

LES TRAITES GÉOLOGIQUES ESSENTIELS DES ANDES CENTRALES (PÉROU-BOLIVIE)¹

par Etienne AUDEBAUD*, Raymond CAPDEVILA*, Bernard DALMAYRAC**, Jacques DEBELMAS*,
Gérard LAUBACHER**, Christian LEFEVRE*, René MAROCCO**, Claude MARTINEZ**,
Maurice MATTAUER*, François MEGARD*, Jorge PAREDES***, Pierre TOMASI**

RESUME. — Le segment péruano-bolivien des Andes est long de 2 500 km environ et sa direction est NW-SE au Nord de 18° S et subméridienne plus au Sud. Son ossature, faite de matériel précambrien et hercynien plissé, constitue un socle sialique qui a servi de support à l'orogène andin.

Au point de vue stratigraphique, la chaîne andine apparaît comme une chaîne intracratonique avec prédominance des séries continentales ou néritiques. L'évolution paléogéographique est commandée par un dispositif constitué par deux ou trois bassins séparés par des rides et orientés dans l'ensemble parallèlement à la future chaîne; son élément le plus interne est une zone haute, siège d'une forte activité volcanique remarquablement permanente dans le temps et dans l'espace au cours du Mésozoïque.

La chaîne s'édifie au cours de trois phases tectoniques brèves et homo-axiales, d'âge fini-crétacé, fini-éocène et miopliocène, qui engendrent un plissement modéré accompagné de grandes failles et de chevauchements rares et localisés. D'une phase à l'autre, la zone affectée s'étend progressivement vers l'Est.

L'évolution magmatique apparaît clairement liée à la position « liminaire » de cet ensemble, c'est-à-dire à la présence d'une zone de subduction : au Crétacé supérieur et au Tertiaire ont lieu la montée des batholites granodioritiques, dont l'âge et le volume décroissent vers l'Est, puis la mise en place d'un puissant volcanisme calco-alcalin dont les points d'émission se déplacent dans cette même direction au cours du Tertiaire.

La chaîne andine doit donc ses principaux caractères au fait qu'elle est située à la fois sur un continent sialique et en bordure d'un océan avec zone de subduction. Le fonctionnement de cette zone de subduction n'explique cependant pas de façon satisfaisante, du moins lorsqu'on applique les modèles qui ont été proposés jusqu'à présent, l'évolution d'ensemble de la chaîne et en particulier la succession dans le temps d'époques marquées par de la distension et d'époques marquées par de la compression.

ABSTRACT. — The peruano-bolivian segment of the Andes is about 2 500 km long and its direction is NW-SE north of 18° S, submeridian further south. Its frame, made of precambrian and hercynian folded material, constitutes a sialic basement for the Andean orogenic belt.

From a stratigraphical point of view, the peruano-bolivian Andes appear as an intracratonic chain, where continental or neritic series prevail. The paleogeographic evolution is controlled by a system of two or three basins separated by rises and generally oriented parallel to the future chain; its most internal element is a high zone, where an intense volcanic activity has been remarkably constant in time and space during the Mesozoic.

The chain built up through three brief and homo-axial tectonic phases occurring respectively at the end of the Cretaceous, the end of the Eocene and the mid-Pliocene, that develop a moderate folding accompanied by large faults and by rare and local overthrusts. From one phase to the other, the concerned zone migrates progressively to the east.

The magmatic evolution appears to be clearly related to the "liminal" position of the chain, that is to the existence of a subduction zone. During the upper Cretaceous and the Tertiary the intrusion of the granodioritic batholiths takes place. Their age and volume gradually decrease to the east. Then a powerful calc-alkaline volcanism sets up, the emissive centers of which migrate too in an easterly direction through the Tertiary.

* R.C.P. 132 du C.N.R.S.

E.A. et J.D. — Institut Dolomieu, 38-Grenoble.

C.L. — Laboratoire de Pétrologie, U.S.T.L., 34060-Montpellier Cedex.

R.C. — Institut de Géologie, Université de Rennes I, 35031-Rennes Cedex.

M.M. et F.M. — Laboratoire de Géologie Structurale, U.S.T.L., 34060-Montpellier Cedex.

** Missions ORSTOM au Pérou et en Bolivie, B.D., G.L., R.M. c/o Embajada de Francia, Lima, Pérou.

C.M. et P.T., c/o Embajada de Francia, La Paz, Bolivie.

*** Servicio de Geología y Minería, Paz Soldan 225, San Isidro, Lima, Pérou.

1. Note présentée oralement lors d'une séance spéciale consacrée à la Cordillère des Andes par la Société géologique de France le 29 mai 1972.

The Andean chain of Peru and Bolivia therefore owes its major features to its simultaneous location on a sialic continent and an ocean margin with a subduction zone. However, the subduction process, at least according to the present models, does not yield a satisfactory explanation for the general evolution of the chain, particularly the succession in time of distension and compression periods.

RESUMEN. — El sector peru-boliviano de los Andes tiene una longitud cercana a los 2500 km con una dirección NW-SE al Norte del paralelo 18° S y submeridiana mas al Sur. Su esqueleto, constituido de material precámbrico y hercínico plegado, constituye un zócalo síalico que ha servido de soporte al orógeno andino.

Desde el punto de vista estratigráfico, la cadena andina aparece como una cadena intracratónica con predominancia de series continentales o neríticas. La evolución paleogeográfica esta regida por un dispositivo, constituido por dos o tres cuencas separadas por dorsales y orientadas en general paralelamente a la futura cadena; el elemento más interno es una zona alta, asiento de una gran actividad volcánica de una permanencia remarcable en el tiempo y en el espacio durante el Mesozoico.

La cadena se edifica através de tres fases tectónicas breves y homoaxiales, de edades fini-Cretacea, fini-Eocena y miopliocena, produciéndose un plegamiento moderado, acompañado de grandes fallas y de cabalgamientos escasos y localizados. De una fase a otra la zona afectada se extiende en forma progresiva hacia el Este.

La evolución magmática aparece claramente ligada a la posición « liminar » de este conjunto, es decir a la presencia de una zona de subducción: durante el Cretácico superior y el Terciario se produce la intrusión de batolitos granodioríticos, en los cuales la edad y el volumen decrecen hacia el Este; a continuación se produce un importante vulcanismo calco-alcalino cuyos puntos de emisión se desplazan en la misma dirección durante el Terciario.

La cadena andina debe, por lo tanto, sus principales características al hecho que está situada a la vez en un continente síalico y en el borde de un oceano con zona de subducción. Sin embargo el funcionamiento de esta zona de subducción no explica de manera satisfactoria, al menos cuando se le aplican los modelos que han sido propuestos hasta el momento, la evolución del total de la cadena, y en particular la sucesión en el tiempo de épocas marcadas ya sea por la distensión o por la compresión.

INTRODUCTION	74	2. La période orogénique, du Crétacé terminal à l'actuel	84
I. -- LE SUBSTRATUM PRÉ-MÉSOZOÏQUE	75	C. -- Les caractères tectoniques	90
A. -- Le socle précambrien	75	1. La zone côtière	90
1. Le Précambrien oriental	75	2. La Cordillère Occidentale	92
2. Le Précambrien occidental	75	3. La zone intercordillèreaine	94
3. Conclusions	76	4. La Cordillère Orientale	96
B. -- Le substratum paléozoïque	76	5. La zone subandine	97
1. La sédimentation paléozoïque	76	6. Conclusions	98
2. La tectonique hercynienne	76	D. -- Le plutonisme andin	99
3. Le métamorphisme hercynien	76	1. La série calcoalcaline	99
4. Le magmatisme hercynien	77	2. La série peralcaline	102
5. Conclusions	77	3. Conclusion sur le plutonisme andin	103
II. -- LA CHAÎNE ANDINE	77	E. -- Le volcanisme andin	104
A. -- La subdivision en zones	77	1. Le volcanisme calcoalcalin	105
1. La zonation structurale	78	2. Le volcanisme peralcalin	107
2. La zonation magmatique	79	3. Conclusions sur le volcanisme andin	108
B. -- L'évolution paléogéographique et tectonique	79	4. Relations plutonisme-volcanisme	108
1. La période de sédimentation, du Trias au Santonien	79	CONCLUSIONS	109

Ayant eu l'occasion d'étudier de vastes territoires, peu connus jusqu'alors, des Andes du Pérou et de Bolivie, le moment nous semble venu de faire le point des connaissances sur la Géologie de cet immense secteur, auquel aucune étude globale n'a été consacrée jusqu'à présent hors celle, déjà ancienne, de H. Gerth (1955).

On sait que la Chaîne des Andes montre une série de caractères fort différents de ceux des chaînes européennes: nous avons affaire à une chaîne « cordillèreaine », du type le plus limpide qui soit, superposée à un plan de Benioff actuel. Néanmoins aucun modèle satisfaisant n'en a encore été présenté: en effet celui qu'ont proposé

J.F. Dewey et J.M. Bird (1970) n'est pas conforme à l'évolution géologique observée au niveau du Pérou et de la Bolivie.

Les Andes Centrales culminent à 6 800 m dans la Cordillère Blanche du Pérou et à 6 500 m dans la Cordillère Royale en Bolivie, et leur altitude moyenne dépasse 4 000 m sur de très grandes superficies. Comme le reste des Andes, elles se sont formées au Mésozoïque et au Tertiaire et la tectonique y est encore très active actuellement.

La chaîne des Andes, au niveau des Andes Centrales, est typiquement une chaîne sur socle; le substratum prémésozoïque y est énergiquement

repris et y forme des massifs importants. Nous examinerons donc brièvement l'histoire de ce substratum avant d'aborder l'étude de la chaîne andine proprement dite.

I. — LE SUBSTRATUM PRÉ-MÉSOZOÏQUE

Les séries méso et cénozoïque se sont déposées sur une croûte continentale typique, formée de terrains précambriens ayant subi une ou plusieurs orogénèses précambriennes, et de terrains paléozoïques la plupart du temps plissés par une orogénèse hercynienne.

A. — LE SOCLE PRÉCAMBRIEN

Le socle précambrien comprend :

— un Précambrien ayant échappé aux déformations hercyniennes et andines, c'est la partie du Bouclier Brésilien qui affleure dans le NE bolivien.

— un Précambrien occidental, ayant subi l'influence des orogénèses hercynienne et andine, qui affleure au cœur de la Cordillère Orientale du Pérou, du Sud de la Bolivie et du Nord de l'Argentine, et sur la côte sud du Pérou.

1. — LE PRÉCAMBRIEN ORIENTAL

Le Précambrien oriental est formé (F. Ahfeld et L. Branisa, 1960) par un Précambrien « ancien », granitique et cristalloyphyllien (micaschistes, amphibolites, ortho et paragneiss méso et catazonaux). Ce Précambrien correspond à la partie bolivienne d'un noyau cratonique appelé Rondonides, dont l'âge serait d'environ 900 m. a. et qui occupe la région occidentale du bouclier brésilien (E.F. Suszczyński, 1970).

En discordance sur ce Précambrien ancien repose une série grésioarkosique et pélitique, épimétamorphisée et déformée au cours d'un épisode probablement baïkalien (600 m. a. environ).

L'ensemble du socle cristallin et de sa couverture d'âge précambrien supérieur a été pénéplanisé avant le dépôt du Paléozoïque.

2. — LE PRÉCAMBRIEN OCCIDENTAL

Dans le Précambrien occidental la subdivision entre un cycle baïkalien et un cycle plus ancien n'a pu encore être faite. Les seuls témoins possibles du cycle ancien sont constitués par des orthogneiss à foliation initialement horizontale qui affleurent au cœur des dômes précambriens de Quellouno et de Quincemil au Pérou.

Le Précambrien supérieur est formé par des séries métasédimentaires grésio-pélitiques, volcanosédimentaires et plus rarement calcareuses et par des méta-basites et méta-ultrabasites. Ces séries ont été déformées, métamorphosées et granitisées au cours d'une orogénèse probablement baïkalienne. J. Stewart et N.J. Snelling (Congrès de Lima, 1970, sous presse) viennent de signaler des âges radiométriques de 679 et 642 m. a. dans le complexe basal de la côte sud du Pérou.

La tectonique d'âge précambrien supérieur est polyphasée et, dans les zones profondes, on rencontre deux phases principales de déformations tangentielles accompagnées de foliations horizontales. Les directions générales et les sens de déversement correspondant à ces phases sont encore mal connus.

Le métamorphisme régional précambrien supérieur a affecté tous les affleurements connus de Précambrien. Son intensité varie depuis la zone de la chlorite jusqu'à dépasser l'isograde sillimanite/orthose dans la Cordillère Orientale. Dans le « complexe basal » de la côte (E. Bellido et S. Narvaez, 1960), où des gneiss à grenat et orthopyroxène ont été signalés (W. Garcia, 1968), le faciès granulite a probablement été atteint. Ce métamorphisme est d'un type intermédiaire de basse pression, à andalousite, cordiérite, staurotide, sillimanite, très différent du type à disthène qui caractérise généralement les orogènes protérozoïques en Amérique du Sud et en Afrique (E. Audebaud *et al.*, 1971 a). Dans la Cordillère Orientale le métamorphisme, qui a dû commencer avec la première phase, se poursuit et même dépasse la deuxième déformation tangentielle.

La granitisation du Précambrien supérieur comprend quelques granites d'anatexie autochtones ou légèrement extravasés contemporains du métamorphisme régional et surtout des granites calco-alcalins, post-tectoniques, d'origine plus profonde, à orthose prédominante sur l'oligoclase-andésine, et à biotite avec parfois de la hornblende. Ces derniers granites sont répandus aussi bien dans le complexe basal du Sud du Pérou que dans la Cordillère Orientale.

3. — CONCLUSIONS

Il est encore trop tôt pour pouvoir reconstituer l'allure générale de la chaîne du Précambrien supérieur et par là discuter son influence sur la sédimentation et sur les orogénèses suivantes. Tout au plus peut-on remarquer que le Précambrien supérieur oriental de Bolivie paraît être plus externe que le Précambrien supérieur occidental. Il n'est donc pas exclu qu'au niveau de la Bolivie et du Pérou, un certain parallélisme ait pu exister entre la chaîne baïkalianne et les orogènes plus récents.

B. — LE SUBSTRATUM PALÉOZOÏQUE

Le Paléozoïque qui constitue dans la plupart des cas le substratum immédiat des formations méso et cénozoïques a participé dans presque tout le domaine andin à une orogénèse hercynienne dont les caractéristiques commencent à être bien connues (F. Mégard *et al.*, 1971).

1. — LA SÉDIMENTATION PALÉOZOÏQUE

La sédimentation paléozoïque a recouvert une grande partie de la Bolivie et du Pérou. Elle s'est cependant surtout développée dans un sillon fortement subsident situé entre l'actuelle dépression sub-andine et le massif précambrien côtier.

Dans ce sillon, le maximum de la subsidence du Paléozoïque inférieur est en Bolivie où on connaît environ 15 000 m de séries marines allant du Cambrien au Dévonien avec une lacune de l'Ordovicien terminal et de la base du Silurien. Le Cambrien est uniquement identifié dans le Sud bolivien, mais dans le centre une série à évaporites lui est attribuée. À l'exception de cette série, la sédimentation du Paléozoïque inférieur est surtout grésopélitique, souvent flyschöïde.

Au Paléozoïque supérieur le maximum de subsidence est situé au Pérou, dans la Cordillère Orientale et dans la zone sub-andine entre les 11° et 13° parallèles où les séries essentiellement marines atteignent jusqu'à 8 000 m de puissance (N.D. Newell *et al.*, 1953). Le Paléozoïque supérieur est constitué par des séries marines détritiques et calcaires et par de puissantes séries

continentales volcanodétritiques. Le Permien en particulier se termine par d'importantes manifestations andésitiques et ignimbricitiques.

2. — LA TECTONIQUE HERCYNIENNE

Les déformations hercyniennes ont fortement affecté l'ensemble des formations précambriennes et paléozoïques.

Au Pérou et dans le NW de la Bolivie la chaîne hercynienne a une direction générale NW-SE, parallèle à l'allongement des sillons paléozoïques. Dans le SE de la Bolivie les structures hercyniennes présentent des directions NS. Les déformations responsables des structures se sont développées au cours d'une phase principale *éohercynienne* d'âge fini-dévonien et d'une phase moins intense, *tardihercynienne*, d'âge intrapermien (C.G. Egeler et T. de Booy, 1961; F. Mégard *et al.*, 1971).

La phase *éohercynienne* est localement polyphasée, elle a engendré dans une zone « axiale » des plis à plan axial subvertical qui s'amortissent de part et d'autre de cette zone, vers le Bouclier Brésilien et vers le complexe précambrien côtier. La zone axiale est caractérisée par une schistosité de flux subverticale, plan axial des plis. Exceptionnellement, dans le SE du Pérou, ces plis se couchent en se déversant vers le SW et ils sont alors accompagnés par une schistosité horizontale.

La phase *tardihercynienne* ne se développe que dans le Sud du Pérou et en Bolivie. Elle engendre également des plis à plan axial subvertical localement accompagnés de schistosité, mais dans l'ensemble elle est beaucoup moins importante que la première phase. Il n'est pas impossible que le rameau hercynien sud-bolivien soit essentiellement *tardihercynien*.

3. — LE MÉTAMORPHISME HERCYNIEN

Le développement du métamorphisme régional hercynien est peu spectaculaire. Pour l'essentiel il s'agit de deux phases d'épimétamorphisme (zone de la chlorite) qui accompagnent les deux phases principales de déformation. Cependant, dans le Sud du Pérou (vallée de San Gaban) et en Bolivie (Yani-Zongo), nous pensons avec J.P. Bard que des intrusions granitiques syntectoniques ont localement élevé la température et le gradient géothermique et sont responsables des associations à andalousite + cordiérite, andalousite + staurotide ± grenat, etc. présentées par les micaschistes et les gneiss pélitiques paléozoïques.

4. — LE MAGMATISME HERCYNIEN

Le magmatisme granitique est également peu développé : on ne connaît pas de granites méso-crustaux d'origine anatectique certaine, car les zones profondes de la chaîne ne sont pas connues à l'affleurement. Par comparaison avec la chaîne hercynienne d'Europe il est probable cependant que les leucogranites à deux micas, syntectoniques de Yani-Zongo (Bolivie) aient une telle origine. Tous les autres granites, dont la liaison avec l'orogénèse hercynienne est démontrée, sont des massifs nettement intrusifs, d'origine profonde, de granites, adamellites et granodiorites calcoalcalins à biotite et parfois hornblende.

Leur mise en place suit la phase éohercynienne ou la phase tardihercynienne; elle est contemporaine des phases de soulèvement de la chaîne qui ne sont d'ailleurs pas très importantes étant donné les caractères peu profonds des niveaux atteints par l'érosion.

5. — CONCLUSIONS

La chaîne hercynienne présente un certain parallélisme avec la chaîne andine y compris dans les virgations du Sud du Pérou et du centre de la Bolivie. Il est donc très vraisemblable que les structures hercyniennes ont en partie influencé le développement de la sédimentation et de la tectogénèse du cycle andin. Par ailleurs, la présence d'un très important volcanisme andésitique et ignimbritique dans le Permien supérieur du Pérou peut être interprétée comme l'indice d'une zone de subduction. Cette zone plongeait peut-être vers l'Est sous la plaque sud-américaine de l'époque qui était probablement plus étendue vers l'Ouest que l'actuelle. On est en effet conduit à supposer qu'il existait à l'Ouest de la côte actuelle du Pérou, des massifs précambriens et hercyniens qui prolongeaient ceux du Chili. Dans cette hypothèse, la ceinture hercynienne péruano-bolivienne ne serait qu'une partie externe de l'ensemble hercynien.

II. — LA CHAÎNE ANDINE

Dans le cycle andin on distingue une longue période de sédimentation allant du Trias au Crétacé supérieur, suivie d'une période plus courte au

cours de laquelle se situent les phases de plissement (fini-crétacée, fini-éocène et miocène à intra-pliocène) qui alternent avec des phénomènes de sédimentation, de plutonisme et de volcanisme, et enfin une période toute récente de mouvements essentiellement verticaux accompagnés de volcanisme.

Cette longue évolution a abouti à la formation d'une chaîne montrant une zonation nette. Après avoir défini rapidement les différentes zones structurales et magmatiques que l'on peut distinguer, nous examinerons successivement l'évolution paléogéographique de la chaîne puis la structure de ces différentes zones et enfin le plutonisme et le volcanisme; pour terminer, nous tenterons de définir ses caractéristiques générales.

A. — LA SUBDIVISION EN ZONES

Les Andes se subdivisent très nettement en zones plus ou moins parallèles entre elles, et parallèles à la côte et à la bordure est du Bouclier Brésilien (fig. 1).

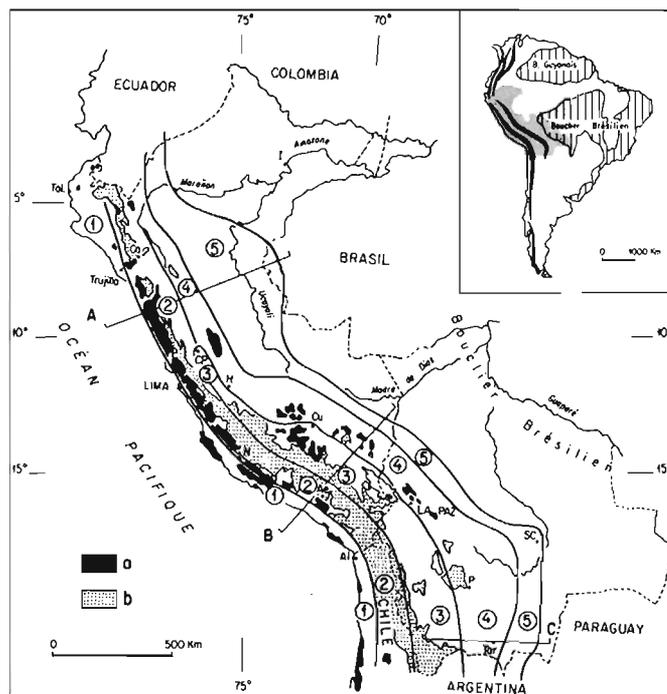


FIGURE 1
Zonation structurale et magmatique des Andes Centrales.

a) massifs plutoniques andins. b) volcanites andines. Les chiffres 1, 2, 3, 4 et 5 correspondent respectivement à la zone côtière, à la Cordillère Occidentale, à la zone inter-cordillère, à la Cordillère Orientale et à la zone sub-andine. Les coupes A, B et C de la figure 7 sont localisées.

La succession des zones ne montre aucune symétrie. La zonation est différente suivant les caractères utilisés; nous nous sommes arrêtés à deux types de zonations, l'une essentiellement morphostructurale, l'autre magmatique. Si la première n'a rien d'original, la deuxième semble caractéristique de la chaîne des Andes. Pour faciliter l'exposé, nous conviendrons d'appeler interne : le bord Pacifique, externe : le Bouclier Brésilien.

