaternaire discordant; il la plaçait dans le Pliocène inférieur.

Les leviers de la feuille de Huanta (MÉGARD et PAREDES, inédit) nous ont convaincu de l'existence de deux phases de plissement dans ces mêmes dépôts post-éocènes du bassin d'Ayacucho: nous avons attribué la plus ancienne au Miocène, la plus récente au Pliocène. Ces âges étaient très approchés puisqu'ils n'étaient basés, une fois encore, que sur des corrélations avec le sud du Pérou et la Bolivie discutées dans le travail récent d'E. AUDEBAUD *et al.* (1973). Nous reprendrons rapidement cette discussion: on connaît, sur le versant pacifique sud-péruvien et nord-chilien, au-dessus des volcanites « Tacaza » plissées, des ignimbrites très puissantes datées du Miocène à leur base et seulement affectées par quelques failles et flexures. Le plissement « miocène » ainsi défini s'observe encore à la bordure sud-ouest de l'Altiplano sud-péruvien (E. AUDEBAUD, com. orale) où l'on connaît également un plissement plus récent; ce dernier serait équivalent à celui que R. HOFFSTETTER *et al.* (1971) datent avec précision du Pliocène dans la partie nord-ouest de l'Altiplano bolivien.

Sur les Hauts Plateaux du Pérou central, un plissement « pliocène » superpose ses effets à ceux du plissement « miocène » à Castrovirreyna et Ayacucho par exemple. Dans la région de Castrovirreyna: Huachocolpa, l'âge miocène de la plus ancienne des phases « quechuas » a reçu un début de confirmation: les premières déterminations d'âges radiométriques effectuées par C.D. NOBLE *et al.* (1972) calent cette phase dans le Miocène supérieur, entre 13,9 et 10,4 MA.

Dans la zone subandine du Pérou, une phase tectonique pratiquement unique plisse l'ensemble d'une colonne stratigraphique qui va du Cambrien probable au sommet des couches rouges tertiaires; cette phase est pliocène selon toute vraisemblance.

Divers travaux, ceux de W. RÜEGG en particulier, situaient cette phase intrapliocène entre le sommet des couches rouges déformées et les couches à mollusques non déformées d'Iquitos attribuées au Plio-Pléistocène; cette argumentation n'est plus valable puisque ces couches contiennent des Charophytes nettement miocènes (F. SPILLMANN *in* E. KOCH, 1962, p. 31), leur position horizontale n'étant due qu'à leur situation externe par rapport à la zone subandine.

En fait le plissement de la zone subandine se localise avec moins de précision entre le sommet des couches rouges plissées Contamana III, qui, selon E. KOCH (1962), contiennent les Mammifères pliocènes décrits par F. SPILLMANN (1949), et le début d'une évolution morphologique quaternaire *s.l.* étudiée par E. KOCH (1959). Ce plissement se situe donc dans le Pliocène moyen ou supérieur.

## B. LA TECTONIQUE ANDINE DANS LA ZONE CÔTIÈRE

Il faut remonter au Précambrien pour trouver les traces évidentes d'une tectorogénèse intense dans la zone côtière du Pérou central; la présence de la chaîne hercynienne y reste problématique et les plissements andins y sont faibles: à des plis finicrétaqués très amples se superposent les plis encore plus ouverts d'une tectonique vraisemblablement pliocène.

Si la tectonique souple est peu spectaculaire, la tectonique cassante est omniprésente; la zone côtière apparaît avant tout comme une mosaïque de blocs faillés. Une partie des failles ont été cartographiées à

l'occasion d'études régionales mais les déplacements des blocs ont rarement été étudiés du simple point de vue géométrique et encore moins du point de vue chronologique.

### 1. LA TECTONIQUE SOUPLE DANS LA SÉRIE MÉSOZOÏQUE DE LA CÔTE

Il s'agit de la tectonique post-albienne et pré-Eocène supérieur, attribuée au Crétacé terminal (cf. p. 156).

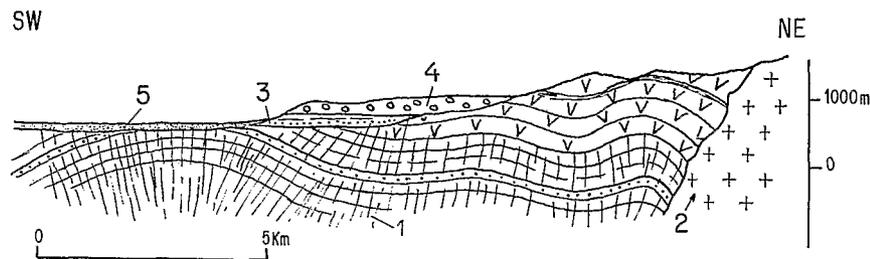


Fig. 63. — Plis à schistosité dans la basse vallée du rio Cañete à l'ENE d'Imperial

Croquis d'après les indications de H. SALAZAR

1. Séries crétacées calcaires et volcanodétritiques datées en partie de l'Albien. 2. Tonalites du batholite côtier. 3. Eocène marin (fm. Paracas). 4. Pliocène et Quaternaire ancien (fm. Cañete). 5. Alluvions récentes

Elle s'exprime par des synclinaux et anticlinaux très ouverts, droits ou faiblement dissymétriques, de direction nord-nord-ouest à nord-ouest; ces plis sont cylindriques, isopaques et se situent à une exception près au-dessus du front supérieur de schistosité; pris dans leur ensemble, ils ne montrent aucun déversement préférentiel: l'anticlinal de Lima, par exemple (LISSON, 1907) est large de plus de 20 km et sa direction est approximativement nord-nord-ouest, son flanc sud-ouest pend avec 5 à 10° et son flanc nord-est atteint 30°, il est donc faiblement déversé vers le nord-est. Près d'Imperial (prov. de Cañete), 140 km au sud-ouest de Lima, H. SALAZAR (com. orale) a observé de la schistosité et des ammonites albiennes déformées dans un de ces vastes anticlinaux dont schématiquement on peut donner la coupe suivante (fig. 63). P. USSELMANN et B. DALMAYRAC ont également observé une schistosité fruste sur la côte près de Lima et entre Lima et Cañete. Vu le style des plis, cette schistosité est vraisemblablement due à une forte charge ou à un gradient thermique local élevé plutôt qu'à une forte intensité de la déformation.

Au nord de Lima, les plis restent très ouverts jusqu'au niveau de Casma (9° 30' S.) où des anticlinaux étroits et à flancs raides, pour la plupart déversés vers le sud-ouest, séparent des synclinaux larges et plats (fig. 64); là encore les directions sont proches de nord-ouest.

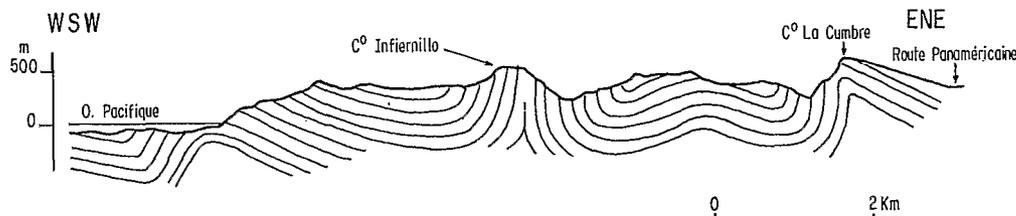


Fig. 64. — Allure des plis dans les séries volcanosédimentaires mésozoïques au long de la vallée du rio Seco par 9° 48' S

Le style des plis de la zone côtière est en partie conditionné par l'épaisseur, qui atteint 7 000 m, et par l'homogénéité de la série mésozoïque surtout volcanique et volcanodétritique, mais aussi par la faiblesse de la compression. En effet, le raccourcissement dû à ces plis n'atteint pas 10% et jusqu'à présent on ne connaît pas de structures cassantes compressives de même âge qui viendraient l'augmenter. Il est cependant vraisemblable que de telles structures ont joué, du moins au niveau du socle précambrien, dans le bourrelet côtier d'Ica-Nazca.

## 2. LA TECTONIQUE SOUPLE DANS LA SÉRIE TERTIAIRE DE LA CÔTE

Les séries tertiaires n'affleurent pratiquement que sur le bourrelet côtier. Elles sont très peu déformées; elles dessinent des dômes, de vastes ondulations synclinales et quelques anticlinaux; les pendages sont rarement supérieurs à 10° dans ces structures. Les couches sont par contre fortement redressées dans des flexures situées à l'aplomb de failles qui affectent le substratum pré-tertiaire. Une flexure de ce type redresse les couches à plus de 70° vers le pont Huamani où la route panaméricaine franchit le rio Pisco (13° 43' S.). Dans ce cas, selon W. RÜEGG (1957), la faille profonde correspondante est normale; mais il n'en est pas toujours de même comme le montre, beaucoup plus au sud, la coupe de la vallée du rio Majes (faille d'Aplao, J. GUIZADO, 1968). Là le substratum affleure tout au long de la vallée dont le Tertiaire forme le haut versant et on observe que les flexures traduisent au niveau de la couverture aussi bien les failles normales que les failles inverses du substratum. Lorsque la couverture affleure seule, la question de savoir si une flexure correspond à de la distension ou à de la compression reste sans réponse.

## 3. LA TECTONIQUE CASSANTE

La cartographie géologique effectuée jusqu'à présent en des secteurs isolés de la zone côtière centrale montre une mosaïque de blocs qui influence notablement le tracé de la ligne de côte qui souvent suit des abrupts de faille à peine modifiés par l'érosion.

Dans le bourrelet côtier d'Ica-Nazca cette tectonique de faille s'exerce au niveau du substratum prémésozoïque dont la couverture tertiaire suit passivement les mouvements en se cassant ou, plus fréquemment, en se flexurant. Selon les travaux de W. RÜEGG (1953, 1957) et de N. D. NEWELL (1956), les failles nord-ouest prédominent au sud de 14° 15' S., où elles sont recoupées par quelques failles nord-sud et nord-est; plus au nord et en particulier dans la péninsule de Paracas, les failles nord-sud à nord-nord-est sont les plus importantes. Toutes ces failles ont des pendages qui se situent entre 60 et 90° et des rejeux normaux postérieurs au dépôt du Tertiaire marin avec des rejets de l'ordre de 200 à 300 m. Elles ont un rôle géomorphologique important dans cette région où l'érosion est très faible; elles déterminent des horsts et grabens et des blocs à arêtes souvent orthogonales qui forment les rentrants et les sortants de la ligne de côte.

L'étude de J. FERNANDEZ CONCHA (1958) sur le Morro Solar, à Lima même, analyse avec plus de précision les caractéristiques des failles nord-sud et est-ouest qui affectent la série néocomienne de ce secteur. Là encore ce sont des failles proches de la verticale à rejet normal, accompagné dans quelques cas d'un rejet latéral important: 40 m de coulissage dextre au long de la faille nord-sud de « La Chira », 19 m de rejet horizontal dextre au long de la faille est-ouest du « Salto del Fraile » dont le rejet vertical n'est que 14 m. Là encore la morphologie côtière est liée à ces failles.

Des glissements au long des plans de stratification affectent aussi le Morro Solar, déplaçant des paquets de strates de plus en plus élevés stratigraphiquement dans une direction comprise dans le secteur ouest, comme le prouve l'examen du déplacement apparent d'un dyke cisailé. Ces glissements couche sur couche se faisant vers l'ouest ne peuvent être liés au plissement qui a donné l'anticlinal de Lima dans le flanc sud-ouest duquel se situe le Morro Solar. Il pourrait s'agir de glissements gravitationnels tardifs.

Au nord de Lima, selon J. COBBING (Serv. Géol. Peru, sous presse) la ligne de côte, de direction moyenne N. 30 W. correspond à une série de blocs délimités par des failles nord-ouest et nord-est; tout bloc méridional est décalé vers le sud-ouest par rapport au bloc septentrional contigu.

Dans l'ensemble, l'influence directe des failles sur la morphologie, même dans une région où l'érosion est très faible, indique des mouvements récents que confirme la forte sismicité, mais l'analyse détaillée de la tectonique cassante reste à faire.

## **C. LA TECTONIQUE ANDINE DANS LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE**

Deux sous-étages structuraux andins sont présents dans la Cordillère Occidentale; le *plus ancien* correspond aux *séries crétacées et éocènes intensément plissées au voisinage du front supérieur de schistosité* par la phase de l'Eocène terminal; le *plus récent* comprend les *séries volcaniques oligocènes et néogènes* affectées au Miocène et au Pliocène par des *plis concentriques ouverts*. Quel que soit le sous-étage considéré, les structures ont une direction nord-ouest à nord-nord-ouest. Ces deux sous-étages sont recoupés par des granitoïdes et par des filons volcaniques.

### **1. LES STRUCTURES FINI-ÉOCÈNES DANS LE CRÉTACÉ ET L'ÉOCÈNE**

Dans le Pérou central on ne connaît aucune coupe tectonique continue à travers les terrains crétacés et éocènes de la Cordillère Occidentale: toutes sont interrompues par les intrusions du batholite ou cachées partiellement par la couverture volcanique néotertiaire. Néanmoins la somme des renseignements tirés d'affleurements isolés est suffisamment cohérente pour que l'on puisse se faire une idée du style de la déformation: une zone où la déformation est intense et se produit à proximité du front supérieur de schistosité occupe la bordure nord-est de la Cordillère Occidentale et s'étend plus ou moins loin vers le sud-ouest selon les transversales étudiées; entre cette zone fortement déformée (ou Cordillère Occidentale, *s.s.*) et la zone côtière s'étend une zone bordière moins déformée.

#### **1.1. LA ZONE BORDIÈRE SUD-OUEST**

Son bord sud-occidental se situe approximativement 20 à 50 km au nord-est de la ligne de côte et sa largeur varie entre 5 et 50 km.

Dans cette zone s'effectue la transition entre les plis concentriques très ouverts de la zone côtière et les plis en chevron typiques de la partie nord-est de la Cordillère Occidentale. Du fait du batholite, les modalités de cette transition n'ont été observées qu'en quelques points. Dans la région de Palpa (14° 30' S.) entre Ica et Nazca, une coupe de A. AGUIRRE (1961) montre comment les ondulations synclinales et anticlinales du Mésozoïque du bourrelet côtier, larges d'une dizaine de kilomètres, passent à des plis droits encore concentriques, à flancs redressés jusqu'à 45° puis à des plis droits en chevrons kilométriques (fig. 65) dont les flancs pendent à près de 60°; ce changement de style s'effectue en une quinzaine de kilomètres. J. COBBING et J. GARAYAR (1976) ont observé une transition aussi rapide en quelques points entre 10° 30' S. et 11° 30' S.

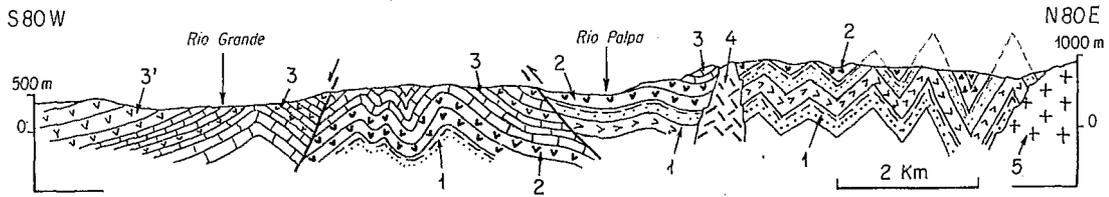


Fig. 65. — Coupe de la bordure SW de la Cordillère occidentale au niveau de Palpa (14° 30' S)  
d'après A. AGUIRRE M. (1961)

1. Quartzites, shales et andésites du Crétacé inférieur datés de l'Albien dans leur partie supérieure. 2. Dacites et andésites du Crétacé inférieur. 3. Calcaires intercalés avec des andésites et dacites et passant latéralement à ces mêmes volcanites (3'). 4. Cheminée volcanique. 5. Granodiorite du batholite côtier

Sur la transversale du rio Cañete, par contre, la zone bordière a près de 50 km de large: en effet à Pacaran, situé à 50 km au nord-est du Pacifique, la série terrigène et volcanosédimentaire crétacée montre des plis droits, concentriques, plurikilométriques dont les flancs pendent à moins de 25°; on ne trouve des plis en chevron qu'à partir de Yauyos, situé à 80 km du Pacifique... mais le passage des structures de Pacaran à celles de Yauyos est oblitéré par le batholite et par les volcanites tertiaires.

## 1.2. LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE *s.s.*

La Cordillère Occidentale *s.s.* est caractérisée, au niveau de la série crétacée et éocène, par des *plis* fermés, le plus souvent *en chevron*; ces plis sont décamétriques à kilométriques et *souvent accompagnés de schistosité axiale*, les pendages de leurs flancs sont en général forts, ce qui entraîne un *taux de raccourcissement élevé*. Des *failles longitudinales souvent inverses* sont associées à ces plis; elles sont particulièrement nombreuses à la bordure nord-est de la Cordillère Occidentale.

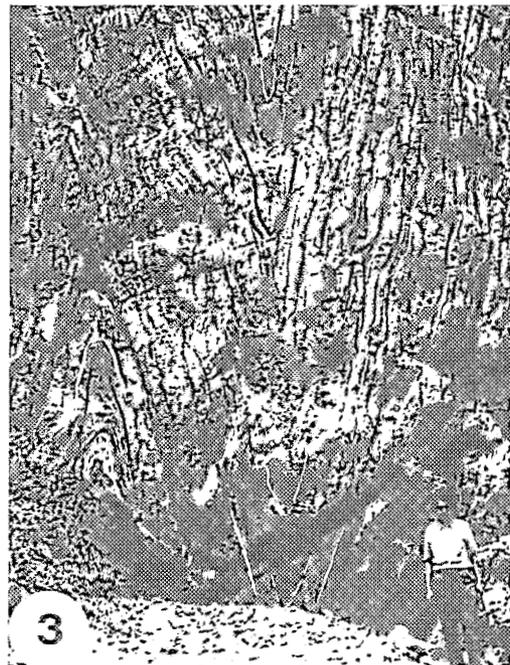
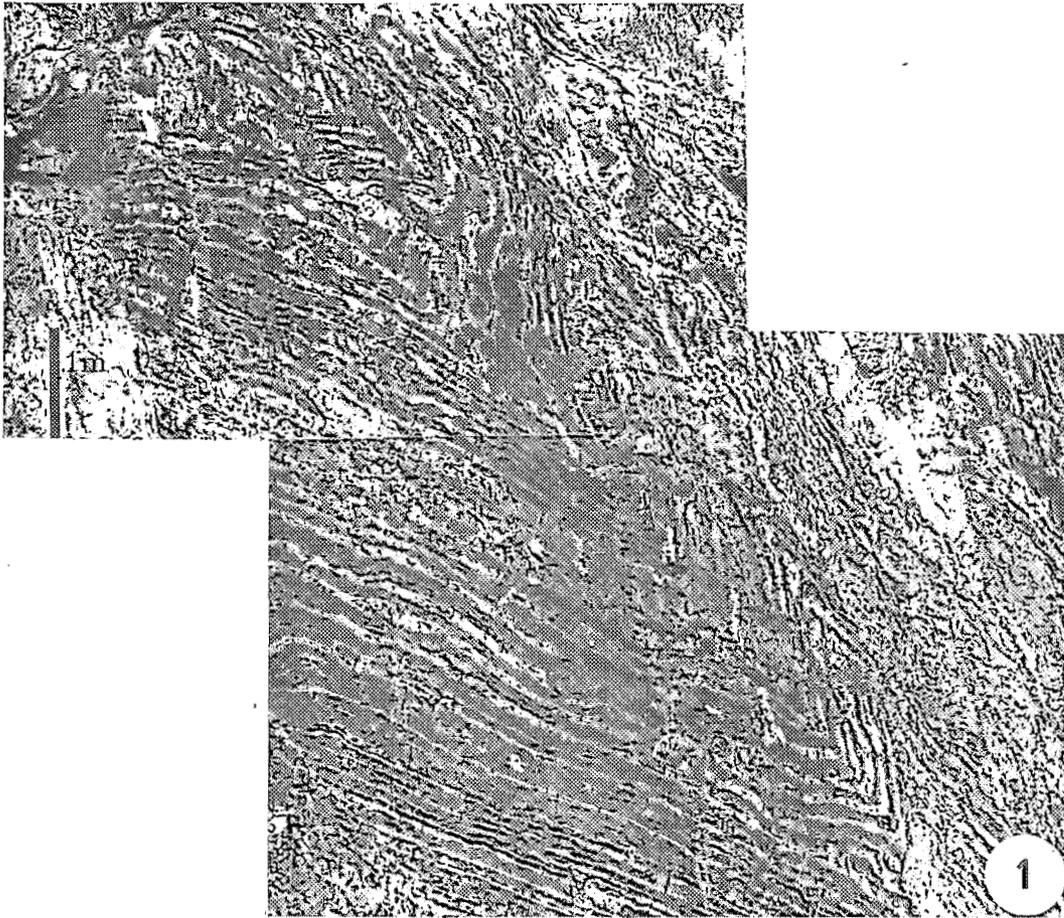
Dans la zone que j'ai parcourue entre 11° S. et 13° S. le Crétacé et l'Eocène ainsi tectonisés n'affleurent qu'en quelques secteurs isolés situés pour la plupart dans les grandes vallées (cf. carte à 1/500 000°); aussi nous décrirons leurs structures en partant de deux transversales, celle du rio Rimac et celle du rio Cañete. La première est classique, encore que sa tectonique n'ait jamais été étudiée en détail auparavant. La seconde était peu connue car la route Yauyos-Huancayo qui suit le rio Cañete n'est complètement ouverte que depuis 1967.

Enfin, nous examinerons un secteur situé entre ces deux transversales dans la partie nord-est de la Cordillère Occidentale; les modalités du passage aux Hauts Plateaux y sont particulièrement bien exposées.

Ces études par secteurs une fois réalisées, nous verrons dans quelle mesure les conclusions que l'on peut en tirer sur le style de la déformation sont valables pour des parties plus septentrionales ou plus méridionales de la Cordillère Occidentale.

## PLANCHE VII. — TECTONIQUE ANDINE DE LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE →

1. Plis en chevron dans des quartzites et des cornéennes à épidote d'âge vraisemblablement crétacé, en enclaves dans le batholite côtier. Vallée du rio Santa Eulalia, vers le barrage d'Autisha, 60 km au nord-est de Lima. 2. Plis en chevron avec schistosité axiale bien développée dans le Crétacé moyen et supérieur carbonaté, vers le Col de Yanashalla, à l'extrémité nord de la Cordillère de Huayhuash (vue vers le sud-est). 3. Calcaires à cherts du Crétacé moyen affectés par des plis en chevron avec un notable épaissement des charnières à Viso, dans la vallée du rio Rimac, 80 km à l'est-nord-est de Lima.



*1.2.1. La transversale du rio Rimac et du rio Santa Eulalia*

## LE SECTEUR DE CARACHACRA

Au niveau des mines de barytine Leonila, 4 km en aval de Cocachacra, un affleurement crétacé s'étend de part et d'autre du rio Rimac, intrudé à l'ouest par le batholite et limité à l'est par une faille subverticale nord-est-sud-ouest qui le met en contact avec les volcanites tertiaires. Cet affleurement est composé de quartzites et de siltstones en lits de 5 à 15 cm; ils montrent des plis kilométriques compliqués par des plis mineurs hectométriques. Tous ces plis sont concentriques et isopaques, de direction 130 à 140. On se trouve là dans la bordure sud-ouest de la Cordillère Occidentale s.s.

## LE SECTEUR HUINCO-AUTISHA

Plus au nord-est, l'intensité de la déformation augmente comme on le voit dans ce secteur, qui, projeté sur la coupe du rio Rimac, se situerait entre Cocachacra et Matucana.

Le cañon du rio Santa Eulalia, tributaire de la rive droite du rio Rimac, recoupe ici sur plusieurs kilomètres des enclaves du batholite qui furent échantillonnées par A. BUXTORF et étudiées pétrographiquement par P. BEARTH (1938). Selon cet auteur, ces enclaves sont formées d'alternances, épaisses de 5 à 15 cm, de roches siliceuses claires à grain très fin, et de cornéennes contenant jusqu'à 80% d'épidote; il s'agit sans doute des équivalents métamorphiques de la série observée à Carachacra.

Ces alternances sont affectées par des plis en chevron décimétriques (pl. VII, 1) dont les axes sont proches de l'horizontale et de direction approximativement nord-ouest; le pendage de leurs flancs varie entre 20 et 60°. Certains de ces plis sont faiblement déversés vers le nord-est, d'autres vers le sud-ouest; ils sont associés à des anticlinaux et synclinaux plurihectométriques déversés vers le nord-est, qui peuvent s'interpréter comme des plis mineurs dans le flanc sud-ouest d'un vaste anticlinal. Les charnières dessinées par les lits siliceux ne montrent pas d'épaississement net, contrairement à ce que l'on observe dans les lits de cornéennes: dans les lits siliceux il y a donc flexion, accompagnée parfois de cisaillement, et dans les cornéennes flexion et aplatissement. Néanmoins je n'ai pas observé de schistosité dans ce matériel; cette absence de schistosité est vraisemblablement due à la recristallisation survenue lors de l'intrusion du batholite.

La couverture volcanique discordante est ici très faiblement plissée et il est clair que les alternances dont nous venons de décrire la tectonique appartiennent au même sous-étage structural que nous allons maintenant étudier dans des massifs plus orientaux.

LES MASSIFS DE VISO-QUEBRADA<sup>1</sup> UNTURO ET DE LA QUEBRADA HUACHUGA

Situés 27 km à l'est du secteur Huinco-Autisha, ces massifs crétacés essentiellement calcaires affleurent au cœur d'un vaste anticlinal N.-S. à N. 30 W. dessiné par la couverture volcanique oligocène et néogène; cet anticlinal présente un fort plongement axial à ses extrémités nord et sud où les calcaires disparaissent sous les volcanites.

En discordance très nette sous cette couverture, le Crétacé dessine des plis d'ampleur métrique à kilométrique dont la direction varie le plus souvent entre N. 40 W. et N. 20 W. mais peut devenir N.-S. Trois coupes (fig. 67) et une carte partielle (fig. 66), qui ne tient compte que des structures observées par Y. CUENOD et moi-même au cours de quelques traversées rapides de ce massif, donnent une idée du style du plissement.

La coupe A montre dans le massif de Huachuga un synclinal concentrique ouvert, à axe horizontal, compliqué par des plis mineurs dans des calcaires et marnes bitumineux qui représentent le sommet de l'Albien moyen et montent vraisemblablement ici dans l'Albien supérieur ou même le Cénomanién. Ces plis mineurs fortement disharmoniques sont encore concentriques mais en chevron. Le plissement s'est opéré par flexion accompagnée de cisaillement dans les charnières au niveau des bancs compétents.

1. Le terme de quebrada désigne une vallée encaissée, celui de cañon une vallée entaillée en gorge.

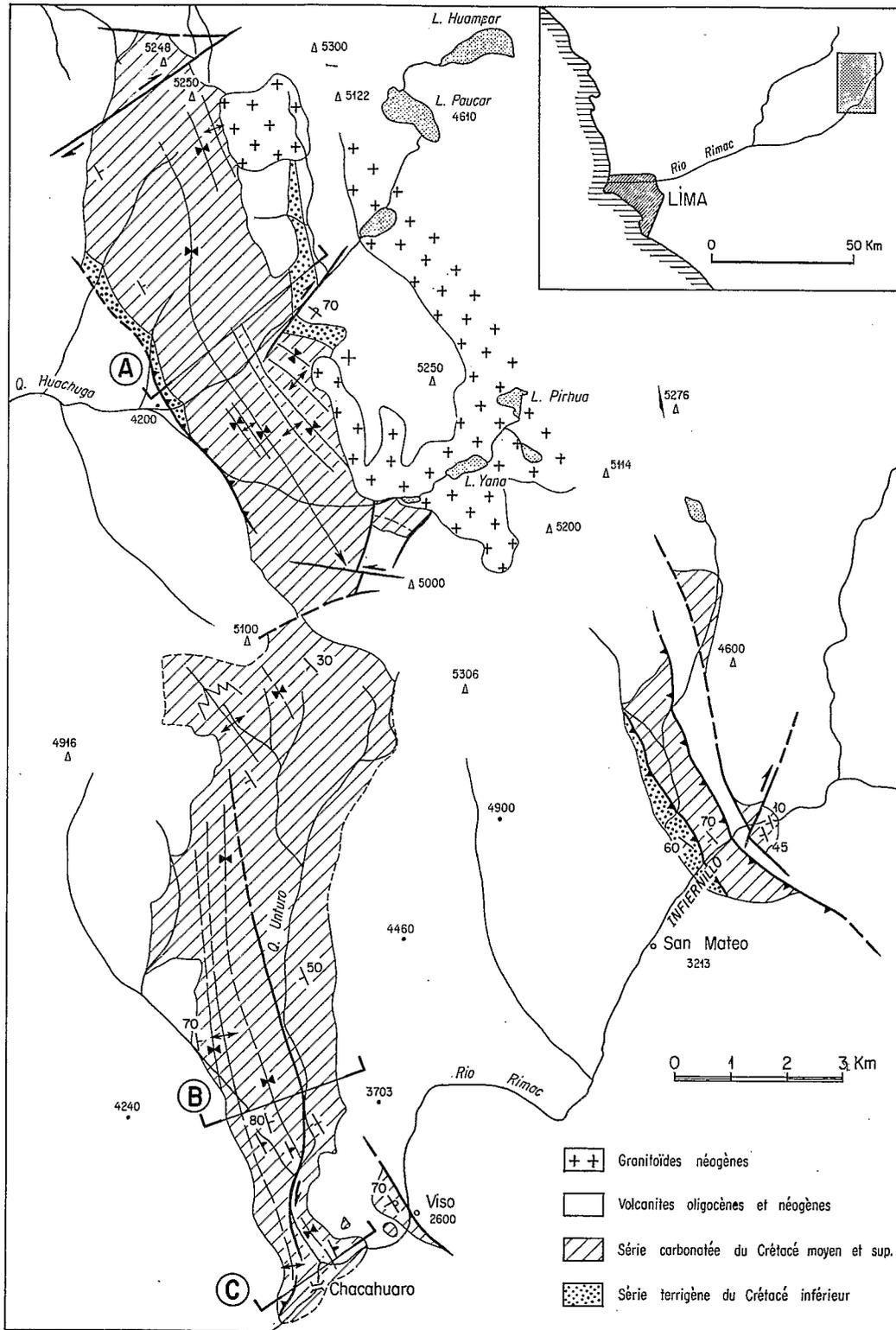


Fig. 66. — Carte géologique schématique des massifs crétacés de Oda, Huachuga, Viso-Qda, Unturo et de l'Infiernillo.

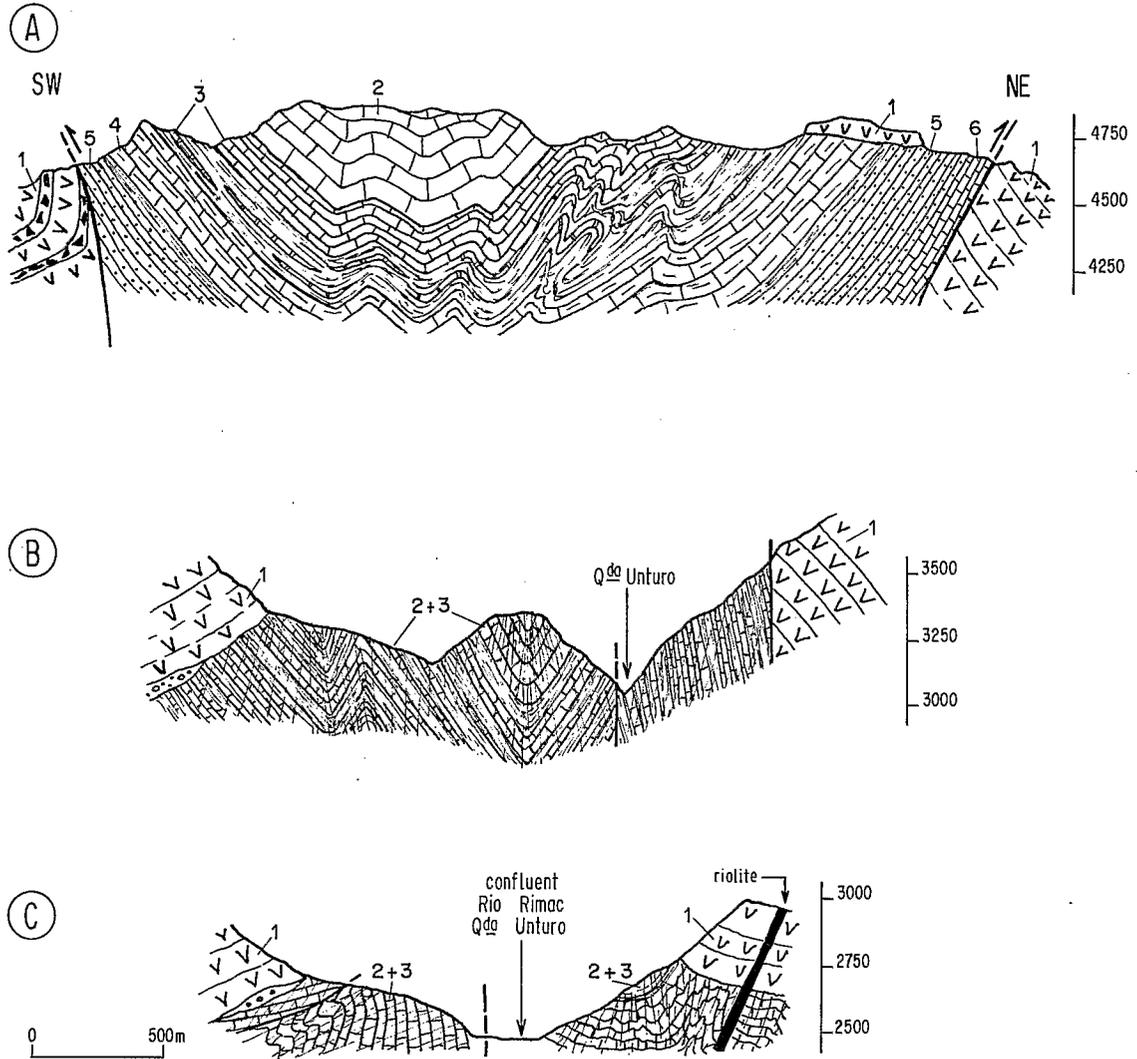


Fig. 67. — Coupes dans les massifs de la Quebrada Huachuga et de Viso-Qda. Unturo  
Ces coupes sont localisées sur la figure 66.

1. Volcanites oligocènes et néogènes et localement conglomérat basal. 2. Calcaires d'âge Albien supérieur à Coniacien (fm. Jumasha). 3. Calcaires et shales bitumineux de la partie supérieure de l'Albien moyen (fm. Pariatambo). 4. Calcaires marneux de la partie inférieure de l'Albien moyen (fm. Chulec). 5. Quartzites en petits bancs et couches rouges sommitales d'âge Hauterivien à Albien inférieur (fm. Carhuaz). 6. Calcaires du Valanginien supérieur (fm. Santa)

Les coupes B et C dans le massif de Viso-quebrada Unturo témoignent d'une déformation plus intense, quoiqu'elles traversent un matériel vraisemblablement albien à cénonmien très analogue. La coupe B montre des plis en chevron plurihectométriques légèrement déversés vers l'est-nord-est et à plongement axial vers le sud-est, accompagnés d'une schistosité axiale de direction 150 à 160 qui pend vers l'ouest-sud-ouest avec 70 à 80° et dessine des éventails très fermés. La série comporte des bancs calcaires qui peuvent atteindre 3 m d'épaisseur et sont plus compétents que les marnes bitumineuses qui les séparent: on note un épaississement des charnières très net dans les marnes où le mécanisme de déformation est une flexion accompagnée d'aplatissement alors que les bancs calcaires se déforment par flexion et cisaillement. Ce style de plissement est courant dans la Cordillère Occidentale et magnifiquement exposé, par exemple, dans les calcaires et marnes du Crétacé supérieur de la partie nord de la Cordillère de Huayhuash, située 240 km au nord-nord-est de la coupe du rio Rimac (pl. VII, 2).

Sur la coupe C, on voit les plis mineurs, le plus souvent en chevron, se multiplier et devenir décimétriques à métriques dans un matériel formé d'alternances de 5 à 10 cm d'épaisseur de calcaires souvent riches en cherts et de calcaires marneux;

ils sont toujours accompagnés d'une schistosité axiale. A Viso même, en face de la gare, on note dans toutes les alternances un aplatissement très net au niveau des charnières qui sont fortement épaissies (pl. VII, 3). Par contre, les calcaires blancs massifs subverticaux qui succèdent à ces alternances vers l'est semblent peu déformés et ne dessinent aucun pli mineur.

Entre la coupe A (massif de Huachuga) et les coupes B et C (massif de Viso-Quebrada Unturo), situées actuellement à des niveaux topographiques très différents, on traverse donc le *front supérieur de schistosité*, tout en restant dans des formations de même âge et de lithologie semblable; ceci peut s'expliquer par le fait que le massif de Viso-Unturo se situait déjà dans une dépression axiale du système plissé, donc dans un milieu vraisemblablement soumis à des températures plus élevées bien avant la mise en place de la couverture volcanique.

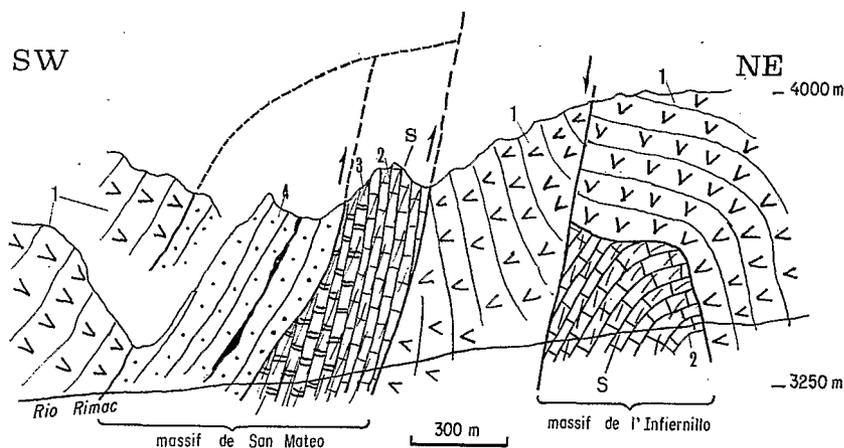


Fig. 68. — Coupe des gorges de l'Infiernillo dans la vallée du rio Rimac

1. Volcanites oligo-miocènes. 2. Calcaires du Crétacé supérieur. 3. Calcaires et shales bitumineux de la partie supérieure de l'Albien moyen. 4. Quartzites et charbon néocomiens. S = schistosité fini-crétacée

N.B. — Cette coupe figure à une échelle plus réduite dans la figure 76

#### LES MASSIFS DE SAN MATEO ET DE L'INFIERNILLO (fig. 68)

10 km au nord-est de Viso, le rio Rimac traverse les massifs crétacés de San Mateo et de l'Infiernillo par une gorge impressionnante qu'empruntent la route et la voie ferrée Lima-Huancayo. Là encore, on se trouve à proximité du front supérieur de schistosité.

Dans le massif de San Mateo, les quartzites néocomiens chevauchent les calcaires albo-cénomaniens, qui sont schistosés et à l'envers. Le chevauchement est parallèle à la stratification des quartzites et sa flèche, au long du pendage, dépasse 500 m. Si on déplisse la couverture volcanique où les directions sont aussi nord-ouest, on voit que ce contact anormal pendait initialement vers le sud-ouest avec une vingtaine de degrés. La faille inverse qui borde au nord-est le massif crétacé de San Mateo est peut-être un autre accident de ce type, mais qui, cette fois, aurait fortement joué au Mio-Pliocène.

Dans le massif de l'Infiernillo, les calcaires dessinent un anticlinal ouvert, tronqué par l'érosion antérieurement à la mise en place des séries volcaniques du Tertiaire supérieur; ce pli affecte la schistosité des calcaires.

#### LE SECTEUR CASAPALCA-TICLIO

Au nord-est du massif de l'Infiernillo, les volcanites dessinent un synclinal large de 7 km, puis un vaste anticlinorium qui occupe le secteur Casapalca-Col du Ticlio. Dans les anticlinaux affleurent largement les couches rouges du Crétacé terminal-Eocène qui sont plus intensément déformées que les volcanites.

Dans les couches rouges les plis majeurs, de dimension kilométrique, ont des directions N.-W. à N.-N.W.; ce sont des plis cylindriques qui se suivent sur 5 à 10 km avant d'être relayés par d'autres plis de même direction; à leurs extrémités ils ont des plongements axiaux de l'ordre de 30 à 60°. Tous sont droits ou faiblement déversés vers le nord-est. Dans leurs flancs, la majorité des pendages varient entre 45 et 80°. Les plis majeurs et les rares plis mineurs sont des plis en chevron; au niveau des charnières les bancs restent isopaques dans les grès et conglomérats, mais s'épaississent dans les niveaux pélitiques.

Les niveaux de pélites et grès pélitiques sont schistosés; il s'agit d'une schistosité de fracture fine, qui passe à des fractures grossières dans les bancs de grès massifs et les conglomérats. Elle a une direction 145 à 160 qui fait fréquemment un angle de 10 à 20° avec celle des bancs, elle est verticale ou à pendage sud-ouest compris entre 90 et 60°. Dans les conglomérats, les éléments ne sont habituellement pas déformés, sauf dans le cas d'un conglomérat fortement schistosé à abondante matrice pélitique, que nous avons observé 13 km au nord-nord-ouest de Casapalca, près du col Antaccasa, au long de la route qui mène de ce col à la vallée du Santa Eulalia. Ailleurs les galets calcaires et gréseux sont fréquemment impressionnés.

La figure 69 montre qu'il existe un lien évident entre les structures mio-pliocènes dans les volcanites et les structures dans les couches rouges, si bien qu'on peut même se demander si la déformation dans les couches rouges ne pourrait pas être due exclusivement à un plissement disharmonique mio-pliocène. Ce n'est cependant pas le cas, car la discordance angulaire entre couches rouges et volcanites est évidente, ainsi que D. H. MC LAUGHLIN l'a souligné dès 1929 en rectifiant une erreur de G. STEINMANN. Par ailleurs le type de déformation est très différent pour des niveaux de lithologie équivalente et de situation identique au sein de l'édifice tectonique mio-pliocène: alors que les couches rouges sont finement schisteuses en des points situés à plus de 5 000 m dans la région de Casapalca, des grauwackes à grain aussi fin associées aux volcanites ne montrent qu'un clivage très fruste à 3 400 m d'altitude, au fond du synclinal de rio Blanco. *Dans les couches rouges, la schistosité et l'essentiel des plis sont donc antérieurs à la mise en place de la couverture volcanique du Tertiaire supérieur.*

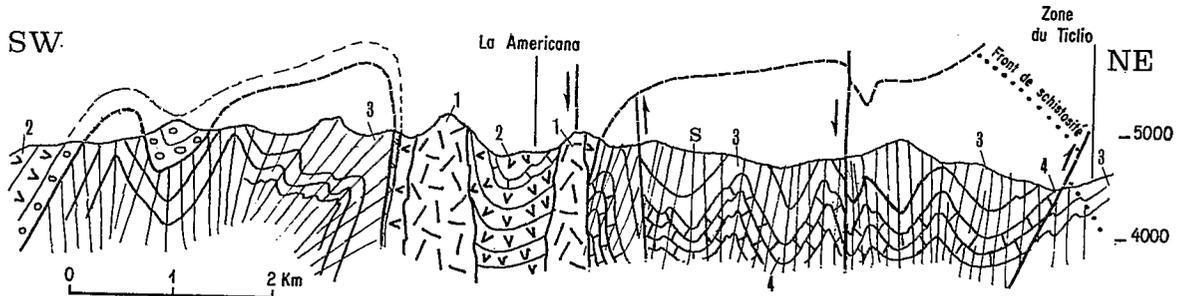


Fig. 69. — Coupe des crêtes situées au SE de la haute vallée du rio Rimac (secteur de Casapalca)

1. Porphyres plagioclasiques. 2. Volcanites oligomiocènes. 3. Couches rouges du Crétacé terminal-Eocène. 4. Calcaires du Crétacé supérieur. S = Schistosité fini-crétacée

N.B. — Cette coupe figure à une échelle plus faible dans la partie NE de la coupe de la figure 76

Par ailleurs, alors que le *plissement mio-pliocène* s'est effectué par flexion et cisaillement dans les volcanites, il n'en a pas été de même dans les couches rouges: en effet, si on déplisse les volcanites pour se faire une idée des structures de la phase de l'Eocène terminal dans les couches rouges sous-jacentes, on obtient des schistosités dont le pendage varie entre 10 et 90° sur de courtes distances, et des plis tantôt fortement déversés avec des flancs inverses très développés, tantôt droits. Le manque d'homogénéité d'une telle reconstruction la rend improbable et un autre mécanisme semble mieux rendre compte de la déformation des couches rouges au Mio-Pliocène: il s'agit d'un glissement au long des plans de schistosité accompagné d'aplatissement, autrement dit d'un aplatissement rotationnel, dont la mise en œuvre a pour corollaire le jeu d'une surface de décollement entre les couches rouges et les volcanites.

Les structures à schistosité d'âge fini-éocène observées dans les couches rouges et dans le Crétacé, dans le massif de Viso par exemple, sont donc fort analogues; on trouve confirmation de cette analogie dans les écailles raides de la partie nord-est de la coupe de la figure 70, où le Crétacé supérieur (fm. Celendin ou Jumasha) et les couches rouges sont affectés par la même schistosité et ont des pendages parallèles. Malgré cette analogie dans le style de la déformation, une discordance d'érosion sans rupture de parallélisme peut exister entre les couches rouges et leur substratum crétacé supérieur; c'est vraisemblablement le cas pour la discordance que mentionne J. W. NUÑEZ dans le tunnel Graton, creusé à la cote 3 200 m pour drainer la mine de Casapalca.

### 1.2.2. La transversale du haut rio Cañete et du rio Alis

#### LES STRUCTURES

De la transversale du haut rio Cañete, nous laisserons de côté les affleurements isolés des environs immédiats de Yauyos, caractérisés par des plis en chevron très disharmoniques et souvent à forts pendages axiaux dans les quartzites et grès charbonneux du Jurassique supérieur (?)-Néocomien inférieur; et nous étudierons avec plus de détail les structures de la zone de Carania-Piños-Laraos-Alis remarquablement exposées dans les vallées profondément encaissées des rios Cañete et Alis (fig. 70 et 71).

La coupe I de la figure 71 débute *au sud-ouest* dans des quartzites du Néocomien inférieur qui donnent des plis cylindriques parfois faillés axialement dont certains présentent des charnières arrondies isopaques et d'autres des charnières en chevron; les glissements banc sur banc sont facilités par la présence de lits charbonneux interstratifiés; ces plis sont kilométriques. Les quartzites néocomiens chevauchent vers l'est, par un contact incliné à 50°, un compartiment où affleurent des termes plus élevés de la série néocomienne et même l'Albien moyen. Dans cette partie médiane de la coupe, les plis sont plus réguliers et se suivent sur plusieurs dizaines de kilomètres; ce sont des plis étroits, en chevrons kilométriques, dont les flancs pendent souvent à 60° et plus ce qui implique un taux de raccourcissement supérieur à 50% (cf. DE SITTER, 1964, p. 295). Au cœur des anticlinaux, les quartzites ont un comportement extrusif et tendent vers une position isoclinale; les charnières sont souvent faillées.

Dans les calcaires du Valanginien supérieur et les calcaires et marnes de l'Albien moyen naissent de nombreux plis mineurs décamétriques à plurihectométriques; ce sont soit des plis en chevron, soit des plis isoclinaux avec un très fort épaissement au niveau des charnières. Dans toute la série crétacée le déversement des plis change selon les secteurs et même au long de leurs axes. Une schistosité de fracture de plan axial est associée à ces plis; elle n'est bien développée que dans les niveaux pélitiques de la série éocrétacée.

*Plus au nord-est, au long du rio Alis et dans les montagnes situées au nord-est de la vallée de Laraos*, les termes les plus élevés de la série crétacée (fm. Jumasha et Celendin) et les couches rouges du Crétacé terminal-Eocène affleurent dans des blocs de 1 à 3 km de large bordés par des failles longitudinales sub-parallèles les unes aux autres et proches de la verticale (coupes I, II et III, fig. 71). Dans ces compartiments, les plis tendent à être isoclinaux avec des flancs qui pendent entre 60 et 90°, la schistosité est bien développée et les charnières sont épaissies. Ce style de déformation est net sur la coupe II qui suit le tracé de la nouvelle route Yauricocha-Laraos; il est également présent dans les couches rouges (coupe III, fig. 71).

Les *failles longitudinales* de ce secteur ont l'aspect de *failles normales* très raides qui abaissent systématiquement le compartiment situé au nord-est: ceci se voit bien, par exemple, pour les deux failles situées immédiatement au nord-est d'Alis qui pendent au nord-est avec 70° et mettent successivement en contact, du sud-ouest vers le nord-est, des termes de plus en plus récents de la série crétacée. Dans le secteur au sud-ouest de Yauricocha, j'ai fait des observations très semblables qui coïncident avec celles de D. R. S. THOMSON (1960). T. SZEKELY (1969) dessine cependant ces failles comme des failles inverses chevauchantes vers le nord-est, typiques de ce qu'il appelle la zone imbriquée d'Alis-Quilcasca (cf. la coupe C de sa fig. 5, p. 561) mais cette interprétation contredit les observations de terrain. Cependant, nous verrons plus loin que la position actuelle de ces failles est sans doute le fait d'une évolution tardive et qu'elles ont dû jouer en failles inverses dans un premier temps.

*Vers le nord-est au sortir de cette succession de blocs faillés*, la vallée du rio Alis recoupe un contact anormal F<sub>2</sub> pratiquement vertical au niveau du rio mais qui est déversé vers le nord-est quand on l'observe quelques centaines de mètres plus haut. Du sud-ouest vers le nord-est il met en contact des quartzites du

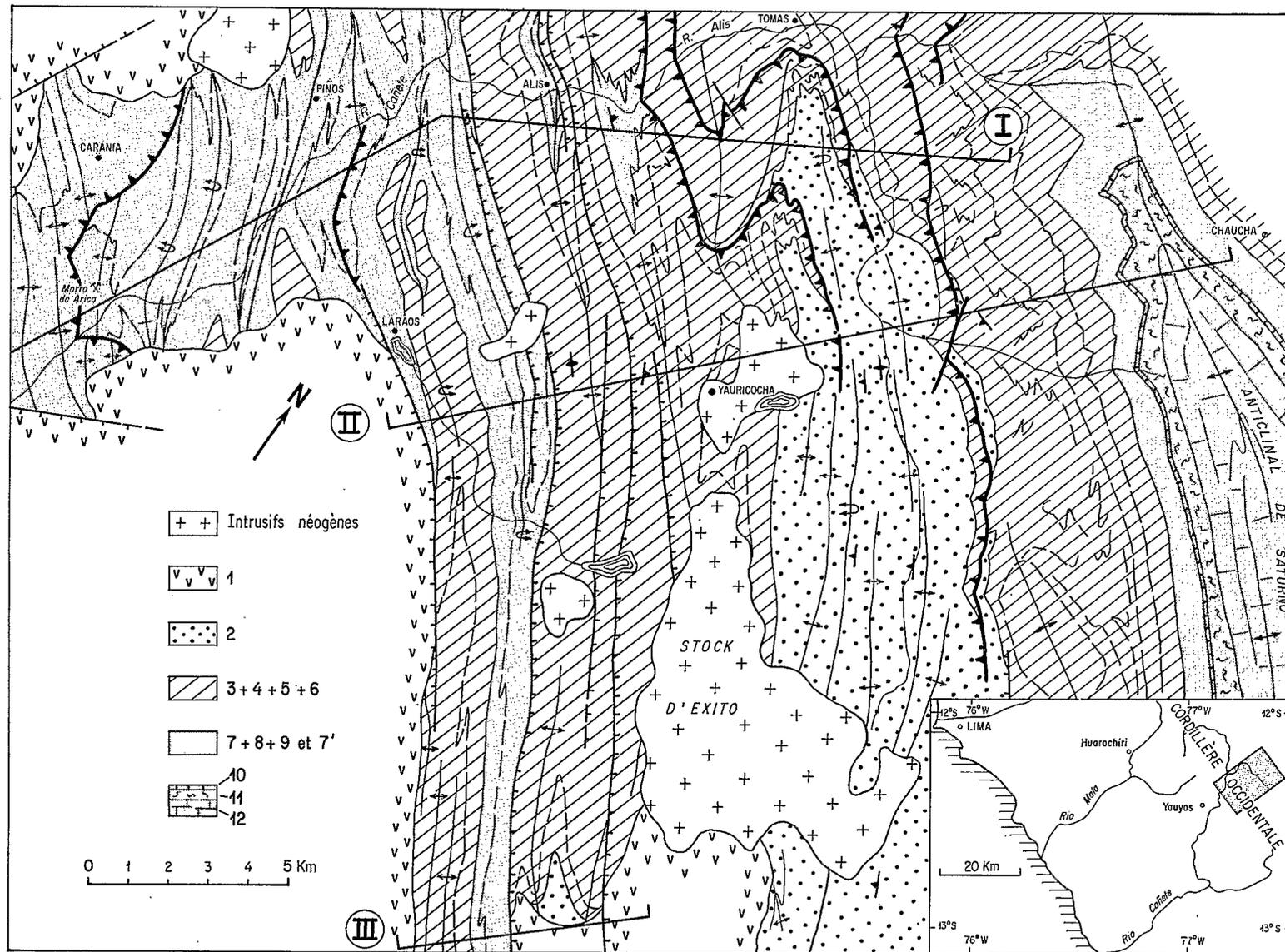


Fig. 70. — Carte géologique schématique de la vallée du rio Alis et d'une partie de la haute vallée du rio Canete

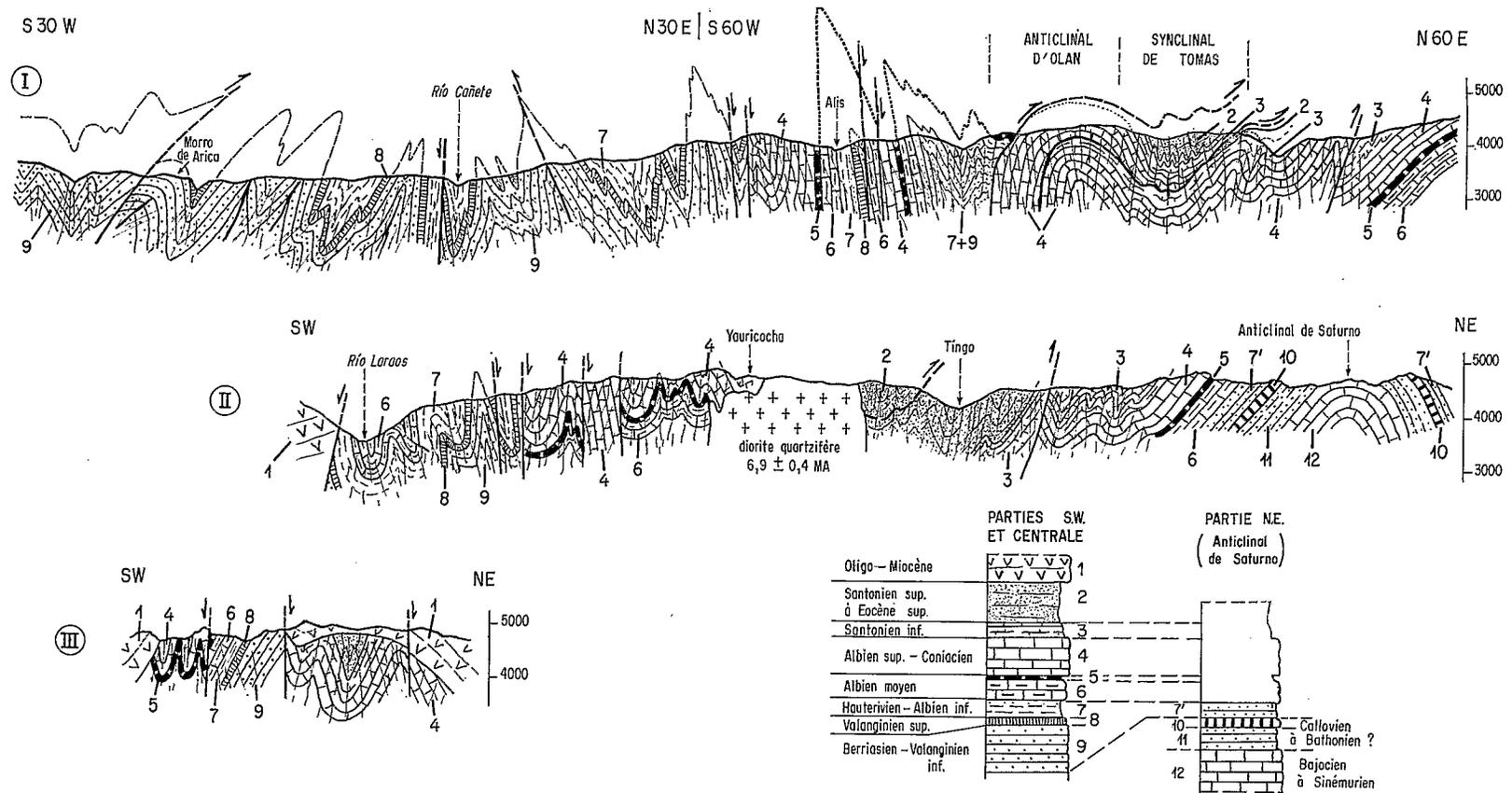


Fig. 71. — Coupes dans la Cordillère occidentale sur la feuille de Yauyos, entre 12° 15' S. et 12° 30' S.

Ces coupes sont localisées sur la figure 70

Légende commune aux figures 70 et 71

- A. *Parties S.W. et centrale.* 1. Volcanites oligocènes (?) et néogènes. 2. Couches rouges (fm. Casapalca). 3. Calcaires et marnes avec couches rouges gypseuses près de la base (fm. Celendin). 4. Calcaires (fm. Jumasha). 5. Calcaires bitumineux (fm. Pariatambo). 6. Calcaires marneux et marnes (fm. Chulec). 7. Shales et grès (fm. Carhuaz). 8. Calcaires (fm. Santa). 9. Quartzites (fm. Chimu) surmontant des grès et shales noirs (fm. Oyón)
- B. *Parties N.E.* 7'. Grès (fm. Goyllarisquizga). 10. Calcaires « Chaucha ». 11. Grès « Cercapuquio ». 12. Calcaires (fm. Condorsinga)
- Sur la figure 70, pour plus de clarté, on a utilisé un seul figuré pour l'ensemble des formations carbonatées du Crétacé moyen et supérieur (3, 4, 5 et 6) et un autre figuré unique pour l'ensemble des formations du Crétacé inférieur (7, 8, 9 et 7')

du Néocomien supérieur avec un ensemble massif de calcaires d'âge cénomanien à coniacien (fm. Jumasha) disposés en bancs réguliers de 30 cm à quelques mètres d'épaisseur, dont la puissance apparente dépasse 1 000 m. Ces calcaires dessinent un vaste anticlinal au cœur duquel apparaissent quelques plis mineurs plurihectométriques, c'est cette structure que le rio Alis a creusé perpendiculairement en une gigantesque gorge, le cañon d'Olan, dont les parois verticales peuvent atteindre 1 000 m. En cartographiant au sud-est du cañon cet anticlinal que j'appellerai anticlinal d'Olan, j'ai pu montrer qu'il s'agit d'un *anticlinal de nappe* qui replisse non seulement le contact  $F_2$  mais aussi un contact  $F_1$  situé plus bas et subparallèle à la stratification (fig. 71 et 72); ces deux contacts permettent de différencier *trois unités tectoniques superposées* qui sont, de bas en haut, A, B et C:

— A et B ne comprennent à l'affleurement que des calcaires massifs Jumasha cénomaniens à coniaciens, des calcaires et marnes Celendin santoniens et les couches rouges concordantes qui les surmontent;  $F_1$  et  $F_2$  sont subparallèles à la stratification des séries qui figurent dans A et B, ils se situent d'abord au sommet du Jumasha puis migrent jusque dans les couches rouges en recoupant le Celendin sous un angle très faible.

— C comprend les mêmes formations, complétées vers le bas par les calcaires bitumineux Pariatambo et les marno-calcaires Chulec de l'Albien moyen puis par les quartzites du Néocomien supérieur. A l'inverse de A et B, C montre des structures antérieures au contact  $F_2$  et tronquées par celui-ci; ce sont des plis kilométriques qui ont été replissés dans la terminaison périclinale sud-est de l'anticlinal d'Olan et montrent des plongements axiaux raides dans cette direction. Cette disposition est évidente sur les photos aériennes 14 497 et 14 498 du vol USAF 23-F et illustrée par la figure 72.

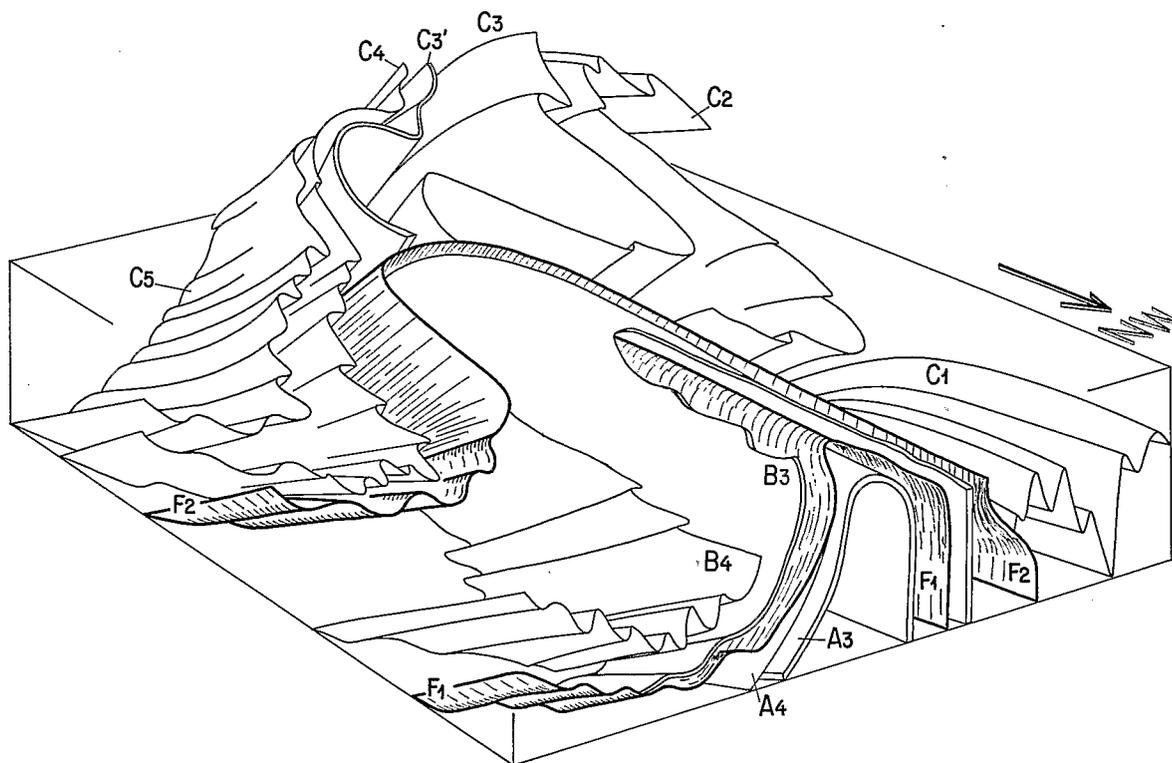


Fig. 72. — Bloc-diagramme montrant les structures dans le Crétacé de la région du rio Alis (cañon d'Olan, Tomas, Yauricocha)

$F_1$  et  $F_2$  sont des contacts chevauchants replissés. Les lettres A, B et C dénotent l'appartenance aux unités tectoniques A, B et C (cf. texte). Les indices chiffrés se rapportent: 1. au Crétacé inférieur. 2. au Crétacé moyen. 3 et 3' au Crétacé supérieur (Albien sup., Coniacien). 4. au Santonien. 5. au Crétacé terminal-Eocène (couches rouges)

Dans le synclinal de nappe de Tomas, qui flanque au nord-est l'anticlinal de nappe d'Olan, les terrains santoniens et les couches rouges de l'autochtone relatif A sont également recouverts par deux ensembles charriés de marnocalcaires santoniens et couches rouges appartenant aux unités B et C. Ces deux ensembles charriés, ainsi que les contacts  $F_1$  et  $F_2$ , sont plissés par des plis parasites hectométriques en chevron, à schistosité axiale, liés au synclinal de Tomas; ces plis plongent fortement vers le sud-est. Plus au nord-est, les unités A, B et C sont difficilement reconnaissables car à la schistosité de fracture se substitue une schistosité de flux accompagnée d'un léger métamorphisme.

Ces structures charriées se poursuivent dans les montagnes situées au nord-ouest du cañon d'Olan et dans la vallée du rio Singuas au nord de Tomas, où j'ai observé de l'Albien moyen bitumineux (fm. Pariatambo) charrié sur du Crétacé supérieur; là encore les plis en chevron sont postérieurs au charriage.

Le passage des structures complexes décrites ci-dessus aux plis cylindriques ouverts de type isopaque caractéristiques des Hauts Plateaux s'effectue dans le flanc est du synclinal de Tomas: le front supérieur du métamorphisme, celui de la schistosité et celui de la zone des plis en chevron disparaissent successivement en moins de 5 km. Ce passage est encore rendu plus brutal par l'intervention de failles inverses raides postérieures à la schistosité et au métamorphisme. Ces failles ont des rejets de plusieurs centaines de mètres; lorsqu'elles sont nombreuses comme au nord de Tomas, elles délimitent des écaillés nord-ouest-sud-est où se répète plusieurs fois la série Santonien-couches rouges (feuille de Yauyos, MÉGARD et CALDAS, inédit).

#### LEUR INTERPRÉTATION

L'étude des structures charriées de l'anticlinal de nappe d'Olan et du synclinal de nappe de Tomas permet de définir trois étapes successives dans leur genèse. Ces trois étapes sont post-couches rouges et les deux premières au moins sont antérieures au volcanisme fini-éocène et néogène.

*Au cours de la première étape* (fig. 73 a) une unité supérieure C, dont le matériel est affecté par des plis kilométriques se met en place sur une unité B non plissée qui, elle-même, se superpose à un autochtone relatif A non plissé. Les contacts anormaux  $F_1$  et  $F_2$  recoupent sous un angle très faible la stratification de A et B.

*Au cours de la deuxième étape* (fig. 73 b) A, B, C, ainsi que les surfaces de charriage  $F_1$  et  $F_2$  sont affectées par un plissement qui s'effectue *sous le front de schistosité* et s'accompagne d'aplatissement dans les niveaux marneux et argileux; la schistosité monte très haut dans les couches rouges de l'unité C et s'accompagne même de métamorphisme au long d'une étroite bande nord-ouest-sud-est située un peu au nord-est de l'axe du synclinal de Tomas. Au cours de cette deuxième étape, les racines des unités charriées et les surfaces de charriage sont redressées à la verticale ou même légèrement inversées dans le flanc sud-ouest de l'anticlinal d'Olan; de ce fait les surfaces de charriage y apparaissent comme des failles verticales ou même comme des failles normales à compartiment nord-est abaissé. On peut penser qu'une évolution semblable a affecté les failles apparemment normales et subverticales du secteur d'Alis, situé un peu au sud-ouest de cette zone de racines (cf. p. 169), et que ces failles, initialement inverses, ont été redressées et basculées au cours de ce deuxième serrage.

Dans un troisième temps, des failles inverses raides apparaissent à la bordure nord-est de cette zone fortement déformée, dans le flanc nord-est du synclinal de Tomas; elles reprennent la retombée nord du front de schistosité en la rendant encore plus raide.

Cette interprétation n'est que partielle; en particulier elle ne donne pas le mécanisme qui permet le basculement des failles aujourd'hui normales d'Alis.

Toujours dans le domaine de l'interprétation, on note que la bande étroite où les failles longitudinales sont très rapprochées coïncide avec la zone de passage des faciès du bassin ouest-péruvien à ceux de la plateforme des Hauts Plateaux. On le note classiquement pour le Néocomien et aussi bien pour les calcaires cénomaniens à coniaciens (fm. Jumasha) qui sont marneux et riches en matière organique au sud-ouest de cette bande, très massifs en son sein, puis régulièrement lités en bancs de 0,30 à 1 m plus au nord-est. Les failles longitudinales pourraient donc correspondre à des failles de subsidence actives au cours de la sédimentation andine et qui auraient joué lors de la tectogenèse de l'Eocène terminal.

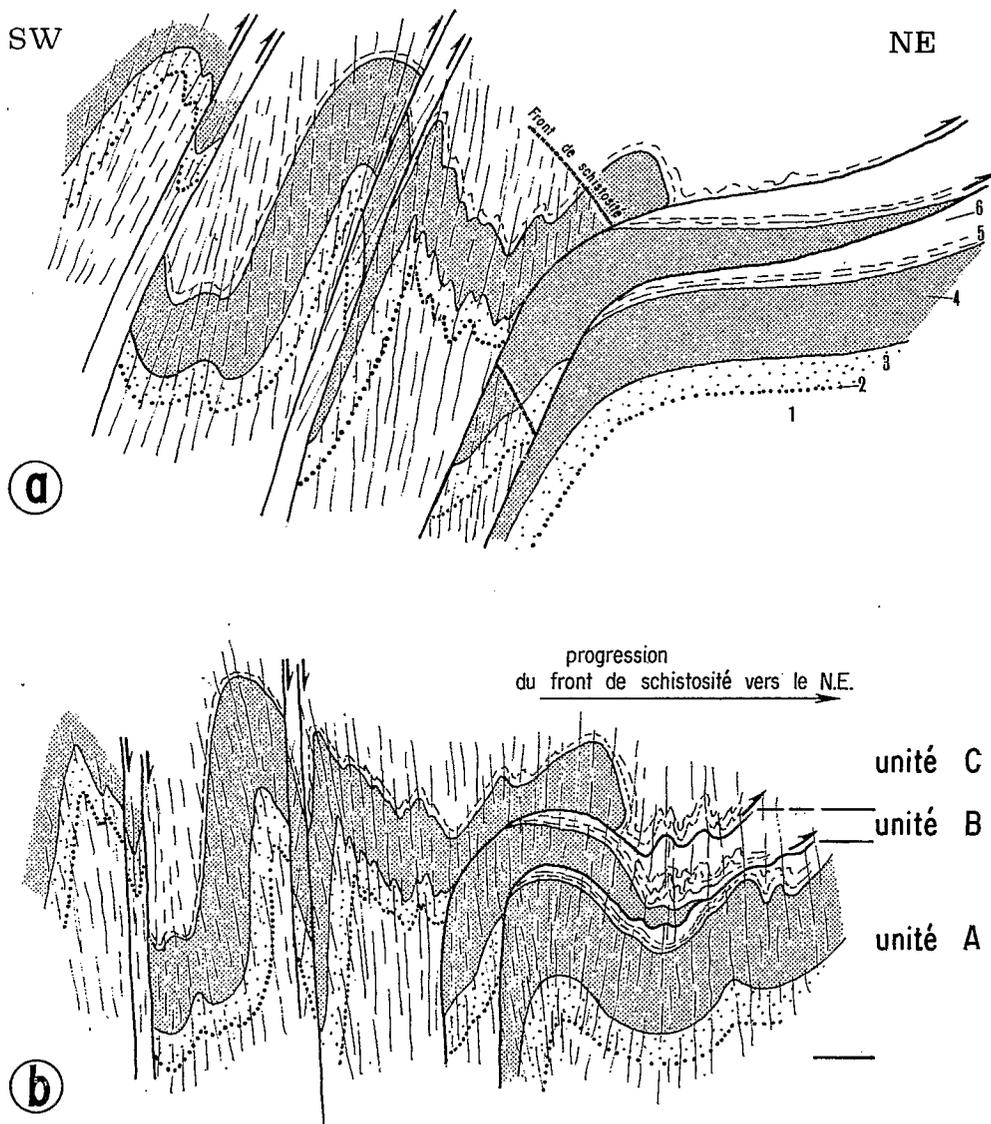


Fig. 73. — Evolution des structures de la vallée du rio Alis au cours de la phase de l'Oligocène inférieur

Les failles inverses de l'étape (a) sont basculées au cours de l'étape (b) et ont de ce fait un rejet apparemment normal

1. Quartzites et shales du Berriasien et du Valanginien inférieur. 2. Calcaires du Valanginien supérieur. 3. Grès du Barrémien, de l'Aptien et de l'Albien inférieur. 4. Calcaires d'âge albien moyen à coniacien. 5. Calcaires, marnes et couches rouges gypseuses du Santonien. 6. Couches rouges du Crétacé terminal-Eocène

### 1.2.3. Le flanc SW du dôme de Yauli

Entre la transversale du haut rio Rimac (Casapalca-Tichio) et celle du haut Cañete au nord-est de Tomas, la transition Cordillère Occidentale-Hauts Plateaux s'effectue à proximité immédiate de la ligne de partage des eaux entre Pacifique et Atlantique. Dans cette région, le flanc sud-ouest du dôme de Yauli a été étudié par J. V. HARRISON (1943, 1951 b) puis par T. SZEKELY (1967).

Cette zone montre des plis isopaques, cylindriques, kilométriques, faiblement déversés vers le nord-est et associés à des failles inverses raides; vers le sud-ouest, ces plis se resserrent et passent à des écailles

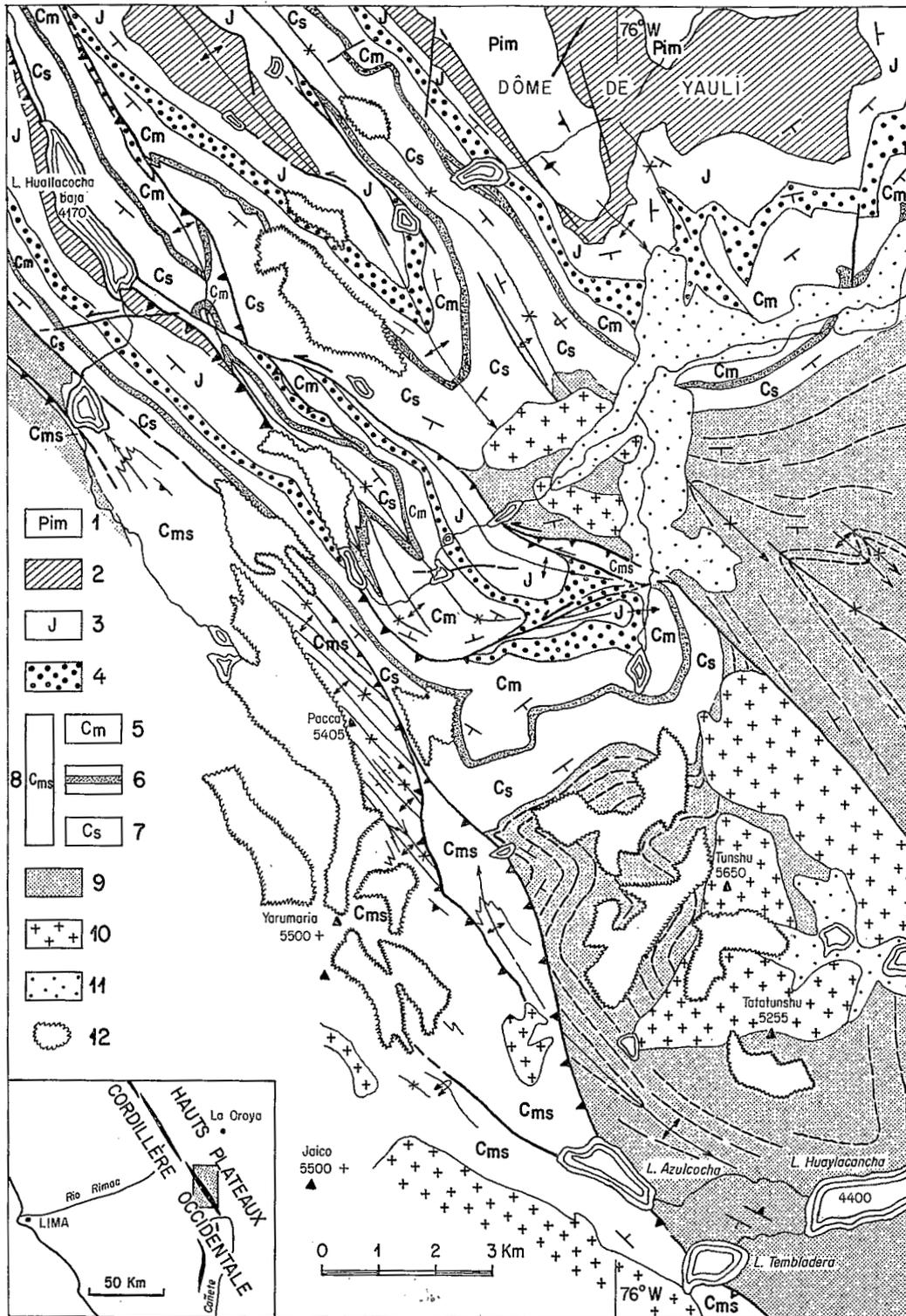


Fig. 74. — Carte géologique de la zone située entre le dôme de Yauli et le massif de Tunshu, au bord Est de la Cordillère Occidentale

1. Paléozoïque inférieur et moyen du dôme de Yauli (éohercynien). 2. Volcanites du Permien supérieur. Trias inférieur et moyen (?). 3. Calcaires liasiques. 4. Grès néocomiens. 5. Calcaires marneux de la partie inférieure de l'Albien moyen. 6. Calcaires bitumineux de la partie supérieure de l'Albien moyen. 7. Calcaires d'âge Albien supérieur à Santonien basal. 8. Séries carbonatées du Crétacé moyen et supérieur (= 6 + 7). 9. Couches rouges du Crétacé terminal-Eocène. 10. Intrusifs néogènes. 11. Moraines et terrains fluvioglaciers. 12. Glaciers

très redressées. Pour T. SZEKELY (1967, fig. 2 et 4) ces plis et ces failles inverses sont dus à une phase 2, car ils affectent deux unités, l'une allochtone, l'autre autochtone, superposées à la faveur d'un vaste glissement gravitaire qui s'est effectué au niveau des marnes bitumineuses de l'Albien moyen (fm. Pariatambo). L'ordre de succession des phénomènes serait le même que dans le haut Cañete.