1. — LA ZONATION STRUCTURALE

D'Ouest en Est se succèdent les ensembles morphostructuraux suivants : la zone côtière, la Cordillère Occidentale, la zone intercordillère, la Cordillère Orientale, la zone subandine.

a. — *La zone côtière*

Entre 6° S et 13°30' S, elle est réduite à quelques kilomètres et correspond à une frange de sédiments mésozoïques volcanodétritiques faiblement plissés comprise entre le batholite et le rivage.

Au Nord de 6° S et au Sud de 13°30' S, elle a 50 à 150 km de large. Au long du littoral, elle comprend des affleurements du socle, précambrien dans le Sud, hercynien dans le Nord, qui souvent forment des reliefs appelés couramment Cordillère de la Côte ou, mieux, bourrelet côtier. Cette bande d'affleurements anciens a manifesté une tendance positive durant l'essentiel de son évolution et sa couverture sédimentaire d'âge paléozoïque supérieur et mésozoïque est relativement mince et par ailleurs très peu déformée. Du côté externe, la zone côtière comprend des bassins tertiaires subsidents, dont certains sont encore actuellement des zones négatives, et où le plissement andin est faible.

b. — *La Cordillère Occidentale*

Au point de vue morphologique, elle est surtout bien individualisée dans le Nord et le centre du Pérou. Plus au Sud son altitude s'abaisse en même temps que les sédiments mésozoïques et éocènes s'enfouissent sous une épaisse couverture volcanique. Comme le font remarquer F. Ahlfeld et L. Branisa (1960) pour la Bolivie, la Cordillère Occidentale n'est plus alors que le bord ouest de l'Altiplano, surélevé par des reliefs volcaniques récents.

Ici, nous entendons par Cordillère Occidentale non seulement l'alignement de hauts sommets qui

en marque le faite, mais également la totalité du versant pacifique des Andes jusqu'à la zone côtière. La zone ainsi définie est caractérisée par une série mésozoïque et éocène plus complète que celle de la zone côtière, dont l'épaisseur dépasse souvent 5 000 m, marine mais encore volcanodétritique au SW. Elle est recoupée par un immense batholite granitique et sa partie NE montre un puissant volcanisme tertiaire à actuel. Son plissement est modéré à fort et les plans axiaux sont toujours très redressés; le front supérieur de schistosité affleure dans quelques secteurs. Au Nord de 13° S des chevauchements importants s'observent sur son versant NE au contact de la zone intercordillère.

c. — *La zone intercordillère*

Elle est particulièrement bien représentée au Sud de Cuzco, dans l'Altiplano sud-péruvien et bolivien qui est une zone de hauts plateaux pratiquement continue de Cuzco au Nord de l'Argentine. On y connaît des dépôts crétacés et tertiaires, reposant sur un substratum dont la tendance positive s'est maintenue jusqu'au Crétacé inférieur. La subsidence y est maximum au Tertiaire, qui peut atteindre 8 000 m et contient des intercalations volcaniques surtout abondantes à l'Ouest. Cette zone est fortement faillée, en particulier sur ses bordures, mais les plis sont en général peu prononcés.

A l'Ouest et au NW de Cuzco, l'Altiplano se prolonge par les Hauts Plateaux du Pérou Central, dont l'érosion n'a laissé que quelques témoins entre 12° 30' S et 13° 30' S, la série stratigraphique mésozoïque se complète vers le bas jusqu'au Trias, mais, ici encore, le plissement n'est que modéré.

Au Nord de 10° 30' S la zone intercordillère disparaît totalement et les Cordillères Occidentale et Orientale sont juxtaposées.

d. — *La Cordillère Orientale*

La Cordillère Orientale est un vaste anticlinorium, limité et découpé par de grandes failles, où affleure largement le socle précambrien et paléozoïque; la base du Mésozoïque y est souvent portée à plus de 5 000 m. La série secondaire y est généralement réduite et lacunaire, affectée d'un plissement simple qui localement peut être intense avec schistosité et métamorphisme. Les intrusions et le volcanisme sont très réduits par rapport à ce qu'on observe dans la Cordillère Occidentale.

e. — *La zone subandine*

La zone subandine est située à la bordure ouest de la plate-forme stable du Bouclier Brésilien. Elle est caractérisée par une nette tendance négative durant toute la sédimentation méso et cénozoïque. Au Nord, la série est complète et atteint 10 000 m; elle se réduit progressivement à 3 000 m lorsqu'on va vers le Sud, puis s'épaissit à nouveau à partir du « conde » de Santa Cruz pour atteindre 6 000 m.

Dans tout le subandin, hormis quelques secteurs touchés par l'orogénèse hercynienne, le Paléozoïque, le Mésozoïque et le Tertiaire, Pliocène basal y compris, sont concordants. La phase intrapliocène affecte donc un ensemble très épais.

En Bolivie et jusque vers 13° S, on observe des écaillages déversés vers l'Est. Dans le Nord du Pérou, les structures sont plus raides et plus simples en dehors des diapirs. Les intrusions et le volcanisme andins sont presque absents dans la zone subandine.

2. — LA ZONATION MAGMATIQUE

Les phénomènes plutoniques et volcaniques présentent d'importantes variations perpendiculairement à la direction de la chaîne. En fonction de ces variations on peut définir une zonation magmatique qui se superpose aux autres types de zonations.

a. — *La zonation plutonique*

Les granitoïdes se distribuent en zones suivant lesquelles la taille et la géométrie des massifs, leur âge de mise en place et, dans une moindre mesure, leur composition, sont différents. Ces zones plutoniques parallèles entre elles s'allongent parallèlement à la côte et à la direction des grandes structures, elles se superposent assez étroitement aux zones paléogéographiques et structurales. D'Ouest en Est on reconnaît successivement :

— *la zone côtière*, dans laquelle on observe des massifs granodioritico-tonalitiques de taille moyenne et d'âge probablement jurassique;

— *la partie ouest de la Cordillère Occidentale*, caractérisée par le célèbre batholithe andin (dit aussi côtier) aux dimensions gigantesques. Il est formé par une grande variété de roches comprises entre des gabbros et des leucogranites. Les faciès les plus répandus sont tonalitiques et granodioritiques. L'âge de mise en place est compris entre le Crétacé terminal et le Pliocène;

— *La bordure est de la Cordillère Occidentale et la zone inter-cordilleraïne*, qui montrent surtout des petites intrusions souvent très basiques et généralement fort récentes (pliocènes);

— *La Cordillère Orientale*, qui présente des massifs de taille moyenne de diorite et de quartz-monzonite certainement andins et une série de granites et d'adamellites dont l'âge andin n'est pas définitivement prouvé;

La zone subandine, enfin, caractérisée par l'absence presque totale d'intrusifs.

b. — *La zonation volcanique*

Si l'on excepte le volcanisme synsédimentaire mésozoïque de la zone côtière, l'essentiel du volcanisme andin est tertiaire à actuel. Les roches qui le constituent appartiennent pour la presque totalité d'entre elles à une série calco-alcaline, dont les termes pétrographiques extrêmes sont des basaltes andésitiques et des rhyolites. Le volcanisme tertiaire est représenté pour la plus grande part par des laves et ignimbrites de composition rhyolitique à rhyodacitique, alors qu'au Quaternaire il s'agit principalement d'andésites.

La zonation de ce volcanisme se superpose à la zonation structurale déjà établie (fig. 1 et 8). Au Nord du 13° parallèle S, le volcanisme se met en place le long de la limite orientale du batholithe côtier, et constitue une bande de 30 à 50 km de large, située à 250 km de la fosse océanique. Au Sud de ce parallèle il est par contre plus largement étalé, principalement sur le domaine de la Cordillère Occidentale et de l'Altiplano, où il constitue un vaste plateau large de 200 km, que surmontent les grands édifices volcaniques récents. Plus à l'Est, dans la Cordillère Orientale et le domaine subandin, le volume des épanchements se réduit énormément.

B. — L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE

1. — LA PÉRIODE DE SÉDIMENTATION, DU TRIAS AU SANTONIEN

Au Pérou, la transition du cycle hercynien au cycle andin se situe au cours du Trias inférieur et moyen. Après le retrait de la mer éopermienne, les mouvements tardihercyniens essentiellement

épirogéniques conditionnent, au cours du Permien supérieur et/ou du Trias inférieur et moyen, le dépôt des molasses rouges continentales et des volcanites Mitu. Cette activité tectonique enregistre une recrudescence marquée à la fin de cette période de dépôt et le Norien marin transgressif fossilise par endroits des failles qui affectent le Mitu. Le concept classique d'un cycle andin commençant au Trias supérieur semble donc entièrement valable.

En Bolivie, par contre, les dépôts triasiques et jurassiques sont presque totalement absents ou localisés hors de la chaîne hercynienne; les premiers sédiments andins transgressifs sur le substratum hercynien plissé appartiennent à la base du groupe Puca et sont en général attribués au Crétacé inférieur. Aussi est-il difficile de situer dans le temps le début du cycle andin. Cependant, dans la mesure où aucun argument ne s'y oppose, nous considérons ici, pour faciliter l'exposé, que le cycle andin en Bolivie commence également au Trias supérieur.

a. — *Le Trias et le Lias* (fig. 2)

Au *Trias supérieur*, deux transgressions provenant du Pacifique pénètrent en territoire peruano-bolivien.

La plus importante s'étend sur le Nord du Pérou : au niveau de 5° S, on a une aire de sédimentation unique avec une série carbonatée de près de 500 m d'épaisseur qui contient quelques intercalations cinéritiques; vers l'Ouest des termes volcaniques surtout andésitiques remplacent les carbonates et on peut compter plus de 1 000 m de tufs, brèches et coulées (A.G. Fischer, 1965; A. Cossio et H. Jaen, 1967).

Vers le Sud, cette aire unique se divise en deux bassins qui semblent séparés par une zone émergée; les séries volcano-sédimentaires se déposent dans le bassin occidental, situé à proximité de la côte actuelle; le bassin oriental, axé sur les Cordillères Centrale et Orientale, c'est-à-dire sur le futur « géanticlinal du Marañon », reçoit des séries carbonatées qui peuvent mesurer plus de 2 000 m et se termine en doigt de gant près d'Ayacucho.

Une transgression de moindre importance affecte le Sud péruvien : la série triasique y compte jusqu'à 1 000 m de grès et shales associés localement à des andésites (E. Bellido et C. Guevara, 1963; J. Wilson et W. Garcia, 1962) et montre des influences à la fois marines et continentales. Ces dernières prévalent franchement dans le bassin isolé du Sud bolivien, où seul l'horizon saumâtre Vitiacua témoigne d'une éphémère connection avec

la mer ouverte, qui s'effectue peut-être par le Sud du Pérou.

Un canevas paléogéographique fort semblable caractérise le *Lias* jusqu'au Toarcien compris, à cela près que le bassin du Sud bolivien cesse d'exister. Dans le NW du Pérou, l'activité volcanique se perpétue, mais la basicité des laves augmenterait (A.G. Fischer, 1956). Dans le Sud les volcanites sont prépondérantes et leur composition varie depuis celle d'un basalte à celle d'une dacite; des intercalations calcaires parfois récifales (Arequipa) permettent de dater cette série, dont la puissance atteint 3 500 m. Dans le bassin oriental du Nord et du Centre du Pérou, dont l'axe semble se déplacer légèrement vers l'Est, se dépose une séquence carbonatée dont l'épaisseur dépasse souvent 1 000 m; à sa base, des shales et calcaires bitumineux à ammonites de l'Hettangien et du Sinémurien sont un bon niveau repère. L'extrémité sud de ce bassin se situe vers Cuzco, où la série se charge d'évaporites puis disparaît.

b. — *Le Jurassique* (fig. 2)

Au *Dogger*, vraisemblablement dès l'Aalénien, s'amorce un net changement des conditions paléogéographiques. Le bassin subandin commence à s'individualiser : une série surtout gréseuse mais avec des passées de calcaires marins s'y accumule parfois sur plus de 1 000 m (= Sarayaquillo inférieur de E. Koch, 1962). Par le NW du Pérou ce bassin communique avec le Pacifique à travers une zone où le volcanisme triasico-liasique se perpétuerait (A.G. Fischer, 1956). De plus, un bras de mer NS traverse alors le Pérou central, faisant communiquer le bassin subandin et le bassin sud-péruvien : une séquence, gréseuse à la base, calcaire au sommet, s'y sédimente et son épaisseur souvent très réduite témoigne du caractère éphémère de cette communication. Dans le bassin sud-péruvien les dépôts sont surtout calcaires comme à Arequipa (fm. Socosani, 240 m); le volcanisme est encore présent à sa bordure occidentale, dans la zone côtière au niveau de Nazca où la formation Rio Grande montre jusqu'à 1 200 m d'agglomérats, tufs et coulées surtout basiques avec quelques intercalations terrigènes fossilifères (W. Rüegg, 1957).

À la fin du *Dogger* survient un événement difficile à cerner (= phase névadienne de W. Rüegg, 1957); il s'agit avant tout d'une épirogenèse avec émergence de tout le territoire péruvien, la Bolivie restant émergée comme auparavant. Cet événement se traduit par la lacune générale du Bathonien, et peut donner localement une faible discordance

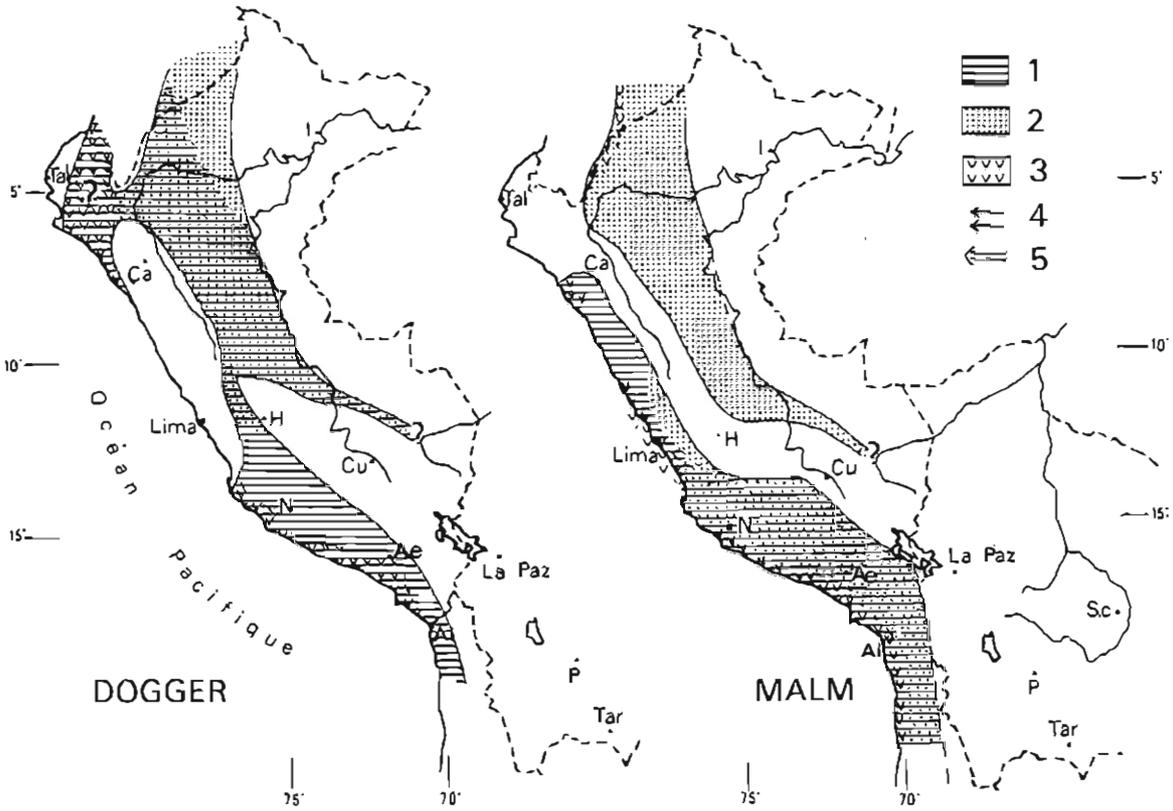
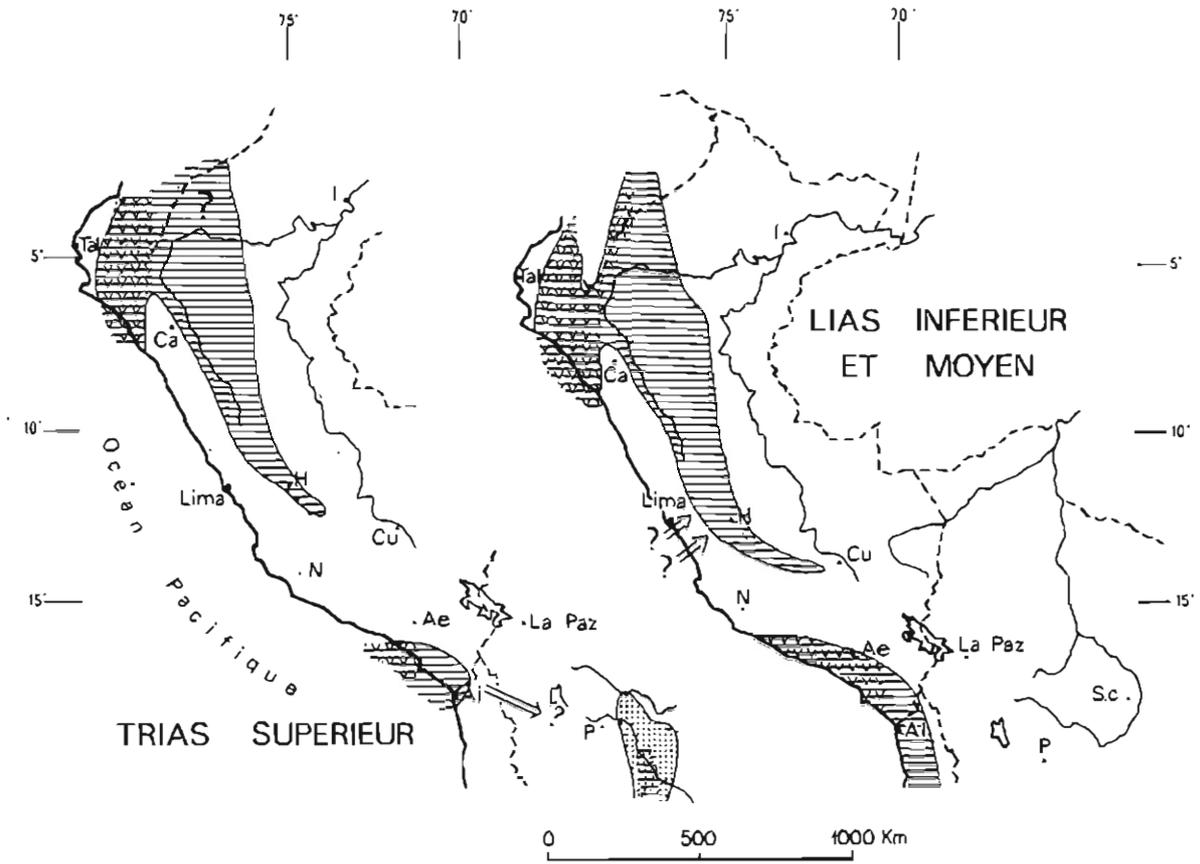


FIGURE 2

Cartes d'extension des faciès au Trias et au Jurassique.

(1) faciès marins, (2) faciès continentaux, (3) volcanisme synsédimentaire, (4) directions d'apports, (5) communications possibles entre bassins.

Les initiales portées sur les cartes désignent les localités suivantes : Ae : Arequipa; Ai : Arica; Ca : Cajamarca; Cu : Cuzco; H : Huancayo; I : Iquitos; N : Nazca; P : Potosí; Sc : Santa Cruz; Tal : Talará; Tar : Tarijá.

angulaire, mais l'existence d'un plissement de cet âge n'est pas prouvée.

La conséquence principale de cette phase de distension est la mise en place, au Malm, dans le Nord et le centre du Pérou, du dispositif paléogéographique classique défini par V. Benavides (1956) et J.J. Wilson (1963) : au SW subsiste l'arc volcanique occidental à partir duquel, en allant vers le NE, se succèdent : un bassin occidental en relation avec la mer ouverte, un géanticlinal émergé dit « du Marañon » et un bassin oriental subandin dont les communications avec le Pacifique sont aléatoires.

Au cours du Malm, le bassin occidental reçoit des séries détritiques : dans le Nord, ce sont des shales noirs à rares intercalations de grès fins et de calcaires, datés du Tithonique (fm. Chicama). Plus au Sud, la série est encore plus terrigène, en particulier à sa bordure NE du bassin : elle est bien représentée par le groupe Yura d'Arequipa, qui comporte 2 000 m de grès et shales avec quelques bancs calcaires vers le sommet, et se dépose entre le Callovien et le Crétacé inférieur (V. Benavides, 1962). Le volcanisme reste actif, en particulier sur la côte au niveau de Lima et au Sud de 17° S.

Le bassin oriental est entièrement isolé et reçoit des séries détritiques rouges de plus en plus grossières à mesure que l'on approche du géanticlinal, leur épaisseur dépasse fréquemment 2 000 m.

c. — Le Crétacé inférieur (fig. 3)

Après une régression à la limite Malm-Crétacé, la mer reconquiert, dès le Valanginien supérieur, les aires qu'elle occupait au Malm.

Au Crétacé inférieur, la sédimentation dans le bassin occidental est essentiellement gréseuse et pélitique; des lentilles de charbon parfois exploitables dénotent la proximité de zones émergées. Dans ces séries dont l'épaisseur atteint 2 000 m, on connaît aussi quelques intercalations calcaires² et des tufs et coulées particulièrement fréquents aux bordures SW et NE du bassin.

Dans le Sud du Pérou, les limites du bassin marin occidental sont plus proches de la côte actuelle et un bassin continental subsident se met en place sur l'Altiplano du Titicaca; plus au SE, un bassin similaire occupe vraisemblablement une

2. Ce sont les formations Pamplona (Valanginien supérieur — Hauterivien) et Atocongo (Barrémien — Albien inférieur) de la région de Lima et la formation Santa (Valanginien supérieur), présente dans la partie haute du versant pacifique des Andes depuis 7° 30' S jusqu'à 13° S.

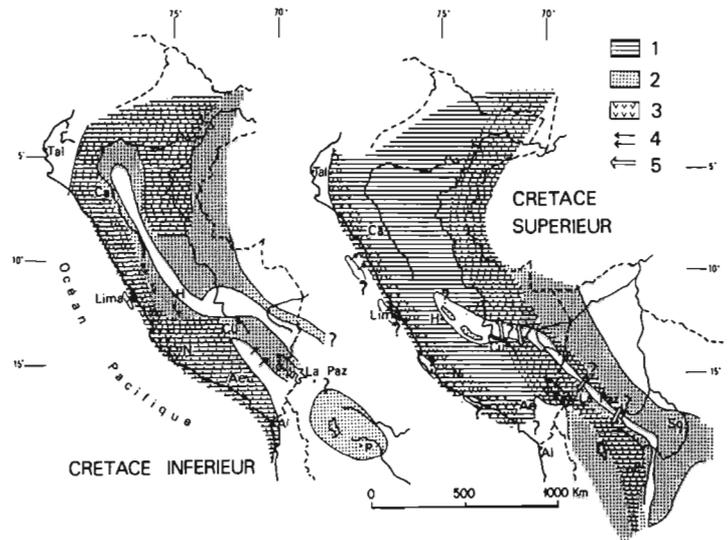


FIGURE 3
Cartes d'extension des faciès au Crétacé inférieur et au Crétacé supérieur.

(1) faciès marins, (2) faciès continentaux, (3) volcanisme synsédimentaire, (4) directions d'apports, (5) communications possibles entre bassins.

grande partie de l'Altiplano bolivien, car il semble logique d'attribuer à la partie supérieure de l'Eocrétacé les termes inférieurs du groupe Puca de Bolivie (fm. La Puerta et Tarapaya, cf. A. Russo et L.A. Rodrigo, 1965). Les séquences, gréseuses pour l'essentiel, mesurent habituellement 500 à 1 000 m.

Ces deux bassins continentaux aux limites imprécises sont séparés du Pacifique par une dorsale NW-SE située sur la Cordillère Occidentale; vers l'Est et le NE, une autre dorsale, axée sur la Cordillère Orientale, les sépare d'un bassin subandin étroit, vraisemblablement en continuité avec celui du Nord du Pérou et où le Crétacé inférieur est mal identifié (grès Beu et Eslabon, cf. J.J. Davila et V. Ponce de Leon, 1971).

d. — Le Crétacé supérieur (fig. 3)

Au Crétacé supérieur, une transgression vigoureuse envahit les secteurs où la sédimentation était continentale et submerge même la plupart des reliefs antérieurement émergés. Si on ne considère que les temps post-paléozoïques, c'est à cette époque que la mer entre le plus profondément en territoire péruvien et bolivien. La transgression néocrétacée commence dès l'Albien inférieur, elle est suivie d'une légère régression à l'Albien supérieur puis d'une transgression générale qui débute au Cénomaniens et atteint son apogée au Coniacien dans la plupart des secteurs.

Au Nord de 11° S, entre un élément côtier qui reste émergé et le Bouclier Brésilien, s'étend un vaste bassin dans lequel, d'Ouest en Est, on retrouve la succession de faciès volcaniques, carbonatés et détritiques déjà décrite à d'autres époques. Aux abords du géantoclinal du Marañon interviennent des modifications de détail : 1°) le géantoclinal, même immergé, joue un rôle de barrière à l'Albien moyen, si bien que le faciès bitumineux calcaréo-argileux de cet âge (fm. Pariatambo) est localisé uniquement sur son flanc SW ; 2°) à la fin de l'Albien, le géantoclinal émerge partiellement et son érosion se traduit par des dépôts gréseux locaux.

Entre 11° S et 13° S, un élément positif axé sur la Cordillère Orientale reste en grande partie émergé : entre 12 et 13° S, de petits bassins continentaux s'y creusent qui reçoivent des couches rouges. On observe à la bordure NE du bassin occidental des changements de faciès marqués qui annoncent l'approche de cette dorsale : ainsi les calcaires bitumineux de l'Albien moyen passent à des calcaires gréseux puis à des argiles gypsifères rouges. De même, le passage des sédiments marins du bassin occidental aux sédiments presque uniquement continentaux du bassin du Titicaca s'effectue par l'intermédiaire de puissantes séries évaporitiques à proximité de Cuzco. A l'Est, le bassin subandin reste individualisé et les influences continentales y sont de plus en plus nettes à mesure que l'on avance vers le SF.

Au Sud de 13° S, la sédimentation continentale prédomine toujours dans le bassin de l'Altiplano du Titicaca et celui de l'Altiplano bolivien, malgré une subsidence marquée. Deux transgressions éphémères y pénètrent cependant :

1°) celle du Cénomanién (calcaires Ayavacas du Pérou et Miraflores de Bolivie³) qui, entre Cuzco et le Titicaca, commencerait dès l'Albien,

2°) celle du Campano-Maestrichtien (fm. Vilquechico du Pérou et fm. El Molino de Bolivie), plus étendue puisqu'elle atteint le Nord de l'Argentine (fm. Yacoraite) mais qui donne tout au plus un milieu saumâtre ; la mince dorsale dessinée par J.J. Davila et V. Ponce de Leon (1971) entre les bassins de l'Altiplano et subandin a vraisemblablement laissé passer cette dernière transgression puisqu'on retrouve dans le subandin (fm. Flora) les mêmes poissons fossiles que dans les formations citées ci-dessus.

3. L. Branisa *et al.*, 1966, soulignent les différences dans la composition des faunes de ces niveaux, néanmoins il semble, dans l'état actuel des connaissances, que le golfe « Miraflores » ait difficilement pu se relier à la mer sinon par le Titicaca.

L'épaisseur des sédiments néocrétacés est très variable ; dans le bassin unique du Nord du Pérou, elle est de 3 000 m à l'Ouest et d'un millier de mètres à l'Est ; dans le bassin occidental, elle dépasse 2 500 m vers Lima mais n'atteint que 750 m à Arequipa ; dans les bassins de l'Altiplano, elle passe de 2 500 m au Nord du Titicaca à un millier de mètres vers Potosi ; enfin, dans le bassin oriental ou subandin, le Crétacé supérieur mesure 650 m vers 11° S et plus au Sud ne dépasse jamais 1 000 m.

e. — Conclusion sur la période de sédimentation

Deux facteurs structuraux essentiels conditionnent la sédimentation du Mésozoïque, jusqu'au Santonien inclus, au Pérou, en Bolivie et dans l'extrême Nord du Chili :

— le premier est la succession de zones géantoclinales étroites et de bassins allongés en gros parallèlement à la côte.

— le second est la présence d'un vaste bloc positif couvrant l'Altiplano et la Cordillère Orientale dans le Sud du Pérou et en Bolivie.

Le dispositif paléogéographique que présente au Trias et au Lias le Nord du Pérou a une valeur très générale et mérite d'être évoqué à nouveau ; il comprend, d'Est en Ouest, c'est-à-dire de l'intérieur vers l'extérieur de la future chaîne :

(1) une dorsale sialique vraisemblablement couverte par une très faible épaisseur d'eau⁴ ;

(2) un arc magmatique, où l'activité volcanique est prédominante, situé à la jonction de la dorsale (1) et du bassin (3) ;

(3) un bassin où la sédimentation possède des caractères typiquement eugéosynclinaux⁵ du côté interne, avec une nette prédominance des séquences volcaniques et volcanodétritiques, et des caractères myogéosynclinaux⁵, ou mieux miogéoclinaux, du côté externe, où les faciès carbonatés dominent.

C'est le schéma de base pour toute l'évolution paléogéographique mésozoïque : il se verra compliqué, selon les secteurs et les époques, par l'introduction de nouveaux éléments positifs longitudinaux, qui, soit seront immergés et joueront néanmoins un rôle de barrière, soit seront émergés, soumis à l'érosion et de ce fait seront des sources

4. En effet, on n'y connaît pas de couverture triasico-liasique, et on ne relève pas plus de roches terrigènes provenant de son érosion dans le bassin (3) situé plus à l'Est.

5. Dans le sens américain de ces termes, cf. par exemple M. Kay (1951).

d'apports terrigènes qui viendront troubler la sédimentation carbonatée dans le bassin maintenant segmenté en sillons plus ou moins larges et plus ou moins parallèles à la côte.

A l'échelle des plaques, les divers schémas paléogéographiques que nous venons de définir sont tout à fait compatibles avec les mouvements de plaques qui se produisent à la limite océan-continent dans un modèle de type pacifique caractérisé par une fosse et un plan de Benioff (cf. par exemple W.R. Dickinson, 1971). Notons qu'un élément permanent de ce dispositif, dans l'espace et dans le temps, est l'arc magmatique côtier; ceci suggère que durant tout le Mésozoïque la position de la fosse océanique est restée la même et que la zone de subduction a conservé la même géométrie.

2. — LA PÉRIODE OROGÉNIQUE, DU CRÉTACÉ TERMINAL A L'ACTUEL

a. — La phase de plissement fini-crétacée

La phase orogénique fini-crétacée, datée plus précisément du Campanien en quelques endroits (phase péruvienne de G. Steinmann, 1929) est surtout ressentie dans la zone côtière et la partie ouest du versant pacifique des Andes, mais également dans un massif isolé situé entre Huancayo et Cerro de Pasco. Cette phase donne des plis et quelques rares chevauchements; les plis, sans déversement net pour la plupart, ont une ampleur kilométrique à plurikilométrique, sont isopaques et ne montrent qu'exceptionnellement une schistosité axiale peu prononcée. Ces structures ont une direction NW-SE, c'est-à-dire « andine » *s.l.*, aussi ne peut-on les identifier que là où des formations du sommet du Crétacé ou de l'Éocène les recouvrent en discordance.

b. — Le Crétacé terminal et l'Éocène (fig. 4)

Le résultat le plus évident de la phase fini-crétacée est un changement complet du type de sédimentation : la mer regresse et des molasses rouges⁶ grésopélitiques et conglomératiques, d'âge

6. Dans la mesure où aucun argument chronologique valable ne s'y oppose, nous admettons que les phases fini-crétacée et fini-éocène sont synchrones dans tous les secteurs où elles se manifestent.

En conséquence nous attribuons un âge crétacé terminal et/ou éocène aux couches rouges Chota (V. Benavides, 1956) et Huaylas (A. Cossio, 1964) du Nord du Pérou, Huanca (W.F. Jenks, 1948) d'Arequipa et aux volcanites Toquepala de l'extrémité méridionale du Pérou, qui se

crétacé terminal et éocène, se déposent dans de vastes bassins continentaux. Cette fermeture des bassins est due à la surrection des zones plissées peu auparavant. Dans le Nord et le centre du Pérou, elles forment vers l'Ouest une barrière discontinue qui laisse pénétrer quelques lèches marines au Crétacé terminal (B. Mabire, 1961). Plus au Sud cette barrière devient continue, du moins après le Maestrichtien; on ne connaît aucune incursion marine ultérieure dans les Andes du Pérou et de Bolivie au Sud de 13° S.

Au Pérou, l'épaisseur des couches rouges du Crétacé terminal-Éocène dépasse 3 000 m dans les Andes et atteint cette même valeur dans la zone subandine.

Une activité volcanique réduite accompagne le dépôt de ces couches rouges, des coulées basiques s'y intercalent dans le centre du Pérou et il est vraisemblable que le complexe volcanique Toquepala du Sud du Pérou leur est contemporain. Par ailleurs les dépôts marins, pour la plupart d'âge éocène supérieur, que l'on rencontre sur la côte, contiennent des intercalations de tufs volcaniques.

c. — La phase de plissement fini-éocène (fig. 4)

Après le dépôt des couches rouges du Crétacé terminal-Éocène survient la phase de compression fini-éocène (phase incaïque de G. Steinmann, 1929). En Bolivie, cette phase se place entre l'Éocène supérieur et l'Oligocène inférieur, datés tous deux avec précision; vers le Titicaca, elle s'insère aussi entre l'Éocène⁷ et l'Oligocène; à Huancayo, enfin, elle plisse des couches rouges qui contiennent des charophytes dont certaines sont éocènes et d'autres peut-être même oligocènes.

Cette phase affecte la Cordillère Occidentale, les zones intermédiaires et la Cordillère Orientale, mais semble absente de la zone côtière où seule des discordances mineures s'observent au sein des séquences de l'Éocène supérieur-Oligocène-Miocène qui affleurent de place en place. Au Pérou, elle est sans conteste la phase de plissement la plus importante.

Elle est responsable des plis en chevron, de la schistosité et du léger métamorphisme de la partie NE de la Cordillère Occidentale, ainsi que des chevauchements qui la limitent vers l'Est.

L'essentiel de la tectonique des zones intermédiaires : plis, failles inverses ou mêmes petites nappes superficielles complexes comme vers le

sont toutes mises en place entre les phases fini-crétacée et fini-éocène.

7. Daté par charophytes : E. Audebaud, note en cours.

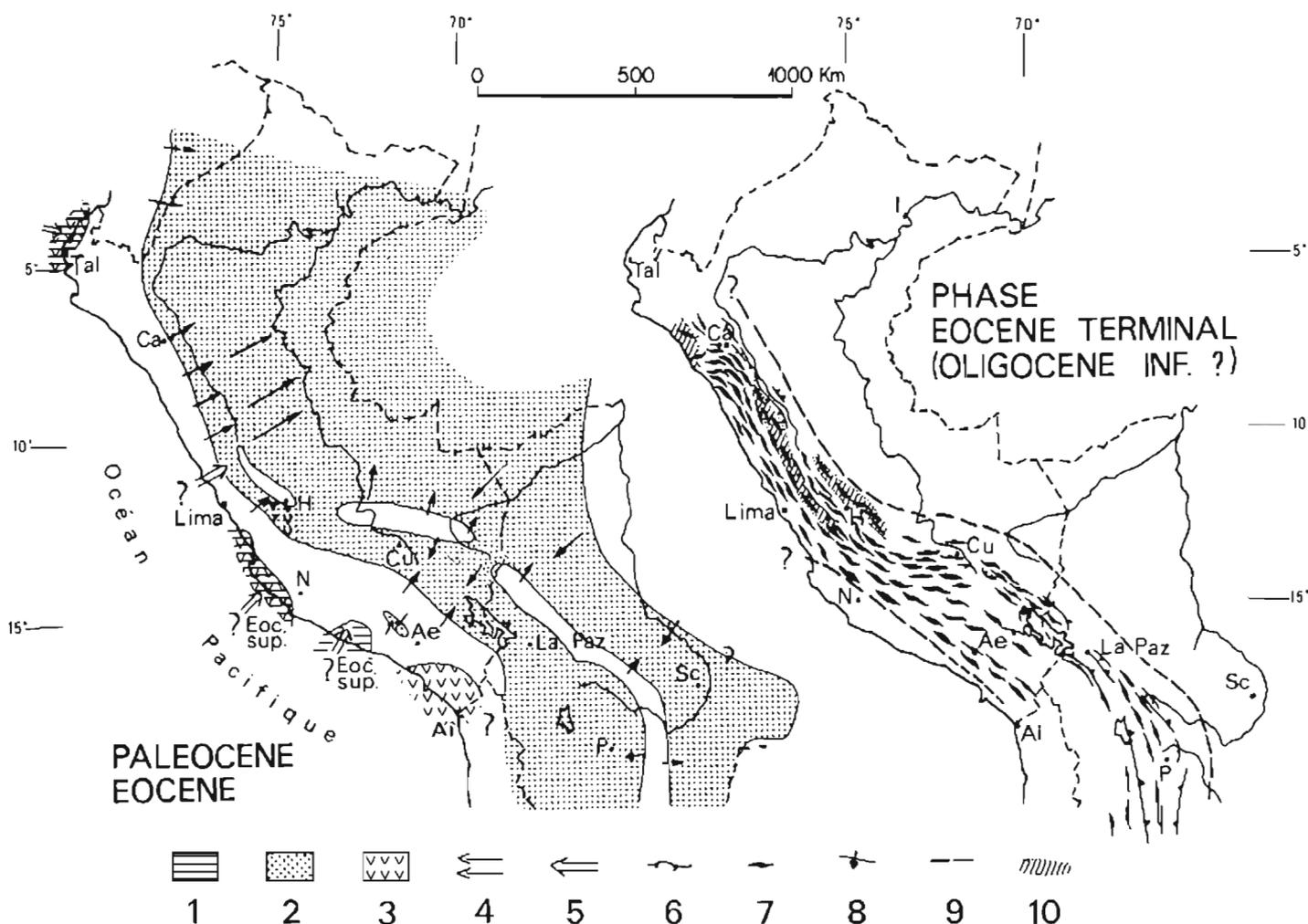


FIGURE 4

Extension des faciès du Paléocène-Eocène et structures de la phase fini-éocène (ou Oligocène inférieur).

- (1) faciès marins, (2) faciès continentaux, (3) volcanisme synsédimentaire, (4) directions d'apports, (5) communications possibles entre bassins, (6) failles inverses et structures chevauchantes : les dentelures indiquent le compartiment chevauchant, (7) axes de plis, (8) flexures : la flèche indique le sens de déversement, (9) limite des zones affectées par la phase considérée, (10) zones à schistosité.

N. B. — Parmi les structures attribuées à la phase fini-éocène sur cette carte, certaines, dans le Sud du Pérou en particulier, sont très vraisemblablement fini-crétacées.

Titicaca ou en bordure de la Cordillère Orientale, lui est également due.

Son rôle est plus difficile à préciser dans la Cordillère Orientale, où les sédiments cénozoïques sont rarement présents : on prouve cependant en Bolivie qu'une bonne partie des structures de la couverture post-hercynienne sont fini-éocènes ; il semble également que cette phase soit à l'origine de l'essentiel des reprises du matériel hercynien et précambrien.

d. — L'Oligocène⁸, le Miocène et le Pliocène (p.p.)

La mer continue à occuper une partie du littoral

8. Pour l'Oligocène, cf. fig. 5.

sud et nord du Pérou à l'Oligocène et au Miocène.

Les Andes par contre sont totalement et définitivement émergées. Le volcanisme y devient le phénomène prédominant dans la Cordillère Occidentale de la partie ouest de l'Altiplano (cf. p. 105-106) ; c'est alors que se mettent en place les formations Calipuy (Nord du Pérou), Sacsacero et de Castrovirreyna (Pérou central), Tacaza (Sud du Pérou) et leurs équivalents du Nord du Chili et de l'Ouest bolivien : les produits volcaniques originaux s'y intercalent de séries volcanosédimentaires déposées dans les bassins lacustres plus ou moins étendus où on trouve même des calcaires. Leur âge est très mal connu sauf dans le Sud du Pérou où leur base (groupe Puno) est datée de

l'Oligocène par des charophytes. Leur épaisseur dépasse fréquemment 2 000 m.

A l'Est de l'axe volcanique, dans le Sud du Pérou et en Bolivie, les bassins tertiaires très fortement subsidents qui sont la caractéristique principale de l'Altiplano s'installent à partir de l'Oligocène. Dans ces bassins se déposent des sédiments continentaux détritiques (grès, argiles et conglomérats) avec quelques intercalations de gypse. Leur épaisseur atteint fréquemment 4 000 m et dépasse 8 000 m au Sud de Corocoro (région de Chacarilla-Callapa). Dans l'Altiplano Bolivien, l'Oligocène n'est pas caractérisé paléontologiquement. On peut penser qu'il existe à la base de la puissante série détritique qui affleure à l'Ouest et au Sud de Corocoro et dont la partie supérieure vient d'être datée du Miocène supérieur et du Pliocène⁹ par des restes de mammifères. Ces résultats paléontologiques concordent avec les mesures d'âge radiométriques pratiquées sur des cinérites intercalées ou discordantes (J.F. Evernden *et al.*, 1966).

La *Cordillère Orientale* est une zone positive qui fournit du matériel détritique à la fois aux bassins de l'Altiplano et au bassin subandin. Quelques synclinaux tertiaires y sont conservés qui témoignent de la présence de petits bassins vraisemblablement isolés; leur remplissage détritique, conglomérats, grès et argiles de couleur rouge, a fourni en deux points, Salla-Luribay et Lacayani, des restes de mammifères d'âge oligocène inférieur (R. Hoffstetter, 1968; R. Hoffstetter *et al.*, 1971 a).

Dans un bassin subandin unique se déposent des couches rouges en continuité avec celles du Crétacé supérieur et de l'Eocène. Dans la partie nord-péruvienne du bassin, une transgression marine pénètre à l'Oligocène par un détroit situé vers 6° S (M.D. Williams, 1949) puis la mer se retire rapidement et la sédimentation rouge reprend et se poursuit vraisemblablement jusqu'au Pliocène (E. Koch, 1962). Dans l'ensemble la subsidence est forte : les dépôts oligo-miocènes atteignent 4 000 m dans le Nord du Pérou et 3 000 m dans la zone subandine de Bolivie.

e. — Les phases de plissement du Miocène et du Pliocène (fig. 5)

G. Steinmann (1929, p. 301) situait assez arbitrairement au début du Pliocène un plissement « quechua » dont seules quelques manifestations lui étaient connues.

9. R. Hoffstetter, Cl. Martinez et P. Tomasi, note en cours.

Depuis on a reconnu dans de nombreuses régions la discordance qui fait reposer des terrains volcaniques, volcano-sédimentaires ou lacustres très peu ou pas déformés sur les séries volcaniques et sédimentaires oligo-miocènes (et parfois p.p. pliocènes) modérément plissées et affectées par des failles inverses. Son âge par contre pose des problèmes : par exemple sur une transversale ouest-est au niveau d'Arica, cette discordance se situe : 1) dans le versant pacifique, entre les volcanites Tacaza oligocènes et miocènes (?) et des ignimbrites dont la base est datée isotopiquement du Miocène¹⁰ ce qui lui donnerait un âge miocène ; 2) Sur l'Altiplano bolivien, entre deux séries détritiques datées toutes deux du Pliocène¹¹. On serait en droit d'en déduire que l'on a deux phases différentes localisées, l'une sur le versant pacifique, l'autre sur l'Altiplano et ne se superposant, que l'on sache, dans aucun secteur. Devant ce résultat quelque peu embarrassant, nous préférons utiliser le vieux terme de « phase quechua » de Steinmann dans les secteurs où la discordance n'est pas datée.

Le plissement quechua n'est pas connu sur la côte; dans la Cordillère Occidentale, par contre, il est responsable des plis et des grandes failles inverses qui affectent les séries volcaniques et volcanosédimentaires (cf. p. 94). Dans la zone intercordillère et en particulier dans l'Altiplano cette phase donne des plis et le rejeu en faille inverse de nombreuses failles plus anciennes. Enfin elle détermine toute la tectonique de la zone subandine où elle est la seule phase de plissement. La phase « quechua » est donc la phase andine qui a la plus grande extension spatiale.

f. — L'évolution récente de la chaîne

Ce thème est développé plus amplement dans les articles de ce fascicule dédiés à la morphologie des Andes. Ici, nous n'en traiterons que quelques aspects chronologiques et structuraux en nous bornant à l'examen de certains cas concrets.

1. Les grandes surfaces d'érosion.

Comme O. Dollfus le souligne dans ce même fascicule, de « vastes surfaces planes ou légèrement ondulées », groupées sous le terme générique de « surface Puna », caractérisent les régions

10. Cf. R.H. Sillitoe *et al.* (1968) où on trouvera une bibliographie plus complète, C. Ruiz *et al.* (1965, p. 94-95), et J. Corvalan *et al.*, 1968.

11. Pour l'âge des sédiments situés sous la discordance voir *infra*, et pour ceux situés au-dessus de la discordance voir p. 88.