Le lever au 1/100 000<sup>e</sup> de la zone déjà étudiée par HARRISON et SZEKELY m'a convaincu du fait que le niveau bitumineux « Pariatambo », qui pour SZEKELY est la base de l'allochtone, n'est qu'un niveau de dolomies noires, très riches en matière organique, intercalé normalement au sein des calcaires et dolomies plus claires du Crétacé supérieur (fm. Jumasha) ou même, dans quelques cas, un sill basaltique noir dans ce même Jumasha. La partie septentrionale de ma carte (fig. 74) ne reproduit donc pas les contacts chevauchants replissés dessinés par SZEKELY. *Tout comme HARRISON, je pense que les seules structures présentes sont les plis et les failles inverses associées, qui correspondent à la phase fini-éocène, avec un rejeu des failles au Mio-Pliocène.*

Dans la partie centrale de la carte (fig. 74), les plis et les contacts anormaux prennent localement des directions 080 à 120 qui s'écartent notablement de leur orientation moyenne 135 à 150, en même temps que les failles inverses tendent à devenir verticales (fig. 75). Ces changements d'orientation et de pendage s'effectuent d'une façon progressive et continue et il semble logique de les attribuer, comme le reste des structures, au plissement principal fini-éocène.

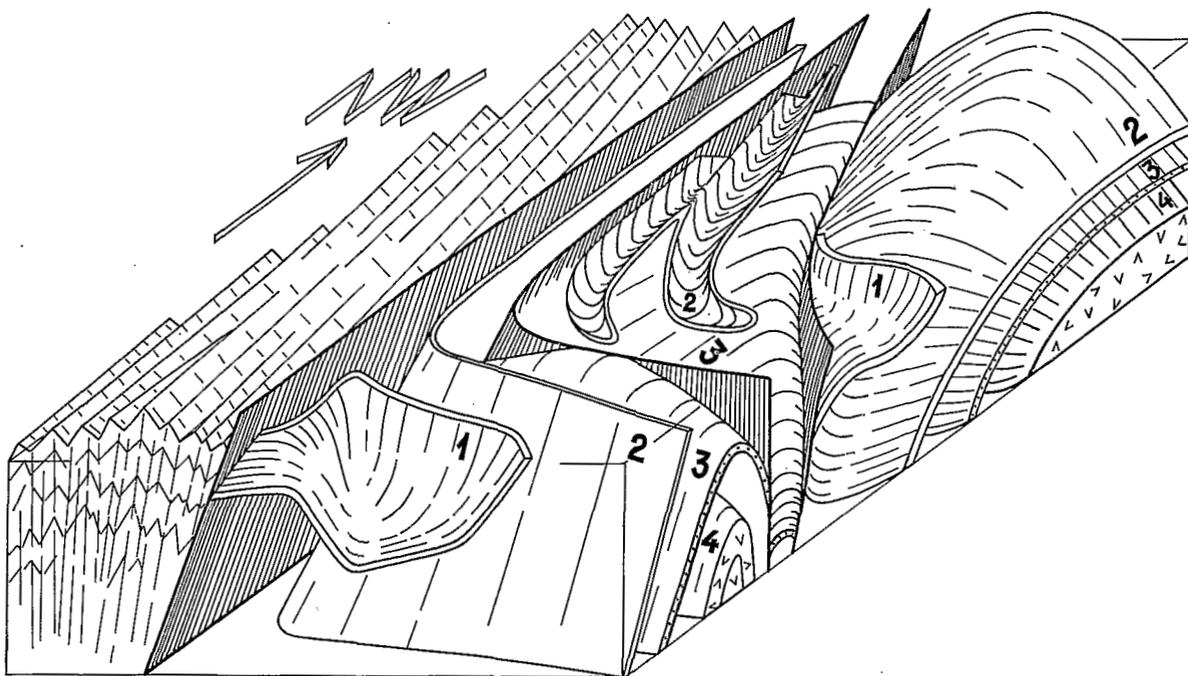


Fig. 75. — *Bloc-diagramme montrant les relations des structures souples et cassantes dans les terrains andins au Sud du Dôme de Yauli, à la limite Cordillère Occidentale-Hauts Plateaux*

Ce bloc correspond à la partie centrale de la carte de la figure 75.

1. Niveau des couches rouges (Crétacé terminal-Eocène). 2. Niveau du Crétacé moyen. 3. Niveau des calcaires du Lias. 4. Sommet du Permien supérieur-Trias inférieur. La partie gauche du bloc est occupée par les terrains crétacés plissés en chevron et schistosés de la partie NE de la Cordillère occidentale. Les plans de failles sont dessinés en traits forts; le barré qui les distingue est sans rapport avec la direction de stries éventuelles

#### 1.2.4. Conclusion: les caractères de la Cordillère occidentale s.s. au niveau du Pérou central

Nous venons d'insister sur l'analyse de quelques secteurs clés de la Cordillère Occidentale du Pérou central. Elle permet de dégager les caractéristiques essentielles de la déformation des terrains crétacés et éocènes de cette région, tectonisés lors de la phase majeure de l'Eocène terminal.

*La Cordillère Occidentale du Pérou central apparaît comme un édifice dissymétrique dans la partie nord-est duquel le plissement est plus intense et s'accompagne de schistosité.*

Cette dissymétrie affecte entre autres le profil du front de schistosité qui pend doucement vers le sud-ouest et fortement vers le nord-est. Elle se traduit notamment dans la localisation d'une bande étroite de schistes verts andins à proximité du bord nord-est de la zone schisteuse.

Les structures d'échelle hectométrique à kilométrique sont des plis en chevron ou à charnière épaissie; on notera qu'ils échappent à la dissymétrie générale car ils sont souvent droits et car les déversements observés s'annulent dans l'ensemble. Ce sont aussi des failles inverses raides pour la plupart contemporaines des plis, sauf certaines des failles les plus externes qui décalent le front de schistosité.

L'existence de charriages plurikilométriques, démontrée sur la transversale du haut rio Cañete, ne semble pas être la règle. Dans le cas précis où nous les avons étudiés, ils caractérisent une première étape du plissement fini-éocène.

## 2. LES STRUCTURES DANS LA COUVERTURE VOLCANIQUE FINI ET POST-ÉOCÈNE

La tectonique en compression de la couverture volcanique de la Cordillère Occidentale, que j'attribue aux phases miocène et pliocène par comparaison avec le sud péruvien et le nord de la Bolivie (cf. p. 158) est bien exposée au long de la plupart des grandes vallées transversales et dans les massifs montagneux qui les séparent.

Le plissement est faible si on le compare avec celui du substratum crétacé et éocène, il s'exprime par des plis cylindriques, isopaques, de direction 130 à 180, auxquels peuvent s'associer des failles inverses à déversement nord-est. Sur la plupart des coupes, on note que le raccourcissement est plus fort dans la partie nord-est de la Cordillère Occidentale que dans sa partie sud-ouest. La compression se traduit aussi par de nombreux décrochements conjugués d'amplitude faible ou moyenne, peut-être contemporaine d'un système de fentes de tension.

La distension tardive, sans doute en grande partie liée au soulèvement de la chaîne, fait rejouer en failles normales une partie des failles inverses nord-ouest-sud-est de la partie nord-est de la Cordillère, et provoque plus au sud-ouest la formation d'autres failles normales de même direction.

### 2.1. LES PLIS ET LES FAILLES INVERSES

La coupe de la vallée du Rimac (fig. 76), du sortir du batholite jusqu'au col du Ticlio, expose le style de déformation des volcanites sur une cinquantaine de kilomètres. Au sud-ouest les plis sont très larges; vers le nord-est leur longueur d'onde diminue en même temps qu'ils se ferment progressivement. Au nord-est de San Mateo une faille inverse dont le pendage varie entre 40 et 60° S.W. fait chevaucher le bord nord-est du synclinal de San Mateo sur le bord sud-ouest de celui du rio Blanco qui est redressé à la verticale: ce sont là les deux seules structures de cette coupe qui soient déversées nettement et vers le nord-est.

Malgré la faiblesse relative du plissement, le front supérieur de schistosité monte jusqu'à la base de la coupe au fond du synclinal de rio Blanco où un feuilletage proche de la verticale atteint les lits volcano-détritiques dont la granulométrie est la plus fine. De son côté, J. COBBING (com. orale) a observé, une centaine de kilomètres au nord-est de la coupe du rio Rimac, des objets aplatis dans le plan axial d'un synclinal très ouvert qui affecte les volcanites. Ces diverses manifestations de schistosité peuvent être rapportées plus vraisemblablement à l'influence de dômes thermiques et/ou à celle d'une charge souvent supérieure à 2 000 m qu'à l'intensité du plissement.

La coupe du Rimac montre clairement l'augmentation de l'intensité de la déformation du sud-ouest vers le nord-est. En fait, c'est là une caractéristique très générale, qui ressort également de la carte de J. V. HARRISON du secteur compris entre les rios Lurin et Mala (1951 b). Après l'interruption qu'introduit dans la couverture volcanique l'érosion récente du bassin du haut rio Cañete, on retrouve les volcanites plissées au long du parallèle 12° 30' S. Elles sont faiblement déformées si ce n'est dans une bande large de 5 à 10 km, de direction 170 à 160, qui prend en écharpe la partie est de la feuille de Tupe, puis la partie sud-ouest de celle de Castrovirreyna et traverse le bourg du même nom, d'après les cartes inédites de H. SALAZAR; dans cette bande, les pendages atteignent 70° et les plis sont plurikilométriques avec des plis mineurs hectométriques parasites dans les intercalations volcanosédimentaires incompetentes.

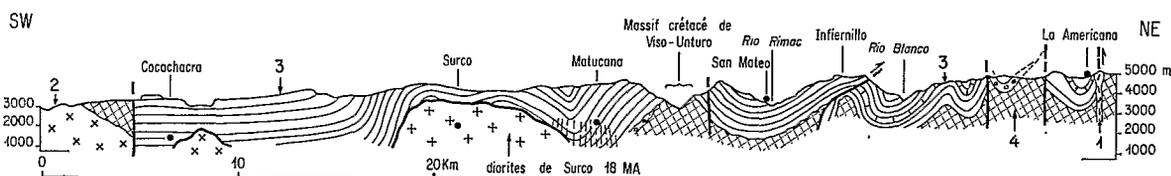


Fig. 76. — Coupe dans les séries volcaniques de la vallée du rio Rimac, en rive droite jusqu'à San Mateo puis en rive gauche jusqu'au bord NE de la coupe

1. Stocks de porphyres plagioclasiques. 2. Batholite côtier. 3. Séries volcaniques et volcanosédimentaires plissées, on notera la schistosité à Matucana. 4. Substratum mésozoïque et éocène plissé à l'Oligocène inférieur

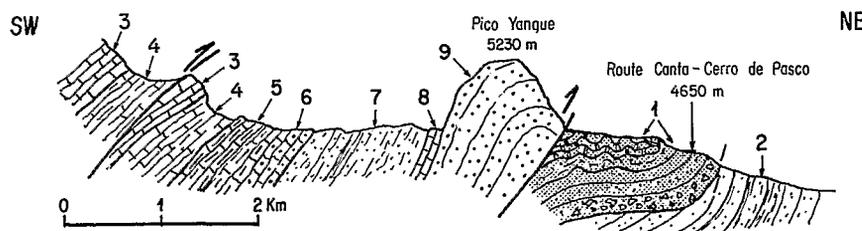


Fig. 77. — Coupe du bord NE de la Cordillère occidentale au niveau de Pico Yanque (11° 15' S, 76° 27' W)

Les niveaux volcanosédimentaires du Tertiaire supérieur (1), discordants sur les couches rouges (2) sont chevauchés par le Crétacé qui comprend des calcaires cénomaniens (3), des calcaires bitumineux de la partie supérieure de l'Albien moyen (4), des calcaires marneux de la partie inférieure de l'Albien moyen (5), des calcaires gréseux de l'Albien inférieur (6), des grès siltstones et shales d'âge hauterivien à aptien (7), des calcaires du Valanginien (8), des quartzites massifs d'âge berriasien à valanginien inférieur (9)

Au nord du rio Rimac, les volcanites et en particulier la « série bigarrée » de J. V. HARRISON (1953 a) qui en forme la base, sont assez fortement déformées dans la « zone imbriquée » de la bordure nord-est de la Cordillère Occidentale (fig. 77). Une partie des failles inverses ou des chevauchements de la phase fini-éocène a en effet joué en compression au Mio-Pliocène en de nombreux points de la zone imbriquée entre 10° 30' S. et 11° S. (feuilles inédites de Ondores et Oyón par J. COBBING). Plus au nord-est, J. CONEY a fait des observations identiques dans la Cordillère de Huayhuash par 10° 25' S. (1971).

La zone la plus déformée de la couverture volcanique se situe donc approximativement à l'aplomb de la « zone imbriquée » définie pour la tectonique fini-éocène. Il y aurait là un moyen de repérer la zone imbriquée même lorsque les volcanites la cachent entièrement comme au sud de 12° 30' S.

## 2.2. LA TECTONIQUE CASSANTE

Dans les volcanites, la tectonique cassante compressive se traduit par les *failles inverses nord-ouest-sud-est* déjà signalées et par les *décrochements*.

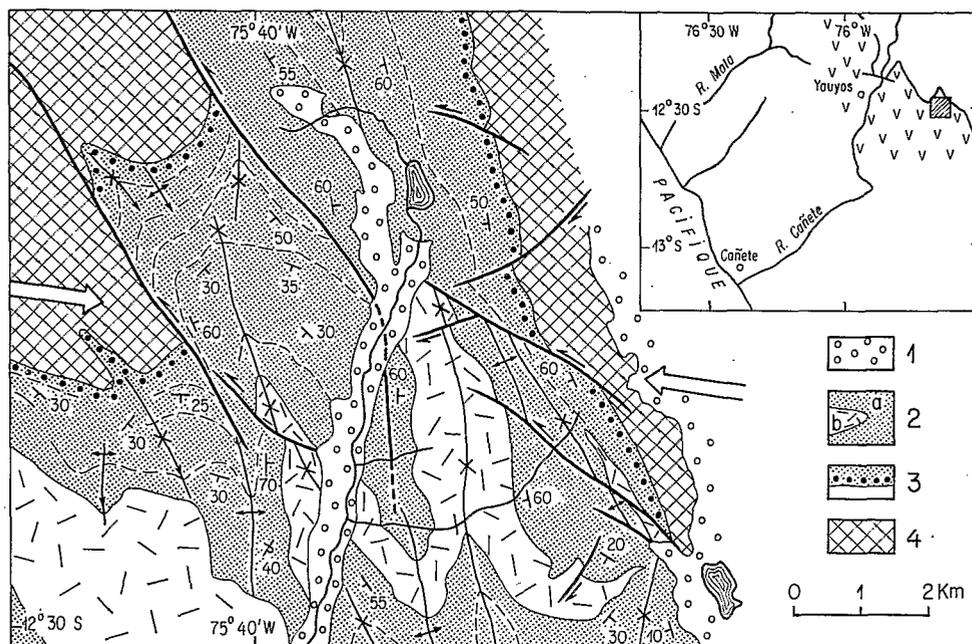


Fig. 78. — Les décrochements dans la couverture volcanique plissée de la Cordillère Occidentale, à l'Est de Yauyos

1. Glaciaire. 2 a Volcanites andésitiques à dacitiques et intercalations volcanosédimentaires. 2 b Rhyolites. 3. Conglomérat basal des séries volcaniques. 4. Substratum crétacé et éocène plissé à l'Oligocène inférieur. Les flèches de grande dimension indiquent la direction de raccourcissement moyenne (cf. fig. 79 A).

Des *décrochements* très nets affectent la couverture volcanique de la Cordillère Occidentale: je les ai cartographiées dans la zone de Casapalca, où j'ai aussi utilisé divers documents de la Cerro de Pasco Corp., et sur le parallèle 12° 30' S., à la limite des feuilles de Tupe et Yauyos. Dans ce dernier secteur (fig. 78 et 79 A) ce sont des failles rectilignes ou légèrement courbes, verticales et qui se suivent sur 2 à 5 km; elles déplacent latéralement sur plusieurs centaines de mètres les plans axiaux verticaux des plis; ces décrochements forment une famille conjuguée: les uns, de direction 40 à 70, sont dextres; les autres, de direction 120 à 135, sont sénestres. Ils permettent de déterminer une direction de raccourcissement comprise entre 70 et 120. Sur la figure 78 on note aussi que les grandes failles longitudinales fini-éocènes ont rejoué au Mio-Pliocène en impliquant la couverture volcanique; leur direction approximativement 150 est proche de celle des décrochements sénestres et leurs déplacements apparents au niveau des volcanites sont compatibles avec l'hypothèse de coulissages sénestres.

La chronologie relative de ces décrochements conjugués et des plis n'est pas connue avec précision: certains décrochements se sont formés, ou ont rejoué, postérieurement à la formation des plis dont ils déplacent les axes. Peut-être sont-ils contemporains des filons de tufs acides mis en place dans des fentes de tension en gros perpendiculaires à la direction des plis. Ces dykes acides sont nombreux dans la vallée du rio Rimac en amont de Cocachacra; ils sont verticaux ou très raides et certains d'entre eux se connectent 5 km en aval de Surco avec une cheminée cylindrique de 700 m de diamètre, remplie de tuf rhyolitique blanc, qui perce verticalement les diorites de Surco. Ces dykes n'ont pas été dessinés sur la coupe de la figure 77,

car ils sont en gros parallèles à son tracé: leur direction varie en effet entre 45 et 75 pour ceux de la région de Surco-Matucana puis entre 25 et 45 vers Santa Mateo, dans le district minier de Viso-Aruri (U. PETERSEN, 1955). Ces dykes ont une puissance maximale de l'ordre de la vingtaine de mètres, on les suit parfois sur 4 à 5 km avant qu'ils ne se referment en se pinçant. Ce vaste système de fentes de tension, postérieur au batholite et au plissement des volcanites, pourrait être complémentaire des décrochements conjugués de la vallée du Rimac (fig. 79 B), mais il ne s'agit là que d'une hypothèse de travail qui demande une analyse précise secteur par secteur pour être vérifiée.

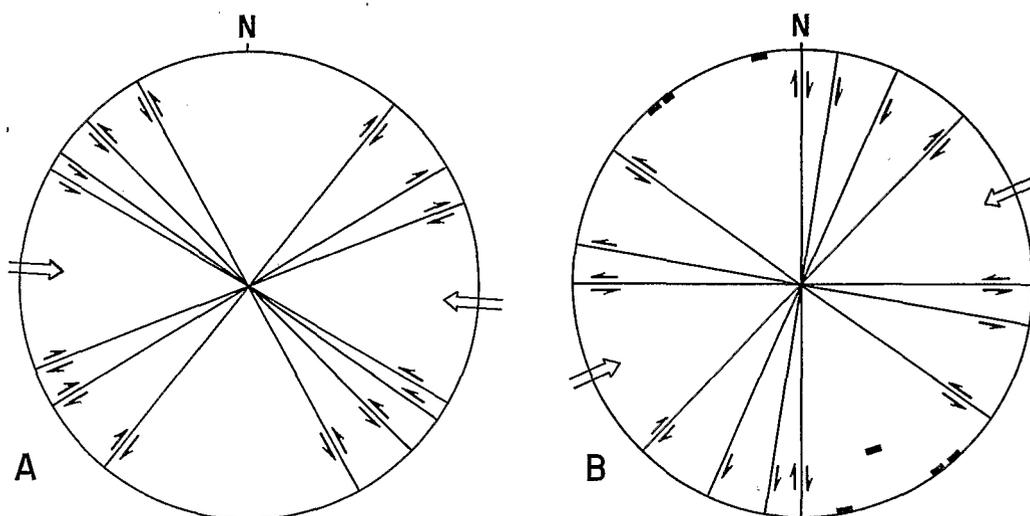


Fig. 79. — Directions de raccourcissement tirées de la répartition et du sens des décrochements

A. — Dans la zone cartographiée sur la figure 78

B. — Dans la vallée du rio Rimac en amont de San Mateo

Sur le diagramme 79 B ont été également reportés, à l'aide d'un canevas de Schmidt, les pôles des filons rhyolitiques tufacés qui recourent les volcanites aux environs de San Mateo et en aval

Signalons aussi que dans son travail de 1955, U. PETERSEN a étudié dans les volcanites de Viso-Aruri deux familles de décrochements conjugués postérieurs aux dykes leucocrates: la plus ancienne implique un raccourcissement proche de nord-est, la plus récente un raccourcissement proche de nord-ouest, si bien que certains décrochements de la première famille rejouent en fentes de tension et accueillent la minéralisation lorsque le régime compressif nord-ouest-sud-est s'établit. Dans un troisième temps, enfin, les efforts de compression redeviennent nord-est-sud-ouest et les fentes minéralisées rejouent en décrochement comme au début. Cet exemple compliqué montre qu'il reste beaucoup à faire pour comprendre la tectonique cassante dans les volcanites.

### 2.3. LE RÔLE DU SUBSTRATUM DANS LA TECTONIQUE DE LA COUVERTURE VOLCANIQUE

Comme nous l'avons vu plus haut, nombre de grandes failles longitudinales de la phase fini-éocène rejouent, soit en failles inverses comme celle de l'Infiernillo dans la coupe du Rimac, soit en décrochements et/ou en failles normales comme celles de la partie sud de la feuille de Yauyos (fig. 70 et 71).

De plus des paléoreliefs à matériel crétacé forment le cœur de certains anticlinaux mio-pliocènes qui montrent des terminaisons axiales fortement plongeantes: c'est le cas du massif crétacé de Viso-Quebrada Huachuga (cf. p. 164-167). Ces paléoreliefs crétacés ont été sculptés par l'érosion entre la phase fini-éocène et le dépôt des volcanites. Les produits de cette érosion sont les conglomérats très épais (dits

Carmen) qui se trouvent à la base des volcanites et en discordance sur les couches rouges dans la zone de Casapalca et plus au sud-est dans la haute vallée du rio Blanco. C'est à cette érosion que l'on doit sans doute l'absence totale des couches rouges dans le massif de Viso-Quebrada Unturo.

### 3. CONCLUSION : LE STYLE TECTONIQUE ANDIN DANS LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE

Nous allons maintenant voir dans quelle mesure les observations effectuées dans le Pérou central s'appliquent à la Cordillère Occidentale dans le sud et le nord du Pérou.

#### 3.1. LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE DANS LE SUD PÉRUVIEN

- La grande extension de la couverture volcanique fait que seule la transversale d'Arequipa est complète (fig. 80, C). Si l'on omet les structures un peu compliquées de sa bordure ouest, qui d'ailleurs s'amortissent rapidement vers le nord et le sud, la Cordillère Occidentale sur cette transversale montre une dissymétrie très nette avec accroissement de l'intensité de la déformation du sud-ouest vers le nord-est et apparition de la schistosité ainsi que de quelques chevauchements à la bordure nord-est. L'âge du plissement principal reste douteux, car les couches rouges du Crétacé supérieur-Eocène n'ont pas été identifiées avec sécurité (cf. AUDEBAUD *et al.*, 1973).

#### 3.2. LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE DANS LE NORD PÉRUVIEN

La comparaison avec le nord du Pérou est plus riche d'enseignements. En effet, au nord de 11° 30' S., la partie haute du versant pacifique, le faite de la Cordillère Orientale, et sa retombée sur les Hauts Plateaux ont fait l'objet d'études de la part de J. V. HARRISON, C. G. EGELER et T. DE BOOY, J. J. WILSON, L. REYES, P. J. CONEY, J. COBBING. Leur lecture, complétée par quelques observations personnelles au long de la coupe du rio Huaura et de la route Huanuco-La Union-Huaraz, permet de se faire une idée des caractéristiques générales de la Cordillère Occidentale jusqu'à la virgation de Cajamarca (7° S.). Dans l'ensemble, on retrouve partout une bande à schistosité et/ou plis en chevrons, à laquelle tous les auteurs cités n'ont cependant pas prêté attention, avec, à sa bordure nord-est, une zone faillée complexe souvent dite zone imbriquée; nous retrouvons donc un type d'organisation très semblable à celui de la Cordillère Occidentale du Pérou central.

##### — LA CEINTURE SCHISTEUSE

Les caractéristiques du clivage schisteux, qui est une schistosité de fracture fine dans les niveaux argileux, pélitiques ou marneux et passe à un débit grossier dans les grès et les calcaires, montrent que l'on descend peu sous le front supérieur de schistosité.

Cette schistosité est particulièrement nette:

1. Sur la feuille d'Oyón, dans les « flyschs » du Néocomien supérieur (fm. Carhuaz) quelques kilomètres en amont de Churin,
2. Au long de la route Huanuco-Huaraz, depuis la mine de Huanzala jusqu'à Aquia et notamment vers le col de Yanashalla (pl. VII, 2),
3. Sur la route Huaraz-Chavin de Huantar (fig. 3 de EGELER et DE BOOY, 1956), elle affleure sous des formes plus frustes et souvent est associée à des *plis en chevrons*, dans une région très vaste qui constitue une véritable *ceinture schisteuse* à l'échelle de la Cordillère Occidentale. C'est là une des grandes structures caractéristiques de la phase fini-éocène (fig. 112 B), car elle affecte les couches rouges et ne passe jamais dans les volcanites.

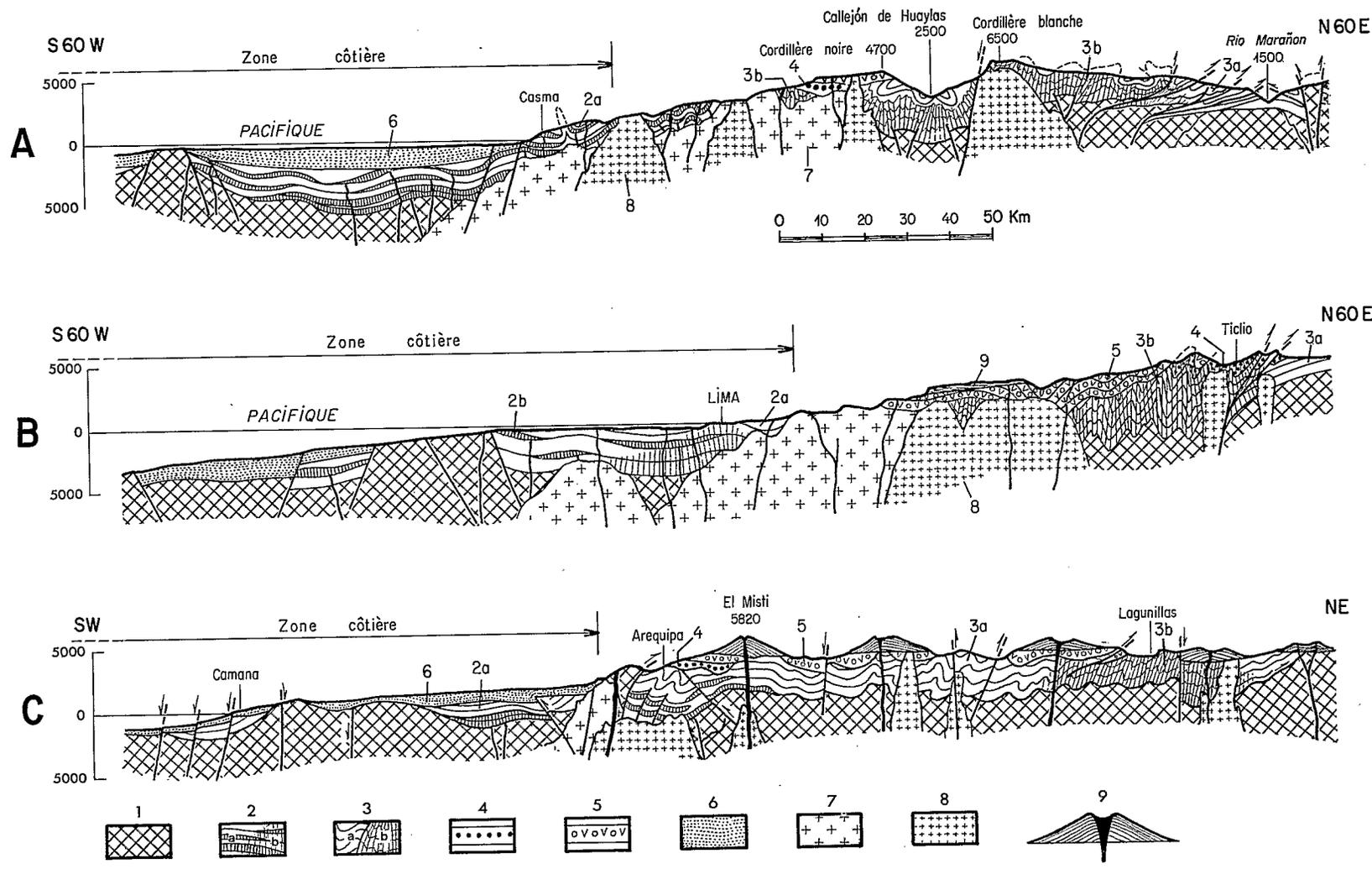


Fig. 80. — Coupes à travers la Cordillère occidentale et la zone côtière dans le Nord (A), le centre (B) et le Sud (C) du Pérou

1. Socle d'âge précambrien et paléozoïque inférieur et moyen. 2. Séries occidentales d'âge paléozoïque supérieur et mésozoïque, contenant de nombreux sills et coulées de composition intermédiaire et basique (a) non schistosées, (b) schistosées. 3. Séries de même âge que (2), mais sans intercalations volcaniques. 4. Couches rouges du Crétacé terminal-Eocène. 5. Séries volcaniques et volcano-détritiques de l'Oligocène et du Mio-Pliocène. 6. Séries détritiques mio-pliocènes. 7. Granitoïdes andins précoces (Crétacé à Oligocène inférieur). 8. Granitoïdes andins tardifs (Oligocène moyen à Pliocène). 9. Edifices volcaniques d'âge plio-pléistocène à récent (stratovolcans andésitiques et ignimbrites)

L'interprétation des structures sous le Pacifique est conforme aux données des océanographes des Universités de Hawaï et de l'Orégon (réunion de l'IASPEI, Lima, 1973).

## — LES STRUCTURES IMBRIQUÉES DE LA BORDURE NORD-EST

La plupart des documents cartographiques sur la Cordillère Occidentale, dont ceux de J. V. HARRISON (1951 *b*, 1953 *a*, 1956 *b*), J. V. HARRISON et J. J. WILSON (1960), J. J. WILSON *et al.* (1964, 1967), P. J. CONEY (1971 *a*), J. COBBING et J. GARAYAR (1974), montrent une *bande « imbriquée »* persistante qui marque le passage de la Cordillère Occidentale, soit directement à la Cordillère Orientale entre 7° S et 10° 45' S., soit aux Hauts Plateaux plus au sud.

Sa largeur est faible en regard de la largeur totale de la Cordillère Occidentale puisqu'elle n'est que de 10 à 30 km selon le secteur considéré. On y trouve des plis, mais la tectonique cassante en compression y prédomine largement. *Trois types d'accidents s'y rencontrent*:

1) Les premiers sont des *chevauchements longitudinaux* qui suivent la stratification ou la recoupe très en oblique, du moins dans l'Albien et le Crétacé supérieur où ils empruntent souvent des niveaux de décollement; ils se redressent dans les grès et quartzites du Néocomien, mais suivent à nouveau les niveaux charbonneux dans leur partie inférieure: c'est en particulier le cas à Oyón, ainsi que MC LAUGHLIN l'a noté dès 1924. Aussi le pendage de ces chevauchements pris individuellement est-il très variable. Ils sont le plus souvent contemporains du plissement principal mais peuvent également les précéder (haut rio Cañete) ou le suivre (haut rio Marañon, fig. 80, A). Ces chevauchements se sont mis en place au cours de la *phase fini-éocène*; certains ont rejoué après le dépôt des volcanites, comme par exemple dans l'angle sud-est de la feuille d'Oyón vers 11° S. et 76° 30' W. (COBBING et GARAYAR, 1974).

2) Les seconds, également de direction *longitudinale*, sont des *failles inverses* dont le pendage varie entre 60 et 80°. Elles affectent fréquemment les séries volcaniques et volcanodétritiques d'âge éocène terminal à néogène, comme au Pico Yanque sur la route Lima-Canta-Cerro de Pasco et ont donc joué ou rejoué au Mio-Pliocène.

3) Les troisièmes sont *transversaux*, ce sont des *failles verticales* dont le tracé peut être légèrement courbe et qui ont joué pour l'essentiel en *décrochements*, sénestres lorsque leur direction est proche d'est-ouest, dextres lorsqu'elle est nord-nord-est à nord-sud. Ce mécanisme est compatible avec la direction moyenne, nord-est à est-nord-est, du raccourcissement, calculée à partir des axes de plis. Certains de ces décrochements ont joué en cours de plissement: ainsi, 10 km à l'est d'Oyón, la carte de J. COBBING et J. GARAYAR (1974) montre que dans la zone imbriquée le nombre et la position des chevauchements et des plis varient notablement d'un compartiment transversal à un autre. Comme nous l'avons vu, des décrochements de même sens et de direction proches de ceux-ci affectent les volcanites. Il est évident que ces accidents ont joué plusieurs fois.

### 3.3. LES CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA TECTONIQUE DE LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE

La comparaison du Pérou central avec le sud et surtout avec le nord du Pérou, montre que le type d'organisation de la Cordillère Occidentale varie assez peu d'un secteur à un autre.

Dans les terrains mésozoïques et éocènes, plissés pour l'essentiel à la fin de l'Eocène, on retrouve toujours:

- Au sud-ouest, une zone à plis isopaques plurikilométriques ouverts,
- Au nord-est, une zone plissée en chevrons kilométriques en général accompagnée d'une schistosité axiale assez fruste,
- Plus au nord-est, une « zone imbriquée » étroite au long de laquelle la ceinture schisteuse chevauche les Hauts Plateaux ou directement la Cordillère Orientale.

Dans la ceinture schisteuse, les terrains sédimentaires tithoniques et crétacés sont très épais. Aussi la présence de schistosité à l'affleurement permet-elle d'imaginer que leur *substratum*, qu'il soit jurassique moyen, triasique ou directement paléozoïque, a un comportement d'ensemble souple avec développement d'une schistosité andine. En résolvant ainsi le problème du raccourcissement dans le substratum infratithonique, on évite de *décoller* globalement les séries tithonique et crétacée sur des niveaux sous-jacents inconnus à l'affleurement.

Quant à la zone imbriquée du Pérou nord et central, sa localisation et son déversement vers les Hauts Plateaux ou la Cordillère orientale seraient dus:

1. A l'effet de « buttoir » joué par ces dernières zones où le socle est très proche de la surface et peu susceptible de se déformer plastiquement et,

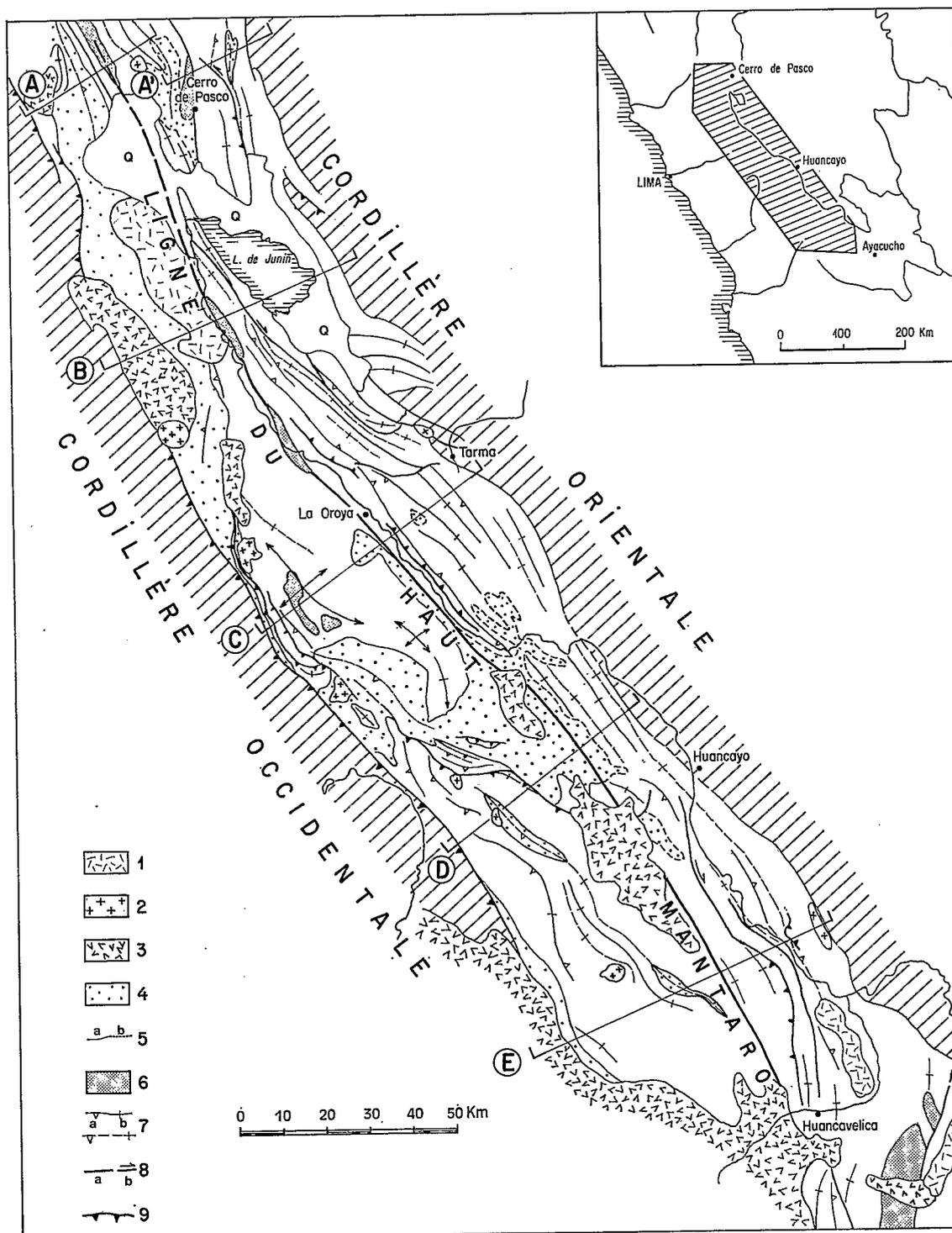


Fig. 81. — Schéma structural des Hauts Plateaux

1. Ignimbrites plioquaternaires. 2. Intrusions néogènes. 3. Volcanites oligocènes et néogènes. 4. Couches rouges du Crétacé terminal-Eocène. 5. Contact de base des couches rouges: *a*, concordant; *b*, discordant sur des structures fini-crétacées. 6. Aaffleurements du complexe plissé éohercynien. 7. Anticlinaux (trait plein) et synclinaux (trait interrompu): *a*, dissymétriques, le triangle indique la direction du pendage du plan axial; *b*, droits. 8. Failles: *a*, normales, *b*, coulissantes. 9. Chevauchements et failles inverses

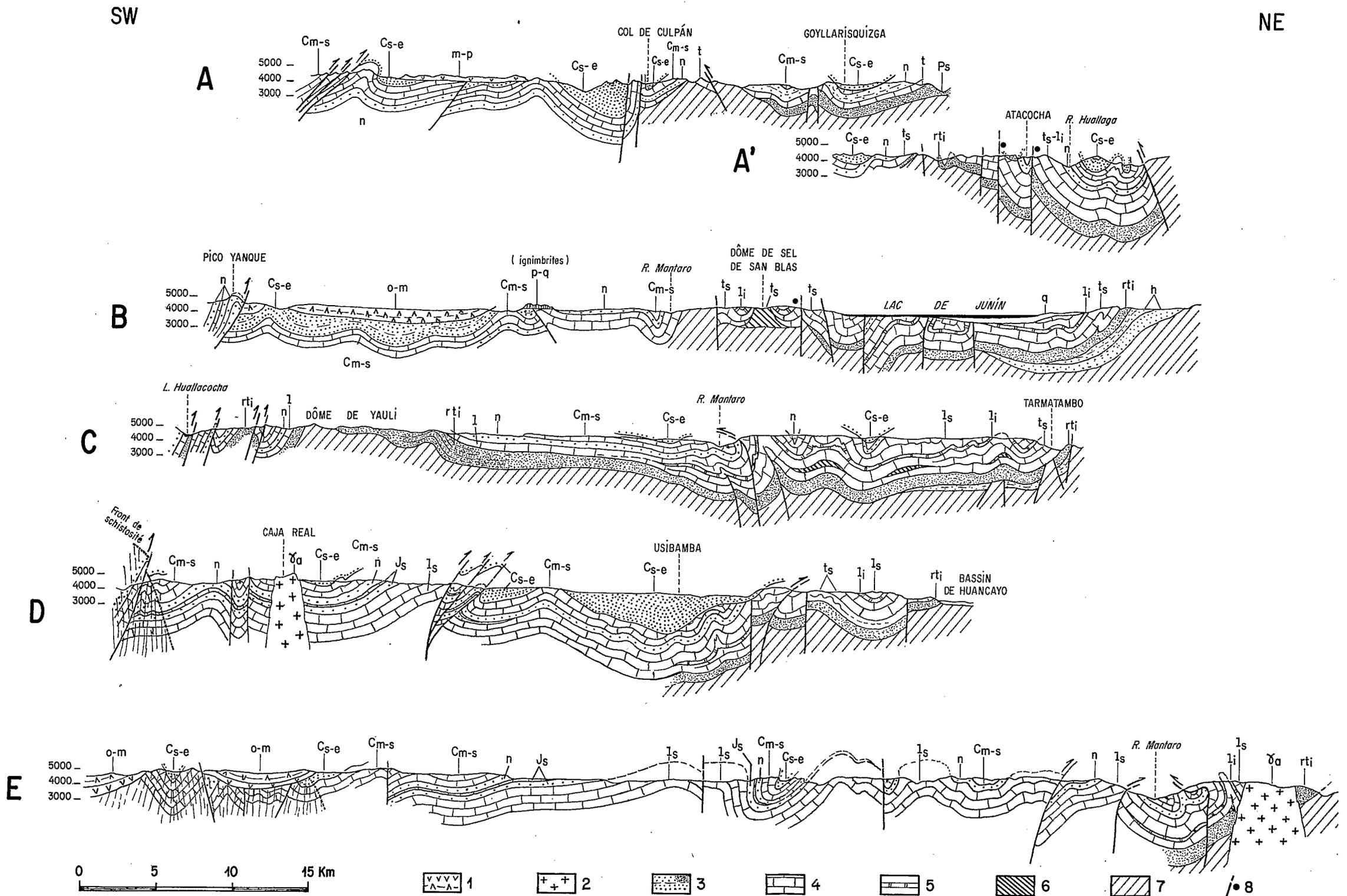


Fig. 82. — Coupes SW-NE des structures andines des Hauts Plateaux du Pérou central

N.B. — Ces coupes sont localisées sur la figure 81

1. Séries volcaniques et volcanosédimentaires. 2. Granitoïdes andins (γ a). 3. Séries gréseuses et conglomératiques. 4. Calcaires. 5. Calcaires bitumineux. 6. Evaporites. 7. Substratum pré-andin. 8. Décro-

chement de sens connu, le point indique le compartiment qui s'est déplacé vers le NW ou le N. q = Quaternaire. p-q = Plio-Quaternaire. m-p = Mio-Pliocène. o-m = Oligo-Miocène. Cs-e = Crétacé terminal-Eocène. Cm-s = Crétacé moyen et supérieur. n = Néocomien. Js = Callovien et Bathonien (?). ls = Lias supérieur. ts = Trias supérieur. rti = Permien supérieur et Trias inférieur et moyen. h = Carbonifère.

2. Au fait qu'ont joué en failles chevauchantes vers le nord-est d'anciennes failles de subsidence à pendage sud-ouest qui rendent compte des différences de faciès et d'épaisseur observées dans le Jurassique supérieur et le Crétacé lorsqu'on franchit vers le nord-est la limite nord-est de la Cordillère Occidentale (cf. fig. 54). Cette remarque permet d'expliquer la migration commune de près de 50 km vers le nord-est des failles chevauchantes et des faciès « géosynclinaux » occidentaux entre 11° S. et 9° S., qui serait donc liée à la disposition originelle en échelon des failles de subsidence qui limitaient vers l'est le bassin occidental.

Le taux de raccourcissement dans la ceinture schisteuse et la zone imbriquée, calculé à partir des coupes du Pérou central, est de l'ordre de 40%.

Dans la couverture volcanique oligocène et néogène, le taux de raccourcissement est inférieur à 10%. La déformation se traduit par des *plis ouverts* et des *flexures*; elle est un peu plus intense au niveau de la zone imbriquée, qui a joué en compression lors des phases miocène et pliocène, si bien que des failles inverses affectent les volcanites. On observe aussi de nombreux décrochements, mineurs pour la plupart, dont l'étude systématique reste à faire.

## D. LA TECTONIQUE ANDINE SUR LES HAUTS PLATEAUX

Les Hauts Plateaux, qui sont d'accès facile et présentent relativement peu de complications structurales, sont la zone la mieux connue du Pérou central, surtout depuis les travaux de J. V. HARRISON *et col.*, entre 10° 30' S. et 12° 30' S. (1940 à 1960). La cartographie entreprise depuis 1962 par le Service Géologique du Pérou apporte des connaissances nouvelles au sud de 12° S. (feuilles de Huancayo par F. MÉGARD, Conaïca par H. SALAZAR et Huancavelica par S. NARVAEZ) et, plus au nord, précise utilement le travail de J. V. HARRISON *et col.* (feuilles inédites de Tarma, La Oroya et Yauyos par F. MÉGARD; feuille inédite de Ondores par J. COBBING).

Le schéma structural de la figure 81 et les coupes de la figure 82 rendent compte de l'agencement tectonique des Hauts Plateaux où l'on peut distinguer, abstraction faite de la couverture volcanique:

- Un secteur sud-ouest où les structures sont particulièrement simples et ouvertes,
- Un secteur nord-est séparé du précédent par une ligne nord-ouest-sud-est que nous appellerons ligne du haut Mantaro et qui suit le haut rio Mantaro depuis sa sortie du lac de Junin jusqu'à Lloclapampa (11° 50' S.) puis de là rejoint Huancavelica. Dans ce secteur nord-est les *plis* sont beaucoup plus serrés et compliqués par des failles longitudinales nombreuses et par l'intervention de plusieurs niveaux de décollement.

A la latitude de La Oroya le taux de raccourcissement est de l'ordre de 20% dans la partie nord-est des Hauts Plateaux et de l'ordre de 10% dans leur partie sud-ouest.

### 1. LES DIFFÉRENTS SECTEURS

#### 1.1. LES HAUTS PLATEAUX AU SUD-OUEST DE LA LIGNE DU HAUT MANTARO

La géométrie d'ensemble de ce secteur est très simple; la plupart des pendages y sont compris entre 10 et 30°; ils dépassent ces valeurs à l'approche de la Cordillère Occidentale ou de la ligne du haut Mantaro, à proximité de quelques accidents ou encore au voisinage de certains intrusifs (cf. infra).

Les parties septentrionale et méridionale du secteur sud-ouest des Hauts Plateaux se caractérisent par des plis cylindriques isopaques très amples dont la longueur d'onde dépasse souvent 10 km et dont les axes se suivent sur plusieurs dizaines de kilomètres; leur direction est 135 à 150, avec des variations jusqu'à 90; ces plis ne présentent pas de déversements préférentiels nets: au long d'un même pli, le plan axial est tantôt vertical, tantôt incliné au sud-ouest ou au nord-est, les changements d'inclinaison s'effectuant progressivement.

Entre 11° 40' S. et 12° S., la partie centrale du secteur sud-ouest des Hauts Plateaux montre des « dômes » à peu près rectangulaires, allongés dans le sens nord-ouest:sud-est, autour desquels se moulent des cuvettes synclinales irrégulières; le substratum éohercynien affleure au cœur du plus important, le dôme de Yauli. Le passage de ce domaine des dômes et cuvettes au domaine des plis cylindriques fait chevaucher le domaine à plis cylindriques méridional sur la cuvette synclinale d'Usibamba située plus au nord-est; nous reviendrons plus loin sur la géométrie de cette faille (fig. 91).

## 1.2. LA LIGNE HAUT MANTARO-HUANCAVELICA

C'est une ligne tectonique qui se manifeste (1) entre le lac de Junin et La Oroya, par un alignement d'anticlinaux à cœur de Paléozoïque, (2) entre La Oroya et Llocllapampa, par le bord nord-est très redressé du synclinal de La Oroya, affecté par des failles longitudinales chevauchantes vers le sud-ouest qui ont probablement joué tardivement (coupe C de la fig. 82). Plus au sud cette ligne est surtout une limite paléotectonique.

Depuis La Oroya jusqu'à Huancavelica, on peut en effet prouver que cette ligne correspond à la limite sud-ouest d'un massif plissé au Crétacé terminal puis affecté comme le reste des Hauts Plateaux par la tectonique de l'Oligocène inférieur<sup>1</sup> (fig. 82, coupe B). Cette limite paléotectonique se poursuit vers le nord avec la même direction nord-nord-ouest sous le Quaternaire des hautes plaines situées à l'ouest de Cerro de Pasco, car on la retrouve plus au nord entre Culpan et Goyllarisquizga (fig. 82, coupe A).

Enfin, la ligne du haut Mantaro est une limite paléogéographique importante au Trias et au Lias inférieur; les séries de cet âge sont en effet beaucoup moins épaisses et contiennent moins de niveaux incompetents à l'ouest qu'à l'est de cette ligne.

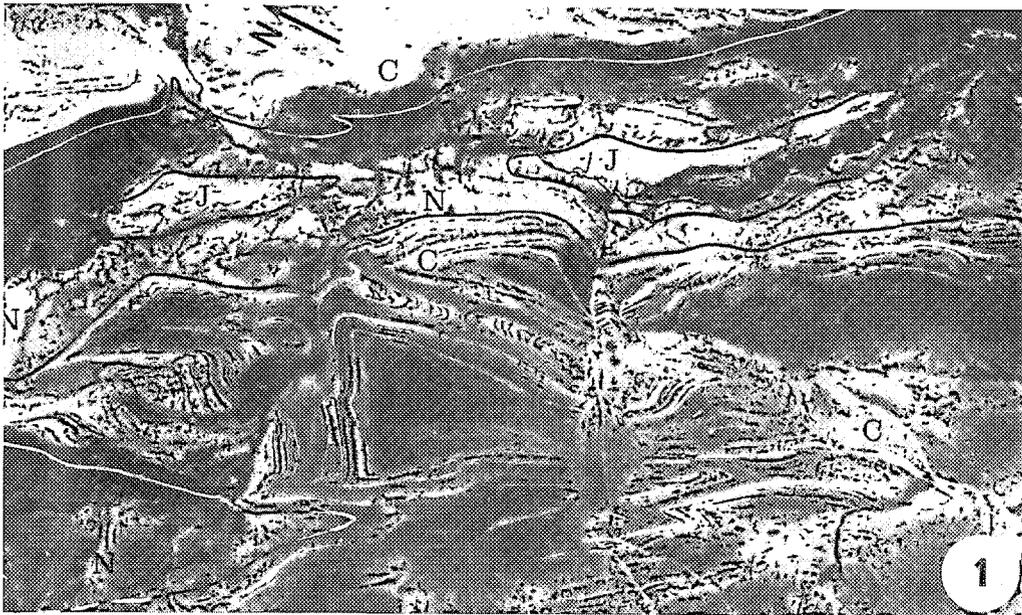
## 1.3. LES HAUTS PLATEAUX AU NORD-EST DE LA LIGNE DU HAUT MANTARO

La superposition des plissements du Crétacé terminal et de l'Oligocène inférieur<sup>1</sup>, presque toujours de même direction, donne dans les séries mésozoïques, jusqu'au Coniacien compris, des plis kilométriques à plurikilométriques souvent compliqués par des plis parasites; la présence de plusieurs niveaux plastiques permet de nombreux décollements. Les axes des plis majeurs se suivent souvent sur des dizaines de kilomètres. Tous les plis sont cylindriques et isopaques et on n'y a pas observé de schistosité. Les pendages des couches sont pour la plupart compris entre 30° et 60°.

1. Les couches rouges des Hauts Plateaux contenant des termes datés de l'Oligocène inférieur, j'appelle *ici* « tectonique de l'Oligocène inférieur » la tectonique post-couches rouges (incaïque).

### PLANCHE VIII. — TECTONIQUE ANDINE SUR LES HAUTS PLATEAUX →

1. Synclinorium avec nombreux plis mineurs disharmoniques dans les calcaires et marnes albiens (C) décollés sur les grès néocomiens (N). J désigne les calcaires du Lias. « Altos del Mantaro », 30 km au sud-est de La Oroya, dans la partie nord-est des Hauts Plateaux. Echelle approximative 1/50 000°. 2. Plis subméridiens replissant un pli est-ouest. Ces plis affectent le Lias (j), le Néocomien (n<sup>1</sup>, n<sup>2</sup>, n<sup>3</sup>), le Crétacé moyen et supérieur (c<sup>1</sup>, c<sup>2</sup>, c<sup>3</sup>, c<sup>4</sup>) et les couches rouges, *ici* pratiquement concordantes, du Crétacé terminal-Eocène. Dôme de Chochocha, 50 km au sud-ouest de La Oroya. Echelle approximative 1/40 000°. 1 et 2 reproduisent des détails de photographies aériennes.



Dans les couches rouges les plis ont les mêmes caractéristiques mais une plus grande longueur d'onde et les pendages sont en général plus faibles.

Les plis ne montrent un déversement net qu'à proximité de la ligne du haut Mantaro entre La Oroya et Llocllapampa, où il se fait vers le sud-ouest. Leur direction est 140 à 165 et devient nord-sud au sud de 12° 30' S., dans la région de Huancavelica.

Des failles longitudinales, raides pour la plupart, complètent l'armature structurale de ce secteur; elles remplacent souvent des anticlinaux; nous chercherons plus loin à analyser leur rôle.

## 2. LA TECTONIQUE SOUPLE DANS LA SÉRIE MÉSOZOÏQUE ET ÉOCÈNE

### 2.1. LES RELATIONS SOCLE-COUVERTURE ET LES NIVEAUX DE DÉCOLLEMENT

#### 2.1.1. Les relations du substratum hercynien et de la couverture andine

On peut les observer directement:

1. A la bordure nord des Hauts Plateaux vers 10° 30' S. (Yanahuanca, Goyllarisquizga, Vinchos; cf. fig. 82, coupe A);
2. A la limite des Hauts Plateaux et de la Cordillère Orientale, sur près de 300 km du nord-ouest au sud-est;
3. Dans le dôme de Yauli et les anticlinaux de la ligne du haut Mantaro.

Dans tous les cas, le *substratum éohercynien est déformé plastiquement dans les structures andines* et ne se comporte pas comme un socle rigide dont se désolidariserait une couverture souple: les plis majeurs observés dans le Mésozoïque correspondent donc à des « *plis de fond* » qui affectent le substratum; c'est en fonction de cette règle que j'ai dessiné les structures en profondeur sur la coupe. L'idée de B. BOIR (1953, p. 9 et 15), selon laquelle l'ensemble du Mésozoïque serait décollé à sa base sur un substratum paléozoïque, ne semble pas valable: les brèches « tectoniques » qu'il décrit à la base du Trias sont vraisemblablement d'origine sédimentaire; elles constitueraient un équivalent latéral des molasses *p.p.* carbonatées observées par exemple sur la route Junin-Chupan (cf. p. 101). Il est par contre indéniable que des *décollements partiels* permettent des variations importantes du style tectonique sur une même verticale; les principaux niveaux de décollement se placent:

1. Vers la base du groupe Pucara;
2. Dans le Sinémurien inférieur (fm. Aramachay);
3. Dans les unités marneuses ou argilo-gypseuses du Crétacé supérieur (fm. Chulec et base de la fm. Celendin en particulier).

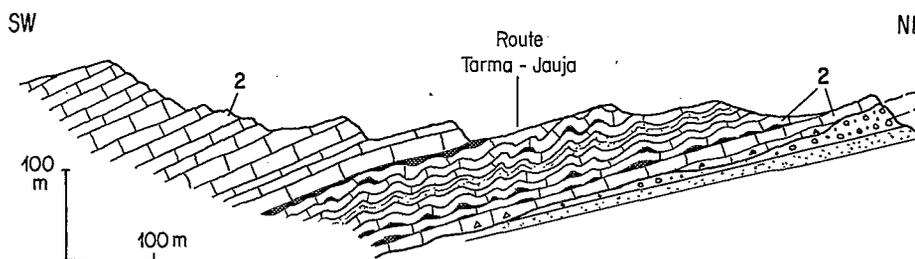


Fig. 83. — Plis disharmoniques pluridécamétriques dans la base du Norien au long de la route Tarma-Jauja

1. Permien supérieur et Trias inférieur et moyen à faciès molassique rouge (Mitu). 2. Séries carbonatées du Norien et du Noro-Rhétien; les niveaux argilo-gypseux sont figurés en noir

### 2.1.2. Les décollements dans le Pucara basal

J'ai décrit (p. 101-102) des niveaux à argiles et poches de gypse à proximité de la base du groupe Pucara; leur âge varie selon les points mais il est souvent norien. Ces niveaux, lorsque leur lithologie et leur extension le permettent, donnent lieu à des décollements; c'est le cas:

1. Aux environs de Tarma et en particulier sur la route Tarma-Jauja, entre Huaricolca et Incatacunan où des plis hectométriques totalement disharmoniques se développent puis disparaissent en quelques kilomètres, aussi bien vers le nord que vers le sud (fig. 83);
2. Vers 12° 20' S. et 75° W., sur la feuille de Huancayo (MÉGARD, 1968);
3. Dans la partie sud-ouest de la feuille de Jauja, à proximité de 12° S. et 75° 30' W.;
4. 7 km au sud-ouest de Pampas, à Matasenca, où les calcaires et gypses de la base du Trias dessinent des plis en chevron dont le plan axial est parallèle aux strates sus et sous-jacentes (fig. 84).

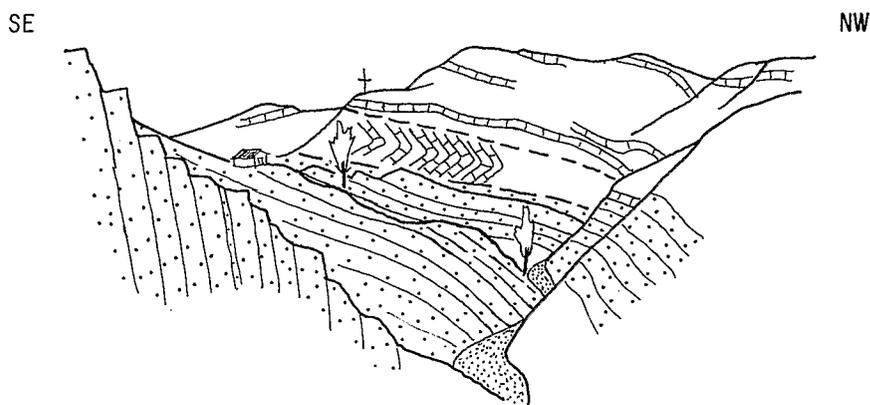


Fig. 84. — Décollement de la série carbonatée norienne sur les grès rouges « Mitu » (en pointillé lâche) à Matasenca (12° 25' S, 74° 55' W)

C'est du gypse issu vraisemblablement de ces mêmes niveaux noriens qui donne le dôme de sel de San Blas, le seul des Andes du Pérou central (coupe B, fig. 82), de toute évidence indépendant des structures du socle et qui se met en place au milieu d'un synclinal (fig. 81).

### 2.1.3. Les décollements au niveau du Sinémurien inférieur

Le rôle tectonique joué par les calcaires et shales bitumineux très plastiques du Sinémurien inférieur a été reconnu par J. V. HARRISON dès 1943, en particulier dans la partie nord-est des Hauts Plateaux. Ces couches bourrent les anticlinaux en formant de nombreux plis mineurs décamétriques à hectométriques. Certains de ces plis parasites passent dans le Lias supérieur où les plis sont de ce fait plus serrés et plus nombreux que dans le Trias. Parfois, comme au long de la vieille route La Oroya-Tarma, de minces lits argileux intercalés dans la base du Lias supérieur calcaire augmentent encore le nombre des structures disharmoniques (fig. 85).

### 2.1.4. Les décollements dans le Crétacé marno-calcaire

Le nombre de plis augmente à nouveau dans le Crétacé car des plis parasites supplémentaires naissent dans le sommet du Néocomien puis s'amplifient dans les marno-calcaires albiens; ceci est très net au sud-est de La Oroya (pl. VIII, 1).

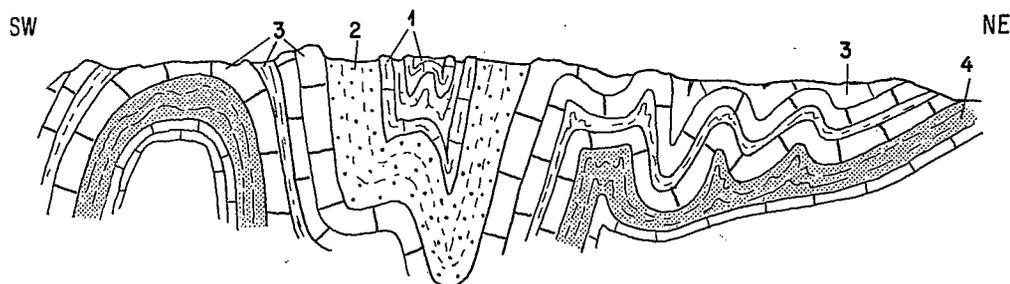


Fig. 85. — Disharmonie dans le Sinémurien et dans les intercalations argileuses du Lias supérieur  
4 km au Nord de La Oroya

1. Marnes et calcaires marneux de la partie inférieure de l'Albien moyen. 2. Grès néocomiens. 3. Calcaires à intercalations argileuses du Lias supérieur. 4. Calcaires et shales bitumineux sinémuriens. 5. Calcaires du Trias

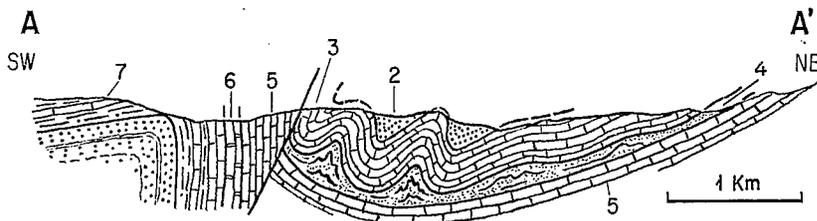
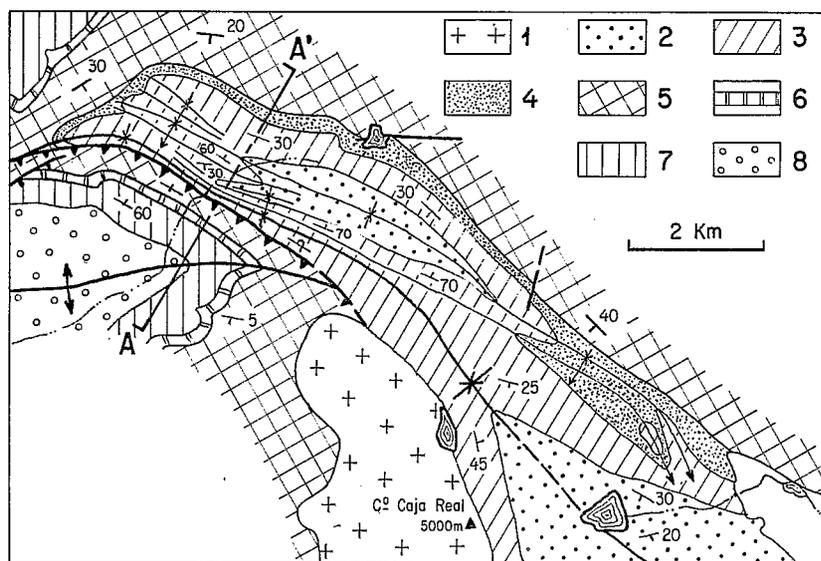


Fig. 86. — Décrochement des calcaires de la formation Celendin (Santonien)  
sur les argiles et le gypse de la base de la même formation  
(vers Chaucha, partie Est de la feuille de Yauyos)

1. Granodiorite et monzonite du stock de Caja Real (Tertiaire sup.). 2. Couches rouges du Crétacé terminal-Eocène. 3. Calcaires du sommet de la fm. Celendin. 4. Couches rouges argilo-gypseuses de la base de la fm. Celendin. 5, 6, 7. Formations calcaires albo-coniaciennes. 8. Néocomien gréseux

Enfin, et c'est là un fait nouveau, j'ai remarqué que la base du Santonien (fm. Celendin) contient souvent des niveaux grés-argileux et calcaires à gypse qui facilitent des décollements importants (fig. 86). C'est notamment le cas aux environs de Chaucha, au bord sud-ouest des Hauts Plateaux, par 12° 10' S. et 75° 40' W. où ces niveaux teintés de rouge ont pu être confondus avec les couches rouges (T. SZEKELY, 1969, fig. 2, affleurements proches de Chaucha); les nombreux plis disharmoniques qui naissent à la base du Santonien dans cette localité se régularisent à nouveau dans les couches rouges sus-jacentes. Le même niveau de décollement, cette fois presque intégralement laminé, explique les nombreux plis de direction et de déversement totalement irréguliers du Santonien calcaire un peu plus au sud-est, dans la zone de passage à la Cordillère Occidentale (flanc sud-ouest de l'anticlinal de Saturno).

Ce sont ces mêmes niveaux de décollement crétacés, jouant cette fois à l'air libre, qui expliquent les « collapse structures » particulièrement nombreuses dans la vallée du Mantaro en aval de La Oroya (fig. 87).

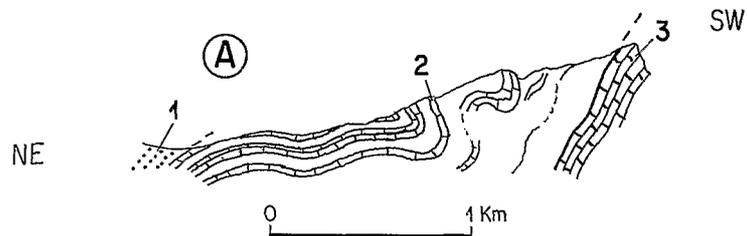
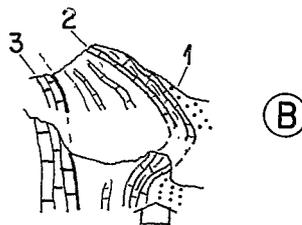


Fig. 87. — Collapse structures dans les marnes gypseuses et les calcaires du Santonien du synclinal de La Oroya.

A. Dans le flanc sud de la Qda. de Uchko 600 m au sud du village de Chacapalpa.  
B. Dans le flanc sud de la cluse du rio Pachacayo, 1 km en aval de l'Hda. Pachacayo  
1. Couches rouges du Crétacé terminal.  
2. Santonien. 3. Calcaires bien lités, homogènes de l'Albien sup. Coniacien



## 2.2. LES PLIS SUPERPOSÉS

Les structures superposées sont fréquentes sur les Hauts Plateaux. La superposition est la règle générale dans leur partie nord-est où les phases du Crétacé terminal et de l'Oligocène inférieur<sup>1</sup> donnent toutes deux des plis qui le plus souvent sont de même direction. Dans leur partie sud-ouest, où on ne reconnaît en principe qu'un seul épisode de déformation intense d'âge oligocène inférieur (post-couches rouges), existent aussi des structures superposées dont l'interprétation est plus délicate. Aussi les conceptions exposées ci-dessous ont-elles été modifiées par la suite (cf. p. 290-291).

### 2.2.1. Les structures superposées dans la partie NE des Hauts Plateaux

Nous distinguerons le cas où les structures des phases anté- et post-couches rouges ont des directions en gros identiques du cas, plus rare, où ces directions sont très obliques.

#### — CAS GÉNÉRAL : LES STRUCTURES ANTÉ ET POST-COUCHES ROUGES ONT DES DIRECTIONS TRÈS PROCHES

Ce cas est bien exposé de part et d'autre de la cluse du Mantaro entre Llocllapampa et Parco (fig. 88); l'épaisseur des couches rouges y est faible du fait de l'érosion et le nombre des niveaux de décollement intra-couches rouges susceptibles de jouer est réduit si bien que les structures que l'on observe dans les couches rouges sont très semblables à celles qui affectent leur surface basale. Dans ce secteur, plusieurs

1. Cf. note infraginale p. 186.

types de rapport existent entre les structures dans les couches rouges (structures  $F_2$ ) et dans le substratum (structures  $F_1$ )<sup>1</sup>:

1) Il existe une coïncidence marquée entre les axes des anticlinaux  $F_1$  et les axes de la plupart des anticlinaux  $F_2$ , les seconds étant simplement plus ouverts que les premiers;

2) Certains anticlinaux  $F_2$  se localisent cependant à l'aplomb de « cuestas » dégagées par l'érosion dans les flancs des anticlinaux  $F_1$  avant le dépôt des couches rouges; c'est ce que montre la coupe A de la figure 89;

3) Pour les synclinaux  $F_2$ , les choses sont plus complexes: dans le cas où les axes  $F_1$  et  $F_2$  coïncident, les pendages des couches rouges et des séries antérieures sont presque identiques; autrement dit le synclinal  $F_1$  était au plus une faible ondulation.

Mais le plus souvent, les axes ne coïncident pas et les synclinaux  $F_2$  se localisent à l'aplomb des flancs des synclinaux  $F_1$  avec des dispositions variées qu'illustrent les coupes de la figure 89. Cette disposition a ceci de choquant qu'elle suppose, si on déplisse simplement les structures  $F_2$ , qu'un petit anticlinal  $F_1$  destiné à compenser le synclinal  $F_2$  doit se trouver systématiquement à la verticale de ce qui sera plus tard l'axe du synclinal  $F_2$ . Le modèle évolutif morphotectonique que pré-

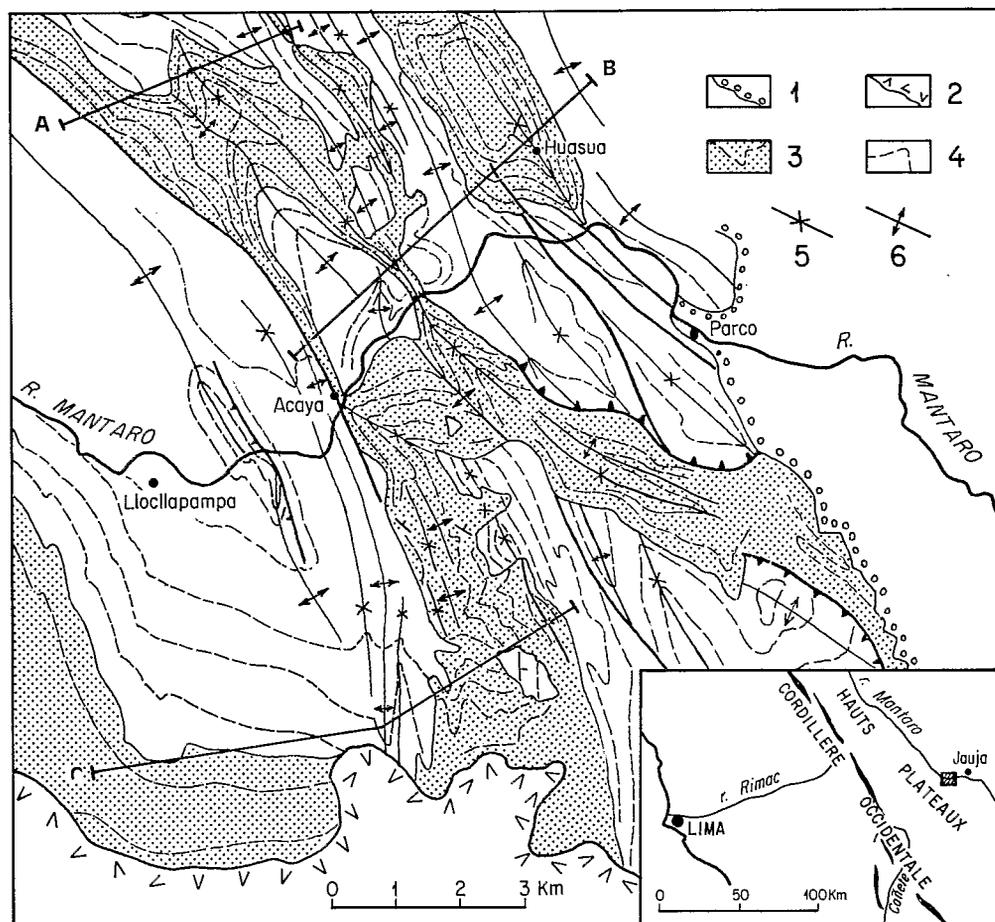


Fig. 88. — Carte schématique de la zone de Llocllapampa montrant la discordance des couches rouges du Crétacé terminal-Eocène sur les terrains mésozoïques

1. Contact basal du Quaternaire. 2. Contact basal des andésites du Tertiaire supérieur. 3. Couches rouges. 4. Terrains mésozoïques (Trias à Coniacien). 5. Synclinaux. 6. Anticlinaux

1. Les symboles  $F_1$  et  $F_2$  signifient « de phase 1 », c'est-à-dire anté-couches rouges et « de phase 2 », c'est-à-dire post-couches rouges.

sente la figure 90 évite de faire appel à l'intervention providentielle du petit anticlinal  $F_1$  et permet aussi d'expliquer les anticlinaux  $F_2$  localisés à la verticale d'une cuesta antérieure (fig. 89 A). Ce modèle morphotectonique suppose à son tour que deux conditions préalables aient été remplies, à savoir que (i) des paléoreliefs aient existé antérieurement au dépôt des couches rouges et (ii) que le substratum se déforme en plis isopaques par le mécanisme « de la pile de feuilles » (cf. ARTHAUD, 1970, p. 22). La première condition semble remplie car (i) la surface discordante basale des couches rouges a effectivement un profil très irrégulier qui apparaît dans les contours amiboïdes des affleurements du substratum mésozoïque dégagés par l'érosion et (ii) la stratification des couches rouges fait un angle qui souvent dépasse  $10^\circ$  avec sa surface de base et devient moins nette à son approche, en même temps que la dimension des galets augmente et qu'ils se font plus anguleux. La seconde condition est évidemment satisfaite car le substratum consiste pour l'essentiel en calcaires et marnes bien lités avec de fins interlits argileux susceptibles de permettre le glissement des bancs les uns sur les autres.

4) Enfin, dans quelques secteurs, les positions des structures  $F_1$  et  $F_2$  apparaissent totalement indépendantes comme au sud de Parco (partie sud-est de la fig. 88) où les directions des plis 1 varient entre 125 et 160 et celles des plis 2 sont à 120; cette dernière orientation semble liée à celle d'un sillon où se sont déposées les couches rouges. Au cours de la phase 2, il ne semble pas que les plis 1 aient rejoué; le raccourcissement 2 se traduit par contre par des chevauchements convergents des massifs liasiques en direction de l'axe du sillon.