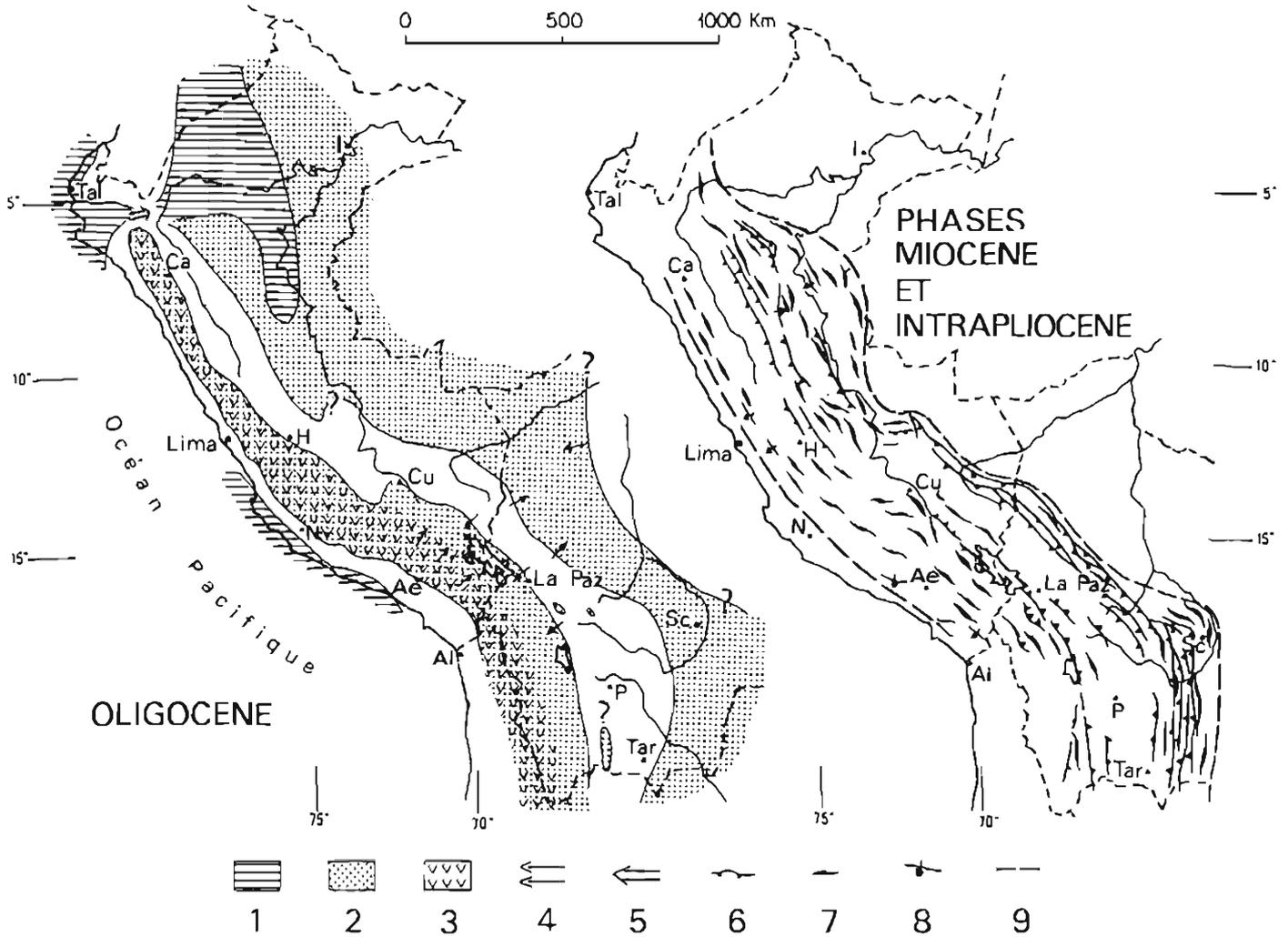


FIGURE 5

Extension des faciès de l'Oligocène et structures dues aux phases miocène et intrapliocène (phase quechua).

(1) faciès marins, (2) faciès continentaux, (3) volcanisme synsédimentaire, (4) directions d'apports, (5) communications possibles entre bassins, (6) failles inverses et structures chevauchantes : les dentelures indiquent le compartiment chevauchant, (7) axes de plis, (8) flexures : la flèche indique le sens de déversement, (9) limite des zones affectées par la phase considérée.

hautes des Andes Centrales, et en particulier la zone intercordillère. Dans le versant atlantique de la chaîne et dans la plus grande partie de son versant pacifique, cette surface est profondément disséquée mais elle détermine le profil régulier des interfluves et on en retrouve des témoins isolés sur quelques crêtes. Au Sud de 14° S, l'aspect du versant pacifique change : aussi bien dans le Sud du Pérou que dans le Nord du Chili une surface ou plus exactement un ensemble de surfaces est conservé : la plus remarquable est la surface miocène.

α) La surface miocène du Sud du Pérou et du Nord du Chili.

L'érosion récente a épargné des restes importants de cette surface sur une distance de près de 1 600 km entre 14° S et 26° S. A la frontière péruano-chilienne on la voit s'élever

régulièrement du niveau zéro, qui est le sien à proximité de la côte, à 4 400 m, altitude qu'elle atteint une soixantaine de kilomètres plus au NE. Cette surface, fossilisée par des ignimbrites d'épaisseur presque constante qui reproduisent son profil quelques centaines de mètres plus haut, détermine la régularité remarquable du versant, qui apparaît avec netteté aussi bien sur le terrain que sur les photographies prises par les satellites.

La base de ces volcanites, dites ignimbrites Oxaya à Arica, Huaylillas à Tacna et Moquegua, ou formation Llallahui à l'Est d'Arequipa, a été datée, comme nous l'avons vu page 86, du Miocène supérieur. La surface d'érosion sous-jacente est la surface de discordance « miocène » qui correspond dans cette région au plissement quechua.

β) La surface pliocène dans l'Altiplano bolivien.

Dans l'Altiplano bolivien, la surface d'érosion la plus étendue et qui joue le rôle morphologique majeur est la surface de discordance intrapliocène. Elle est imparfaitement aplanie et comporte des reliefs résiduels, qui dépassent

sent son niveau moyen de plus de 100 m et que l'on retrouve fossilisés par des épanchements ignimbritiques, et des cuvettes, comme celle de La Paz, à remblayage détritique avec de rares intercalations cinéritiques; ce remblayage est pliocène et pléistocène.

γ) *La « surface Puna » dans les autres régions.*

Ailleurs la « surface Puna » se traduit par des successions de crêtes moutonnées dont l'altitude varie entre 3 800 et 4 600 m et par des « Gipfflure » qui montent jusqu'à 4 800 m dans la Cordillère Orientale.

En fait on confond sous ce terme unique de « surface Puna » des aplanissements polygéniques d'âges différents qui se sont formés pour l'essentiel au cours du Tertiaire supérieur mais héritent sans doute localement de surfaces d'érosion plus anciennes. Certains témoins de ces aplanissements, conservés dans le versant pacifique des Andes à l'Est et au NE de Lima, pourraient correspondre à la surface miocène du Sud du Pérou; situés entre 3 000 et 4 000 m d'altitude, ils tranchent des volcanites plissées, équivalentes au « Tacaza » oligo-miocène, et les granitoïdes de la bordure est du batholite et sont recouverts en discordance par des tufs et des cendres volcaniques surtout acides, proches de l'horizontale.

De la même façon, des volcanites intermédiaires ou acides très peu déformées, souvent des ignimbrites tardives, fossilisent des surfaces d'érosion en divers secteurs de la Cordillère Occidentale et des Hauts Plateaux dans le Nord et le centre du Pérou. Il en est de même aux bordures occidentale et orientale des vastes épanchements volcaniques (groupes Barroso ou Sillapaca) du Sud péruvien. Dans tous ces secteurs, des études géochronologiques et une recherche systématique des flores et faunes fossiles des séries lacustres volcanosédimentaires sont susceptibles d'apporter les jalons qui font actuellement défaut pour l'étude et la comparaison des différentes surfaces d'érosion.

Les conditions sont différentes dans la Cordillère Orientale, où les dépôts corrélatifs ou postérieurs à la « surface Puna » sont très rares: son histoire récente restera difficile à déchiffrer.

2. Les dépôts du Pliocène et du Quaternaire.

α) Zone côtière.

Au cours du Pliocène, la mer se retire presque complètement de la zone côtière et seules quelques lèches marines atteignent encore certains secteurs des bassins pétroliers du NW du Pérou.

Au Quaternaire on connaît des surfaces d'abrasion marine garnies de dépôts de plage très riches en fossiles: les plus célèbres sont les quatre « tablazos » du NW du Pérou (cf. G. Steinmann, 1929, p. 249-257). Les deux plus anciens ont été soulevés et basculés si bien que l'altitude du plus vieux, celui de Máncora, varie entre 66 m et 350 m. Ces terrasses marines étagées ne sont conservées qu'en quelques points du littoral; les formations quaternaires les mieux représentées dans la zone côtière sont des nappes alluviales, étagées au long des vallées du versant pacifique et particulièrement bien développées vers leur embouchure, ainsi que des remblaiements détritiques désertiques (cf. O. Dollfus, 1965, p. 303-370).

β) Andes s.s.

Dans les Andes du Pérou, on ne connaît pas de terrains d'âge pliocène prouvé. Il est néanmoins vraisemblable qu'une partie des volcanites non plissées, de même que certaines formations volcanosédimentaires (fm. Ayacucho par 13° S et fm. Yungay au bord ouest de la Cordillère Blanche) sont en partie pliocènes.

En Bolivie, nous avons vu que des terrains pliocènes ont été identifiés sous la discordance « quechua ». Une partie des sables, limons et tufs volcaniques qui surmontent la surface de discordance ont été datés du Pliocène en plusieurs points de l'Altiplano nord-bolivien; la méthode K/Ar donne notamment un âge de 5,4 m.a. pour la « toba 76 » qui souvent recouvre directement cette surface (J.F. Evernden *et al.*, 1965), cet âge a été corroboré dernièrement par des restes de mammifères trouvés 60 km au SSE de La Paz (R. Hoffstetter *et al.*, 1971 b).

Les dépôts quaternaires sont plus abondants. Divers bassins lacustres importants ont occupé de vastes surfaces, en particulier dans le Sud du Pérou et la Bolivie; ce sont les lacs Ballivian et Minchin dont on retrouve les terrasses et les niveaux d'abrasion jusqu'à 100 m au-dessus du niveau actuel du lac Titicaca et 75 m au-dessus de celui des « salares » (N.D. Newell, 1949; F. Ahlfeld et L. Branisa, 1960).

Plus au Nord ces bassins sont plus restreints, comme ceux de Cuzco, Huancayo ou Junin; des restes de mammifères attestent parfois, comme à Ayusbamba à l'Ouest de Cuzco, leur âge quaternaire.

Les autres dépôts quaternaires sont pour l'essentiel des moraines, particulièrement abondantes au voisinage des massifs élevés, et des terrasses fluviatiles dont certaines sont actuellement perchées plusieurs centaines de mètres au-dessus des cours d'eau.

γ) Zone subandine.

Dans la zone subandine il semble que la partie inférieure du Pliocène soit plissée avec les formations plus anciennes. Les formations postérieures au plissement quechua affleurent sur de vastes surfaces mais leur épaisseur dépasse rarement 50 m.

Cependant, en bordure des Andes, on note des masses importantes de conglomérats mal consolidés qui construisent de vastes cônes emboîtés les uns dans les autres au débouché des grandes vallées.

3. La néotectonique.

α) Le soulèvement des Andes.

Le soulèvement des Andes est un phénomène relativement récent, dont témoigne l'encaissement prononcé des vallées tant sur le versant atlantique que sur le versant pacifique; il a toujours posé des problèmes délicats aux géologues et géomorphologues, comme le montre bien l'essai de synthèse réalisé par U. Petersen en 1958 (p. 97-122).

Son amplitude.

Le modelé actuel du relief est, pour une grande part, hérité de modelés plus anciens qui, sauf peut-être dans le secteur côtier, ne sauraient être antérieurs à l'intense plissement fini-éocène. Pour évaluer l'amplitude du soulèvement récent des Andes, on peut prendre comme surface de référence « la » surface Puna et, à partir de sa position actuelle, chercher à retrouver sa position initiale, ce qui ne va pas sans difficultés. La surface miocène du Sud du Pérou et du Nord du Chili passe, nous l'avons vu, de zéro à 4 400 m sur une soixantaine de kilomètres. Du côté péruvien le seul accident net qui l'affecte est une flexure de 800 m de rejet, le reste de la dénivellation s'expliquant par le pendage SW de la surface qui varie entre 0 et 10°, les pendages inférieurs à 5° étant les plus fréquents. Ces derniers sont proches des pentes connues sur des glaciers d'érosion actuels et on peut imaginer que certains des glaciers miocènes atteignaient vers l'Est dès l'époque de leur formation une altitude de plusieurs milliers de mètres: R.H. Sillitoe *et al.* (1968) admettent par exemple, dans le Nord du Chili entre 26° S et 29° S, que leur « surface intermédiaire » montait à 3 500 m dès la fin du Miocène.

Il n'en reste pas moins que, depuis le milieu du Miocène, les Andes sont montées de 2 000 à 4 000 m. L'amplitude de ce soulèvement n'est pas la même selon les secteurs considérés. Il semble en particulier qu'elle ait été plus grande dans la Cordillère Orientale. Ce fait, joint au comportement en bloc positif de la Cordillère Orientale au cours de l'évolution paléogéographique, expliquerait que la majeure partie des terrains à l'affleurement soit pré-mésozoïque; il est également intéressant de noter que le réajustement isostatique semble presque total sous la Cordillère Orientale (D.E. James, 1971 a).

Ses modalités.

Nous avons vu que dans le Sud du Pérou (Tacna) et dans la partie voisine du Chili (R. Salas *et al.*, 1966) des failles normales et des flexures à fort rejet affectent les surfaces anciennes. Par contre, dans la plupart des autres secteurs du versant pacifique, il est difficile de mettre en évidence des accidents de ce type et on a 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. O. Dollfus, 1965).

Dans le versant oriental des Andes, les « Gipfelflure » sont dénivellés 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 alignées 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.

β) La déformation dans les sédiments pliocènes et quaternaires.

Dans les dépôts postérieurs à la phase quechua, on relève des indices de compression et des indices de distension.

Sur la côte, en particulier au Sud de 13° S, les terrasses marines sont décalées par des failles normales dont certaines sont parallèles et d'autres perpendiculaires à la ligne de côte, leur rejet atteindrait plusieurs centaines de mètres. Souvent les abrupts qui bordent le Pacifique sont eux-mêmes des reliefs de failles.

Les bordures des bassins tertiaires parallèles à la côte (vallées longitudinales) qui s'intercalent entre le bourrelet côtier et le bord des Andes ont réjoué au Quaternaire: le bourrelet côtier est remonté, notamment au niveau de Tacna, et la flexure qui dans la même région affecte la surface miocène, a réjoué en déformant la terrasse la plus ancienne (observation J. Tricart). Toutes les cartes géologiques du Sud du Pérou, d'Arequipa à la frontière chilienne, signalent des failles perpendiculaires à la côte, qui font émerger des éperons rocheux de dessous leur couverture quaternaire.

Dans les Andes, les stratovolcans pliocènes et quaternaires sont vraisemblablement alignés sur des fractures qui n'ont jamais été localisées clairement, si ce n'est par l'alignement des centres d'émission. Néanmoins, ce volcanisme témoigne par lui-même d'importants mouvements de distension, intermittents depuis le Pliocène jusqu'à nos jours.

Les sédiments pliocènes et quaternaires des bassins du secteur intercordilleraire se sont surtout déformés doucement. En Bolivie, les couches Mauri 5 et 6, du Pliocène moyen, sont affectées par de vastes ondulations réglées et par des failles inverses puis recouvertes en discordance par les ignimbrites Perez datées à 2,5 m.a. (J.F. Everden *et al.*, 1965). Au SE de La Paz, le Plio-Pléistocène d'Ayo-Ayo (R. Hoffstetter *et al.*, 1971 b) est affecté par des failles normales antithétiques de quelques dizaines de mètres de rejet. Enfin, les photographies prises par satellites montrent de très grandes failles récentes qui affectent les moraines et les épandages fluvioglaciaires mais dont l'étude au sol n'a en général pas été faite.

Dans le centre du Pérou, la terrasse et les dépôts lacustres les plus anciens du bassin de Huancayo dessinent des anticlinaux séparés par de vastes synclinaux plats, des flexures (O. Dollfus et F. Mégard, 1968) et sont même localement chevauchés par le Trias à la bordure SW du bassin, toutes ces structures sont NW-SE; plus au SE, la bordure nord-orientale du bassin d'Ayacucho est une gigantesque flexure NW-SE que l'on peut suivre sur une cinquantaine de kilomètres et qui a réjoué au Pliocène et au Quaternaire.

Plus au Nord, la Cordillère Blanche est montée de plus

de 2 000 m depuis le Pliocène au long de la faille NNW qui la borde à l'Ouest. En effet dans la partie méridionale de sa bordure SW on trouve, sous les moraines les plus anciennes, des sédiments lacustres argileux sans intercalations clastiques grossières qui ne peuvent donc s'être déposées au pied d'un fort relief; ces sédiments sont postérieurs aux volcanites Calipuy oligo-miocènes (?), ne sont pas déformés souplement mais seulement faillés et sont donc vraisemblablement pliocènes ou même plus récents.

On sait peu de chose de la néotectonique dans la *Cordillère Orientale* et la *zone subandine*. A la bordure est de la Cordillère Orientale, dans la région de San Ramón (11° 10' S) le Quaternaire ancien semble plissé; les axes ne sont pas nets mais on observe des pendages supérieurs à 60°; on peut aussi prouver, par des arguments indirects, que des mouvements verticaux ont eu lieu postérieurement en bordure du massif granitique de San Ramón.

γ) *La tectonique actuelle.*

Les tremblements de terre fréquents qui affectent les territoires péruvien et, à un moindre degré, bolivien sont souvent accompagnés de déplacements observables au long de failles actives. On connaît ainsi nombre de *failles normales* avec des rejets de 1 m à 10 m qui ont joué au cours des époques historiques ou même des dernières décennies. Elles ont en général une direction parallèle aux Andes. Les plus connues sont la faille de Quiches, au NE de la Cordillère Blanche, qui pend à 50° SSW et où le bloc SW s'est abaissé de 3,5 m (A. Heim, 1949) et les failles actives de la bordure SW de la Cordillère Blanche qui tranchent les moraines et ont abaissé le bloc SW de quelques mètres à plus de 10 m.

D'autres failles normales actives ont été repérées par F. Mégard dans la partie NE de la feuille de Tarma (11° S, 75° 30' W) et par R. Marocco aux environs de Cuzco et d'Abancay.

Par contre les structures impliquant une compression sont plus rares. La faille NW-SE de Pariahuanca, à 20 km au NE de Huancayo, a enregistré en 1969 un déplacement latéral senestre de 0,7 m et un déplacement vertical inverse égal au maximum à 1,6 m, le bloc soulevé étant le bloc NE (E. Deza, 1971).

Dans les Andes Centrales, la tectonique est encore très active. Les efforts de distension prédominant sans conteste au cours de l'évolution plio-quaternaire de la chaîne, mais ils font place à certaines époques et au moins dans certains secteurs à des efforts de compression dont les effets ne sont pas négligeables. En fait, le nombre d'observations concernant le Néogène et le Quaternaire est encore trop réduit pour qu'on puisse se faire une idée générale de la chronologie des événements plioquaternaires et de leur extension.

On peut cependant signaler qu'une étude générale des mouvements actuels ou récents est désormais envisageable, en particulier parce qu'il existe une excellente couverture de photos aérien-

nes sur lesquelles les failles récentes apparaissent toujours nettement, et parce qu'un très grand nombre de failles récentes ont déjà été signalées quoique jamais examinées de façon globale. Une telle étude, complétée par l'examen des mécanismes au foyer des tremblements de terre, fournirait un bon modèle de chaîne en voie de soulèvement.

C. — LES CARACTERES TECTONIQUES

Depuis la déflexion de Huancabamba dans le Nord du Pérou, jusqu'à celle d'Arica — Santa Cruz, 2 000 km plus au Sud, les structures andines ont une direction NW à NNW prédominante; dans cet ensemble deux virgations, celle de Cajamarca entre 7° S et 8° S (les « Chimuandes » de G. Steinmann, 1929) et celle d'Abancay, entre 13° S et 14° S, font passer localement des directions NW à des directions E-W.

Au Chili et dans le Sud de la Bolivie, les structures andines deviennent subméridiennes.

Les directions « andines » sont communes à toutes les structures qui affectent les terrains méso-cénozoïques, qu'elles soient dues aux phases fini-crétacée, fini-éocène, intrapliocène ou même quaternaires. Aussi n'est-ce que dans les très rares secteurs où sont représentés des dépôts de tous âges que l'on peut attribuer telle ou telle structure à telle ou telle phase. Dans ce qui suit, nous parlerons souvent de structure sans en préciser la direction, ce qui sous-entend qu'elle est NW à NNW.

1. — LA ZONE CÔTIÈRE

Nous avons vu qu'elle comprend des massifs anciens qui bordent le Pacifique au Nord de 6° S et au Sud de 13° 30' S où on les désigne souvent du terme inadéquat de Cordillère de la Côte, et une série de bassins tertiaires situés en position plus externe.

Entre 6° S et 13° 30' S, ces éléments sont effondrés sous le Pacifique et la zone côtière est réduite à une frange très étroite.