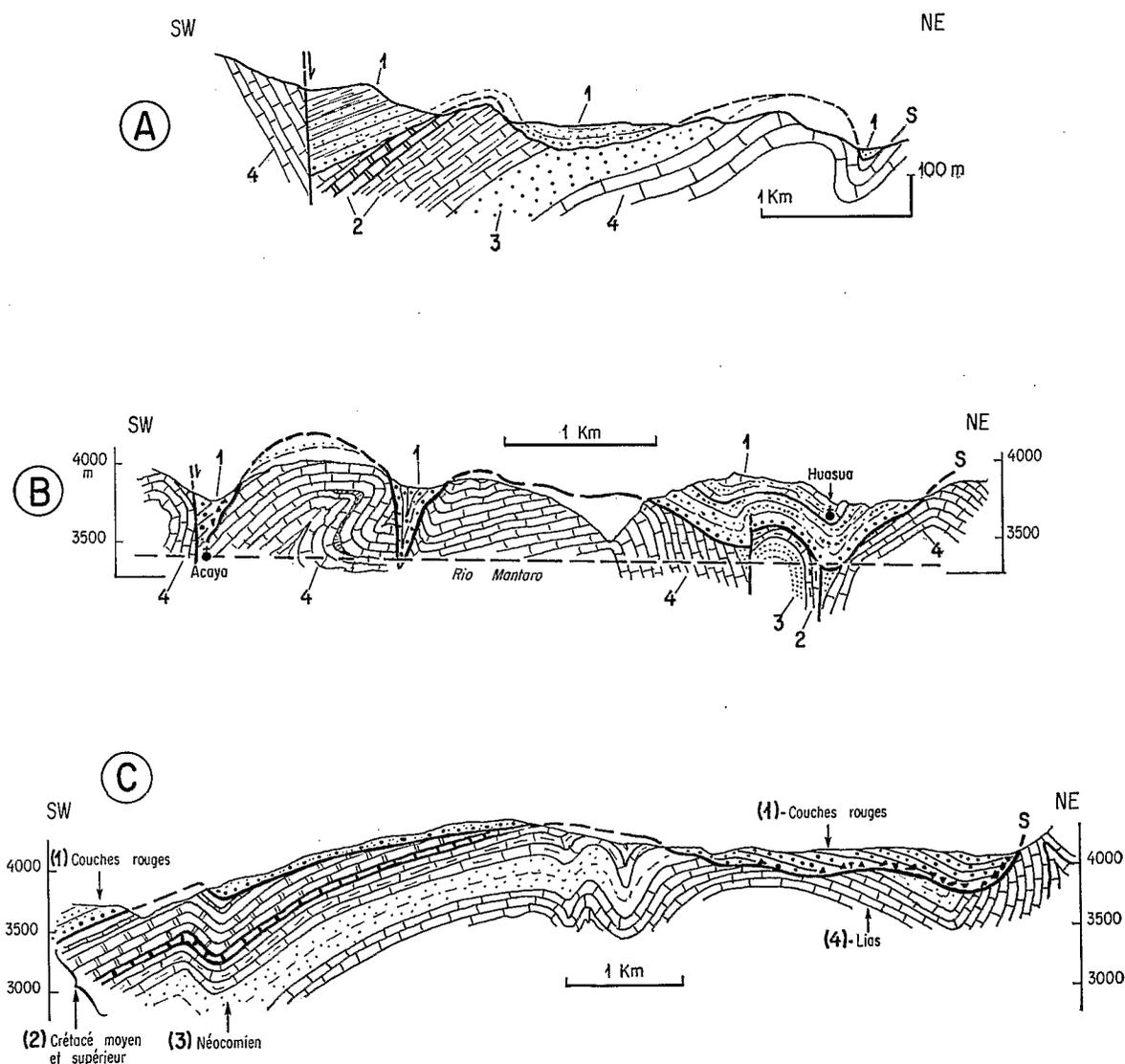


Fig. 89. — Coupes du secteur Llocllapampa-Parco

Ces coupes sont localisées sur la figure 88. Les couches rouges se sont déposées sur une surface d'érosion S, de profil assez irrégulier, qui entaille des formations d'âge liasique à Crétacé supérieur

— CAS OÙ LES STRUCTURES  $F_1$  ET  $F_2$  SONT TRÈS OBLIQUES

Dans la partie nord-est des Hauts Plateaux, les structures  $F_2$  sont toujours proches de nord-ouest-sud-est mais les structures  $F_1$  peuvent, localement, être transverses avec des directions nord-est-sud-ouest à est-ouest: c'est en particulier le cas en quelques points de la feuille de Huancayo (MÉGARD, 1968) dont j'ai tiré l'exemple qu'illustrent les figures 91 et 92. Dans ce secteur de Jarpa, on trouve dans le Lias et le Crétacé anté-couches rouges, des plis de direction 45 à 125 à forts plongements axiaux vers l'ouest. Ces plongements atteignent la verticale et « s'inversent » même dans certains cas, si bien que dans le Lias (couche 2 de la fig. 92 par exemple) les deux plis majeurs sont un faux anticlinal et un faux synclinal à plongements axiaux vers le nord-est. Dans les couches rouges qui sont discordantes angulairement sur le Crétacé ou directement sur le Lias, seuls passent les plis dont la direction est 100 à 125; la plupart s'y amortissent très vite mais quelques-uns s'y transforment en plis à axes horizontaux d'orientation 120 à 150.

Ce dispositif complexe s'interprète en imaginant que les plis  $F_2$  ont plissé un substratum anté-couches rouges affecté par des plis nord-nord-est à nord-est, dont l'un présentait un vaste flanc inverse à pendage sud-est. Certains de ces plis  $F_1$  ont conservé leur direction originelle là où les axes  $F_2$  leur sont perpendiculaires (fig. 91, partie nord-ouest).

Ces plis  $F_1$  d'orientation 45 à 90, restent cependant une exception, même sur la feuille de Huancayo. La chronologie relative de ces plis  $F_1$  transverses et des plis  $F_1$  « normaux » proches de 135 reste mal connue; les plis transverses seraient les plus anciens.

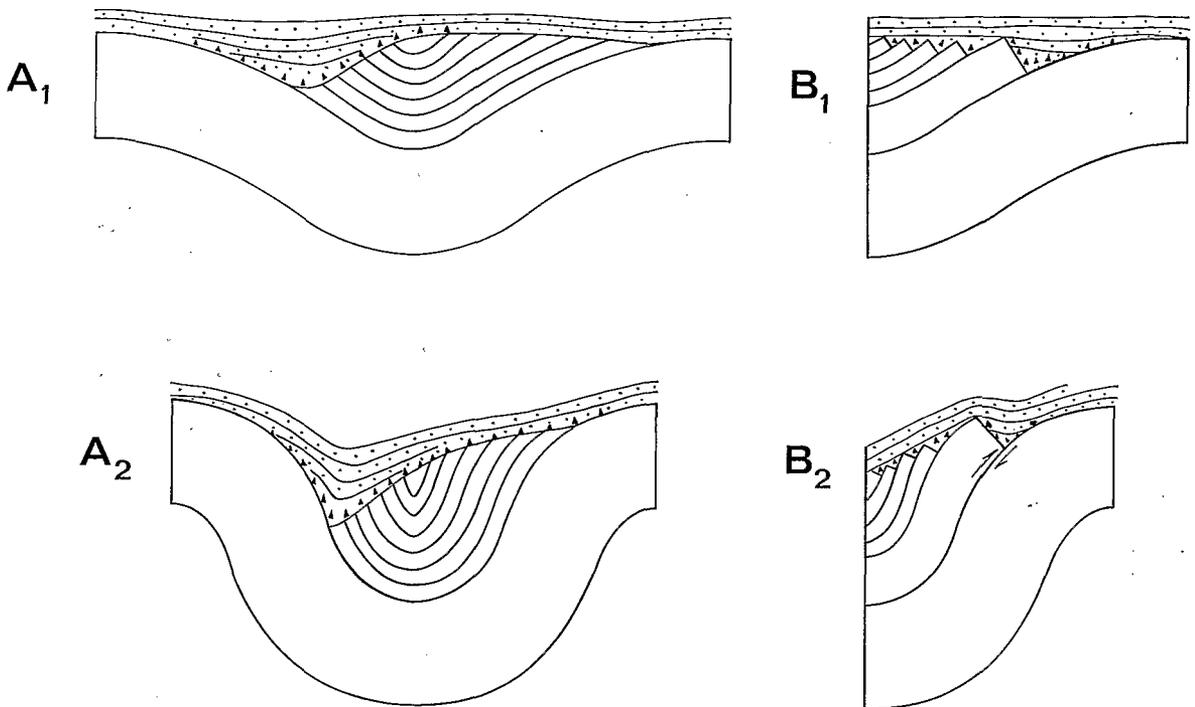


Fig. 90. — Modèle montrant les relations des couches rouges et du substratum mésozoïque avant ( $A_1$  et  $B_1$ ) et après ( $A_2$  et  $B_2$ ) le plissement de l'Eocène terminal

Les couches rouges sont représentées par des points (grès) et des triangles (brèches); le substratum ne porte pas de symboles lithologiques

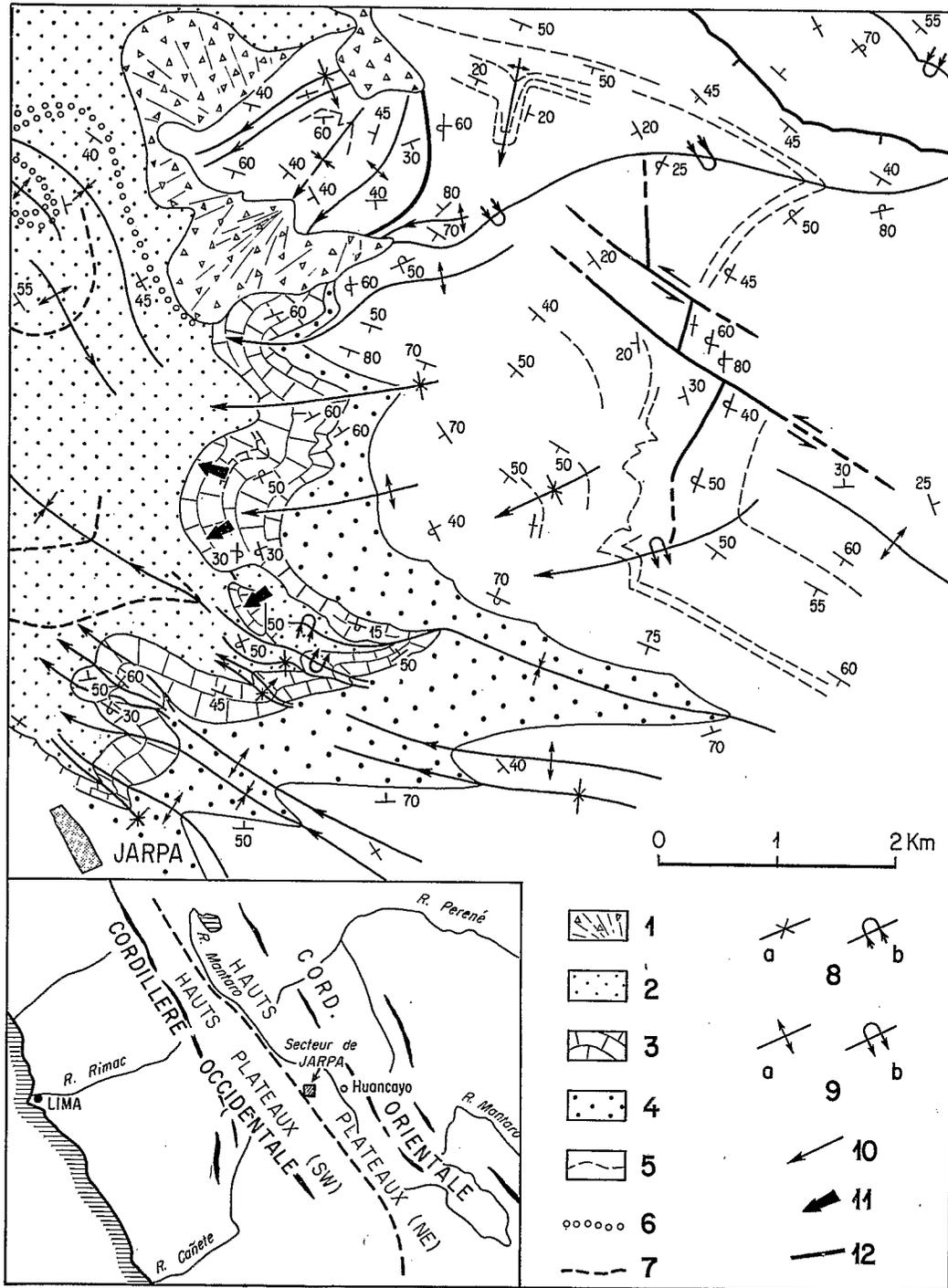


Fig. 91. — Carte montrant les plis superposés de la zone de Jarpa (Huancayo)

1. Eboulis et moraines quaternaires. 2. Couches rouges du Crétacé terminal-Eocène. 3. Calcaires du Crétacé moyen et supérieur. 4. Grès néocomiens. 5. Calcaires liasiques. 6 et 7. Niveaux conglomératiques et gréseux dans les couches rouges. 8. Synclinaux: a, normaux, b, couchés. 9. Anticlinaux: a, normaux, b, couchés. 10. Plongement axial des plis. 11. Collapse structures. 12. Failles

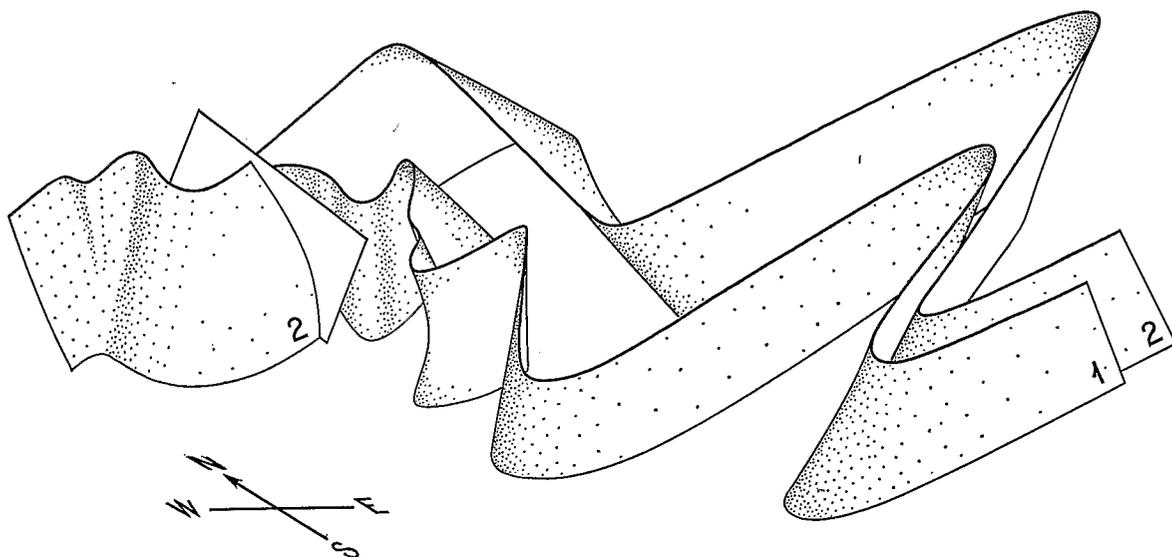


Fig. 92. — Allure d'un niveau du Néocomien (couche 1) et d'un niveau du Lias (couche 2) dans les structures finicrétacées replissées à l'Oligocène inférieur, secteur de Jarpa (feuille de Huancayo)  
N.B. — La carte de ce secteur est donnée dans la figure 91

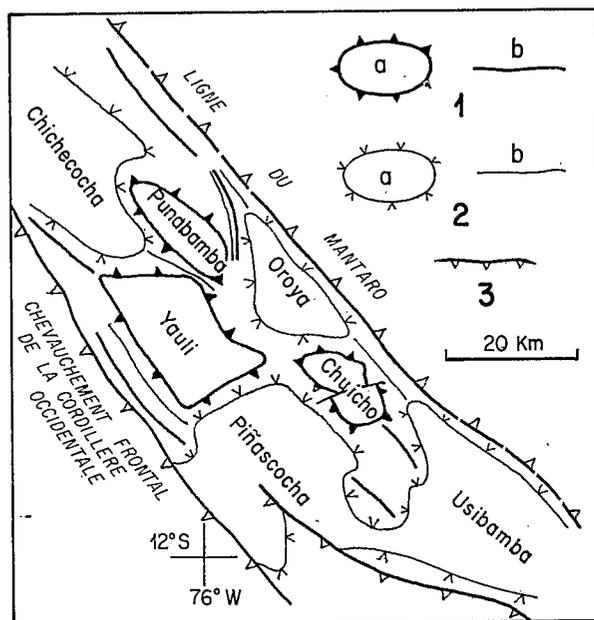


Fig. 93. — Les dômes et cuvettes de la partie SW des Hauts Plateaux

1. Anticlineaux: a. en dôme; b. linéaires.
2. Synclinaux: a. en cuvettes; b. linéaires.
3. Chevauchements.

### 2.2.2. Les structures superposées dans la partie SW des Hauts Plateaux

La disposition des dômes et cuvettes du secteur central (fig. 93) ne paraît pas résulter de la superposition de deux plissements. Peut-être traduit-elle un jeu de blocs en profondeur au niveau du socle précambrien.

Le canevas structural que l'on observe plus au sud, à proximité de la faille de Cochas-Gran Bretaña-Jatunhasi (fig. 94) implique par contre la superposition de plusieurs étapes de plissement. Cette superposition est évidente dans le dôme de Chochoca (fig. 94, partie nord-ouest) où des plis d'axes 160 à 180 remplissent un anticlinal orienté à 75; plus à l'est, dans le secteur situé entre le stock de Quiula et Gran Bretaña, les plis à 80-90 montrent des dépressions et culminations axiales marquées lorsqu'ils rencontrent des plis à 140-180. Mais les nombreux plis orientés à 110 passent en continuité à des plis à 130, 150 ou même 180. En résumé, les directions 75 à 90 définiraient une première étape de plissement et les directions 110 à 180 une deuxième étape, relevant toutes deux de la phase de l'Oligocène inférieur puisqu'on n'observe aucune discordance angulaire entre le Santonien et les couches rouges. Des témoins discordants isolés d'une formation de conglomérats et brèches en partie volcanosédimentaires associés à des couches rouges remaniées montrent enfin l'existence d'une phase compressive très postérieure, mio-pliocène vraisemblablement, surtout marquée près de la faille de Cochas-Gran Bretaña-Jatunhuasi (cf. p. 290-291).

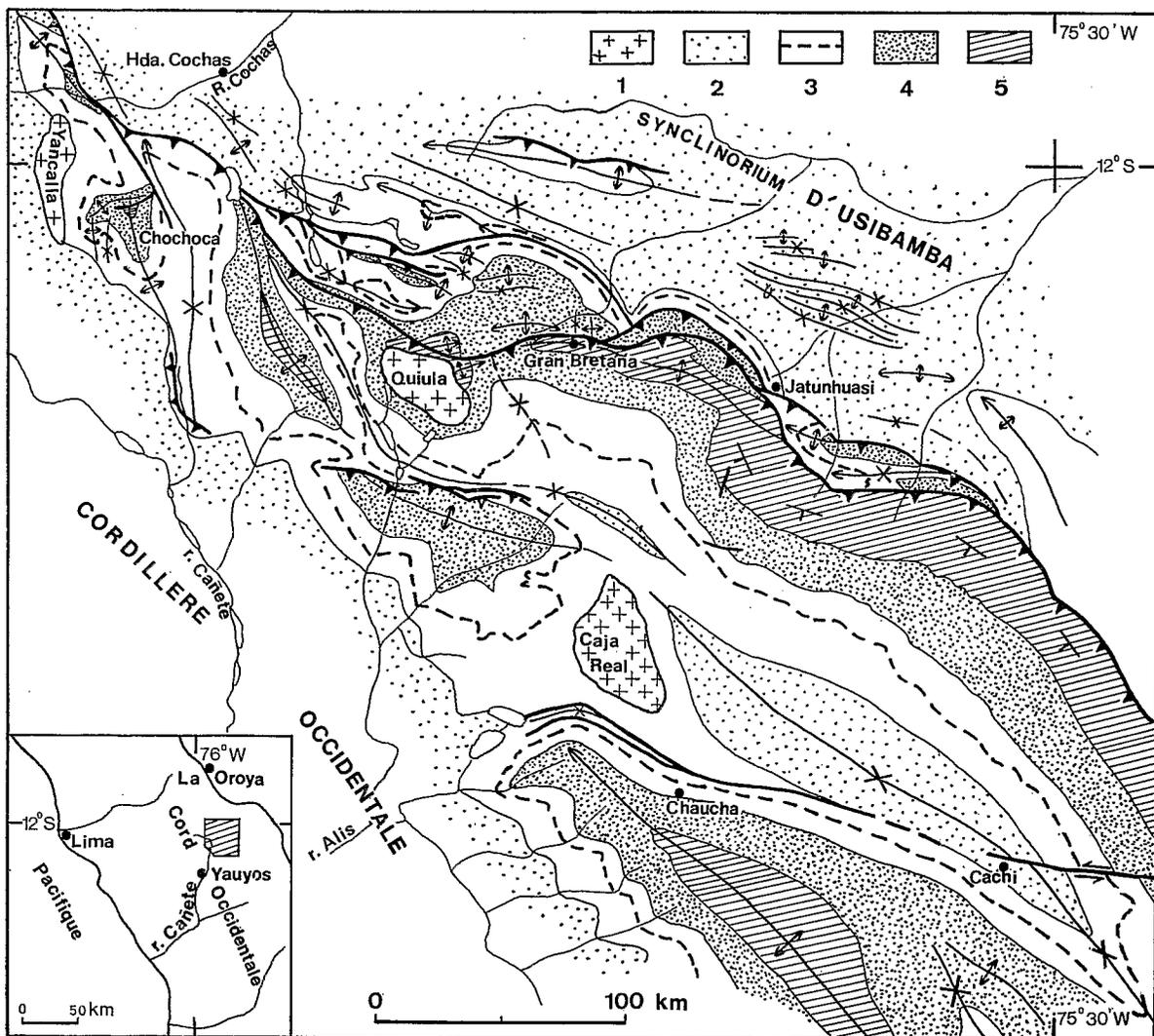


Fig. 94. — Carte de la partie SW des Hauts Plateaux vers 12° S

1. Intrusions d'âge tertiaire supérieur. 2. Couches rouges du Crétacé terminal-Eocène. 3. Série carbonatée du Crétacé moyen et supérieur. 4. Grès néocomiens. 5. Calcaires liasiques

### 3. LA TECTONIQUE CASSANTE SUR LES HAUTS PLATEAUX

Dans ce paragraphe nous examinerons d'une part les failles mineures, de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres de long, souvent liées aux plis, et d'autre part les grands accidents, pour la plupart longitudinaux, que l'on suit sur des dizaines de kilomètres et dont l'histoire et le mécanisme sont souvent complexes.

#### 3.1. LES FAILLES MINEURES

Les failles mineures observées semblent toutes traduire les effets d'un raccourcissement orienté entre est-nord-est-ouest-sud-ouest et nord-est-sud-ouest ou la distension qui lui est associée secondairement. Ce raccourcissement est, soit celui qui a donné naissance aux plis, soit un raccourcissement de même direction qui s'est appliqué plus tardivement à une zone déjà plissée. Dans l'ensemble, ces failles mineures s'orientent par rapport aux plis de la façon indiquée sur le schéma de la figure 95, ainsi qu'on le voit en étudiant les quelques exemples suivants :

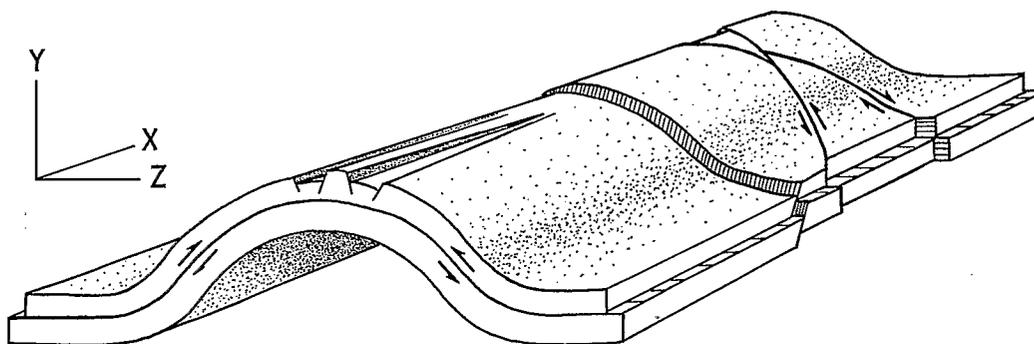


Fig. 95. — Schéma synthétique montrant un anticlinal isopaque et les failles associées

1) Dans la partie sud-ouest de la feuille de Huancayo, les plis cylindriques à 150 sont affectés par des failles normales à 60 inclinées vers le nord-ouest ou le sud-est. Par contre, les quelques failles est-ouest que l'on observe semblent avoir joué en décrochements sénestres;

2) La terminaison périclinale de l'anticlinal de Cushuropampa (fig. 96 b) 14 km à l'est de La Oroya, montre deux types de failles dans les calcaires du Lias supérieur :

- des failles à rejet normal prédominant de l'ordre de quelques mètres à une dizaine de mètres, toute concentrées à proximité de la crête de l'anticlinal et de direction proche de celle de son axe; ces failles sont conjuguées et effondrent la crête anticlinale. On note qu'elles sont particulièrement nettes à la partie supérieure des ensembles calcaires massifs encadrés par des calcaires plus argileux; elles sont évidemment dues à la distension qui s'exerce à ce niveau dans tout pli concentrique;
- des failles à rejet horizontal prédominant compris entre la dizaine et la centaine de mètres, très obliques par rapport à l'axe anticlinale; celles de direction nord 120 montrent des rejets sénestres, celles de direction nord 30 (une seule est nette sur la fig. 96 b) montrent des rejets dextres.

3) Les flancs des plis, aux environs du lac Huacracocho (fig. 96 a) par 76° W. et entre 11° 15' S. et 11° 20' S. sont recoupés par des failles verticales bien visibles sur les photographies aériennes que j'interprète comme des décrochements conjugués à déplacement décamétrique à hectométrique, de direction et sens de déplacement conforme à ceux observés dans l'anticlinal de Cushuropampa.

#### 3.2. LES GRANDES FAILLES

Ce sont des failles longitudinales, subparallèles aux plis sur une grande partie de leur parcours ou qui les recoupent très obliquement; dans le Pérou central, du moins au niveau de la couverture, on ne connaît pas de grands accidents transversaux analogues à la zone faillée est-ouest d'Abancay (cf. MAROCCO, 1971) ou à la faille de Marcapata étudiée par E. AUDEBAUD.

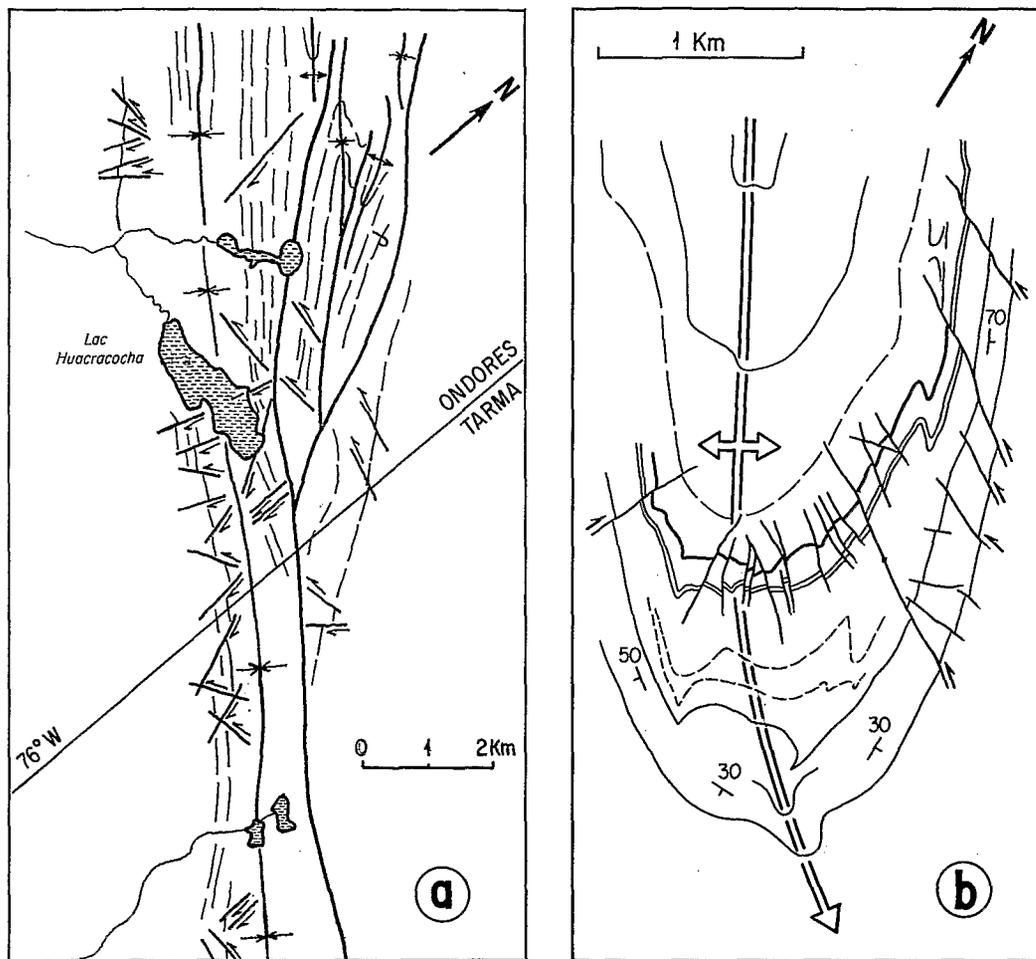


Fig. 96. — Failles mineures sur les Hauts Plateaux, vues en plan

a. Décrochements conjugués associés aux plis près du lac Huacracocha par  $76^{\circ}$  W et  $11^{\circ} 15' S$  à  $11^{\circ} 20' S$ .  
 b. Décrochements conjugués et failles normales dans la terminaison périclinale de l'anticlinal de Cushuropampa (feuille de La Oroya)

Parmi les failles longitudinales, nous distinguerons:

- Des failles inverses qui sont directement liées aux plis andins et ne sont qu'une autre expression du raccourcissement nord-est-sud-ouest;
- Des failles coulissantes correspondant à un raccourcissement de direction différente.

### 3.2.1. Les grandes failles inverses

Les coupes A et C de la figure 82 montrent quelques-unes de ces failles, respectivement au niveau de Culpan et au long de la ligne du Mantaro; nous n'y reviendrons pas. Nous examinerons par contre le cas de la faille de Carmen Chico-Ninacaca, située à l'est de Cerro de Pasco (fig. 97). Au nord de  $10^{\circ} 40' S.$ , cette faille est verticale et joue en décrochement sénestre avec un rejet horizontal de 5 km calculé grâce au déplacement de l'axe du synclinal crétacé d'Atacocha qui, au sud de la faille, devient le synclinal de Paraiso. Au sud de  $10^{\circ} 40' S.$  la faille se ramifie et donne naissance à deux failles inverses de direction subméridienne dont la plus importante, la faille de Ninacaca, se poursuit plus au sud en prenant une direction  $165$ . Ces

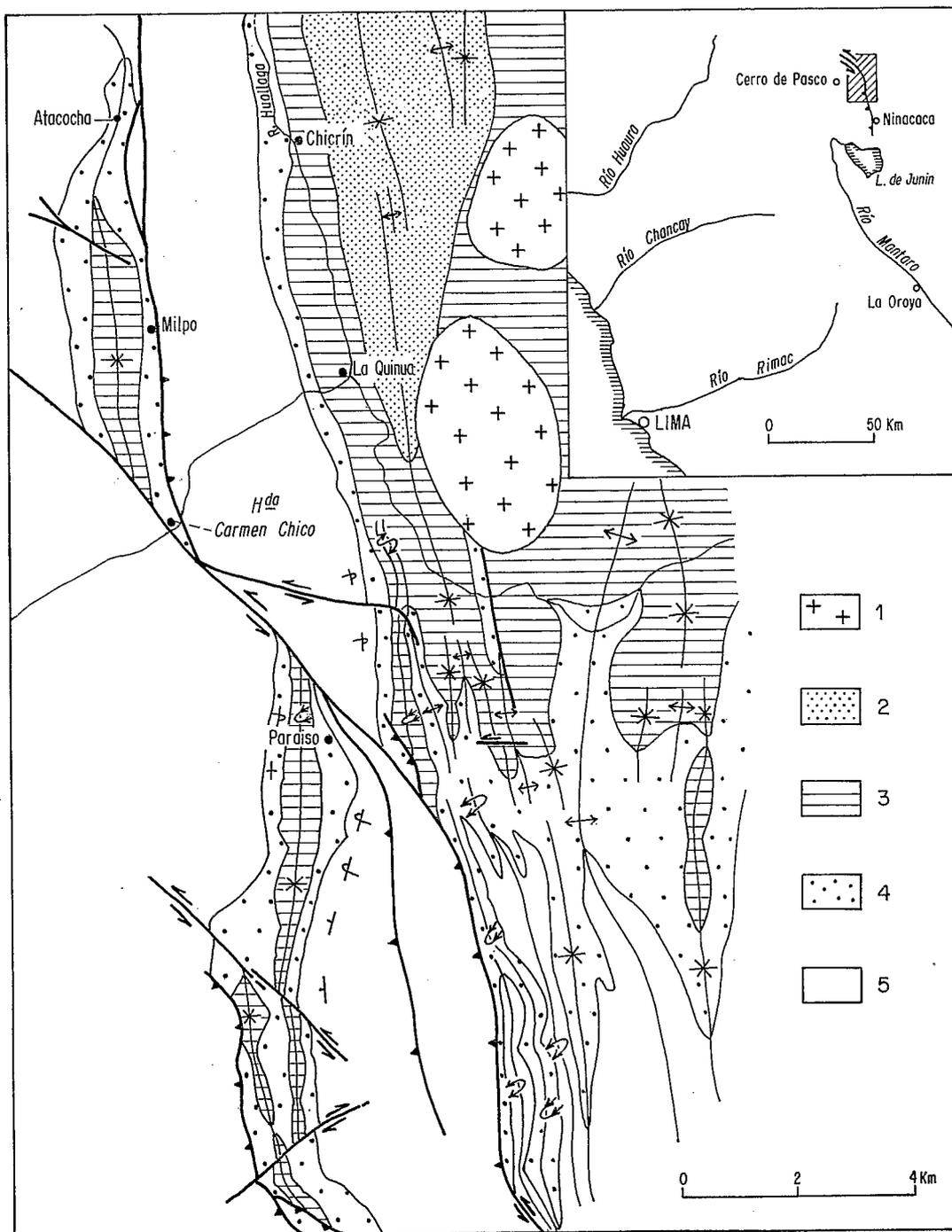


Fig. 97. — Relations entre la tectonique cassante et la tectonique souple au long de la faille de Carmen Chico  
 1. Plugs d'âge tertiaire supérieur. 2. Couches rouges du Crétacé terminal-Eocène. 3. Séries carbonatées du Crétacé moyen et supérieur. 4. Néocomien gréseux. 5. Trias et Lias

deux failles inverses, en gros parallèles aux plis, sont chevauchantes vers l'est et la plus orientale fait reposer le Trias sur les terrains crétacés du synclinorium de La Quinua.

A proximité de la faille, des plis mineurs déversés vers l'est naissent dans le flanc ouest de ce synclinorium.

Le déplacement de 5 km vers le sud-est, que subit le bloc situé au sud du décrochement de Carmen Chico, est donc compensé par le raccourcissement dû: (i) à la faille inverse de Ninacaca et à ses ramifications et (ii) aux replis en surnombre dans le flanc ouest du synclinorium de La Quinua. Le décrochement, les failles inverses et les plis mineurs ne sont que l'expression, sous des formes diverses, d'un champ de contraintes unique.

### 3.2.2. Les décrochements longitudinaux

Nous les étudierons dans deux secteurs: entre la pointe nord du lac de Junin et La Oroya et dans la région située à l'ouest de Huancayo.

#### LE SECTEUR LAC DE JUNIN-CASARACRA (fig. 98)

Ces failles ont une direction proche de 130 et sont subparallèles aux axes des plis entre le lac de Junin et la latitude de Casaracra, elles sont verticales, rectilignes et leur rejet vertical apparent varie d'un point à un autre. Ces caractères sont fréquemment ceux de failles coulissantes, ce que confirment d'autres observations, faites pour la plupart au long de la *faille de San Blas*, longue d'une cinquantaine de kilomètres.

Les deux compartiments séparés par cette faille montrent en effet, dans les calcaires triasico-liasiques, des plis à axes très redressés (fig. 98 B) de dimension plurihectométrique, qui remplissent des plis nord-est-sud-ouest à axes subhorizontaux. Certains d'entre eux ont des flancs dissymétriques longs et courts qui s'accordent avec un sens de déplacement dextre pour la faille de San Blas. Ce sont les seules structures de ce type connues dans le Pérou central. Dans le même secteur (fig. 98 B) le renversement du flanc nord du synclinal de Corma semble lui aussi dû à un effet d'entraînement lié à un déplacement dextre au long de la faille de San Blas. Plus au sud, on note un pli d'entraînement indiquant lui aussi un coulissage dextre au long d'une faille parallèle à celle de San Blas.

La valeur du rejet horizontal peut être estimée au moins à 10 km si l'on admet que les synclinaux à cœurs crétacés de Colmes et de Yuraccacca, très analogues tant par leur largeur que par leur forme en fond de canoë, n'en formaient qu'un avant le coulissage.

A son extrémité sud-est, la faille verticale de San Blas passe à un chevauchement de direction moyenne nord-est déversé vers le sud-est, qui fait reposer du Trias sur deux synclinaux crétacés et sur l'anticlinal à matériel triasico-liasique qui les sépare. Le sens de ce chevauchement est évidemment favorable à un coulissage dextre au long de la faille de San Blas.

Dans la partie sud de la feuille de Tarma par 11° 25' S., les grandes failles du type de celle de San Blas se greffent sur des accidents complexes de direction proche d'est-ouest qui sont chevauchants soit vers le nord, soit vers le sud ou encore sont des décrochements. Très schématiquement, on a l'impression qu'au long de cette ligne d'accidents un bloc septentrional composite, glissant dans le sens dextre au long de failles nord-est à nord-nord-est, est venu emboutir un bloc méridional resté en place.

La chronologie des mouvements est mal connue; on sait seulement que l'essentiel du coulissage dextre au long des failles de type San Blas est postérieur au plissement de l'Oligocène inférieur, puisque les plis nord-ouest-sud-est sont affectés par les plis à axe vertical qui accompagnent le décrochement. En un point des brèches cimentées du Quaternaire ancien sont affectées par l'une de ces failles longitudinales; certaines d'entre elles ont donc pu jouer récemment.

#### SECTEUR À L'OUEST ET AU SUD DE HUANCAYO

Les grandes failles longitudinales sont rares sur les Hauts Plateaux entre 11° 30' S. et 12° 15' S.; elles reprennent de l'importance au sud de Huancayo où on peut suivre quelques grandes failles sur plusieurs dizaines de kilomètres; leur direction est proche de nord-est-sud-ouest jusqu'à 12° 30' S., puis subméridi-

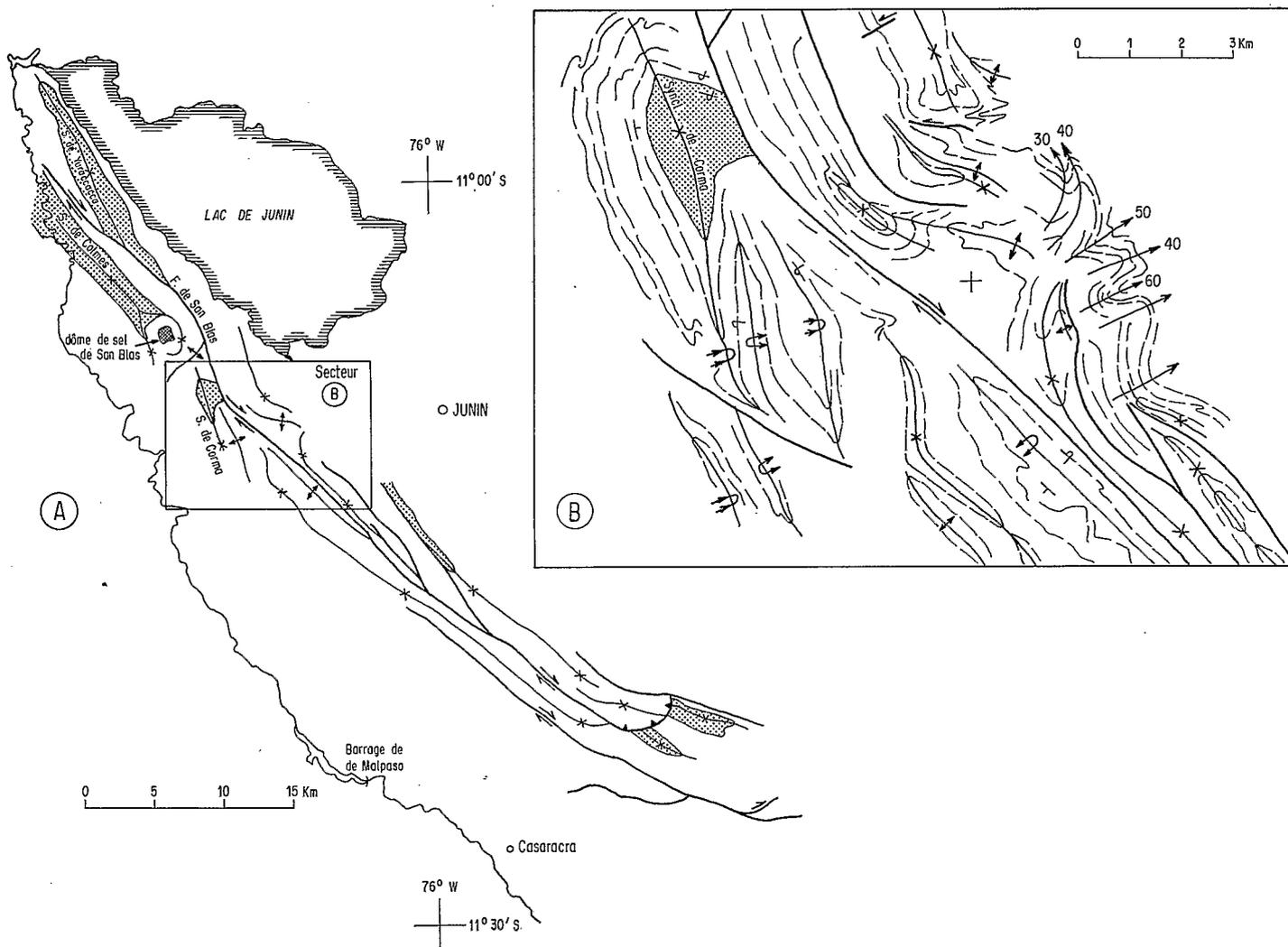


Fig. 98. — Grandes failles et principaux plis entre le lac de Junin et Casaracra  
 A. Carte générale du secteur. B. Carte de détail. Le Crétacé et le Tertiaire sont représentés par un pointillé; les autres terrains plissés appartiennent au Trias et au Lias. La carte de la fig. 96 a se situe au SE du secteur B.

dienne plus au sud. Ces failles apparaissent comme des failles inverses très raides déversées vers le nord-est. Néanmoins, la plus importante d'entre elles semble jouer en décrochement: les rejets verticaux apparents de cette faille qui pend entre 60° et la verticale varient d'un secteur à un autre, si bien qu'elle chevauche le plus souvent vers l'est-nord-est, mais aussi vers l'ouest-sud-ouest comme à Colca, 26 km au sud de Huancayo; quelques kilomètres au nord-ouest de cette localité, la disposition sigmoïde en plan des plis d'un synclinorium crétacé situé en bordure de cette faille permet de l'interpréter comme un décrochement dextre (fig. 99).

Signalons enfin que le grand accident de Cochabamba-Gran Bretaña, qui prend en écharpe l'angle sud-ouest de la feuille de La Oroya, la feuille de Yauyos et la partie ouest de celle de Huancayo (fig. 94) montre aussi des indices de coulissage: vers Jatunhuasi, il se ramifie et enserre entre ses deux branches un bloc fusiforme affecté par des plis à fort plongement axial vers l'ouest dont la dissymétrie en plan (flancs longs et courts), est un argument en faveur d'un coulissage dextre, peut-être contemporain de la formation des plis de direction 075 à 090. Néanmoins le jeu principal apparent de cet accident est un jeu en faille inverse contemporain et postérieur aux plis de direction 110 à 180 (cf. p. 194-197).

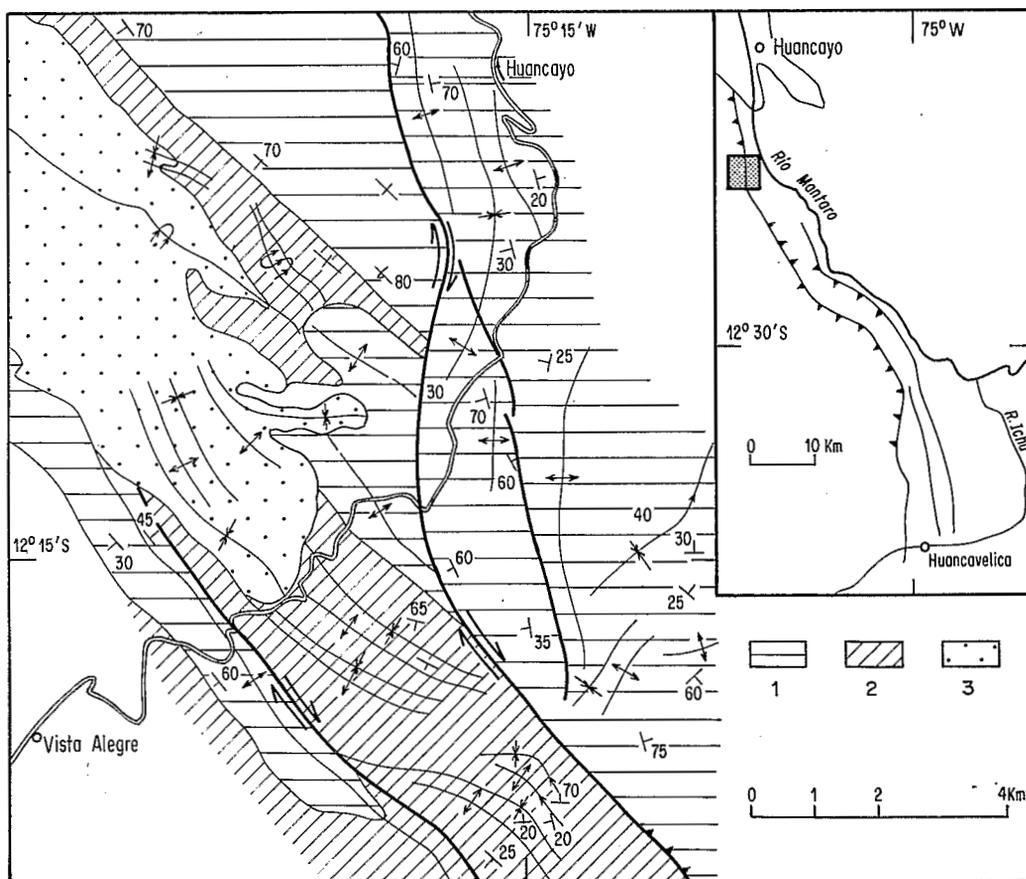


Fig. 99. — *Décrochements dextres au Sud de Huancayo*

1. Calcaires du Trias et du Lias. 2. Séries crétacées, gréseuses à la base, carbonatées au sommet.
3. Couches rouges discordantes du Crétacé terminal-Eocène

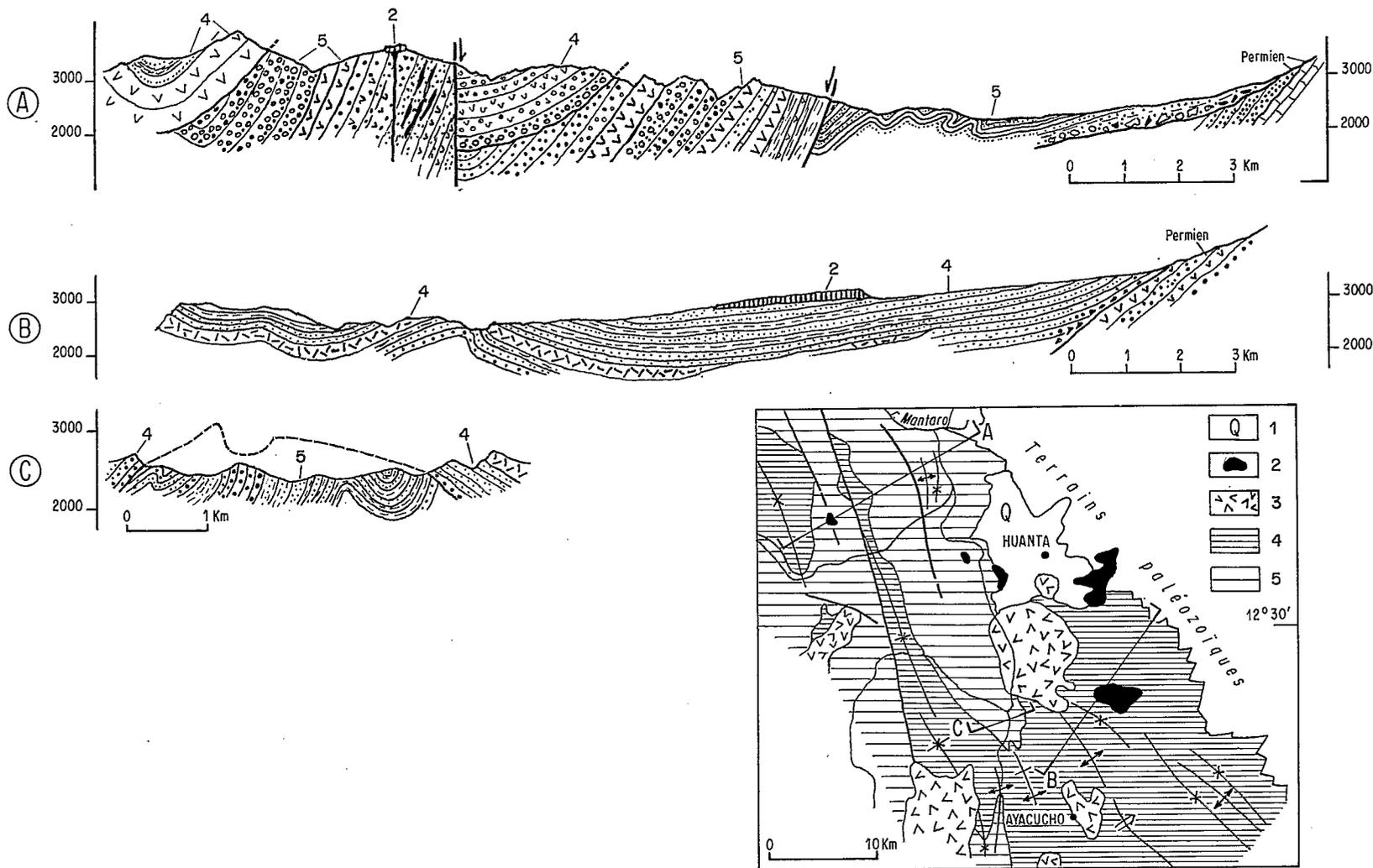


Fig. 100. — Les structures dans les séries volcaniques et volcanosédimentaires du bassin d'Ayacucho

1. Alluvions et colluvions quaternaires. 2. Basaltes quaternaires. 3. Volcanites plio-quaternaires. 4. Rhyolites, ignimbrites et terrains volcanodétritiques de la fm. Ayacucho (Mio-Pliocène?). 5. fm. volcanique (andésites et dacites) et volcanodétritique Huanta (Oligo-Miocène?)

#### 4. LA TECTONIQUE DANS LES VOLCANITES DES HAUTS PLATEAUX

Au nord de 12° 30' S., le volcanisme tertiaire est restreint à la Cordillère Occidentale aussi ne connaît-on la couverture volcanique plissée des Hauts Plateaux qu'à leur bordure sud-ouest. Au sud de 12° 30' S., cette couverture s'avance vers l'est et vers Ayacucho recouvre même le flanc sud-ouest de la Cordillère Orientale; aussi la décrivons-nous surtout dans ce secteur, sur lequel la carte au 1/250 000<sup>e</sup> du département de Huancavelica (SALAZAR, inédit, 1970, Serv. Geol. Min. Perú) donne une vue synthétique.

Dans la région située à l'ouest et au sud-ouest de Huancavelica les plis sont plurikilométriques, avec des flancs peu inclinés qui se redressent à proximité de quelques rares accidents; leurs axes sont proches de l'horizontale et leurs plans axiaux verticaux ou subverticaux; le raccourcissement ne dépasse pas 10% et le substratum mésozoïque et éocène semble avoir encaissé souplement cette déformation. Selon H. SALAZAR (comm. orale) ces plis très simples se seraient formés en deux temps au long des mêmes axes car on note une faible discordance angulaire au sein des séries volcaniques. Les paléoreliefs, constitués de couches rouges et de Mésozoïque et hérités de l'époque d'érosion qui a suivi la phase de l'Oligocène inférieur<sup>1</sup>, jouent parfois un rôle dans la localisation des structures dans les volcanites: ainsi près du lac Chunchu, 60 km à l'est de Huancavelica (HARRISON, 1956; SALAZAR, feuille de Tupe, inédit) un synclinal perché constitué de couches rouges et de calcaires et marnes du Crétacé supérieur forme le cœur d'un anticlinal de volcanites.

J. PAREDES et moi-même avons étudié les affleurements les plus orientaux de cette couverture volcanique et volcanosédimentaire dans le bassin d'Ayacucho. Dans la fm. Huanta oligocène et *p.p.* miocène (?), qui constitue la partie inférieure de cette couverture, les plis sont plurihectométriques à kilométriques dans les couches lacustres basales et plurikilométriques dans les volcanites et conglomérats sus-jacents. Tous ces plis sont cylindriques et à axes subhorizontaux, la plupart sont droits mais quelques-uns sont franchement déversés vers le nord-est; leur direction, une fois de plus, est proche de 135; les couches pendent fréquemment à plus de 40° (fig. 100, coupe A). Les ignimbrites blanches en majeure partie redéposées en milieu aqueux de la fm. Ayacucho constituent les termes supérieurs du remplissage du bassin. Ils sont beaucoup moins intensément déformés: de vastes zones à pendage faible et constant y séparent des bandes plissées où très localement les pendages atteignent la verticale et peuvent s'inverser (fig. 100, coupe B). La discordance de la fm. Ayacucho sur les plis de la fm. Huanta s'observe clairement dans le centre nord de la feuille d'Ayacucho (fig. 100, coupe C).

On distingue donc les effets de deux phases de plissement dans la couverture volcanique oligocène et néogène de la région d'Ayacucho et il semble bien que ces phases existent aussi dans la région de Huancavelica.

A défaut d'arguments chronologiques directs, j'attribue à ces plissements les âges miocène et pliocène des événements du même type datés avec plus de précision en Bolivie et dans le nord du Chili (cf. AUDEBAUD *et al.*, 1973, et cf. p. 158).

#### 5. CONCLUSION

La cartographie géologique des Hauts Plateaux du Pérou central, maintenant complète, ne modifie pas substantiellement l'image partielle qu'en donnait J. V. HARRISON dès 1943. Ils constituent toujours un pays plissé simplement, selon des axes nord-est-sud-ouest et où la déformation se cantonne dans le niveau structural moyen.

La distinction faite par HARRISON entre 11° 30' S. et 12° S. d'un secteur sud-ouest plissé peu intensément et d'un secteur nord-est plissé plus fortement peut être généralisée à l'ensemble des Hauts Plateaux. Cette distinction découle du fait que seul le plissement incaïque (ici sans doute oligocène inférieur) intervient dans le secteur sud-ouest, alors qu'au nord-est il superpose ses effets à ceux du plissement finicrétacé. Dans le secteur nord-est des structures parfois complexes résultent de cette superposition; les couches rouges de l'Eocène ennoient des reliefs finicrétacés si bien que la morphotectonique joue un rôle important lors de la phase de l'Oligocène inférieur.

1. Phase « incaïque », qui ici peut aussi bien être fini-éocène.

De *grandes failles subverticales longitudinales* que l'on peut suivre souvent sur plusieurs dizaines de kilomètres complètent le canevas structural des Hauts Plateaux. Leur étude ne fait que débiter et montre qu'elles ont eu au moins un *jeu latéral dextre* au cours de la phase de l'Oligocène inférieur ou postérieurement. Plus tardivement encore, la plupart de ces failles ont joué en failles inverses avec des déversements sud-ouest ou nord-est.

## **E. LA TECTONIQUE ANDINE DANS LA CORDILLÈRE ORIENTALE**

La couverture andine de la Cordillère Orientale comprend :

— une séquence inférieure, largement exposée au sud de  $11^{\circ} 15' S.$ , qui englobe le Permo-Carbonifère, le Trias, le Lias et, vers  $12^{\circ} 45' S.$  et  $75^{\circ} W.$  le Crétacé jusqu'au Cénomaniens compris; cette séquence a été plissée par la phase du Crétacé terminal;

— une séquence supérieure, discordante sur les plis qui affectent la précédente et formée de couches rouges datées en partie du Crétacé terminal, qui n'affleurent que dans les secteurs d'Andamarca ( $12^{\circ} 20' S.$ ) et Tambo ( $13^{\circ} S.$ ). Cette séquence semble avoir été déformée tardivement, au cours du Mio-Pliocène, et surtout affectée par des failles inverses.

Ce sont les plis de la séquence inférieure qui définissent le vaste anticlinorium andin qu'est la Cordillère Orientale; mais ces plis sont droits en moyenne et le déversement général de la Cordillère Orientale vers le nord-est est essentiellement le fait du jeu tardif, en failles inverses raides, des failles longitudinales.

### **1. APERÇU RÉGIONAL**

La Cordillère Orientale est délimitée au sud-ouest par une ligne conventionnelle qui est la limite nord-est des affleurements mésozoïques des Hauts Plateaux. Sa limite nord-orientale est une zone faillée, mal étudiée, car très peu accessible, mais qui correspond dans l'ensemble à une faille inverse raide.

A l'intérieur de la Cordillère, on peut distinguer des subdivisions structurales qui sont surtout bien définies au sud de  $11^{\circ} 15' S.$

#### **AU SUD DE $11^{\circ} 15' S.$**

Au sud de  $11^{\circ} 15' S.$  et jusqu'à  $12^{\circ} 45' S.$ , la Cordillère Orientale peut être divisée en trois grandes unités structurales allongées dans le sens nord-ouest-sud-est et qui sont, du sud-ouest vers le nord-est, la bande anticlinale de Tarma-Huancayo-Kichuas, large de 8 à 20 km, la bande synclinale de Ricran, large de 5 à 12 km et la bande anticlinale de Comas-Tambo dont la largeur est de l'ordre de 80 km.

Sauf à la latitude de Huancayo, où la couverture andine faite exclusivement de Permien supérieur, de Trias et de Lias est conservée dans un vaste synclinal, la bande anticlinale de Tarma-Huancayo-Kichuas ne contient que des affleurements de Précambrien ou de Paléozoïque inférieur.

Elle est séparée par une zone faillée de la bande synclinale de Ricran, où affleurent surtout du Permien supérieur, du Trias et du Lias, qui dessinent des plis serrés et sont affectés par une tectonique cassante complexe. La bordure nord-est du synclinorium de Ricran est fréquemment faillée.

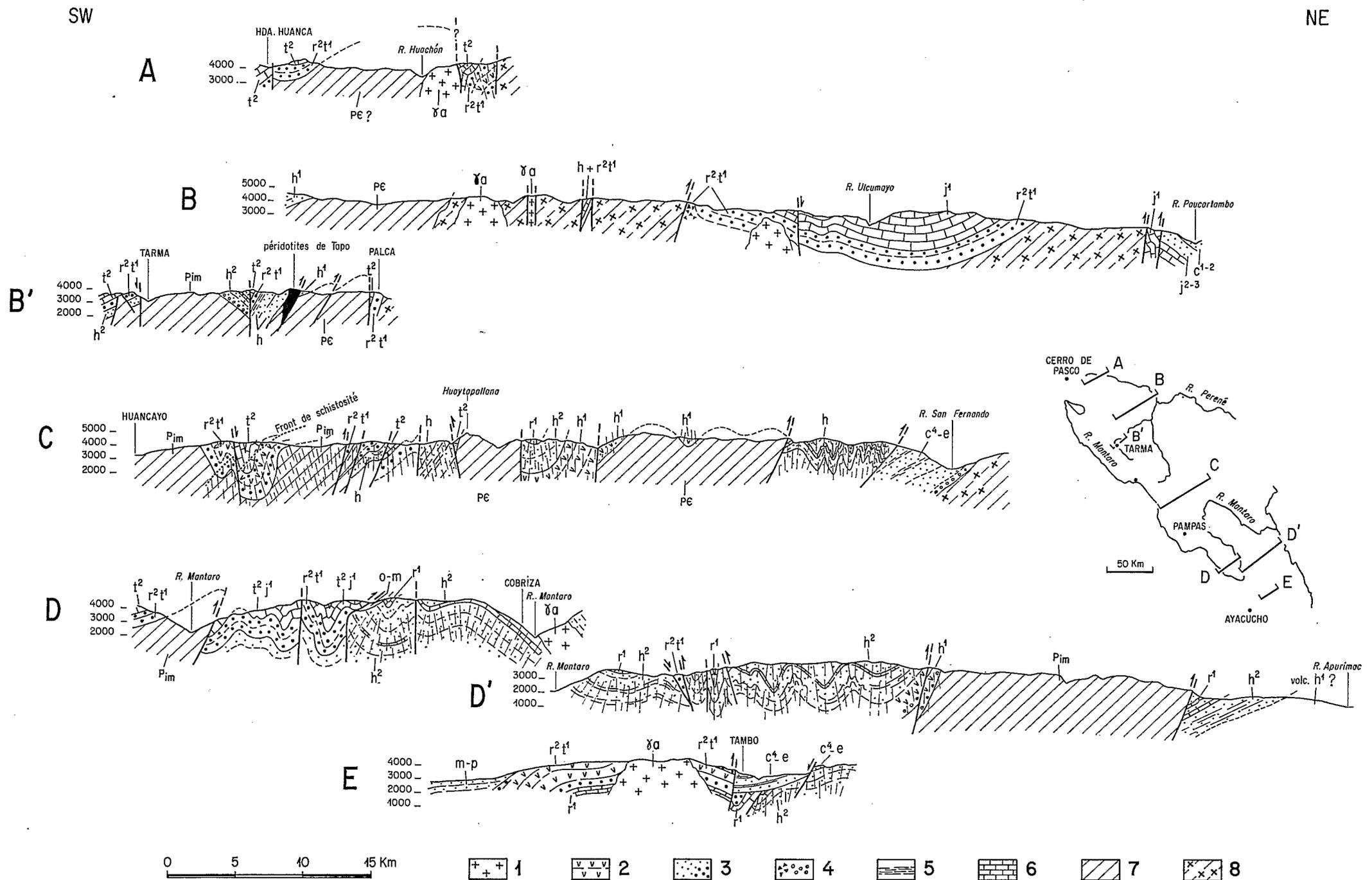


Fig. 101. — Coupes SW-NE des structures andines de la Cordillère orientale du Pérou central

1. Granitoïdes andins. 2. Séries volcaniques et volcano-sédimentaires. 3. Grès. 4. Brèches et conglomérats. 5. Shales. 6. Calcaires. 7. Substratum pré-andin. 8. Granitoïdes du substratum pré-andin

m-p = Mio-Pliocène. o-m = Oligo-miocène. c<sup>4</sup>-e = Crétacé terminal et Eocène. C<sup>1-3</sup> = Crétacé inférieur. J<sup>2-2</sup> = Dogger et Malm. J<sup>1</sup> = Lias. t<sup>2</sup> = Trias supérieur. r<sup>2</sup> t<sup>1</sup> = Permien supérieur et Trias inférieur. r<sup>1</sup> = Permien inférieur. h<sup>2</sup> = Pennsylvanien. h<sup>1</sup> = Mississipien. h = Carbonifère indifférencié. P<sub>im</sub> = Paléozoïque inférieur et moyen. P = Précambrien

Dans la large bande anticlinale de Comas-Tambo, les tectoniques antétriasiques ont découpé des blocs longitudinaux fusiformes et l'épaisseur de la couverture andine varie de quelques centaines à quelques milliers de mètres selon le bloc considéré. Les failles qui délimitent ces blocs ont rejoué à l'andin. Là où la couverture andine est épaisse, elle dessine des plis nord-ouest-sud-est simples et réguliers. La bande anticlinale de Comas-Tambo abrite les cuvettes synclinales d'Andamarca et Tambo dont les couches rouges *p.p.* d'âge Crétacé terminal sont peu déformées et chevauchées par les blocs qui les flanquent à l'ouest.

Au sud de 12° 45' S., l'anticlinal de Kichuas et le synclinal de Ricran disparaissent sous les séries volcanosédimentaires et volcaniques du bassin d'Ayacucho et seule subsiste la bande anticlinale de Tambo limitée vers le sud-ouest par une grande flexure récente qui la sépare du bassin d'Ayacucho.

#### AU NORD DE 11° 15' S.

Seule subsiste la bande anticlinale de Comas; dans sa partie ouest affleurent des intrusifs pour la plupart antécarbonifères et des métamorphites précambriennes et hercyniennes. La couverture andine n'est présente que vers 10° 30' S. dans l'étroit synclinal de Huachon et, plus au sud, dans une écaille de Permien supérieur et de Trias qui vers le nord-ouest se rattache aux Hauts Plateaux et vers le sud-est se termine en coin sous un accident chevauchant. Des failles inverses abaissent la partie nord-est de la Cordillère Orientale si bien que le Permien supérieur, le Trias et le Lias y affleurent largement en plis larges faillés longitudinalement.

## 2. LA TECTONIQUE SOUPLE

Il s'agit presque uniquement de la tectonique anté-couches rouges, c'est-à-dire du plissement du Crétacé terminal; ses grands traits apparaissent dans les coupes de la figure 101. Je rappelle que j'attribue à cette phase les plis du Carbonifère et du Permien, en l'absence de discordance angulaire bien caractérisée (i) du Permien supérieur sur le Carbonifère et le Permien inférieur et (ii) du Mésozoïque sur le Permien supérieur.

Dans le *Permo-Carbonifère*, c'est-à-dire essentiellement dans la couverture de la partie sud-ouest de la bande anticlinale de Comas au sud de 11° 30' S., les plis sont réguliers, cylindriques, avec des axes proches de l'horizontale et des charnières le plus souvent arrondies et plus rarement en chevron. La longueur d'onde de ces plis est de 3 à 5 km et peut atteindre 10 km. Leur direction varie entre 120 et 180, mais est le plus souvent proche de 140. Ils sont droits ou ont des déversements faibles vers le nord-est ou le sud-ouest qui dans l'ensemble se compensent. La lithologie intervient dans le style du plissement; au cœur des grands plis simples dessinés par les paquets de quartzites, des plis mineurs métriques à décamétriques se développent dans les alternances de shales et de petits lits gréseux. De même, les calcaires en petits bancs donnent des plis en accordéon de dimension métrique dans les charnières des grands plis à faible rayon de courbure (fig. 102).

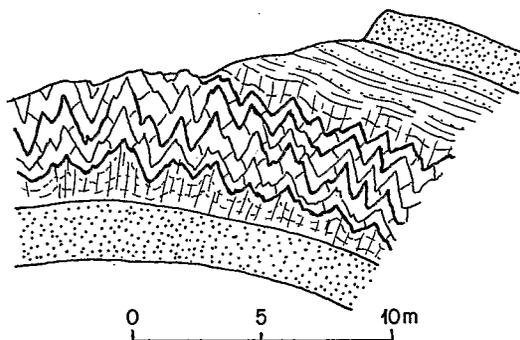


Fig. 102. — Plis disharmoniques dans une bande calcaire intercalée dans les grès et microflyschs pennsylvaniens, 4 km au nord de San José de Secce (feuille de Huanta)

Au cœur de la Cordillère Orientale, la série triasico-liasique n'affleure pratiquement que dans le synclorium de Ricran, où les interférences entre la tectonique souple et la tectonique cassante donnent des structures complexes sur lesquelles nous reviendrons. Les plis y sont plus serrés que dans les bandes anti-

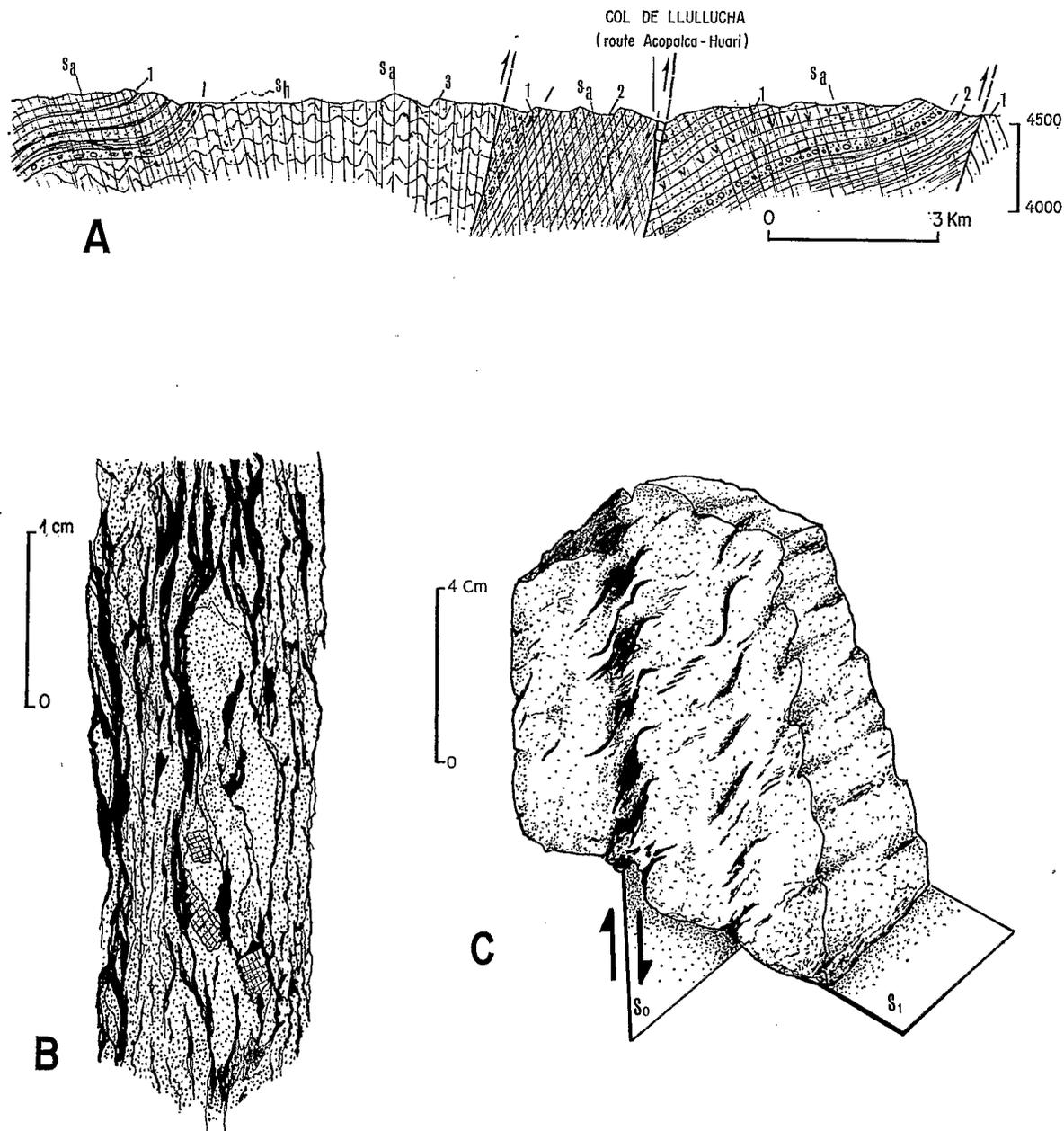


Fig. 103. — Tectonique andine dans la Cordillère orientale au NE de Huancayo

- A. — Coupe du secteur. 1. Molasses rouges à intercalations volcaniques (Permien supérieur-Trias inférieur et moyen). 2. Schistes noirs, grès et lentilles calcaires (Carbonifère). 3. Schistes quartzeux métamorphiques éohercyniens. Sh = schistosité de flux éohercynienne. Sa = schistosité andine (fracture ou flux naissant selon les points)
- B. — Schistosité par dissolution dans les lentilles calcaires du Carbonifère de la partie centrale de la coupe A. Le pointillé représente des amas calcaréo-argileux
- C. — Inter bancs carbonatés à fentes sigmoïdales remplies de calcite dans les strates gréseuses du Carbonifère (partie centrale de la coupe A)

clinales voisines et de nombreux plis parasites hectométriques compliquent souvent leur géométrie (pl. IX, 1). Là encore ce sont des plis cylindriques d'axes proches de l'horizontale.

Dans la partie nord-est de la bande anticlinale de Tarma-Huancayo-Kichuas, dans la bande synclinale de Ricran entre 11° 30' S. et 12° 15' S. et dans la plus grande partie de la bande anticlinale de Comas-Tambo, la déformation d'âge Crétacé terminal s'effectue à proximité du front supérieur de schistosité.

La schistosité n'est pratiquement pas visible dans les bancs de quartzites ou de grès massif, c'est une schistosité de fracture grossière dans les grès à ciment argileux, elle devient plus fine dans les shales où elle passe même à une schistosité de flux naissante. Schistosité et stratification ont habituellement des directions très proches et les linéations d'intersection sont proches de l'horizontale. On note des exceptions à cette règle en particulier une trentaine de kilomètres au nord-est de Comas, sur la route d'Andamarca, il est possible que dans cette zone la phase tardihercynienne ait fortement incliné les strates du Pennsylvanien avant la compression andine (pl. IX, 2).

Dans quelques secteurs, et en particulier dans l'angle nord-est de la feuille de Huancayo (12° S., 75° W.) la déformation est plus poussée et toutes les roches sont affectées par une schistosité de flux (fig. 103 A); dans les pélites, les grès impurs et les conglomérats, il y a néoformation de séricités, et de chlorites de petite dimension dans les plans de schistosité; dans les calcschistes la schistosité correspond à des surfaces de dissolution où se concentrent les impuretés (fig. 103 B). Dans ce même secteur, on observe des fusulines et des galets étirés dans les plans de schistosité perpendiculairement à l'axe des plis. Dans les niveaux les plus schisteux l'aplatissement intervient donc comme le mécanisme de déformation essentiel. Dans les grès et quartzites la flexion accompagnée ou non de cisaillement est prépondérante: certains grès, pourtant atteints par une schistosité de flux, montrent des fentes sigmoïdales remplies de calcite dont l'ouverture, maximale au niveau des interbancs, cadre bien avec le glissement banc sur banc prévu par la théorie du plissement isopaque dans le cas d'une série stratifiée (fig. 103 C).

La tectonique souple post-couches rouges a une faible intensité. Les couches rouges de la région de Tambo dessinent, dans quelques secteurs en bordure des accidents chevauchants qui les limitent au sud-ouest, un synclinal dissymétrique dont le flanc sud-ouest pend à 60° et dont le flanc nord-est est un vaste monoclinale qui pend avec 30° à 40° vers le sud-ouest. A Andamarca les mêmes couches rouges dessinent aussi quelques plis ouverts, mais sont le plus souvent monoclinales sur des kilomètres.

Dans l'ensemble, ces structures dans les couches rouges ne sont pas plus prononcées que celles qui affectent la série volcanique et sédimentaire oligo-miocène (fm. Huanta) du bassin d'Ayacucho (cf. fig. 100), situé à cheval sur les Hauts Plateaux et la Cordillère Orientale et à une dizaine de kilomètres du bassin de Tambo. Il est donc vraisemblable que les couches rouges et le volcanosédimentaire ont été déformés par les seules tectoniques miocène et pliocène.

### 3. LA TECTONIQUE CASSANTE

#### 3.1. LES FAILLES LONGITUDINALES

Le découpage en grands blocs fusiformes dû à de grandes failles longitudinales raides est l'un des traits principaux de la Cordillère Orientale. Elles servent fréquemment de limites aux unités majeures: ainsi une zone faillée que l'on suit sur plus de 200 km sépare la bande anticlinale de Tarma-Huancayo-Kichuas de la bande synclinale de Ricran.

La plupart de ces failles longitudinales sont des failles inverses raides à regard nord-est, si bien qu'au long d'une coupe comme celle du rio Tarma (coupe B, fig. 101) la Cordillère Orientale apparaît comme un empilement d'écaillés raides déversées vers le nord-est. L'âge du jeu inverse de ces failles est vraisemblablement mio-pliocène comme tendent à le montrer les observations suivantes:

— Il existe une grande similitude dans la direction, le sens de déversement et le style des failles longitudinales de la Cordillère Orientale, et en particulier celles de sa retombée nord-est, et ceux des failles pliocènes de la zone subandine.

— Entre 12° 25' S. et 12° 45' S. des répliques de la faille inverse qui borde au sud-ouest le synclinorium de Ricran affectent les conglomérats de la partie moyenne des fm. oligo-miocènes lacustres du bassin de Huanta (fig. 104).