Les déformations andines dans la Cordillère de la Côte et dans les bassins tertiaires plus externes se réduisent à de vastes plis isopaques et à des failles au niveau du socle qui ont été peu étudiées.

a. — *Les massifs anciens et leur couverture*

Dans le Sud du Pérou, la « Cordillère de la Côte » montre un substratum précambrien intensément tectonisé

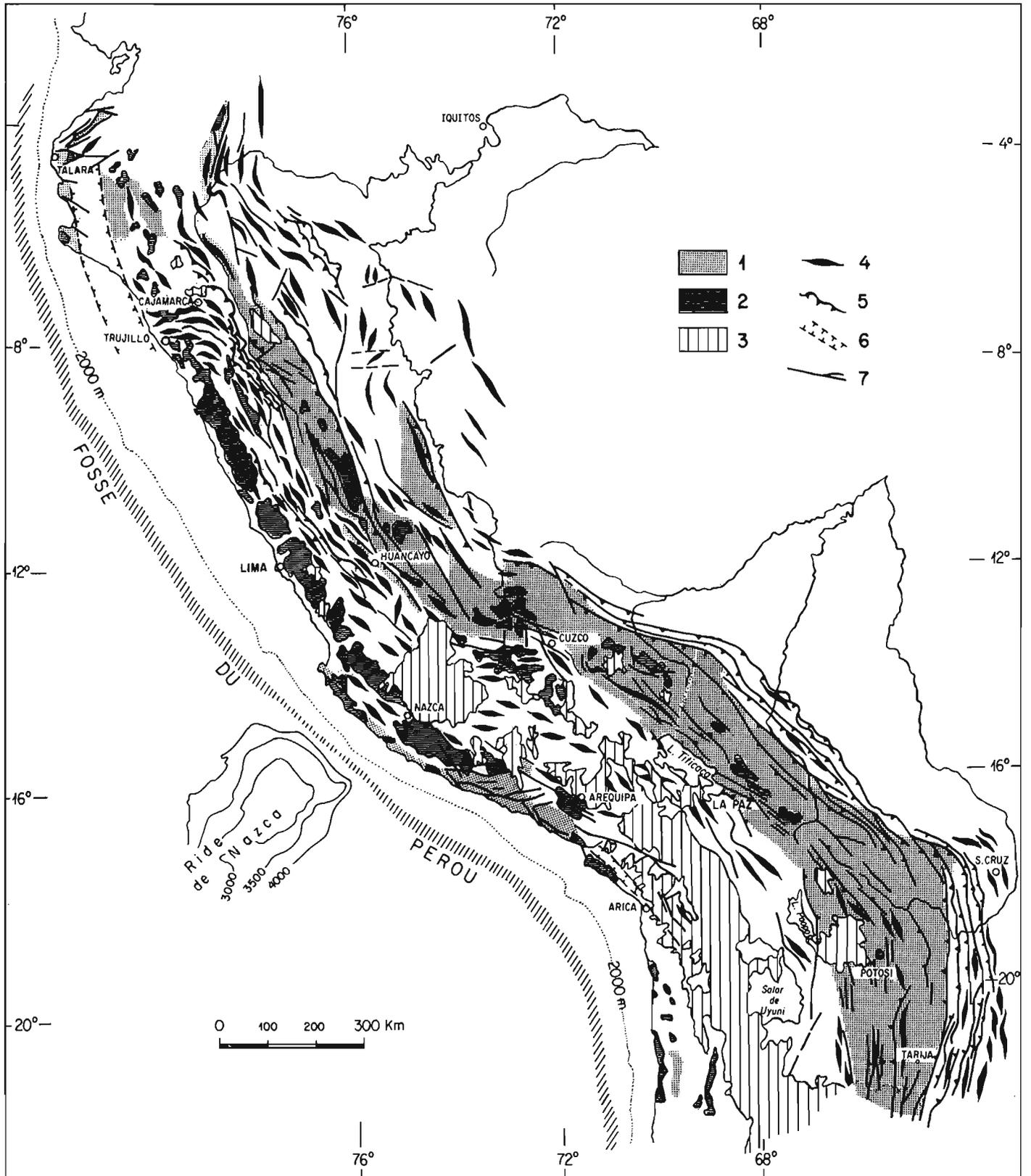


FIGURE 6

Les structures andines au Pérou et en Bolivie.

(1) substratum précambrien et paléozoïque, (2) massifs plutoniques andins, (3) couverture volcanique non plissée, (4) axes des plis andins, (5) failles inverses et chevauchements : les dentelures sont du côté du bloc chevauchant, (6) grabens, (7) failles normales.

et métamorphisé, sur lequel reposent en discordance des témoins isolés de sédiments de tous âges, du Dévonien au Crétacé, recouverts par des dépôts du Tertiaire supérieur et du Quaternaire.

Dans l'ensemble, ces sédiments sont peu déformés; la phase fini-crétacée est la phase principale: elle se traduit par des plis vastes et ouverts; les pendages dépassent rarement 45°. La phase fini-éocène n'a pas laissé de traces, mais des mouvements tardifs affectent l'Eocène, l'Oligocène et le Miocène qui dessinent de vastes cuvettes synclinales et des flexures ou sont même faillés; ces structures traduisent au niveau de la couverture le rejeu de failles du socle. Ces failles sont normales pour la plupart, mais des failles inverses ont aussi été signalées, notamment par J. Guizado (1968). La compression n'est donc pas absente de ces secteurs dans la tectonique récente, quoi qu'elle semble jouer un rôle subordonné.

La disposition des éléments structuraux est un peu différente au Nord de 6° S. Les massifs paléozoïques isolés des Illescas et de Paita sont des zones positives disposées en bordure du littoral comme la « Cordillère de la Côte » au Sud de 13° 30' S, mais leur homologue septentrional, les Monts Amotape, est situé en position plus externe et flanqué à l'Ouest d'un bassin crétacé et tertiaire bien connu du fait des gisements pétroliers des environs de Talara. Le socle est éohercynien; le Paléozoïque supérieur est affecté lui aussi par de vastes plis accompagnés localement de schistosité; il s'agit peut-être là d'une tectonique tardihercynienne. Toutes les structures postérieures semblent dues uniquement à des phénomènes de distension: dans le bassin pétrolier, une série de discordances angulaires liées à des mouvements de blocs sépare les différentes subdivisions du Crétacé réduit et du Tertiaire très épais; de vastes glissements sous-marins créent des répétitions de série et l'ensemble est recoupé par un quadrillage complexe de failles normales à rejeu récent.

b. — Les bassins cénozoïques

Situés entre les môles côtiers et la Cordillère Occidentale, ces bassins ont été fortement subsidents au Tertiaire et certains le sont encore, qui sont comparables aux vallées longitudinales du Nord chilien (p. ex. la Pampa de Tamarugal). Ces bassins sont souvent de véritables grabens. Nous pensons que le bassin miocène de Sechura (6° S) peut être considéré comme un graben. Selon des données récentes, il se poursuivrait sous le Pacifique au moins jusqu'à 8° S. C'est en fonction de cette donnée que nous avons dessiné la partie SW de la coupe A (fig. 7), avec un fossé rempli de Miocène très peu déformé reposant sur un substratum mésozoïque légèrement plissé vraisemblablement lors de la phase fini-crétacée.

Vers 14° S, la vallée longitudinale d'Ica peut aussi être considérée comme un graben récent.

Entre 16° S et la frontière chilienne, le Tertiaire essentiellement continental (fm. Sotillo et Moquegua) est conservé dans des bassins qui souvent sont des grabens, comme par exemple au niveau de Moquegua et Tacna, au Sud de 17° S. Là encore le substratum mésozoïque est affecté faiblement par la phase fini-crétacée; le Néogène montre lui aussi quelques rares plis N-S très ouverts, peut être liés à une phase miocène ou pliocène (quechua *s.l.*).

L'étroite frange côtière qui subsiste tant bien que mal entre 6° S et 13° 30' S peut être considérée comme la bordure NE de ces bassins tertiaires ici submergés. C'est encore une zone de faible déformation: la série tithonique et crétacée y dessine des plis larges parfois de plus de 10 km et les pendages sont très faibles. On note cependant quelques exceptions:

- au niveau de Casma (coupe A, fig. 7) des anticlinaux étroits et raides, isoclinaux et légèrement déversés vers le SW, séparent les uns des autres de vastes synclinaux plats;
- une centaine de kilomètres au SE de Lima H. Salazar

(com. orale) a observé de la schistosité et des ammonites déformées au cœur d'un anticlinal pourtant assez ouvert.

Au Sud de Lima, ces structures sont recouvertes en discordance par l'Eocène marin daté et sont donc dues vraisemblablement à la phase fini-crétacée.

2. — LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE

La Cordillère Occidentale est une unité structurale bien définie, où le plissement dans la séquence mésozoïque et éocène est de plus en plus intense du SW vers le NE, et dont la bordure NE chevauche la Cordillère Orientale au Nord et les Hauts Plateaux plus au Sud. Au niveau de la virgation de Cajamarca (7° 30' S — 8° S) ces chevauchements et les plis qui les accompagnent deviennent E-W et sont recoupés par la ligne du rivage; à cette latitude, il n'y a plus de zone côtière.

Au Sud de 12° 30' S, l'épaisse couverture volcanique rend difficile l'observation des structures dans les terrains mésozoïques et ce n'est que vers 16° S que les jalons sont à nouveau suffisants pour que l'aspect des structures du substratum anté-volcanique puisse être dessiné sur une transversale du Pacifique à l'Altiplano. On y retrouve l'unité structurale de la Cordillère Occidentale, mais sa limite NE n'est plus aussi nette que dans le centre.

Dans l'extrême Sud péruvien et au Chili septentrional, la couverture volcanique redevient prépondérante; cependant les coupes de A. Thomas (1720) par 20° S et 23° 30' S, montrent encore dans le Mésozoïque des plis droits kilométriques à flancs redressés et des écailles de socle qui, dans l'ensemble, chevauchent vers l'Ouest; la Cordillère Occidentale resterait donc encore à cette latitude une zone plus déformée que le bourrelet côtier, les vallées longitudinales ou l'Altiplano bolivien.

Nous étudierons successivement les structures dans le Mésozoïque et l'Eocène puis celles de leur couverture volcanique.

a. — Les structures dans le Mésozoïque et l'Eocène

1. La bordure SW de la Cordillère Occidentale.

C'est une zone de transition qui vers l'Ouest passe progressivement à la zone côtière et vers l'Est à la zone axiale de la Cordillère Occidentale. Elle est presque entièrement occupée par le batholite andin et des filons grenus et microgrenus très nombreux recourent les sédiments.

Cette bande modérément déformée présente des plis isopaques plurikilométriques à kilométriques. Il arrive que localement le plissement soit plus intense: c'est le cas au

NW d'Arequipa, à la bordure nord-orientale du massif de La Caldera, où du Précambrien chevaucherait même le Mésozoïque selon L. Vargas; mais ces plis serrés s'ouvrent rapidement plus au NW et au SE et nous les lions, sur la coupe B (fig. 7), à un écaillage local au niveau du socle.

L'âge des structures est mal connu; vers Arequipa, les plis qui affectent le matériel mésozoïque sont recouverts en discordance par les couches rouges « Huanca », auxquelles on attribue couramment un âge éocène; ces plis seraient donc fini-crétacés. Leur âge serait le même au niveau du Pérou central, car le matériel clastique des couches rouges du Crétacé terminal-Eocène des Hauts Plateaux provient de reliefs fini-crétacés qui se situaient très vraisemblablement dans cette zone bordière.

Dans les quelques secteurs où une couverture tertiaire est présente on voit que les phases plus récentes ont eu une faible importance. A Arequipa le « Huanca » montre seulement des plis ouverts plurikilométriques et les pendages atteignent rarement 40°. Quant aux volcanites (cf. p. 94) elles sont peu déformées dans ces secteurs.

2. La zone axiale de la Cordillère Occidentale.

L'intensité de la déformation augmente du SW vers le NE dans la série mésozoïque de la Cordillère Occidentale: les plis concentriques se ferment de plus en plus puis passent à des *plis aigus en chevron*, encore kilométriques mais compliqués par de nombreux plis mineurs de même style particulièrement bien développés dans les niveaux où alternent des strates compétentes et incompétentes; enfin, une schistosité de fracture apparaît. Les plis n'ont pas de sens de déversement privilégié et sont parfois groupés en éventail comme entre les Cordillères Noire et Blanche (coupe A, fig. 7). Des failles inverses leur sont associées, ainsi que quelques chevauchements qui souvent suivent des niveaux lubrifiants comme les couches de charbon dans le sommet du Tithonique et le Néocomien; ils sont déversés aussi bien vers l'Est que vers l'Ouest.

La lithologie influe très nettement sur le style du plissement dans la zone axiale: ainsi les plis isopaques et kilométriques que l'on observe dans les quartzites massifs du Néocomien inférieur passent à des chevrons plurihéctométriques ou hectométriques accompagnés de schistosité dans les séries schisto-gréseuses du Tithonique ou du Néocomien supérieur (cf. C.G. Egeler et T. de Booy, 1956, fig. 3; J.J. Wilson *et al.*, 1967, carte et coupes).

Les terrains les plus déformés de la zone axiale forment une « *ceinture schisteuse* » large parfois de 50 km plus ou moins continue entre 7° S et 12° 30' S. Vers 7° S, elle semble épouser la virgation de Cajamarca car on retrouve la schistosité et les chevrons sur la côte entre 7° et 8° S (Pacasmayo et Cerro Malabrigo par 7° 45' S). Au Sud de 12° 30' S, la ceinture schisteuse est interrompue par la couverture volcanique oligocène et néogène jusqu'à la zone de Lagunillas entre Arequipa et le lac Titicaca.

La détermination de l'âge du plissement repose sur la datation de diverses formations continentales et volcaniques du Crétacé terminal et du Tertiaire. Ainsi par 12° S, le plissement principal est fini-éocène: la schistosité de la zone axiale affecte en effet des couches rouges d'âge crétacé terminal-éocène plissées en chevron et concordantes avec le Crétacé marin sous-jacent, qui sont à leur tour recouvertes en discordance par des volcanites très peu

plissées dont l'âge serait oligo-miocène. Dans le Nord du Pérou le problème est plus complexe car ni les formations rouges post-santonniennes, ni les volcanites sus-jacentes n'ont été datées avec précision.

3. Le front NE de la Cordillère Occidentale.

La bordure NE de la Cordillère Occidentale est très bien définie de 7° S à 12° 30' S: c'est une série de chevauchements d'ampleur variable qui font se superposer les séries du bassin occidental, tithoniques et crétacées, aux séries du bord SW du géanticlinal du Marañon à Trias, Lias, parfois Dogger, et Crétacé.

C'est sans contredit la zone la plus complexe de la chaîne andine au Pérou, mais son étude est maintenant suffisamment avancée pour qu'on puisse tenter de l'interpréter.

Nous la décrivons par le biais d'un exemple, maintenant bien connu grâce aux travaux de J.J. Wilson et L. Reyes (1964) et de J.J. Wilson, L. Reyes et L. Garayar (1967), celui de la zone des écailles (zona imbricada) du Marañon entre 7° 30' S et 9° 30' S.

L'exemple des écailles du Marañon (fig. 7, coupe A)

Elle présente sur une largeur de 4 à 20 km une succession d'écailles par l'intermédiaire desquelles on passe, du SW vers le NE, des séries épaisses du Tithonique et du Crétacé du bassin occidental péruvien à la couverture triasico-liasique et crétacée très mince du géanticlinal du Marañon (cf. p. 80); d'une écaille à une autre, on observe fréquemment des variations d'épaisseur et de faciès brutales, dont J.J. Wilson *et al.* (1967) déduisent un raccourcissement de l'ordre de 30 km.

Du point de vue géométrique, on remarque que:

— les contacts anormaux les plus au SW sont les plus redressés, en surface du moins; ils recoupent les plis isopaques de la série crétacée et les plis en chevron, à schistosité axiale, du Tithonique;

— dans les écailles intermédiaires, les chevauchements sont plus plats et tranchent également les plis mais s'amortissent souvent dans la couverture crétacée; les plis antérieurs au chevauchement, mais plus mous qu'au SW, affectent également les couches rouges du Crétacé terminal-Eocène qui reposent sur le Santonien;

— à l'avant, les derniers chevauchements suivent des niveaux de décollement rigoureusement parallèles aux strates qui ne montrent pratiquement aucun pli.

A partir de ces données, nous avons élaboré une interprétation qui fait intervenir deux étapes de déformation successives et un raccourcissement au niveau du socle correspondant à celui que l'on observe au niveau de la couverture. Au cours de la *première étape de déformation*, des plis droits NW-SE accompagnés de schistosité se forment dans les sédiments du bassin occidental et en particulier dans le Tithonique; ces plis s'amortissent vers l'Est à l'approche du géanticlinal du Marañon en direction duquel ils sont faiblement déversés; enfin la couverture du géanticlinal n'est que très peu ou pas déformée. Au cours de la *seconde étape*, les failles de subsidence de la bordure SW du géanticlinal jouent en failles inverses à déversement NE; les failles se couchent en arrivant dans la couverture, s'y ramifient et donnent naissance à la zone des écailles du Marañon; à l'avant, elles suivent des niveaux de décollement dans la couverture non déformée.

Du point de vue de la chronologie, ces deux étapes de déformation seraient toutes deux fini-éocènes (incaïques). Nous savons que toutes deux sont postérieures aux molasses rouges du Crétacé terminal-Eocène (?). Nous savons également que les plis sont antérieurs aux volcanites Calipuy que nous considérons oligo-miocènes et on peut voir un peu plus au Nord, au niveau de Cajamarca, que les écaillages sont aussi antérieurs au Calipuy.

Les autres secteurs.

Les chevauchements importants que nous venons de décrire caractérisent la bordure orientale de la Cordillère Occidentale du Nord de 10° S. Plus au Sud, les contacts anormaux sont moins nombreux et plus redressés. Entre 12° et 12° 30' S, des chevauchements de plusieurs kilomètres réapparaissent, mais ils sont antérieurs au plissement, qui est lui-même suivi de failles inverses raides.

Au niveau d'Arequipa, on connaît quelques chevauchements d'âge fini-miocène dans la zone de Lagunillas (fig. 7, coupe B) mais la limite orientale de la Cordillère Occidentale est située à l'Est de ces accidents. Elle n'est pas brutale et on a plutôt un passage continu aux structures de l'Altiplano.

b. — *Les structures dans la couverture volcanique*

Les volcanites oligocènes et néogènes sont déformées plus ou moins intensément selon les régions et selon leur lithologie. Elles sont souvent disposées en vastes panneaux ondulés, qui se raccordent par des bandes étroites flexurées ou franchement plissées : ce style de déformation caractérise notamment la partie inférieure du versant pacifique. Dans la partie supérieure de ce versant, elles sont plissées régulièrement en vastes anticlinaux et synclinaux dans les flancs desquels les pendages atteignent la verticale et peuvent même s'inverser (haute vallée du rio Rimac, au NE de Lima) ; les unités volcano-sédimentaires les mieux litées dessinent des plis mineurs disharmoniques à l'intérieur de ces grands plis.

Des failles inverses, encore NW-SE, à pendage SW avec plus de 60°, affectent ces volcanites à proximité de la bordure NE de la Cordillère Occidentale ; elles font parfois chevaucher des paquets mésozoïques sur les volcanites, comme par exemple dans le site classique de San Mateo, 90 km à l'ENE de Lima (cf. J.V. Harrison, 1960).

On vient de découvrir de nombreux miroirs de failles à stries horizontales dans les volcanites Calipuy, mais l'étude systématique de ces décrochements reste à faire.

3. — LA ZONE INTERCORDILLERAINE

Cette zone se définit plus par sa position entre les Cordillères Occidentale et Orientale et par sa

morphologie de hauts plateaux plus ou moins disséqués par l'érosion que par des caractéristiques structurales et paléogéographiques homogènes. Celles-ci, en effet, varient nettement de part et d'autre de la zone charnière d'Abancay qui sépare les Hauts Plateaux du centre du Pérou de l'Altiplano sud-péruvien et bolivien.

a. — *Les Hauts Plateaux du centre du Pérou*

Ils sont larges d'une cinquantaine de kilomètres entre 10° 30' S (Cerro de Pasco) et 13° S (Huancavelica-Ayacucho) et limités à l'Ouest par les chevauchements du front NE de la Cordillère Occidentale et à l'Est par la retombée SW de l'anticlinorium de la Cordillère Orientale. Au Sud de 13° S, ils passent en tunnel sous les volcanites cénozoïques puis réapparaissent dans la région d'Abancay avec une largeur de près de 100 km.

La séquence sédimentaire est marine pour l'essentiel et couronnée par les molasses continentales rouges du Crétacé terminal-Eocène ; elle peut atteindre 5 000 m. Les puissantes accumulations terrigènes et volcaniques oligocènes et néogènes typiques de l'Altiplano n'apparaissent qu'au Sud de 13° S.

Entre Cerro de Pasco et 13° S, la série mésozoïque et éocène montre des plis isopaques très réguliers en général NW-SE mais aussi localement E-W ou N-S, espacés de quelques kilomètres ; on peut les suivre sur plusieurs dizaines de kilomètres et on peut voir qu'ils sont successivement droits, puis déversés indifféremment vers le SW ou le NE ; ils passent localement à des dômes et cuvettes elliptiques. Le substratum hercynien affleure dans le dôme de Yauli et au cœur de quelques anticlinaux. Dans la moitié nord-orientale des Hauts Plateaux, au NE d'un vieil accident NW-SE qui suit en gros la vallée du rio Mantaro entre 10° 30' S et 12° 20' S, ces plis fini-éocènes se superposent à des plis fini-crétacés de même direction et même style mais plus serrés. Signalons enfin la présence d'un dôme de sel, celui de San Blas, qui est le seul des Andes péruviennes si l'on exclut la zone subandine (J.V. Harrison, 1956).

Quelques grands accidents longitudinaux raides suivent la direction des plis ou la recourent légèrement. Ils sont chevauchants soit vers le NE, soit vers le SW et leur sens de déversement varie parfois d'un point à un autre ; ce sont en général des accidents anciens qui ont eu plusieurs rejeux successifs.

Dans la région d'Abancay, les structures dans le Mésozoïque et l'Eocène sont pour la plupart fini-éocènes ; la phase fini-crétacée ne s'est pas manifestée ici.

Les plis sont du même type que plus au Nord, mais leur direction principale est EW et leur extension latérale est moins grande. Dans le cœur

des anticlinaux, les shales noirs du Malm montrent parfois une schistosité de fracture fruste qui ne passe pas dans les quartzites néocomiens; ces derniers sont surmontés par des marnes et des calcaires du Crétacé supérieur décollés et plissés disharmoniquement.

La phase quechua fini-miocène ou intrapliocène (?) ne donne que des plis EW à très grand rayon de courbure dans les molasses oligocènes Puno et les volcanites Tacaza sus-jacentes.

La zone faillée EW d'Abancay, qui sépare la Cordillère Orientale des Hauts Plateaux, a joué un rôle complexe. Ces failles, qui existaient lors de la sédimentation du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque et jouaient alors en failles normales, se sont comportées en failles inverses au cours de la tectonique andine, puis en décrochements, dans l'ensemble senestres, auxquels semblent liés des plis NS replissant les plis EW. Elles ont eu enfin un rejeu normal au cours du soulèvement des Andes et sont encore actives actuellement.

b. — L'Altiplano

L'Altiplano péruano-bolivien est caractérisé essentiellement par l'épaisse couverture détritique qui s'y est accumulée à l'Oligocène et au Néogène dans des bassins longitudinaux souvent bordés de zones faillées, et par de vastes aplanissements qui, en Bolivie, sont pour l'essentiel d'âge pliocène. La série mésozoïque et éocène de l'Altiplano est également originale par l'absence le plus souvent totale de Trias et de Jurassique et par un Crétacé et un Eocène essentiellement continentaux.

Avec l'Altiplano, nous décrivons le synclinorium de Putina (N.D. Newell, 1949) unité structurale NW-SE d'une largeur de 50 km qui s'étend de la latitude de Cuzco à l'extrémité SE du Titicaca. Situé au NE de l'Altiplano s.s., il en est séparé par une étroite dorsale de terrains paléozoïques de direction NW-SE axée sur le lac Titicaca; son Crétacé et son Eocène sont identiques à ceux de l'Altiplano, mais le reste du Tertiaire est réduit à de rares témoins.

Dans l'ensemble, le bord est de l'Altiplano est bien défini, mais par contre le passage à la Cordillère Occidentale n'est pas tranché et, de plus, souvent recouvert par des volcanites récentes.

1. L'Altiplano s.s.

Dans l'Altiplano, le synclinorium de Putina et le secteur du lac Titicaca étant exclus, le plissement est modéré, et la tectonique n'est vigoureuse qu'en bordure de quelques grandes failles longitudinales qui font souvent remonter le socle hercynien en surface.

Les structures fini-éocènes affleurent rarement : ce sont des failles inverses fréquemment déversées vers l'Ouest et des plis concentriques parfois compliqués, comme au SE du Titicaca, par des disharmonies et d'importants glissements bancs sur bancs.

Les structures intrapliocènes sont mieux exposées et reprennent les structures précédentes en

accentuant les déversements vers l'Ouest. De vastes synclinaux très ouverts alternent avec des anticlinaux aigus et faillés où la présence de gypse entraîne l'apparition de phénomènes diapiriques.

On note enfin des ondulations synclinales et anticlinales récentes, qui affectent le Pliocène et peut-être le Pléistocène, et une reprise de la compression en bordure des grandes failles inverses (Corocoro) avec intervention de phénomènes morphotectoniques.

2. La zone du lac Titicaca et le synclinorium de Putina.

Dans ces régions interviennent deux niveaux de décollement situés, l'un à la base de la série crétacée, l'autre au niveau des calcaires cénomaniens. Il en résulte des structures plus ou moins compliquées selon le secteur considéré.

Au NE du lac Titicaca, les parties centrale et SE du synclinorium de Putina montrent un ensemble de plis isopaques espacés de plusieurs kilomètres; lorsqu'on va du NE vers le SW, on voit ces plis, d'abord droits, passer progressivement à des plis couchés et à des écaillés déversés vers le SW à l'approche du lac.

Au Pérou, ces plis semblent intégralement décollés de leur substratum paléozoïque (coupe B, fig. 7). En Bolivie, par contre, dans la fermeture SE du synclinorium, le Paléozoïque participe à la tectonique tertiaire souple et affleure au cœur des anticlinaux; les plis sont accompagnés de failles chevauchantes vers le SW qui ont souvent plusieurs dizaines de kilomètres de longueur. L'ensemble de ces structures résulte de la superposition des deux phases fini-éocène et intrapliocène qui sont homoaxiales.

L'extrémité NW du synclinorium de Putina montre des structures polyphasées plus complexes étudiées par E. Audebaud (1970, 1971).

— peu après leur dépôt, les calcaires cénomaniens Ayavacas émergent, sont dissociés par karstification puis affectés par des glissements;

— au cours de la phase fini-éocène se forment des anticlinaux et synclinaux isopaques NW-SE, couchés et souvent écaillés vers le SW, dont les flancs normaux ou inverses donnent des recouvrements anormaux de 5 à 10 km; les zones de racines sont constituées par des empilements d'écaillés très redressés; une schistosité de fracture accompagne parfois les plis;

— les mouvements « quechua », biphasés dans ce secteur, se superposent à ces structures déjà complexes. Dans un premier temps, une compression NE-SW exagérée ou replisse les structures fini-éocènes et se traduit par des klippes replissées ou des synclinaux « en poche ». Dans un second temps, interviennent des plis d'axes NE-SW subhorizontaux à subverticaux interférant de façon complexe avec les structures et associés à des coulissages le long de failles surtout NW-SE mais aussi NE-SW (linéament de Marcapata).

Le comportement disharmonique des calcaires cénomaniens déjà glissés et l'intervention de phénomènes morphotectoniques (E. Audebaud et J. Debelmas, 1971 b) ajoutent des complications supplémentaires à cette tectonique déjà chaotique.

On retrouve des structures fini-éocènes fortement chevauchantes dans la zone pétrolière de Pirin sur la rive NW du Titicaca; elles furent l'objet d'un débat animé entre N.D. Newell, partisan d'une tectonique de nappes, et Arnold Heim qui ne voyait que des discordances et des

failles inverses très redressées (cf. N.D. Newell, 1949, p. 6-9). En fait, des plis couchés vers le NW et passant à de petites nappes affectent la série crétacée et même son substratum dévonien. L'épaisse série conglomératique et gréseuse Puno, datée de l'Oligocène à sa base, les recouvre. Elle est plissée postérieurement en vastes synclinaux dont les bords se redressent ou s'inversent au long de failles inverses NW-SE très raides (cf. N.D. Newell, *op. cit.*, et G. Chanove *et al.*, 1969).

On retrouve des structures fini-éocènes décollées et même couchées en divers points de la rive SW du lac Titicaca.

Le caractère spectaculaire de toute cette tectonique ne doit pas nous faire oublier qu'elle est limitée à des secteurs restreints et que *l'Altiplano est dans son ensemble une zone à déformation simple et peu intense* sauf au voisinage des quelques grandes failles longitudinales à rejeux multiples.

4. — LA CORDILLÈRE ORIENTALE

C'est un vaste anticlinorium andin large de 70 à 200 km où affleurent le socle précambrien et hercynien et, par endroits, des restes de sa couverture andine. Notons qu'au Pérou, en excluant le secteur situé au Nord du lac Titicaca, le Paléozoïque supérieur fait tectoniquement partie de cette couverture car la phase tardihercynienne n'est qu'une épirogénèse.

L'étude de cette couverture permet en général de déterminer l'intensité et le style du plissement andin dans la Cordillère Orientale : il n'est intense que dans le Pérou central où la déformation s'effectue sous le front de schistosité et même dans les conditions du faciès schistes verts; partout ailleurs la tectonique cassante domine et les quelques plis que l'on observe sont isopaques et assez ouverts. Les nombreuses lacunes de la sédimentation mésozoïque et tertiaire rendent difficiles la datation des différentes phases de cette déformation.

Dans le Nord du Pérou, la couverture andine de la partie SW de la Cordillère Orientale montre quelques plis isopaques et de rares chevauchements à faible pendage NE; postérieurement, une tectonique de blocs jouant en compression a permis qu'elle soit conservée dans des « fossés » délimités par des failles inverses, dont le rejet atteint 2 000 m et qui exposent le socle dans les blocs positifs. L'analyse de J.J. Wilson *et al.* (1964, 1967) montre que ces mêmes failles avaient déjà joué en distension au cours du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque et déterminé la formation d'une série de horsts et de grabens qui ont conditionné la sédimentation. Enfin, les mêmes auteurs interprètent certaines failles NE comme des décrochements et décrivent au long de quelques failles inverses NW des plis à axes verticaux qui impliqueraient là aussi des coulissages. Le type de tectonique que nous venons de définir se rencontre jusque vers 10° 30' S.

Dans le centre du Pérou, entre 10° 30' S et 13° S, la couverture d'âge paléozoïque supérieur et mésozoïque occupe de grandes surfaces. La tectonique souple a plus

d'importance que dans le Nord. Le Paléozoïque supérieur dessine le plus souvent des plis isopaques plurikilométriques qui passent dans quelques secteurs à des plis en chevron serrés, cependant que le Mésozoïque est plissé disharmoniquement en anticlinaux et synclinaux aigus et étroits. Le *front supérieur de la schistosité andine* s'établit en général sous le Permien supérieur mais monte dans le Lias dans quelques secteurs. En quelques points on observe même un métamorphisme général du faciès schistes verts qui affecte le Pennsylvanien, le Permien supérieur et même la base de la série triasico-liasique. L'examen des contacts entre la couverture et le socle hercynien ou précambrien montre que dans l'ensemble ce dernier a réagi plastiquement au cours de ce plissement.

Postérieurement aux plis et au métamorphisme, les grandes failles de direction NW jouent en failles inverses à déversement NE. Elles sont très redressées et on les suit souvent sur plus de 100 km comme par exemple à la bordure SW du synclinorium de Ricran. Enfin, des décrochements d'orientation prépondérante NE affectent ces structures.

S'il est clair que l'orogénèse s'est déroulée en plusieurs phases, les dater est particulièrement difficile en l'absence de couches rouges du Crétacé terminal-Eocène et de tout dépôt tertiaire : le plissement et le métamorphisme sont fini-crétacés ou fini-éocènes; par contre, certaines failles inverses ont les mêmes caractéristiques que celles qui bordent la zone subandine sous la même latitude et il semble plus logique de les attribuer à la phase fini-miocène (quechua).

Vers 13° S, l'intensité de la tectonique andine dans la Cordillère Orientale décroît à nouveau lorsqu'on va vers l'Est. Dans la Cordillère de Vilcabamba, la couverture paléozoïque supérieur-mésozoïque ne semble avoir subi qu'un plissement important au cours des mouvements andins. Nous sommes au niveau de la virgation d'Abancay et les structures ont une direction EW à WNW. Dans le Paléozoïque supérieur calcaire et volcano-sédimentaire, on retrouve des plis amples et dans le Mésozoïque et l'Eocène (calcaires, évaporites et couches rouges), des plis disharmoniques plus serrés sans déversement préférentiel. Mais ici le front de la schistosité andine ne semble pas avoir atteint la base du Paléozoïque supérieur. La schistosité andine se manifeste sous la forme d'une schistosité de fracture fruste associée à certains plis andins EW à grand rayon de courbure affectant le socle hercynien et précambrien. Le socle montre aussi des écaillages andins au voisinage des failles préexistantes.

La phase fini-crétacée n'intervient pas dans cette région puisque les couches rouges du Crétacé terminal-Eocène sont concordantes sur l'Albo-Cénomaniens. Il est vraisemblable que la phase fini-éocène est responsable de l'essentiel des structures, très proches par leur style des plis contemporains de la zone voisine d'Abancay.

Ces structures souples sont compartimentées par de grandes failles EW à WNW particulièrement nettes à la bordure sud de la Cordillère de Vilcabamba. Elles ont joué en failles de subsidence lors de la sédimentation du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque; lors des mouvements andins, certaines rejouèrent en failles inverses avec des déversements vers le Sud ou le Nord selon les secteurs considérés. Postérieurement à la formation des principales structures andines, ces failles EW ont fonctionné en décrochement sénestre, puis enfin en failles normales au cours du soulèvement des Andes; certaines sont encore actives actuellement lors des tremblements de terre. Des failles NS à rejet surtout horizontal, dextre ou sénestre selon les cas, viennent enfin compliquer la structure d'ensemble.

Depuis Cuzco jusqu'au « coude » de Santa Cruz (18° S), la Cordillère Orientale reprend une direction NW-SE. Il s'agit là encore d'un vaste anticlinorium andin où affleure

essentiellement le substratum hercynien¹², dont la couverture andine n'est présente qu'à la bordure SW. Au Pérou, quelques lambeaux de cette couverture conservés au NE du synclinorium de Putina (E. Audebaud et G. Laubacher, 1969) montrent des plis ouverts dans le Mésozoïque (phase fini-éocène) recouverts en discordance par des conglomérats tertiaires, vraisemblablement oligo-miocènes, ondulés avec des pendages de 10 à 30°. En Bolivie, au Sud de la Cordillère Royale et jusqu'aux environs de Cochabamba, le Crétacé supérieur et le Tertiaire affleurent dans quelques synclinaux allongés, souvent limités par des failles inverses à déversement opposé, soit vers le NE, soit vers le SW. L'intensité du plissement reste relativement faible (plis isopaques) dans cette couverture mésozoïque et tertiaire, le substratum paléozoïque réagissant doucement; les failles inverses sont le plus souvent dues au rejou de grandes fractures de distension. L'existence d'au moins deux phases de compression andine peut être mise en évidence en quelques points (Salla-Luribay et Lacayani) où des terrains d'âge oligocène inférieur plissés et faillés sont discordants sur le Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur (groupe Puca) lui-même plissé.

Dans sa zone axiale, la Cordillère Orientale nord-bolivienne est affectée par des failles inverses très vraisemblablement andines car elles coupent des granites considérés d'âge andin (Huayna Potosi). La bordure NE de cette zone axiale est hachée par de grandes failles inverses que leurs caractéristiques : direction NW, grands rejets, continuité sur plusieurs centaines de kilomètres et déversement vers le NE rendent similaires à celles de la zone subandine septentrionale. Les failles subandines affectent d'ailleurs largement l'Hercynien au Nord de Cochabamba où elles ont des directions proches de NW qui tranchent sur celles, EW, de l'Hercynien.

Au Sud de 18° S, la Cordillère Orientale, qui devient N-S, conserve sur presque toute sa largeur des restes épais de sa couverture crétacée et tertiaire. Les structures andines ont un âge difficile à préciser par suite de l'absence de niveaux repères. Elles reprennent, ici aussi, le socle paléozoïque qui réagit en se plissant. Dans la partie ouest de la Cordillère, depuis Cochabamba jusqu'au Sud de Potosi, les structures andines NNW à NS recoupent obliquement les directions hercyniennes. Partout ailleurs, elles sont subparallèles et on ne peut les différencier clairement que par la différence de style des deux plissements : là où des terrains hercyniens et andins voisinent, on observe dans le Paléozoïque des plis souples à schistosité repris dans des plis andins isopaques accompagnés de failles inverses.

Comme plus au Nord, la bordure est de la Cordillère Orientale est affectée par des déformations caractéristiques de la zone subandine : plis isopaques superficiels et grandes failles inverses toutes déversées vers l'Est qui reprennent non seulement le matériel hercynien mais aussi le socle précambrien à la frontière Bolivie-Argentine.

5. — LA ZONE SUBANDINE

Ce terme, tel que nous l'avons défini à la page 79 désigne à la fois une zone de sédimentation bien individualisée dès le Jurassique supérieur et la zone plissée située à l'Est des Andes proprement

12. Qui comprend le Paléozoïque inférieur, moyen et supérieur, mais non le Permien supérieur (groupe Mitu) qui, ici, est discordant sur les plis tardihercyniens.

dites, mais encore liée à la chaîne andine par la position, la direction et l'âge des structures. C'est ce second sens que nous retiendrons ici. On remarque en effet que ces deux concepts ne se recouvrent pas exactement : ainsi le plissement atteint des zones à couverture mésozoïque et tertiaire réduite, comme à l'Est du rio Ucayali, mais il épargne la basse vallée du Marañon où la série mésozoïque à elle seule peut dépasser 10 000 m. En Bolivie, par contre, la zone plissée subandine est plus étroitement calquée sur le bassin subandin.

Le plissement est modéré à fort en bordure de la Cordillère Orientale mais les plis restent isopaques; ils sont accompagnés de failles inverses à pendage SW à W qui sont très raides au Pérou mais beaucoup moins inclinées en Bolivie où elles délimitent des écaillés imbriquées de manière complexe. L'intensité de la déformation diminue rapidement vers l'Est.

a. — Le Nord et le centre du Pérou

Entre 3° S et 12° S, la largeur de la zone subandine plissée varie notablement; elle est de près de 150 km au long de la vallée du Marañon, puis s'établit à 350 km entre 7° S et 9° S; plus au Sud, elle diminue progressivement et n'est plus que d'une cinquantaine de kilomètres vers 12° S.

Dans cette vaste région, la zone subandine est caractérisée par des plis associés à des failles inverses et de nombreux diapirs. Les plis sont toujours isopaques; la plupart sont cylindriques et peuvent être suivis parfois sur plus de 100 km. En bordure de la Cordillère Orientale, ils sont kilométriques puis vers le NE la distance d'un pli à un autre s'accroît en même temps que les synclinaux s'élargissent et deviennent tout à fait plats.

A l'Ouest du rio Ucayali, tous les plis sont déversés vers le NE; des failles inverses pendant au SW avec plus de 60° sont localisées dans les flancs NE des anticlinaux, souvent verticaux ou même inverses. Ces failles ont souvent une grande continuité latérale et dans quelques secteurs, notamment à la bordure de la Cordillère Orientale et au bord W de l'anticlinal de Sira, on peut prouver qu'elles affectent le socle. Des failles de ce type, se relayant les unes les autres, forment une limite presque continue entre le Subandin et la Cordillère Orientale.

Les diapirs qui compliquent les structures subandines à l'Ouest du rio Ucayali se répartissent tous entre la frontière équatorienne et 10° 30' S (V. Benavides, 1968). Le gypse et le sel proviennent pour l'essentiel du Permo-Trias et peut-être aussi du Jurassique. L'étude de V. Benavides montre que ces diapirs se sont mis en place de préférence au long des structures andines-anticlinaux et failles inverses et que la tectonique diapirique s.s joue un rôle subordonné (cf. coupe A), le fait que le gypse et le sel forment des reliefs même au sein des zones déprimées et malgré le climat tropical montre que leur ascension se poursuit actuellement.

A l'Est du rio Ucayali, les structures sont bien développées dans les montagnes de Contamana, Contaya et dans celles de Mõa à la frontière brésilienne (V. Oppenheim, 1937; E. Koch, 1962; G. Bischoff, 1963).

Dans ce secteur les anticlinaux sont courts, sauf celui de la Serra do Mõa (s.l.) que l'on suit sur près de 150 km et qui est la structure andine la plus orientale, à 800 km de la fosse océanique péruvienne. Ces anticlinaux ont des flancs NE presque plats et des flancs SW qui pendent

entre 20° et la verticale (coupe A). Celui de Môa affecte le socle précambrien qui affleure en son cœur.

Plus au Sud, on connaît encore quelques anticlinaux à l'Est de l'Ucayali mais, selon P. Verastegui (1970), ils sont à nouveau déversés vers l'Est.

b. - Le Sud du Pérou

On sait peu de choses sur la zone subandine entre 12° S et la frontière Pérou-Bolivie. Sa largeur ne semble pas dépasser 50 km mais des structures encore inconnues peuvent exister sous le remblayage quaternaire des plaines du rio Madre De Dios et de ses affluents. Vers 12° S, sa direction est E-W; plus au Sud, elle est en moyenne 120 jusqu'à la frontière où elle oblique à nouveau vers le Sud et redevient NW-SE.

Vers 12° S, les structures sont pour l'essentiel des plis isopaques déversés vers le Nord, dans lesquels est engagé le substratum paléozoïque. Plus au Sud, de grandes failles longitudinales, inverses pour la plupart, annoncent les écaillages connus en Bolivie.

c. - La Bolivie

En Bolivie, en dehors de la région de Tunari (17° S), où elle n'est représentée que par un mince liseré entre la plaine de Beni (bassin amazonien) à remplissage quaternaire et le bloc hercynien de la Cordillère Orientale, la zone subandine a une largeur assez régulière de 70 à 100 km. Au Sud, des structures couvertes par le Quaternaire de la plaine du Chaco, peuvent lui être rattachées; sa largeur atteindrait alors 150 km environ.

Divers secteurs peuvent être considérés :

— au Nord, un secteur d'orientation NW qui se prolonge dans la zone subandine du Sud du Pérou et s'allonge régulièrement sur 500 km jusqu'à Tunari. Dans ce secteur, la série plissée au Miocène ou au Pliocène montre des synclinaux amples séparés par des zones anticlinales étroites où sont installées des failles inverses. Les plis et les failles ont fréquemment plusieurs centaines de kilomètres de longueur et sont déversés vers le NE, c'est-à-dire vers l'extérieur de la chaîne (H. Diaz, 1959).

— au centre, entre 17° S et 18° S, les failles subandines entrent profondément dans l'Hercynien de la Cordillère Orientale et vers l'Est les structures pétrolifères de la région de Santa Cruz sont affectées par le changement de direction qu'entraîne la virgation (travaux de « Yacimientos Petroleros Fiscales Bolivianos »).

— au Sud du 18° parallèle, la zone subandine de direction N-S, s'allonge jusque dans le Nord argentin en un faisceau de plis cylindriques eux aussi isopaques. Dans ce secteur, les plis anticlinaux et synclinaux sont étroits, accompagnés de failles et généralement déversés vers l'Est.

La coupe de la zone subandine du Sud bolivien (coupe C, fig. 7, région de Villa Montes) montre que l'ensemble des terrains paléozoïques et mésozoïques a subi un rétrécissement d'environ 30%. Une participation du socle apparaît obligatoire; cette reprise du socle précambrien dans la tectonique andine est d'autre part prouvée par sa présence à l'affleurement à la frontière avec l'Argentine dans des structures de même style situées un peu en retrait vers l'Ouest.

6. — CONCLUSION : CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE L'OROGÉNÈSE ANDINE DANS LES ANDES CENTRALES

La notion de phase tectonique de compression s'applique dans le segment central (Pérou-Bolivie)

de la chaîne des Andes : il y a trois phases de relativement courte durée, mais aucune d'entre elles n'affecte l'ensemble des zones structurales. Ces phases sont séparées par des périodes de calme ou de distension, au cours desquelles se sont mis en place l'essentiel des roches plutoniques et volcaniques. A la limite, la distension affecte une partie de la chaîne cependant qu'une autre est soumise à une compression (fig. 10).

— *Le style de la déformation* est relativement simple : elle se manifeste au niveau de la couverture par un plissement modéré, accompagné de grandes failles à rejeux multiples; au niveau du substratum, les failles prédominent. Dans l'ensemble les plans axiaux des plis et les failles sont redressés. La déformation se produit généralement au-dessus du front de schistosité; celle-ci apparaît cependant dans des bandes allongées parallèlement à la chaîne, mais n'atteint que très rarement le stade de la schistosité de flux.

— *Le sens de déversement* des structures vers le Bouclier Brésilien, c'est-à-dire vers l'extérieur de la chaîne n'est net que dans deux zones :

a) la zone subandine où ce déversement est particulièrement accentué en Bolivie.

b) la bordure NE de la Cordillère Occidentale entre 7° S et 12° 30' S.

Ailleurs les structures sont généralement en éventail; c'est en particulier le cas de la Cordillère Orientale qui est une zone anticlinoriale de très grande dimension. On observe même des structures déversées vers l'Ouest dans quelques secteurs; c'est le cas des petites nappes du bord NE de l'Altiplano sud-péruvien et du lac Titicaca.

— *Le raccourcissement andin* est de l'ordre de 100 km au niveau du Pérou central¹³; cet ordre de grandeur est également vraisemblable pour les autres transversales à travers les Andes Centrales.

Ce sont les zones externes de la chaîne, la zone subandine en particulier, qui sont plissées le plus tardivement, et les zones internes qui sont plissées le plus précocement. Cependant on ne peut considérer que la déformation ait progressé d'une manière régulière vers le NE (fig. 4 et 5) car en général une même région est affectée successivement par deux ou plusieurs phases.