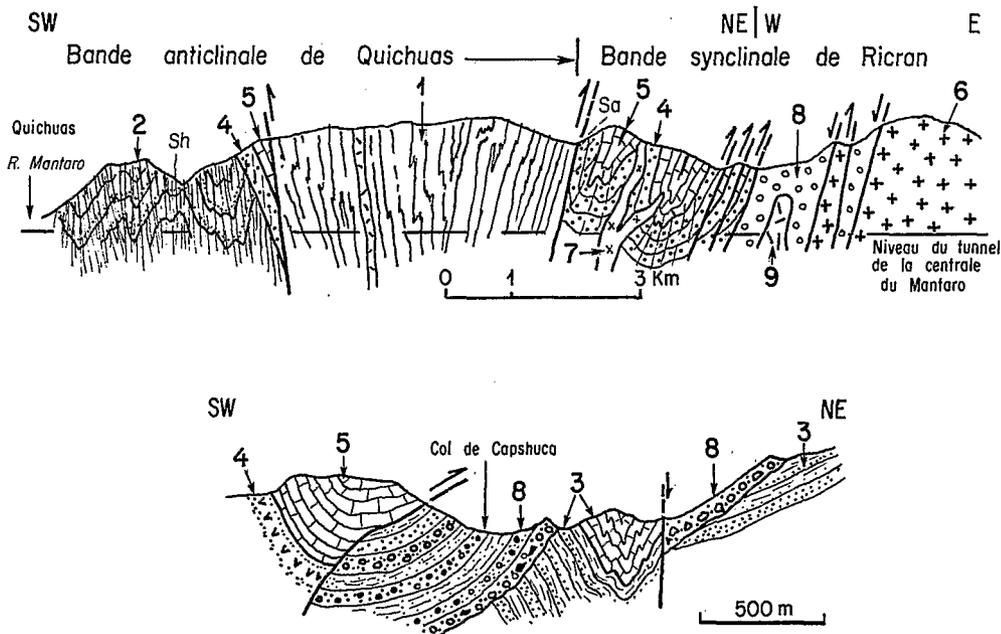


Fig. 104. — Coupes à travers la première boucle du rio Mantaro montrant les conglomérats oligo-miocènes affectés par les failles inverses des phases miocène et/ou pliocène

1. Massif précambrien de Jabonillos. 2. Flyschs éohercyniens. 3. Carbonifère et Permien inférieur. 4. Permien supérieur et Trias inférieur et moyen (Mitu). 5. Trias et Lias du synclinorium de Ricran. 6. Granite andin de Villa Azul. 7. Diorites de Jabonillos. 8. Conglomérats « Huanta » oligo-miocènes. Sh = schistosité éohercynienne. Sa = schistosité andine

— On montre dans la partie nord-est de la feuille de Huancayo que ces failles inverses décalent verticalement le front de schistosité d'âge fini-crétacé et sont donc plus récentes.

— On montre de même que ces jeux inverses sont postérieurs au dépôt des couches rouges *p.p.* d'âge Crétacé terminal des bassins d'Andamarca et Tambo.

Si l'on admet que la tectogenèse de l'Eocène terminal ou de l'Oligocène inférieur s'est peu fait sentir dans la Cordillère orientale (cf. *supra*), on en arrive à la conclusion que les *mouvements inverses* au long des grandes failles de la Cordillère orientale *sont miocènes et/ou pliocènes*.

La règle du déversement vers le nord-est des grandes failles longitudinales souffre des exceptions notables; c'est le cas en particulier des horsts de matériel précambrien qui sont chevauchants vers l'extérieur à leurs deux bordures; ainsi les massifs du Huaytapallana et de Jabonillos, par exemple, chevauchent faiblement vers le sud-ouest les unités qui les bordent au sud-ouest. On observe aussi des déversements vers le sud-ouest au long de nombreuses failles longitudinales de moindre importance (fig. 105 et fig. 107).

Par ailleurs, il apparaît que les mouvements au long de ces failles sont complexes et qu'à leurs rejets verticaux évidents inverses et plus rarement normaux, s'ajoutent des rejets horizontaux d'âge variable selon les secteurs. Ainsi, par exemple, la disposition sigmoïde en plan des plis et des failles secondaires dans le synclinorium de Ricran entre  $11^{\circ} 40' S.$  et  $12^{\circ} S.$  suggère un déplacement dextre au long des grandes failles qui le limitent; ce déplacement pourrait être contemporain des plis et de coulissages dextres dans certains cas, sénestres dans d'autres, au long des failles secondaires (fig. 106).

Des décrochements longitudinaux interviennent aussi dans des dispositifs compliqués comme ceux que l'on peut observer dans le synclinorium de Ricran au niveau de Maco ( $11^{\circ} 30' S., 75^{\circ} 33' W.$ ): des blocs de Trias fusiformes (1, 2, 3 et 4 sur la fig. 107) sont pris en sandwich entre des blocs à matériel carbonifère dont ils sont séparés, à l'est par une faille à rejet apparent inverse, à l'ouest par une faille à rejet apparent normal; la présence de stries horizontales, en particulier autour des blocs 1 qui sont littéralement emballés dans du Carbonifère broyé, permet d'interpréter ces failles comme des décrochements basculés vers l'ouest sans doute au Mio-Pliocène.

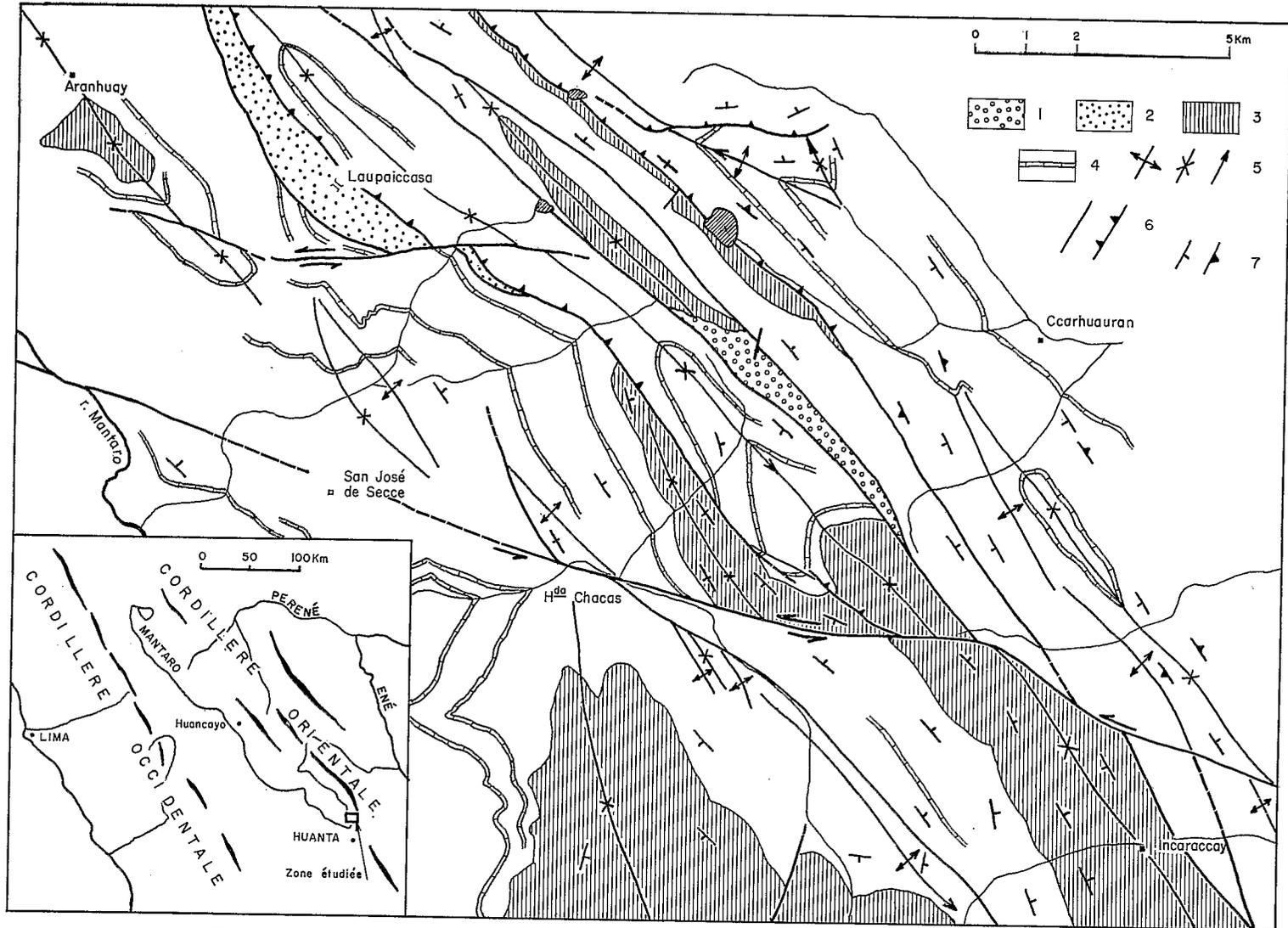


Fig. 105. — Structures d'âge crétacé terminal et mio-pliocène dans la Cordillère Orientale au Nord de Huanta

1. Couches rouges d'âge crétacé terminal-éocène. 2. Couches rouges et volcanites du Permien supérieur - Trias inférieur et moyen. 3. Calcaires du Permien inférieur. 4. Schistes, grès et calcaires du Pennsylvanien. 5. Axes anticlinaux et synclinaux et direction de leur plongement. 6. Failles normales et décrochements, failles inverses. 7. Pendages de la stratification et de la schistosité

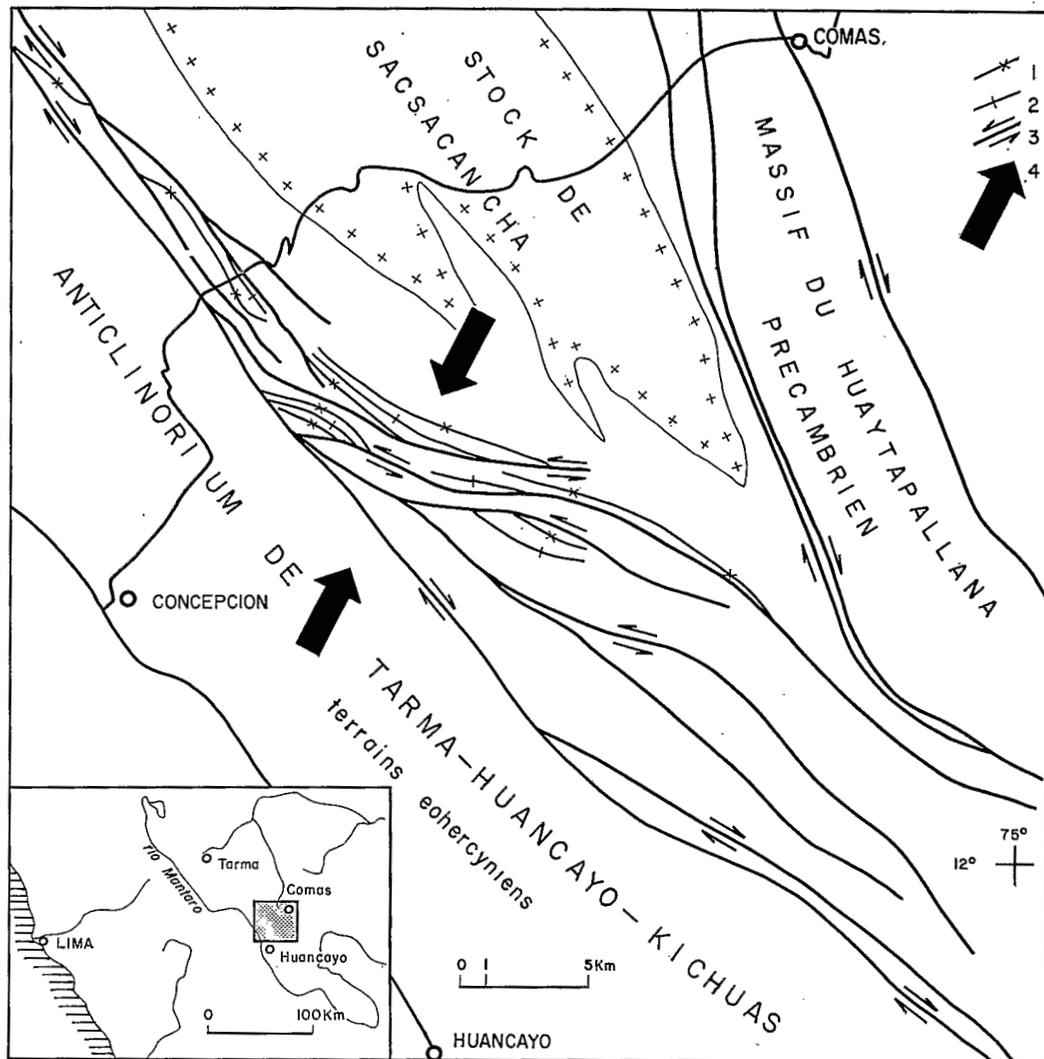


Fig. 106. — Failles et plis andins du synclinorium de Ricran au niveau de Concepcion (feuille de Jauja) d'après J. PAREDES (1972)

1. Synclinaux. 2. Anticlinaux. 3. Décrochements. 4. Direction de raccourcissement  
N.B. — Le synclinorium de Ricran occupe la diagonale NW-SE de la figure

### 3.2. LES DÉCROCHEMENTS CONJUGUÉS DE DIRECTIONS PROCHES DE NORD-SUD ET D'EST-OUEST

Les failles raides de direction nord-sud à nord 30 est se comportent en décrochements dextres dont le rejet horizontal atteint un kilomètre sur la feuille de Pampas (GUIZADO et LANDA, 1965) où ils décalent la faille bordière sud-ouest du synclinorium de Ricran; ce coulisage dextre serait donc mio-pliocène ou même plus récent.

Les décrochements sénestres est-ouest de la feuille de Huanta (fig. 105) pourraient être conjugués avec les précédents; il s'agit là encore de décrochements qui ont joué récemment puisqu'ils décalent les structures du Crétacé terminal et même les failles qui délimitent un petit graben à remplissage tertiaire.

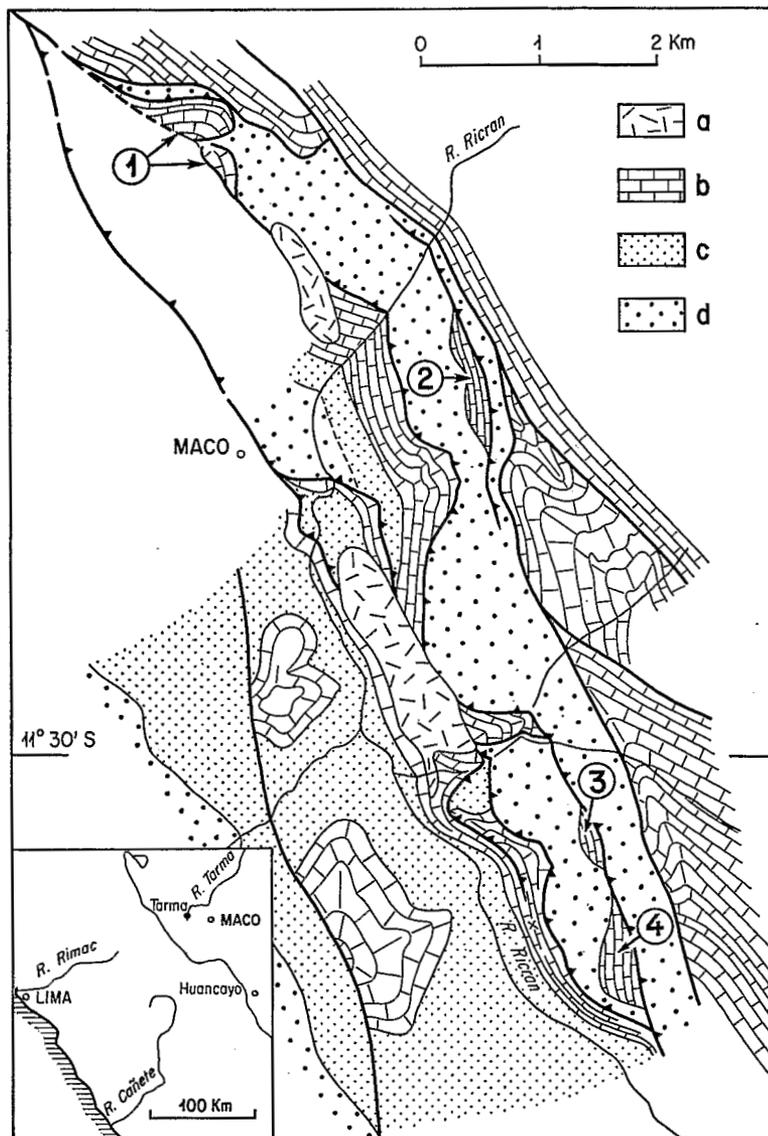


Fig. 107. — Carte de détail du synclinorium de Ricran dans le secteur de Maco  
 a. Microdiorites ophitiques. b. Calcaires triasico-liasiques. c. Molasses rouges du Permien supérieur et du Trias inférieur et moyen. d. Grès et shales sombres carbonifères. La plupart des failles, à rejet apparent normal ou inverse, ont également joué en décrochements

#### 4. LA RÉACTION DU SUBSTRATUM ANTÉ-CARBONIFÈRE À LA TECTOGENÈSE ANDINE

Cette question n'a pas fait l'objet de recherches systématiques.

Les grès et shales éohercyniens et les séricitoschistes précambriens se sont déformés seulement dans les structures andines à grand rayon de courbure de l'anticlinorium de Tarma-Huancayo-Kichuas; dans la zone à schistosité de flux andine de la partie nord-est de la feuille de Huancayo, la schistosité de flux

éohercynienne du matériel paléozoïque inférieur est affectée par des plis centimétriques en chevron accompagnés d'une schistosité qui se traduit par une réorientation partielle des minéraux phyliteux dans les axes des plis et par du strain-slip dans leurs flancs; cette schistosité tardive a une direction 135 et un pendage sud-ouest 80 analogues à ceux de la schistosité andine des terrains carbonifères et permien sus-jacents de la figure 103 A.

Les massifs précambriens constitués de gneiss et de micaschistes ne montrent pas de traces évidentes de la déformation andine qui vraisemblablement est cassante, mais leur bordure est souvent mylonitisée au long des grandes failles qui ont joué à l'andin.

Les granites du substratum sont parcourus par des réseaux de failles qui n'ont pas été étudiés systématiquement. Les accidents longitudinaux s'y traduisent souvent par des couloirs mylonitisés nord-ouest-sud-est à nord-nord-ouest-sud-sud-est qui, souvent, mettent en contact des roches de types pétrographiques différents comme à Santa Isabel (cf. fig. 34).

## 5. CONCLUSION

Deux phases de déformation principales ont donc affecté la Cordillère Orientale à l'Andin.

*La première, fini-crétacée, donne la plupart des plis et s'accompagne de la montée d'un front de schistosité qui atteint le Lias: c'est là un résultat entièrement nouveau qui s'appuie: (i) sur la concordance générale des terrains carbonifères à crétacés (Coniacien compris) et (ii) sur le fait que les plis à schistosité qui affectent ces terrains sont recouverts en discordance par des couches rouges datées p.p. du Crétacé terminal. Au cours de ce plissement crétacé terminal, les grandes failles longitudinales semblent jouer en décrochements dextres.*

*La seconde, mio-pliocène, donne quelques plis mais surtout réactive les failles longitudinales qui jouent en failles inverses raides pour la plupart déversées vers le nord-est. L'état de déformation très comparable du Tertiaire volcanique et des couches rouges, vers 13° S., suggère que la tectonique de l'Eocène terminal (ou de l'Oligocène inférieur) a été faible ou nulle dans cette région et peut-être dans toute la Cordillère Orientale du Pérou central.*

## F. LA TECTONIQUE ANDINE DANS LA ZONE SUBANDINE

La zone subandine reste l'une des régions du Pérou dont la géologie est la plus méconnue; une jungle épaisse la recouvre et les affleurements sont rares et très difficiles d'accès.

Du fait de son potentiel pétrolier, elle a été explorée partiellement par des compagnies pétrolières, mais leurs recherches n'ont donné lieu qu'à des articles soit trop locaux, soit au contraire trop généraux. Le travail de E. KOCH « Die Tektonik im Subandin des Mittel-Ucayali-Gebietes, Ostperu » (1962) constitue une remarquable exception en réunissant la monographie régionale et la synthèse; aussi je me référerai souvent à ses données, quoiqu'il traite d'une région située au nord de 10° S.

*La zone subandine s'est plissée en une seule fois au cours du Pliocène (cf. p. 158); son canevas tectonique, fort simple, comprend des plis cylindriques isopaques et des failles raides pour la plupart inverses et déversées vers l'est (fig. 108). Ces structures persistent longitudinalement sur des dizaines ou même plus de cent kilomètres avec des directions nord-ouest-sud-est à nord-nord-ouest-sud-sud-est; par 12° S., au long de la déflexion d'Abancay (cf. HAM et HERRERA, 1963, et MAROCCO, 1972) elles adoptent une orientation est-ouest.*

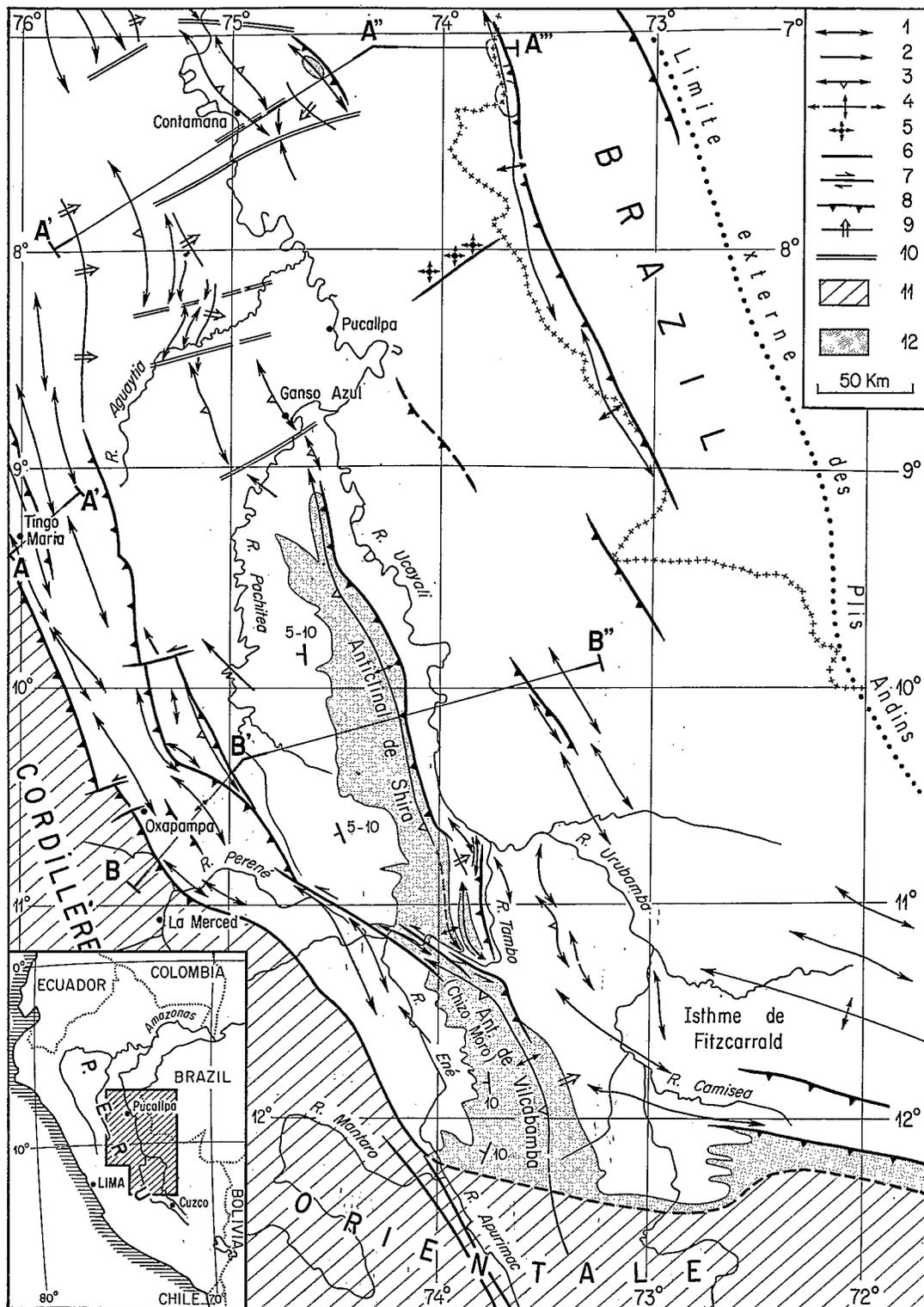


Fig. 108. — Carte structurale de la zone subandine du Pérou entre 7° S et 12° 30' S (tectonique pliocène)

1. Anticlinaux mineurs droits.
2. Direction du plongement axial.
3. Anticlinaux mineurs dissymétriques, le triangle indique le pendage du plan axial.
4. Anticlinaux majeurs.
5. Dômes liés à des intrusions peralcalines.
6. Failles normales.
7. Décrochements.
8. Failles inverses.
9. Flexures.
10. Dépressions axiales transverses.
11. Cordillère orientale.
12. Terrains paléozoïques

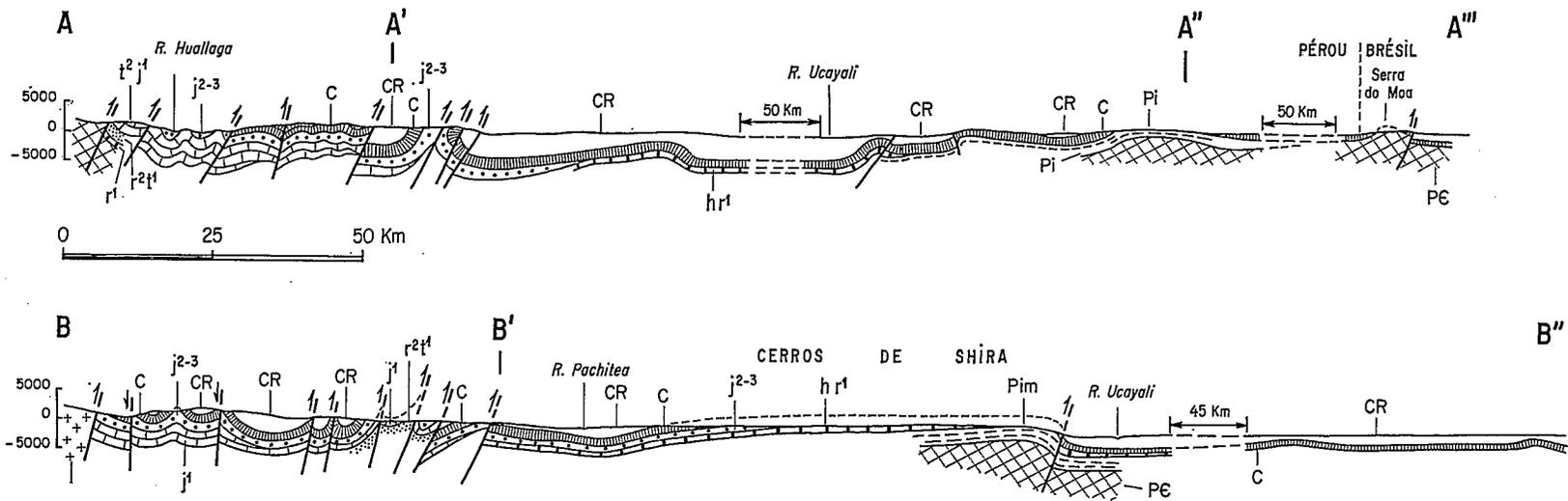


Fig. 109. — Coupes à travers la zone subandine dans le Pérou central, Coupe A d'après E. KOCH (1962)

CR = couches rouges du Crétacé terminal et du Tertiaire. c = Crétacé (calcaire au sommet, gréseux à la base).  $j^{2-3}$  = Dogger et Malm (gréseux).  $j^1$  = Lias calcaire.  $t^2 j^1$  = Trias et Lias calcaires.  $h r^1$  = Permo-Carbonifère essentiellement calcaire.  $\gamma$  = granite tardihercynien de La Merced. Pim = Paléozoïque inférieur et moyen. PE = Précambrien

Nous allons maintenant étudier succinctement les structures de la partie centrale de la zone subandine entre 9° S. et 12° S., où l'on observe une nette division longitudinale en trois sous-zones sud-ouest, centrale et nord-est entre lesquelles l'intensité de la déformation décroît par paliers.

### 1. LA PARTIE SW DE LA ZONE SUBANDINE (9° S-12° S)

Elle est large d'une quarantaine à une soixantaine de kilomètres, limitée au sud-ouest par la Cordillère Orientale et au nord-est par une faille raide chevauchante vers l'est-nord-est (HAM et HERRERA, 1963); entre 11° S. et 12° S., cette faille inverse frontale semble disparaître; au nord de 9° S, elle passe à une flexure fortement déversée vers l'est-nord-est (KOCH, 1962).

Les structures de la partie sud-ouest de la zone subandine sont des plis nord-nord-ouest-sud-sud-est à nord-ouest-sud-est, ouverts, larges de 1 à 10 kilomètres, cylindriques, toujours isopaques, avec des axes proches de l'horizontale. On n'y connaît pas de schistosité. Dans l'ensemble, ces plis sont déversés vers l'est. Les terrains les plus anciens qui affleurent dans les anticlinaux dateraient du Paléozoïque inférieur au dire des géologues pétroliers, cependant que le cœur des synclinaux est occupé par les couches rouges du Tertiaire. Les évaporites, en particulier celles d'âge jurassique, ont tendance à migrer vers l'axe de certains anticlinaux; cette migration expliquerait selon V. BENAVIDES (1968) les 1 720 m de sel et d'anhydrite forés à OX-7-1, 40 km au nord-est d'Oxapampa.

Les anticlinaux sont souvent remplacés par des failles inverses très raides pour la plupart déversées vers l'est; à leur voisinage les pendages se redressent et peuvent dépasser 70°. D'après C. K. HAM et L. J. HERRERA (1963) leur rejet vertical dépasse en général 1 000 m et celui de la faille frontale de même type qui limite cette sous-zone sud-ouest vers l'est varie entre 1 300 et 5 000 m selon les points.

Des structures analogues se trouvent bien exposées au long de la route Tingo Maria-Pucalpa, dans le site classique du Boqueron del padre Abad, comme l'illustre la coupe A de la figure 109 tirée du travail de E. KOCH (1962); sur cette coupe le diapirisme est absent mais plus au nord, il joue à nouveau un grand rôle jusqu'à la vallée du Marañon (5° S.) comme le montrent l'article de V. BENAVIDES (*op. cit.*, et diverses cartes dont la carte métallogénique du Pérou au millionième de DE LAS CASAS et PONZONI, 1969).

La façon dont le raccourcissement observé en surface se traduit dans le substratum préandien est inconnue. On peut admettre que le substratum dévonien et ordovicien se déforme souplement car nous sommes ici dans la région où les structures éohercyniennes s'amortissent. Au niveau du Précambrien rigide, une solution plausible consiste à imaginer un fort écaillage du socle; cette solution est adoptée par C. MARTINEZ pour le Subandin de Bolivie (*in AUDEBAUD et al.*, 1973).

### 2. LA PARTIE CENTRALE DE LA ZONE SUBANDINE (9° S-12° S)

Elle correspond aux deux vastes anticlinaux nord-nord-ouest-sud-sud-est de Shira et Vilcabamba et à la zone synclinale très plate du Pachitea qui flanque ce dernier à l'ouest (cf. coupe B, fig. 109). L'ensemble Shira-Vilcabamba est large de 30 à 80 km et s'étend longitudinalement sur plus de 350 km; au sud d'une limite conventionnelle située vers 12° 20' S. dans une région inexplorée, il se fond dans la Cordillère Orientale. Topographiquement, ces deux anticlinaux se traduisent par des reliefs marqués en pente douce vers l'ouest et abrupte vers l'est.

Les anticlinaux de Shira et Vilcabamba et le synclinal du Pachitea sont des plis de fond à très grands rayons de courbure. Les anticlinaux sont fortement dissymétriques. Leurs flancs ouest-sud-ouest pendant avec 5 à 15° où sont même presque horizontaux; Shira se termine vers le sud-sud-ouest par le vaste plateau pratiquement horizontal du Gran Pajonal; le survol de ces régions montre de profondes vallées entaillées en cañon dans les barres subhorizontales des calcaires permocarbonifères surmontés de témoins de la couverture jurassique et crétacée. Dans les flancs est-nord-est souvent faillés, les pendages peuvent

dépasser 45°: sur les mosaïques photoaériennes le flanc est de Vilcabamba apparaît comme une flexure brutale qui passe à un chevauchement déversé vers le nord-est à hauteur du coude du rio Tambo (fig. 108); Shira est bordé presque continuellement à l'est par une faille inverse raide déversée vers le nord-est et dont le rejet vertical est de l'ordre de 1 000 m.

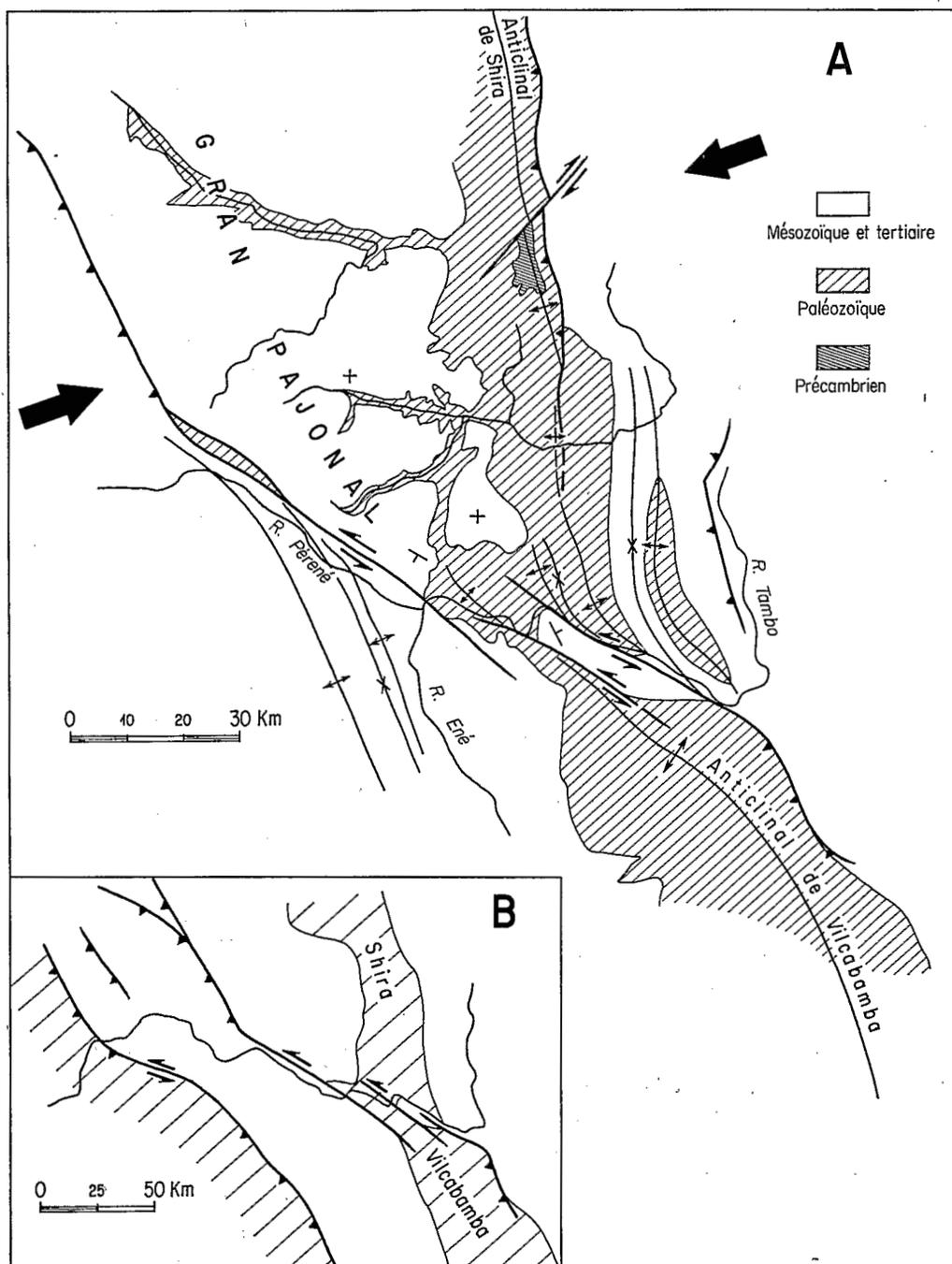


Fig. 110. — Schéma structural de la zone Tambo-Perené

Interprété d'après des documents pétroliers utilisés pour la carte à 1/1 000 000<sup>e</sup> du Pérou  
Les flèches indiquent la direction approximative du raccourcissement

Le substratum paléozoïque inférieur, pratiquement concordant avec le Permo-Carbonifère et donc avec le Méso-Cénozoïque, est affecté par ces plis, de même que le socle précambrien qui apparaît en boutonnière au cœur de l'anticlinal de Shira.

Le passage de l'anticlinal de Shira à celui de Vilcabamba s'effectue au long d'une bande faillée et plissée orientée ouest-nord-ouest-est-sud-est qu'emprunte le rio Tambo. La carte interprétative de ce secteur (fig. 110 A) que j'ai dessinée à partir des maquettes inédites de la carte géologique à 1/1 000 000<sup>e</sup> du Pérou (Servicio de Geologia y Minería) montre des failles verticales ouest-nord-ouest localisées à une bande d'une vingtaine de kilomètres de large et se relayant en échelon. Je les interprète ici comme des décrochements car :

1. Elles induisent une torsion vers l'est des axes des plis situés au nord de cette bande faillée et une torsion vers l'ouest de ceux situés au sud;
2. Elles passent latéralement à des chevauchements lorsque leur direction se rapproche de nord-ouest-sud-est, et
3. On connaît plus au nord (fig. 110 A) un décrochement dextre de direction nord-est qui décale l'anticlinal de Shira et serait donc conjugué de ceux de la bande faillée du Tambo.

Ces décrochements ont joué lors du plissement et ce jeu est lié aux mêmes directions de raccourcissement orientées est-nord-est-ouest-sud-ouest; la valeur du rejet latéral qu'ils produisent n'est pas connue car ils mettent en contact des compartiments où le plissement s'effectue de façon différente.

Si, malgré la carence des documents cartographiques existants, on étend vers l'ouest cette interprétation basée sur des décrochements sénestres ouest-nord-ouest-est-sud-est, on obtient une image cohérente (fig. 110 B). Elle explique le changement de style tectonique que l'on observe de part et d'autre de la transversale du rio Perené dans la partie sud-ouest de la zone subandine, et en particulier la disparition, au sud de ce rio, de la plupart des grandes failles inverses déversées vers le nord-est qui en sont l'une des caractéristiques les plus constantes plus au nord.

Au nord de 9° S., la sous-zone centrale ne s'individualise que par la présence de deux secteurs plissés de direction submérienne (fig. 108). L'un prolonge l'anticlinal de Shira vers le nord sur une cinquantaine de kilomètres et comprend le dôme qui abrite le gisement pétrolier de Ganso Azul. L'autre, situé une trentaine de kilomètres plus à l'ouest, comprend des plis d'une longueur d'onde de 10 à 20 km qui se relaient longitudinalement, et sont faiblement déversés vers l'est; E. KOCH (1962) a remarqué que les dépressions axiales de ces plis forment des alignements est-nord-est; l'un des anticlinaux, proche du rio Aguaytia, contient un gisement de gaz important.

### 3. LA PARTIE NE DE LA ZONE SUBANDINE

Selon P. VERASTEGUI (1970), la vaste plaine amazonienne qui s'étend à l'est des reliefs de Shira et de Vilcabamba contient encore quelques anticlinaux isolés de direction moyenne nord-ouest-sud-est, faiblement déversés vers le nord-est et séparés par de vastes synclinaux plats. Vers 12° S. ces anticlinaux adoptent progressivement la direction est-ouest.

A l'est de la plaine de l'Ucayali, dans les reliefs proches de la frontière brésilienne, on retrouve quelques plis de fond isolés, au cœur desquels affleure souvent du Crétacé ou même le substratum paléozoïque (Cerros de Contaya) ou précambrien (Serra do Móa), voir fig. 108 et fig. 109 A. Ils sont fréquemment limités vers le nord-est par des failles inverses raides qui, de toute évidence, s'enracinent sur place dans le socle, et dont les rejets verticaux atteignent 1 000 m. La plus orientale de ces structures est située au Brésil, dans le territoire d'Acre, à plus de 900 km de la fosse océanique péruvienne; ce chiffre donne la largeur maximale des Andes péruviennes *s.l.*

Signalons également les trois petits dômes alignés dans une direction nord-est-sud-ouest du rio Abujao, liés à des plugs de roches péralkalines récemment étudiées par J. STEWART (1971) et qui sont indépendants de la tectonique en compression du Pliocène.

|                                            | Zone<br>côtière                                                  | Cordillère<br>occidentale                                                      | Hauts<br>Plateaux       | Cordillère<br>orientale                                                                       | Zone subandine sensu lato                                                           |                               |                        |
|--------------------------------------------|------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------|-------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------|------------------------|
|                                            |                                                                  |                                                                                |                         |                                                                                               | collines<br>subandines                                                              | rive droite du rio<br>Ucayali | frontière<br>du Brésil |
| QUATERNAIRE                                | distension                                                       | surrection, distension, érosion<br>et volcanismes (+ qq. épisodes compressifs) |                         |                                                                                               | faible surrection, érosion et mise en place<br>de terrasses au long des cours d'eau |                               |                        |
| PLIOCENE<br>phase<br>pliocène              |                                                                  |                                                                                |                         |                                                                                               |                                                                                     |                               |                        |
| MIOCENE<br>phase<br>miocène                | émersion<br>sédimentation<br>marine<br>en<br>régime<br>subsident | distension et volcanisme                                                       |                         | surrection<br>+<br>érosion                                                                    | Subsidence. Dépôt de molasses rouges continentales,<br>Apports de l'Ouest et du SW  |                               |                        |
| OLIGOCENE                                  |                                                                  | distension et volcanisme                                                       |                         | surrection<br>+<br>érosion                                                                    |                                                                                     |                               |                        |
| EOCENE<br>phase de<br>l'Eocène<br>terminal |                                                                  |                                                                                |                         |                                                                                               |                                                                                     |                               |                        |
|                                            | surrection + érosion                                             | subsidence<br>dépôt de molasses<br>rouges continentales                        | surrection<br>+ érosion | subsidence. dépôt de molasses<br>apports principaux de l'Ouest et du SW, secondaires de l'Est |                                                                                     |                               |                        |
| CRETACE<br>phase<br>fini-crétacée          |                                                                  |                                                                                |                         |                                                                                               |                                                                                     |                               |                        |
| SUPERIEUR                                  | sédimentation                                                    | marine en régime subsident                                                     |                         | zone géanticlinale                                                                            | sédimentation marine en régime subsident                                            |                               |                        |

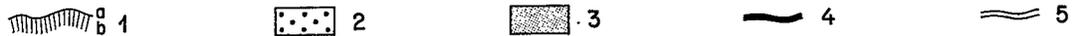


Fig. 111. — Chronologie et style des phases andines

1. Allure et position (a) du front supérieur de schistosité et (b) de la schistosité. 2. Terrains affectés par la phase fini-crétacée. 3. Terrains affectés par la phase de l'Eocène terminal. 4. Terrains affectés par la phase miocène. 5. Terrains affectés par la phase pliocène

## G. CONCLUSION

### 1. L'IMPORTANCE RELATIVE DES DIFFÉRENTES PHASES

Nous avons vu que la chaîne andine résulte de la superposition de trois phases de compression relativement courtes séparées par des périodes de calme tectonique ou par des périodes de distension au cours desquelles se met en place l'essentiel des roches plutoniques et volcaniques.

L'analyse des structures zone par zone, jointe à l'examen des discordances et aux quelques indications que donne la sédimentologie, permet de déterminer approximativement la part respective des phases du Crétacé terminal, de l'Eocène terminal-Oligocène inférieur et du Mio-Pliocène dans la construction de la chaîne andine. Le tableau de la figure 111 et les schémas structuraux correspondants à chaque phase (fig. 112) synthétisent ces informations.

— La carte 112 A dédiée à la *phase fini-crétacée* est celle qui apporte le plus de nouveautés. Elle montre en effet *qu'un vaste massif oriental* a été plissé au cours de cette phase. Rappelons que la mise en évidence de ce massif et sa datation sont dues à la découverte, au cœur de la Cordillère Orientale, de couches rouges discordantes (MÉGARD et PAREDES, inédit; GUEVARA, inédit) datées *p.p.* du Crétacé terminal grâce à des charophytes déterminées par L. GRAMBAST. Dans la partie centrale de ce massif, les couches en gros concordantes du Carbonifère, du Permien, du Trias et du Lias sont assez fortement déformées au voisinage du front de schistosité et même, très localement, dans le domaine des schistes verts. La tectonique fini-crétacée a donc été beaucoup plus intense dans ce massif que dans la bande proche du Pacifique où on sait depuis longtemps qu'elle existe (G. STEINMANN, 1929) mais où on ne connaît que des plis isopaques très ouverts.

— Les connaissances concernant l'extension de la *phase de l'Eocène terminal-Oligocène inférieur* (fig. 112 B) ont peu varié; mais son style et son intensité sont mieux connus maintenant. *Dans la Cordillère Occidentale* elle apparaît clairement comme la *tectogenèse andine majeure*; la synthèse d'informations éparses montre l'existence d'une « *ceinture schisteuse* » située au cœur d'une *ceinture* plus vaste à *plis en chevron*; l'absence d'une tectonique de nappe au sud-ouest du dôme de Yauli et à l'inverse, la découverte de nappes replissées dans le bassin du haut rio Cañete précisent le style tectonique de la « *zone imbriquée* » entre 11° 30' S. et 12° 30' S. *Dans la Cordillère Orientale du Pérou central*, cette même phase n'apparaît plus que comme *une phase mineure*. Les données de E. KOCH (1962) prouvent cependant qu'elle s'étend plus au nord-est puisqu'elle affecte faiblement une partie de la zone subandine.

— Les structures des *phases miocène et pliocène* sont indiscernables les unes des autres dans la plupart des secteurs en l'absence d'une couverture oligocène et néogène suffisamment complète, aussi ces structures ont-elles été portées sur une seule carte 112 C. Dans toute la partie nord des Hauts Plateaux et la Cordillère Orientale, cette carte est entièrement interprétative vu que l'on n'y connaît aucun affleurement tertiaire post-éocène. Rappelons aussi que l'âge « *miocène* » et « *pliocène* » des phases n'est connu que très approximativement par corrélation (cf. fig. 62). Ces réserves faites, il semble que la phase miocène ait affecté la chaîne du versant pacifique à la Cordillère Orientale, alors que la phase pliocène a exercé ses effets de la zone faitière de la Cordillère Occidentale jusqu'à la limite externe actuelle de la chaîne (cf. fig. 109).

— La comparaison des cartes A, B et C de la figure 112 apporte des arguments nouveaux concernant la *progression de la déformation vers le nord-est*, donc vers les parties les plus externes de la chaîne. Il reste vrai, comme l'a notamment souligné H. HOSMER (1959), que les *zones internes* de la chaîne *se sont plissées plus précocement* et les *zones externes*, la zone subandine en particulier, *plus tardivement*. Mais la *défor-*

tion n'a pas progressé régulièrement vers le nord-est. Chaque zone est en effet affectée successivement par au moins deux phases et un secteur relativement externe comme la Cordillère Orientale du Pérou central, doit l'essentiel de son raccourcissement andin à la phase fini-crétacée et non pas aux phases de l'Eocène terminal ou du Mio-Pliocène.

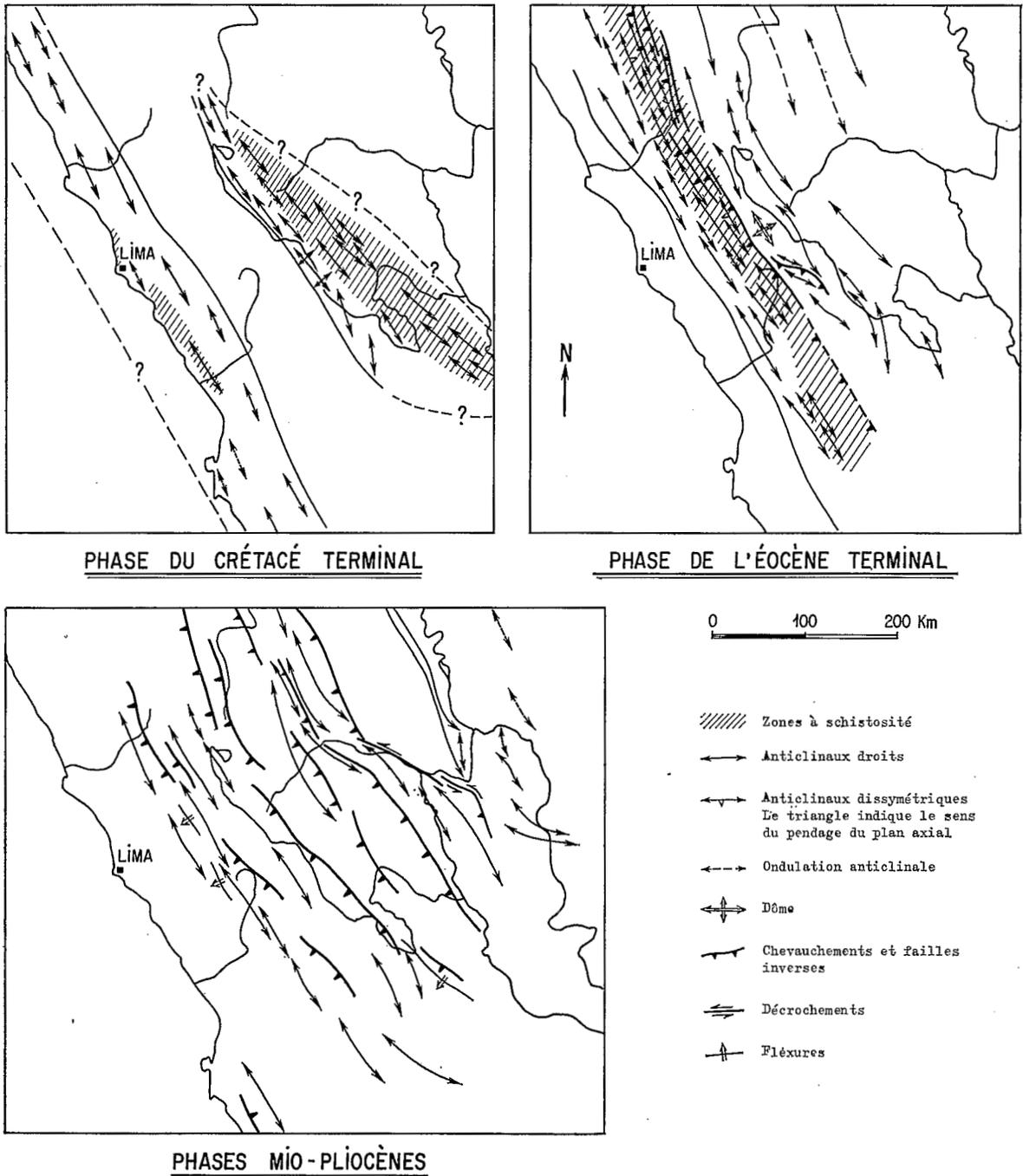


Fig. 112. — Cartes des structures correspondant aux phases de compression andines dans le Pérou central

## 2. LA GÉOMÉTRIE DES STRUCTURES ET LE RACCOURCISSEMENT

— *Le style de la déformation est simple*, exception faite de quelques secteurs. Elle se manifeste dans la couverture par des *plis modérés*, le plus souvent kilométriques, accompagnés de *grandes failles longitudinales à rejeux multiples*. Dans l'ensemble les *plans axiaux des plis et failles sont proches de la verticale*. Dans deux zones cependant: la bordure nord-est (zone imbriquée) de la Cordillère Occidentale, et la zone subandine, les structures sont assez nettement déversées vers l'extérieur de la chaîne, c'est-à-dire vers le nord-est.

La *déformation se produit* le plus souvent nettement au-dessus du front de schistosité. La schistosité est cependant présente dans deux bandes nord-est-sud-ouest dont l'une occupe la partie nord-est de la Cordillère Occidentale et l'autre la partie centrale de la Cordillère Orientale.

Les grandes failles longitudinales ont souvent un rejet inverse fréquemment dû aux phases miocène et pliocène ou même à des mouvements quaternaires; cependant on peut démontrer dans quelques cas qu'elles ont joué en décrochement. Il s'agit souvent de failles qui ont joué au cours de la sédimentation andine ou même de failles hercyniennes, en particulier dans la Cordillère Orientale.

— Sur la transversale du Pérou central, le *raccourcissement andin est de l'ordre de 100 km* et s'effectue pour *près de la moitié dans la Cordillère Occidentale s.s.*, où le taux de raccourcissement est de l'ordre de 40%.

## Chapitre 6

# *le plutonisme andin*

L'importance du magmatisme andin, qu'il s'agisse de plutonisme ou de volcanisme, est l'un des traits majeurs de la chaîne. Ainsi, les affleurements de roches plutoniques couvrent à peu près un sixième de la surface des Andes, zone subandine exclue, au niveau du Pérou central.

Les massifs qu'elles forment sont typiquement intrusifs; les limites avec l'encaissant sont toujours tranchées; ils se sont mis en place dans des niveaux très élevés le plus souvent exempts de schistosité.

Tout comme le volcanisme, le *plutonisme est calco-alcalin* et les roches que l'on rencontre vont des gabbros aux leucogranites, les tonalites, granodiorites et adamellites constituant l'essentiel des grands corps intrusifs.

L'expression la plus marquante du plutonisme andin est le batholite côtier, qui est lié génétiquement à sa couverture volcanique, mais on notera que les massifs de petite dimension qui lui succèdent plus à l'est sont génétiquement liés aux riches minéralisations de plomb, zinc et cuivre du Pérou central et donc d'un grand intérêt économique.

## ***A. LE PLUTONISME ANDIN AU LONG DE LA COTE CENTRALE***

Je mentionnerai pour mémoire les intrusifs de la zone côtière au sud de 13° 30' S., que divers auteurs dont E. BELLIDO (1969) considèrent d'âge jurassique. Cette présomption est basée sur la similitude de la

minéralisation de fer liée à ces diorites et granodiorites avec celles de la Cordillère de la côte du Chili, où les intrusions sont datées isotopiquement du Jurassique (RUIZ *et col.*, 1965) et sur l'âge K/Ar jurassique d'une granodiorite d'Atico, située sur la côte sud-péruvienne par 16° 10' S.

Dans le bourrelet côtier d'Ica-Nazca, on sait seulement que ces massifs se sont mis en place avant la transgression de la base de l'Eocène supérieur.

Ils mériteraient une étude approfondie car l'existence d'un plutonisme atectonique est un argument important en faveur du fonctionnement d'un plan de Benioff au Jurassique.

Au nord de 13° 30' S., la zone côtière est très étroite et les intrusions que l'on y relève sont des apophysés du grand batholite côtier.

## B. LE BATHOLITE CÔTIER

Le batholite côtier du Pérou dit aussi « andin », n'est que l'un des éléments de l'immense ceinture plutonique andine que l'on peut suivre plus ou moins continûment du Venezuela jusqu'à la Terre de Feu et qui trouve son homologue en Amérique du Nord dans le batholite ouest-américain et canadien. Il est particulièrement bien exposé dans le Pérou central, où il fait l'objet d'une étude systématique de la part d'un groupe de chercheurs anglais groupés autour de W. S. PITCHER. Leurs premiers résultats, récemment publiés (COBBING et PITCHER, 1972) traitent du batholite entre 10° 30' S. et 11° 30' S. et constituent la première étude sérieuse de sa partie centrale depuis le travail pétrographique de P. BEARTH (1938). Le court exposé qui suit est tiré pour l'essentiel de cet article de E. J. COBBING et W. S. PITCHER et de l'exposé de R. CAPDEVILA sur le plutonisme andin dans l'article de E. AUDEBAUD *et al.* (1973).

Le batholite côtier, qui est de loin le pluton andin le plus important en volume, est un assemblage d'intrusifs très différents tant par leur forme, leur composition que leurs dimensions, mis en place au cours de pulsations magmatiques successives qui, sur la transversale du rio Huaura par exemple (fig. 113), se placeraient entre  $76 \pm 3$  MA et  $33 \pm 1$  MA selon les déterminations de J. W. STEWART et N. J. SNELLING (1970)<sup>1</sup>.

### 1. LA NATURE PÉTROGRAPHIQUE ET L'ORGANISATION DU BATHOLITE DU PÉROU CENTRAL

Les types pétrographiques vont des gabbros à olivine et deux pyroxènes à des granites potassiques, les plus répandus étant les *tonalites* et les *adamellites* comme le montrent les pourcentages relatifs des surfaces occupées:

| Gabbro + Diorite | Tonalite | Adamellite | Granite |
|------------------|----------|------------|---------|
| 15,9             | 57,9     | 25,6       | 0,6     |

Les granitoïdes de composition intermédiaire l'emportent donc nettement. Par ailleurs, comme le note R. CAPDEVILA les caractéristiques minéralogiques — orthopyroxènes, plagioclases très calciques, orthoses très perthitiques lorsqu'elles sont présentes — dénotent d'une part une mise en place à haute température et d'autre part l'appartenance à une série calco-alcaline que confirment les quelques analyses chimiques disponibles (BEARTH, *op. cit.* et JENKS et HARRIS, 1953, dans le sud du Pérou).

1. L'essentiel des déterminations d'âge isotopiques effectuées jusqu'à présent au Pérou l'ont été sur des biotites ou des amphiboles en utilisant la méthode K/Ar.

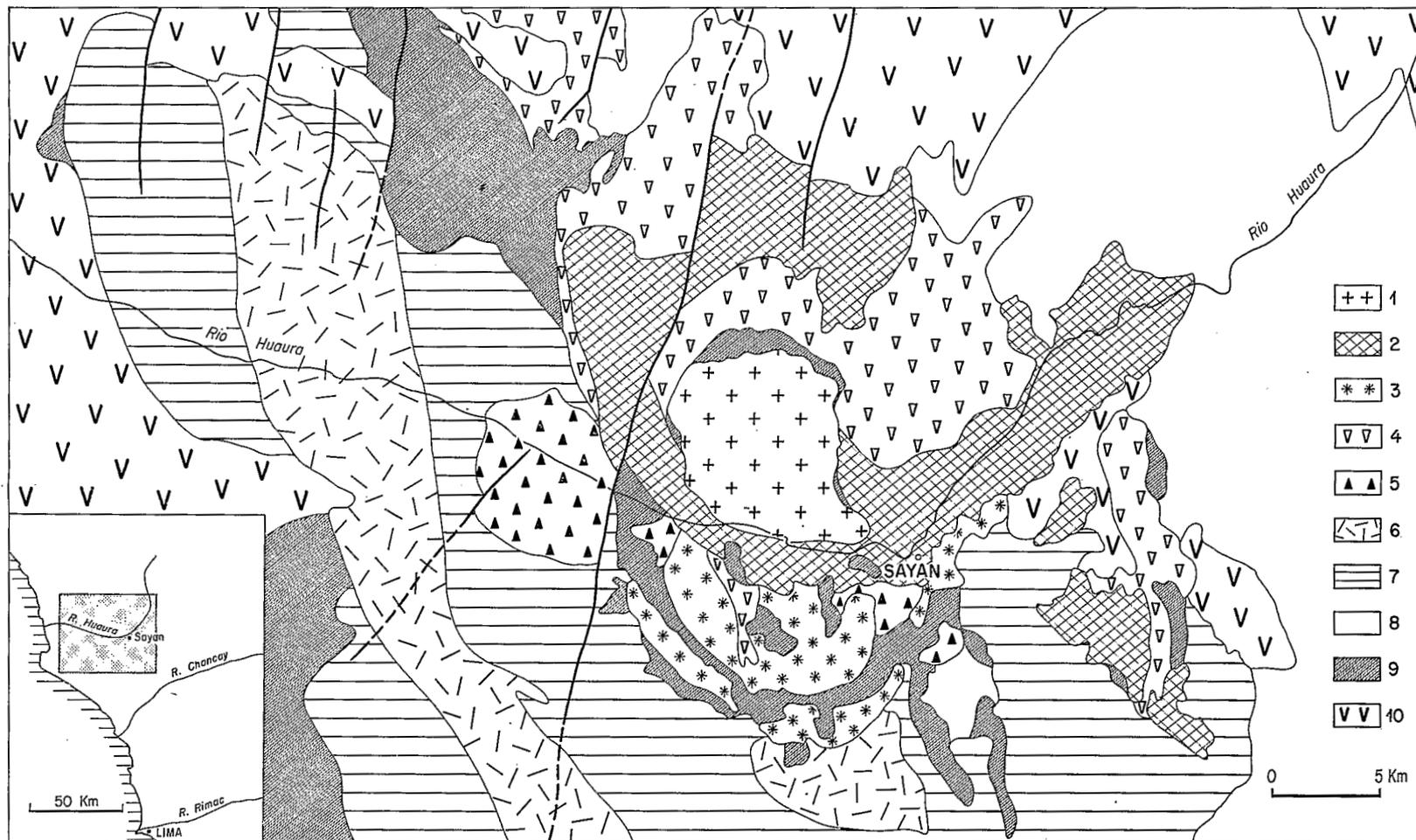


Fig. 113. — Le batholite côtier sur la transversale du rio Huaura, d'après la carte de J. LYNCH et P. SCOTT, in E. J. COBBING et W. S. PITCHER (1972)

I. — *Granitoïdes*. Ils sont numérotés de 1 à 9 dans un ordre inverse à celui de leur mise en place. 1. Adamellite de Capas. 2. Adamellite de Sayan. 3. Granophyre de San Jeronima. 4. Adamellite de Puscao. 5. Granodiorite de la Mina. 6. Adamellite de Humaya. 7. Tonalites, adamellites et diorites de Santa Rosa. 8. Tonalite et diorite de l'unité de Paccho. 9. Gabbros et diorites. Entre deux vastes massifs en feuilletés (9 et 7 + 6), s'est mis en place plus tardivement, le complexe circulaire de Sayan.

II. — *Encaissant*. Une partie des terrains encaissants (10), volcaniques et volcanosédimentaires, d'âge Crétacé à Tertiaire, est vraisemblablement contemporaine de la mise en place du batholite

Les différents massifs qui composent le batholite se sont mis en place dans un ordre régulier, des plus basiques, qui sont aussi les plus anciens, aux plus acides, qui sont les plus récents.

La disposition spatiale des différentes unités reflète ces mises en place successives (fig. 113). Les gabbros et les diorites constituent des massifs isolés, de dimensions relativement faibles (ordre de 50 km<sup>2</sup>) situés en bordure du batholite ou à son toit; au sein des unités plus récentes et plus acides, ils affleurent aussi sous forme de septa qui représentent des segments effondrés du toit. Les tonalites, les granodiorites et certaines adamellites qui leur sont associées constituent des *massifs en feuillets* dont la longueur et la largeur peuvent dépasser respectivement 50 km et 15 km; ils sont allongés parallèlement à l'axe du batholite par rapport auquel ils sont disposés en gros symétriquement. Le reste des adamellites et les rares granites francs participent à des *complexes annulaires* qui jalonnent l'axe; ce sont des intrusions à bords verticaux, qui en plan sont arquées et souvent concentriques; elles sont fréquemment séparées les unes des autres par des septa verticaux de matériel gabbroïque ou dioritique souvent fortement altérés et localement mylonitisés: ceci évoque une mise en place par cauldron subsidence. Le cauldron subsidence, la présence de cone sheets porphyritiques fermés vers le bas avec un angle au sommet de 30 à 40° et centrés sur l'axe du complexe annulaire et la présence de cheminées de tufs bréchiques contemporaines du complexe sont autant d'arguments pour interpréter chaque complexe annulaire comme la partie profonde d'un vaste édifice volcanique aujourd'hui érodé.

Ces complexes annulaires sont enfin intrudés par des massifs de forme irrégulière comme l'adamellite de Sayan (fig. 113) ou presque circulaire comme l'adamellite de Cañas.

D'un point de vue géométrique, les contacts entre les différentes grandes unités sont tranchants et le plus souvent proches de la verticale. Dans certaines unités cependant, on peut voir le passage de ces bordures raides à un toit presque plat.

Cette belle régularité des mises en places successives, dans le temps et l'espace, n'est tout de même pas aussi accomplie qu'il paraît à première vue: certains complexes annulaires centraux sont intrudés par les tonalites en feuillets latéraux. Il apparaît donc, comme le notent COBBING et PITCHER, que « les complexes annulaires, dans ce segment du batholite, se sont formés tout au long de sa mise en place », c'est là un résultat important pour l'étude des relations plutonisme-volcanisme.

## 2. LES RELATIONS DU BATHOLITE ET DE L'ENCAISSANT, SON ÂGE

Le batholite est très franchement intrusif dans les séries créacées ou tertiaires de son enveloppe. Il y détermine une auréole de métamorphisme particulièrement étroite, puisque souvent elle ne dépasse pas quelques mètres, elle peut être plus importante dans les enclaves, comme c'est le cas pour la vallée du Santa Eulalia (cf. p. 164).

La majeure partie du batholite est clairement postérieure à la phase de plissement du Crétacé terminal, puisqu'elle n'est pas déformée et recoupe des structures à schistosité et plis en chevron de cette phase (Santa Eulalia, est de Barranca et zone de Nazca, cf. p. 161-164); peut-être la foliation localement observées à la bordure ouest de la tonalite de Santa Rosa, datée à  $76 \pm 3$  MA doit-elle être considérée comme une manifestation tardive de la compression du Crétacé terminal.

Les relations du batholite avec la couverture volcanique du Crétacé terminal et du Tertiaire (fm. Calipuy de COBBING et GARAYAR, 1972) posent plus de problèmes. En effet, il est vraisemblable que certaines parties de cette couverture sont liées génétiquement avec tel ou tel des complexes annulaires quoique aucune relation directe n'ait pu être prouvée. On retrouve là l'idée de W. HAMILTON (1969), reprise par W. R. DICKINSON (1970), selon laquelle les épanchements volcaniques intermédiaires et acides forment la partie supérieure d'un complexe magmatique unique dont les batholites sont les éléments plus profonds. Les intrusions plus récentes qui gomment partiellement ou intégralement ces complexes annulaires sont par contre intrusives dans les volcanites et même parfois postérieures aux plis très amples de la phase « miocène » qui déforme ces volcanites. Par ailleurs, au sud de la vallée de Lurin, le bord nord-est du batholite est recoupé par une surface d'érosion régulière vers 3 000 m d'altitude, puis recouvert par des tufs ignimbricitiques semblables à ceux de Nazca-Puquio et de la frontière peruano-chilienne; si on

accepte les corrélations que j'ai proposées dans la figure 60 entre les volcanites du Pérou central et du sud du Pérou, on admet que la bordure est du batholite est antérieure à la surface d'érosion « miocène ». <sup>1</sup>

*En résumé la mise en place du batholite a commencé au Crétacé terminal et s'est terminée au cours du Miocène.* Les âges radiométriques préliminaires de STEWART et SNELLING répartis entre 100 MA et 10 MA, c'est-à-dire entre le Turonien et la fin du Miocène, cadrent à peu près avec ces données géologiques.

### 3. LE MODE DE MISE EN PLACE DU BATHOLITE, LE PROBLÈME DE L'ESPACE

La mise en place d'un volume de roches intrusives aussi important que le batholite côtier pose le problème de la nature antérieure de l'espace qu'il occupe, même si l'on admet qu'il possède un plancher et que son épaisseur actuelle n'excède pas 7 km en moyenne comme celle du batholite de Californie. <sup>2</sup> Il y a certes, comme le montrent COBBING et PITCHER, des cas d'engloutissement dans le magma de blocs appartenant à l'encaissant, soit par *piecemeal stoping*, soit par cauldron subsidence, et des cas de métasomatose mais ces phénomènes ont une importance secondaire et ne sauraient procurer l'espace nécessaire car selon eux, il n'y a pratiquement pas de contamination du batholite par les roches encaissantes. Aussi, COBBING et PITCHER pensent-ils qu'une grande part de l'espace nécessaire a été créé par le soulèvement en vaste anticlinal (*up-doming*) de la couverture volcanique tertiaire et secondairement par l'action de décrochements conjurés orientés 30 à 70 et 100 à 120, qui fourniraient des zones de faiblesse permettant l'introduction du magma et donc le *stopping*; ils acceptent comme corollaire l'existence d'un régime de compression pendant toute la mise en place du batholite (*op. cit.*, p. 447-448). Cependant, le vaste anticlinal de ces auteurs ne semble pas avoir une flèche importante si l'on en juge par leur coupe du batholite et de sa couverture; par ailleurs, les métasédiments que l'on retrouve en enclaves ou septa dans le batholite semblent appartenir aux séries crétacées connues de part et d'autre et non pas à des séries plus anciennes; aussi bien l'espace créé par ce mécanisme est très loin, dans le cas du Pérou, d'avoir l'ordre de grandeur nécessaire, que le batholite ait un plancher ou non. Une autre objection concerne le régime de compression dont s'accommode mal le volcanisme contemporain du batholite.

Aussi je suis favorable avec R. CAPDEVILA (*in AUDEBAUD et al.*, 1973) à l'hypothèse d'une mise en place en distension, où le problème de l'espace trouve une solution dans une ouverture de l'écorce évidemment comblée au fur et à mesure par la montée de matériel volcanique en surface et de matériel plutonique en profondeur. Cette hypothèse rend mieux compte, en particulier, de la disposition longitudinale des grands massifs en feuillet et des calderas; de plus elle n'empêche pas que dans le détail le magma ait utilisé pour s'introduire des réseaux de failles conjuguées formés en compression antérieurement à l'intrusion et jouant ensuite en distension. Néanmoins les précisions qu'apportent COBBING et PITCHER sur les âges relatifs des grands massifs de tonalites en feuillet symétriques par rapport à l'axe du batholite, prouvent que ces massifs ne sont pas contemporains. Ceci ne permet plus d'imaginer un mécanisme d'ouverture et de remplissage symétrique à partir des « épontes » de l'espace créé par la distension, comme CAPDEVILA le proposait (*in AUDEBAUD et al.*, 1973). On peut par contre proposer le mécanisme qu'illustre la figure 114 où l'ouverture commence à l'est et se traduit d'abord par des appareils volcaniques alignés nord-ouest-sud-est qui évoluent en donnant des calderas avec ring dykes, puis des dykes avec des points d'émission secondaires, et ensuite par la montée progressive des masses intrusives qui en se refroidissant soudent la zone de distension, provoquant sa migration vers le sud-ouest. Une première répétition de cette évolution avec à sa fin une migration de la zone d'ouverture vers la partie centrale du batholite expliquerait la mise en place des tonalites en feuillet de la partie sud-ouest, puis celle des complexes annulaires axiaux et des intrusions circonscrites qui les recouperont. La fin de la mise en place du batholite pourrait coïncider avec la phase de compression miocène qui arrêterait le processus d'ouverture.

Numériquement, cette hypothèse de distension n'a rien d'impossible: elle implique seulement, sur une transversale comme celle de Sayan, une ouverture maximale de 40 km en 40 millions d'années, soit de 1 mm par an.

1. De ce fait ces ignimbrites sont fini-éocènes et la surface sans doute est « éocène ».

2. C'est sans doute le cas, du moins dans le sud du Pérou, d'après les renseignements donnés par la sismique-réfraction (OCOLA et MEYER, 1973).

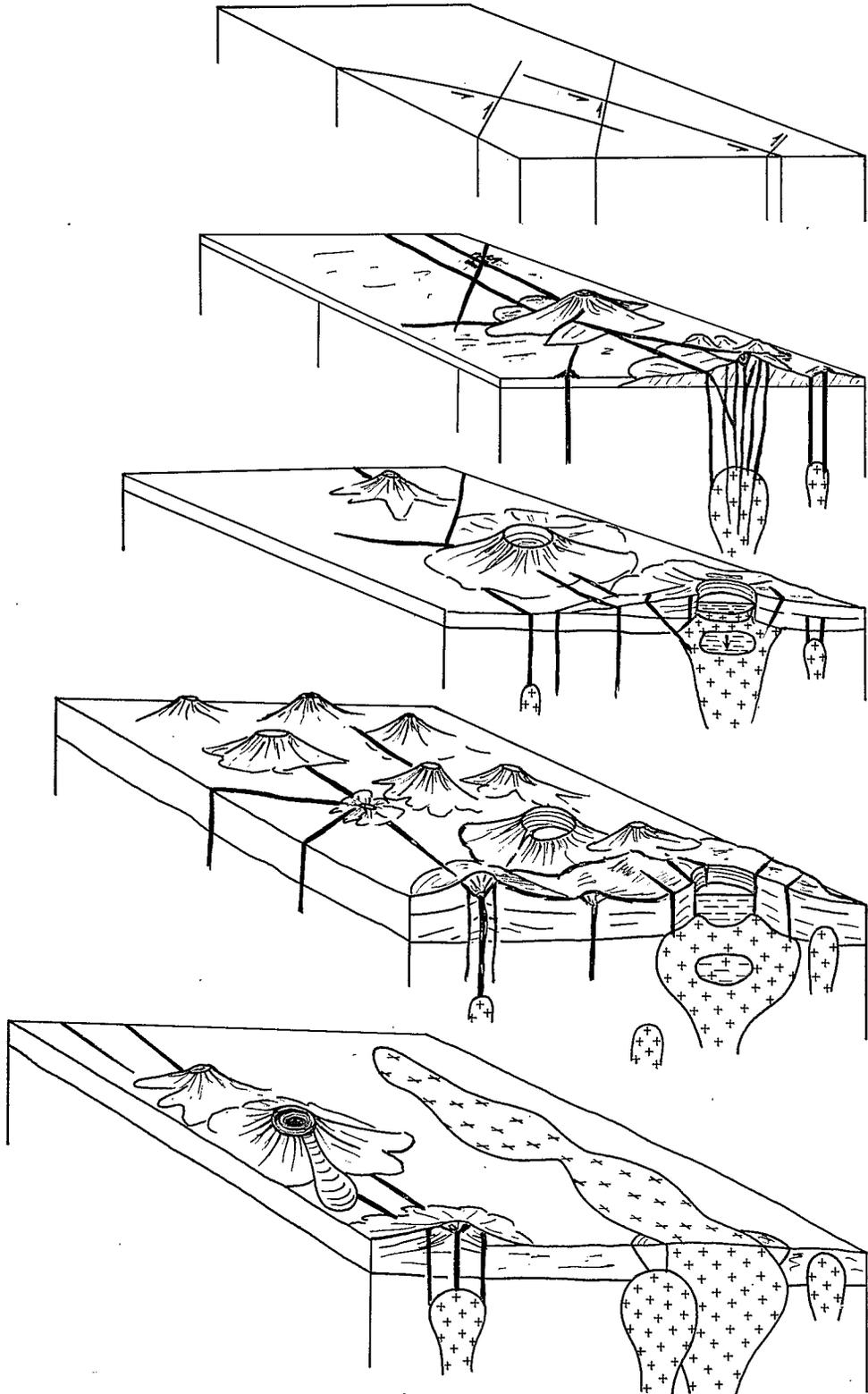


Fig. 114. — Schéma illustrant une hypothèse de mise en place du batholite côtier sous sa couverture volcanique cogénétique au cours d'un épisode de distension

#### 4. L'ORIGINE DU BATHOLITE

Le batholite est toujours franchement intrusif dans l'encaissant et il s'est mis en place dans un niveau très élevé de la croûte, nettement au-dessus du front de métamorphisme andin et à proximité ou au-dessus du front de schistosité. CAPDEVILA note qu'« une mise en place dans un niveau aussi élevé exclut une origine par anatexie humide de la partie moyenne de la croûte sialique au cours du métamorphisme régional » car un tel processus donne des granites ayant une faible possibilité d'ascension; cette mise en place entraîne à l'inverse « que le magma devait être surchauffé et anhydre à l'origine et par conséquent qu'il a été engendré dans une zone très profonde au niveau de la base de la croûte sialique ou en-dessous d'elle ». COBBING et PITCHER (*op. cit.*, p. 446) arrivent à des conclusions très semblables.

On trouve d'autres arguments qui appuient cette conception (1) dans la composition moyenne des roches du batholite, qui devrait être plus acide s'ils avaient une origine purement sialique; (2) dans la présence de roches d'origine évidemment profonde comme les gabbros à olivine et deux pyroxènes; (3) dans les premiers rapports initiaux  $Sr^{86}/Sr^{87}$  calculés par STEWART et SNELLING pour des roches du batholite et qui s'établissent entre 0,704 et 0,708 (*in* COBBING et PITCHER, p. 455).

Une origine par fusion d'une plaque océanique pacifique s'engloutissant sous le bord ouest de la plaque continentale sud-américaine ne s'oppose pas à ce que nous venons de constater. Elle s'accommode bien en particulier de la linéarité du batholite, qui à l'échelle du Pérou, est relativement indépendant des zones structurales, et de sa localisation à une distance fixe de la fosse océanique.

### C. LE PLUTONISME ANDIN AU NORD-EST DU BATHOLITE COTIER, DANS LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE ET SUR LES HAUTS PLATEAUX

Une fois passé le bord externe du batholite, les manifestations du plutonisme andin décroissent rapidement vers le nord-est.

Les intrusifs occupent encore des surfaces importantes dans la partie nord-est de la Cordillère Occidentale, mais sur les Hauts Plateaux leur nombre et leurs dimensions diminuent très vite. Il s'agit là encore de roches franchement intrusives que l'on peut classer en:

- Massifs circonscrits grenus de composition intermédiaire à acide;
- Intrusions subvolcaniques liées au volcanisme tertiaire;
- Dykes, sills, laccolites et stocks basiques.

#### 1. LES MASSIFS CIRCONSCRITS GRENUS DE COMPOSITION INTERMÉDIAIRE À ACIDE

Ils sont situés pour la plupart dans la Cordillère Occidentale. L'érosion ne les a pas encore totalement dégagés et ils constituent rarement des reliefs positifs marqués. Les quelques massifs de ce type localisés dans les Hauts Plateaux se dressent par contre spectaculairement au-dessus de la surface Puna. Ces massifs ont une forme en pain de sucre ou en dos de baleine: leur toit est ondulé et proche de l'horizontale, leurs flancs sont très raides, leur section est arrondie ou ovale et leur plus grand diamètre dépasse rarement 15 km.

Ce sont des diorites, granodiorites, tonalites et monzonites quartzifères. Elles se sont mises en place à un très haut niveau en recoupant franchement l'encaissant qui souvent, n'est constitué que par les volcanites plissées de l'Oligocène et du Néogène; elles induisent dans ces laves et pyroclastites un métamorphisme de contact faible mais par contre sont souvent entourées d'un vaste halo riche en oxydes de fer et dû à l'altération hydrothermale. Ceux de ces massifs qui recourent des calcaires mésozoïques ou les couches rouges du Crétacé terminal-Eocène y produisent, parfois sur plusieurs centaines de mètres, une *marmorisation* avec néoformation de silicates: grenat, diopside, amphiboles de la série trémolite/actinote, épidote, wollastonite, scapolite (stocks de Morococha, Tuyujuto, Tunshu, Yauricocha, Huacravilca...). Localement on a de véritables *skarns* qui peuvent être minéralisés en pyrite et chalcoppyrite, comme à la mine « Manon » située en bordure du stock du Tuyujuto (12° S., 76° W.). Dans de nombreux cas, des mines importantes à minéralisation de plomb, zinc et cuivre, sont localisées au pourtour de ces intrusifs et liées au métamorphisme de contact et aux phénomènes hydrothermaux postérieurs; c'est le cas en particulier des mines de Morococha et Yauricocha (cf. U. PETERSEN, 1965 et vol. Jub. de la Cerro de Pasco Corp., 1970).

### 1.1. ÂGE

Ces massifs sont postérieurs au plissement des volcanites. Par ailleurs divers âges radiométriques y ont été mesurés par la méthode au K/Ar: ainsi le massif dioritique de Surco dans la vallée du rio Rimac, donne  $18 \pm 1$  MA et les monzonites quartzifères de la zone de Yauricocha (12° 20' S., 75° 42' W.),  $6,9 \pm 0,4$  MA selon B. J. GILETTI et H. W. DAY (1968). Notons aussi les âges K/Ar très récents (3 MA à 12 MA) mesurés par ces mêmes auteurs et par J. STEWART et N. SNELLING (1972) pour le batholite granodioritique de la Cordillère blanche.

Ces données géochronologiques cadrent assez bien avec les données, issues de corrélations à grande distance, sur les volcanites et l'âge de leur plissement.

### 1.2. MODE DE MISE EN PLACE

Là encore se pose le « problème de l'espace ».

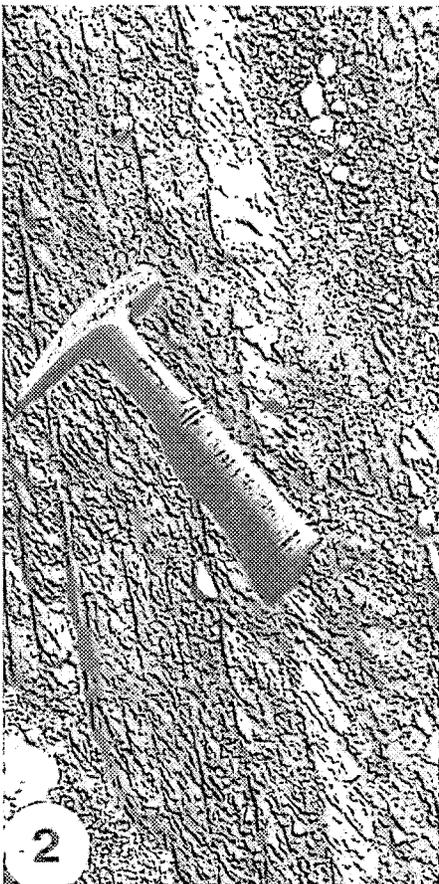
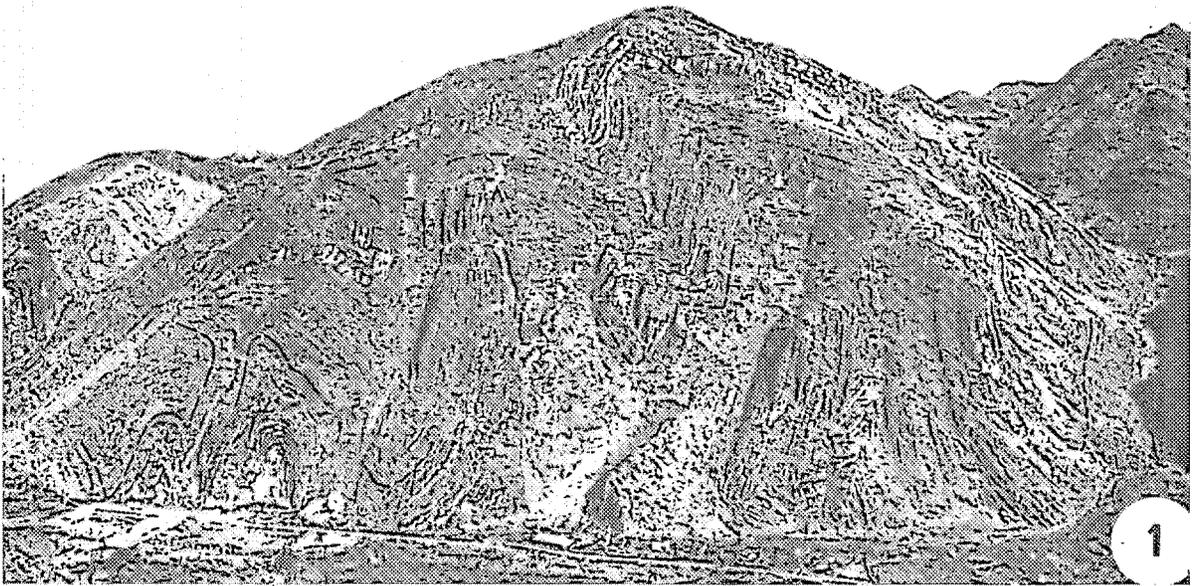
Dans la plupart des cas, les processus de *stoping* et d'*assimilation* ont dû jouer un rôle car on n'observe aucun effet mécanique important sur l'encaissant; celui-ci est parfois bréchifié sur quelques mètres en particulier au toit de l'intrusion, et cette fragmentation facilite l'individualisation de petites enclaves qui sont vraisemblablement assimilées très rapidement.

Sur les Hauts Plateaux on note deux cas typiques d'*intrusions forcées*. Le petit stock granodioritique à tonalitique du Huacravilca (fig. 115) rebrousse à la verticale la couverture mésozoïque de sa bordure est et nord-est et semble dévier de leur direction un synclinal et un anticlinal alors qu'à son bord ouest il envoie une apophyse dans les mêmes séries transformées de ce côté en marbres à grenat et peu déformées. Le cas du Cerro Huacra (pl. X, 3) est encore plus typique. Tel un diapir cylindrique, ce petit stock de porphyre dioritique repousse vers l'extérieur les couches rouges à faible pendage sud-est dans lesquelles il s'est introduit, provoquant la formation à son pourtour d'une couronne de strates subverticales. On peut se demander si les porphyres du Huacra ne remplissent pas une cheminée volcanique.

PLANCHE IX →

TECTONIQUE ANDINE DANS LA CORDILLÈRE ORIENTALE. — 1. Plis disharmoniques dans les calcaires triasico-liasiques du synclorium de Ricran vers l'Hacienda Huari (12° 5' S). Vue vers le sud. 2. Schistosité andine fortement oblique par rapport aux bancs dans le Pennsylvanien de l'anticlorium de Comas-Tambo (route d'Andamarca après le Col de Shaihua, 11° 40' S). Le plan de la photographie est horizontal. Le manche du marteau indique le plan de schistosité.

GRANITOÏDES ANDINS. — 3. Intrusion « diapirique » du Cerro Huacra, 40 km au sud de La Oroya. Les porphyres dioritiques ont rebroussé à la verticale les couches rouges encaissantes où les pendages étaient faibles et ont provoqué la formation d'un synclinal semi-circulaire. Photo aérienne.



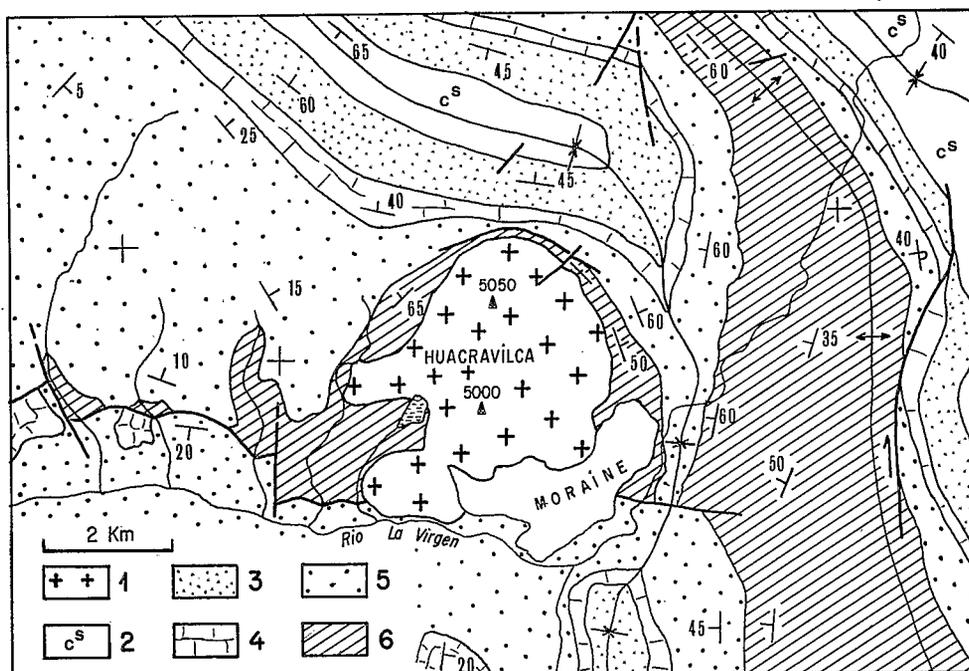


Fig. 115. — *Plug granodioritique du Huacravilca* (angle SW de la feuille de Huancayo),  
 1. Granodiorite et adamellite. 2. Série calcaire du Crétacé moyen et supérieur. 3. Grès supérieur du Néocomien. 4. Calcaires médians du Malm (?). 5. Grès inférieur du Malm (?). 6. Calcaires liasiques

Quelques intrusifs de ce groupe sont clairement liés au volcanisme; c'est le cas de la monzonite quartzifère de Cerro de Pasco (cf. N. RIVERA, 1970) qui intrude le remplissage pyroclastique d'une cheminée volcanique de 3 km de diamètre; elle se met en place sous forme (1) d'un dyke périphérique minéralisé de plusieurs centaines de mètres de large et (2) de dykes est-ouest de quelques dizaines de mètres de puissance, dont certains sont albitisés postérieurement à la minéralisation. Celle-ci (Pb, Zn, Cu) semble liée à l'intrusion quartzo-monzonitique principale. Selon W. C. LACY (1953) il en serait de même à Raura, situé au faite de la Cordillère Occidentale par 10° 30' S.

### 1.3. ORIGINE

La composition calcoalcaline de ces intrusifs, ainsi que leur mise en place bien au-dessus du front de schistosité, sont en faveur d'une origine profonde. Ils sont vraisemblablement montés à la manière de « bulles » et sur les coupes générales il semble plus logique de les dessiner comme des gouttes renversées n'ayant pas de racines que de les lier avec un vaste batholite sous-jacent.

## 2. LES DYKES, SILLS, LACCOLITES ET LES PLUGS SUBVOLCANIQUES INTERMÉDIAIRES À ACIDES

Ces intrusions de moyenne ou petite dimension, sont les intermédiaires entre les massifs grenus et les épanchements volcaniques.

Les types pétrographiques rhyolitiques à dacitiques prédominent mais peuvent aller jusqu'à des termes andésitiques; les textures porphyritiques sont fréquentes.

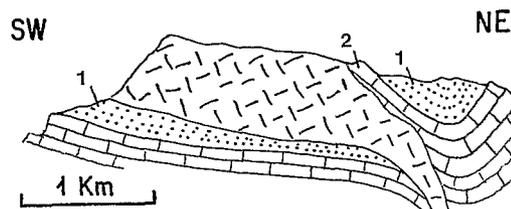


Fig. 116. — *Laccolite rhyolitique*, 41 km au SE de La Oroya, dans les couches rouges (1) et le Crétacé supérieur calcaire (2)

Leur mode de gisement est très variable. Sur les Hauts Plateaux les plugs sont les plus fréquents, mais on connaît aussi des laccolites comme celui de la figure 116, qui se comporte vis-à-vis de sa couverture comme un bouton à demi enfoncé dans une boutonnière; à quelques centaines de mètres de là, des roches de même composition affleurent sous forme de dômes. Sur la feuille de Huancayo par  $12^{\circ} 25' S.$  et  $75^{\circ} 20' W.$  (MÉGARD, 1968) on observe également un dôme en « chou-fleur » avec de remarquables diaclases courbes parallèles aux bords et au toit; il est rhyolitique à granitique selon les points et semble s'être mis en place sous des tufs volcaniques qui mesuraient au maximum 200 à 300 m. Dans les volcanites de la Cordillère Occidentale et de la partie sud des Hauts Plateaux, on observe toutes les formes d'intrusions possibles étroitement associées au volcanisme dont elles représentent l'une des expressions. Les dômes et dômes-coulées sont fréquents dans le volcanisme tardif, post-plissement pliocène, baptisé Heru par H. SALAZAR (cf. MÉGARD, 1968). On peut ranger parmi ces dômes celui du Pumarandra, formé de dacites légèrement bréchiques et situé dans la partie centre-sud de la feuille de Yauyos (fig. 117).

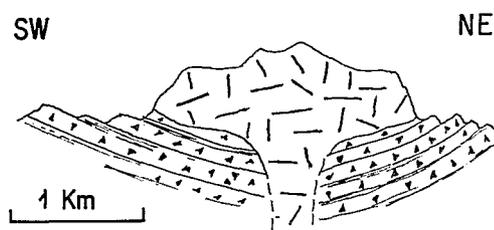


Fig. 117. — *Dôme-coulée du Pumarandra*, dans les séries volcano-détritiques plissées du Tertiaire supérieur

Certains de ces intrusifs sont minéralisés dans la Cordillère Occidentale, aux environs de Casapalca par exemple (mine Rosita). A la bordure nord-est des Hauts Plateaux, les porphyres rhyolitiques de Chanchamina, 10 km au nord-ouest de Tarma, causent une minéralisation vraisemblablement hydrothermale riche en or dans les calcaires du Trias et du Lias. Plus au nord-ouest, les porphyres analogues de La Cima et de Chichausiri, alignés avec celui de Chanchamina dans la direction andine, ne sont pas minéralisés.

Dans l'ensemble on peut considérer que tous ces intrusifs subvolcaniques sont contemporains du volcanisme andin, c'est-à-dire d'âge éocène terminal à pliocène.

### 3. LES DYKES, SILLS ET LACCOLITES BASIQUES

Ce sont des basaltes, diabases et dolérites mentionnés par tous les auteurs dans le Mésozoïque et l'Éocène des Hauts Plateaux, où elles sont particulièrement abondantes dans le Crétacé inférieur et moyen et qui sont également présents dans la partie nord-est de la Cordillère Occidentale.

Ces roches n'ont cependant jamais fait l'objet d'une étude systématique, mais J. V. HARRISON (1943, 1956 b) a examiné la composition minéralogique d'un certain nombre de dykes et sills sur les Hauts Plateaux. Il s'agit d'une part de *dolérites à olivine* et d'autre part de roches à déficit de silice qui sont des *basanites* et *teschenites* à analcime, olivine plus ou moins serpentinisée et augite. De mon côté, j'ai éga-

lement récolté des dolérites à olivine et une wehrlite; cette dernière provient de l'angle nord-ouest de la feuille de Yauyos (12° S., 76° W.). L'âge de ces dykes, sills et laccolites, n'est pas connu avec précision, mais il est clair dans la partie sud-ouest des Hauts Plateaux que certains d'entre eux ont été déformés par la phase de l'Eocène terminal. Ainsi dans la partie centrale de la feuille de Huancayo, un sill doléritique est plissé dans un synclinal andin dont les flancs pendent à 45° et 50° (fig. 118). Ce sill se rattache à un plug qui a clairement ancré la couverture mésozoïque lors du plissement, provoquant la formation d'un anticlinal axé sur le plug; lorsqu'il arrive contre le plug, l'axe de l'anticlinal passe de l'horizontale à la verticale et se trouve ainsi décalé de plusieurs centaines de mètres verticalement.

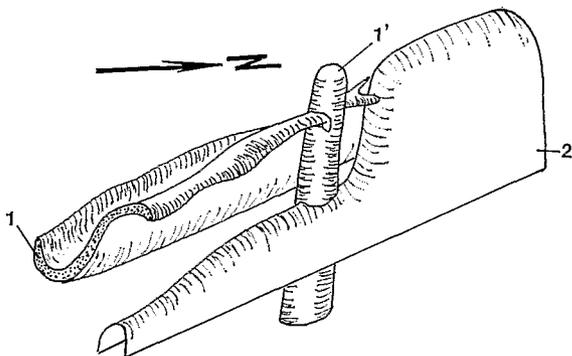


Fig. 118. — Plug (1') nourrissant un sill (1) doléritique. Le sill a été plissé en synclinal cependant que le plug a ancré la couverture lors du plissement. (2) représente une couche du sommet du Lias

Le stock du Mishipanahui (11° 21' S., 76° 19' W.), dans lequel J. V. HARRISON (1956 b) décrit des gabbros à hypersthène contenant toujours un peu de feldspath potassique et de la biotite brune, peut se rattacher pétrographiquement aux roches basiques des dykes et sills. Cependant, il ne semble pas connecté à ces derniers et selon la carte de HARRISON, recoupe des volcanites postérieures au plissement de l'Eocène terminal.

L'ensemble de ces corps basiques représente un volume assez important, ils ne semblent pas liés aux grandes phases d'intrusion ni de volcanisme et leur origine reste à étudier.

## **D. LE PLUTONISME ANDIN DANS LA CORDILLÈRE ORIENTALE**

L'âge d'une grande partie des intrusifs de la Cordillère Orientale reste mal connu (cf. p. 89-93). Nous étudierons rapidement ici ceux qui recoupent des terrains andins et dont l'âge andin est ainsi prouvé et les éléments les plus récents, vraisemblablement andins, des batholites complexes (cf. fig. 33). Tous ces massifs andins présentent une caractéristique commune: l'absence de déformation pénétrative hors du voisinage de quelques grands accidents, mais nous savons que cette condition, quoique nécessaire, n'est pas suffisante pour affirmer qu'un granite est andin.

L'anticlinorium de Tarma-Huancayo-Kichuas ne contient pratiquement aucun intrusif andin. En effet, ceux-ci sont pour la plupart situés dans le synclinorium de Ricran et l'anticlinorium de Comas-Tambo dont les parties centrale et nord-est abritent des batholites complexes en partie andins.

## 1. LES MASSIFS CIRCONSCRITS

### 1.1. LES MASSIFS HOMOGENES DE PETITE TAILLE

Il s'agit d'une part de microdiorites ophitiques, d'autre part de plugs de composition dioritique à tonalitique et de quelques petits massifs basiques.

Les *microdiorites ophitiques* sont des roches de teinte verte constituées de cristaux de clinopyroxène, autour desquels s'ordonnent les lattes des plagioclases; elles contiennent parfois un peu de biotite. Je les ai toujours rencontrées au cœur du synclinorium de Ricran, associées aux séries calcaires du Lias, du Trias ou du Pennsylvanien, dans lesquelles elles forment des dykes, sills et plugs dont la dimension maximale ne dépasse pas le kilomètre. Elles sont particulièrement fréquentes entre Tapo et Maco, dans l'angle sud-est de la feuille de Tarma (11° 30' S.) et dans la vallée du rio Mantaro par 12° 45' S. et 74° 30' W. Elles sont postérieures à l'essentiel des mouvements andins, car elles se mettent en place dans des zones intensément tectonisées à l'Andin mais ne semblent pas déformées (cf. fig. 108).

Des *plugs* de composition variée, les plus fréquents étant *dioritiques à tonalitiques*, recoupent à l'emporte-pièce les séries andines en particulier dans le synclinorium de Ricran; ainsi les cartes de Pampas (GUIZADO et LANDA, 1965) et de Huancavelica (NARVAEZ et GUEVARA, 1968) montrent des petits massifs de diorite, monzonite et gabbro recoupant des failles inverses qui semblent avoir encore joué au Mio-Pliocène. Ces plugs auraient donc des âges pliocènes comparables à ceux des massifs de la partie nord-est de la Cordillère Occidentale.

Dans l'anticlinorium de Comas-Tambo, les petits massifs circonscrits sont plus rares; ils sont intrusifs dans des séries du Pennsylvanien et du Permien inférieur plissées souvent avec schistosité au Crétacé terminal. Ce sont notamment des granites à muscovite (route Comas-Satipo) et des diorites (partie nord-est de la feuille de Pampas).

On connaît aussi dans cet anticlinorium de petits massifs de *roches basiques et ultrabasiques qui semblent associées aux grandes failles longitudinales et seraient d'origine profonde*. L'un d'eux, que j'ai découvert, affleure 7 km à l'ouest-sud-ouest de San Ramon, sur la rive gauche du rio Tarma (au long de la quebrada Tigrillo). Ce massif est en contact faillé avec le Lias et situé à proximité de la grande faille inverse qui borde au nord-est le massif précambrien de Maraynioc (cf. fig. 36 A). Il comprend des péridotites très serpentinisées à pyroxène (diallage ?) partiellement transformé en actinote, à hornblende brun clair et à biotite rouge, recoupées par des leucogabbros à gros grain. De son côté, J. P. BARD a observé des cortlandites à proximité de la faille qui borde au nord-est le massif précambrien de Huaytapallana et J. V. HARRISON (1951 a, p. 61) signale des gabbros à proximité de la faille de Toctuga (cf. fig. 37). Enfin, j'ai échantillonné à Mazamari, 20 km au sud-est de Satipo, un gros bloc de syénite à fayalite provenant du flanc oriental de l'anticlinal de Comas. Dans l'ensemble ces roches sont peu déformées et certaines, comme les gabbros de J. V. HARRISON, recoupent clairement des structures andines. En attendant une étude plus détaillée, il semble logique de les considérer comme des roches andines montées au long des grandes failles longitudinales de la Cordillère Orientale, failles qui atteindraient donc la base de la croûte sialique.

### 1.2. LES MASSIFS HOMOGENES DE GRANDE TAILLE

Ce sont essentiellement des *granites à gros grain*, de couleur rosée, qui contiennent de faibles quantités de biotite et parfois de hornblende. Ils sont nettement allongés dans le sens nord-ouest-sud-est et parfois groupés comme au sud de 12° S. Le massif de Rumichaca près de Huachon (10° 30' S.) et celui de Villa Azul, sur la feuille de Pampas (vers 12° 15' S. et 74° 45' W.) en sont de bons exemples: ce dernier mesure 50 km de long par 8 km de large. Ce massif de Villa Azul et celui de Cobriza situé à 15 km plus au sud-est ont tendance à être stratiformes; ils appartiennent à un essaim de stocks granitiques de direction nord-est-sud-ouest que l'on suit depuis 12° S. jusqu'à 13° S. Leur métamorphisme de contact est un métamorphisme banal à andalosite, sauf à Cobriza où une bande calcaire intercalée dans les schistes pennsylvaniens a été transformée en marbre à grenat, diopside, actinote, épidote, scapolite, ...; presque simultanément une minéralisation riche en fer (pyrrhotine) et en cuivre (chalcopyrite) et exploitée pour ce dernier minéral (PETERSEN, 1965) s'est installée dans ces marbres.

Les relations avec l'encaissant permettent dans quelques cas de préciser l'âge de ces massifs granitiques. On sait que tous recoupent des terrains andins plissés lors de la phase du Crétacé terminal. De plus, un granite de l'essaim de Villa Azul est recouvert en discordance par des couches rouges très semblables à celles de Tambo qui sont datées du sommet du Crétacé: il s'agit donc d'un granite post-tectonique associé à la phase du Crétacé terminal; cette conclusion peut vraisemblablement être étendue à d'autres granites de l'essaim, celui de Villa Azul en particulier, qui est coiffé en discordance par des conglomérats identiques à ceux de la partie médiane des séries oligo-miocènes de Huanta. Notons cependant que dans cette même région le massif rhyolitique de Chinchin, situé sur le contact entre la Cordillère Orientale et le bassin tertiaire d'Ayacucho, intrude à la fois le Paléozoïque supérieur et l'Oligo-Miocène.

### 1.3. LES MASSIFS HÉTÉROGÈNES

Ce sont essentiellement les massifs de Sacsacancha et Talhuis décrits par J. PAREDES sur la feuille de Jauja (1972) et qui sont traversés par la route Concepcion-Comas-Satipo. Comme dans le batholite côtier, la séquence de mise en place commence par des précurseurs basiques suivis de tonalite et d'andamellites. Ces massifs sont disposés en feuillets allongés dans la direction andine et ils sont recoupés tardivement par des porphyres quartzifères qui affleurent en lames souvent longues de plusieurs dizaines de kilomètres et larges seulement de quelques centaines de mètres à un kilomètre.

## 2. LES ÉLÉMENTS ANDINS DES BATHOLITES COMPLEXES

L'identification de ces éléments ne pose pas de problème lorsqu'ils se trouvent en relation directe avec des séries andines: c'est le cas du granite de Carrizal qui affleure largement sur la route Concepcion-Satipo; ce granite leucocrate à gros grain, à biotite et amphibole, recoupe en effet des granites foliés qui seraient hercyniens ou précambriens et des schistes pennsylvaniens plissés à l'Andin.

Dans les autres cas, j'attribue au plutonisme andin des lames de granite clair, parfois monzonitique, à grain moyen ou fin, qui se sont mis en place sous forme de lames ou de feuillets dans des zones faillées vraisemblablement en cours de distension (cf. carte à 1/500 000<sup>e</sup>). Ces zones faillées ont joué postérieurement, provoquant la formation de couloirs mylonitiques. Il faut cependant être prudent quant à la valeur de ces critères, car nombre de granitoïdes frais, non déformés à l'échelle de l'échantillon ou de la lame mince, dont initialement nous avons tendance à faire des granitoïdes andins, sont en fait hercyniens, puisqu'on les retrouve en galets dans le Permien supérieur.

## 3. CONCLUSION

Les granitoïdes andins de la Cordillère Orientale présentent quelques caractères originaux, parmi lesquels l'abondance relative des vrais granites et l'association de certains granitoïdes andins et pré-andins au sein de vastes complexes batholitiques.

*Leur origine pose ici des problèmes particuliers:* l'hypothèse d'une origine profonde s'accommode bien de la composition dioritique et tonalitique de massifs comme ceux de Sacsacancha ou Talhuis et de celle des petits plugs isolés. Par contre, l'abondance des produits authentiquement granitiques dans des stocks de grande dimension comme celui de Villa Azul rend vraisemblable la participation de produits de fusion de la croûte sialique dans la formation de ces massifs. Par ailleurs on note que tous ces granitoïdes se mettent en place, là encore, à un niveau élevé de la croûte, situé sous le front de la schistosité andine mais à sa proximité, et qu'ils sont franchement intrusifs. Dans l'ensemble, tous ces granitoïdes sont donc très franchement allochtones et une origine profonde paraît la plus probable.

Comme partout ailleurs se pose un problème d'espace. Une fois de plus, nous évoquerons l'action du stoping et de l'assimilation qui joue indéniablement un grand rôle. Les effets mécaniques des intrusions sont très réduits, mais la distension rend sûrement compte de la création de l'espace nécessaire à l'intrusion des porphyres rhyolitiques et des granites en lames, qui toujours cicatrisent des contacts faillés.

## E. LES GRANITOÏDES ANDINS

La répartition des granitoïdes andins dans le temps et dans l'espace ainsi que les conditions de leur mise en place, dépendent de deux facteurs principaux.

1. *La production, à grande profondeur, d'un magma surchauffé anhydre ayant une grande capacité d'ascension*, ceci à la verticale d'une frange de territoire bien délimitée dont les limites sont parallèles à la fosse océanique du Pérou; production de magma vraisemblablement liée à la fusion des couches supérieures de la lithosphère océanique qui s'enfonce sous le continent sud-américain.

2. *La présence de zones en distension* à la partie supérieure de la croûte continentale, qui facilite la montée du magma et résout pour l'essentiel le problème de l'espace nécessaire à la mise en place des plutons à proximité de la surface terrestre et souvent sous une *couverture volcanique cogénétique*.

### 1. LA RELATION GRANITOÏDES-ZONE DE SUBDUCTION

Dans les chaînes péripacifiques, l'association du magmatisme calco-alcalin et des zones où une plaque océanique plonge sous une plaque continentale est une hypothèse soutenue par de nombreux chercheurs et en particulier par W. R. DICKINSON (1970) et J. GILLULY (1971). D. JAMES (1972) et enfin E. AUDEBAUD *et al.*, (1973) l'appliquent aux Andes centrales.

En ce qui concerne le plutonisme la plupart des observations rendent cette hypothèse très vraisemblable; ainsi en est-il des premières conclusions sur l'origine profonde des magmas, sans intervention d'anatexie humide de la croûte sialique, qui se traduit dans leur composition, leur mise en place franchement intrusive et des rapports initiaux  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  bas.

Il en est de même pour la *variation latérale de la teneur en potasse des intrusifs*, particulièrement nette si on les groupe par classes d'âges. Pour les granitoïdes post-tectoniques « liés » à la phase du Crétacé terminal, c'est-à-dire la majeure partie du batholite et des granitoïdes de la Cordillère Orientale, cette teneur augmente du sud-ouest vers le nord-est; le batholite contient surtout des gabbros, des diorites, des tonalites (qui prédominent) et des adamellites alors que dans la Cordillère Orientale les granites alcalins et les adamellites prédominent sur les tonalites et les diorites. Pour les granitoïdes tertiaires, on note aussi l'abondance des plugs et stocks dioritiques et granodioritiques ou monzonitiques dans la Cordillère Occidentale et leur passage vers le nord-est à des stocks plus acides et souvent franchement rhyolitiques dans la Cordillère Orientale et à sa bordure sud-ouest. Des variations semblables ont été observées dans les batholites nord-américains et, selon W. R. DICKINSON (1970, p. 841-844), elles seraient en liaison avec une paléo-zone de subduction.

On remarque aussi que la *quantité des granitoïdes de même âge, mesurée en pourcentage de surfaces, est à son maximum à la limite sud-ouest de leur zone d'affleurement et décroît ensuite du sud-ouest vers le nord-est* pour s'annuler dans la partie nord-est de la Cordillère Orientale. Cette décroissance (à partir de la limite sud-ouest des affleurements) est une fonction directe de la distance du secteur considéré au Pacifique. Elle trouve une explication logique dans l'hypothèse de la subduction d'une plaque pacifique (de Farallon, puis de Nazca, cf. HERRON, 1972) sous le continent sud-américain. A toute époque considérée, la limite sud-ouest de l'extension du magmatisme se trouverait à l'aplomb de la zone où la plaque pacifique atteint la profondeur de 100 à 150 km, profondeur où commence la fusion des produits légers. Ce sont ces produits qui seraient la source *initiale* du magmatisme calco-alcalin, soit qu'ils montent directement

jusqu'en surface (DICKINSON, 1970), soit qu'ils s'arrêtent à la base de la croûte sialique et déclenchent la fusion des composants de cette dernière (cf. p. ex. BROWN, 1973). A mesure que la plaque s'enfouit plus profondément dans l'asthénosphère, la source des produits légers se tarit progressivement, entraînant à son tour la décroissance volumétrique progressive des granitoïdes.

En ce qui concerne le Pérou, ces corrélations ne sont encore que qualitatives. Un grand nombre d'analyses chimiques et de mesures géochronologiques sera nécessaire pour qu'elles deviennent quantitatives.

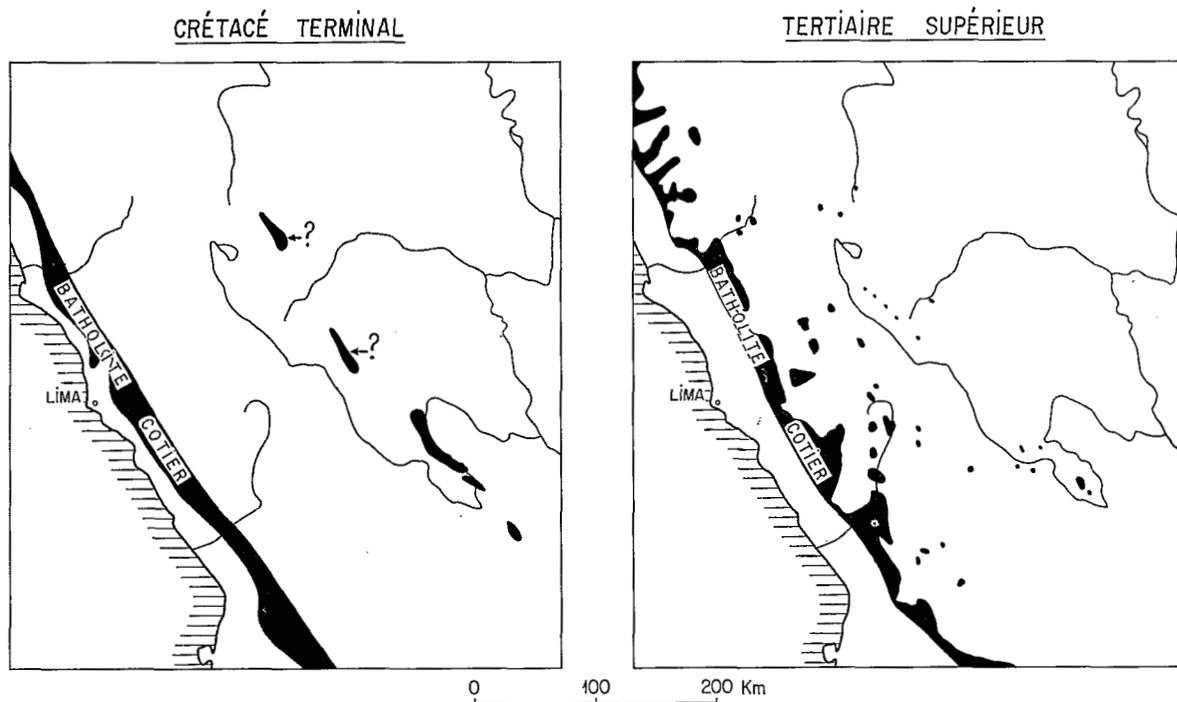


Fig. 119. — Répartition des granitoïdes fini-crétacés et néogènes dans les Andes du Pérou central

Pour la commodité de la représentation graphique, on suppose que toute la partie SW du batholite a un âge fini-crétacé et toute sa partie NE un âge néogène, et on ignore les intrusions éocènes et oligocènes

## 2. LA RELATION GRANITOÏDES-ZONES TECTONISÉES

La liaison temporelle et spatiale entre zones tectorogéniques et granitoïdes consécutifs apparaît clairement lorsqu'on compare les cartes d'extension des premières (fig. 112) et des secondes (fig. 119).

Il en est ainsi, en particulier, pour la phase du Crétacé terminal puisqu'on ne connaît de granitoïdes antérieurs aux couches rouges que dans les zones plissées à cette époque; cette corrélation spatiale entre zones comprimées et granites post-tectoniques peut s'expliquer par le soulèvement de ces zones postérieurement à la phase de compression, soulèvement en distension sans doute dû au réajustement isostatique et qui est attesté par la présence des reliefs qui alimentent en clastes les bassins où se sédimentent les couches rouges (cf. fig. 57). Cette distension faciliterait à son tour la montée des granitoïdes.

Quant aux granitoïdes tardifs, ils n'affleurent que dans les parties les plus élevées de la Cordillère actuelle, dont le soulèvement s'est produit au cours du Miocène *p.p.* et du Pliocène; c'est justement à cette époque que se mettent en place la plupart de ces intrusifs circonscrits et le batholite de la Cordillère Blanche, si on en juge d'après les âges isotopiques déterminés jusqu'alors. Là encore, on retrouverait la *liaison distension-granitoïdes*.

## *aperçu sur l'évolution récente de la chaîne*

L'évolution récente des Andes du Pérou s'étend sur une période qui va du Pliocène, et localement du Miocène, à l'actuel; sa limite inférieure est fort imprécise, en l'absence d'éléments de datation paléontologiques ou radiométriques.

Cette évolution est celle d'une terre entièrement émergée, qui va être modelée par les processus d'érosion et de dépôt, par le volcanisme et surtout l'épirogenèse et la néotectonique.

L'aspect morphogénétique de cette évolution a été étudiée dans le Pérou central par D. H. MC LAUGHLIN (1924) puis, beaucoup plus en détail, par O. DOLLFUS (1965) auquel ce texte doit beaucoup. On notera cependant que l'essentiel des conceptions de MC LAUGHLIN reste valable.

### *1. LES SURFACES D'ÉROSION*

Les phases miocène et pliocène ont créé non seulement des structures plissées et faillées, mais aussi des reliefs. Dans ces bourrelets montagneux l'érosion a dégagé des surfaces dont il reste des témoins importants généralement groupés sous le nom de « *surface Puna* ». Il s'agit de vastes surfaces légèrement ondulées qui caractérisent en particulier les Hauts Plateaux; dans les versants amazonien et pacifique au niveau du Pérou central, cette surface est profondément disséquée mais elle détermine le profil régulier des interfluves et on en retrouve des témoins isolés sur quelques crêtes.

#### *1.1. LA SURFACE MIOCÈNE*

Dans le Pérou central, peu d'héritages subsistent de la surface « miocène ». Il s'agit en effet de la surface basale des volcanites supérieures de Castrovirreyna ou de la fm. Ayacucho (cf. fig. 60), qui a été assez fortement déformée conjointement avec ces formations au cours du plissement pliocène.

Elle pourrait cependant jouer un rôle important dans le versant pacifique. En effet, sur la route Lima-Huarochiri (cf. p. 228) une série ignimbritique *s.l.*, de teinte rose et de composition rhyolitique fossilise un aplanissement situé entre 3 000 et 4 000 m d'altitude; cet aplanissement tranche à la fois les volcanites plissées et oligo-miocènes (?) et le batholite qui les intrude (J. V. HARRISON, 1951 *b*). Or ce type de relation se retrouve entre Nazca et Puquio (14° 30' S.-15° S.) et dans l'extrême sud péruvien et le nord chilien où de vastes lambeaux peu déformés de la surface miocène, sont conservés sous un manteau ignimbritique (ignimbrites roses Huaylillas et Oxaya) daté du Miocène supérieur (fig. 60). L'analogie de ces observations, intuitive sur le terrain, reste à prouver par la géochronologie.<sup>1</sup>

## 1.2. LA SURFACE PLIOCÈNE

Hors du versant pacifique, on peut admettre que la surface Puna des Andes du Pérou central correspond pour l'essentiel à des *aplanissements pliocènes* qui ont pu hériter localement de surfaces d'érosion plus anciennes. Cette surface se traduit par des successions de crêtes moutonnées dont l'altitude varie entre 3 800 et 4 600 m et par des « Gipffeldure » qui montent jusqu'à 4 800 m dans la Cordillère Orientale.

Dans la partie nord des Hauts Plateaux, aucun dépôt corrélatif, aucune discordance ne permet d'analyser la genèse de cette surface. Les produits des stratovolcans plioquaternaires, à l'ouest de Huancayo, ou les ignimbrites du « Bosque de Piedra », à l'ouest du lac de Junin, fossilisent certes un paysage de collines et de vallons, mais celui-ci représente sans doute une « surface Puna » déjà modifiée par l'érosion tardive.

Dans la partie sud des Hauts Plateaux, la surface pliocène entaille les volcanites mio-pliocènes plissées et en particulier la fm. Ayacucho, puis elle est recouverte par les ignimbrites Rumihuasi (feuilles de Huancavelica, Pampas et Ayacucho) ou les andésites des stratovolcans qui en règle générale ne sont pas déformées. Dans ce secteur, des études géochronologiques et une recherche systématique des faunes et flores des séries lacustres sont susceptibles d'apporter les datations qui font actuellement défaut.

## 2. LE VOLCANISME PLIOQUATÉNAIRE

Comme dans le volcanisme oligocène et néogène, on distingue des ignimbrites et une série andésitique à dacitique.

Les *ignimbrites* plioquaternaires sont souvent brèchiques, mal soudées et ont un débit prismé grossier. Elles sont facilement identifiables par leur teinte blanchâtre et par les reliefs ruiniiformes auxquels elles donnent lieu. Elles occupent des surfaces relativement importantes sur les Hauts Plateaux à l'ouest du lac de Junin et, tout au sud, sur la feuille de Huancavelica, d'où elles débordent sur celles de Huanta et Ayacucho. Dans le versant pacifique, elles sont aussi présentes dans le bassin du rio Rimac, où certaines d'entre elles pourraient être liées génétiquement à une cheminée de tufs rhyolitiques qui perce le batholite un peu en aval de Surco et se connecte à des fentes nord-est-sud-ouest (cf. p. 179-180).

Les *produits andésitiques et dacitiques* fossilisent souvent des reliefs beaucoup plus prononcés, qui entaillent profondément la surface pliocène et les formations plus anciennes. On les rencontre surtout au sud de 11° 15' S. dans la partie sud-ouest des Hauts Plateaux et la zone faîtière de la Cordillère Occidentale. Les andésites constituent des stratovolcans de grande dimension, où alternent des coulées et des brèches pyroclastiques. Le plus souvent l'érosion leur a fait perdre leurs formes morphologiques propres, sauf pour les plus récents comme le Molinoyoc, formé de plusieurs cônes situés au centre du bassin d'Ayacucho. Les dacites forment des dômes-coulées plus ramassés. Les termes les plus basiques de la série sont les basaltes du flanc nord-est du bassin d'Ayacucho qui semblent aussi être les plus récents. Ils recouvrent en effet des séries qui proviennent du remaniement de la fm. Ayacucho mio-pliocène et qui surmontent les coulées du Molinoyoc.

1. De fait la surface « miocène » de Huarochiri est antérieure à 40 MA, selon des âges isotopiques K/Ar réalisés sur des vitrophyres à biotite situés à la base des ignimbrites (NOBLE *et al.*, 1978, à paraître).

### 3. LES SÉDIMENTS QUATERNAIRES

Dans le Pérou central, on n'a pas identifié de sédiments pliocènes postérieurs à la surface pliocène. Les sédiments quaternaires sont des moraines qui ne descendent pas plus bas que 3 200 m et des alluvions qui remplissent les dépressions intramontagneuses des Hauts Plateaux et s'étalent plus largement dans le piémont amazonien ou le piémont pacifique. O. DOLLFUS (1965) a établi une chronologie relative de l'ensemble de ces dépôts. Nous la rappellerons en quelques lignes à partir de l'exemple du bassin de Huancayo (cf. également DOLLFUS et MÉGARD, 1968); les sédiments les plus anciens de ce bassin sont des dépôts lacustres  $t''''$ , datés du Pléistocène si l'on en croit J. V. HARRISON (1943). Une puissante nappe alluviale  $t'''$ , corrélative de la première grande glaciation, lui succède: les moraines et les terrasses de cette époque sont cimentées par de la calcite. La seconde glaciation donne des moraines puissantes (flanc nord-est de la cuvette de Junin, par ex.) et une nappe alluviale  $t''$  qui se divise en plusieurs terrasses; celles-ci, à Huancayo, sont situées 15 à 25 m au-dessus du niveau actuel du rio Mantara. On connaît enfin une nappe  $t'$  récente, située 5 à 10 m au-dessus du même rio. On retrouve un étagement semblable des dépôts à San Ramon, au pied nord-est de la Cordillère Orientale et dans le piémont pacifique où cependant manqueraient les sédiments  $t''''$ .

Les dépôts  $t''''$  sont toujours tectonisés et les dépôts  $t'''$  le sont fréquemment; cette chronologie est donc importante pour le tectonicien mais elle devra, si possible, être calée par la paléontologie et la radiochronologie.

### 4. LA SURRECTION DES ANDES

Le problème de l'amplitude de la surrection plioquaternaire des Andes ne sera vraisemblablement pas résolu dans le Pérou central car les témoins des surfaces miocènes et pliocènes y sont trop réduits sur les versants pacifique et amazonien. Sans reprendre une discussion où les arguments sont encore trop qualitatifs, on peut admettre que les Andes, dans leur partie axiale, sont montées d'au moins 2 000 m depuis le milieu du Miocène; on arrive à un chiffre de cette grandeur pour le sud du Pérou où la chaîne a une altitude analogue (cf. AUDEBAUD *et al.*, 1973).

Les modalités de la surrection ne sont guère mieux connues. Les profils topographiques des crêtes du versant pacifique n'enregistrent qu'une rupture entre 30 et 60 km de la côte où leur altitude passe de 1 000 à plus de 3 000 m, sans qu'une ligne de failles puisse être clairement définie. Aussi a-t-on souvent l'impression que le soulèvement de la surface Puna s'est produit par l'addition des jeux normaux, centimétriques à décimétriques d'un grand nombre de fractures espacées de quelques décimètres ou de quelques mètres (cf. DOLLFUS, 1965).

Dans le versant oriental des Andes, les « Gipfelflure » sont dénivelés brutalement par des failles à forts rejets, dont il est difficile de déterminer si elles sont inverses ou normales.

Des déformations de moins grande ampleur affectent aussi la surface Puna. Ce sont des bombements et des gouttières alignés selon la direction des Andes; les gouttières dirigent le drainage et les bassins quaternaires comme ceux de Huancayo, Ayacucho, Cuzco, etc. s'y localisent. Il reste à savoir quand ces structures se sont mises en place et si elles correspondent à de vastes anticlinaux et synclinaux ou à des horsts et grabens.

### 5. LA TECTONIQUE QUATERNAIRE

Dans les rares secteurs où ils sont conservés, les dépôts du Quaternaire ancien sont très souvent plissés et faillés.

Sur les Hauts Plateaux, leur tectonique souple est particulièrement spectaculaire dans le bassin de Huancayo où les sédiments  $t''''$  et  $t'''$  dessinent des anticlinaux étroits séparés par de vastes synclinaux plats, et des flexures (DOLLFUS et MÉGARD, 1968); à la bordure sud-ouest du bassin, ils sont même chevauchés

localement par le Trias. Tous les anticlinaux et les flexures ont une orientation « andine » nord-ouest-sud-est; les pendages atteignent 45° dans les anticlinaux et peuvent dépasser la verticale dans les flexures. On note que  $t''''$  est moins plissé que  $t'''''$ ; il y aurait donc deux « phases de compression » successives dans le Quaternaire ancien. Selon la carte géologique de Jauja (J. PAREDES, 1972), on retrouve des dépôts  $t''''$  sur le flanc nord-est du bassin, soulevés à plus de 1 000 m au-dessus de son fond et affectés par des failles longitudinales subverticales.

Entre Huancayo et le lac de Junin, on rencontre du Quaternaire plissé, en général contemporain de  $t''''$ , en plusieurs endroits. Ainsi, sur les plateaux entre Jauja et Tarma, *des dépôts périglaciaires* encroûtés de quelques mètres de puissance et collés à la surface d'un karst taillé dans le Lias, sont *plissés par un anticlinal et deux synclinaux*; les pendages varient entre 5° et 15°; les axes des plis ont une direction nord-ouest et leur longueur d'onde est de 400 m. Encore plus au nord, à l'extrémité sud-ouest de la cuvette de Junin, les dépôts  $t''''$  ou  $t'''''$  de San Pedro de Cajas sont également plissés.

Cette tectonique du Quaternaire ancien s'est faite en compression, mais la façon dont a réagi le substratum mésozoïque et tertiaire reste mal connue.

Dans la partie nord-est de la Cordillère Orientale, les alluvions anciennes de la zone de San Ramon, attribuées au  $t''''$  par DOLLFUS, sont déformées aussi bien vers l'Hacienda Naranjal où DOLLFUS les a observées que dans les collines situées au nord de San Ramon et de La Merced. On y observe des pendages fréquemment compris entre 20 et 40° et qui peuvent atteindre 70°, mais la direction des strates varie beaucoup et les observations sont trop ponctuelles pour que l'on puisse déterminer s'il y a des plis et quelle est leur direction.

## 6. LA TECTONIQUE SUBACTUELLE ET ACTUELLE

Il s'agit pour l'essentiel de *tectonique cassante*, la plupart du temps *en distension*. Elle détermine des *failles normales* qui donnent dans les moraines des deux dernières glaciations des abrupts que l'érosion n'a pas encore rectifiés.

J'ai repéré certains de ces abrupts:

1. Dans le flanc sud-ouest de la dépression de Huancayo, où une faille raide à fort pendage vers le nord-est et rejet normal apparent met en contact des moraines et le Lias.

2. A Cayesh, dans la partie nord-est de la faille de Tarma (11° S., 75° 35' W.) où un vieil accident qui pend au sud-ouest avec 70° a rejoué en faille normale avec un rejet de 5 à 10 m et déplacé les moraines et les dépôts de pente; on suit cet abrupt sur une dizaine de kilomètres.

3. Dans l'angle sud-est de la feuille de Pampas (12° 30' S., 74° 30' W.), où une faille raide à pendage nord-est abaisse de quelques mètres les dépôts de pente du compartiment nord-est.

Néanmoins on connaît aussi des structures actuelles impliquant de la *compression*: c'est le cas de la faille nord-ouest-sud-est de Pariahuanca qui borde au sud-ouest le massif de Huaytapallana situé 20 km au nord-est de Huancayo. Elle a enregistré en 1969, au cours d'un tremblement de terre, un déplacement latéral sénestre de 0,7 m et un déplacement vertical inverse qui atteint au plus 1,6 m, le bloc soulevé étant situé au nord-est de la faille (DEZA, 1971).

## 7. CONCLUSION

Nos connaissances sur la chronologie du Pliocène supérieur et du Quaternaire du Pérou central sont trop imprécises et nos observations sur la tectonique de ces terrains sont trop peu nombreuses pour que l'on puisse faire un bilan rigoureux des mouvements récents; on peut cependant en tirer quelques remarques d'ordre général:

— *Le processus dominant dans la tectonique plioquaternaire et actuelle* semble bien être *la distension*. C'est elle qui serait à l'origine du soulèvement plioquaternaire des Andes qui dépasse 2 000 m et du jeu

différentiel important de certains blocs faillés tels le horst de la Cordillère Blanche. Néanmoins, il convient d'analyser avec plus de rigueur le jeu des grandes failles ou des simples diaclases au cours de la surrection de la chaîne.

— *La compression n'est cependant pas absente* au Quaternaire et son influence sur la morphologie actuelle n'est pas négligeable comme le montre l'exemple du bassin de Huancayo. Il est aussi possible que le « gondolage » de la surface Puna, qui fixe les axes du drainage, se soit fait en compression. Enfin, des coulissages impliquant de la compression se sont sans doute produits tardivement, notamment sur la côte.

— *Les axes de la tectonique plioquaternaire, distensive ou compressive, sont l'ensemble andins, c'est-à-dire nord-ouest-sud-est.* La morphologie met souvent en valeur les divisions géologiques dues aux phases tertiaires; ainsi en est-il de la limite Cordillère Orientale-Hauts Plateaux où les derniers mouvements chevauchant ont sans doute affecté la surface Puna... ou encore de la limite Cordillère Orientale-collines subandines, héritée de la tectonique mio-pliocène et localement peut-être de la tectonique finicrétacée. C'est là un caractère relativement original des Andes centrales, qui ne semble pas partagé par tous les segments de la chaîne et notamment pas par les Andes méridionales (cf. AUBOUIN *et al.*, 1973).

*la chaîne andine  
et la tectonique des plaques*

**A. DONNÉES OCÉANOGRAPHIQUES  
ET GÉOPHYSIQUES ACTUELLES**

Sans reprendre un historique maintenant classique, nous rappellerons que la synthèse des données géophysiques et océanographiques à l'échelle du globe a abouti aux concepts réunis sous le nom de tectonique des plaques (cf. par ex. J. COULOMB).

Dans ce cadre, la bordure ouest du continent sud-américain apparaît comme une marque continentale active typique où se produit la subduction d'une plaque océanique pacifique, dite plaque Nazca, sous la plaque continentale sud-américaine; l'expression de surface la plus apparente de la zone de subduction est la fosse océanique péruano-chilienne.

Nous chercherons à voir ici dans quelle mesure les données océanographiques et les données géophysiques continentales cadrent avec cette théorie dans le cas des Andes du Pérou central. De fait, ces données sont peu denses et nous serons amenés à les examiner à l'échelle de la plaque Nazca.

*1. LES DONNÉES EN DOMAINE OCÉANIQUE*

**1.1. LA PLAQUE NAZCA**

*1.1.1. Situation, limites, bathymétrie*

La plaque Nazca (cf. HERRON, 1972) constitue la partie la plus étendue du Pacifique sud-est; les grandes lignes de sa structure apparaissent sur la figure 120; elle est limitée:

- A l'est, par la fosse péruano-chilienne qui s'étend de l'équateur jusqu'à 45° S. face au Chili méridional;
- Au nord, par l'étroit fossé (rift zone) des Galapagos, décalé par des failles transformantes nord-sud;
- A l'ouest, par la dorsale est-pacifique, décalée par des failles transformantes proches de N. 70 W.;
- Au sud, par une ligne brisée formée de segments de la dorsale du Chili, déportés de plus en plus à l'est à mesure que l'on avance vers le sud sous l'effet de failles transformantes orientées approximativement N. 80 E.

Le fossé des Galapagos et les dorsales est-pacifique et du Chili sont des zones d'expansion de la croûte océanique.

*Au droit du Pérou*, la plaque Nazca est un secteur déprimé de l'océan Pacifique, situé presque partout sous la courbe — 4 000 m (MÉNARD, 1964). Les seuls reliefs positifs sont: (1) deux seuils assez peu marqués, où la profondeur se réduit à des valeurs comprises entre — 3 000 m et — 4 000 m et situés vers le centre de la plaque et (2) la dorsale de Nazca orientée nord-est et qui butte contre la fosse du Pérou vers 15° S.

*La ride de Nazca*, longue de près de 1 800 km et large de près de 250 km, a un profil transversal assez mou mais elle porte des guyots dont certains ne sont recouverts que par une tranche d'eau inférieure à 500 m. Sur ces guyots ont été dragués des roches volcaniques, des nodules riches en manganèse, des grès calcaires, des restes de coraux et enfin une *alaskite*, c'est-à-dire un granite très leucocrate et pauvre en quartz (d'après R. L. FISHER, in RÜEGG, 1962). A l'époque, W. RÜEGG s'était fondé sur cette découverte pour établir un lien entre la ride de Nazca et des structures précambriennes nord-est-sud-ouest du bourrelet côtier d'Ica-Nazca (Cerros de Huricangana). Cette interprétation paraît douteuse aujourd'hui. Il est vraisemblable que la ride de Nazca est une chaîne volcanique sous-marine classique, qui résulte de l'effet d'un « panache » (mantle plume) sur la plaque Nazca qui dérivait au-dessus (cf. MORGAN, 1972). Quant à l'*alaskite*, s'il ne s'agit pas d'un bloc allochtone, elle pourrait être analogue aux granitoïdes découverts ces dernières années en plusieurs points de l'Atlantique et de l'Aves Ridge caraïbe dont on admet qu'ils peuvent dériver de la différenciation du manteau.

### 1.1.2. Données géophysiques et géologiques

L'article récent d'E. M. HERRON (1972) fait le point des connaissances dans ce domaine et apporte de nombreuses données nouvelles. Les résultats les plus intéressants sont ceux relatifs aux linéations magnétiques du fond océanique, qui sont partiellement reportées sur la figure 120:

- Les structures magnétiques sont dues pour une part à l'actuelle *dorsale est-pacifique* qui a commencé à fonctionner il y a à peu près 20 MA et à celle d'une *dorsale* aujourd'hui *fossile* qui a cessé de fonctionner il y a 9 MA; la dorsale du Chili serait un segment encore actif de cette dorsale fossile. Les mesures du flux de chaleur (LANGSETH in HERRON, fig. 4 B), quoique difficile à interpréter, montrent un flux plus élevé au passage de la dorsale fossile que dans les zones environnantes. Cette dorsale fossile se signale aussi par un seuil topographique et par une bande de dépôts pliocènes encadrée par des dépôts miocènes (BURCKLE *et al.*, 1967);

- Les corrélations établies entre les numéros des anomalies et l'échelle-temps permettent de dater en plusieurs secteurs la croûte océanique pacifique en particulier à proximité du continent où son âge varie selon les points entre 40 et 55 MA;

- Les premiers résultats de la campagne 1973 (Leg 34) du Glomar Challenger sur l'âge des sédiments qui recouvrent directement le « socle basaltique » de la plaque Nazca au large du Pérou confirment les âges tirés des anomalies (Anon., *Geotimes*, 19 (4), p. 20-24, 1974);

- A l'ouest de la dorsale est-pacifique, dans la plaque pacifique principale, on trouve des linéations magnétiques beaucoup plus anciennes (anomalie 32 de 80 MA sur la fig. 3 de HERRON) dues à l'expansion au niveau de la ride fossile.

On constate donc que la croûte océanique néoformée par la dorsale fossile antérieurement à l'Eocène existe à l'ouest de cette dorsale mais ne se retrouve pas à l'est, alors que l'on sait que l'expansion du fond

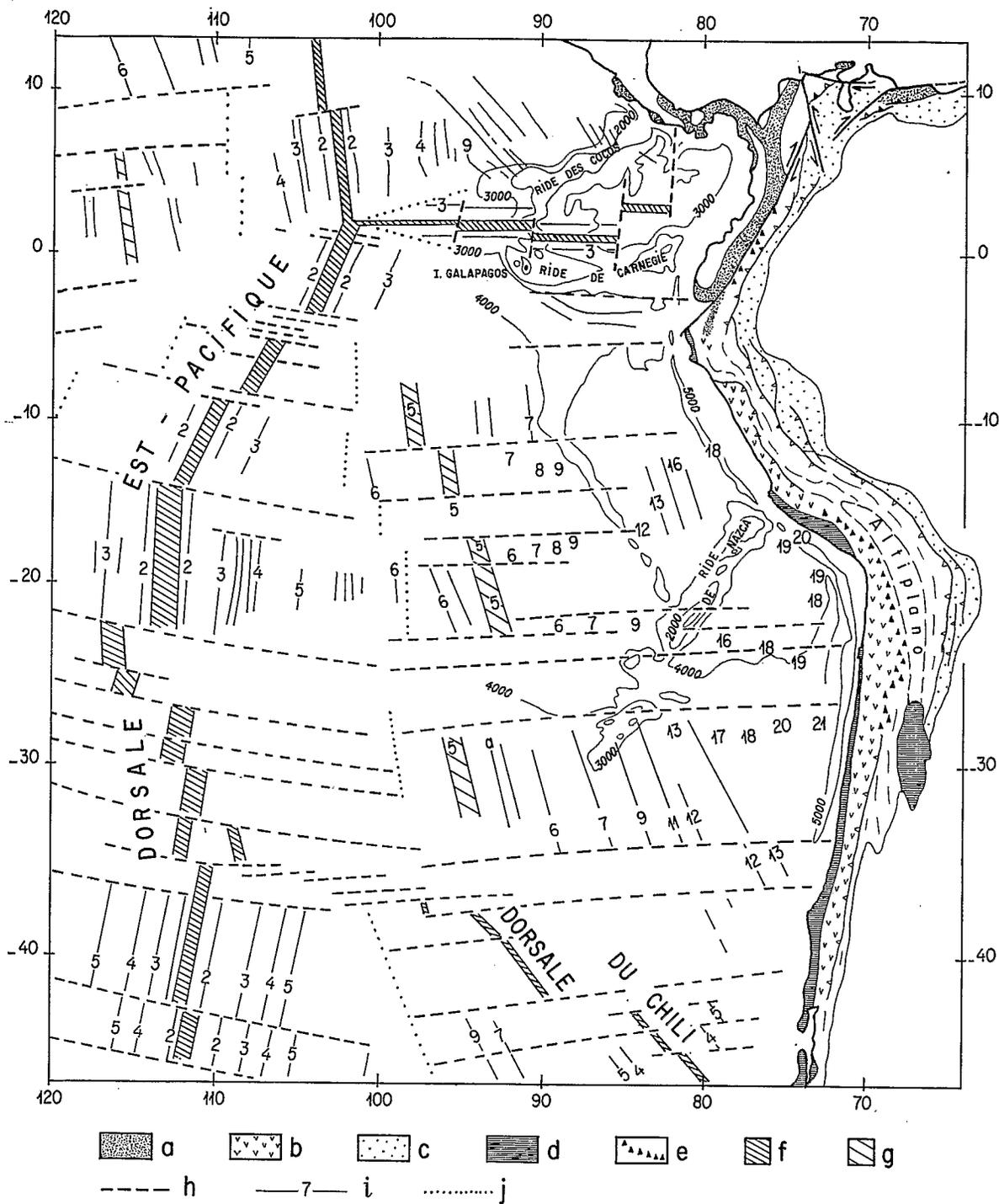


Fig. 120. — La plaque Nazca et les Andes

Les données sur le domaine océanique proviennent de H. HERRON (1972)

I. — *Andes*. a. Zones à ophiolites andines. b. Zones à volcanisme andésitique préorogénique. c. Parties externes de la chaîne andine (Cordillère orientale en Colombie, collines subandines plus au Sud). d. Substratum précambrien et/ou paléozoïque peu affecté par la tectonique andine. e. Volcans actifs

II. — *Pacifique*. f. Zones d'expansion océanique actuelle (dorsales et fossé des Galapagos). g. Dorsale fossile. h. Failles transformantes. i. Distribution en plan des anomalies magnétiques, les chiffres indiquent les numéros des anomalies (cf. HERRON). j. Limite entre les zones du plancher océanique formées au long de la dorsale fossile et celles formées au long de la dorsale est-pacifique

océanique se fait le plus souvent symétriquement de part et d'autre des dorsales. Par ailleurs, l'étude géologique de la côte pacifique du Pérou et du Chili montre que la croûte océanique anté-éocène n'a pas contribué (sauf peut-être par magmatisme interposé), à l'accrétion du continent. *Force est donc d'admettre que le processus de subduction a fonctionné au long de la côte ouest de l'Amérique du Sud et qu'il a provoqué l'engloutissement de la croûte océanique d'âge crétacé et plus ancien.*

## 1.2. LA FOSSE PÉRUANO-CHILIENNE ET LA TRANSITION OCÉAN-CONTINENT

Ce secteur a fait l'objet d'études bathymétriques et géophysiques de R. L. FISHER et R. W. RAITT (1962) et de D. E. HAYES (1966) ainsi que d'une mise au point de D. E. HAYES et M. EWING parue dans *The Sea* en 1970.

### 1.2.1. La topographie et la question du remplissage sédimentaire

La fosse est un accident topographique bien délimité avec une pente de l'ordre de 2° du côté de l'océan et de l'ordre de 5° du côté du continent (profil sismique G', fig. 15 de HAYES et EWING, 1970). Sa profondeur varie beaucoup d'un point à un autre du fait de son remplissage sédimentaire très inégal et de l'influence de structures transversales telles la ride de Nazca au droit desquelles on note une nette remontée du fond de la fosse. Celle-ci atteint des profondeurs maximales de 6 500 m au nord de cette ride et de 8 000 m au sud, face au désert d'Atacama.

Entre 8° S. et 32° S., la fosse a une section transversale en V qu'explique en partie la faible épaisseur du remplissage sédimentaire, le plus souvent inférieure à 500 m. Au sud de 32° S., ce remplissage croît rapidement, atteignant 2 km et la fosse peut cesser d'exister en tant qu'accident topographique. Cette différence dans le taux de remplissage ne s'explique pas par un taux d'enfouissement plus ou moins élevé des sédiments sous la plaque continentale si l'on admet les taux de convergence calculés par X. LE PICHON (1968) qui ne varient qu'entre 5,2 et 6 cm/an; elle est plus vraisemblablement due à l'influence du climat au cours du Quaternaire (cf. SCHOLL *et al.*, 1970) et au piégeage des sédiments dans des bassins subsidents situés sur le plateau continental. Cette dernière explication paraît valable pour le Pérou central et méridional où un tel bassin prolonge le « géosynclinal tertiaire de Bolivar », dont les dépôts sont connus à l'affleurement plus au nord; les récents sondages offshore, qui ont rencontré près de 3 000 m de Tertiaire vers 8° S., confirment cette interprétation proposée par D. E. HAYES (1966) pour expliquer la courbe gravimétrique fermée de — 125 mgal située 150 km au nord-ouest du Callao (fig. 121).

### 1.2.2. La fosse est-elle une structure en compression ou en distension?

Le versant pacifique de la fosse et son fond sont, soit des zones de calme tectonique, soit des zones en distension. Ceci s'observe bien là où existe un remplissage sédimentaire épais. Les profils de sismique-réflexion (HAYES et EWING, 1970; SCHOLL *et al.*, 1969 et 1970) montrent que le socle du versant océanique s'abaisse avec une pente de 2 à 4° jusqu'au pied de la pente continentale; il s'agirait là de l'expression superficielle de la flexion de la plaque océanique annonciatrice de sa subduction sous le continent. Ces mêmes profils montrent aussi que l'épaisseur et la pente des sédiments croissent généralement de façon régulière dans la même direction sans que l'on observe d'indices de déformation en compression; par contre on observe des failles normales dans le versant pacifique de la fosse et à proximité de son axe (cf. LISTER, 1971). Elles peuvent donner naissance à des horsts subparallèles à la fosse, ainsi que L. D. KULM, K. F. SCHEIDEGGER *et al.* (1973) l'ont observé entre 7° 25' et 7° 50' S. et entre 8° 30' et 9° 30' S.; leur hauteur peut atteindre 900 m au-dessus du plancher sédimentaire de la fosse.

Du côté du continent, les sédiments buttent contre un abrupt (pente supérieure à 30°) suivi d'une pente relativement raide (en moyenne 5°) avec des ressauts. M. EWING *et al.* (1969), D. E. HAYES et M. EWING (1970) et C. K. SEYFERT (1969) pensent que cette zone acoustiquement opaque est constituée de sédiments plissés et affectés par des failles inverses pendant vers le continent. X. LE PICHON, J. FRANCHETEAU et

J. BONNIN (1973) confèrent une valeur générale à cette interprétation; ils pensent que la présence de sédiments plissés à la bordure continentale des fosses océaniques rend compte (1) des vitesses de propagation de 3 à 4 km/s mesurées dans les zones acoustiquement opaques et (2) du décalage vers le continent de l'anomalie gravimétrique très prononcée liée à la fosse. Ce modèle est particulièrement bien illustré dans la fosse des Aléoutiennes (GROW, 1973).

Les travaux récents des océanographes des universités d'Orégon et de Hawaï dans la fosse du Pérou, confirment cette opinion: selon G. L. SHEPHERD *et al.* (1973), les sédiments de la partie inférieure de la pente continentale sont plissés anticlinalement entre des failles; ceci est visible en particulier à l'intersection de la ride de Nazca et de la fosse (KULM, PRICE *et al.*, 1973); mais très souvent les structures de compression sont cachées par des glissements dus à la gravité. G. PAUTOT (1974) parle même de sous-charriages d'unités plurikilométriques.

Notons que si ce mécanisme d'accrétion fonctionne dans le cas de la fosse péruano-chilienne, il doit être compensé par un entraînement des sédiments plissés sous le continent au long de la zone de Benioff (à moins qu'il ne s'agisse d'un mécanisme extrêmement récent), car la géologie continentale ne montre pas d'éléments océaniques accolés au continent dans les Andes du Chili et du Pérou. Comme nous le verrons succinctement, le problème est différent en Equateur et en Colombie et peut-être dans la Cordillère de Magellan.

### 1.2.3. Les données géophysiques

#### DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES (fig. 121 A et B)

Les données gravimétriques de D. E. HAYES (1966) montrent clairement deux minima distincts pour les anomalies à l'air libre (fig. 121 A et B). Le plus important correspond à l'axe de la fosse ou est légèrement décalé vers le continent par rapport à cet axe. Selon X. LE PICHON *et al.* (1973), la réalisation de l'équilibre isostatique est en effet impossible du fait même du mouvement relatif des plaques.

Le décalage de cette anomalie vers le continent serait lié (cf. supra) à des masses de sédiments déformés accolés au continent dans la partie inférieure de la pente continentale.

Le second minimum, (couche fermée à — 125 mgal), situé plus près de la côte, correspond au déficit de masse lié à la présence des sédiments accumulés dans le sillon subsident tertiaire « de Bolivar ».

#### DONNÉES SISMIQUES

Ce sont pour l'essentiel les données de sismique-réfraction apportées par R. L. FISHER et R. W. RAITT (1962) et synthétisées sur la coupe nord-est-sud-ouest de la figure 121 C qui passe par le Callao.

Au sud-ouest de l'axe de la fosse, ces données sont en accord avec le modèle à trois couches admis pour la croûte océanique; les épaisseurs sont du même ordre que celles relevées ailleurs dans le Pacifique: 4,8 km pour la couche profonde 3, dite « océanique », 1,3 km pour la couche 2 ou « socle »; la couche sédimentaire ou couche 1, a une puissance de l'ordre de 300 m.

Par ailleurs, D. E. JAMES (1971 *a*) a étudié les vitesses de phase et les vitesses de groupe des ondes de Rayleigh entre la côte chilienne et Ñaña (Lima); il en déduit l'existence d'une zone à faible vitesse de propagation qui débute à une profondeur de 50 à 60 km.

Cette zone à faible vitesse pourrait limiter vers le bas la plaque Nazca, qui aurait donc une épaisseur de 50 à 60 km dont 6 à 7 km de croûte.

#### DONNÉES MAGNÉTIQUES

Ces données sont fournies par l'article de D. E. HAYES (1966). Comme au niveau de la plupart des fosses océaniques, elles montrent un contraste très net entre une zone à fortes anomalies magnétiques du côté océanique et une zone à faibles anomalies magnétiques du côté continental.

La transition entre ces deux zones se produit à proximité de l'axe de la fosse et serait liée, selon X. LE PICHON *et al.* (1973), à l'affaiblissement des sources magnétiques et, partant, des fortes anomalies

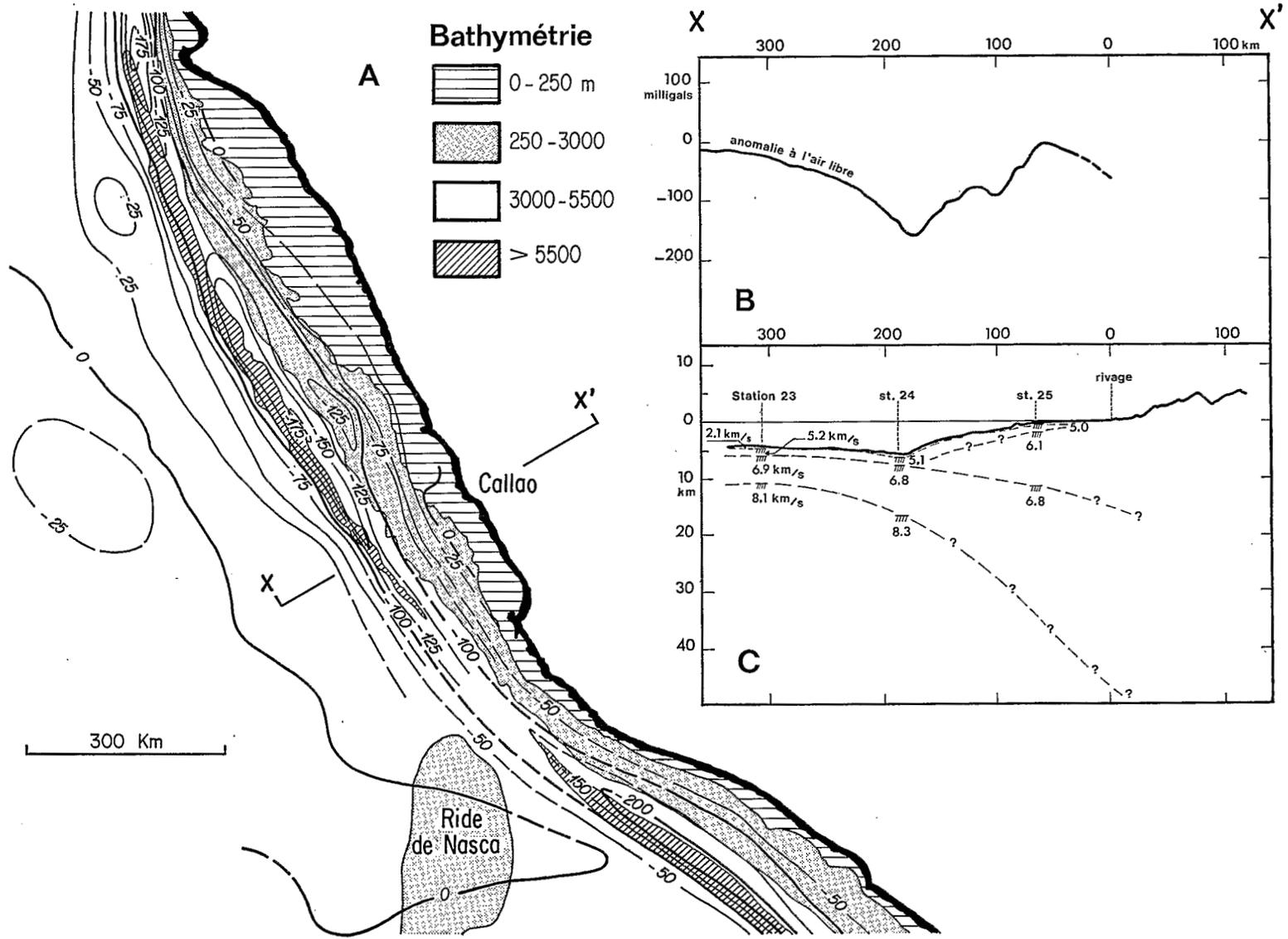


Fig. 121. — Anomalies gravimétriques (A et B), d'après D. E. HAYES (1966) et données de sismique réfraction (C) d'après R. L. FISHER et R. W. RAITT (1962) Sur la coupe C, les chiffres en km/s indiquent la vitesse de propagation des ondes de pression pour chaque couche. Les coupes B et C concernent la transversale X X' signalée sur A

caractéristiques de la plaque océanique, du fait des tensions qui apparaissent dans cette plaque à l'approche de la fosse.

#### 1.2.4. Conclusion

L'ensemble des données publiées sur la fosse du Pérou coïncide avec les observations recueillies dans d'autres fosses au pourtour du Pacifique. Un certain nombre de ces caractéristiques, telles la flexure de la croûte océanique au bord océanique de la fosse, la disparition des anomalies magnétiques océaniques ou le déficit de masse associé à la fosse s'expliquent facilement par la *subduction de la plaque Nazca sous la plaque sud-américaine*.

Il reste un point délicat, celui de l'*absence d'indices de compression dans les sédiments récents de la fosse*; on suppose qu'elle est compensée par le plissement brutal de ces sédiments et par leur empilement sous forme d'écaillés à la base du mur continental de la fosse. L'acceptation de ce processus d'accrétion et son application à l'évolution passée de la chaîne posent, dans le cas des Andes centrales et méridionales, des problèmes sur lesquels nous reviendrons.

## 2. LES DONNÉES GÉOPHYSIQUES EN DOMAINE CONTINENTAL

### 2.1. LES DONNÉES DE LA SÉISMOLOGIE

#### 2.1.1. La répartition de la sismicité en plan (fig. 123 B)

Les cartes d'épicentres données par L. OCOLA (1966) pour les séismes entre 1949 et 1963 et celles de E. DEZA (1969) et de B. ISACKS et P. MOLNAR (1971) pour les événements plus récents, montrent que :

— Les séismes de profondeur faible et intermédiaire qui ici ne descendent pas au-dessous de 250 km; ils sont groupés sous la marge continentale et sous les Andes, zone subandine comprise,

— Les épicentres des séismes profonds (550 à 700 km) se localisent dans des zones de dimensions réduites situées (1) à la frontière du Pérou et du Brésil entre 7° et 12° S., (2) à la frontière Pérou-Bolivie par 13° 30' S., (3) dans le nord de l'Argentine entre 25 et 27° S.