13. Calculé au long de la coupe de F. Mégard (1967), en intégrant les renseignements tirés de diverses coupes de détail.

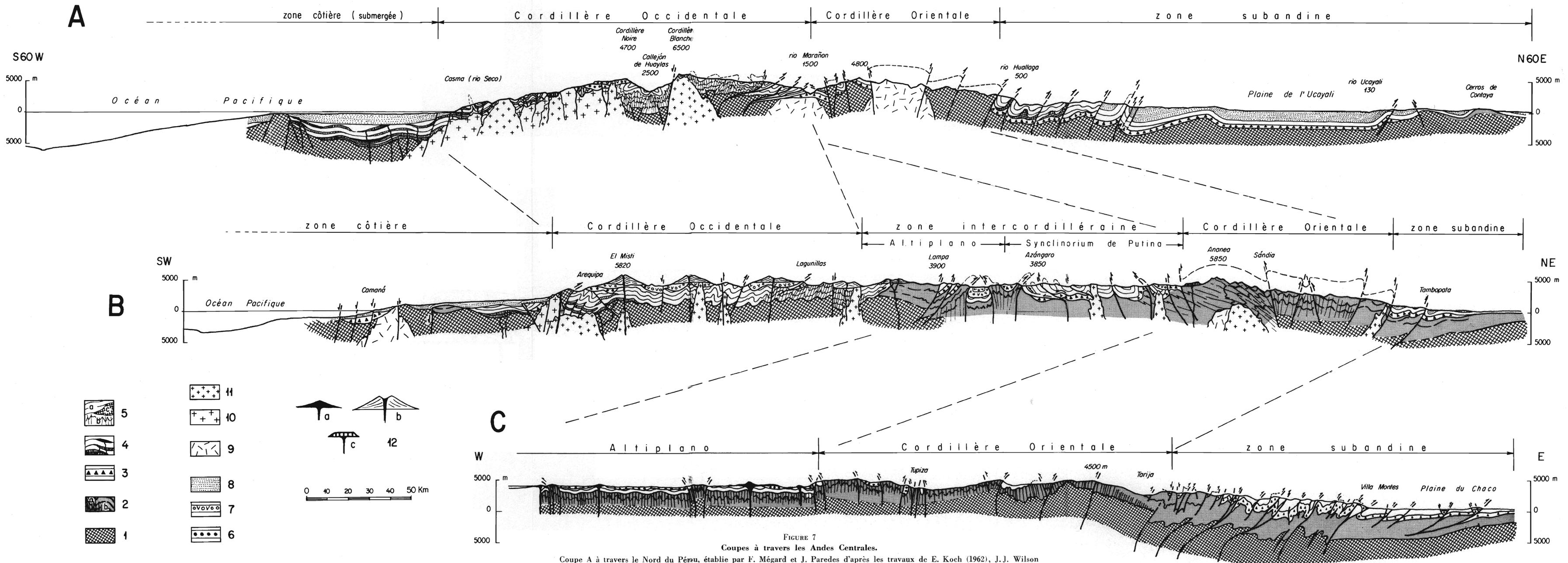


FIGURE 7
Coupes à travers les Andes Centrales.

Coupe A à travers le Nord du Pérou, établie par F. Mégard et J. Paredes d'après les travaux de E. Koch (1962), J.J. Wilson et al. (1967) et des observations inédites de B. Dalmayrac, M. Mattauer, F. Mégard et J. Paredes.

Coupe B à travers le Sud du Pérou, établie par E. Audebaud, G. Laubacher, R. Marocco, F. Mégard, à partir de leurs travaux et observations et des travaux de W. Garcia (1968), J. Guizado (1968), G. Guevara (1969) et L. Vargas (1970).

Coupe C à travers le Sud de la Bolivie, établie par Cl. Martinez et T. Subieta à partir de leurs observations et de divers travaux de « Yacimientos Petroleros Fiscales de Bolivia ».

(1) substratum précambrien; il englobe des unités du Paléozoïque inférieur dans A et aussi, vraisemblablement, dans B entre Arequipa et Lagunillas, (2) substratum paléozoïque inférieur: (2a) avec une schistosité hercynienne, (2b) non schistosé, (3) séries du Paléozoïque supérieur, (4) séries mésozoïques occidentales, associées à de nombreux sills et à des coulées, (5) séries mésozoïques orientales: (5a) non schistosées, (5b) avec une schistosité andine, (5c) diapirs dans la zone subandine, (6) couches rouges du Crétacé terminal Eocène, (7) séries volcaniques et volcano-détritiques de l'Oligocène et du Miocène, (8) séries détritiques du Mio-Pliocène, (9) intrusifs précambriens et hercyniens, (10) intrusifs andins précoces (crétacés à oligocènes), (11) intrusifs andins tardifs (miocènes et pliocènes), (12) édifices volcaniques d'âge plio-pleistocène à récent: (12a) grands stratovolcans, (12b) petits stratovolcans, (12c) ignimbrites.

N. B. — Les ignimbrites n'ont pas été différenciées dans les édifices volcaniques complexes et en particulier à la base des grands stratovolcans (12a).

D. — LE PLUTONISME ANDIN

Les roches plutoniques méso et cénozoïques forment environ un sixième des affleurements des Andes Centrales et leur abondance constitue un des traits majeurs de l'édifice andin.

D'après les premiers inventaires, ces roches sont de composition acide à intermédiaire (leucogranites à gabbros) et elles se répartissent en deux séries respectivement calcoalcaline et peralcaline.

1. — LA SÉRIE CALCOALCALINE

La quasi totalité des roches plutoniques andines

s'intègrent dans des suites calcoalcalines différant légèrement entre elles suivant l'âge et la région considérée. L'examen de la figure 8 montre que, dans l'ensemble, ces roches se distribuent parallèlement à la direction générale de la chaîne, en zones dont les traits plutoniques majeurs sont les suivants :

a. — La zone côtière

Cette zone affleure d'une part dans la partie sud du Pérou et au Chili et d'autre part dans le NW du Pérou, sa partie centrale étant effondrée dans le Pacifique.

Les intrusifs de cette zone côtière comprennent des massifs complexes, de dimension petite à moyenne, allongés suivant la direction des struc-

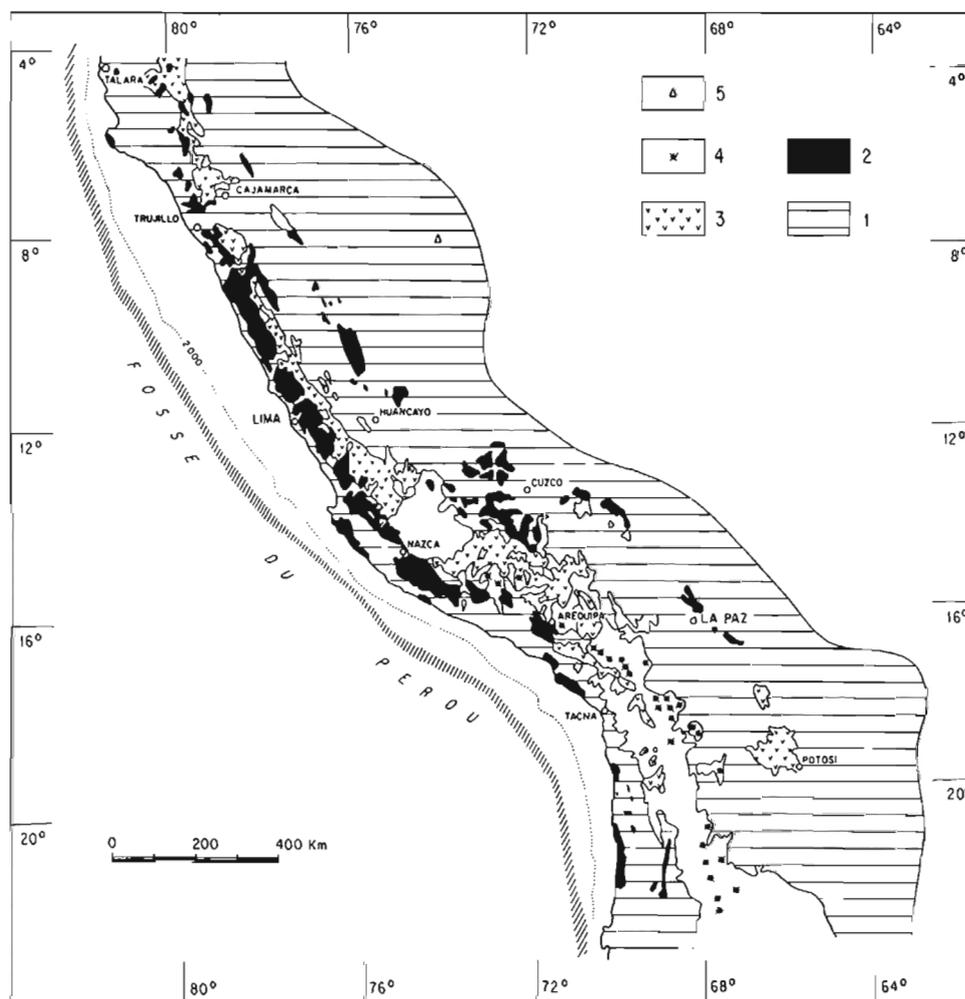


FIGURE 8

Le magmatisme andin.

(1) formations non magmatiques dans la Chaîne andine, (2) granitoïdes, (3) volcanites plissées (série calco-alcaline), (4) volcanites non plissées dans la Chaîne andine (série calco-alcaline); les astérisques correspondent aux principaux volcans andésitiques plio-quaternaires, (5) volcanisme peralcalin.

tures majeures et présentant des contacts tranchés avec l'encaissant qu'ils métamorphisent nettement. Ces massifs sont constitués essentiellement par des diorites et des granodiorites et sont associés à une minéralisation ferrifère exploitée au long de la côte sud du Pérou et au Chili. Dans ce dernier pays ces massifs ont un âge radiométrique jurassique.

b. — *La partie ouest de la Cordillère Occidentale : le batholite andin*

Cette zone renferme le trait plutonique le plus caractéristique de la chaîne des Andes : le batholite andin.

Cartographiquement ce batholite se présente comme un fuseau très allongé, de 80 km de large au maximum sur 1 500 km de long, qui se termine aux deux extrémités par des chapelets de petits stocks individuels.

Il s'agit d'un ensemble très complexe résultant de la coalescence de nombreux massifs de taille, de forme, de nature et d'âge distincts. Dans le détail, chaque massif pris individuellement peut être à son tour subdivisé en plusieurs faciès de composition et d'âges légèrement différents.

1) *Géométrie des massifs.*

L'étude du batholite n'est pas encore suffisamment avancée pour pouvoir décrire de façon exhaustive la géométrie des différents corps qui le composent. Cependant, à côté de nombreux massifs aux formes apparemment quelconques et sans structure évidente on observe assez fréquemment des massifs en feuillets et des massifs à structures annulaires.

Les *massifs en feuillets*, dont la longueur peut dépasser couramment la centaine de km ont des rapports longueur sur largeur très variables mais souvent compris entre dix et vingt. Leur direction d'allongement est parallèle à celle du batholite. Les contacts avec l'encaissant sont toujours proches de la verticale. Leur structure interne est généralement très simple : les plans de flux sont verticaux et parallèles à la direction d'allongement du massif, ils contiennent des linéations qui suivant les cas sont horizontales ou verticales. L'allure générale de ces massifs est donc celle de feuillets mis en place verticalement.

Les *massifs à structures annulaires* sont des corps complexes constitués d'un nombre variable d'intrusions arquées et d'intrusions annulaires concentriques. Le diamètre de ces massifs varie entre une et plusieurs dizaines de kilomètres. Ce sont des massifs subvolcaniques souvent associés à des diatrèmes bréchiques et à du matériel pyroclastique.

2) *Nature des massifs.*

Les types pétrographiques sont très variés. Par exemple dans la coupe de la vallée du Rimac

(Lima) nous avons observé : des gabbros à olivine et deux pyroxènes, des gabbros et des diorites à deux pyroxènes et amphiboles, des tonalites à amphibole et biotite, des granodiorites, des adamellites et des granites à amphibole-biotite ou biotite seule, des granophyres et des microgranites. La plupart de ces roches présentent des caractères de haute température, en particulier les plagioclases sont très calciques et les feldspaths potassiques, quand il y en a, sont généralement des orthoses très perthitiques (granitoïdes subsolvus A et B de O. Tuttle et N. Bowen, 1958); les terrains encaissants sont affectés par un métamorphisme de contact de haut degré. Ces différents types pétrographiques se retrouvent, à peu de variantes près, dans tout le batholite; les plus répandus semblent être les tonalites et les granodiorites.

Les quelques analyses chimiques disponibles (P. Bearth, 1938; W.F. Jenks et E.G. Harris, 1953) confirment le caractère calcoalcalin mis en évidence par la minéralogie (orthopyroxènes, plagioclases très calciques, etc.) de cette série.

3) *Chronologie des intrusions.*

Plusieurs séquences d'intrusions ont été distinguées (W.F. Jenks et E.G. Harris, 1953; J. Stewart, 1968; E.J. Cobbing et W.S. Pitcher, sous presse).

La séquence principale est constituée par la mise en place successive de massifs généralement allongés de gabbro-diorite, de diorite-tonalite et de granodiorite-adamellite. La distribution et la chronologie de ces intrusions présentent une symétrie : elles sont d'autant plus anciennes et plus basiques qu'elles sont externes, les gabbro-diorites forment les marges du batholite et les granodiorite-adamellites la partie médiane (G. Steinmann, 1929; W.S. Pitcher, sous presse).

Cette séquence est suivie par la mise en place, dans le plan de symétrie du batholite, de stocks et de massifs annulaires dont les parties les plus anciennes sont gabbro-dioritiques et les plus récentes adamellitiques ou granitiques (W.S. Pitcher, sous presse; E.J. Cobbing et W.S. Pitcher, sous presse).

Les âges des séquences et des éléments de chaque séquence ne sont pas encore connus avec précision.

Les études classiques ont montré qu'à sa bordure occidentale le batholite recoupe des terrains crétacés d'âge minimum albien moyen, plissés lors de la phase fini-crétacée (péruvienne). Plus à l'Est certains de ses éléments sont recouverts en discordance par des formations d'âge crétacé supérieur ou tertiaire inférieur qui se trouvent à la base

de la série volcanique plissée comme par exemple dans le flanc ouest de la Cordillère Noire. D'autres par contre recourent tous les termes de la série volcanique oligo-miocène plissée par la phase finimiocène à intrapliocène.

Le batholite s'est donc mis en place pendant une période particulièrement longue allant du Crétacé terminal au Pliocène. Ce fait est confirmé par des mesures isotopiques qui ont fourni des âges compris entre 102 et 13 m. a. (B.J. Giletty et H.W. Day, 1968; J. Steward et N.J. Snelling, sous presse). Cependant si l'on considère que le batholite a intrudé le Crétacé supérieur postérieurement à la phase « péruvienne » et que l'âge de la dite phase (cf. p. 84) est postérieur au dépôt des calcaires et marnes du Santonien, les âges radiométriques cénomano-turonien (102 m. a.) doivent être utilisés avec circonspection.

Les études classiques et radiométriques ne permettent cependant pas encore de savoir si le batholite s'est formé au cours de deux ou plusieurs périodes nettement séparées dans le temps, après la première et après la troisième déformation, par exemple, ou si la production granitique a été un phénomène continu entre le Crétacé supérieur et le Pliocène.

4) *Origine et mode de mise en place du batholite.*

Origine. Les divers corps constituant le batholite andin présentent presque toujours des contacts intrusifs avec l'encaissant et ils se sont mis en place dans un niveau structural très élevé au-dessus des fronts de métamorphisme et à proximité ou au-dessus du front de schistosité.

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 dans ce cas, les magmas atteignent rapidement leur solidus dès qu'ils s'élèvent. A l'inverse cela entraîne 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 de celle-ci.

La composition moyenne relativement basique des roches du batholite et la présence fréquente de gabbros à olivine et hypersthène est également en faveur d'une origine très profonde à partir du manteau ou par mélange de produits du manteau et de produits sialiques.

Mode de mise en place. Si l'on admet que la puissance du batholite andin est du même ordre, soit 5 à 7 km, que celle des batholites analogues de l'Ouest des Etats-Unis, on peut estimer son volume à environ 5×10^5 km³. La mise en place

d'un volume aussi important, même si elle s'est effectuée en plusieurs étapes, pose le problème de la nature antérieure de l'espace actuellement occupé par le batholite et celui de la déformation qu'il a pu induire dans l'encaissant lors de sa mise en place.

Il a été observé localement en bordure du batholite des exemples évidents de métasomatisme, d'assimilation, de « piecemeal stoping » et d'intrusion forcée (W.F. Jenks, 1948; H. Hosmer, 1959; J. Steward, 1968; W.S. Pitcher, sous presse; E.J. Cobbing et W.S. Pitcher, sous presse), mais ces phénomènes de bordure sont annexes et ne peuvent servir de modèles explicatifs globaux, aussi les auteurs précédemment cités admettent, mais sans en montrer le mécanisme, que le batholite s'est mis en place à la faveur de grandes failles longitudinales. En particulier, la suggestion de W.S. Pitcher (sous presse) qu'une partie au moins du problème de l'espace peut être résolue en admettant la montée simultanée des magmas et des roches du toit entre de grandes failles, semble incompatible avec le fait que les formations en enclaves dans le batholite sont contemporaines des séries encaissantes, et non pas plus anciennes.

La symétrie observée par W.S. Pitcher (sous presse) dans le batholite suggère cependant une solution simple à la fois au problème de l'espace et au manque de déformation important de l'encaissant : étant donné que l'âge des massifs décroît de l'extérieur vers l'intérieur du batholite on peut admettre que cette symétrie résulte, toutes proportions gardées, d'un mécanisme analogue à celui des filons à texture rubannée symétrique qui remplissent des fentes de tension, ou même analogue d'une certaine façon à celui des dorsales océaniques. Les magmas les plus récents combrent, au fur et à mesure qu'il est créé, le vide engendré par un système en distension. Cette « création » de vide se faisant toujours au même endroit, les roches les plus anciennes sont écartées vers l'extérieur et remplacées dans la zone médiane par des formations plus jeunes. La fin de l'extension est marquée par la mise en place de massifs subvolcaniques à structures annulaires dans la partie médiane.

Cependant, si un tel mécanisme permet de résoudre le problème de l'espace et celui de la faible déformation de l'encaissant, il reste à expliquer l'origine des grandes failles normales, parallèles à la côte, qui permettraient la montée du batholite. M.H. Bott et D.S. Dean (1972) viennent de calculer que dans une marge de type atlantique la différence de densité entre l'océan et le continent est suffisante pour déterminer l'apparition de distensions dans le continent, se traduisant par un

réseau de failles normales parallèles à la côte. Le calcul n'a pas encore été fait pour une marge de type pacifique mais si le résultat est semblable, ce que l'on peut raisonnablement espérer, une explication au moins partielle de la géométrie et du mode de mise en place du batholite andin serait toute trouvée.

c. — *La bordure est de la Cordillère Occidentale et les régions inter-cordilléraines*

Ces régions sont caractérisées par de nombreuses intrusions de taille très réduite et quelques grands massifs. La plupart de ces intrusifs sont post-tectoniques et d'âge très récent mais il existe quelques exemples d'intrusifs plus anciens syntectoniques.

Dans la région d'Abancay (Pérou méridional) nous avons observé un important massif de tonalites et quartz-diorites à amphibole et biotite mis en place pendant la phase tectonique fini-éocène (phase incaïque) et déformé par la phase finimiocène à intra-pliocène. Des intrusions syntectoniques et d'un âge aussi ancien semblent exceptionnelles dans le domaine inter-cordillérain.

Les intrusions de taille réduite sont des stocks circonscrits de quelques km² de surface, nettement intrusifs, post-tectoniques, de composition le plus souvent dioritique ou quartz-monzonitique, plus rarement gabbroïque, granodioritique ou granitique. Ces stocks sont parfois associés à des minéralisations cuprifères exploitables. Leur âge est néogène et le plus souvent pliocène (13 à 7 m. a., B.J. Gilletti et H.W. Day, 1968; J. Stewart et N.J. Snelling, sous presse).

Parmi les intrusifs de grandes dimensions le plus connu est celui de la *Cordillère Blanche*. D'après C.G. Egeler et T. de Booy (1956), ce massif de 300 km de long sur 20 km de large, allongé suivant la direction de structures majeures, est nettement intrusif dans plusieurs formations récentes dont les volcanites Calipuy (Oligo-Miocène). Comme dans le batholite côtier on observe plusieurs stades de mise en place avec, des plus anciens aux plus récents, des tonalites, des granodiorites et de leucogranites. Les âges radiométriques de ce massif se situent entre 9 et 10 m. a. (B.J. Gilletti et H.W. Day, 1968; J. Stewart et N.J. Snelling, sous presse).

d. — *La Cordillère Orientale*

Les intrusifs qui affleurent dans la Cordillère Orientale comprennent quelques massifs dioritiques et quartz-monzonitiques qui sont certaine-

ment andins et toute une série de granites et d'adamellites non déformés dont il est difficile de dire aujourd'hui en toute certitude s'ils sont hercyniens ou andins.

La série dioritique et monzonitique comprend :

— les grands massifs (régions de Huachon et de Marcapata au Pérou) de diorites à très gros grains à andésine, hornblende brune et verte et biotite, toujours accompagnées d'un important cortège pegmatitique de composition un peu plus acide;

— de petits massifs (régions de Huachon et Ayapata-Macusani au Pérou) de quartz-monzo-diorite à hypersthène ou à hypersthène-grenat;

— et des massifs (région de Quelluno au Pérou) de quartz-monzonite à amphiboles brunes.

La *série granito-adamellitique* constitue la très grande majorité des intrusifs de la Cordillère Orientale péruano-bolivienne. Il s'agit toujours de massifs de taille moyenne, quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres carrés, généralement circonscrits, plus rarement en lames, d'adamellites et de granites à gros grains, souvent porphyroïdes. Ils renferment de la biotite ou de la biotite et de l'amphibole, parfois du grenat ou de la cordiérite. Le feldspath potassique est généralement une orthose automorphe très perthitique. La mise en place de ces massifs est presque toujours précédée par celle de petits stocks de pré-curseurs dioritiques ou tonalitiques et elle est suivie par celle de filons de microgranites et de granophyres et par une activité hydrothermale souvent importante qui se traduit surtout par des épidotisations.

L'âge de ces massifs n'est pas encore fixé. Leur absence de déformation, excepté le long des failles très récentes, nous fait penser qu'ils sont andins.

e. — *La zone subandine*

Elle est caractérisée par l'absence de matériel intrusif à l'affleurement.

2. — LA SÉRIE PERALCALINE

Les massifs de cette série sont très rares mais leur intérêt théorique et leur signification peuvent être importants. En Bolivie (Cerro del Sapo près de Cochabamba) il existe quelques gisements de syénites alcalines à amphibole et de syénites néphéliniques à aegyrine et mica noir, souvent accompagnées de filons à sodalite.

Ces roches sont post-permiennes et pré-Crétacé inférieur (F. Ahlfeld et L. Branisa, 1960).

Au Pérou, le gisement de syénite néphélinique de Macusani, très analogue à celui de Bolivie est post Permo-Trias et antérieur à la déformation fini-éocène qui gneissifie sa bordure NE. Toujours au Pérou, dans la plaine amazonienne, J. Stewart (1971) vient de décrire une série volcanique peralcaline qui, selon lui, constituerait la partie supérieure d'un complexe volcano-plutonique dont les parties inférieures comprendraient des syénites alcalines, des synénites néphéliniques, des jacupirangites et peut-être des carbonatites. Les âges radiométriques des volcanites sont d'environ 5 m. a.

Les manifestations peralcalines actuellement connues dans les Andes Centrales semblent ne pas appartenir toutes à un même cycle et n'ont apparemment pas de liaison directe avec des phases tectoniques majeures.