#### 2.1.2. La zonation séismotectonique

L'examen de ces mêmes cartes d'épicentres, joint à celui des cartes d'énergie dissipée par les séismes et de relaxation des contraintes (*in* L. OCOLA, 1966) permet de distinguer au Pérou et dans les pays voisins, trois zones séismotectoniques (cf. E. DEZA, 1969) qui couvrent respectivement :

1. La Colombie et l'Equateur jusque vers 2° S.;
2. L'extrême sud de l'Equateur, le Pérou nord et central;
3. Le sud du Pérou et le nord du Chili et de l'Argentine.

La zone (2) est séparée de la zone (3) par une *zone de transition* (cf. E. DEZA, 1969), où les séismes sont moins fréquents et moins intenses (cf. carte d'OCOLA, 1966); cette zone située entre 13° S. et 14° S. et de direction approximativement est-ouest, correspond actuellement à la déflexion d'Abancay (cf. MAROCCO, 1971) où les Andes prennent sur 300 km une direction est-ouest.

#### 2.1.3. La répartition verticale des séismes

Le report sur une même *coupe verticale des hypocentres* de la zone centrale et nord-péruvienne (fig. 122) montre que les hypocentres superficiels et intermédiaires situés sous la marge continentale et les hypocentres intermédiaires situés sous les Andes (y inclus la zone subandine) sont répartis dans une couche sismiquement active d'une épaisseur approximative de 50 à 80 km qui pend vers l'est-nord-est avec une

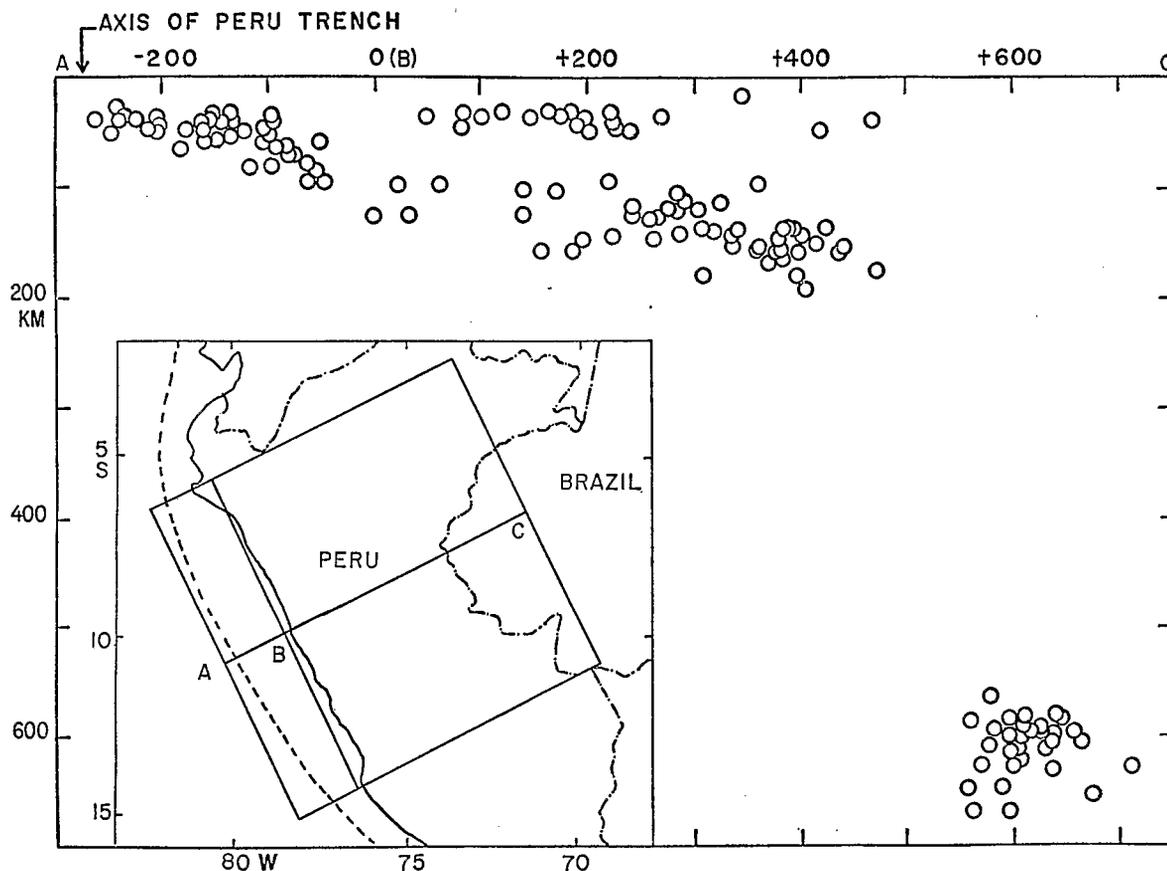


Fig. 122. — Répartition en coupe des hypocentres des séismes dans le Pérou Nord et Central, d'après B. ISACKS et P. MOLNAR (1971)

quinzaine de degrés. Les coupes plus détaillées de D. E. JAMES (1971 *b*, fig. 5 A) qui ne groupent que des événements situés à 90 km de part et d'autre des lignes de coupes, donnent des résultats semblables; c'est le cas en particulier de sa coupe  $S_1$  qui passe par Lima et La Merced. Sous les Andes, les séismes de profondeur intermédiaire sont assez nettement séparés d'un groupe de séismes superficiels, crustaux, auquel appartiendrait le tremblement de terre de Pariahuanca de 1969 (cf. p. 243-244).

Les coupes verticales du Pérou méridional au sud de la déflexion d'Abancay données par L. OCOLA (1966) et par D. E. JAMES (1971 *b*) montrent aussi un groupement des séismes de profondeur intermédiaire dans une couche bien délimitée plongeant approximativement à  $28^\circ$  vers le nord-est et passant progressivement sous le Chili septentrional à une couche de même plongement mais d'orientation subméridienne.

On ne signale pas d'hypocentre entre les profondeurs de 200/280 km des derniers séismes intermédiaires et les profondeurs de 500 à 600 km des séismes profonds.

Cette disposition offre des analogies avec celle que l'on observe aux Nouvelles Hébrides, encore que le pendage de la zone de Benioff y soit plus raide (ISACKS et MOLNAR, 1971; BARAZANGI *et al.* 1973). Elle est par contre très différente de la disposition classique de l'arc insulaire des Tonga, où les hypocentres sont répartis sans solution de continuité notable dans une zone de Benioff pendant à  $45^\circ$  sous l'arc et qui s'étend de la surface à — 600 km (ISACKS *et al.*, 1968).

#### 2.1.4. Les mécanismes au foyer

Un certain nombre de mécanismes au foyer concernant le bord ouest de l'Amérique du Sud sont donnés par B. ISACKS (1970) et par B. ISACKS et P. MOLNAR (1971); leurs figures sont reproduites ici

(fig. 123 A et B). Dans l'ensemble, ces mécanismes se répartissent conformément à l'un des modèles proposés par ISACKS et MOLNAR (1971). On distingue :

- *des mécanismes de type « faille inverse »*, qui sont ceux d'une partie des séismes superficiels situés sous la marge continentale ou sous la côte (fig. 123 A); ces séismes sont localisés dans la zone de contact entre la plaque Nazca et la plaque sud-américaine.

- *Des mécanismes impliquant une distension dans le plan de la plaque Nazca* en cours de subduction, l'axe de tension étant parallèle à son pendage; ces mécanismes ont été observés pour une partie des séismes superficiels sous la marge continentale et pour les séismes de profondeur intermédiaire (fig. 123 B, séismes n° 64-69 et 70-84).

- *Des mécanismes impliquant une compression dans le plan de la couche contenant les hypocentres*, l'axe de compression étant parallèle au pendage de la couche; ces mécanismes sont caractéristiques des séismes de grande profondeur (fig. 123 B, séismes n° 85-90, 91 et 92-97).

### 2.1.5. La propagation des ondes sismiques

La propagation des différents types d'ondes sismiques a été étudiée par des chercheurs appartenant pour la plupart à l'équipe de la Carnegie Institution de Washington.

I. S. SACKS (1971) a étudié l'atténuation des ondes de cisaillement S émises par les séismes de grande profondeur et montré que la zone située sous les Andes *entre 300 et 500 km*, dans laquelle on ne connaît pas d'hypocentres, est *une zone à faible coefficient Q* de transmission; la vitesse de propagation des ondes S y est faible et elles s'y atténuent fortement.

D. E. JAMES a mesuré les vitesses de phase et de groupe des ondes de Rayleigh sur des trajets situés dans les Andes (1971 a). L. OCOLA *et al.* (1971), puis L. OCOLA et R. P. MEYER (1972, 1973) ont étudié les données de la sismique-réfraction, en particulier pour le sud du Pérou.

Ces études permettent, en adoptant les modèles classiques à 3 couches, de se faire une idée de la structure de la croûte continentale sous les Andes (cf. p. 259-261).

## 2.2. AUTRES DONNÉES GÉOPHYSIQUES

Les données *gravimétriques* publiées jusqu'à présent (DEZA, 1969; JAMES, 1971 a) ne concernent que la partie du Pérou située au sud de 12° S. Ce sont des cartes d'anomalies de BOUGUER sans correction topographiques, donc des documents dont l'interprétation est difficile (fig. 125 A). On voit cependant que les anomalies les plus prononcées, qui atteignent — 400 mgal, se localisent dans une bande étroite qui suit la limite de la Cordillère Occidentale et de la zone intercordillère (Hauts Plateaux dans le Pérou central, Altiplano dans le sud du Pérou et en Bolivie). On note aussi, malgré l'absence de correction topographique, que la Cordillère Orientale est marquée par une remontée des valeurs de g. Ces données sont en accord avec le modèle de croûte proposé par D. E. JAMES (1971 a) et la remontée du Moho sous la Cordillère Orientale.

D'autres données concernent l'*anomalie de conductivité électrique* détectée sous les Andes par U. SCHMUCKER *et al.* (1964, 1966). Selon ces chercheurs, la zone à haute conductivité électrique située à 240 km de profondeur à l'est des Andes, remonterait à — 60 km sous la chaîne dans une bande étroite marquée sur la figure 125 A, puis redescendrait progressivement lorsqu'on avance vers le Pacifique. Cette interprétation de SCHMUCKER *et al.* (1966) trouve une confirmation dans le fait que les vitesses de transmission des ondes dans le manteau supérieur sont particulièrement faibles entre La Paz et Huancayo, ce qui indiquerait une élévation de température dont l'anomalie de conductivité serait un autre indice. On note aussi que cette zone peu profonde à forte conductivité électrique, dessine vers 13° S. une double virgation qui coïncide en gros avec la déflexion d'Abancay.

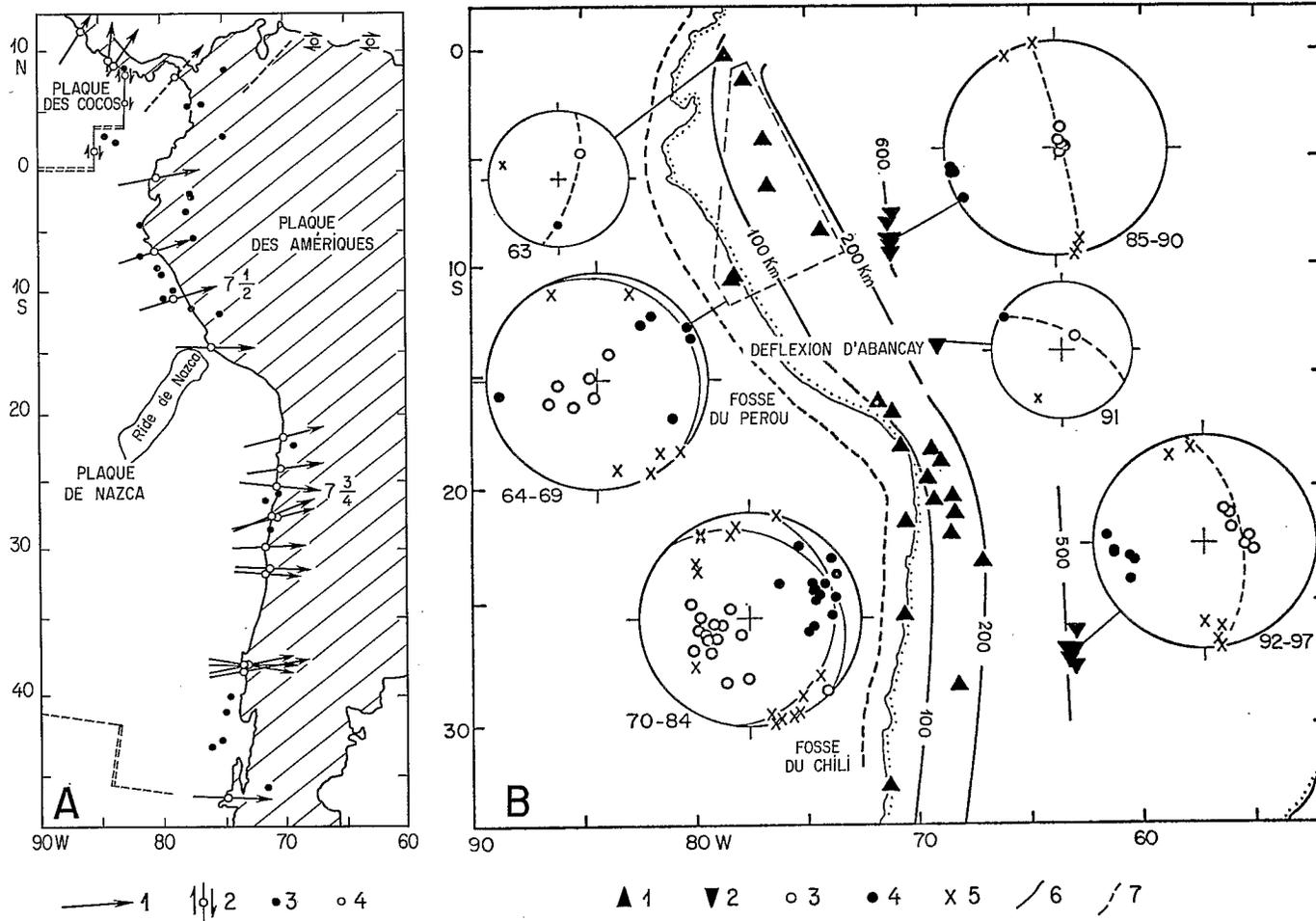


Fig. 123. — Séismes et mécanismes au foyer à la bordure ouest de l'Amérique du Sud

A. — Mécanismes au foyer des séismes superficiels, d'après B. ISACKS, 1970 (in J. OLIVER, 1972). 1. Azimuts des vecteurs de glissement déduits des mécanismes de type faille inverse (underthrust). 2. Couillages horizontaux. 3. Hypocentres situés à l'intérieur des plaques. 4. Hypocentres situés sur la surface de contact des plaques.

B. Profondeur des séismes et mécanismes au foyer, pour la période 1963-1967, d'après B. ISACKS et P. MOLNAR, 1971. B1. Répartition des hypocentres. 1. Hypocentres situés entre 70 et 300 km de profondeur. 2. Hypocentres situés entre 500 et 700 km de profondeur. B2. Mécanismes au foyer, représentés par leur projection sur une demi-sphère inférieure. 3. Axe de compression. 4. Axe de tension. 5. Axe nul. 6. Trace d'un plan parallèle à la couche qui contient la majorité des hypocentres. 7. Trace d'un plan contenant deux des axes (ou deux groupes d'axes de même type) et perpendiculaire au troisième axe

Les chiffres portés à proximité des demi-sphères sont les numéros de référence des séismes dans le tableau I de ISACKS et MOLNAR

## 2.3. INTERPRÉTATIONS

## 2.3.1. Géométrie de la plaque océanique en cours de subduction

## LA PLAQUE VUE EN COUPE

Les répartitions des séismes et des types de mécanismes au foyer sous la marge continentale pacifique et sous les Andes indiquent que la plaque lithosphérique océanique Nazca plonge actuellement sous le continent, si l'on accepte l'interprétation générale proposée par B. ISACKS *et al.* en 1968 pour la sismicité des bordures continentales associées à une fosse océanique. Elle plonge avec une vingtaine de degrés dans le nord et le centre du Pérou (fig. 124 A) et avec une quinzaine de degrés dans le sud du Pérou (fig. 124 B).

Dans cette optique, les mécanismes en faille inverse d'une partie des séismes de faible profondeur situés sous la marge continentale s'expliquent par l'interaction des plaques océanique et continentale au long de la surface de sous-charriage. Les mécanismes en distension dans le plan de la plaque des séismes de profondeur intermédiaire s'expliquent par un contraste de densité suffisamment marqué entre la plaque océanique froide en cours de subduction et l'asthénosphère pour que la première plonge en tension (cf. X. LE PICHON *et al.*, 1973). Quant aux séismes profonds, ils forment un groupe particulier caractérisé par une compression subverticale; la couche subverticale qui les contient atteindrait en effet la mésosphère où la résistance à la pénétration augmente rapidement du fait des changements de phase. Cette répartition, dans son ensemble, cadre bien avec l'un des schémas de la figure 11 de B. ISACKS *et al.* (1968), elle est représentée ici par les figures 124 A et B.

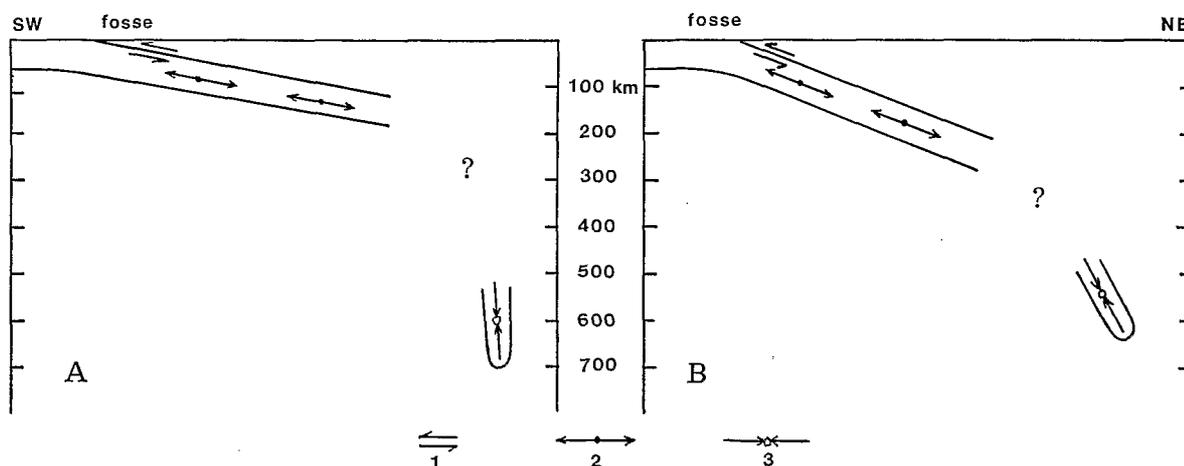


Fig. 124. — Schéma montrant le plongement de la plaque océanique et la répartition des mécanismes au foyer liés à la subduction. A. Dans le Nord et le centre du Pérou. B. Dans le Sud du Pérou

1. Mécanisme de type faille inverse. 2. Mécanisme en distension dans le plan de la plaque. 3. Mécanismes en compression dans le plan de la plaque. D'après B. ISACKS (1970) in J. OLIVER (1972)

Comme nous l'avons noté, il n'y a pas d'hypocentres entre les hypocentres des derniers séismes intermédiaires (200 à 280 km) et les hypocentres des premiers séismes profonds (500 à 600 km); par ailleurs, la couche subverticale qui contient les séismes profonds ne semble pas être le prolongement direct de la plaque continue qui plonge à 10-15° sous le continent depuis la fosse océanique jusque vers 250 km de profondeur. En effet, si la plaque était continue jusqu'à 500-600 km, elle servirait de guide d'onde pour les ondes de cisaillement et on devrait recevoir ces ondes S très peu atténuées dans les stations situées sur la côte du Pérou, comme c'est le cas par exemple pour les stations situées près de la fosse des Tonga (BARA-

ZANGI *et al.*, 1972); or il n'en est pas ainsi au Pérou, puisque la zone d'atténuation observée entre 300 et 600 km paraît continue (SACKS, 1971). Aussi, suivant l'interprétation de M. BARAZANGI *et al.* (1973) pour un cas semblable étudié aux Nouvelles Hébrides, *on peut admettre que la couche profonde est un fragment de plaque isolé en cours d'assimilation à la limite asthénosphère-mésosphère.*

#### LA ZONE DE TRANSITION, LES PROBLÈMES DE LA RIDE DE NAZCA ET DU COUDE DE NAZCA

La zone de transition est située, nous l'avons dit, entre 13° et 14° S. et approximativement est-ouest; *c'est une limite actuelle*, qui sépare deux blocs dont le comportement est différent en ce qui concerne la sismicité et le volcanisme subactuel et actuel. Ce changement de comportement traduit vraisemblablement le changement de pendage du plan de Benioff dont nous avons parlé au paragraphe précédent, et qui pourrait s'effectuer à la faveur d'une flexure ou d'une déchirure de la plaque (cf. fig. 5 et 6 de ISACKS et MOLNAR).

Reste une question essentielle car les réponses qu'on lui donne impliquent des relations très différentes entre la ride de Nazca, la zone de transition et la double virgation ou déflexion d'Abancay: *quelle est la cause première du changement de pendage de la plaque Nazca sous le continent ?* A cette question, je proposerais ici deux réponses également hypothétiques, qui d'ailleurs n'en excluent pas d'autres; je ne pense pas qu'il y ait actuellement un argument décisif pour écarter l'une ou l'autre.

##### — Hypothèse d'une relation entre la ride de Nazca et le changement de pendage du plan de Benioff.

On peut logiquement penser qu'il existe un lien étroit entre la localisation de la zone de transition et celle de la ride de Nazca, ou mieux, entre cette dernière et le fait que la plaque océanique ne plonge qu'à 15° sous le continent au nord de la zone de transition (fig. 124 A).

En effet, la présence des dorsales volcaniques aiséismiques, dont la ride de Nazca fait sans doute partie, diminuerait localement la densité moyenne de la plaque océanique; elle augmenterait donc la flotabilité du secteur de la plaque qui les porte et rendrait plus difficile sa subduction (cf. VOGT, 1973). De part et d'autre de la zone de transition s'opposeraient donc:

- un secteur nord « anormal » où la plaque océanique engagée sous le continent serait allégée par le fait qu'elle porte une ride volcanique et sa « racine crustale »<sup>1</sup> et pour cette raison, plongerait avec un angle faible (fig. 124 A);
- un secteur sud « normal » où la plaque plonge plus fortement en fonction seulement de sa densité propre et de sa vitesse (fig. 124 B).

Pour que la partie déjà engloutie de la ride de Nazca ait un effet « allégeant » sur un secteur aussi vaste de la plaque océanique, il faut qu'elle ait balayé le littoral péruvien du nord vers le sud depuis 5° jusqu'à 14° S. Ce déplacement, s'il n'a pu être prouvé directement, est cependant compatible avec l'angle que fait l'axe de la ride et la direction du « mouvement relatif » des plaques océanique et continentale donné par les vecteurs « glissement » de la figure 122 A; cette angularité implique qu'*actuellement le point de rencontre de la ride et de la fosse migre vers le sud au long de la fosse*. Si l'on accepte l'hypothèse proposée ci-dessus, *cette migration entraînerait une migration simultanée de la zone de transition.*

Si on accepte cette hypothèse, la superposition de la zone de transition sur la déflexion d'Abancay est fortuite et momentanée et due à la position actuelle de la ride de Nazca.

##### — Hypothèse d'une relation entre le « coude de Nazca » et le changement de pendage du plan de Benioff.

Le coude de Nazca, dessiné par le littoral péruvien vers 14° S., fait passer la direction moyenne de la côte de 150 à 120; ce coude se répercute, quoique très atténué<sup>2</sup>, sur le tracé de la fosse.

1. La présence d'une racine crustale sous la ride de Nazca résulte du fait que cette dernière est compensée isostatiquement comme le montre la carte gravimétrique offshore de D. E. HAYES (1966).

2. Cette atténuation pourrait être un phénomène transitoire, dû, au moins en partie, au fait que la fosse, juste au sud de 14° S, est déportée vers le rivage sous l'impact de la ride de Nazca.

La fosse jouant le rôle d'une zone de pliure pour la plaque de Nazca, son dessin en coude convexe vers l'océan provoquerait la naissance d'une distension latérale génératrice à son tour d'une déchirure en coin de la plaque Nazca sous le continent. Une telle explication a été proposée par STAUDER (*in* ISACKS et MOLNAR, 1971) pour expliquer des mécanismes au foyer avec axe de tension subparallèle à l'horizontale de la plaque en cours de subduction, dans la courbe convexe de la fosse des Aléoutiennes.

Dans cette hypothèse, la déchirure en coin de la plaque Nazca aurait existé à partir du moment où s'est établi le tracé convexe de la fosse, c'est-à-dire vraisemblablement à partir du Permo-Trias. Si tel était le cas, la double virgation des structures géologiques sur le parallèle d'Abancay serait liée, au moins pour les terrains andins, à la différence de comportement de la plaque en cours de subduction de part et d'autre de la déchirure. Ici, l'élément fortuit serait la position actuelle de la ride de Nazca.

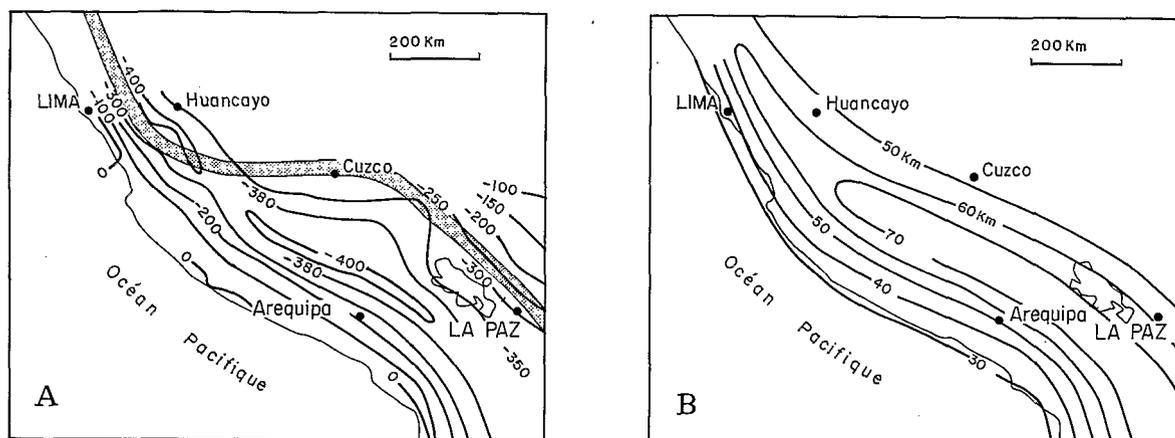


Fig. 125 A. — Anomalies de Bouguer en milligals (sans correction topographique) d'après JAMES (1971 a) et DEZA (1969) et anomalies de conductivité électrique (en grisé)

Fig. 125 B. — Cartes des isobathes du Moho, d'après JAMES (1971 b)

### 2.3.2. La structure de la lithosphère sous les Andes

Elle a été étudiée par D. E. JAMES (1971 a) et par L. OCOLA *et al.* (1971) puis L. OCOLA et R. MEYER (1973) dans le sud du Pérou. Tous ces auteurs acceptent un modèle à trois couches pour la croûte continentale, qu'illustre la figure 126 empruntée à JAMES. Ces couches sont définies par la vitesse des ondes de compression ( $\alpha$ ) et celle des ondes de cisaillement ( $\beta$ ) dont on déduit très approximativement leur nature lithologique. Toujours selon JAMES (1971 b), la couche supérieure ( $\alpha = 5,0$ ) est formée de sédiments et de roches volcaniques et la couche moyenne ( $\alpha = 6,0$ ) de roches métamorphiques et granitiques; quant à la couche inférieure ( $\alpha = 6,6$ ) habituellement dite « gabbroïque », elle serait en fait formée de roches anhydres ayant une composition analogue à celle des niveaux plus élevés de la croûte. L'analyse des ondes réfractées produites par une explosion (OCOLA *et al.*, 1971; puis OCOLA et MEYER, 1972) confirme les vues de JAMES sur la répartition et l'épaisseur des couches et les précise sur quelques points: OCOLA et MEYER déterminent la présence de deux niveaux à faible vitesse situés, l'un au sommet de la couche moyenne et l'autre entre 36 et 46 km de profondeur dans la couche inférieure; ces niveaux seraient des zones de production de magma.

En 1973, L. OCOLA et R. P. MEYER ont publié une nouvelle coupe de la croûte dans le sud du Pérou. Elle coïncide dans ses grandes lignes avec celle de D. E. JAMES, mais donne plus de détail sur les raccords océan-continent et sur la structure des couches les plus superficielles. En particulier, elle détermine dans la Cordillère Occidentale la présence d'un compartiment superficiel avec  $\alpha = 5,3$  et une densité de 2,53, dont

le plancher se trouve à moins de 10 km de profondeur; de toute évidence, ce compartiment correspond aux métamorphites précambriennes et au batholite d'Arequipa; ce dernier aurait donc un plancher subhorizontal.

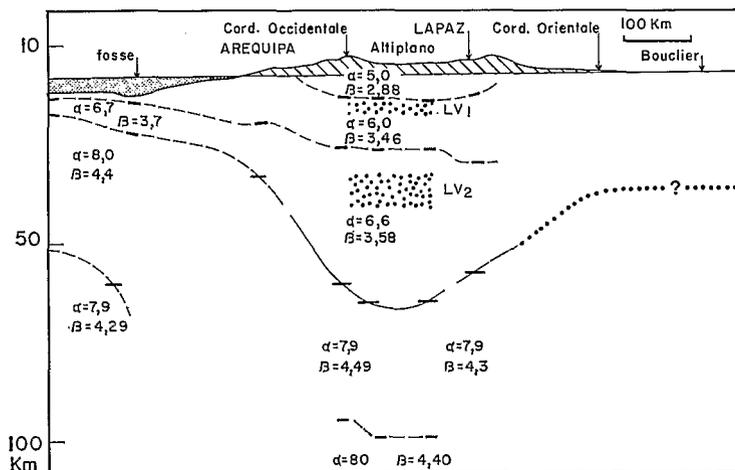


Fig. 126. — Coupe de la croûte sous le Pérou Sud et la Bolivie, d'après JAMES (1971 a)

$\alpha$  = vitesse des ondes de pression  
 $\beta$  = vitesse des ondes de cisaillement  
 LV<sub>1</sub> et LV<sub>2</sub> = niveaux à faible vitesse de transmission des ondes, d'après OCOLA et MEYER (1972)

Sous les Andes la base de la plaque lithosphérique sud-américaine se situe entre 200 et 300 km selon JAMES (1971 b); en effet, les ondes S émises par des foyers moins profonds que 200 à 300 km arrivent très peu atténuées aux stations situées dans les Andes, elles ne traverseraient donc que la lithosphère. Les ondes S émises par les foyers plus profonds arrivent par contre fortement atténuées.

Toutes les interprétations rapportées ici concernent le sud du Pérou et le nord-est de la Bolivie et il est délicat de les transposer au nord de la zone de transition. La carte approximative des isobathes de la discontinuité de Mohorovicic de JAMES (1971 a) jointe aux données sismiques déjà mentionnées, permet d'esquisser une coupe schématique de la structure profonde au niveau du Pérou central (fig. 127).

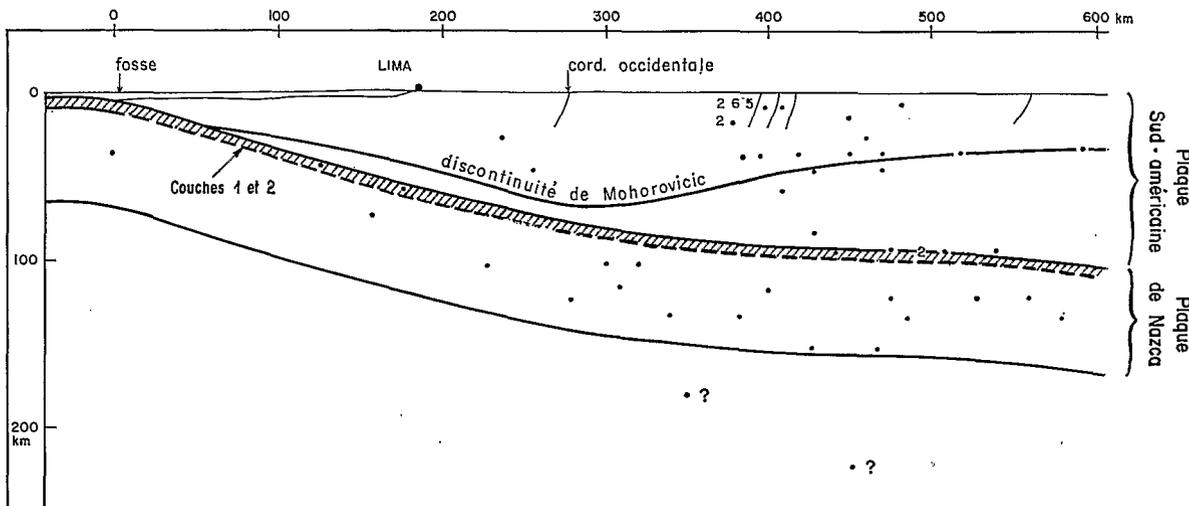


Fig. 127. — Structures profondes sous le Pérou central, d'après les données de JAMES (Coupe S<sub>1</sub>, fig. 5 A, 1971 b) interprétées suivant L. R. SYKES (1972)

Les points indiquent les foyers des séismes projetés depuis 90 km de part et d'autre de la coupe. Les numéros (2 à 6) indiquent que 2 à 6 séismes ont leurs foyers alignés sur une même perpendiculaire à la coupe

Ces coupes mettent en évidence que :

— La « racine sialique » des Andes est déportée vers le sud-ouest par rapport à l'axe de la chaîne sur tout le territoire du Pérou, puisqu'elle se trouve localisée sous la zone faîtière de la Cordillère Occidentale et la bordure sud-ouest des Hauts Plateaux puis de l'Altiplano ;

— La base de la croûte remonte rapidement vers le nord-est et n'est qu'à 50 km de profondeur sous la Cordillère Orientale : son réajustement isostatique pourrait donc être plus avancé que celui de la Cordillère Occidentale. C'est sans doute une des raisons pour lesquelles des terrains paléozoïques et précambriens affleurent sur de grandes surfaces dans la Cordillère Orientale.

### 3. LES RAPPORTS ENTRE LE MOUVEMENT DES PLAQUES ET LA GÉOLOGIE ACTUELLE

#### 3.1. LES RAPPORTS DU MOUVEMENT DES PLAQUES ET DU VOLCANISME HISTORIQUE

Nous venons de voir que les modèles proposés par B. ISACKS (1970, *in* OLIVER, 1972) et repris par L. R. SYKES (1972) rendent compte de la distribution horizontale et verticale de la sismicité au Pérou par la subduction de la plaque Nazca sous le continent avec un pendage de l'ordre de 15° au nord de la zone de transition (13° S.-15° S.) et 28° au sud.

Par ailleurs on sait que le volcanisme historique du Pérou est restreint à la zone située au sud de 15° S. et que le volcanisme quaternaire y est beaucoup plus intense. Ce volcanisme donne pour l'essentiel des produits andésitiques dont l'étude a été entreprise par C. LEFEVRE ; ses premiers résultats (1973) montrent, lorsqu'on s'éloigne de la fosse, une variation latérale du rapport  $K_2O/SiO_2$  en accord avec la théorie de W. R. DICKINSON (1970), à cela près que les teneurs en  $K_2O$  mesurées par LEFEVRE sont systématiquement plus élevées. *Une relation de cause à effet entre la subduction de la plaque Nazca et le volcanisme quaternaire et historique du sud du Pérou est donc vraisemblable.*

Réciproquement, l'absence de volcanisme historique et la faible importance relative du volcanisme quaternaire dans le nord et le centre du Pérou serait liée aux modalités fort différentes de la subduction de la plaque Nazca sous ces régions (fig. 124 A et B, et fig. 127). Il s'ensuivrait pour ces régions un régime thermique profond et/ou un régime de contraintes différent de ceux du Pérou sud et, en conséquence, une volcanicité différente (cf. L. R. SYKES, 1972).

Plus au nord, lorsqu'on passe en Equateur, le régime sismique change à nouveau et le volcanisme historique reprend. Il y a donc là plus qu'une coïncidence fortuite.

#### 3.2. LES RAPPORTS DU MOUVEMENT DES PLAQUES ET DE LA TECTONIQUE ACTUELLE

La direction du mouvement relatif des plaques, dans le cas où une plaque océanique s'enfonce sous une plaque continentale, est donnée par la direction des vecteurs de glissement ; celle-ci peut être obtenue par l'étude des mécanismes au foyer de type faille inverse des séismes superficiels situés sous la marge continentale. *Pour le Pérou, cette direction est N. 65 E. à W.-E.* (fig. 121 A, d'après ISACKS *in* OLIVER, 1972). Le taux de rapprochement des plaques, selon le calcul de X. LE PICHON (1968), est de l'ordre de 6 cm/an pour le nord du Pérou (4° S.) et de 5,2 cm/an pour le Chili central (35° S.).

D'après la répartition des séismes de type faille inverse, la surface au long de laquelle les plaques océanique et continentale sont franchement en contact est une bande relativement étroite qui correspond à la marge continentale et à la côte. Plus au nord-est, sous les Andes, le contact entre les plaques ne serait plus direct ou se ferait sans frottement puisque la plaque océanique y est définie par des séismes « en tension » dont les foyers sont situés à l'intérieur de cette plaque et non plus par des séismes « en faille inverse » localisés à son bord supérieur.

Au long du littoral pacifique sud-américain, la relation entre les mouvements relatifs des plaques et la tectonique actuelle n'a été, à ma connaissance, examinée avec précision que dans le cas du tremblement de terre du Chili de mai 1960; celui-ci a fait l'objet d'un article de G. PLAFKER et J. C. SAVAGE (1970), puis d'un article de G. PLAFKER (1972). Ce séisme particulièrement destructeur s'est traduit par des *déformations importantes de la topographie* dans une zone de 75 à 110 km de large par plus de 800 km de long, depuis Concepcion (37° S.) jusqu'à l'archipel de Los Chonos (46° S.): d'ouest en est, on note successivement une bande où les altitudes ont cru de 0 à 6 m, puis une bande déprimée et enfin le début d'une nouvelle bande surélevée. Ces bandes sont parallèles à la ligne de côte et le passage des bandes déprimées aux zones surélevées se fait progressivement sans aucun abrupt observé; on note aussi qu'elles ne correspondent pas aux grandes divisions morphologiques longitudinales et qu'en particulier l'axe de subsidence se situe dans la partie nord-est de la Cordillère de la côte, que les géologues considèrent comme un horst. Il est également vraisemblable qu'un faible déplacement latéral dextre a eu lieu dans la partie nord de la zone affectée. L'analyse des déformations de surface et l'étude des mécanismes au foyer de quelques séismes antérieurs montre que *ce séisme superficiel a été occasionné selon toute vraisemblance par un jeu en faille inverse sur une vingtaine de mètres* au long d'un plan de faille pendant à 35° vers l'est sous le continent. Dans le modèle proposé par G. PLAFKER (1972) cette faille est une faille secondaire qui se rattache en profondeur à « la » faille principale qui met en contact la plaque Nazca et la plaque sud-américaine.

Toujours selon le même auteur, la succession des événements serait la suivante:

1. Pendant l'intervalle de temps séparant deux séismes, le sous-charriage progressif de la plaque océanique entraîne la plaque continentale et y provoque l'accumulation d'une énergie transversale par rapport à la limite des plaques;

2. Lors du séisme avec jeu en faille inverse, cette énergie est libérée; il y a cisaillement au long des failles inverses majeures et secondaires et la déformation de surface s'effectue en accord avec la théorie du « rebond élastique »; on a simultanément:

- un *déplacement relatif vers la mer* et un soulèvement de la marge continentale au long de la faille inverse principale qui limite les deux plaques et des failles secondaires de même type. Ce jeu en faille inverse implique un raccourcissement;
- une *extension horizontale élastique* et une *subsidence verticale du secteur continental plus éloigné de la fosse*. Cette extension se traduit notamment par une recrudescence de l'activité volcanique.

Il va de soi qu'un tel schéma évolutif pourrait s'appliquer, avec des modifications, aux secteurs où le mouvement relatif des plaques comporte une composante horizontale importante susceptible de se traduire par des décrochements.

La liaison est donc complexe entre les déformations de surface et le régime séismique sous et dans la marge continentale. Elle l'est encore plus dans les Andes *s.s.* pour les séismes crustaux que personne, à ma connaissance, n'a tenté de relier directement au mouvement relatif des plaques. Même la relation entre déformation de surface et mécanisme au foyer n'apparaît pas toujours nettement: ainsi le séisme d'Ancash de novembre 1946 est célèbre par la présence de deux failles normales à N. 42 W. délimitant une zone affaissée, alors que le mécanisme au foyer indique une faille de même direction mais avec un mouvement essentiellement horizontal (HODGSON, 1957).

*Il faut donc se garder de vouloir trouver des relations trop simples entre les mouvements qui en profondeur donnent naissance aux séismes et les déformations de surface qui leur sont liées; ceci s'applique à fortiori pour les mouvements relatifs des plaques et leurs implications tectoniques superficielles.*

### 3.3. CONCLUSION

La subduction de la plaque Nazca sous la plaque sud-américaine apporte une explication logique et globale à un bon nombre des phénomènes actuellement observés à la bordure pacifique du continent sud-américain et dans le domaine océanique adjacent. La longueur actuelle minimale du plan de Benioff est de 450 km; la subduction se produit donc au moins depuis 7,5 MA si la vitesse de rapprochement ne s'est pas écartée significativement de sa valeur actuelle de 6 cm/an.

Ce concept est particulièrement fructueux dans le domaine océanique, où il rend compte de la répartition des anomalies magnétiques et en séismologie, où il explique la répartition des séismes et de leurs types de mécanisme.

La liaison entre ce régime de plaques et la répartition du volcanisme historique dans les Andes apparaît clairement, même si ses modalités restent à préciser.

Pour la *tectonique actuelle*, on connaît des déformations de surface provoquées par les séismes superficiels localisés sous la marge continentale, séismes dus au sous-charriage de la plaque océanique sous le continent. L'analyse de ces déformations montre que la *compression de la marge continentale peut être accompagnée de distension dans les zones plus externes*<sup>1</sup>, mais ces déformations s'amortissent assez rapidement lorsqu'on s'éloigne de la marge continentale. Ce processus ne saurait donc rendre compte à lui seul de la tectonique actuelle dans les Andes, liée notamment aux séismes crustaux superficiels, et qui se manifeste en surface aussi bien par des structures en distension (Cordillère Blanche) que par des structures en compression.

## **B. L'ÉVOLUTION DE LA CHAÎNE ANDINE DANS L'OPTIQUE DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES**

Nous venons de voir que la tectonique des plaques rend compte avec un succès indéniable de la plupart des phénomènes profonds et d'une partie des phénomènes superficiels actuels dans les Andes et en particulier du magmatisme calco-alcalin.

Le fait que la chaîne andine se soit développée parallèlement à la bordure du continent et que toute son évolution soit marquée par une activité magmatique calco-alcaline, nous pousse à interpréter son évolution passée à la lumière de ce qu'on sait du fonctionnement actuel des marges pacifiques.

Un certain nombre d'auteurs nous ont précédé dans cette voie et nous exposerons d'abord rapidement les idées des plus représentatifs, avant de proposer nous-même un modèle tenant compte de l'histoire de la chaîne telle que nous l'avons analysée dans les chapitres précédents.

### **1. LES ANDES ET LA TECTONIQUE DES PLAQUES DANS LA LITTÉRATURE GÉOLOGIQUE**

#### **1.1. LE MODÈLE CORDILLÉRAIN DE J. F. DEWEY ET J. M. BIRD**

Dans leur article de 1970, sur les chaînes et la tectonique globale, DEWEY et BIRD distinguent:

- Les chaînes de type cordilléraïn, dues au sous-charriage d'une plaque océanique sous une plaque continentale;
- Les chaînes dues à une collision-arc insulaire;

1. Les qualificatifs « interne » et « externe » sont employés dans ce texte avec leur sens géologique classique: l'avant-pays des Andes (situé en position externe, est le Bouclier Brésilien, leur arrière-pays, situé en position interne, est le Pacifique). Notons que l'usage des géophysiciens est opposé: pour eux, l'océan est « externe » et le continent « interne ».

— Les chaînes dues à une collision continent-continent.

D'entrée, il paraît évident que *la chaîne andine mésozoïque et cénozoïque n'est pas une chaîne par collision*, du moins dans les Andes centrales, car on n'y connaît ni les sutures ophiolitiques, ni les ceintures à métamorphisme de haute pression auxquelles donnent habituellement lieu les collisions. Aussi n'examinerons-nous ici que les chaînes du type cordilléraïn dites aussi orthotectoniques.

Pour définir la séquence d'événements qui mène à une chaîne de type cordilléraïn, DEWEY et BIRD se basent sur l'évolution des Appalaches au cours de l'Ordovicien et sur celle des Cordillères mésozoïques de l'ouest de l'Amérique du Nord, mais la référence aux Andes est toujours présente et l'état final de la chaîne cordilléraïne s'inspire de ce qui, pour ces auteurs, est l'état actuel des Andes. On le voit en particulier sur la figure 2 D de l'article de DEWEY (1970), dont s'inspire le stade E de la figure 10 de DEWEY et BIRD (1971), reproduite ci-contre (fig. 128). Nous retracerons rapidement l'évolution du tectorogène cordilléraïn dans le modèle DEWEY-BIRD :

- Le tectorogène cordilléraïn se développe essentiellement dans un matériel clastique accumulé sur une marge continentale de type atlantique en contrebas du talus continental et qui repose du côté externe sur une croûte continentale amincie et du côté interne sur une croûte océanique.
- L'évolution débute à la suite d'une rupture de la croûte océanique qui s'effectue parallèlement au tracé de la flexure continentale; elle est suivie de la création d'une zone de subduction loin de la flexure pour qu'un segment de croûte océanique et de croûte intermédiaire reste accolé à la croûte sialique de la plaque continentale qui vient de s'individualiser (stade A, fig. 128).
- Le nouveau régime thermique, lié à la subduction, se traduit d'abord par un volcanisme qui débute lorsque la plaque océanique atteint une profondeur de l'ordre de 100 km (stade A).
- L'émission de laves est suivie de la montée d'un « *noyau mobile* » chaud qui se traduit par un front de métamorphisme de haute température par l'ascension des roches plétoniques.
  - C'est ce noyau mobile qui, en montant, détermine la formation d'un dôme topographique sur les flancs duquel les sédiments se déforment en plis d'écoulement déversés les uns vers le continent, les autres vers l'océan (stade B). Plus tard des nappes de gravité s'écoulent de ce dôme et vont se sédimenter dans un bassin externe (stade C).
  - C'est ensuite la migration de ce même noyau mobile vers l'extérieur de la chaîne qui détermine l'apparition de grands chevauchements plats enracinés dans la croûte sialique et déversés vers l'avant-pays (stade D). Le contre-coup de cette migration, dans les zones internes, est l'affaissement du noyau mobile et par conséquent du dôme topographique, accompagné par la formation de horsts et de grabens bordés d'appareils volcaniques (stades D et E).
- Pendant toute cette évolution et de façon quasi indépendante, une série d'écaïlles déversées vers l'océan se forment au front de la plaque continentale. Les sédiments convoyés par la plaque océanique et ceux qui dérivent de l'érosion du tectorogène en cours de formation s'accolent à la marge externe de la fosse ou sont partiellement entraînés sous le continent; de ce fait, il se forme des « mélanges » avec un métamorphisme de haute pression dans la paroi externe de la fosse (stades A à E).

Si l'on excepte sa partie la plus interne, dont les structures sont dues à la dissipation d'une énergie mécanique, *l'édification du tectorogène cordilléraïn de DEWEY et BIRD n'est conditionnée que par les phénomènes thermiques dont découlent secondairement des effets mécaniques.*

Sans nier l'importance très grande des phénomènes thermiques dans les Andes centrales, disons dès à présent que ce modèle d'évolution ne semble pas s'y appliquer (cf. infra).

## 1.2. LE MODÈLE DE D. E. JAMES (1971 b) POUR LES ANDES CENTRALES

Après un examen des données géophysiques actuelles qui l'amène à accepter la subduction de la plaque de Nazca sous la plaque sud-américaine, D. E. JAMES donne un modèle de tectonique des plaques pour l'évolution des Andes centrales sur une transversale-type Arequipa-La Paz. Les caractéristiques de ce modèle sont les suivantes (fig. 129):

- Le stade initial est une marge de type atlantique qui est stable durant tout le Paléozoïque et sur laquelle s'accumulent durant cette période, à l'emplacement futur des Andes, zone subandine comprise, 10 à 15 km de sédiments non déformés (sic?). Du côté interne cette marge se termine par un bourrelet sialique en relief et libre de sédiments (stade 1).
- L'installation du régime de subduction s'effectue au Trias supérieur et un arc magmatique se crée à cette époque, après qu'une zone de subduction se soit formée, par suite de la rupture de la croûte océanique au large de la marge continentale. Le magmatisme de la Cordillère Royale de Bolivie serait contemporain du volcanisme ancien de l'arc magmatique (Trias supérieur-Jurassique inférieur).

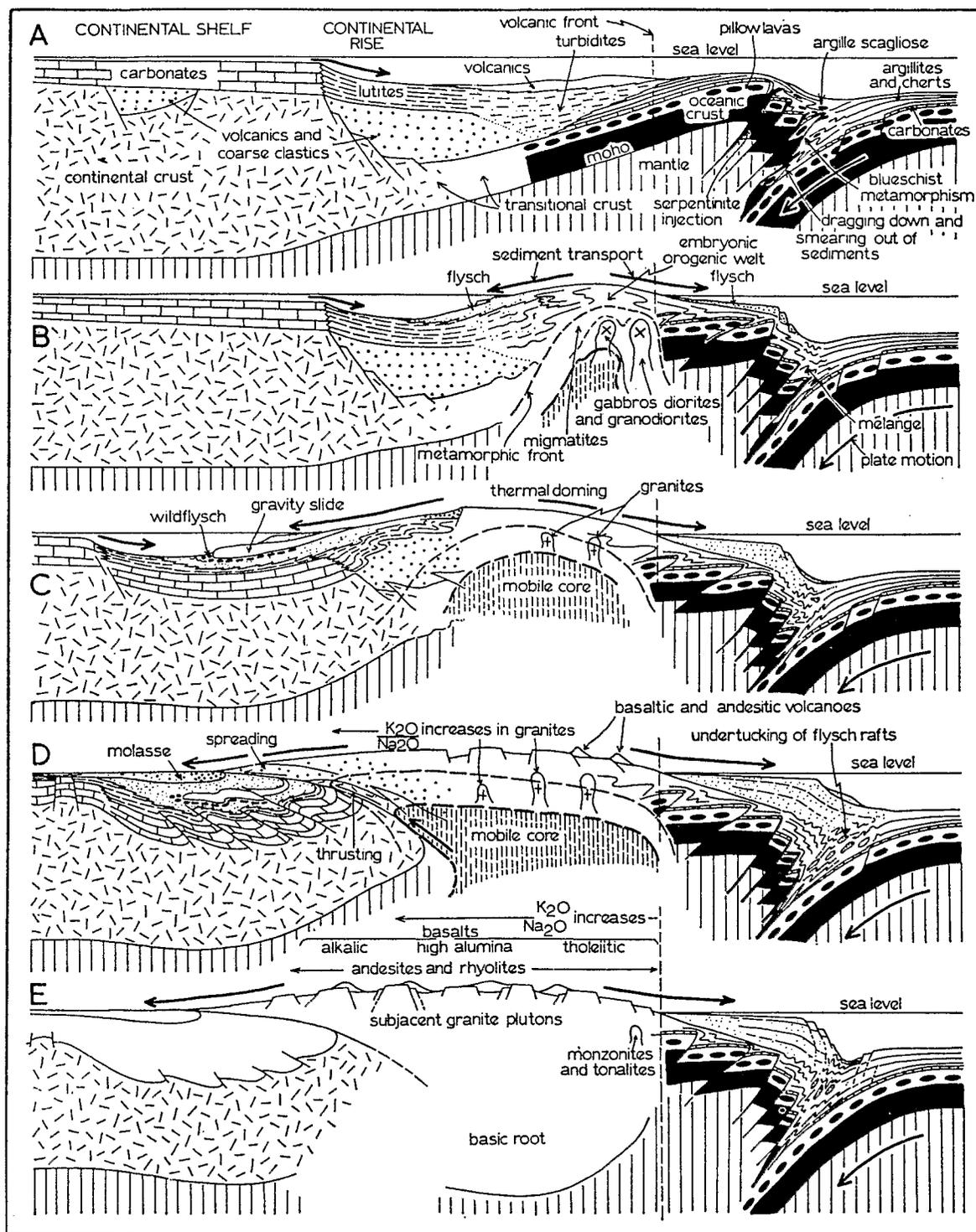


Fig. 128. — Suite de coupes illustrant un modèle d'évolution d'une chaîne de type cordillérain, résultant du sous-charriage d'un continent par une plaque océanique (d'après J. F. DEWEY et J. M. BIRD, 1970)

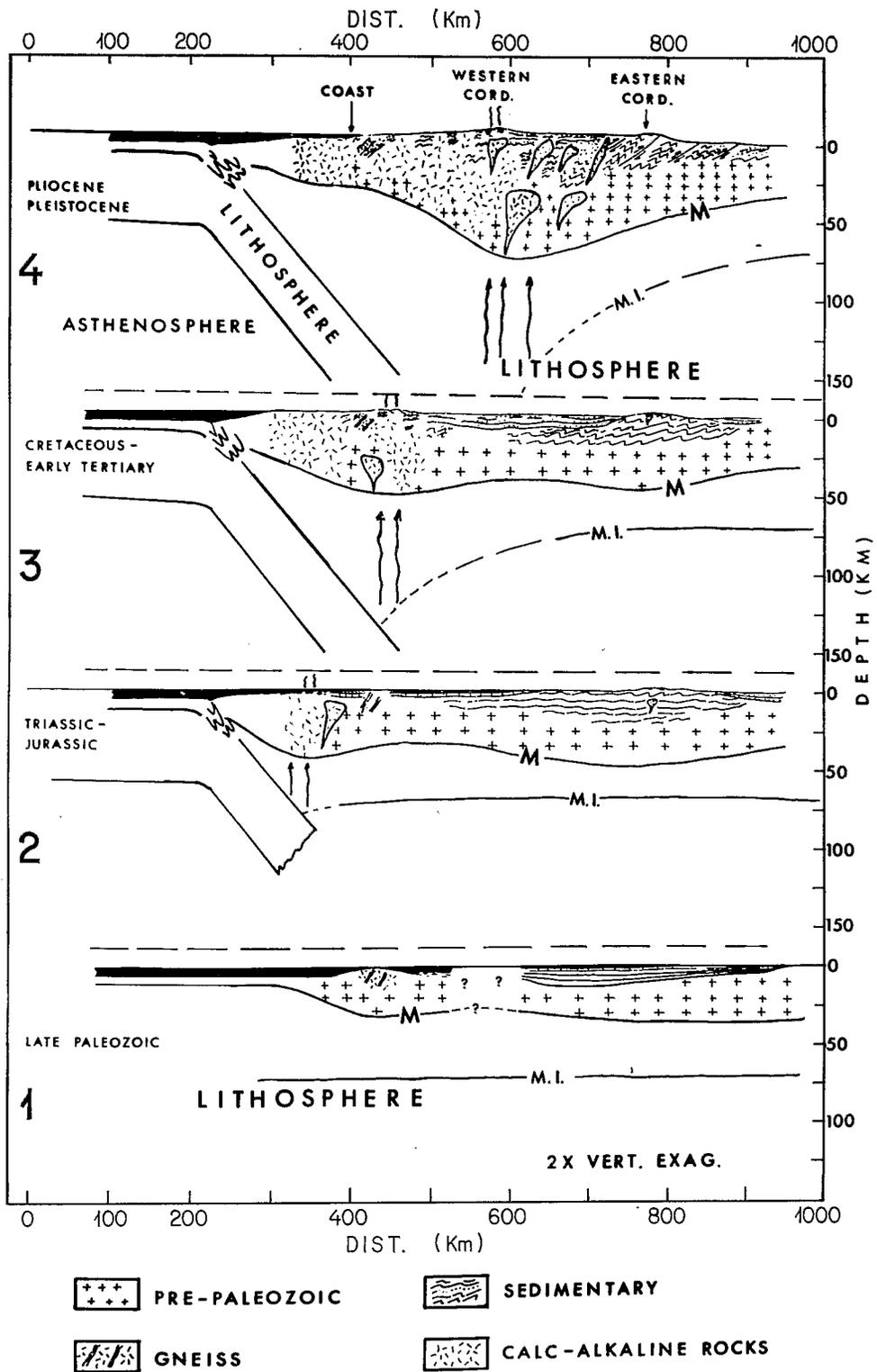


Fig. 129. — Modèle évolutif pour les Andes centrales, au long d'une transversale SW-NE passant par le lac Titicaca, d'après D. E. JAMES (1971 b)

La lettre M désigne la discontinuité de Mohorovicic; les lettres MI le tracé approximatif de l'isotherme à partir duquel la fusion ou l'expulsion de l'eau ont lieu dans la plaque lithosphérique. Les flèches indiquent la montée du magma

— Une phase tectorogénique majeure se place dans le Crétacé supérieur ou le Tertiaire inférieur (stade 3). Elle est causée par le plutonisme (batholite côtier) dont la mise en place provoque une compression latérale qui, transmise à la partie de la croûte située plus à l'est, cause le plissement de la Cordillère Orientale et son soulèvement ultérieur.

— Les phases de compression cyclique du Miocène et du Plio-Pléistocène sont dues aux mêmes causes; la mise en place de masses importantes de magma vers le faite de la Cordillère Occidentale provoque le plissement de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale.

— Cette évolution implique, toujours selon JAMES, que l'épaississement de la croûte sous la Cordillère Occidentale soit dû à l'adjonction de produits fondus provenant du manteau ou de la zone de subduction. Sous l'Altiplano; il serait lié à la subsidence des bassins molassiques crétacés et tertiaires, au plissement et enfin aux intrusions et au volcanisme dans la partie ouest. Sous la Cordillère Orientale, enfin, l'épaississement de la croûte aurait pour origine le raccourcissement lié à la compression.

— Des considérations sur les quantités de magma nécessaires pour rendre compte de la formation des volcanites et des intrusifs amènent JAMES à envisager, entre autres possibilités, que le front pacifique de la plaque continentale puisse être entraîné sous cette plaque au cours du sous-charriage de la plaque océanique. Notons que R. W. RUTLAND (1971) justifie la migration vers l'est des intrusifs du Chili par l'entraînement successif sous le continent de larges tranches (100 km) de croûte arrachées au front pacifique de la plaque sud-américaine.

Nous retrouvons donc là un modèle proche de ceux de DEWEY et BIRD, mais géologiquement moins élaboré. Ici c'est la *dilatation crustale due au magmatisme* et non pas l'action d'un noyau mobile chaud qui provoque le plissement, latéralement et seulement vers l'est. Comme dans le schéma de DEWEY et BIRD, les effets mécaniques de la convergence des plaques ne jouent qu'un rôle local au front de la plaque continentale.

## 2. ÉVOLUTION DE LA CHAÎNE ANDINE DU PÉROU ET TECTONIQUE DES PLAQUES : UN ESSAI D'INTERPRÉTATION

Aucun des deux modèles évolutifs que nous venons d'examiner ne me paraît rendre compte de l'évolution de la chaîne andine au Pérou ni dans le reste des Andes centrales et méridionales. Cela provient du fait que tous deux expliquent le plissement par le magmatisme, alors que dans les Andes la liaison de ces processus n'est pas une simple liaison de cause à effet.

Il ne me semble donc pas inutile de présenter à mon tour un modèle évolutif inspiré par la tectonique des plaques actuelles, mais qui tienne compte du plus de faits possible, ceci ne veut d'ailleurs pas dire qu'il soit le seul possible. Une telle interprétation soulève de nombreux problèmes et nous les formulerons au passage. La transversale choisie est bien sûr celle du Pérou central, mais nous nous en écarterons souvent vers le nord ou le sud pour chercher des arguments ou établir des comparaisons.

La chaîne andine du Pérou, comme nous l'avons vu, est caractérisée par une évolution en deux périodes:

— Une *période de sédimentation de près de 100 MA* marquée par un *magmatisme synsédimentaire calco-alcalin* et une *sédimentation* en partie marine et en partie continentale qui s'effectue *dans des bassins en distension à substratum sialique*;

— Une *période de tectorogénèse qui dure près de 80 MA* et continue sans doute à l'heure actuelle. Elle comprend des sous-périodes « *tectogéniques* » marquées par des phases de compression relativement courtes (moins de 10 MA) et des sous-périodes « *orogéniques* » plus longues marquées par une surrection des zones plissées lors de la sous-période tectogénique précédente et par un magmatisme calco-alcalin intense (10 à 20 MA).

La persistance d'un magmatisme de type calco-alcalin depuis le début du Norien et sa répartition parallèlement à la bordure pacifique nous font admettre qu'un régime de subduction existe au moins depuis cette époque à la bordure ouest du continent sud-américain.

### 2.1. L'ÉVOLUTION ANTE-TRIAS SUPÉRIEUR

La première question qui se pose est de savoir *quand et comment le régime de subduction mésozoïque et cénozoïque s'est mis en place*, ce qui nous amène à considérer quelle est l'organisation de la chaîne

hercynienne par rapport au Pacifique dans le domaine andin<sup>1</sup>. Il apparaît que *cette chaîne s'est étendue à l'ouest de la fosse pacifique actuelle* et qu'elle a été amputée ensuite de ce prolongement occidental; au Chili en particulier, les structures hercyniennes sont tronquées très nettement par la fosse (cf. bibliographie in MÉGARD *et al.*, 1971).

Ce sont là de bons arguments (cf. DICKINSON, 1971 *b*) pour *faire naître la bordure pacifique mésozoïque à partir d'un rift* qui aurait coupé en deux parties une plaque sud-américaine plus étendue vers l'ouest que l'actuelle. A son début, l'histoire de la marge pacifique sud-américaine serait donc « de type atlantique » (cf. AUBOUIN et BORRELLO, 1970). Accepter cette hypothèse entraîne cependant un nouveau problème, celui du devenir du « continent sud-est pacifique » ainsi désolidarisé de l'Amérique du Sud, dont il faut peut-être chercher la trace de l'autre côté du Pacifique quoique aucun « fit » ne paraisse évident.

Reste la question de l'âge de cette rupture du continent:

— Elle est postérieure à la chaîne du Dévonien terminal qu'elle tronque;

— Elle est antérieure au commencement de la subduction qui daterait peut-être du Permien supérieur. En effet, les volcanites andésitiques à rhyolitiques du « Mitu » péruvien et leurs équivalents en âge du Chili et de l'Argentine andine semblent déjà former un arc magmatique dont la direction est liée au tracé de la marge pacifique plus qu'aux directions hercyniennes (fig. 130, stade 2).

*La rupture du continent se serait donc produite au cours du Paléozoïque supérieur*, mais les évidences directes manquent pour la dater. Quant à la période de comportement « atlantique » du Pacifique sud-est, c'est-à-dire sans subduction, elle aurait duré au maximum pendant le Carbonifère et le Permien inférieur, c'est-à-dire 70 MA (fig. 130, stade 1).

Si l'on admet cette hypothèse, il est intéressant de noter que *le passage de la marge de type atlantique à la marge de type pacifique s'effectue, vraisemblablement au cours du Permien, sans qu'une tectonique de compression notable en résulte en bordure de l'Amérique du Sud*. Les dépôts permo-carbonifères de la bordure du continent sont très peu déformés en général.

## 2.2. LA PÉRIODE DE SÉDIMENTATION ET LES PÉRIODES DE DISTENSION INTERCALÉES ENTRE LES PHASES DE COMPRESSION: DÉFINITION D'UN RÉGIME « NORMAL » DU MOUVEMENT DES PLAQUES

Ces périodes sont caractérisées par un magmatisme calco-alcalin et de la distension.

### 2.2.1. La période de sédimentation

*Au cours de la période de sédimentation* (fig. 130, stades 3 et 4) le dispositif paléogéographique typique comprend:

— *Une ceinture volcanique active parallèle à la fosse*, dont le substratum est sialique comme on peut le voir dans le bourrelet côtier d'Ica-Nazca, où les volcanites du Dogger émises sur place recouvrent le socle précambrien. Les produits de ce volcanisme sont essentiellement andésitiques à dacitiques dans le Pérou central, des granitoïdes atectoniques jurassiques se seraient mis en place dans cette ceinture vers Nazca;

— *Un bassin fortement subsident* situé en position externe par rapport à la ceinture volcanique. A sa bordure sud-ouest, il reçoit les produits remaniés du volcanisme et parfois les roches clastiques provenant de l'érosion du bourrelet sialique qui supporte la ceinture volcanique; il s'y mêle des coulées de pillow-lavas. A certaines époques, ce bassin est continu jusqu'au bouclier brésilien. A d'autres époques, il est

1. On remarque que JAMES (1971 *b*) ne pose pas ces problèmes puisqu'il part, à la fin du Paléozoïque supérieur, d'une marge de type atlantique où la bordure du continent est recouverte de sédiments non déformés d'âge paléozoïque supérieur, moyen et inférieur; son modèle ne tient donc aucun compte de la chaîne hercynienne ni de la rupture du continent survenue au Paléozoïque supérieur.

divisé en deux sillons par des reliefs émergés plus ou moins éphémères, à caractère de horst. Le tracé des bordures du bassin, des sillons et des géanticlinaux qui s'y individualisent, semble dû à une *tectonique en distension* qui est particulièrement intense au Bathonien et au cours du Malm (mouvements névadiens et précrétacés).

Ce dispositif se rapproche du *dispositif « arc-fosse »* de W. R. DICKINSON (1971 a, fig. 2, p. ex.), typique des bordures de type pacifique, qui comprend, de l'océan vers l'intérieur du continent: une fosse océanique avec subduction, une zone de sédimentation située sur la marge continentale, un arc magmatique en relief et un bassin situé à l'arrière de l'arc; ce bassin est habituellement une mer marginale en expansion, qui reçoit à son bord interne les produits de l'érosion de l'arc.

Ce modèle peut être adapté à l'évolution mésozoïque du Pérou, en substituant à la mer marginale un bassin intracontinental allongé et subparallèle à la fosse, soumis à un mécanisme d'extension crustale; la division en deux sillons subsidents que montre ce bassin à certaines époques ne change pas substantiellement le modèle. L'extension crustale se traduit par des failles de subsidence et par une croûte amincie qui facilitent la montée des pillow-lavas que l'on trouve intercalés dans la série à la bordure interne du bassin. Cet amincissement ne semble jamais suffisant pour supprimer le caractère sialique de la croûte sous le bassin; on le vérifie en particulier dans le sud du Pérou où le substratum précambrien affleure en divers points de la Cordillère occidentale. Au total, cette extension serait très approximativement de l'ordre de 50 km pour la période qui va du Permien supérieur au Crétacé supérieur.

La géologie continentale actuelle ne nous apporte aucun renseignement sur la partie interne du dispositif mésozoïque, qui est cependant le complément nécessaire de la partie externe, puisque la présence de l'arc magmatique suppose celle d'une zone de subduction et donc d'une fosse océanique située 75 à 275 km au sud-ouest de l'arc, cette distance étant liée au pendage du plan de Benioff. Le fait que la disposition de l'arc magmatique change peu du Norien au Crétacé supérieur s'accorde avec une *subduction régulière*, c'est-à-dire avec une fosse dont la distance au continent reste stable et un plan de Benioff dont le pendage varie peu. Si l'on admet que les sédiments portés par la plaque océanique s'accollent au front de la plaque continentale, la position inchangée de la fosse suppose que ces produits d'accrétion soient entraînés de temps à autre sous le continent (cf. COBBING et PITCHER, 1972).

Cette situation remarquablement stable caractérise la bordure ouest de l'Amérique du Sud au niveau du Pérou pendant une centaine de millions d'années. Cependant, à la fin de cette période, on note une migration (ou une extension) du magmatisme vers l'est, depuis le bourrelet côtier jusqu'au pied des Andes, puisque les premiers granitoïdes du batholite se mettent alors en place (STEWART et SNELLING, 1970).

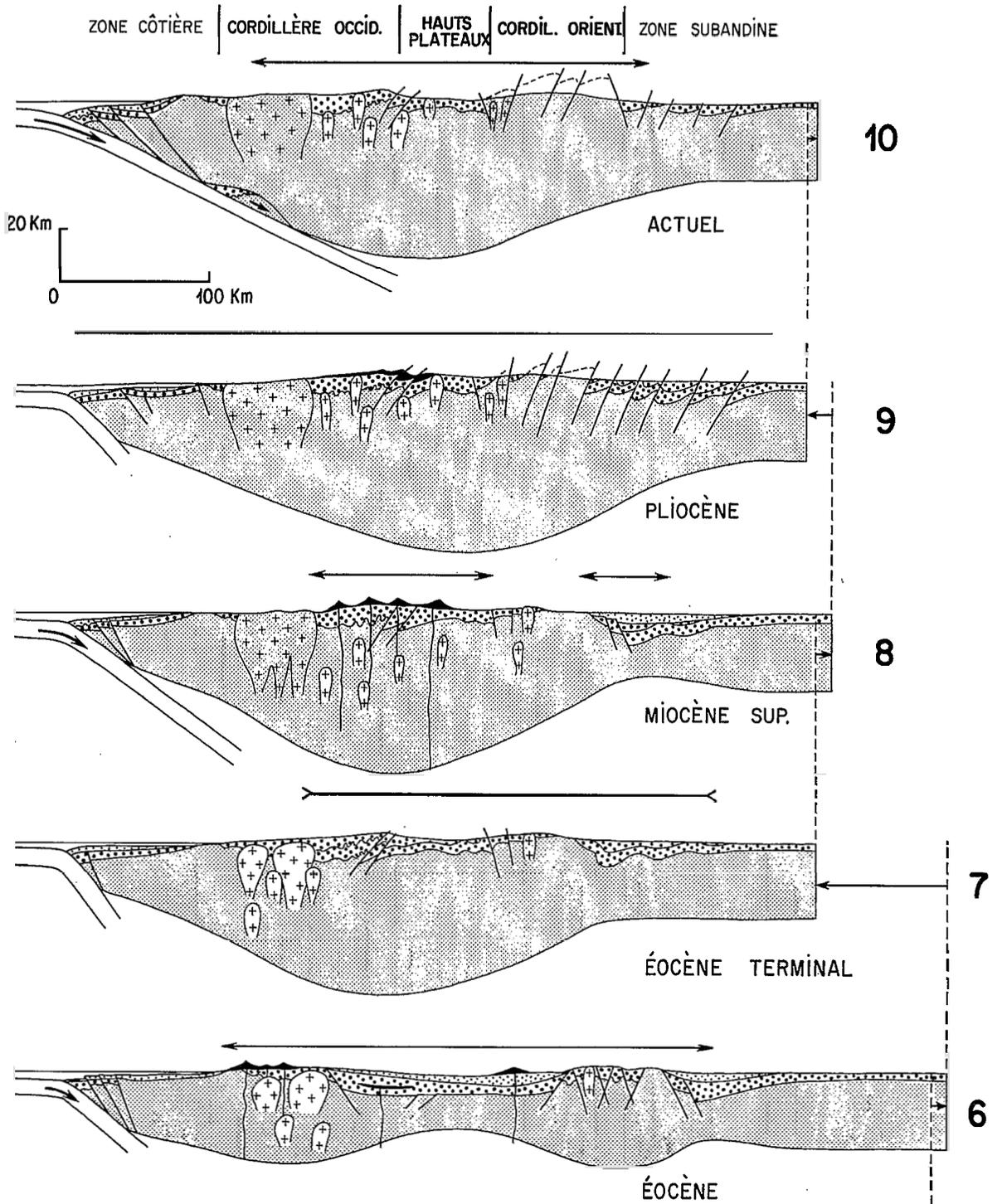
### 2.2.2. Les périodes de distension intercalées entre les phases de compression (cf. fig. 130, stades 6, 8 et 10)

Les périodes de l'ordre de 10 à 20 MA qui s'intercalent entre les phases de compression, sont caractérisées par:

— Un *magmatisme intense*, de composition essentiellement calco-alkaline, et où le volcanisme et le plutonisme ont des volumes comparables. En première approximation le rapport  $K_2O/SiO_2$  dans les roches plutoniques, groupées selon leur âge, augmente à mesure qu'on s'éloigne du Pacifique. On sait également que les produits volcaniques et plutoniques montrent une zonation régionale subparallèle à la fosse océanique;

— La *surrection de massifs montagneux* et la *subsidence de bassins continentaux* en forme de sillons allongés dans la direction de la chaîne. Ces bassins peuvent être situés à l'intérieur de la chaîne, comme les bassins tertiaires de l'Altiplano sud péruvien et bolivien où se déposent jusqu'à 8 000 m de roches terrigènes, ou en position externe, comme le bassin subandin.

Le *magmatisme disposé en arcs*, dont la position varie selon la période considérée, et la *distension* dont témoigne la subsidence des bassins marquent donc ces époques. Ces caractéristiques sont proches de celles qui existaient au cours de la période de sédimentation et là encore, je les interprète selon le schéma « fosse-arc » de DICKINSON; j'admets donc qu'il y a subduction de la plaque océanique du Pacifique sud-est sous la plaque sud-américaine et que cette subduction cause directement le magmatisme et indirectement la distension.



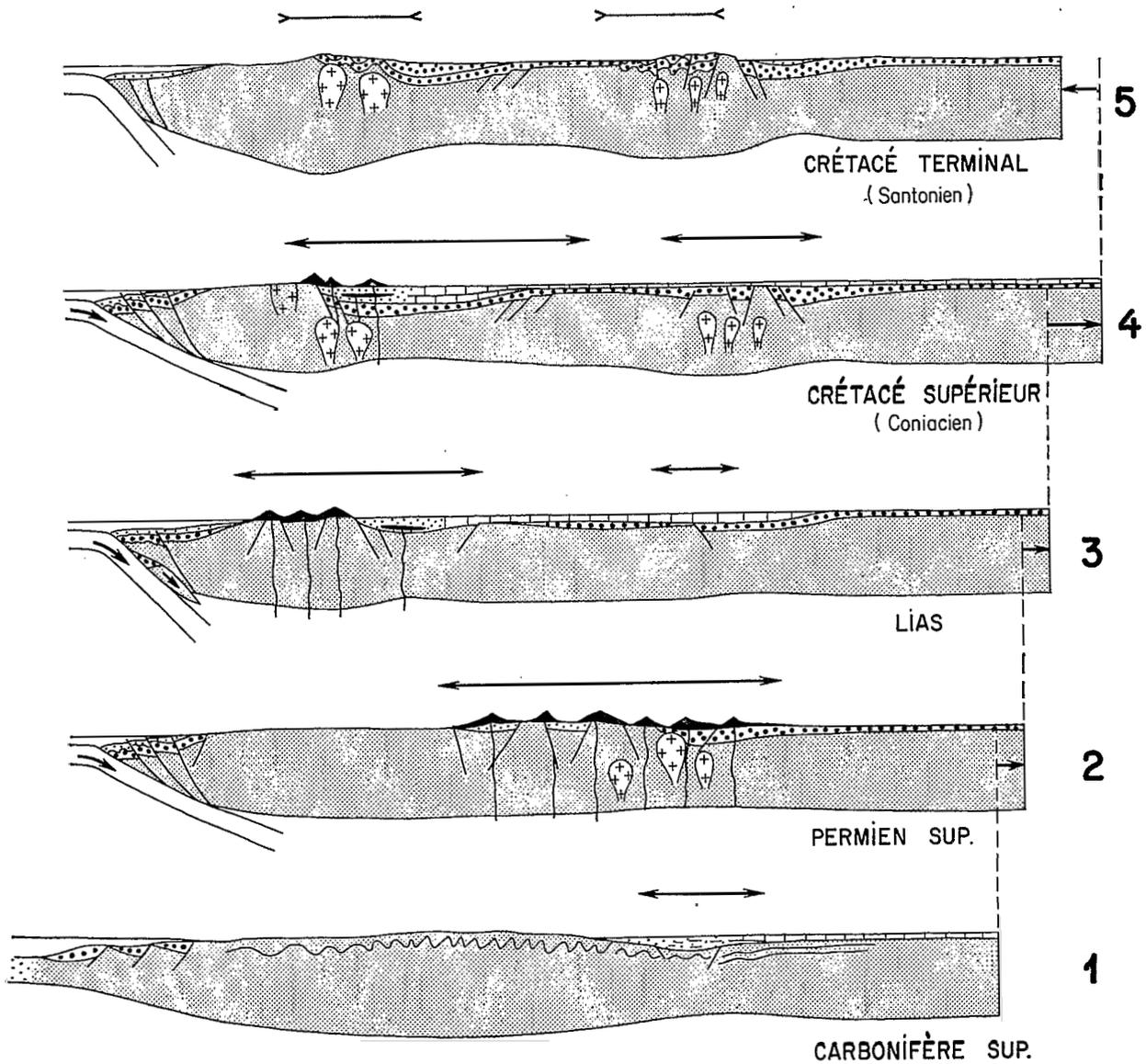


Fig. 130. — Evolution des Andes centrales du Carbonifère à l'actuel

En grisé: croûte continentale au-dessus du Moho et substratum antécarbonifère. En grisé avec surcharge (+): intrusions refroidies et devenues rigides. Symbole (+) seul: poches magmatiques en cours de montée. En noir: appareils volcaniques. En gros points: couverture sédimentaire andine antérieure au stade considéré. Symboles lithologiques conventionnels (calcaires, grès...): dépôts en cours lors de l'époque considérée. Au-dessus des coupes, les flèches convergentes indiquent un régime de compression, et les flèches divergentes, un régime de distension. Pour des raisons de commodité, on considère que la position de la fosse océanique reste fixe et que la subduction est bloquée lors des phases de compression; on se place donc dans l'hypothèse illustrée par la figure 131 B

Le régime de subduction est cependant différent de celui de la période de sédimentation, car le plutonisme est beaucoup plus développé et le magmatisme en général est volumétriquement plus important et a une extension transversale plus grande. Ces variations peuvent s'expliquer notamment par une vitesse de rapprochement des plaques plus élevée entraînant un pendage plus faible du plan de Benioff sous le continent (LUYENDIK, 1970). Ceci aurait pour conséquence une répartition plus étalée de la zone de fusion des produits légers au long de la plaque donc un magmatisme plus étalé latéralement. Pour des régions où l'érosion atteint des niveaux identiques, *l'expression en surface du magmatisme*, c'est-à-dire la densité des affleurements de roches volcaniques et/ou plutoniques dans telle ou telle région, *traduirait en premier lieu cette répartition latérale de la zone de fusion et en second lieu des conditions de distension locales* favorisant la montée du magma.

Le régime de rapprochement des plaques caractérisé par la subduction régulière (pour chaque époque considérée) de la plaque océanique du Pacifique sud-est sous la plaque sud-américaine peut être défini comme un régime « normal ».

Il a systématiquement pour conséquences :

— La présence d'un arc magmatique continental plus ou moins large, disposé parallèlement à la fosse océanique;

— L'existence d'un régime de distension général à la bordure du continent sur 500 à 600 km à partir de la fosse, c'est-à-dire en gros dans le secteur où la plaque continentale est au-dessus de la plaque océanique en cours de subduction. Il est vraisemblable que la marge continentale échappe à ce régime et qu'elle se raccourcit en compression à l'occasion des séismes « en faille inverse » bien connus actuellement (cf. PLAFKER, 1972).

*L'explication de ce régime de distension* qui s'exprime en particulier par la subsidence systématique des bassins situés sur le continent, reste du domaine de l'hypothèse. Le modèle du « diapir thermique » proposé par D. E. KARIG pour les arcs insulaires (1971) peut peut-être s'appliquer aux parties d'un continent situées en arrière d'un arc magmatique; mais les phénomènes mécaniques liés au régime de subduction ne sont pas à exclure: le « synclinal » en distension formé par le tremblement de terre de l'Alaska entre la marge continentale et l'arc volcanique a en effet une largeur de 150 à 200 km, comparable à celle d'un sillon sédimentaire (PLAFKER, 1972) mais ces effets de surface s'amortissent vers l'extérieur et sont peu susceptibles d'influencer la subsidence de bassins aussi externes que le bassin subandin. Au cours des périodes encadrées par les phases de compression, le réajustement isostatique des « racines » nouvellement créées s'allierait à ces mêmes processus.

### 2.3. LES PHASES DE COMPRESSION ET LE RAPPROCHEMENT DES PLAQUES

Le régime de magmatisme et de distension qui caractérise normalement la bordure du continent est interrompu de façon brutale par quelques phases tectoniques de compression de courte durée relative, au cours de la période « tectorogénique » qui débute vers — 80 MA et se prolonge de nos jours.

On sait *pourtant* que la *nature des éléments mobiles en présence*, plaque continentale et plaque océanique *ne change pas au cours de ces phases*; en effet, l'intervention de tout élément étranger, arc insulaire ou autre continent, susceptible d'entrer en collision avec l'Amérique du Sud et d'entraîner une phase de compression, semble absolument exclue.

Il y a là une contradiction apparente que certains auteurs, comme JAMES ou DEWEY et BIRD, ont cherché à résoudre en faisant de la compression le sous-produit du magmatisme lié à une subduction « normale ». Nous examinerons cette hypothèse. L'ayant rejetée, seule restera l'alternative d'une variation importante dans le régime de rapprochement des plaques qui, nous le verrons, peut se faire de plusieurs façons.

#### 2.3.1. Existe-t-il une liaison magmatisme-déformation en compression ?

Une relation spatiale entre zones déformées et magmatisme existe de toute évidence dans les Andes et dans celles du Pérou notamment, comme le montre toute carte géologique générale; tous les granitoïdes andins affleurent dans les limites de la chaîne, zone subandine exclue.

*La nature de ces relations est un autre problème, mais je ne pense pas qu'il y ait une relation directe de cause à effet entre magmatisme et déformation en compression.* Les intrusions andines ne sont pratiquement jamais syntectoniques et leur texture est très rarement orientée. Ces intrusions recoupent à l'emporte-pièce les terrains andins encaissants, quel que soit leur état de déformation. Dans la zone levée par l'équipe anglaise de PITCHER et COBBING dans le batholite côtier, au nord-ouest de Lima, on voit par exemple un même massif en feuillet intruder les terrains d'âge crétacé moyen dont certains sont à peine ondulés et d'autres plissés en chevron. Dans ce cas, l'intrusion se fait postérieurement au plissement et de façon totalement indépendante et on peut démontrer que cet exemple a une valeur générale.

Il me semble donc impossible d'accepter l'hypothèse de JAMES (1971 *b*), selon laquelle ces mêmes intrusifs, non déformés et qui n'induisent pas d'effets mécaniques dans l'encaissant à leur contact, induiraient une tectonique tangentielle à des centaines de kilomètres de là et seulement vers l'est.

Certes, on peut imaginer que les intrusions se trouvaient déjà là, en profondeur, et qu'elles ont provoqué le plissement par l'intermédiaire d'un dôme thermique et topographique avant de terminer leur montée (DEWEY et BIRD, 1970). Mais cette solution, pour être valable, demande que les plis aient des plans axiaux proches de l'horizontale ou plongeant vers l'extérieur du dôme. Ceci n'est évidemment pas le cas dans les Andes, où les plans axiaux sont subverticaux et les failles inverses très redressées.

Quant au volcanisme, ses relations avec la compression sont encore moins évidentes; il se met en place dans des périodes de distension et il est lui-même affecté par la déformation en compression, compression qu'il subit et ne provoque pas.

*Ceci n'empêche pas que la montée des isothermes liée à celle des intrusions puisse prédisposer telle ou telle zone à se déformer, mais l'origine même de la tectonique tangentielle ne semble pas se trouver dans le magmatisme.*

### 2.3.2. La liaison mouvement des plaques-compression

Le plissement n'étant pas un sous-produit du magmatisme, il ne reste qu'à le mettre au compte du rapprochement actif des compartiments continentaux peu déformés qui encadrent la zone plissée. On en revient à l'idée de J. A. DOUGLAS (1920) que j'ai reprise en 1967: *le plissement andin résulte du rapprochement du bloc côtier et du bouclier brésilien.* Ceci étant admis, il reste à savoir *quel est le moteur du rapprochement de ces blocs* et nous en revenons au mouvement des plaques.

Deux problèmes indépendants se posent alors: celui de la genèse de la compression au long de la surface de contact des deux plaques et celui de la transmission latérale de la compression.

#### 2.3.2.1. LA GENÈSE DE LA COMPRESSION

Nous avons vu que le fonctionnement « normal » des plaques implique des séismes avec des mécanismes en faille inverse qui provoquent à leur tour des déformations de surface en compression sur la marge continentale et en distension dans les zones plus externes (cf. p. 262). Mais il ne s'agit pas là d'une déformation suffisamment intense et étendue pour que des plis réguliers de dimension kilométrique ou moindre se forment sur des distances importantes transversalement à la direction du contact des plaques.

C'est plutôt dans un changement du taux de rapprochement des plaques en présence que l'on doit chercher un processus susceptible de créer le champ de contrainte nécessaire à une phase de compression, et plus précisément dans un *ralentissement ou même un arrêt de la subduction suivi de la reprise d'une subduction normale.*

Dans cet ordre d'idée, on est amené à imaginer trois scénarios (et il en est sans doute bien d'autres):

1. *Le premier est tiré d'une idée de X. LE PICHON (1968, p. 3693) et résumé par la figure 131 A.* Une plaque océanique qui plonge sous un continent se bloquerait en atteignant la mésosphère vers 600 à 800 km (stade 2). Ce blocage provoquerait à son tour un blocage de la subduction de la plaque océanique suivi d'un « chevauchement » du continent par-dessus la fosse océanique et au-delà (stade 3). Il s'ensuivrait une rupture de la partie de la plaque océanique engagée sous le continent, accompagnée de la formation d'une nouvelle fosse et d'un nouveau plan de Benioff (stade 4).

La surface de contact entre les deux plaques est maximum lors du stade 3 et il est vraisemblable que les forces mécaniques tangentielles liées au frottement, mises en jeu alors sont beaucoup plus élevées que lors des stades antérieurs et postérieurs. *Ces forces tangentielles seraient susceptibles de déformer en compression la croûte continentale.*

L'existence de deux zones de Benioff fonctionnant en parallèle est prévue par ce modèle; elle n'est pas sans rapport avec les observations géologiques: dans la Cordillère nord-américaine, un tel dispositif rend compte de la répartition des roches ignées du Cénozoïque moyen (Miocène et Pliocène essentiellement) en deux arcs distincts dont les courbes K/h (cf. DICKINSON) se superposent (LIPMAN *et al.*, 1971). On notera que les différentes pulsations de la phase majeure de compression (laramienne) précèdent ce volcanisme et sont réparties entre — 80 et — 40 MA (cf. CONEY, 1972).

Dans l'idée de X. LE PICHON, le processus de blocage du plan de Benioff contre la mésosphère se reproduit avec une certaine périodicité liée au pendage du plan et au taux de subduction; elle serait de l'ordre de 30 MA pour un plan pendant à 30° et un taux de subduction de 6 cm/an.

L'adoption de ce modèle implique que le taux annuel de subduction dans la fosse péruano-chilienne ait augmenté au cours du temps, par paliers et dans des proportions importantes. En effet, il aurait fallu plus de 100 MA, du Permien supérieur à la phase du Crétacé terminal, pour que l'extrémité est du premier plan de Benioff atteigne la mésosphère, ... mais seulement une quarantaine de MA du Santonien à la phase de l'Eocène terminal pour que le second plan de Benioff l'atteigne à son tour, ... et à peine une vingtaine de MA pour le troisième (phase du Miocène), ... puis une dizaine seulement pour le quatrième (phase du Pliocène).

Théoriquement, une telle variation du taux de subduction n'est pas impossible. Cependant, étant donné que les taux d'expansion océanique n'ont pas varié dans des proportions similaires dans le même temps, comme le montre le dessin des anomalies des 80 derniers MA dans tous les océans, cette augmentation de la subduction sur la côte sud-américaine devrait entraîner une diminution corrélative de la subduction à la bordure ouest du Pacifique et une migration de la dorsale vers l'ouest. Tout ceci reste à prouver.

2. *Le deuxième scénario* (fig. 131 B) découle des observations de B. P. LUYENDICK (1970), selon qu'il existe une relation inversement proportionnelle entre le taux de rapprochement des plaques et le pendage du plan de Benioff.

Un ralentissement de ce taux (stades 1 à 3) se traduirait donc par un plongement du plan de Benioff de plus en plus raide, contrôlé essentiellement par la pesanteur, jusqu'à une position limite proche de la verticale. Dans ces conditions la surface de contact entre les deux plaques est elle-même proche de la verticale (stade 3). Si le taux de rapprochement augmente à nouveau (stade 4), le processus de subduction aura de grandes difficultés à se remettre en marche du fait de l'opposition des deux plaques au long d'une surface raide et aussi du fait du coefficient de frottement élevé au départ. C'est alors que la dissipation de l'énergie mécanique pourra se traduire par un plissement.

Ensuite, une nouvelle zone de Benioff « normale » se créera (stade 5) et un nouveau « cycle » commencera.

Certes, la géométrie de la plaque océanique englobée sous le continent (stade 5) peut paraître fantaisiste, mais on connaît actuellement par la sismicité, des géométries de plaques presque aussi complexes (ISACKS et MOLNAR, 1971, fig. 2).

3. *Un troisième modèle* peut être proposé qui, comme le premier, fait intervenir le chevauchement du continent sur la fosse et l'océan. Mais ici le chevauchement n'est pas dû à un blocage de la plaque océanique arrivant à la mésosphère mais à une *accélération de la dérive propre du continent*. Le frottement entre plaques s'accroît alors notablement car elles sont en contact sur une surface beaucoup plus grande, et la compression peut alors se transmettre à la plaque continentale. Un dédoublement éventuel du plan de Benioff peut aussi se produire.

C'est à un modèle de ce genre que fait appel P. J. CONEY (1970, 1971 b) pour expliquer l'évolution de la Cordillère américaine. Au cours des périodes de « dérive active » du continent qui « chevauche » alors « activement » la fosse océanique, la bordure de la plaque, relativement plastique du fait de l'élévation de température liée au magmatisme de l'époque immédiatement antérieure, est serrée entre la partie externe de la plaque continentale et la plaque océanique. Au cours de ce processus, la partie externe de la plaque

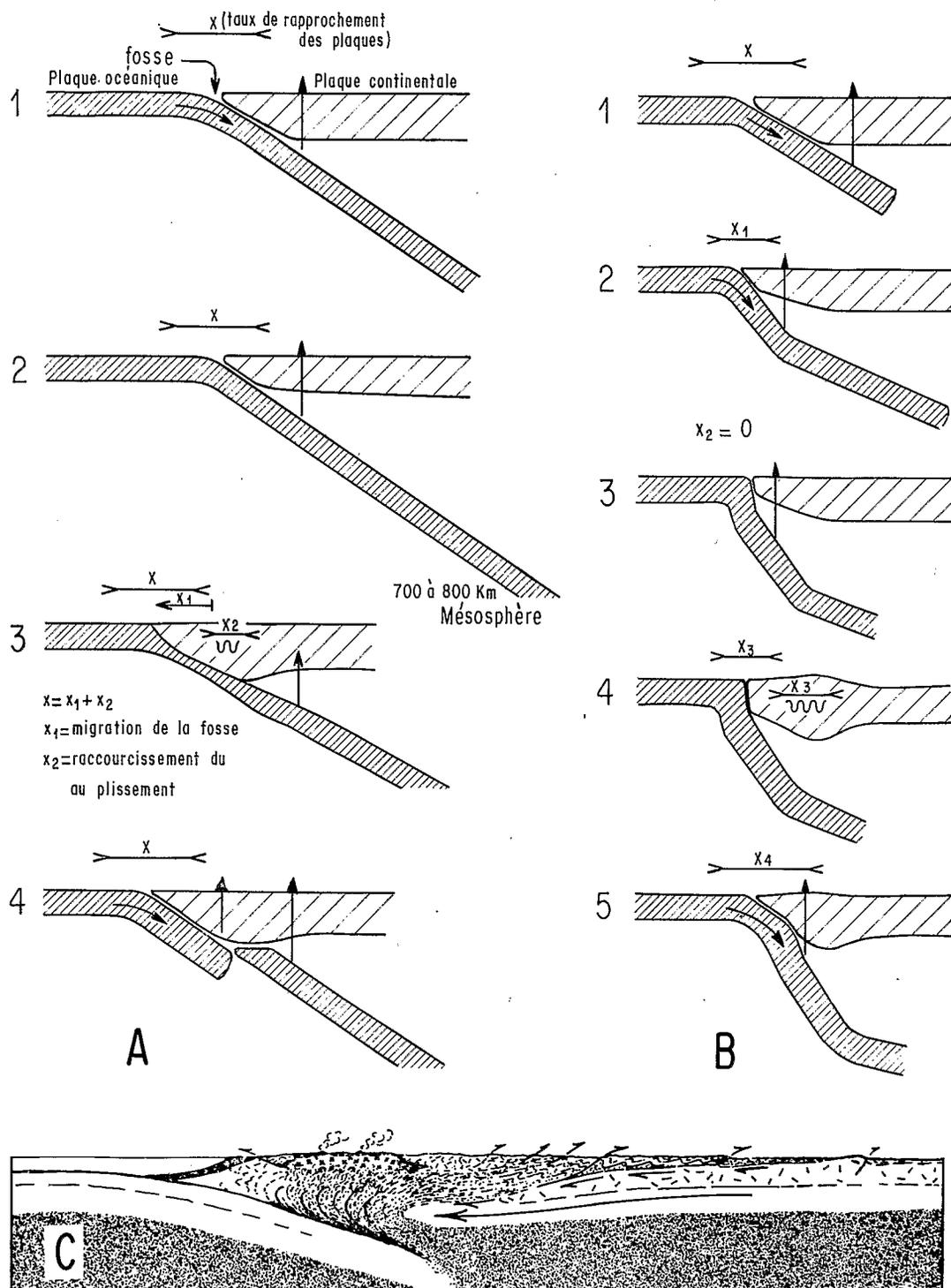


Fig. 131. — Trois schémas de tectonique des plaques susceptibles de rendre compte de la tectonique en compression dans une chaîne « cordillère »: A. inspiré de X. LE PICHON (1968), B. inspiré de B. P. LUYENDICK (1970), C. d'après P. J. CONEY (1970)

continentale tend à s'enfoncer partiellement sous le bourrelet bordier plastique (fig. 131 C d'après la fig. 2 E de CONEY, 1970); ce sous-charriage rendrait compte des structures écaillées vers l'est du front oriental des Rocheuses.

Dans tous ces modèles, le fonctionnement normal de la subduction n'a rien à voir avec les phases de compression: le rôle de la plaque océanique est celui d'une butée qui s'oppose à l'avance du continent sur la fosse et l'océan. Lorsque les forces tangentielles ainsi créées dépassent un certain seuil, la déformation en compression se produit dans les zones les moins résistantes de la bordure du continent, c'est-à-dire les zones à croûte amincie et celles qui ont été mises en condition par la montée d'un front thermique, cependant que les blocs plus rigides qui les séparent se rapprochent les uns des autres en se déformant très peu.

Il va de soi que toutes les combinaisons entre les divers modèles proposés ci-dessus sont possibles au cours de l'évolution d'une chaîne: telle phase de compression pourra être due à un blocage de la subduction et telle autre à une accélération de la dérive propre du continent.

Il est plausible que les phases du Crétacé terminal et de l'Eocène terminal sont dues au mécanisme d'accélération de la dérive du continent car elles sont en gros, contemporaines avec des réajustements du mouvement des plaques à échelle du globe. A — 80 MA, on note en effet une réorganisation totale de l'expansion dans l'Atlantique Sud qui prend alors une direction proche d'est-ouest (HEIRTZLER *et al.*, 1968) et c'est également l'époque où commence la phase d'expansion récente de l'Atlantique nord (LE PICHON et FOX, 1971). Cette réorganisation semble avoir une importance majeure dans le développement du tectogène cordilléraire d'Amérique du Nord; c'est la transition des 80 MA de P. J. CONEY (1971 *b*, 1972). Cet âge de 80 MA est en gros celui de la phase du Crétacé supérieur. Vers — 40 MA survient un autre événement important, la collision de l'Inde péninsulaire et de l'Eurasie, qui se traduit par un changement des caractéristiques de l'expansion dans l'océan Indien (HEIRTZLER *et al.*, 1968). Or la phase « incaïque » au Pérou se place dans le sommet de l'Eocène, vers cette même date (cf. VAN EYSINGA, 1972); on notera aussi que dans la Cordillère nord-américaine, P. J. CONEY (1971 *b*, 1972) définit une « transition » des 40 MA. La tectonique des plaques fournirait donc là une explication à la quasi-simultanéité de certaines phases de compression dans des chaînes éloignées et de type différent: la collision de deux continents, phénomène aléatoire, provoquerait une redistribution de l'expansion et de la subduction à échelle du globe qui se traduirait par cette corrélation troublante. Dans d'autres cas, ce serait la réorganisation de l'expansion, due cette fois à des phénomènes thermiques profonds, qui apporterait les modifications susceptibles de provoquer une phase de compression dans les chaînes cordilléraires. Dans d'autres cas encore, les phénomènes qui causeraient la compression dans un segment de chaîne, les collisions avec des arcs insulaires par exemple, n'auraient pas l'ampleur nécessaire pour provoquer un réajustement à échelle mondiale; ce serait notamment le cas des phases triasique et jurassique de la Cordillère nord-américaine (cf. p. ex. MONGER *et al.*, 1972, p. 591).

### 2.3.2.2. LA TRANSMISSION LATÉRALE DE LA COMPRESSION

Si on suppose résolu le problème de la genèse, dans la zone de contact entre les plaques continentale et océanique, d'efforts tangentiels intermittents suffisants pour provoquer un plissement, il reste le problème de la zone d'application de ces efforts; en d'autres termes, pourquoi tel ou tel secteur se plisse lors de telle ou telle phase ?

En premier lieu, on note que la bordure océanique, c'est-à-dire la Cordillère de la côte, transmet les efforts de compression en se déformant très peu elle-même; ceci peut s'expliquer par la rigidité propre au bloc côtier constitué de métamorphites précambriennes et de roches intrusives pré-crétacées et par le fait que sa position interne par rapport aux arcs magmatiques du Crétacé terminal et du Cénozoïque le protège des effets thermiques qui le rendraient plus plastique.

La répartition du plissement dans les zones plus externes de la chaîne semble être fonction, en premier lieu, de la répartition des zones subsidentes à croûte amincie, et en second lieu, de la présence de fronts thermiques liés aux intrusions post-tectoniques dont la montée serait en cours mais dont la mise en place définitive ne s'effectue qu'après le plissement.

Le premier facteur paraît essentiel. Ainsi la phase du Crétacé supérieur plisse surtout le secteur côtier où se situe l'axe de subsidence du bassin ouest-péruvien au Crétacé et l'incorpore ainsi aux zones rigides

du bourrelet côtier. La subsidence se déplace ensuite vers l'est; elle est maximum sur les Hauts Plateaux plus de 4 000 m de couches rouges et vraisemblablement dans la partie nord-est de la Cordillère Occidentale et moins importante dans la zone subandine; il se forme ainsi une nouvelle zone à croûte amincie, qui va devenir rigide à son tour. La subsidence reprend ensuite dans le seul secteur subandin, en particulier à proximité des Andes Orientales où le processus d'amincissement de la croûte s'accélère; cette zone subandine ne sera enfin incorporée à la chaîne que lors des phases tardives du Miocène et surtout du Pliocène.

Dans ce schéma, le massif isolé situé dans la Cordillère Orientale et la partie nord-est des Hauts Plateaux du Pérou central (cf. fig. 112) et plissé au Crétacé terminal pose un problème à part. Comme ce massif est le siège d'un plutonisme fini-crétacé assez intense, on peut penser que le front thermique associé à la montée des granitoïdes est la cause de la localisation du plissement. Ce faisant, on reporte seulement le problème de la causalité: quelle est la raison de ce front thermique isolé et relativement local? On peut certes, invoquer un dédoublement du plan de Benioff, mais il faudrait d'abord entreprendre une vérification des observations de terrain en étudiant systématiquement l'âge et la composition chimique des intrusions de la Cordillère Orientale.

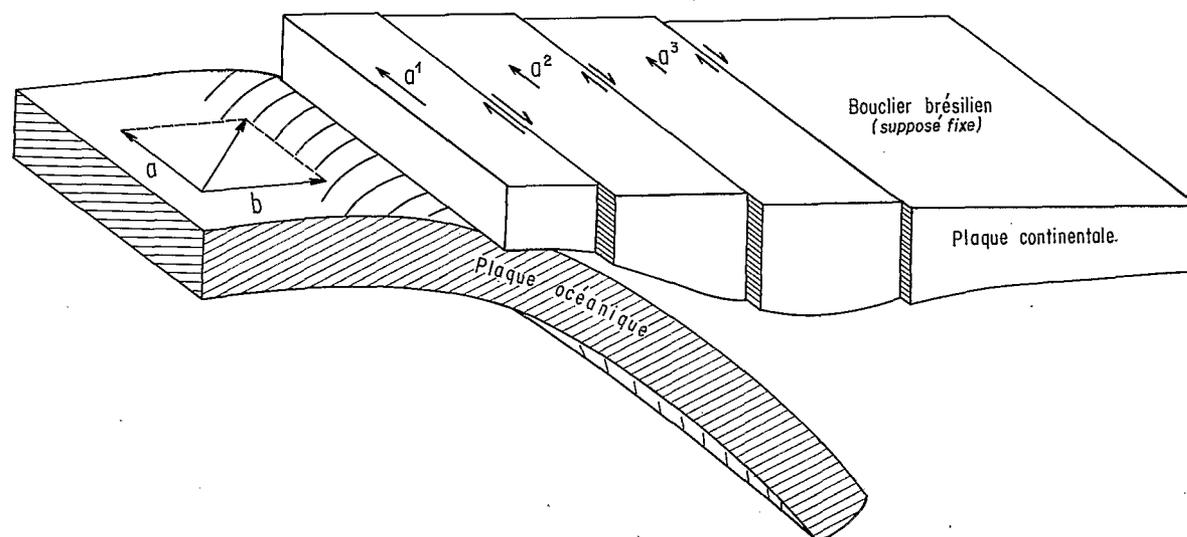


Fig. 132. — Schéma montrant les relations entre une subduction oblique par rapport à la fosse océanique et les décrochements dans le domaine continental

On a une diminution progressive du rejet horizontal avec  $a > a^1 > a^2 > a^3$

### 2.3.3. Mouvement des plaques et type de déformation

Dans le paragraphe précédent, nous avons traité la question de l'évolution de la chaîne andine vue au long d'une transversale. Cette optique n'est valable que dans la mesure où le rapprochement des plaques a lieu dans une direction proche de la perpendiculaire à la fosse océanique. Dans ce cas, le type de déformation en compression lié au mouvement relatif des plaques est, comme nous l'avons vu:

— Soit un jeu de failles inverses accompagnées d'une déformation de surface souple (cf. PLAFKER, 1972), au cours des périodes de fonctionnement « normal » des plaques;

— Soit un plissement impliquant des efforts tangentiels plus importants qui se manifestent au cours de phases de compression et traduit un jeu des plaques qui n'a rien de commun avec leur fonctionnement « normal » caractérisé par une subduction régulière.

Dans le cas où la plaque océanique s'enfonce obliquement sous le continent supposé fixe, une composante du mouvement est parallèle à la fosse et elle peut se traduire par des décrochements à l'intérieur de la chaîne. Ainsi les décrochements dextres, d'âge andin sans plus de précision, qu'enregistrent fréquemment les stries portées par les failles longitudinales raides du Pérou central, peuvent s'expliquer schématiquement par la figure 132. Ce schéma implique des décrochements dextres dont le rejet va s'amortissant à mesure que l'on avance vers le bouclier brésilien. Ces décrochements devraient pouvoir se produire aussi bien lors des périodes de fonctionnement « normal » des plaques, c'est-à-dire les périodes de calme tectonique, où ils seraient localisés près de la marge continentale, que lors des phases de compression, où ils affecteraient des zones structurales plus externes. Ce modèle devrait pouvoir être testé à l'heure actuelle dans le sud du Pérou où l'angularité du vecteur déplacement relatif et de la fosse est tel que des décrochements sénestres devraient se produire au long des failles longitudinales situées dans la zone côtière.

#### 2.3.4. La surrection des Andes et les plaques

Il n'existe pas de relations évidentes entre l'orogénèse, prise dans le sens de « processus créateur de relief » et la subduction d'une plaque océanique. La création des reliefs peut se faire en compression ou en distension, mais il est vraisemblable que la distension a joué un rôle prépondérant dans le soulèvement qui a succédé à chacune des phases du plissement andin.

On admet communément que le soulèvement des chaînes de montagne est dû au réajustement isostatique de leur racine sialique, dont la présence est attestée par le profil de la discontinuité de Mohorovicic. Les Andes centrales ont une racine sialique particulièrement volumineuse (cf. fig. 127) et n'échapperaient pas à cette règle. *C'est par le biais de la formation de cette racine que la subduction joue vraisemblablement un rôle dans le soulèvement de la chaîne.*

Au niveau du Pérou central, *le volume de la racine sialique des Andes centrales, tel qu'il est donné par la géophysique, est à peu près le double du volume produit par le raccourcissement, de l'ordre de 100 km, dû à l'ensemble des phases de compression andine. L'origine de cet excédent ne peut se trouver que dans un apport extérieur de produits relativement légers, que l'on ne peut faire venir que de la différenciation du manteau ou de la fusion des couches sédimentaire et basaltique de la plaque océanique. A cet apport peut s'ajouter la fusion de copeaux de sédiments plissés et injectés d'ophiolites de la bordure externe de la fosse océanique, ... et peut-être aussi celle de copeaux sialiques appartenant à la bordure sud-ouest du bourrelet côtier, qui seraient entraînés par la plaque océanique au cours de la subduction (cf. RUTLAND, 1971) ou plus vraisemblablement à la fin des phases de compression, lors du « redémarrage » d'une subduction normale.*

Signalons que D. I. GOUGH (1973) a proposé un modèle assez semblable pour rendre compte de la surrection des chaînes de type andin. Elle serait due à l'addition à la plaque continentale, dans le secteur où le plan de Benioff se trouve entre — 100 et — 200 km, d'une quantité de magma andésitique égale à 16% du volume de la colonne verticale affectée. Il montre par le calcul que cette quantité peut être extraite en 63 MA des couches superficielles d'une plaque océanique s'enfouissant au taux de 6 cm/an.

Si l'on admet que la surrection est due partiellement ou totalement à des apports de produits légers provenant de la plaque océanique en cours de subduction, la surrection durera aussi longtemps que le régime de subduction, le déséquilibre isostatique étant maintenu par l'apport constant de matériel issu de la fusion de la plaque océanique et du matériel éventuellement arraché au flanc externe de la fosse et dragué par la plaque océanique sous le continent. Qu'il y ait ou non accréation visible en bordure du continent, les chaînes cordilléraires seraient donc des chaînes où le volume de la plaque continentale augmente dans tous les cas de l'apport du matériel issu des couches sédimentaires et de « socle » (couches 1 et 2) de la croûte océanique.

## 2.4. CONCLUSION

Dans le cadre de la tectonique des plaques, les données géophysiques et géologiques actuelles sur le Pacifique sud-est et les Andes centrales s'intègrent dans l'ensemble avec succès dans le schéma de la marge

« pacifique » caractérisée par la subduction régulière de la plaque océanique Nazca sous la plaque continentale sud-américaine, accompagnée d'un volcanisme et d'une sismicité active.

Ce type de fonctionnement « normal » des plaques rend compte sans difficultés majeures des phénomènes magmatiques et tectoniques qui se déroulent pendant la période de sédimentation et les épisodes de distension qui s'intercalent entre les phases de compression.

Il est plus difficile d'expliquer les phases de compression, mais là encore, certaines caractéristiques du mouvement actuel des plaques et de leur géométrie peuvent nous guider. Ayant éliminé la relation de cause à effet subduction-magmatisme-compression, seuls restent les modèles basés sur un changement important mais momentané du régime des plaques. Il peut s'agir soit d'un arrêt momentané de la subduction suivi d'une nouvelle phase de subduction active, soit d'une accélération de la dérive propre du continent, qui lui fait chevaucher la fosse océanique puis l'océan. Il existe des moyens de tester ces modèles, du fait notamment de leurs implications magmatiques; ainsi le modèle de la figure 130 b implique à la fois une diminution progressive du volume du volcanisme et une migration de celui-ci vers la fosse, à l'approche d'une phase de compression.

L'étude du volcanisme, plus que celle du plutonisme, doit être à même d'apporter des données précises concernant les régimes de subduction du passé. Le volcanisme devrait en effet répondre beaucoup plus vite que le plutonisme aux variations de la géométrie de la plaque en cours de subduction, car les magmas correspondants montent plus rapidement.

Pour l'évolution des Andes centrales, des considérations sur le style tectonique nous ont fait écarter les modèles de DEWEY et BIRD et de JAMES, dans lesquels la tectorogénèse est liée à la subduction par l'intermédiaire du magmatisme. Mais c'est vraisemblablement l'étude précise du magmatisme qui permettra de choisir le modèle le plus vraisemblable parmi ceux qui font naître la compression dans une variation du régime de rapprochement des plaques océanique et continentale.

## *conclusion*

Dans ce mémoire, nous avons successivement analysé les caractères de la chaîne andine du Pérou central et de son substratum précambrien et hercynien, puis élaboré un schéma qui rend compte de l'évolution andine dans le cadre de la tectonique des plaques (fig. 130).

Nous rappellerons maintenant les grands traits de la chaîne andine du Pérou central et nous les comparerons à ceux des autres segments des Andes centrales puis à ceux des Andes méridionales et des Andes septentrionales. Ceci nous permettra de tester la valeur du schéma évolutif tiré de notre étude.

### ***RAPPEL DES GRANDS TRAITs DE L'ÉVOLUTION ET DE LA STRUCTURE DES ANDES DU PÉROU CENTRAL. LEUR EXTENSION A L'ENSEMBLE DES ANDES CENTRALES***

● *La chaîne andine dans le Pérou central s'est édifiée en bordure du continent sud-américain mais sur ce continent. Elle se superpose à une chaîne hercynienne d'âge dévonien supérieur dont l'orientation est sub-parallèle à celle des Andes; cette chaîne repose elle-même sur un substratum précambrien métamorphique.*

● *Le cycle andin commence au Permo-Trias et sa période initiale de sédimentation dure jusqu'au Santonien basal; elle est marquée par:*

- le fonctionnement pratiquement continu d'un *arc volcanique côtier calco-alcalin s.l. superposé à un bourrelet sialique* et dont la position reste remarquablement stable;
- un *régime de distension* qui affecte les régions continentales situées entre cet arc et le craton brésilien; selon les époques on y trouve un ou deux bassins subsidents et des horsts subparallèles à l'arc; la distension est particulièrement prononcée au Bathonien et à la fin du Jurassique où un géanticlinal se crée sur l'emplacement futur de la Cordillère Orientale.
- La seconde partie du cycle andin, ou *période tectorogénique*, comporte des épisodes relativement courts marqués par de la compression qui séparent des épisodes de distension plus longs.
- Les *épisodes de distension intercalés entre les phases de compression sont caractérisés par*:
  - un *magmatisme calco-alcalin intense*, réparti en zones subparallèles au littoral pacifique, et dont la manifestation la plus spectaculaire est le batholite côtier qui se serait mis en place entre — 100 et — 10 MA;
  - *l'installation de nouveaux bassins subsidents* également subparallèles à la marge pacifique.
- *Les quatre phases de compression se situent dans le Crétacé terminal, à la fin de l'Eocène, au Miocène et au Pliocène*:
  - chacune incorpore à la chaîne des zones de plus en plus externes non encore plissées mais fait aussi rejouer les structures des zones internes déjà plissées. Il y a donc bien une *migration de la tectogénèse vers l'avant-pays* mais aussi une *large superposition* des zones plissées lors des différentes phases;
  - ces phases donnent naissance à des *structures assez simples*, presque toutes orientées parallèlement à la chaîne et sans déversement net. Les plus notables sont (1) les plis en chevron à schistosité de la Cordillère Occidentale qui chevauchent les zones plus externes (Hauts Plateaux) au long de failles raides à pendage sud ouest et (2) les écailles également raides de la Cordillère Orientale et du bord sud-ouest de la zone subandine, elles aussi chevauchantes vers l'avant-pays.

Les caractères que nous venons d'énumérer sont également *valables* pour les *Andes du Nord du Pérou* jusqu'à vers 7° S. (virgation de Cajamarca), malgré quelques variations paléogéographiques et structurales. Le bord nord-est de la Cordillère Occidentale chevauche directement la Cordillère Orientale et ces chevauchements atteignent une dizaine de kilomètres; l'unité morphostructurale des Hauts Plateaux a donc disparu. Ceci est lié à la paléogéographie du bassin ouest-péruvien au Malm et au Crétacé, il s'étendait en effet beaucoup plus à l'est dans le nord que dans le centre du Pérou.

*Les changements sont plus notables lorsqu'on passe à la partie sud des Andes centrales.* La déflexion d'Abancay (13° S), qui sépare le Pérou central du Pérou sud, semble prolonger un accident d'importance continentale qui séparerait plus à l'est le bouclier brésilien du sillon amazonien. Le bloc situé au sud de cet accident a toujours été surélevé d'où une sédimentation mésozoïque et tertiaire presque uniquement continentale dans l'Altiplano, la Cordillère Orientale et la zone subandine. Malgré cette différence, l'évolution et les structures de la partie sud des Andes centrales sont proches de celles de leur partie nord, comme le montre l'article récent d'E. AUDEBAUD *et al.* (1973) qui se termine par un schéma évolutif dont s'est inspiré celui que nous présentons.

## **ANDES CENTRALES ET ANDES MÉRIDIONALES**

Les grands traits de la géologie des Andes méridionales sont proches de ceux des Andes centrales si l'on en juge d'après les ouvrages analytiques généraux de W. ZEIL (1964) et C. RUIZ FULLER (1965) et les

articles synthétiques plus récents des géologues réunis autour de J. AUBOUIN (AUBOUIN, 1972; AUBOUIN et BORRELLO, 1966, 1970; AUBOUIN, BORRELLO *et al.*, 1973, VICENTE, 1972).

- La chaîne andine chilo-argentine, de 25° S. à 41° S., est construite sur un *substratum précambrien et hercynien*, mais ce dernier a une direction nord-nord-ouest-sud-sud-est et recoupe ici franchement la chaîne andine subméridienne.

- L'évolution andine comporte là aussi plusieurs périodes qui, suivant la terminologie de J. AUBOUIN, sont dites successivement liminaire, tardiliminaire et post-liminaire.

- La période « liminaire » coïncide dans le temps avec la « période de sédimentation » des Andes centrales et ses caractéristiques sont semblables:

- le *volcanisme pré-orogénique* est de *type calco-alcalin* et M. VERGARA (1972) considère qu'il est vraisemblablement lié à une zone de subduction; il est doublé, en particulier au Jurassique supérieur, d'un *plutonisme* également calco-alcalin. La zonation de ce magmatisme est sub-parallèle à la marge pacifique actuelle;
- la *subsidence du bassin andin* s'organise le plus souvent *parallèlement à la marge pacifique* mais dans le Nord du Chili on a aussi des bassins de moindre dimension dont l'orientation est nord-nord-ouest à nord-ouest et qui se terminent en doigt de gant vers le sud-est (CECIONI, 1970). Ces directions obliques sont peut-être liées au rejeu des structures hercyniennes ?

- Les périodes « *tardi et post-liminaires* » correspondent à la période tectorogénique des Andes centrales. Ici aussi, on note des phases de compression séparées par des épisodes de distension. Ces épisodes de distension se traduisent (1) par des *bassins subsidents* qui sont les bassins tardi-andin, épi-andin et péri-andin d'AUBOUIN, BORRELLO *et al.* (1973) et (2) par un *volcanisme* et un *plutonisme* très actifs, tous deux de caractères essentiellement *calco-alcalin* et répartis en zones subparallèles au littoral pacifique.

- Le *calendrier des phases de compression* s'accorde dans ses grandes lignes avec celui des Andes centrales (AUBOUIN, AUDEBAUD *et al.*, 1973) et comprend des phases fini-crétacée (laramienne) oligocène (incaïque), fini-miocène et pliocène. Seule la phase méso-crétacée, s'il s'agit bien d'une phase de compression, ne trouverait pas d'équivalent dans les Andes centrales.

- Les *structures en compression* ont un style analogue à celles des Andes centrales. On retrouve des plis simples, isopaques, qui constituent l'essentiel des structures, mais on observe également un chevauchement précoce des zones internes sur les zones externes et un chevauchement tardif de ces dernières sur l'avant-pays au long de failles raides. Ces plis et ces chevauchements sont dans l'ensemble disposés parallèlement à la fosse océanique. On note aussi une *migration régulière du plissement*, les zones internes étant tectonisées précocement et les zones externes tardivement.

Les grands traits évolutifs et structuraux des Andes méridionales apparaissent donc similaires à ceux des Andes centrales. Aussi le schéma évolutif de tectonique des plaques proposé pour le Pérou devrait-il être adaptable aux Andes méridionales sans de profondes modifications.

Ces deux segments des Andes appartiennent bien à un même ensemble, qu'à la suite de J. AUBOUIN l'on peut appeler Andes « liminaires ».

## ANDES CENTRALES, ANDES SEPTENTRIONALES ET CORDILLÈRE DE MAGELLAN

Malgré des points très controversés, on arrive à se faire une idée de la constitution et de l'évolution du segment nord des Andes en se basant sur la note synthétique de B. FAUCHER et E. SAVOYAT<sup>1</sup> (1973) pour l'Equateur et sur les travaux de H. W. NELSON (1957), L. RADELLI (1967), M. JULIVERT (1970) et A. GANSSER (1973) pour la Colombie.

● *La partie orientale des Andes septentrionales* est construite sur un socle sialique précambrien et paléozoïque.

● *Leur partie occidentale*, par contre, est composée essentiellement de roches basiques et ultrabasiques.

— Dans la *Cordillère Occidentale*, ce magmatisme est en majeure partie contemporain de la période de sédimentation (Trias à Aptien en Colombie), il se traduit par des diabases, des gabbros et des ophiolites.

— Dans les *zones proches du Pacifique*, ce magmatisme se compose de basaltes tholéitiques auxquels sont associés des gabbros et des péridotites. Il ne semble pas être en liaison directe avec les grandes étapes de l'évolution de la Cordillère; son âge va du Jurassique à l'Eocène en Equateur (GOOSSENS et ROSE, 1973) et il atteint aussi l'Eocène en Colombie dans la Cordillère côtière. Les roches basiques et ultrabasiques et les sédiments associés sont très peu plissés et les discordances observées sont souvent dues à des mouvements verticaux.

● *Le mode de mise en place de ces roches* est mal connu et plusieurs hypothèses sont en présence qui peuvent d'ailleurs se combiner:

— il pourrait résulter d'une distension importante qui aurait morcellé la bordure occidentale du continent; les basaltes et les péridotites se mettraient alors en place entre les blocs sialiques disjoints: cette « océanisation s.l. » pourrait expliquer la présence de roches « paléozoïques » sous les coulées basiques de la région de Guayaquil et l'existence de roches sialiques dans l'île de Malpelo en plein bassin océanique de Panama (VAN ANDEL *et al.*, 1971);

— une autre possibilité est que les roches sialiques affleurent en fenêtres tectoniques sous un ensemble de roches océaniques charriées (processus d'obduction).

— pour J. E. CASE *et al.* (1971), les basaltes et péridotites des zones proches du Pacifique ne sont que le toit d'un *panneau de croûte océanique* de 50 km de large et 25 km d'épaisseur accolé au continent;

— enfin, les strates tertiaires à fort pendage intercalées dans les roches basiques, que signale A. GANSSER (1973, fig. 6) dans la Cordillère côtière de Colombie, évoquent des « *écailles d'accrétion* » accolées à la bordure du continent.

● *Le magmatisme de composition intermédiaire à acide* est également présent, quoique beaucoup moins développé que dans les Andes liminaires. Il donne des stocks et batholites de diorite, diorite quartzique et granodiorite et aussi le volcanisme pliocène à actuel qui a une composition andésitique à rhyolitique.

● *Le calendrier tectonique* est différent de celui des Andes « liminaires », avec des phases à l'Albien inférieur, à l'Eocène inférieur, au cours de l'Oligocène et au Mio-Pliocène. Le plissement migre vers l'est au cours de ces phases et c'est la dernière qui incorpore les zones les plus externes à la chaîne andine.

1. Où l'on trouvera l'essentiel de la bibliographie classique sur l'Equateur.

● *Le style tectonique est lui aussi assez différent.* Le plissement albien de la Cordillère Occidentale (Colombie) s'accompagne d'un métamorphisme régional faible mais étendu et d'écaillés déversées vers l'ouest. Les cordillères constituent autant de compartiments séparés par des failles subverticales qui ont pu jouer en décrochements; le plus important, le « Dolores megashear » de J. E. CASE *et al.* (1971), séparerait les zones internes à matériel océanique des zones externes à matériel continental, mais il peut s'agir d'un accident tardif.

On retrouve par contre des plis simples et des failles inverses raides dans la Cordillère Orientale et la zone subandine, comme au Pérou.

*Le schéma évolutif des Andes centrales ne s'applique donc pas aux Andes septentrionales.* Seuls certains stades de distension et de magmatisme calco-alcalin intercalés entre les phases de compression peuvent être régis par le « régime normal » des plaques défini dans les Andes centrales.

*Le mouvement relatif des plaques sud et nord-américaine est sans doute un facteur déterminant du développement des Andes septentrionales,* comme il l'est pour celui des Andes caraïbes, des Antilles et de l'Amérique centrale. Les premiers stades de l'« océanisation » des zones proches du Pacifique en Equateur et en Colombie pourraient en particulier être en rapport direct avec l'ouverture de l'Atlantique Nord entre — 180 et — 80 MA (cf. LE PICHON et FOX, 1971). Par ailleurs, les mouvements des plaques sud et nord-américaine se sont vraisemblablement répercutés sur la direction et le module des « vecteurs rapprochement » des plaques sud-américaine et est-pacifique.

A l'autre extrémité de l'Amérique du Sud, on retrouve des *caractéristiques partiellement semblables dans la Cordillère de Magellan*, qui se poursuit dans l'arc de Scotia qui, à son tour, rejoint l'Antarctide; c'est là une situation homologue de celle des Andes septentrionales et caraïbes par rapport aux Antilles et à l'Amérique du Nord.

L'intervention de la croûte océanique dans la Cordillère de Magellan ne semble bien démontrée que dans les zones les plus internes. Les zones internes abritent d'ailleurs un immense batholite tonalitique à granitique qui n'a pas d'équivalent dans les Andes septentrionales. Il semble que la subduction « normale » ait joué ici un rôle plus important.

Aux deux extrémités des Andes liminaires à « andésites » pré-orogéniques édifiées sur une croûte sialique, on passe donc à des systèmes montagneux dont les caractéristiques sont intermédiaires: les ophiolites et les charriages y apparaissent. Tout cela annonce *les arcs intercratoniques des Antilles du nord et du sud*, où ces caractères deviennent prédominants. Mais les modalités des passages d'un système à un autre restent à étudier pour une grande part (cf. GANSSER, 1973).

\* \* \*

Partis des Andes « liminaires » nous y reviendrons pour conclure.

A l'opposé des Andes à ophiolites sensu lato, à structures relativement complexes, avec notamment des charriages plus fréquents (Andes caraïbes, Cordillère de Magellan), et à métamorphisme régional parfois intense, les *Andes centrales et méridionales « liminaires »* ont un magmatisme essentiellement calco-alcalin, tant pré que post-orogénique, des structures relativement simples et un métamorphisme régional réduit ou absent.

Ces caractéristiques découlent de leur position en bordure du continent mais intégralement sur ce continent et d'une évolution dont nous interpréterons à nouveau rapidement les grands traits en termes de tectonique des plaques.

● *Le régime dominant est un régime normal de rapprochement des plaques du Pacifique sud-est et de l'Amérique du Sud avec subduction régulière de la première sous la seconde.*

Ce régime est actif pendant près de 200 MA sur les 230 MA que dure le cycle andin si on le fait débiter au cours du Permien.

Ses caractéristiques sont comparables à celles des systèmes « arc-fosse » *s.l.* actuels, qui expliquent le magmatisme calco-alcalin et la distension en arrière de l'arc.

L'accrétion à la bordure externe de la fosse océanique doit être compensée, dans le cas des Andes, par l'entraînement intermittent sous le continent de copeaux de sédiments injectés de roches basiques.

● Les *phases tectonique de compression* traduisent soit un arrêt de la subduction suivi de sa remise en fonctionnement, soit un « chevauchement actif » du continent sur la fosse océanique et l'océan. L'une des causes probables de ces perturbations réside dans les réajustements globaux du système des plaques; ce serait en particulier le cas pour les phases situées vers — 80 MA et — 40 MA.

Cet essai d'application de la théorie *actuelle* de la tectonique des plaques à l'évolution *passée* des Andes pose toute une série de problèmes et bien des points restent obscurs. Cependant, il nous a paru utile de commencer à confronter des données géologiques régionales avec des modèles aussi généraux. En effet, à notre époque d'évolution rapide des Sciences de la Terre, les études régionales doivent de plus en plus être situées par rapport à ces modèles, qui doivent à leur tour tenir compte de plus en plus des faits géologiques observables.

## *postface*

*Entre juin 1973, date à laquelle cet ouvrage fut présenté comme mémoire de thèse d'état et la fin de 1976, date à laquelle il fut remis à l'éditeur, un certain nombre de données nouvelles sont venues accroître les connaissances*

*Une partie de ces données a pu être incorporée au texte remanié des chapitres précédents, mais cela s'est révélé impossible pour d'autres, notamment les plus récentes, dont rend compte cette postface rédigée dans la seconde moitié de 1976. Pour faciliter sa lecture, nous reprendrons ici le plan général de l'ouvrage.*

## **A. LE SUBSTRATUM PRÉCAMBIEN ET PALÉOZOÏQUE**

### **1. LE SUBSTRATUM PRÉCAMBRIEN (ch. 1)**

Dans le cadre de la thèse de B. DALMAYRAC, G. LAUBACHER et R. MAROCCO (à paraître en 1978), B. DALMAYRAC a étudié systématiquement le Précambrien. Ses premières données modifient assez profondément celles exposées ici (p. 39 à 53) et celles de E. AUDEBAUD, R. CAPDEVILA *et al.* (1973) et de J. P. BARD *et al.* (1974).

Les résultats obtenus par la méthode U/Pb sur zircons (LANCELOT *et al.*, 1976) confirment que le socle précambrien est constitué d'une chaîne « panafricaine » à  $630 \pm 50$  MA. Elle remanie localement

des noyaux granulitiques à faciès de haute pression; celui du rio Pichiari, situé sans doute en bordure de la chaîne panafricaine et localisé dans notre zone d'étude (fig. 7 B) a donné un âge de  $1100 \pm 50$  MA, alors que les granulites de la côte sud-péruvienne ont été datées à  $1900 \pm 100$  MA.

Pour ce qui est de la chaîne « panafricaine », B. DALMAYRAC et A. LEYRELOUP (1975) montrent qu'elle est affectée par deux épisodes de métamorphisme:

- Le plus ancien, de pression intermédiaire avec une suite à muscovite, biotite, staurotide, grenat, disthène, sillimanite prismatique est contemporain de la foliation  $s_1$ ;
- Le plus récent, de basse pression, avec une suite à chlorite, muscovite, biotite, cordiérite et fibrolite, est contemporain de la foliation  $s_2$ .

## 2. LA CHAÎNE HERCYNIEUNE (ch. 2)

G. LAUBACHER (in B. DALMAYRAC *et al.*, thèse à paraître, 1977) a traité les problèmes de la chaîne hercynienne.

Pour le *Paléozoïque inférieur et moyen*, il intègre un grand nombre de données et les replace dans une paléogéographie à l'échelle du Pérou; on s'y reportera donc. Par ailleurs, les résultats des recherches pétrolières sur la zone subandine du Pérou central sont en cours de publication (MARTIN et PAREDES, 1977, à paraître) et nous les rapporterons ici succinctement. De part et d'autre de la zone faillée que suivent les rios Perené et Tambo et qui a intensément joué au Tertiaire (cf. fig. 110) s'opposent deux régions à stratigraphie bien différente. Au nord, dans la Sierra de Shira, un socle gneissique précambrien affleure, surmonté d'une mince série argilo-gréseuse bariolée seulement conservée dans un compartiment faillé; des coulées « basaltiques » lui font suite, datées à  $337 \pm 20$  MA (âge minimum) par la méthode K/Ar sur roche totale, elles s'intercalent vers le haut avec des grès arkosiques; 300 m de shales noirs à palynoflore du Dévonien supérieur couronnent cette colonne du Paléozoïque inférieur et moyen qui ne dépasse pas 1 300 m au total. Au sud de la zone faillée Perené-Tambo, un Dévonien flyschöide affleure largement, épais d'au moins 2 000 m; là encore il est daté partiellement du Dévonien supérieur par palynoflores; il semble qu'antérieurement il ait été attribué au Mississipien. Il passerait vers le bas aux séries dont nous avons traité succinctement (p. 57-58), à savoir 1 500 m de shales noirs encore dévoniens, puis 700 m de shales noirs et quartzites ordoviciens qui surmontent 200 m de grès conglomératiques et basaltes discordants sur le socle précambrien. Dans l'ensemble, cette succession est proche de celle de la partie sud de la Cordillère de Vilcabamba (MAROCCO et GARCIA Z., 1974; EGELER et DE BOOY, 1961). De nouveaux problèmes se posent donc: (1) comment a joué la faille Perené-Tambo au Paléozoïque: en faille normale pendant la sédimentation et/ou en décrochement pendant ou après? (2) les basaltes de Shira, dont l'âge apparent de 337 MA est évidemment trop jeune, ne seraient-ils pas en fait équivalents aux basaltes infra-ordoviciens d'Ollantaytambo dans le Cuzco (MAROCCO et GARCIA Z., 1974)?

En ce qui concerne le *Paléozoïque supérieur*, les faits nouveaux sont l'absence de Mississipien à Shira et dans la partie nord de Vilcabamba. Sur le Dévonien supérieur, au nord comme au sud de la zone faillée Perené-Tambo, des niveaux grésotufacés verts transgressifs forment la base de la formation pennsylvanienne et éo-permienne (cf. p. 67) décrite sous le nom de formation Muralla ou calcaires Tambo et déjà bien connue. Par contre, C. MARTIN et J. PAREDES (*op. cit.*) montrent que les grès rouges à niveaux carbonatés sus-jacents aux carbonates Muralla sont en fait du Permien supérieur identifié par palynoflores; on peut sans doute corréler ces niveaux saumâtres aux quelques intercalations marines et saumâtres connues dans le Permien supérieur-Trias inférieur des Andes. Ces grès permien de la zone subandine centrale sont vraisemblablement recouverts directement par le Crétacé gréseux de la fm. Agua Caliente; aussi le Trias moyen et supérieur et le Jurassique (fm. Santiago, fm. Sarayaquillo) seraient absents dans la Sierra de Shira et le versant est de la Sierra de Vilcabamba (Pongo de Mainique).

Dans le *Permien supérieur-Trias inférieur* « Mitu » des Andes, notons la présence, dans la région d'Ayacucho, de comendites, rhyolites peralcalines classiquement liées à un régime en distension (NOBLE

*et al.*, à paraître en 1977). Ceci peut servir d'argument en faveur de l'ouverture d'un rift ou de phénomènes de distension en arrière d'un arc volcanique (back-arc spreading). Il faut enfin signaler que l'âge du granite de San Ramon-La Merced (p. 93 et fig. 36) est maintenant connu par une isochrone Rb/Sr en roche totale (CAPDEVILA *et al.*, 1977) qui donne  $238 \pm 10$  MA, ce qui place ce granite dans le Permien terminal, tout près de la limite Permien-Trias (235 MA). Ceci a des conséquences pour l'âge des couches rouges qui remanient ce granite et sont recouvertes en concordance par le Ladinien moyen ou le Norien, selon les endroits. Ces couches ne seraient donc pas du « Mitu » authentique, mais des molasses mimétiques du Mitu qui passent progressivement vers le haut aux carbonates du Trias moyen ou supérieur comme nous l'avons aussi observé à l'est de Junin (cf. p. 100-101). La mise en place du granite de San Ramon-La Merced ainsi que sa surrection et l'érosion consécutive pourraient être liés à l'épisode tectonique post-Mitu et pré-Trias moyen que j'ai signalé (p. 101-103).

## B. LA CHAÎNE ANDINE

### 1. LE MATÉRIEL ANDIN (ch. 4) ET LA CHRONOLOGIE DES PHASES (ch. 5, A)

Dans le chapitre 4, j'ai pu tenir compte de la plupart des travaux récents concernant les séries mésozoïques antérieures à la phase « péruvienne » fini-crétacée.

Par contre, la stratigraphie des couches rouges et surtout celle des séries volcaniques post-couches rouges a tellement progressé ces dernières années du fait des datations radiométriques de D. C. NOBLE (1973), D. C. NOBLE *et al.* (1972, 1974, 1974, 1975, 1977 b), E. MC KEE *et al.* (1975) et E. FARRAR *et al.*, (1976) qu'une mise au point particulière s'impose. Parallèlement, les travaux de J. P. SOULAS (1975, 1976) sur la tectonique des régions de Castrovirreyna, Huancavelica, Huachocolpa et Ayacucho où ont été prélevés les échantillons par les auteurs précités, apportent des éléments de corrélation basés sur l'analyse microtectonique... tout en soulevant de nouveaux problèmes.

#### 1.1. LES COUCHES ROUGES ET « LA » PHASE INCAÏQUE

Le terme de couches rouges prête à confusion puisqu'il désigne en fait un lithofaciès mais est couramment utilisé pour parler de formations, Casapalca dans le centre du Pérou, Chota dans le nord, dont l'âge est connu avec peu de précision et considéré comme crétacé terminal-éocène. Par contre, les couches rouges de la zone subandine sont mieux datées: elles débutent également dans le Crétacé terminal, mais montent jusque dans le Miocène supérieur.

Dans la première version de ce travail (MÉGARD, thèse, 1973), j'avais admis que les couches rouges des Andes, zone subandine exclue, débutaient au Santonien et montaient jusque dans la base de l'Oligocène, elles étaient ensuite plissées avec leur substratum par une phase incaïque d'âge oligocène inférieur, puis recouvertes en discordance par des volcanites. Les premiers âges radiométriques modifiaient cette conclusion, du moins pour la Cordillère Occidentale, où les volcanites discordantes étaient datées entre 40 et 41 MA près de leur base (cf. fig. 59, datation d'après NOBLE *et al.*, 1974, 1977 b).

Sur les Hauts Plateaux, par contre, les travaux en cours de D. C. NOBLE, E. H. MC KEE et F. MÉGARD confirment l'âge oligocène basal des niveaux à charophytes d'Usibamba (cf. fig. 57) et donnent, de plus, un âge à  $26,4 \pm 0,8$  MA pour des volcanites intercalées avec les couches rouges d'un synclinal situé à

l'est de Huancavelica. Dans cette région, la phase « incaïque » pourrait donc se situer entre cet âge oligocène supérieur et  $22,4 \pm 1$  MA, âge des tufs de Lircay datés par D. C. NOBLE *et al.* (1974).

Il semble donc que seule la partie inférieure des couches rouges des Hauts Plateaux du Pérou central soit contemporaine des couches rouges de la Cordillère Occidentale, auxquelles la dénomination de fm. Casapalca devrait être strictement réservée. La partie supérieure des couches rouges des Hauts Plateaux doit être corrélée avec une partie au moins de la plus ancienne des unités volcaniques discordantes sur les couches rouges Casapalca s.s. de la Cordillère Occidentale. On note d'ailleurs sur les Hauts Plateaux un enrichissement des couches rouges en intercalations volcaniques quand on monte dans la série.

Il apparaît donc que le terme de phase incaïque ou phase post-couches rouges, recouvre en fait deux événements distincts, l'un fini-éocène qui est le plissement principal dans la Cordillère Occidentale, l'autre plus récent (fini-oligocène ?) présent sur une partie au moins des Hauts Plateaux; l'extension spatiale de ces phénomènes reste à préciser.

## 1.2. LES VOLCANITES D'ÂGE ÉOCÈNE SUPÉRIEUR À PLIOCÈNE ET LES PHASES DU MIO-PLIOCÈNE

Toujours à partir des travaux de D. C. NOBLE *et al.* (1972, 1974, 1975 et 1977 *b*, à paraître), de E. H. MC KEE *et al.* (1975) et de E. FARRAR *et al.* (1976), on peut très schématiquement admettre que le volcanisme de la Cordillère Occidentale du Pérou central se met en place au cours de quatre périodes distinctes qui ont fourni des datations comprises entre (1)  $41,2 \pm 1,2$  et  $20,9 \pm 7$  MA, (2)  $14,67 \pm 0,48$  et  $13,9 \pm 0,4$  MA, (3)  $10,4 \pm 0,3$  et  $8,2 \pm 0,3$  MA, (4)  $5,2 \pm 0,2$  et  $2,8 \pm 0,2$  MA. Ces ensembles volcaniques sont séparés par des discordances angulaires qui se placent dans le Miocène inférieur, le Miocène supérieur et le Miocène terminal ou le tout début du Pliocène (phase dite « pliocène »). Les figures 59, 60, 62 et 111 de ce mémoire devraient être modifiées en conséquence ainsi que le texte correspondant.

Selon J. P. SOULAS (1975), chacune de ces discordances correspond à une phase compressive en régime de décrochement avec une direction de raccourcissement spécifique qui est: N. 45 E. pour la phase du Miocène inférieur, N.-S. pour la phase du Miocène supérieur et E.-W. pour la phase du Pliocène.

Néanmoins certains problèmes se posent encore: il arrive en particulier que les âges radiométriques s'accordent mal avec la « chronologie » basée sur les directions de raccourcissement; le cas se présente par exemple dans le bassin d'Ayacucho (cf. colonne 3, fig. 59) où les phases à raccourcissements N.-S. et E.-W. semblent beaucoup plus récentes que dans la zone de Huancavelica où leur âge a été déterminé initialement.

Dans l'ensemble, ces nouvelles données amènent à morceller dans le temps et dans l'espace les grandes phases définies par G. STEINMANN en 1929 et dont le canevas semblait encore valable pour l'essentiel en 1973.

## 2. LA TECTONIQUE ZONE PAR ZONE (ch. 5, B, C, D, E, F)

Les travaux que J. P. SOULAS et moi-même avons menés ces dernières années nous ont convaincus de l'importance des décrochements, en particulier longitudinaux, dans la chaîne des Andes. Les jeux en décrochement les plus évidents sont dus aux phases du Miocène supérieur et du Pliocène, mais réutilisent en général des accidents qui ont joué en failles inverses ou en chevauchements lors des phases majeures de la fin du Crétacé et/ou du début du Tertiaire.

Ces jeux en décrochement sont particulièrement clairs au long des failles sigmoïdes déjà décrites dans ce mémoire et étudiées plus en détail par J. P. SOULAS (SOULAS et MÉGARD, 1977, à paraître). Le raccourcissement N.-S. de la phase du Miocène supérieur explique l'essentiel des structures de Gran Bretaña (fig. 94) et Junin-Tarma (fig. 98) par un coulissage dextre au long de failles longitudinales N.N.W.-S.S.E. à N.W.-S.E. et par un affrontement, se traduisant par des chevauchements et des plis, là où ces failles prennent localement une direction E.-W. La phase pliocène, avec  $z = E.-W.$  rend compte de la géométrie des structures de Carmen Chico (fig. 97) et de la zone Perené-Tambo (fig. 110); là des coulissages

senestres au long de failles N.W.-S.E. à E.-W. passent à des chevauchements lorsque ces failles prennent une direction N.-S. ou N.N.W.-S.S.E.; on note aussi, à Cran Breña et à Junin-Tarma, une reprise mineure par cette phase pliocène des structures de la phase du Miocène supérieur. Si on généralise ces interprétations à l'ensemble des Andes péruviennes, on peut expliquer les structures les plus récentes observées dans les grandes déflexions d'Abancay et de Cajamarca. Ainsi, au Miocène supérieur, dans ces déflexions E.-W. s'affronteraient des blocs crustaux allongés dans le sens N.W.-S.E. et longs de près de 1 000 km, qui coulissent au long de systèmes de failles longitudinales anastomosées, notamment celui de la Cordillère Orientale et celui du bord est de la Cordillère Occidentale. Cette conception trouve un début de vérification, puisque J. P. SOULAS et F. MÉGARD (*op. cit.*) donnent de nombreuses preuves de coulissages tardifs au long de ces vieilles failles longitudinales.

### 3. LE PLUTONISME ANDIN, LE BATHOLITE CÔTIER (ch. 6)

Les données synthétisées dans le chapitre 6 se sont enrichies depuis 1973 à la suite des travaux des équipes anglaises, parmi lesquels il faut citer: J. COBBING (1973, 1974), W. S. PITCHER (1974), J. S. MYERS (1975), G. J. KNOX (1974), W. P. TAYLOR (1976). Le lecteur intéressé pourra se reporter à ces travaux, qui donnent des précisions sur la géométrie, la pétrologie et le mode de mise en place du batholite côtier.

### 4. L'ÉVOLUTION RÉCENTE DE LA CHAÎNE (ch. 7)

Là encore, les données sont maintenant plus nombreuses et plus sûres, notamment du fait des travaux d'E. FARRAR et D. C. NOBLE (1976), W. S. MYERS (1976) et D. C. NOBLE *et al.* (1977, à paraître).

Le dernier de ces travaux permet d'écartier définitivement un âge miocène pour la surface subhorizontale qui entaille le batholite vers Santo Domingo de los Olleros sur la route Lima-Huarochiri (cf. p. 242) puisque les tufs soudés qui recouvrent cette surface ont été datés à  $40,2 \pm 0,5$  MA par la méthode K/Ar, c'est-à-dire de l'Eocène supérieur. Plus à l'est, on note d'ailleurs que ces volcanites sont affectées par des plis.

La radiochronologie apporte aussi localement des précisions sur l'âge de la surface Puna, qui serait plutôt miocène dans la partie nord des Hauts Plateaux, où elle est entaillée puis fossilisée par les ignimbrites du « Bosque de Piedra » maintenant datées à  $5,20 \pm 0,20$  MA.

La chronologie du volcanisme plio-quadernaire est aussi beaucoup mieux connue, encore que la dispersion spatiale des données rende leur synthèse très difficile pour le moment. En tout cas, le concept d'épisodes à ignimbrites puis à coulées dactiques et andésitiques se succédant, dans le temps sur de vastes surfaces est dépassé. On peut en effet démontrer que certaines émissions de tufs soudés acides et des émissions andésitiques sont synchrones quoique sans doute décalées spatialement: ainsi, près d'Ayacucho (cf. p. 242), certaines coulées andésitiques Molinoyoc s'intercalent dans la partie supérieure des tufs acides plus ou moins remaniés de la fm. Ayacucho. Dans la même région, les « basaltes » du flanc nord-est du bassin d'Ayacucho sont maintenant datés à  $3,7 \pm 0,4$  MA (NOBLE *et al.*, 1975), cependant que les tufs soudés d'Atunsulla, qui remplissent la paléovallée du rio Vinchos à la bordure ouest de la feuille d'Ayacucho, sont datés à  $2,8 \pm 0,2$  MA (NOBLE *et al.*, 1974).

Dans l'ensemble, on s'oriente donc vers une chronologie plus longue pour l'évolution récente de la chaîne; l'élaboration de la surface Puna, en particulier, remonte au moins au Miocène et même, selon J. S. MYERS (1976), à des époques plus anciennes (Eocène ?).

## *bibliographie*

- AGUIRRE M. B. (A.) — 1961 — « Geología preliminar de la región de Palpa, Prov. y Depto. de Ica. » Thèse Bach. Geol., Univ. Sn. Marcos, Lima, 85 p.
- AMSTUTZ (G. C.) — 1956 — « A note a peculiar association of copper with fossil plants in Central Peru. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 30, p. 5-11.
- ANDEL (VAN T. H.), HEATH (G. R.), MALFAIT (B. T.), HEINRICH (D. F.), EWING (J. I.) — 1971 — Tectonics of the Panama basin, Eastern Equatorial Pacific. » *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82 (6), 1 fig. h.-t., p. 1489-1580.
- ARTHAUD (F.) — 1970 — « Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens: les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). » Pub. U.S.T.L., *Sér. Géol. Struc.*, n° 1, Montpellier, 175 p.
- AUBOUIN (J.) — 1972 — « Chaînes liminaires (Andines) et chaînes géosynclinales (Alpines). » 24th Int. Geol. Cong., Sect. 3, p. 438-461.
- AUBOUIN (J.), AUDEBAUD (E.), DEBELMAS (J.), DOLLFUS (O.), DRESCH (J.), FAUCHER (B.), MATTAUER (M.), MÉGARD (F.), PAREDES (J.), SAVOYAT (E.), THIELE (R.), VICENTE (J. C.) — 1973 — « De quelques problèmes géologiques et géomorphologiques de la Cordillère des Andes. » *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, XV (1-2), p. 207-216.
- AUBOUIN (J.), BORRELLO (A. V.) — 1966 — « Chaînes andines et chaînes alpines: regard sur la géologie de la Cordillère des Andes au parallèle de l'Argentine moyenne. » *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7<sup>e</sup> sér., VIII, p. 1050-1070.
- AUBOUIN (J.), BORRELLO (A. V.) — 1970 — « Regard sur la géologie de la Cordillère des Andes: relais paléogéographiques et cycles orogéniques superposés; le Nord argentin. » *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7<sup>e</sup> sér., XI, p. 246-260.
- AUBOUIN (J.), BORRELLO (A. V.), CECIONI (G.), CHARRIER (R.), CHOTIN (P.), FRUTOS (J.), THIELE (R.), VICENTE (J. C.) — 1973 — « Esquisse paléogéographique et structurale des Andes méridionales. » *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, XV (1-2), 1 pl. h.-t., p. 172.
- AUDEBAUD (E.), CAPDEVILA (R.), DALMAYRAC (B.), DEBELMAS (J.), LAUBACHER (G.), LEFÈVRE (C.), MAROCCO (R.), MARTINEZ (C.), MATTAUER (M.), MÉGARD (F.), PAREDES (J.), TOMASI (P.) — 1973 — « Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Pérou-Bolivie). » *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 1 pl. h.-t., p. 73-113.
- AUDEBAUD (E.), BARD (J.-P.), CAPDEVILA (R.), DALMAYRAC (B.), MAROCCO (R.), MÉGARD (F.), PAREDES (J.) — 1971 — « Le métamorphisme précambrien de basse pression des Andes orientales du Pérou. » *C. R. Acad. Sci.*, 273, sér. D, p. 450-453.
- AUDEBAUD (E.), LAUBACHER (G.) — 1969 — « Sur une discordance tardi-hercynienne dans la Cordillère Orientale du sud du Pérou. » *C. R. Acad. Sci.*, 269, sér. D, p. 2163-2166.
- BALLON S. (W.) — 1966 — « Geología de la región de Pan de Azucar y Piedras Gordas, Lima. » Thèse Bach. Geol., Univ. Sn. Marcos, Lima, 76 p.
- BARAZANGI (M.), ISACKS (B.), OLIVER (J.) — 1972 — « Propagation of seismic waves through and beneath the lithosphere that descends under the Tonga island arc. » *J. Geophys. Res.*, 77 (5), p. 952-958.
- BARAZANGI (M.), ISACKS (B.), OLIVER (J.), DUBOIS (J.), PASCAL (G.) — 1973 — « Descent of lithosphere beneath New Hebrides, Tonga, Fiji and New Zealand: evidence for detached slabs. » *Nature*, 242, p. 98-101.

- BARD (J.-P.), BOTELLO (R.), MARTINEZ (Cl.), SUBIETA (T.) — 1974 — « 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. O.R.S.T.O.M.*, sér. Géol., VI, 1, p. 3-18.
- BARD (J.-P.), DALMAYRAC (B.), MAROCCO (R.), MÉGARD (F.) — 1974 — « Extension et caractères des roches métamorphiques précambriennes du Pérou. » *C. R. Acad. Sci.*, 278, sér. D, p. 3035-3038.
- BARREDA A. (J.) — 1975 — « Geología del area Santa Ana-Omasi-Chailhuamayo (Dto. de Ayacucho). » Thèse Un. Arequipa, 1 carte h.-t., 96 p.
- BEARTH (P.) — 1938 — « Gesteine der peruanischen Anden. » *Bull. Soc. Suisse Min. Pétr.*, 18, p. 512-590.
- BELLIDO (E.) — 1956 — « Geología del curso medio del rio Huaytara, Huancavelica. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 30, 1 carte h.-t., p. 33-47.
- BELLIDO (E.) — 1969 — « Sinopsis de la geología del Perú. » *Bol. Serv. Geol. Min.*, 22, 3 pl. et 1 carte h.-t., 54 p.
- BELLIDO (E.) et GUEVARA (C.) — 1963 — « Geología de los cuadrángulos de Punta de Bombon y Clémesi. » *Com. Carta Geol. Nac.*, Bol. 5, 2 cartes h.-t., Lima, 92 p.
- BELLIDO (E.), NARVAEZ (S.) — 1960 — « Geología del cuadrángulo de Atico. » *Com. Carta Geol. Nac.*, Bol. 2, 1 carte h.-t., Lima, 59 p.
- BENAVIDES (V.) — 1956 a — « Cretaceous system in northern Peru. » *Am. Mus. Nat. Hist. Bull.*, 108, p. 252-494.
- BENAVIDES (V.) — 1956 b — « Geología de la región de Cajamarca. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 30, p. 49-79.
- BENAVIDES (V.) — 1962 — « Estratigrafía pre-terciaria de la región de Arequipa. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 38, p. 5-63.
- BENAVIDES (V.) — 1968 — « Saline deposits of South America. » In Mattox R. ed., Intern. Conf. on Saline deposits 1962, *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.* 88, p. 249-290.
- BEURLEN (K.) — 1970 — *Geologie von Brasilien*. Borntraeger, Berlin, 444 p.
- BIESE (W.) — 1957 — « Zur Verbreitung des marinen Jura in chilenischen Raum der andinen Geosynclinale. » *Geol. Rdsch.*, 45 (3), 3 pl., p. 877-919.
- BISCHOFF (G.) — 1963 — « Mitteilung zur Geologie des Territoriums Acre im Grenzgebiet von Brasilien und Peru. » *Geol. Jb.*, 80, 1 carte h.-t., p. 795-800.
- BODENLOS (A. J.), ERICKSEN (G. E.) — 1955 — Lead-Zinc deposits of Cordillera Blanca and northern Cordillera Huayhuash, Peru. » *Geol. Surv. Bull.* 1017, 12 pl. h.-t., 166 p.
- BOIT (B.) — 1940 — « Lineas generales de la geología estratigrafica de la región de Cerro de Pasco. » *Act. Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat. Lima*, 3 (4).
- BOIT (B.) — 1945 — « Geología post-carbónica de Carhuamayo. » *Act. Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat. Lima*, 8 (2).
- BOIT (B.) — 1953 — « Origen y edad del « Conglomerado Calizo de Shuco » y de las « Calizas de Colquijirca-La Calera » (Cerro de Pasco). » *Publ. Mus. His. Nat. J. Prado*, sér. C, 3, 16 p.
- BOIT (B.) — 1955 — « Nota preliminar sobre la estratigrafía de las alturas de Chasqui-Ayapitacc, región de Chavinillo (Huanuco). » *Publ. Mus. His. Nat. J. Prado*, sér. C, Geol. 4, Lima, p. 1-17.
- BOSC (E.) — 1963 — « Geología de la región comprendida entre la Quebrada de Parcca (Chilca) y el Valle de Mala. » Thèse Bach. Geol., Univ. Sn. Marcos, Lima, 84 p.
- BOUCOT (A. J.), MÉGARD (F.) — 1972 — « Silurian of Peru. » In correlation of the South American Silurian rocks, *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.* 133, ed. W. B. Berry et A. J. Boucot, p. 51.
- BRINKMANN (R.) — 1969 — *Geologic evolution of Europe*. 2<sup>e</sup> édit. F. Enke (Stuttgart) et Haffner (New York), 161 p.
- BROWN G. C.) — 1973 — « Evolution of granite magmas at destructive plate margins. » *Nature, Phys. Sci.*, 241, p. 26-28.
- BURCKLE (L. H.), EWING (J.), SAITO (T.), LEYDEN (R.) — 1967 — « Tertiary sediment from the East Pacific Rise. » *Science*, 157, p. 537-540.
- BUTTERLIN (J.) — 1969 — « A propos de la géologie des Andes de Colombie. » *Rev. Geog. phys. Geol. dyn.*, XI (1), p. 65-75.
- CANN (J. R.) — 1971 — « Granitic liquids: their generation and intrusion. » *Geol. Mag.*, 108 (4), p. 345.
- CAPDEVILA (R.), MÉGARD (F.), PAREDES (J.), VIDAL (Ph.) — 1977 — « Le batholite de San Ramon, Cordillère Orientale du Pérou central. » *Geol. Rdschau*, 66 (2), 434-446.
- CASAS (DE LAS, F.), PONZONI (E.) — 1969 — « Mapa metalogenético del Peru, escala 1/1 000 000. » Soc. Nac. Min. y Petrol., Lima.
- CASE (J. E.), BARNES (J.), PARIS (G.), GONZALEZ (H.), VINA (A.) — 1973 — « Transandean geophysical profile, southern Colombia. » *Geol. Soc. Am., Bull.* 84 (9), p. 2895-2904.
- CASE (J. E.), DURAN (L. G.), LOPEZ (A.), MOORE (W. R.) — 1971 — « Tectonic investigation in Western Columbia and Eastern Panama. » *Geol. Soc. Am., Bull.* 82 (10), 1 fig. h.-t., p. 2685-2712.
- CASTRO B. (L.) — 1956 — « Geología de las hojas de Manchay, Pachacamac y Lima. » Thèse Bach. Geol., Univ. Sn. Marcos, Lima.
- CECIONI (G.) — 1970 — « Esquema de paleogeografía chilena. » Edit. Universitaria, Santiago de Chile, 144 p.
- CECIONI (G. O.), GARCIA A. (F.) — 1969 — « Stratigraphy of coastal range in Tarapaca province, Chile. » *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 44 (10), p. 1609-1619.
- CHANOVE (G.), MATTAUER (M.), MÉGARD (F.) — 1969 — « Précisions sur la tectonique tangentielle des terrains secondaires du massif de Pirin (nord-ouest du lac Titicaca, Pérou). » *C. R. Acad. Sci.*, sér. D, 268, p. 1698-1701.
- CHASE (P. W.) — 1933 — « The geology along the Perené and Tambo rivers of eastern Peru. » *J. Geol.*, 41, p. 513-526.
- COBBING (E. J.) — 1972 — « Tectonic elements of Peru and the evolution of the Andes. » 24th int. Geol. Cong., sect. 3, Montreal, p. 306-315.
- COBBING (E. J.) — 1973 — « Geología de los cuadrángulos de Canta, Barranca, Ambar y Oyon. » *Serv. Geol. y Minería*, Bol. 26, 4 cartes h.-t., Lima, 172 p.
- COBBING (E. J.) — 1974 — « The tectonic framework of Peru as a setting for batholithic emplacement. » *Pacific Geol.*, 8, p. 63-65.
- COBBING (E. J.), PITCHER (W. S.) — 1972 a — « The coastal batholith of Central Peru. » *J. Geol. Soc. Lond.*, 128 (5), 4 pl. et 1 carte h.-t. p. 421-460.
- COBBING (E. J.), PITCHER (W. S.) — 1972 b — « Plate tectonics and the Peruvian Andes. » *Nature, Phys. Sci.*, 240, p. 51-53.
- CONEY (P. J.) — 1970 — « The geotectonic cycle and the new global tectonics. » *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81 (3), p. 739-748.

- CONEY (P. J.) — 1971 a) Structural evolution of the Cordillera Huayhuash, Andes of Peru. » *Geol. Soc. Am. Bull.* 82 (7), 1 carte h.-t., p. 1863-1884.
- CONEY (P. J.) — 1971 b — « Cordilleran tectonic transitions and motion of the North American plate. » *Nature*, 233, p. 462-465.
- CONEY (P. J.) — 1972 — « Cordilleran tectonics and North America plate motion. » *Am. J. of Sci.*, 272, p. 603-628.
- COULOMB (J.) — 1969 — *L'expansion des fonds océaniques et la dérive des continents*. Presses Universitaires de France, Paris, 224 p.
- COSSIO (A.), JAEN (H.) — 1967 — « Geología de los cuadrangulos de Puemape, Chocope, Otuzco, Trujillo, Salaverry y Santa. » *Bol. Serv. Geol. Min.*, 17, 4 cartes h.-t., Lima, p. 000.
- COX (L. R.) — 1949 — « Moluscos del Triasico superior del Perú. » *Inst. Geol. Perú.*, Bol. 12, 2 pl. h.-t., 48 p.
- DALMAYRAC (B.) — 1970 a — « Mise en évidence d'une chaîne anté-ordovicienne et probablement précambrienne dans la Cordillère Orientale du Pérou Central (région de Huanuco). » *C. R. Acad. Sci.* 270, p. 1088-1091.
- DALMAYRAC (B.) — 1970 b — « Precisiones sobre una sección típica del Paleozoico de los Andes centrales peruanos (Quebrada de Chupihuaranga). » Comunicación 1º Cong. Latinoamer. Geol., Lima.
- DALMAYRAC (B.), LAUBACHER (G.), MAROCCO (R.) — 1977 — *Etude géologique des Andes péruviennes à partir de trois transversales. A paraître.*
- DALMAYRAC (B.), LEYRELOUP (A.) — 1975 — « Le Précambrien métamorphique du Pérou: données nouvelles. » Résumés, 3º Réun. Ann. Sci. Terre, Montpellier, p. 117.
- DAVILA (J.), RODRIGUEZ (E.) — 1968 — « The Devonian system in Bolivia and the problem of its base. » *In Int. Symp. Devonian system, Calgary. Alberta Soc. Petrol. Geol.*, 2, p. 921-935.
- DAVILA (J.), PONCE DE LEON (V.) — 1971 — « La seccion del rio Inambari en la faja sub-andina del Peru y la presencia de sedimentitas de la formacion Cancañiri (Zapla) del Silurico. » *Rev. Tec. Yac. Petrol. Fisc. Bolív.*, I (1), p. 67-85.
- DEBELMAS (J.), TROTTEREAU (G.) — 1964 — « Essai sur les grands traits structuraux et l'évolution des Andes du Pérou. » *Rev. Géog. phys. Géol. dyn.*, VI (4), p. 259-268.
- DEWEY (J. F.) — 1969 — « Continental margins: a model for conversion of Atlantic type to Andean type. » *Earth Planet. Sci. Letters*, 6, p. 189-197.
- DEWEY (J. F.), BIRD (J. M.) — 1970 — « Mountains belts and the new global tectonics. » *J. Geophys. Res.*, 75 (14), p. 2625-2647.
- DEZA (E.) — 1969 — « Estudio preliminar sobre las zonas de transición que separan posibles regiones sismotectónicas del margen occidental de Sudamérica: zona de transición en el Perú. » Com. 1º Cong. Nac. Sism. Ing. antisísmica, Lima, 9 fig. h.-t., 18 p.
- DEZA (E.) — 1971 — « The Pariahuanca earthquakes, Huancayo, Peru: July-October 1969. » *In Recent Crustal Movements. Roy. Soc. New. Zeal. Bull.* 9, p. 77-83.
- DICKINSON (W. R.) — 1970 — « Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics. » *Rev. Geophys. Space Phys.*, 8 (4), p. 813-860.
- DICKINSON (W. R.) — 1971 a — « Plate tectonics models of geosynclines. » *Earth planet. Sci. Letters*, 10, p. 165-174.
- DICKINSON (W. R.) — 1971 b — « Plate tectonics in geologic history. » *Science*, 174, p. 107-113.
- DOLLFUS (O.) — 1965 — « Les Andes centrales du Pérou et leurs piémonts. Etude morphologique. » *Trav. Inst. Fr. Etud. Andines*, t. X, Lima, 404 p.
- DOLLFUS (O.), MÉGARD (F.) — 1968 — « Les formations quaternaires du bassin de Huancayo et leur néotectonique (Andes centrales péruviennes). » *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.*, 10 (5), Paris, p. 429-440.
- DOUGLAS (J. A.) — 1921 — « Geological sections through the Andes of Peru and Bolivia. III, From the port of Callao to the river Perené. » *Quart. J. Geol. Soc. London*, 77, p. 246-284.
- DUFF (P. McL. D.), HALLAM (A.), WALTON (E. K.) — 1967 — *Cyclic sedimentation. Developments in Sedimentology* 10. Elsevier, Amsterdam, 280 p.
- DUNBAR (C. O.), NEWELL (N. D.) — 1946 — « Marine early Permian of the Central Andes and its fusuline faunas. » *Am. Jour. Sci.*, 244, p. 377-402, p. 457-491.
- EGELER (C. G.), BOOY (DE T.) — 1956 — « Geology and Petrology of part of the Southern Cordillera Blanca, Peru. » *Verhand. K. Ned. Geol. Mijnb. Grenoorsch., Geol. Serie*, 17 (1), 1 carte et 16 pl. h.-t., p. 1-86.
- EGELER (C. G.), BOOY (DE T.) — 1961 — « Preliminary note on the geology of the Cordillera Vilcabamba (SE Peru), with emphasis on the essentially pre-andean origin of the structure. » *Geol. en Mijnb.*, 40, p. 319-326.
- EVERDEN (J. F.), KRIZ (S. J.), CHERRONI (C. M.) — 1966 — « Correlaciones de las formaciones terciarias de la cuenca altiplanica a base de edades absolutas, determinadas por el metodo Potasio-Argon. » *Geobol. hoja inform.* I. La Paz.
- EWING (M.), HOUTZ (R.), EWING (J.) — 1969 — « South Pacific sediment distribution. » *J. Geophys. Res.*, 74 (10), p. 2477-2493.
- EYSINGA (F. W. B. van) — 1972 — « Geological time-table » 2º éd. Elsevier, Amsterdam.
- FARRAR (E.), NOBLE (D. C.) — 1976 — « Timing of late Tertiary deformation in the Andes of Peru. » *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, p. 1247-1250.
- FAUCHER (B.), SAVOYAT (E.) — 1973 — « Esquisse géologique de l'Equateur. » *Rev. Géog. phys. Géol. dyn.*, XV (1-2), 1 pl. h.-t., p. 115-142.
- FERNANDEZ-CONCHA (J.) — 1958 — « Geología del Morro Solar, Lima. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, t. 33, p. 3-50.
- FERRERA (E. O.) — 1972 — « Carta tectónica do Brasil, noticia explicativa. » *Dep. Nac. Prod. Min. Bol.* 1, 1 carte h.-t., 19 p.
- FISCHER (A. G.) — 1956 — « Desarrollo geológico del Noroeste Peruano durante el Mesozoico. » *Bol. Soc. Geol. Perú* 30, p. 177-190.
- FISCHER (R. L.), RAITT (R. W.) — 1962 — « Topography and structure of the Peru Chile trench. » *Deep-Sea Res.*, 9, p. 423-443.
- FRICKER (P.) — 1960 — « Zur Geologie der Cordillera Vilcabamba. » *Die Alpen*, 36 (1), p. 56-66.
- GANSSER (A.) — 1973 — « Facts and theories on the Andes. » *J. Geol. Soc.*, 129 (2), 3 fig. h.-t., London, p. 93-131.

- GARCIA-MILLA (J.) — 1961 — « Aspectos geológicos del Curso Medio del Valle de Omas, Cañete. » Thèse Ing. Geol., Univ. Sn. Marcos, Lima.
- GERTH (H.) — 1915 — « Geologische und morphologische Beobachtungen in den Kordilleren Südperus. » *Geol. Rdschau.*, 6, 6 pl. h.-t., p. 129-153.
- GERTH (H.) — 1955 — *Der geologische Bau der südamerikanischen Kordillere*. 23 pl. h.-t., Geb. Borntraeger, Berlin, 264 p.
- GILETTI (B. J.), DAY (H. W.) — « Potassium-Argon ages of igneous intrusive rocks of Peru. » *Nature*, 220, p. 570-572.
- GILLULY (J.) — 1973 — « Steady plate motion and episodic orogeny and magmatism. » *Geol. Soc. Am., Bull.* 84 (2), p. 499-514.
- GOOSSENS (P. J.), ROSE (W. I. Jr) — 1973 — « Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic igneous complex, Ecuador. » *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84 (3), p. 1043-1052.
- GOUGH (D. I.) — 1973 — « Dynamic uplift of andean mountains and island arcs. » *Nature, phys. Sci.*, 242, p. 39-41.
- GROSE (L. T.), SZEKELY (T. S.) — 1968 — « Upper Triassic-Lower Jurassic Pucara group of Central Peru. » *Geol. Soc. Am. An. Mtg., Mexico, Progr. and Abstr.*, p. 119.
- GROW (J. A.) — 1973 — « Crustal and upper mantle structure of the central Aleutian arc. » *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 2169-2192.
- GUEST (J. E.) — 1969 — « Upper Tertiary ignimbrites in the Andean Cordillera in part of the Antofagasta province, Northern Chile. » *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, p. 337-362.
- GUIZADO (J.), LANDA (C.) — 1965 — « Geología del cuadrángulo de Pampas. *Bol. Com. Carta Geol. Nac.*, 12, 1 carte h.-t., Lima, 75 p.
- HAAS (O.) — 1953 — « Mesozoic invertebrate faunas of Peru. » *Bull. Am. Mus. Nat. Hist.*, 101, 18 pl., 328 p.
- HAM (C. K.), HERRERA (L. J. Jr) — 1963 — « Role of subandean fault system in tectonics of eastern Peru and Ecuador. » *In Backbone of the Americas*, ed. Childs O. and Beebe B. W., *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Mem. 2, p. 47-61.
- HAMILTON (W.) — 1969 — « The volcanic central Andes. A modern model for the Cretaceous batholiths and tectonics of Western North America. » *Proc. of the Andesite conference. Int. Upper Mantle Project. Scientific Report 16*, State of Oregon edit., p. 175-184.
- HARRINGTON (H. J.) — 1962 — « Paleogeographic development of South America. » *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 46 (10), p. 1773-1814.
- HARRISON (J. V.) — 1940 — « Nota preliminar sobre la geología de los Andes centrales del Perú. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 10, 1 carte et 7 pl. h.-t., 53 p.
- HARRISON (J. V.) — 1943 a — « Geología de los Andes centrales en parte del departamento de Junín (Perú). » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 16, 97 p.
- HARRISON (J. V.) — 1943 b — « The geology of the Central Andes in part of the province of Junin, Perú. » *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, 99, 6 pl. et 1 carte h.-t., p. 1-36.
- HARRISON (J. V.) — 1951 a — « Geología de los Andes orientales del Perú central. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 21, 3 cartes h.-t., 97 p.
- HARRISON (J. V.) — 1951 b — « Geología entre Pomacocha y Quebrada Tinaja. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 23, 2 cartes h.-t., 28 p.
- HARRISON (J. V.) — 1953 a — « Geología del camino entre Canta y Huayllay. » *Bol. Inst. Nac. Invest. y Fomento min.*, 9, 1 carte h.-t., Lima, 36 p.
- HARRISON (J. V.) — 1953 b — « Some aspects of Andean geology. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 26, p. 33-50.
- HARRISON (J. V.) — 1956 a — « La geología de la región entre Hacienda Casca y el pueblo de Junín. » *Bol. Inst. Nac. Invest. y Fomento min.*, 15, 1 carte h.-t., Lima, p. 7-12.
- HARRISON (J. V.) — 1956 b — « Geología de parte del valle del río Mantaro al oeste y suroeste de Junín, Perú Central. » *Bol. Inst. Nac. Invest. y Fomento min.*, 15, 1 carte h.-t., p. 17-55.
- HARRISON (J. V.) — 1956 c — « Geología de la carretera Huancayo-Santa Beatriz en el Perú Central. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 28, 1 carte h.-t., 47 p.
- HARRISON (J. V.) — 1956 d — « Some mountain structures with special reference to Central Perú. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 30, p. 199-210.
- HARRISON (J. V.) — 1960 a — « Geología de los alrededores de Baños en el occidente del Perú Central. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 35, p. 63-77.
- HARRISON (J. V.) — 1960 b — « Critical sections in the western Andes of Central Perú. » *Geol. Ruschau.*, 50, p. 630-639.
- HARRISON (J. V.), WILSON (J. J.) — 1960 — « Geología de la región comprendida entre Huacho y Vinchos. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 35, 2 cartes, p. 5-62.
- HAYES (D. E.) — 1966 — « A geophysical investigation of the Peru-Chile trench. » *Marine Geol.*, 4, p. 309-351.
- HAYES (D. E.), EWING (M.) — 1970 — « Pacific boundary structure », *in The Sea*, 4 (II), ed. A. E. Maxwell. Chap. 2, Wiley-Interscience, New York, p. 29-72.
- HEIM (Arnold) — 1947 — « Investigaciones geológicas en el Perú. » *Bol. Inst. Geol. Perú*, 8, 34 p.
- HEIM (Arnold) — 1949 — « Observaciones geológicas en la región del terremoto de Ancash de noviembre de 1946. » *Soc. Geol. Perú, vol. Jubilar*, part II, fasc. 6, 28 p.
- HEIM (Arnold) — 1952 — « Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan. » *Rev. Assoc. Geol. Argent.*, 7 (I), 6 pl. h.-t., p. 11-70.
- HEIRTZLER (J. R.), DICKSON (G. O.), HERRON (E. M.), PITMAN III (W. C.), LE PICHON (X.) — 1968 — « Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. » *J. Geophys. Res.*, 73 (6), p. 2119-2136.
- HELWIG (J.) — 1972 — « Stratigraphy, Sedimentation, Paleogeography, and Paleoclimates of Carboniferous (« Gondwana ») and Permian of Bolivia. » *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Bull. 56 (6), p. 1008-1033.
- HERRERO-DUCLoux (A.) — 1963 — « The Andes of western Argentina. » *In Backbone of the Americas*, ed. Childs O. E. et Beebe B. W. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Mem. 2, p. 16-28.
- HERRON (E. M.) — 1972 — « Sea-floor spreading and Cenozoic history, East-Central Pacific. » *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, (6), p. 1671-1692.

- HILLEBRANDT (A. von) — 1970 — « Die Kreide in der Zentralkordillere östlich von Lima, Peru, Südamerika. » *Geol. Rdsch.*, 59 (3), p. 1180-1203.
- HODGSON (J. H.) — 1957 — « Nature of faulting in large earthquakes. » *Geol. Soc. Am. Bull.*, 68 (5), p. 611-644.
- HOFFSTETTER (R.) — 1956 — *Lexique stratigraphique international*, vol. V, Amérique Latine, fasc. 5 a, Ecuador, 2 cartes, C.N.R.S., Paris, 191 p.
- HOFFSTETTER (R.) — 1968 — « Un gisement de Mammifères déséadiens (Oligocène inférieur). » *C. R. Acad. Sci.*, sér. D., 267, Paris, p. 1095-1097.
- HOFFSTETTER (R.), MARTINEZ (Cl.), MATTAUER (M.), TOMASI (P.) — 1971 — « Lacayani, un nouveau gisement bolivien de Mammifères déséadiens (Oligocène inférieur). » *C. R. Acad. Sci.*, sér. 273, p. 2215-2218.
- HOFFSTETTER (R.), MARTINEZ (Cl.), MUÑOZ-REYES (J.), TOMASI (P.) — 1971 — « Le gisement d'Ayo-Ayo (Bolivie), une succession stratigraphique Pliocène-Pléistocène datée par des Mammifères. » *C. R. Acad. Sci.*, sér. 273, p. 2472-2475.
- HOSMER (H.) — 1959 — « Geology and structural development of the Andean system of Peru. » Ph. D. thesis, U. of Michigan, 4 pl. h.-t., 291 p.
- HUFF (K. F.) — 1949 — « Sedimentos del Jurásico superior y Cretácico inferior en el este del Peru. » *Soc. Geol. Perú*, vol. Jubilar, 25<sup>e</sup> an., part. 2, fasc. 15, 4 fig. h.-t., 10 p.
- ISACKS (B.) — 1970 — « Focal mechanisms of earthquakes in western South America. » (Abs.) *Eos*, 51, p. 355.
- ISACKS (B.), MOLNAR (P.) — 1971 — « Distribution of stresses in a descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes. » *Rev. Geophys. Space phys.*, 9, p. 103-174.
- ISACKS (B.), OLIVER (J.), SYKES (L. R.) — 1968 — « Seismology and the new Global Tectonics. » *J. Geophys. Res.*, 73 (18), p. 5855-5899.
- JAMES (D. E.) — 1971 a — « Andean crustal and upper mantle structure. » *J. Geophys. Res.*, 76, p. 3246-3271.
- JAMES (D. E.) — 1971 b — « Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. » *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82 (12), p. 3325-3346.
- JAWORSKI (E.) — 1913 — « Beiträge zur Kenntniss des Jura in Süd-Amerika. I., Allgemeiner Teil. » *Neues Jb. für Mineral., Geol. u. Paläont., Beilage-Bd.*, 37, p. 285-342, Stuttgart.
- JAWORSKI (E.) — 1915 — « Beiträge zur Kenntniss des Jura in Süd-Amerika. II, Spezieller, paläontologischer Teil. » *Neues Jb. für Mineral., Geol. u. Paläont., Beilage-Bd.*, 40, 4 pl. h.-t., p. 364-456.
- JAWORSKI (E.) — 1922 — « Die marine Trias in Süd-Amerika. » *Neues Jb. für Mineral., Geol. u. Paläont., Beilage-Bd.*, 47, 3 pl. h.-t., p. 93-200.
- JENKS (W. F.) — 1948 — « Geología de la hoja de Arequipa al 200,000. » *Inst. Geol. Perú.*, Bol. 9, 9 pl. et 1 carte h.-t., 204 p.
- JENKS (W. F.) — 1951 — « Triassic to Tertiary stratigraphy near Cerro de Pasco, Peru. » *Geol. Soc. Am. Bull.*, 62 (2), 3 pl. h.-t., p. 203-220.
- JENKS (W. F.), HARRIS (E. G.) — 1953 — « Plutonics near Arequipa as a petrologic sample of the coastal batholith in Peru. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 26, p. 79-94.
- JOHNSON (R. F.), LEWIS (R. W. Jr), ABELE (G.) — 1955 — « Geology and ore deposits of the Atacocha district. Departamento de Pasco, Peru. » *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 975-E, 8 cartes h.-t., p. 337-388.
- JONGMANS (W. J.) — 1954 — « The Carboniferous flora of Peru. » *Bull. Brit. Mus. (Natur. His.), Geol.*, 2 (5), p. 191-223.
- JULVERT (M.) — 1970 — « Cover and basement tectonics in the Cordillera oriental of Colombia, South America, and a comparison with some other folded chains. » *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81 (12), p. 3623-3646.
- KARIG (D. E.) — 1971 — « Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. » *J. Geophys. Res.*, 76 (11), p. 2542-2561.
- KATZ (H. R.) — 1959 — « Zur Geologie des Paläozoikums in den Südöstlichen Anden von Peru. » *Ecl. Geol. Helv.*, 52 (2), p. 721-734.
- KNOX (G. J.) — 1974 — « The structure and emplacement of the rio Fortaleza centred acid complex, Ancash, Peru. » *J. Geol. Soc.*, 130, p. 295-308.
- KOCH (E.) — 1959 — « Unos apuntes sobre la geomorfología del rio Ucayali (Oriente peruano). » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 34, p. 32-41.
- KOCH (E.) — 1962 — « Die Tektonik im Subandin des Mittel-Ucayali-Gebietes, Ost-Peru. » *Geotekt. Forsch.*, 15, 22 pl., Stuttgart, 67 p.
- KOCH (E.), BLISSENBACH (E.) — 1960 — « Die gefalteten oberkretazisch-tertiären Rotschichten im Mittel-Ucayali-Gebiet, Ostperu. » *Beih. Geol. Jb.*, 43, 3 pl. h.-t., 103 p.
- KÖRNER (K.) — 1937 — « Marine (Cassianer-Raibler) Trias am Nevado de Acrotambo Nord-Peru. » *Palaeontographica*, 86 (A), 5 pl. h.-t., p. 145-240.
- KULM (L. D.), PRINCE (R. A.), RESIG (J.), MASIAS (A.), SCHEIDEGGER (K. F.), COUCH (R. W.), DYMOND (J.) — 1973 — « Shallow structure and tectonics of the Peru margin and trench, 6°-17° S. » *Int. Un. of Geod. a. Geophys.*, C. R. 18, part. I, Lima, p. 222.
- KULM (L. D.), SCHEIDEGGER (K. F.), PRINCE (R. A.), DYMOND (J.), MOORE (T. C.), HUSSONG (D. M.) — 1973 — « Tholeiitic basalt ridge in the Peru trench. » *Geol.*, 1 (1), p. 11-14.
- KUMMEL (B.) — 1948 — « Geological reconnaissance of the Contamana region, Peru. » *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 59 (12), p. 1217-1266.
- LACY (W. C.) — 1953 — « Differentiation of igneous rocks and its relation to ore deposition in Central Peru. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 26, p. 121-128.
- LANCELOT (J. R.), DALMAYRAC (B.), LEYRELOUP (A.) — 1976 — « Radiochronological preliminary results of Peruvian Precambrian granulites. » 4th Europ. Colloquium of Geochron., Cosmochron. a. Isotope Geol., Amsterdam, 1 p.
- LANDA T. (C. R.) — 1962 — « Geología de las hojas topográficas de Repartición y Rimac (Prov. de Lima). » Thèse Bach. Geol., Univ. Sn. Marcos.
- LAUBACHER (G.) — 1970 — « La tectonica tardi-hercinica en la Cordillera oriental de los Andes del Sur del Peru. » 1<sup>er</sup> Cong. Latinoamer. Geol.,

- LEFÈVRE (C.) — 1973 — « Les caractères magmatiques du volcanisme plio-quadernaire des Andes dans le sud du Pérou. » *Contr. Mineral. Petr.*, 41, p. 259-272.
- LE PICHON (X.) — 1968 — « Sea-floor spreading and continental drift. » *J. Geoph. Res.*, 73, p. 3661-3697.
- LE PICHON (X.), FOX (P. J.) — 1971 — « Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the North Atlantic. » *J. Geophys. Res.*, 76 (26), p. 6294-6308.
- LE PICHON (X.), FRANCHETEAU (J.), BONNIN (J.) — 1973 — *Plate tectonics. Developments in geotectonics.* Elsevier, Amsterdam, 300 p.
- LEVIN (P.) — 1974 — « Die Pucara-sedimente im Chanchamayo-Gebiet in Ost-Peru. » *Geol. Rdschau.*, 63 (1), p. 347-356.
- LIPMAN (P. W.), PROTSKA (H. J.), CHRISTIANSEN (R. L.) — 1971 — « Evolving subduction zones in the Western United States, as interpreted from igneous rocks. » *Science*, 174, p. 821-825.
- LISSON (C. I.) — 1907 — *Contribución a la geología de Lima y sus alrededores*, 27 pl. et 2 cartes h.-t., Gil., Lima, 125 p.
- LISSON (C. I.), BOIT (B.) — 1942 — *Edad de los fósiles peruanos y distribución de sus depósitos en la República.* 4<sup>e</sup> ed., Lima, 320 p.
- LISTER (C. R. B.) — 1971 — « Tectonic movement in the Chile trench. » *Science*, 173, p. 719-722.
- LUYENDYCK (B. P.) — 1970 — « Dips of downgoing lithospheric plates beneath island arcs. » *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81 (11), p. 3411-3416.
- MABIRE (B.) — 1961 — « La « Serie de Capas rojas » cretaceo-terciarias en los Andes centrales del Perú. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 36, p. 151-185.
- MAROCCHO (R.) — 1971 — « Etude géologique de la chaîne andine au niveau de la déflexion d'Abancay (Pérou). » *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Géol., 3 (1), Paris, p. 45-58.
- MAROCCHO (R.), GARCIA-ZABALETA (F.) — 1974 — « Estudio geológico de la región entre Cuzco y Machu Picchu. » *Bull. Inst. Fr. Et. Andines*, III (2), p. 1-27.
- MARTIN (Ch.), PAREDES (J.) — 1977 — « Données nouvelles sur le Paléozoïque de la zone subandine du Pérou Central. » *C. R. Ac. Sci., à paraître.*
- MARTINEZ (C.), TOMASI (P.), DALMAYRAC (B.), LAUBACHER (G.), MAROCCHO (R.) — 1972 — « Caractères généraux des orogènes précambriens, hercyniens et andins au Pérou et en Bolivie. » 24th int. Geol. Cong., sect. 1, p. 136-146.
- MATTE (P.) — 1968 — « La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). » *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, 44, 1 carte h.-t., p. 1-128.
- McKEE (E. H.), NOBLE (D. C.), PETERSEN (U.), ARENAS (M.), BENAVIDES (A.) — 1975 — « Chronology of late Tertiary volcanism and mineralization, Huachocolpa district, central Peru. » *Econ. Geol.*, 70 (2), p. 388-390.
- McKELVEY (V. E.) *et al.* — 1959 — « The Phosphoria, Park City and Sedhorn formations in the western phosphate field. » *U.S. Geol. Sur. Prof. Pap.*, 313-A, 3 pl. h.-t., 44 p.
- McLAUGHLIN (D. H.) — 1924 — « Geology and physiography of the Peruvian Cordillera, Departments of Junin and Lima. » *Geol. Soc. Am. Bull.*, 35, 1 pl., p. 591-632.
- McLAUGHLIN (D. H.) — 1929 — « A review of « Geologie von Peru » by G. Steinmann. » *Econ. Geol.*, 24, p. 664-669.
- MÉGARD (F.) — 1967 — « Commentaire d'une coupe schématique à travers les Andes Centrales du Pérou. » *Rev. Géog. phys. Géol. dyn.*, IX (4), p. 335-346.
- MÉGARD (F.) — 1968 — « Geología del cuadrángulo de Huancayo. » *Bol. Serv. Geol. Min.*, 18, carte et pl. h.-t., Lima, 123 p.
- MÉGARD (F.) — 1973 — « Etude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou Central. » Thèse, Univ. de Montpellier II, 9 pl., 1 coupe et 1 carte h.-t., 263 p.
- MÉGARD (F.), DALMAYRAC (B.), LAUBACHER (G.), MAROCCHO (R.), MARTINEZ (C.), PAREDES (J.), TOMASI (P.) — 1971 — « La chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie, premiers résultats. » *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Géol., III (1), 1 carte h.-t., p. 5-44.
- MÉGARD (F.) et PAREDES (J.) — 1972 — « Mapa geológico del cuadrángulo de Huanta. » *Serv. Geol. Min* (inédit).
- MÉNARD (H. W.) — 1964 — *Marine Geology of the Pacific*, McGraw Hill, New York, 271 p.
- MENDIVIL (S.) — 1965 — « Geología de los cuadrángulos de Maure y Antajave. » *Bol. Com. Carta Geol. Nac.*, 10, 1 carte h.-t., Lima, 99 p.
- MENDIVIL (S.) et CASTILLO (W.) — 1960 — « Geología del cuadrángulo de Ocoña. » *Bol. Com. Carta Geol. Nac.*, 3, 1 carte h.-t., Lima, 54 p.
- MILLOT (G.) — 1967 — « Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interprétation des faciès sédimentaires (y compris les séries rouges). » *Sedimentology*, 8, p. 259-280.
- MIURA (K.) — 1972 — « Posibilidades petrolíferas da bacia do Acre. » Com. 26 Cong. Brasil. Geol., Belém.
- MONGER (J. W. H.), SOUTHER (J. G.), GABRIELSE (H.) — 1972 — « Evolution of the Canadian cordillera: a plate tectonic model. » *Am. J. Sci.*, 272, p. 577-602.
- MORAN (R. M.), FYFE (D.) — 1933 — « Geología del bajo Pachitea, Perú. » *Bol. Of. Dir. Minas e Indus.*, An. XII, 41, Lima, p. 43-54.
- MORGAN (W. J.) — 1972 — « Deep mantle plumes and plate motions. » *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 56 (2), p. 203-213.
- MOURA (P. DE), WANDERLEY (A.) — 1938 — « Noroeste do Acre, reconhecimentos geológicos para petróleo. » *Serv. Fomento Prod. Min.*, Brazil, Bol. 26, 176 p.
- MOUTERDE (R.), ENAY (R.), CARIU (R.), CONTINI (D.), ELMI (S.), GABILLY (J.), MANGOLD (Ch.), MATTEI (J.), RIOULT (M.), THIERRY (J.), TINTANT (H.) — 1971 — « Les zones du Jurassique en France. » *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 2, Paris, p. 76-102.
- MYERS (J. S.) — 1975 — « Cauldron subsidence and fluidization: mechanisms of intrusion of the Coastal batholith into its own ejecta. » *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, p. 1209-1220.
- MYERS (J. S.) — 1976 — « Erosion surfaces and ignimbrite eruption, measures of Andean uplift in northern Peru. » *Geol. J.*, 11 (1), p. 29-44.
- NARVAEZ (S.), GUEVARA (C.) — 1968 — Mapa geológico a escala 1/100 000 del cuadrángulo de Huancavelica. *Serv. Geol. Min.* Lima.
- NELSON (H. W.) — 1957 — « Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali. » *Leidse Geol. Med.*, 22, p. 1-76.

- NEWELL (N. D.) — 1949 — « Geology of the lake Titicaca region, Peru and Bolivia. » *Geol. Soc. Am., Mem.* 36, 4 pl. h.-t., 111 p.
- NEWELL (N. D.) — 1956 — « Reconocimiento geológico de la región Pisco-Nazca. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 30, 1 carte h.-t., p. 261-295.
- NEWELL (N. D.), CHRONIC (J.), ROBERTS (T.) — 1953 — « Upper Paleozoic of Peru. » *Geol. Soc. Am. Mem.* 58, 44 pl., 276 p.
- NOBLE (D. C.) — 1973 — « Tertiary pyroclastic rocks of the Peruvian Andes and their relation to lava volcanism, batholith emplacement, and regional tectonism. » *Geol. Soc. Am., Abstr. with Prog.*, 5, p. 86-87.
- NOBLE (D. C.), ARENAS (M.), CHARLTON (D. W.) — 1974 — « Nevado Portuqueza volcanic center, Central Peru: a late Miocene collapse caldera complex with associated silver mineralization. » *Geol. Soc. Am. Abstr. with Prog.*, 6, p. 230.
- NOBLE (D. C.), BOWMAN (H. R.), HEBERT (A. J.), SILBERMANN (M. L.), HEROPOULOS (C. E.), FABBII (B. P.), HEDGE (C. E.) — 1975 — « Chemical and isotopic constraints on the origin of low-silica latite and andesite from the Andes of Central Peru. » *Geol.*, 3, p. 501-504.
- NOBLE (D. C.), MCKEE (E. H.), FARRAR (E.), PETERSEN (U.) — 1974 — « Episodic cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Peru. » *Earth Planet. Sci. Letters*, 21, p. 213-220.
- NOBLE (D. C.), MCKEE (E. H.), MÉGARD (F.), SALAZAR (H.) — 1977 a — *Eocene uplift and unroofing of the Coastal batholith of central Peru. A paraître.*
- NOBLE (D. C.), MCKEE (E. H.), MÉGARD (F.), SALAZAR (H.) — 1977 b — *Timing and style of early and middle Tertiary tectonism, volcanism and sedimentation in the Andes of Central Peru. A paraître.*
- NOBLE (D. C.), MÉGARD (F.), SILBERMANN (M. L.), BOWMAN (H. R.), HÉBERT (A. F.) — 1977 — *Comendite (peralkaline rhyolite) in the Mitu group, Central Peru: evidence for Permian-Triassic lithospheric extension in the Central Andes. A paraître.*
- NOBLE (D. C.), PETERSEN (U.), MCKEE (E. H.), ARENAS (M.), BENAVIDES (A.) — 1972 — « Cenozoic volcano-tectonic evolution of the Julcani-Huachocolpa-Castrovirreyna area, Central Peru. » *Geol. Soc. Am., Abstr. with Prog.*, 4, p. 613.
- NÚÑEZ (J. W.) — 1970 — « Geología de la Mina Casapalca. » *In Geología de los Yacimientos operados por la Cerro de Pasco Corp.* I<sup>o</sup> Cong. Latinoamer. Geol., Lima, p. 1-11.
- OCOLA (L.) — 1966 — « Earthquake activity of Peru. » *In The Earth beneath the continents*, ed. J. S. Steinhart, T. J. Smith, Am. Geophys. Univ., Washington, p. 509-528.
- OCOLA (L.), MEYER (R. L.) — 1972 — « Crustal low-velocity zones under the Peru Bolivia Altiplano. » *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 30, p. 199-209.
- OCOLA (L.), MEYER (R. L.) — 1973 — « Crustal structure from the Pacific basin to the Brazilian shield between 12° and 30° South latitude. » *Geol. Soc. Am., Bull.* 84 (10), p. 3387-3404.
- OCOLA (L.), MEYER (R. P.), ALDRICH (L. T.) — 1971 — « Gross crustal structure under Peru-Bolivia Altiplano. » *Earthquakes notes, Seism. Soc. Am.*, 42 (3-4).
- OLIVER (J.) — 1972 — « Contribution of seismology to plate tectonics. » *Am. Ass. Petrol. Geol., Bull.* 56 (2), p. 214-225.
- ORBIGNY (A. D') — 1842 — *Voyage dans l'Amérique méridionale*. 3, Géologie, 10 pl., 289 p.; 4, Paléontologie, 22 pl., 188 p., Paris et Strasbourg.
- PARDO A. (O. A.) — 1961 — « Geología del área de las Lomas de Manzano del Valle de Lurin, Depto. de Lima. » Thèse Bach. Geol., Univ. Sn. Marcos, Lima, 47 p.
- PAREDES P. (J.) — 1972 — « Etude géologique de la feuille de Jauja au 1/100 000 (Andes du Pérou Central). » Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, 1 carte h.-t., 79 p.
- PASTOR (J.) — 1970 — « Geología de los yacimientos minerales de Morococha », *in Geología de los yacimientos minerales operados por la Cerro de Pasco Corp.*, I<sup>er</sup> Cong. Latinoamer. Geol., Lima, p. 62-85.
- PAUTOT (G.) — 1974 — « Fosse du Pérou et dynamique de la couverture sédimentaire. » 2<sup>e</sup> Réun. Ann. Sci. Terre, Pont-à-Mousson, p. 309.
- PECHO (V.), MORALES (G.) — 1969 — « Geología de los cuadrángulos de Camaná y la Yesera. » *Bol. Serv. Geol. y Minería*, 21, 2 cartes h.-t., Lima, 72 p.
- PETERSEN (G.) — 1954 — « Informe preliminar sobre la Geología de la faja costanera del Depto. de Ica. » *Bol. Emp. Petrol. Fisc. Tec.*, 1, Lima, p. 33-41 et 63-75.
- PETERSEN (U.) — 1955 — « Geología de la región minera Viso-Aruri. » *Bol. Soc. nac. Min. Petrol.* Lima, 2<sup>da</sup> época, 42, p. 3-28, 43, p. 3-36, 44, p. 3-40.
- PETERSEN (U.) — 1958 — « Structure and uplift of the Andes of Peru, Bolivia, Chile and adjacent Argentina. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 33, p. 57-144.
- PETERSEN (U.) — 1965 — « Regional geology and major ore deposits of Central Peru. » *Econ. Geol.*, 60 (3), p. 407-476.
- PETTIOHNS (F. J.) — 1957 — *Sedimentary rocks*. Harper, New York, 718 p.
- PITCHER (W. S.) — 1974 — « The Mesozoic and Cenozoic batholiths of Peru. » *Pacific Geol.*, 8, p. 51-62.
- PLAFKER (G.) — 1972 — « Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960, implications for arc tectonics. » *J. Geophys. Res.*, 77 (5), p. 901-925.
- PLAFKER (G.), SAVAGE (J. C.) — 1970 — « Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960. » *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81 (4), p. 1001-1030.
- PORTUGAL (J.) — 1974 — « Mesozoic and Cenozoic stratigraphy and tectonic events of Puno-Santa Lucia area, Department of Puno, Peru. » *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 58 (6), p. 982-999.
- RADELLI (L.) — 1967 — « Géologie des Andes colombiennes. » Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, *Mém.*, 6, (thèse), 469 p.
- RIVERA (R.) — 1951 — « La fauna de los estratos Puente Inga, Lima. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, t. 22, 9 pl., 53 p.
- RIVERA (R.) — 1956 — *Perú. Lexique Strat. Internat.*, vol. 5, fasc. 5 b, C.N.R.S., Paris.
- RIVERA (R.) — 1961 — « Algunas especies de carofitas de la secuencia cretaceoterciaria de la región del Oriente, Perú. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 36, p. 187-201.

- RIVERA (N.) — 1970 — « Geología del distrito minero de Cerro de Pasco, » in *Geología de los Yacimientos operados por la Cerro de Pasco Corp.*, 1<sup>o</sup> Cong. latinoamer. Geol., Lima, p. 12-40.
- ROSENZWEIG (A.) — 1953 a — « Reconocimiento geológico en el curso medio del río Huallaga. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 26, 1 carte h.-t., p. 155-189.
- ROSENZWEIG (A.) — 1953 b — « Geología de la Isla de San Lorenzo. » *Bol. Inst. Nac. Invest. y Fomento min.*, 7, Lima, 30 p.
- RÜEGG (W.) — 1947 — « Estratigrafía comparada del Oriente peruano. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 20, p. 57-100.
- RÜEGG (W.) — 1956 — « Geología y Petróleo en la faja subandina peruana, » in *XX<sup>e</sup> Cong. Int., Simp. Yacimientos Petrol. y Gas IV (America Sur y Antillas)*, Mexico, p. 89-139.
- RÜEGG (W.) — 1957 — « Geologie zwischen Cañete-San Juan 13° 00'-15° 24' Südperu. » *Geol. Rdsch.*, 45 (3), p. 775-856.
- RÜEGG (W.) — 1958 — « From the basement complex to the very recent, Petroleum Geology of Eastern Peru... today. » *Petrol. Engin.* 30 (4), Dallas, p. 30-42.
- RÜEGG (W.) — 1961 — « Hallazgo y posición estratigráfico-tectónica del Titoniano en la costa sur del Perú. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 36, p. 203-208.
- RÜEGG (W.) — 1962 — « Rasgos morfológicos-geológicos intramarinos y sus contrapartes en del suelo continental peruano. » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 38, p. 97-142.
- RÜEGG (W.) — 1964 — « The productive and promising oil basins of Peru. » *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing.*, 30 (79), p. 8-25.
- RÜEGG (W.), FYFE (D.) — 1948 — « Some outlines on the Tectonics of the Upper Amazon embayment. » 18th Int. Geol. Cong., Part 6, 1 pl. h.-t., London, p. 77-85.
- RÜEGG (W.), ROSENZWEIG (A.) — 1949 — « Contribución a la geología de las formaciones modernas de Iquitos y de la Amazonia superior. » *Geol. Soc. Perú, vol. Jubilar*, 25<sup>e</sup> An., part 2, fasc. 3, 2 pl. h.-t., 24 p.
- RUIZ FULLER (C.) — 1965 — *Geología y yacimientos metalíferos de Chile*. Inst. Invest. Geol. Santiago de Chile, 305 p.
- RUTLAND (R. W. R.) — 1971 — « Andean orogeny and sea-floor spreading. » *Nature*, 233, p. 252-255.
- SACKS (I. S.) — 1971 — « The Q structure of south America. » *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, 70, p. 340-343.
- SALAS (R.), KAST (R. F.), MONTESINOS (F.), SALAS (I.) — 1966 — « Geología y recursos minerales del departamento de Arica. » *Bol. Inst. Invest. Geol.*, 21, 5 pl. et 1 carte h.-t., Santiago de Chile, 174 p.
- SAUER (W.) — 1971 — *Geologie von Ecuador*. 1 carte h.-t. Geb. Borntraeger, Berlin, 316 p.
- SCHINDEWOLF (O. H.) — 1957 — « Ueber den Lias von Peru. » *Geol. Jahrb.*, 74, p. 151-160.
- SCHMUCKER (U.), FORBUSH (S.), HARTMANN (O.), GIESECKE (A.), CASAVARDE (M.), CASTILLO (J.), SALGUEIRO (R.), DEL POZO (S.) — 1966 — « Electrical conductivity anomaly under the Andes. » *Carnegie Inst. Washington, Yearbook* 65, p. 11-28.
- SCHMUCKER (U.), HARTMANN (O.), GIESECKE (A.), CASAVARDE (M.), FORBUSH (S.) — 1964 — « Electrical conductivity anomalies in the earth's crust in Peru. » *Carnegie Inst. Washington, Yearbook* 63, p. 354-362.
- SCHOLL (D. W.), CHRISTENSEN (M. N.), VON HUENE (R.), MARLOW (M. S.) — 1970 — « Peru — Chile trench sediments and sea-floor spreading. » *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81 (5), p. 1339-1360.
- SCHOLL (D. W.), HUENE (R. VON), RIDLON (J. B.) — 1968 — « spreading of the ocean floor: undeformed sediments in the Peru-Chile trench. » *Science*, 159, p. 869-871.
- SEYFERT (C. K.) — 1969 — « Undeformed sediments in oceanic trenches with seafloor spreading. » *Nature*, 222, p. 70.
- SHEPHERD (G. L.), WIPPERMAN (L. K.), MOBERLY (R.) — 1973 — « Shallow crustal structure of the Peruvian continental margin. » *Int. Un. of Geod. a. Geophys. C. R.* 18, part. I, Lima, p. 223.
- SINGEWALD (J. T.) — 1928 — « Geology of the Pichis and Pachitea rivers, Peru. » *Geol. Soc. Am. Bull.*, 39, p. 447-464.
- SITTER (L. U. DE) — 1964 — *Structural Geology*, 2<sup>e</sup> éd., McGraw-Hill, New York, 549 p.
- SPILLMANN (F.) — 1949 — « Contribución a la paleontología del Perú. Una mamifera fosil de la region del río Ucayali. » *Publ. Mus. Hist. Nat. « Javier Prado »*, ser. C, Geol., 1, Lima.
- STEINMANN (G.) — 1904 — « Observaciones geológicas de Lima a Chanchamayo. » *Bol. Cuerpo Ing. Min. Peru*, 12, 1 pl. h.-t., 27 p.
- STEINMANN (G.) — 1909 — « Uber marine Trias in Südamerika. » *Centralbl. für Miner. Geol. u. Paläont.*, p. 616-618.
- STEINMANN (G.) — 1929 — *Geologie von Peru*. 9 pl. et carte h.-t., Karl Winter, Heidelberg, 448 p.
- STEWART (J.) — 1971 — « Neogene peralkaline igneous activity in Eastern Peru. » *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82 (8), p. 2307-2312.
- STEWART (J.), SNELLING (N. J.) — 1970 — « The significance of radiometric age data from Peruvian igneous and metamorphic rocks. » Com. 1<sup>er</sup> Cong. Latino-am. Geol. Lima.
- SYKES (L. R.) — 1972 — « Seismicity as a guide to global tectonics and earthquake predictions. » *Tectonophys.*, 13 (1-4), p. 393-414.
- SZEKELY (T. S.) — 1967 — « Geology near Huallacocha lakes, Central High Andes, Peru. » *Am. Ass. Petrol. Geol., Bull.*, 51 (7), p. 1346-1353.
- SZEKELY (T. S.) — 1969 — « Structural geology, Cochabamba to Yauricocha, Central High Andes, Peru. » *Am. Ass. Petrol. Geol., Bull.* 53 (3), p. 553-567.
- SZEKELY (T. S.), GROSE (L. T.) — 1972 — « Stratigraphy of the carbonate, black shale and phosphate of the Pucara Group (Upper Triassic-Lower Jurassic), Central Andes, Peru. » *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83 (2), p. 407-428.
- TAYLOR (W. P.) — 1976 — « Intrusion and differentiation of granitic magma at a high level in the crust: the Puscao pluton, Lima province, Peru. » *J. Petr.*, 17 (2), p. 194-218.
- TERRONES (A.) — 1949 — « La estratigrafía del distrito minero de Morococha. » *Soc. Geol. Perú, vol. Jubilar*, 25 An., Part. 2, fasc. 8, p. 1-15.
- THOMSON (D. R. S.) — 1960 — « The Yauricocha sulphide deposits. » Ph. D. th., U. of London, inédit, 170 p.
- TOSI (P. A.) — 1956 — « Geología y mineralización en Carahuacra (Junin). » *Bol. Soc. Geol. Perú*, 30, p. 375-384.
- TURNER (J. C. M.) — 1964 a — « Descripción geológica de la hoja 15 c, Vinchina (Provincia de La Rioja). » *Bol. Dir. Nac. Geol. Minería*, 100, 6 pl. et 1 carte h.-t., Buenos-Aires.
- TURNER (J. C. M.) — 1964 b — « Descripción geológica de la hoja 2 c, Santa Victoria (Provincias de Salta y Jujuy). » *Bol. Dir. Nac. Geol. Minería*, 104, 1 carte h.-t., 1 pl. h.-t., 83 p.

- TURNER (J. C. M.) — 1970 — « The Andes of Northwestern Argentina. » *Geol. Rdsch.*, 59 (3), 1 carte h.-t., p. 1028-1063.
- VARA A. (C.) — 1961 — « Geología de la zona suroeste de Mala. » Thèse Bach. Geol., Univ. Sn. Marcos, Lima, 34 p.
- VARGAS V. (L.) — 1963 — « Geología del area Lurin-Pucusana, Prov. de Lima. » Thèse Bach. Geol., Sn. Marcos, Lima, 48 p.
- VERASTEGUI (P.) — 1970 — « Las cuencas donde estan ubicadas las areas de Petroperú y su evaluación petrolífera. » I Cong. Latino-am. Geol., t. 2, Geología del Petróleo, Lima, p. 64-93.
- VERGARA (M.) — 1972 — « Note on the paleovolcanism in the Andean geosyncline from the central part of Chile. » 24th Int. Geol. Cong., Sect. 2, p. 222-230.
- VICENTE (J. C.) — 1972 — « Aperçu sur l'organisation et l'évolution des Andes argentine-chiliennes au parallèle de l'Aconcagua. » 24th Int. Geol. Cong., Sect. 3, p. 423-436.
- VOGT (P. R.) — 1973 — « Subduction and aseismic ridges. » *Nature*, 241, 189-191.
- WEAVER (C. E.) — 1942 — « A general summary of the Mesozoic of South America and central America. » Proc. 8th Am. Sci. Congr., vol. 4, p. 149-193.
- WILLIAMS (M. D.) — 1949 — « Depositos terciarios continentales del valle del Alto Amazonas. » *Soc. Geol. Perú, vol. Jubilar*, XXV anniv., 2 (5), 13 p.
- WILSON (J. J.) — 1963 — « Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Peru. » *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 47 (1), p. 1-34.
- WILSON (J. J.), GARCIA (W.) — 1962 — « Geología de los cuadrángulos de Pachia y Palca. » *Bol. Com. Carta Geol. Nac.*, 2 cartes h.-t., Lima, 82 p.
- WILSON (J. J.), REYES (L.) — 1964 — « Geología del cuadrángulo de Pataz. » *Bol. Com. Carta Geol. Nac.*, 9, 1 carte et 1 pl. h.-t., Lima, 91 p.
- WILSON (J. J.), REYES (L.), GARAYAR (J.) — 1967 — « Geología de los cuadrángulos de Mollebamba, Huaylas, Tayabamba, Pomabamba, Carhuaz y Huari. » *Bol. Serv. Geol. Min.*, 16, 1 carte et 1 pl. h.-t., 95 p.
- WINKLER (H. G. F.) — 1966 — *La genèse des roches métamorphiques*. Trad. franç., éd. Ophrys, Gap.
- YATES (R. G.), KENT (D. F.), FERNANDEZ CONCHA (J.) — 1951 — « Geology of the Huancavelica quicksilver district, Peru. » *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 975-A, 5 cartes et 1 pl. h.-t., 45 p.
- ZEIL (W.) — 1964 — *Geologie von Chile*, Geb. Borntraeger, Berlin, 233 p.

## *table des matières*

|                                                                                                                                                                                              |       |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| <i>Avant-propos</i> .....                                                                                                                                                                    | 9     |
| RÉSUMÉ .....                                                                                                                                                                                 | 11    |
| RESUMEN .....                                                                                                                                                                                | 12    |
| SUMMARY .....                                                                                                                                                                                | 14    |
| PE3IOME .....                                                                                                                                                                                | 15    |
| <br>                                                                                                                                                                                         |       |
| <i>Introduction, présentation de l'ouvrage</i> .....                                                                                                                                         | 19    |
| A. SITUATION DU SECTEUR ÉTUDIÉ .....                                                                                                                                                         | 19    |
| B. CHOIX ET DÉMARCHE DE CETTE ÉTUDE .....                                                                                                                                                    | 21    |
| C. HISTORIQUE .....                                                                                                                                                                          | 22    |
| D. LE CADRE DE L'ÉTUDE: LES GRANDS TRAITs MORPHOLOGIQUES ET GÉOLOGIQUES DES ANDES DU PÉROU CENTRAL ET DE LEURS PIÉMONTs .....                                                                | 23    |
| 1. Les unités morphologiques .....                                                                                                                                                           | 23    |
| — <i>la côte — le versant occidental des Andes — la Cordillère Occidentale — les Hauts Plateaux et la Cordillère Orientale — le versant oriental des Andes et le Piémont amazonien</i> ..... | 23-24 |
| 2. Les grands traits de la stratigraphie .....                                                                                                                                               | 25    |
| — <i>la sédimentation précambrienne — la sédimentation hercynienne — la sédimentation andine</i> .....                                                                                       | 25-27 |
| 3. Les grands traits de l'évolution structurale et magmatique .....                                                                                                                          | 28    |

|                                                                                                                           |       |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| 4. Les zones structurales et leurs caractéristiques .....                                                                 | 31    |
| — la zone côtière — la Cordillère Occidentale — les Hauts Plateaux — la Cordillère<br>Orientale — la zone subandine ..... | 31-33 |
| E. MÉTHODES UTILISÉES ET RÉSULTATS DE CETTE ÉTUDE .....                                                                   | 33    |

## PREMIÈRE PARTIE

## LE SUBSTRATUM PRÉCAMBRIEN ET PALÉOZOÏQUE

|                                                                                                                                                                                                               |       |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| <b>Introduction</b> .....                                                                                                                                                                                     | 37    |
| 1. Historique .....                                                                                                                                                                                           | 37    |
| 2. Répartition des terrains antétriasiques dans le Pérou central .....                                                                                                                                        | 38    |
| <b>CHAPITRE PREMIER : Aperçu sur le substratum précambrien</b> .....                                                                                                                                          | 39    |
| 1. Le Précambrien dans la Cordillère Orientale du Pérou Central — ses rapports avec la<br>couverture .....                                                                                                    | 39    |
| 2. Les séries précambriennes .....                                                                                                                                                                            | 41    |
| 2.1. les roches paradérivées .....                                                                                                                                                                            | 41    |
| — la séquence silico-alumineuse — la séquence métavolcanique — la séquence carbo-<br>natée — Conclusion : la sédimentation au Précambrien .....                                                               | 42-43 |
| 2.2. les roches orthodérivées .....                                                                                                                                                                           | 44    |
| 3. Les structures dans le Précambrien .....                                                                                                                                                                   | 44    |
| 3.1. les structures tardives F <sub>3</sub> et F <sub>4</sub> 1 .....                                                                                                                                         | 45    |
| 3.2. les structures F <sub>2</sub> et F <sub>1</sub> .....                                                                                                                                                    | 45    |
| 4. Le métamorphisme précambrien .....                                                                                                                                                                         | 49    |
| 4.1. le métamorphisme F <sub>1</sub> .....                                                                                                                                                                    | 49    |
| — les paragenèses dans l'épizone — les paragenèses dans la mésozone superficielle et<br>moyenne — les paragenèses dans la mésozone profonde et la catazone — le type du<br>métamorphisme F <sub>1</sub> ..... | 49-50 |
| 4.2. le métamorphisme F <sub>2</sub> .....                                                                                                                                                                    | 50    |
| 5. Conclusion .....                                                                                                                                                                                           | 53    |
| <b>CHAPITRE 2 : Le substratum paléozoïque, la chaîne hercynienne</b> .....                                                                                                                                    | 55    |
| <b>A. LE MATÉRIEL PALÉOZOÏQUE</b> .....                                                                                                                                                                       | 55    |
| 1. Le paléozoïque inférieur et moyen .....                                                                                                                                                                    | 56    |
| 1.1. le Cambrien .....                                                                                                                                                                                        | 57    |
| 1.2. l'Ordovicien .....                                                                                                                                                                                       | 57    |
| 1.3. le Dévonien .....                                                                                                                                                                                        | 57    |
| 1.4. le Paléozoïque inférieur indifférencié .....                                                                                                                                                             | 58    |
| 1.5. Conclusion .....                                                                                                                                                                                         | 60    |
| 2. Le Paléozoïque supérieur .....                                                                                                                                                                             | 61    |
| 2.1. le Mississipien (groupe Ambo) .....                                                                                                                                                                      | 61    |
| — lithologie — paléogéographie au Mississipien .....                                                                                                                                                          | 61-65 |
| 2.2. le Pennsylvanien (groupe Tarma) .....                                                                                                                                                                    | 66    |
| — lithologie — âge — paléogéographie au Pennsylvanien .....                                                                                                                                                   | 66-68 |
| 2.3. le Permien inférieur (groupe Copacabana) .....                                                                                                                                                           | 69    |
| — lithologie — âge — paléogéographie au Permien inférieur .....                                                                                                                                               | 69    |

|                                                                                                                                              |           |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 2.4. le Carbonifère — Permien inférieur indifférencié .....                                                                                  | 70        |
| 2.5. le groupe Mitu (Permien moyen et supérieur — Trias supérieur) .....                                                                     | 71        |
| — lithologie — âge — remarques paléogéographiques : le groupe Mitu dans le Pérou central .....                                               | 71-74     |
| 2.6. Conclusion .....                                                                                                                        | 75        |
| <b>B. LA CHAÎNE ÉOHERCYNIE (DÉVONIEN SUPÉRIEUR) .....</b>                                                                                    | <b>75</b> |
| 1. La discordance éohercynienne .....                                                                                                        | 76        |
| 2. Les structures éohercyniennes .....                                                                                                       | 79        |
| 2.1. la tectonique souple .....                                                                                                              | 79        |
| — les structures $F_1$ — les structures $F_2$ — les structures dans les terrains métamorphiques éohercyniens — les structures tardives ..... | 79-84     |
| 2.2. la tectonique cassante .....                                                                                                            | 84        |
| 2.3. Conclusion .....                                                                                                                        | 85        |
| <b>C. LA TECTONIQUE CASSANTE TARDIHERCYNIE .....</b>                                                                                         | <b>86</b> |
| <b>CHAPITRE 3 : Aperçu sur le plutonisme précambrien et paléozoïque .....</b>                                                                | <b>89</b> |
| 1. Les granitoïdes du substratum préandin au long de quelques coupes .....                                                                   | 89        |
| 1.1. coupe la Victoria-LLaupi .....                                                                                                          | 89        |
| 1.2. coupe de Pacococha .....                                                                                                                | 92        |
| 1.3. coupe du rio Tarma .....                                                                                                                | 92        |
| 1.4. coupe Toctuga-Satipo .....                                                                                                              | 93        |
| 1.5. Conclusion .....                                                                                                                        | 94        |
| 2. Le métamorphisme lié aux intrusions précambriennes et hercyniennes .....                                                                  | 94        |

## DEUXIÈME PARTIE

**LA CHAÎNE ANDINE**

|                                                                                                                                                                                                                                                                                |            |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| LA TRANSITION DU CYCLE HERCYNIE AU CYCLE ANDIN .....                                                                                                                                                                                                                           | 99         |
| La limite Mitu-Norien à l'est de Junin .....                                                                                                                                                                                                                                   | 101        |
| La limite Mitu-Norien entre Tarma et 12°30'S .....                                                                                                                                                                                                                             | 101        |
| La limite Mitu-Pucara au pourtour du dôme de Yauli .....                                                                                                                                                                                                                       | 102        |
| Conclusion .....                                                                                                                                                                                                                                                               | 103        |
| <b>CHAPITRE 4 : Le matériel andin .....</b>                                                                                                                                                                                                                                    | <b>105</b> |
| <b>A. LA SÉDIMENTATION DEPUIS LE LADINIE JUSQU'AU SANTONIE P.P. ....</b>                                                                                                                                                                                                       | <b>106</b> |
| 1. La sédimentation du Ladinie au Bajocie .....                                                                                                                                                                                                                                | 106        |
| 1.1. les séries du Trias moyen et supérieur, Rhétie compris (fm. Chambara) .....                                                                                                                                                                                               | 108        |
| — lithologie — faunes et flores — changements de faciès et d'épaisseur — paléogéographie du Trias supérieur .....                                                                                                                                                              | 108-112    |
| 1.2. les séries du Lias et du Dogger .....                                                                                                                                                                                                                                     | 113        |
| — les séries côtières— le Dogger du bourrelet côtier d'Ica et Nazca (fm. Rio Grande) — les séries du Lias et du Dogger des Hauts Plateaux et de la Cordillère Orientale — les séries du Lias et du Dogger de la zone subandine — la paléogéographie au Lias et au Dogger ..... | 113-119    |
| 1.3. essai d'interprétation des faciès du Trias et du Lias dans la zone-type du Pérou central .....                                                                                                                                                                            | 120        |
| 2. La sédimentation au Malm et l'épirogenèse « névadienne » .....                                                                                                                                                                                                              | 122        |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                        |         |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|
| 2.1. la sédimentation au Malm .....                                                                                                                                                                                                                                                                    | 122     |
| — le Malm du bourrelet côtier : la formation Jaguay — les formations volcanosédimentaires sur la côte au nord et au sud de Lima — les formations sédimentaires du versant pacifique — le Malm sur les Hauts-Plateaux — le Malm dans la zone subandine et l'Amazonie — la paléogéographie au Malm ..... | 122-125 |
| 2.2. l'épirogenèse névadienne .....                                                                                                                                                                                                                                                                    | 125     |
| — les mouvements post-Dogger et pré-Tithonique — les mouvements « pré-néocomiens » .....                                                                                                                                                                                                               | 125-129 |
| 3. La sédimentation au Crétacé (Santonien inclus p.p.) .....                                                                                                                                                                                                                                           | 130     |
| 3.1. le Crétacé inférieur (Albien exclus) .....                                                                                                                                                                                                                                                        | 130     |
| — les séries — la datation des séries du Crétacé inférieur — l'origine du matériel terrigène — la paléogéographie au Crétacé inférieur .....                                                                                                                                                           | 130-135 |
| 3.2. le Crétacé supérieur (Albien inclus) .....                                                                                                                                                                                                                                                        | 136     |
| — les séries — la paléogéographie au Crétacé supérieur .....                                                                                                                                                                                                                                           | 136-137 |
| 4. Conclusion .....                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 138     |
| <b>B. LA SÉDIMENTATION AU CRÉTACÉ TERMINAL ET AU TERTIAIRE INFÉRIEUR</b> .....                                                                                                                                                                                                                         | 139     |
| 1. La sédimentation dans la zone côtière .....                                                                                                                                                                                                                                                         | 139     |
| 2. La sédimentation dans les zones andine et subandine .....                                                                                                                                                                                                                                           | 142     |
| 2.1. lithologie .....                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 142     |
| 2.2. âge .....                                                                                                                                                                                                                                                                                         | 143     |
| 2.3. le milieu de sédimentation des couches rouges .....                                                                                                                                                                                                                                               | 143     |
| — l'origine des sédiments — le type de sédimentation .....                                                                                                                                                                                                                                             | 143-145 |
| 3. La paléogéographie au cours du Crétacé terminal et de l'Eocène .....                                                                                                                                                                                                                                | 146     |
| <b>C. LA SÉDIMENTATION ET LE VOLCANISME AU COURS DU TERTIAIRE SUPÉRIEUR (DE L'EOCÈNE TERMINAL AU PLIOCÈNE P.P.)</b> .....                                                                                                                                                                              | 147     |
| 1. Les dépôts marins côtiers .....                                                                                                                                                                                                                                                                     | 149     |
| 2. Les formations volcaniques et volcanosédimentaires dans les Andes .....                                                                                                                                                                                                                             | 149     |
| 2.1. position stratigraphique .....                                                                                                                                                                                                                                                                    | 149     |
| 2.2. lithologie .....                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 149     |
| 2.3. âge .....                                                                                                                                                                                                                                                                                         | 150     |
| 3. Les couches rouges supérieures du domaine subandin .....                                                                                                                                                                                                                                            | 152     |
| 4. La paléogéographie au Tertiaire supérieur .....                                                                                                                                                                                                                                                     | 152     |
| <b>CHAPITRE 5 : La tectonique andine</b> .....                                                                                                                                                                                                                                                         | 153     |
| <b>A. LA CHRONOLOGIE DES PHASES</b> .....                                                                                                                                                                                                                                                              | 154     |
| 1. La phase du Crétacé terminal (phase péruvienne) .....                                                                                                                                                                                                                                               | 154     |
| 2. La phase de l'Eocène terminal (phase incaïque) .....                                                                                                                                                                                                                                                | 156     |
| 3. Les phases Miocène et Pliocène .....                                                                                                                                                                                                                                                                | 158     |
| <b>B. LA TECTONIQUE ANDINE DANS LA ZONE CÔTIÈRE</b> .....                                                                                                                                                                                                                                              | 158     |
| 1. La tectonique souple dans la série mésozoïque de la côte .....                                                                                                                                                                                                                                      | 159     |
| 2. La tectonique souple dans la série tertiaire de la côte .....                                                                                                                                                                                                                                       | 160     |
| 3. La tectonique cassante .....                                                                                                                                                                                                                                                                        | 160     |
| <b>C. LA TECTONIQUE ANDINE DANS LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE</b> .....                                                                                                                                                                                                                                    | 161     |
| 1. Les structures fini-Eocènes dans le Crétacé et l'Eocène .....                                                                                                                                                                                                                                       | 161     |
| 1.1. la zone bordière sud-ouest .....                                                                                                                                                                                                                                                                  | 161     |

|                                                                                                                                                                                                                                                   |         |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|
| 1.2. la Cordillère Occidentale s.s. ....                                                                                                                                                                                                          | 162     |
| — <i>la transversale du rio Rimac et du rio Santa Eulalia — la transversale du haut rio Cañete et du rio Alis — le flanc SW du dôme de Yauli — Conclusion : les caractères de la Cordillère Occidentale s.s. au niveau du Pérou central</i> ..... | 164-177 |
| 2. Les structures dans la couverture volcanique fini et post-Eocène .....                                                                                                                                                                         | 177     |
| 2.1. les plis et les failles inverses .....                                                                                                                                                                                                       | 177     |
| 2.2. la tectonique cassante .....                                                                                                                                                                                                                 | 179     |
| 2.3. le rôle du substratum dans la tectonique de la couverture volcanique .....                                                                                                                                                                   | 180     |
| 3. Conclusion: le style tectonique andin dans la Cordillère Occidentale .....                                                                                                                                                                     | 181     |
| 3.1. la Cordillère Occidentale dans le sud péruvien .....                                                                                                                                                                                         | 181     |
| 3.2. la Cordillère Occidentale dans le nord péruvien .....                                                                                                                                                                                        | 181     |
| 3.3. les caractères généraux de la tectonique de la Cordillère Occidentale .....                                                                                                                                                                  | 183     |
| D. LA TECTONIQUE ANDINE SUR LES HAUTS PLATEAUX .....                                                                                                                                                                                              | 185     |
| 1. Les différents secteurs .....                                                                                                                                                                                                                  | 185     |
| 1.1. les Hauts Plateaux au sud-ouest de la ligne du haut Mantaro .....                                                                                                                                                                            | 185     |
| 1.2. la ligne haut Mantaro-Huancavelica .....                                                                                                                                                                                                     | 186     |
| 1.3. les Hauts Plateaux au nord-est de la ligne du haut Mantaro .....                                                                                                                                                                             | 186     |
| 2. La tectonique souple dans la série mésozoïque et éocène .....                                                                                                                                                                                  | 188     |
| 2.1. les relations socle-couverture et les niveaux de décollement .....                                                                                                                                                                           | 188     |
| — <i>les relations du substratum hercynien et de la couverture andine — les décollements dans le Pucara basal — les décollements au niveau du Sinémurien inférieur — les décollements dans le Crétacé marno-calcaire</i> .....                    | 188-190 |
| 2.2. les plis superposés .....                                                                                                                                                                                                                    | 191     |
| — <i>les structures superposées dans la partie NE des Hauts Plateaux — les structures superposées dans la partie SW des Hauts Plateaux</i> .....                                                                                                  | 191-197 |
| 3. La tectonique cassante sur les Hauts Plateaux .....                                                                                                                                                                                            | 198     |
| 3.1. les failles mineures .....                                                                                                                                                                                                                   | 198     |
| 3.2. les grandes failles .....                                                                                                                                                                                                                    | 198     |
| — <i>les grandes failles inverses — les décrochements longitudinaux</i> .....                                                                                                                                                                     | 198-201 |
| 4. La tectonique dans les volcanites des Hauts Plateaux .....                                                                                                                                                                                     | 205     |
| 5. Conclusion .....                                                                                                                                                                                                                               | 205     |
| E. LA TECTONIQUE ANDINE DANS LA CORDILLÈRE ORIENTALE .....                                                                                                                                                                                        | 206     |
| 1. Aperçu régional .....                                                                                                                                                                                                                          | 206     |
| 2. La tectonique souple .....                                                                                                                                                                                                                     | 207     |
| 3. La tectonique cassante .....                                                                                                                                                                                                                   | 209     |
| 3.1. les failles longitudinales .....                                                                                                                                                                                                             | 209     |
| 3.2. les décrochements conjugués de directions proches de nord-sud et d'est-ouest .....                                                                                                                                                           | 212     |
| 4. La réaction du substratum anté-carbonifère à la tectogenèse andine .....                                                                                                                                                                       | 213     |
| 5. Conclusion .....                                                                                                                                                                                                                               | 214     |
| F. LA TECTONIQUE ANDINE DANS LA ZONE SUBANDINE .....                                                                                                                                                                                              | 214     |
| 1. La partie SW de la zone subandine (9° S - 12° S) .....                                                                                                                                                                                         | 217     |
| 2. La partie centrale de la zone subandine (9° S - 12° S) .....                                                                                                                                                                                   | 217     |
| 3. La partie NE de la zone subandine .....                                                                                                                                                                                                        | 219     |
| G. CONCLUSION .....                                                                                                                                                                                                                               | 221     |
| 1. L'importance relative des différentes phases .....                                                                                                                                                                                             | 221     |
| 2. La géométrie des structures et le raccourcissement .....                                                                                                                                                                                       | 223     |

|                                                                                                                           |         |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|
| CHAPITRE 6 : <i>Le plutonisme andin</i> .....                                                                             | 225     |
| A. LE PLUTONISME ANDIN AU LONG DE LA CÔTE CENTRALE .....                                                                  | 225     |
| B. LE BATHOLITE CÔTIER .....                                                                                              | 226     |
| 1. La nature pétrographique et l'organisation du batholite du Pérou central .....                                         | 226     |
| 2. Les relations du batholite et de l'encaissant, son âge .....                                                           | 228     |
| 3. Le mode de mise en place du batholite, le problème de l'espace .....                                                   | 229     |
| 4. L'origine du batholite .....                                                                                           | 231     |
| C. LE PLUTONISME ANDIN AU NORD-EST DU BATHOLITE CÔTIER, DANS LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE<br>ET SUR LES HAUTS PLATEAUX ..... | 231     |
| 1. Les massifs circonscrits grenus de composition intermédiaire à acide .....                                             | 231     |
| 1.1. âge .....                                                                                                            | 232     |
| 1.2. mode de mise en place .....                                                                                          | 232     |
| 1.3. origine .....                                                                                                        | 234     |
| 2. Les dykes, sills, laccolites et les plugs subvolcaniques intermédiaires à acides .....                                 | 234     |
| 3. Les dykes, sills et laccolites basiques .....                                                                          | 235     |
| D. LE PLUTONISME ANDIN DANS LA CORDILLÈRE ORIENTALE .....                                                                 | 236     |
| 1. Les massifs circonscrits .....                                                                                         | 237     |
| 1.1. les massifs homogènes de petite taille .....                                                                         | 237     |
| 1.2. les massifs homogènes de grande taille .....                                                                         | 237     |
| 1.3. les massifs hétérogènes .....                                                                                        | 238     |
| 2. Les éléments andins des batholites complexes .....                                                                     | 238     |
| 3. Conclusion .....                                                                                                       | 238     |
| E. LES GRANITOÏDES ANDINS .....                                                                                           | 239     |
| 1. La relation granitoïdes-zone de subduction .....                                                                       | 239     |
| 2. La relation granitoïdes-zones tectonisées .....                                                                        | 240     |
| CHAPITRE 7 : <i>Aperçu sur l'évolution récente de la chaîne</i> .....                                                     | 241     |
| 1. Les surfaces d'érosion .....                                                                                           | 241     |
| 1.1. la surface miocène .....                                                                                             | 241     |
| 1.2. la surface pliocène .....                                                                                            | 242     |
| 2. Le volcanisme plioquaternaire .....                                                                                    | 242     |
| 3. Les sédiments quaternaires .....                                                                                       | 243     |
| 4. La surrection des Andes .....                                                                                          | 243     |
| 5. La tectonique quaternaire .....                                                                                        | 243     |
| 6. La tectonique subactuelle et actuelle .....                                                                            | 244     |
| 7. Conclusion .....                                                                                                       | 244     |
| CHAPITRE 8 : <i>La chaîne andine et la tectonique des plaques</i> .....                                                   | 247     |
| A. DONNÉES OCÉANOGRAPHIQUES ET GÉOPHYSIQUES ACTUELLES .....                                                               | 247     |
| 1. Les données en domaine océanographique .....                                                                           | 247     |
| 1.1. la plaque Nazca .....                                                                                                | 247     |
| — situation, limites, bathymétrie — données géophysiques et géologiques .....                                             | 247-249 |

|                                                                                                                                                                                                                      |         |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|
| 1.2. la fosse péruano-chilienne et la transition océan-continent .....                                                                                                                                               | 250     |
| — <i>la topographie et la question de remplissage sédimentaire — la fosse est-elle une structure en compression ou en distension? — les données géophysiques — conclusion</i> .....                                  | 250-253 |
| 2. Les données géophysiques en domaine continental .....                                                                                                                                                             | 253     |
| 2.1. les données de la séismologie .....                                                                                                                                                                             | 253     |
| — <i>la répartition de la séismicité en plan — la zonation seismotectonique — la répartition verticale des séismes — les mécanismes au foyer — la propagation des ondes sismiques</i> .....                          | 253-255 |
| 2.2. autres données géophysiques .....                                                                                                                                                                               | 255     |
| 2.3. interprétations .....                                                                                                                                                                                           | 257     |
| — <i>géométrie de la plaque océanique en cours de subduction — la structure de la lithosphère sous les Andes</i> .....                                                                                               | 257-259 |
| 3. Les rapports entre le mouvement des plaques et la géologie actuelle .....                                                                                                                                         | 261     |
| 3.1. les rapports du mouvement des plaques et du volcanisme historique .....                                                                                                                                         | 261     |
| 3.2. les rapports du mouvement des plaques et de la tectonique actuelle .....                                                                                                                                        | 261     |
| 3.3. conclusion .....                                                                                                                                                                                                | 262     |
| <b>B. L'ÉVOLUTION DE LA CHAÎNE ANDINE DANS L'OPTIQUE DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES</b> .....                                                                                                                          | 263     |
| 1. Les andes et la tectonique des plaques dans la littérature géologique .....                                                                                                                                       | 263     |
| 1.1. le modèle cordilléraire de J.F. Dewey et J.M. Bird .....                                                                                                                                                        | 263     |
| 1.2. le modèle de D.E. James (1971 b) pour les Andes centrales .....                                                                                                                                                 | 264     |
| 2. Evolution de la chaîne andine du Pérou et tectonique des plaques: un essai d'interprétation .....                                                                                                                 | 267     |
| 2.1. l'évolution ante-trias supérieur .....                                                                                                                                                                          | 267     |
| 2.2. la période de sédimentation et les périodes de distension intercalées entre les phases de compression: définition d'un régime « normal » du mouvement des plaques ....                                          | 268     |
| — <i>la période de sédimentation — les périodes de distension intercalées entre les phases de compression</i> .....                                                                                                  | 268-271 |
| 2.3. les phases de compression et le rapprochement des plaques .....                                                                                                                                                 | 272     |
| — <i>existe-t-il une liaison magmatisme-déformation en compression? — la liaison mouvement des plaques-compression — mouvement des plaques et type de déformation — la surrection des Andes et les plaques</i> ..... | 272-278 |
| 2.4. conclusion .....                                                                                                                                                                                                | 278     |
| <b>Conclusion</b> .....                                                                                                                                                                                              | 28      |
| Rappel des grands traits de l'évolution et de la structure des Andes du Pérou central. Leur extension à l'ensemble des Andes centrales .....                                                                         | 281     |
| Andes centrales et Andes méridionales .....                                                                                                                                                                          | 282     |
| Andes centrales, Andes septentrionales et Cordillère de Magellan .....                                                                                                                                               | 284     |
| <b>Postface</b> .....                                                                                                                                                                                                | 287     |
| <b>A. LE SUBSTRATUM PRÉCAMBRIEN ET PALÉOZOÏQUE</b> .....                                                                                                                                                             | 287     |
| 1. Le substratum précambrien .....                                                                                                                                                                                   | 287     |
| 2. La chaîne hercynienne .....                                                                                                                                                                                       | 288     |
| <b>B. LA CHAÎNE ANDINE</b> .....                                                                                                                                                                                     | 289     |
| 1. Le matériel andin et la chronologie des phases .....                                                                                                                                                              | 289     |
| 1.1. les couches rouges et « la » phase incaïque .....                                                                                                                                                               | 289     |

|                                                                                           |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 1.2. les volcanites d'âge éocène supérieur à pliocène et les phases du mio-pliocène ..... | 290 |
| 2. La tectonique zone par zone .....                                                      | 290 |
| 3. Le plutonisme andin, le batholite côtier .....                                         | 291 |
| 4. L'évolution récente de la chaîne .....                                                 | 291 |
| <b><i>Bibliographie</i></b> .....                                                         | 293 |