3. — CONCLUSION SUR LE PLUTONISME ANDIN

A côté d'un grand nombre de traits courants, les roches magmatiques du segment andin central présentent une série de caractères originaux qui ne semblent pas se retrouver dans d'autres orogènes.

a. — Origine des magmas

1. Série peralcaline.

Les gisements de ces roches sont trop peu nombreux pour qu'on puisse affirmer beaucoup de choses à leur sujet. Tout au plus on peut penser que, étant donné leur âge, elles se sont mises en place au cours de périodes anorogéniques, probablement à la faveur de grandes failles de distension (D.K. Bailey, 1964) et qu'elles ont une origine certainement très profonde.

2. Série calcoalcaline.

Les Andes centrales ne présentent que très exceptionnellement à l'affleurement des roches résultant d'un métamorphisme régional andin qui ne dépasse jamais l'épizone. Etant donné l'intense soulèvement qu'a déjà subi la chaîne cela indique que le degré géothermique pendant et après les phases tectoniques était faible et donc incapable de produire des granitoïdes par anatexie de la croûte sialique. De fait on n'observe jamais dans les Andes Centrales des leucogranites à deux mi-

cas, anatectiques, si fréquents, par exemple, dans la chaîne hercynienne d'Europe. Par ailleurs, l'essentiel des granitoïdes calcoalcalins andins est trop basique pour avoir une origine purement sialique. Ils ne peuvent donc résulter que : soit d'un mélange de produits du manteau supérieur et de base de la croûte sialique, soit d'un mélange, le long de la zone de subduction, des produits de fusion des sédiments et des roches basiques de la plaque océanique (J. Gilluly, 1971), soit d'une différenciation à partir du manteau supérieur. Les données géochimiques sont encore insuffisantes pour trancher à propos de ces trois hypothèses, cependant on peut dire déjà que, contrairement à ce que l'on observe dans beaucoup d'autres chaînes, dans les Andes Centrales, la croûte sialique n'a été que peu ou pas du tout impliquée dans la production des magmas granitiques et intermédiaires calcoalcalins.

b. — Relations chronologiques plutonisme-orogénèse

1) Les roches peralcalines ne semblent pas avoir de relations avec l'orogénèse andine.

2) Les relations entre les granitoïdes calcoalcalins et l'orogénèse andine diffèrent profondément de celles qui sont connues dans la plupart des autres chaînes de montagne. On peut noter quatre différences fondamentales :

— Au Chili et au Pérou on connaît en bordure du Pacifique des granitoïdes d'âge jurassique, antérieurs à la première déformation andine. C'est là un fait très singulier puisque, par exemple, dans leurs classifications « tectonomagmatiques », P. Eskola (1932, 1960) et V. Marmo (1971) ne signalent pas de granitoïdes mis en place avant la tectogénèse.

— On ne connaît pas d'intrusions contemporaines de la première ou de la troisième déformation et seulement quelques rares intrusions syn-deuxième phase. Contrairement à la plupart des orogènes, les Andes Centrales ne renferment donc pratiquement pas d'intrusions syntectoniques.

— Dans beaucoup d'orogènes la mise en place de la masse principale des granitoïdes a lieu après les déformations majeures lors du soulèvement de la chaîne. Cette règle n'est que très partiellement respectée dans les Andes Centrales puisqu'une bonne partie du batholite côtier se met en place entre la phase 1 et la phase 2.

— Enfin, le batholite andin fait partie d'une guirlande de batholites linéaires qui va de l'Alaska à la Terre de Feu et qui constitue un objet unique

puisqu'on n'en connaît d'autre exemple ni dans les chaînes anciennes ni dans les chaînes récentes (W. Hamilton et B. Myers, 1967).

c. — Relations plutonisme-zone de subduction

L'association roches plutoniques-zone de subduction à la limite d'une plaque océanique et d'une plaque continentale est un fait de plus en plus admis (T. Hatherton, 1969; W.R. Dickinson, 1970; J. Gilluly, 1971, etc.). Dans les Andes Centrales J. Stewart (1971) et Stewart et Snelling (sous presse) soutiennent une telle association. Cependant, dans cette région les relations ne sont pas aussi simples qu'on pourrait le penser en première approximation.

1. Série peralcaline.

J. Stewart (*op. cit.*) prétend que les complexes peralcalins de la plaine amazonienne ont été engendrés dans la partie la plus profonde de la zone de Benioff. Des complexes identiques étant connus dans tout le Bouclier Brésilien y compris en bordure de l'Atlantique (G.C. Melcher, 1966; E.W. Heinrich, 1966) leur origine est susceptible d'être attribuée à un tout autre phénomène.

2. Série calcoalcaline.

α) Dans l'hypothèse d'un contrôle de granitoïdes par une zone de Benioff, le rapport K_2O/SiO_2 doit augmenter dans ces granitoïdes lorsqu'on s'éloigne du fossé océanique. C'est ce qui se passe en gros effectivement si les granites, adamellites et quartz-monzonites de la Cordillère Orientale sont andins. Dans le détail, cependant, cette variation est plus complexe puisque certains massifs de la Cordillère Orientale sont dioritiques et qu'un certain nombre d'intrusions intercordilleraïnes sont plus basiques que beaucoup de roches du batholite.

β) Toujours dans la même hypothèse l'âge des granitoïdes doit diminuer lorsqu'on s'éloigne de la fosse océanique. C'est ce qui se vérifie en gros entre la côte et les régions interandines : les massifs côtiers seraient jurassiques, l'essentiel du batholite est crétacé terminal-paléocène et la plupart des intrusions intercordilleraïnes sont pliocènes. On peut également rappeler que l'axe des volcanites tertiaires est plus externe par rapport au fossé que l'axe du batholite. Cependant dans le détail ce n'est pas aussi simple : certains

granitoïdes de la bordure SW du batholite sont paléogènes (50 m.a. ; cf. J. Stewart, 1968), et il est peu probable que les intrusifs de la Cordillère Orientale soient plus récents que ceux des régions interandines.

γ) Enfin, les Andes constituant dans l'esprit de J.F. Dewey et J.M. Bird (1970) le type même de chaîne dans lequel les principales énergies sont mises en jeu sous forme thermique, il est curieux de constater que les affleurements de granitoïdes ne forment qu'un sixième des affleurements des Andes Centrales, alors qu'ils constituent un tiers des affleurements de la chaîne hercynienne d'Europe où les relations granitoïdes-zones de Benioff sont beaucoup moins évidentes.

δ) Ces différentes observations ne permettent cependant pas de prétendre qu'il n'y a pas de liaison entre les granitoïdes andins et la zone de subduction du Pacifique oriental. Cette liaison semble exister. Mais jusqu'à présent de telles relations ont été surtout mises en évidence avec des formations volcaniques quaternaires (W.R. Dickinson, 1970) pendant des périodes très courtes au cours desquelles le pendage du plan de Benioff et la vitesse d'enfoncement de la plaque océanique par rapport à la plaque continentale peuvent être considérés comme constants. Il n'en a certainement pas été de même pendant les 100 millions d'années qu'a duré le plutonisme andin et les « anomalies » que nous avons signalées doivent pouvoir s'expliquer par les variations des caractéristiques (vitesse, pendage) du plan de Benioff au cours du temps.

E. — LE VOLCANISME ANDIN

Nous ne parlerons pas du volcanisme mésozoïque dont on connaît peu de choses, sinon qu'il correspond vraisemblablement à l'activité d'un arc magmatique (D.E. James, 1971 b) dont les produits sont pour l'essentiel des andésites, des basaltes et parfois des dacites.

Les roches volcaniques cénozoïques des Andes péruviennes et boliviennes appartiennent à deux séries comagmatiques, d'importance volumétrique très inégale. La principale est une série calcoalcaline allant des basaltes andésitiques aux rhyolites et une série peralcaline à trachyte-phonolite, très peu représentée par rapport à la précédente.

1. — LE VOLCANISME CALCO-ALCALIN

C'est dans le Sud péruvien que le volcanisme cénozoïque de la série calco-alkaline est le plus largement et le plus complètement représenté (fig. 8). Aussi nous exposerons en premier lieu les caractéristiques, et la téphrochronologie des volcanites dans cette région, en faisant ensuite les corrélations possibles et probables avec d'autres régions du Pérou central et septentrional et de Bolivie (tableau, fig. 9).

En première approximation nous subdiviserons ce volcanisme en deux unités distinctes dans le temps; d'une part, le volcanisme éocène et oligo-miocène, plissé, et d'autre part, le volcanisme miocène supérieur à quaternaire, peu ou pas plissé.

a. — Les volcanites plissées
(éocènes et oligo-miocènes)

1. Les volcanites éocènes¹⁴.

Dans tout le Sud-Ouest du Pérou, la phase

tectonique fini-crétacée (phase péruvienne de Steinmann) est suivie par une émergence générale de la région qui est alors soumise à une intense érosion. Sur la surface d'érosion ainsi formée viennent se déposer les formations volcaniques du groupe *Toquepala*, qui sont donc les dépôts volcaniques cénozoïques les plus anciens.

Ce groupe a une grande extension dans tout le SW du Pérou depuis le Sud d'Arequipa jusqu'à la frontière chilienne. Sa composition lithologique est très variable et son épaisseur, particulièrement importante, atteint fréquemment 3 000 m.

Plusieurs unités ont pu être distinguées; en règle générale, la base de la formation est constituée de conglomérats à éléments sédimentaires et volcaniques, que surmonte une épaisse série volcanique continentale où abondent les tufs pyroclastiques et les roches de type « nuée ardente » ou « lahar » de nature andésitique. On observe aussi de nombreuses coulées andésitiques et dacitiques peu puissantes en général, ainsi que quelques coulées ignimbritiques de composition rhyolitique. Ce sont des ignimbrites typiques, très indurées, recristallisées, et à verre laminé en forme de « fiamme ». Notons enfin que des intercalations volcanosédimentaires lacustres sont fréquentes dans ce volcanisme Toquepala.

14. cf. note infrapaginale n° 6, p. 84.

	Pérou Septentrional	Pérou Central	Pérou méridional Zone d'Arequipa		Nord du Chili	Partie N de l'Altiplano bolivien	Pérou Sud du Lac Titicaca
QUATERNAIRE			Strato-volcans, volcanites non déformées				
			= Gr. Barroso				= fm. Sillapaca
PLIOCENE			fm. Capillune	fm. Capillune			
			Sillar	fm. Sencca		fm. Sencca	
MIOCENE SUP.			fm. Maure	fm. Maure		fm. Mauri, mb. 5-6 (5.4 MA) (8.6 MA)	
		Volcanites de Calipuy	fm. Llalahuí	fm. Huaylillas	(fm. Rhyolitique)	fm. Mauri, mb. 1-3-4 (10.5 MA)	
MIOCENE INF.					fm. Oxaya (Arica) (2.9 MA)		
OLIGOCENE					fm. San Bartolo (10 MA) (4.24 MA)		
			fm. Tacaza	fm. Huilacollo	fm. San Pedro		
EOCENE		fm. Sacaquero	Gr. Puno				
CRETACE TERMINAL	Couches Rouges		fm. Huanca	Gr. Toquepala		Grés de Beranguela et San Andrés	fm. Muñani

FIGURE 9

Tableau des corrélations des formations volcaniques cénozoïques du Pérou-Bolivie et Nord du Chili

(pour le Chili, d'après J. E. Guest, 1969).

Noms soulignés d'un trait continu : formations volcaniques laviques de composition essentiellement andésitique et dacitique. Noms soulignés d'un tireté : formations ignimbritiques. Noms soulignés d'un trait continu et d'un tireté : formations mixtes (laves + ignimbrites). Noms soulignés d'un pointillé : formations volcano-sédimentaires. Non soulignés : formations sédimentaires.

2. Les volcanites oligo-miocènes (s.l.).

— *Sud du Pérou.* Deux complexes volcaniques de cet âge ont été décrits dans le Sud du Pérou.

Dans la région du lac Titicaca, ce sont les volcanites du groupe *Tacaza* qui reposent en concordance sur les molasses du groupe Puno, datées de l'Oligocène par des charophytes à leur base. Vers l'Ouest, ces volcanites sont tronquées par la surface miocène (cf. p. 87-88). Le groupe *Tacaza* est une série épaisse de 3 000 m constituée de conglomérats à la base, surmontés par des brèches et tufs pyroclastiques, des coulées basaltiques et andésitiques et des tufs dacitiques. Plus à l'Ouest, ces faciès volcaniques sont remplacés par des formations volcano-sédimentaires (R. Marocco, 1966).

Au NE de Tacna, près de la frontière péruano-chilienne la formation *Huilacollo*, décrite par J. Wilson et W. Garcia (1962) est vraisemblablement équivalente du groupe *Tacaza*. Elle consiste également en une interstratification de tufs, brèches pyroclastiques et de coulées andésitiques dont l'épaisseur ne dépasse jamais 1 000 m.

— *Pérou central et septentrional.*

Ces deux formations volcaniques du Sud du Pérou peuvent être mises en corrélation avec les séries volcaniques plissées *Calipuy* du Nord, *Sacsaquero* et *Castrovirreyna* du centre (E. Bellido, 1969). Ce sont aussi des complexes volcaniques constitués de l'alternance de brèches de « nuées ardentes » et tufs pyroclastiques dont la nature chimique est essentiellement rhyodacitique, et de coulées de laves principalement andésitiques, plus rarement basaltiques et trachyandésitiques. Quelques épanchements ignimbricitiques rhyolitiques ont été aussi reconnus (C.G. Egeler et T. de Booy, 1956; A. J. Bodenlos, et J. A. Stracszek, 1957; A. Cossio, 1964; J. J. Wilson, L. Reyés et L. Garayar, 1967).

— *Bolivie.*

Les formations oligo-miocènes, et p.p. pliocènes de l'Altiplano de Bolivie sont surtout clastiques; elles contiennent des intercalations volcaniques souvent tuffacées et vers l'Ouest de véritables coulées. Ainsi dans la partie inférieure de la formation *Mauri* (F. Ahlfeld et L. Branisa, 1960) existent des coulées andésitiques et latitiques dont l'une a été datée radiométriquement à 25,6 m.a. par J.F. Evernden *et al.* (1966); elles sont recouvertes en concordance par des conglomérats, tufs volcano-sédimentaires et cinérites interstratifiées, où une mesure d'âge isotopique a donné 10,5 m.a. (J.F. Evernden, *op. cit.*). La discordance intrapliocène sépare la partie inférieure de la formation *Mauri* (*Mauri 5* et *6*, cf. p. 89), recouverte à son tour en discordance par les ignimbrites *Perez* (cf. *infra*).

Dans le Sud bolivien, cette formation *Mauri* n'existe pas. Cependant, dans la région de Tambo-Tambillo, on connaît à la base d'une formation conglomératique une coulée de lave basaltique âgée de 22 m.a. qui est la seule manifestation volcanique miocène dans cette région (J.F. Evernden *et al.*, 1966).

b. — Le volcanisme d'âge miocène supérieur à quaternaire

1. Les grands épanchements ignimbricitiques néogènes.

A la période de longue et intense activité volcanique que nous venons de voir, succède une

longue période de rémission volcanique et d'érosion. Pendant ou postérieurement à cette phase se déposent des sédiments volcano-sédimentaires lacustres et continentaux dans le Sud du Pérou et l'Altiplano bolivien. Puis les émissions volcaniques se manifestent à nouveau par des épanchements ignimbricitiques importants de grande extension, qui sont au nombre de trois.

— *Formation Huaylillas.*

Décrite dans la région de Tacna (J. Wilson et W. Garcia, 1962), cette formation est une nappe ignimbricitique épaisse de 500 à 600 m. Sa mise en place ne s'est pas faite en un seul temps; il y a en effet plusieurs venues, chacune représentant une séquence de refroidissement simple (R. L. Smith, 1960). Chaque séquence est composée de trois zones: le toit et le plancher sont constitués de tufs ignimbricitiques rosés, meubles, peu indurés, plus ou moins bien stratifiés et riches en éléments bréchiques. Par contre, la zone moyenne est formée d'ignimbrites blanc rosé très soudées et débitées en gros prismes verticaux. Les compositions minéralogiques (quartz, sanidine, plagioclase, biotite, verre recristallisé) et chimiques ($\text{SiO}_2 = 72$ à 73%) sont celles de rhyolites.

La formation *Huaylillas* est l'équivalent de la formation *Oxaya* du Nord du Chili (R. Salas *et al.*, 1966) dont la base a été datée géochronologiquement à 12,5 m.a.

Des ignimbrites semblables aux ignimbrites *Huaylillas* ont été reconnues dans le centre du Pérou entre Nazca et Pucquio. Dans la région d'Arequipa ces ignimbrites n'existent pas; la formation *Llallahui* décrite par R. Marocco (1966) qui, tout comme la fm. *Huaylillas*, fossilise la surface d'érosion « miocène » lui est probablement équivalente. C'est une série épaisse de 1 500 à 2 000 m caractérisée par une alternance de coulées andésitiques et tufs pyroclastiques terminée par une nappe ignimbricitique très bréchique de 80 à 100 m d'épaisseur.

— *Le Sillar.*

Une autre nappe ignimbricitique, reconnue dans la région d'Arequipa, est désignée sous le nom de « Sillar » (C.N. Fenner, 1948; W.F. Jenks, 1948; W.F. Jenks et S.X. Goldich, 1956) et est définie par ces derniers auteurs comme des « tufs ignimbricitiques non soudés, possédant des recristallisations, une dureté et une cohésion de degrés divers ». Cette formation possède la plupart des caractères des ignimbrites, à savoir l'aspect bréchique, l'abondance des parties vitreuses et une grande aire de dispersion aussi bien latérale que verticale (plus de 200 m d'épaisseur). Les phénomènes d'écrasement et de soudure des fragments ponceux de même que les recristallisations qui sont caractéristiques des ignimbrites indurées (« welded tuff » de C.S. Ross et R.L. Smith, 1961) y sont peu marqués mais ne manquent pas totalement.

Leur mise en place s'est faite en plusieurs venues successives, comme en témoignent les nombreux niveaux de cendres, diatomites et alluvions interstratifiées. La base de la formation est constituée d'ignimbrites blanches, relativement soudées et cohérentes, passant à des ignimbrites rosées non soudées et meubles au sommet. Au microscope, il est possible de distinguer du quartz, des plagioclases An_{25-30} , des biotites, des ponces plus ou moins écrasées et recristallisées, des axiolithes et sphérolites de feldspaths potassiques et tridymite, ainsi que de nombreuses et minuscules écharde de verre. La composition chimique de ces ignimbrites ($\text{SiO}_2 = 74$ à 75%) est typiquement rhyolitique (W.F. Jenks et S.X. Goldich, 1956).

Le Sillar d'Arequipa n'a pas été encore daté à Arequipa même. Cependant une formation analogue du point de vue

pétrographique, située au Nord de Macusani dans la Cordillère Orientale, (G.H. Francis, 1959) a donné un âge de 4,2 m.a. (V.E. Barnes *et al.*, 1970).

— *Formation Perez-tufs Sencca.*

La formation Perez a été définie dans le NW de l'Altiplano bolivien (F. Ahlfeld et L. Branisa *op. cit.*) et se prolonge dans le Sud du Pérou au SW du lac Titicaca où le nom de tufs Sencca lui a été donné (S.E. Mendivil, 1965). Ce sont des ignimbrites peu épaisses (25 à 80 m d'épaisseur en général) mais ayant une grande extension. Elles reposent en discordance angulaire sur la formation Mauri de Bolivie, et sont elles-mêmes recouvertes en discordance d'érosion par les grands volcans andésitiques les plus récents. Ce sont des ignimbrites bréchiques, chaotiques, contenant de nombreux fragments de roches volcaniques, de ponces fibreuses et donnant des figures d'érosion ruiniformes. Le fait le plus remarquable est qu'elles contiennent toujours de nombreux et splendides cristaux de quartz bipyramidés qui peuvent être considérés comme une spécificité de la formation. Au microscope, en plus du quartz, nous remarquons de la biotite, de l'hypersthène, de la sanidine, des plagioclases oligoclasiques, et une pâte constituée de fragments de verre souvent recristallisés en tridymite. La nature chimique de ces ignimbrites est bien entendu rhyolitique ($\text{SiO}_2 = 74 \text{ à } 77 \%$).

Des mesures radiométriques ont attribué un âge de 2,5 m.a. aux ignimbrites Perez (J.F. Evernden *et al.*, 1966). Signalons que ce n'est pas la seule nappe ignimbritique de Bolivie. En effet, dans le Sud du pays (Cordillera de los Frailes) des ignimbrites de composition rhyodacitique, âgées de 7,5 m.a., ont été reconnues.

Ces nappes ignimbritiques du Sud du Pérou et de l'Altiplano bolivien sont toutes postérieures à la dernière phase bien marquée des plissements andins (phase quechua, miocène à pliocène cf. p. 86), ce qui est confirmé par leurs âges isotopiques miocène supérieur à pliocène analogues à ceux des nappes ignimbritiques du Nord du Chili (A. H. Clark *et al.*, 1967 ; R. J. Dingman, 1965 ; R.W.R. Rutland *et al.*, 1965).

On connaît d'autres nappes ignimbritiques dans le Nord du Pérou, vers Cajamarca et au Sud de Huaraz, ainsi que dans le centre, vers Cerro de Pasco (forêt de pierre de Huaron) et entre Huancavelica et Ayacucho ; là encore ces volcanites sont postérieures à la phase quechua, mais on n'a pas d'autre indication sur leur âge.

2. Le volcanisme andésitique plio-quadernaire.

— *Sud du Pérou et Bolivie.* Après une phase d'accalmie, qui se manifeste par le ravinement du toit des ignimbrites ou par des dépôts volcano-sédimentaires (conglomérats, grès, cinérites, tufs remaniés) des formations Capillune (S.E. Mendivil, 1965), du Sud du Pérou et Charua de la partie voisine de la Bolivie, une intense activité volcanique explosive et effusive réapparaît à la fin du Pliocène pour continuer jusqu'à nos jours. Toute la Cordillère Occidentale est recouverte par ce volcanisme plio-quadernaire et les noms de formations Barroso, de la Cordillère Barroso à la frontière chilo-péruvienne (J. Wilson et W Gar-

cia, 1962), ou de formations Sillapaca (N.D. Newell, 1949), de la Cordillère Sillapaca au NW du lac Titicaca, ont été donnés à ce volcanisme. Il s'agit de stratovolcans andésitiques dont la morphologie diffère selon leur âge. Les plus anciens, affectés par les glaciations quadernaires, sont fortement érodés ; les plus récents, alignés sur 500 km sur un axe NW-SE (fig. 8), distants de 240 km à 280 km de la fosse océanique Pérou-Chili sont des édifices imposants dont l'altitude dépasse parfois 6 000 m, qui résultent de l'activité volcanique la plus récente ; certains ont encore actuellement une activité fumérolenne périodique et importante (volcans El Misti, Ubinas, Huainaputina, Tutupaca...). Les laves émises dans les premiers stades sont des *andésites* basiques à olivine et hypersthène. Ce type de roche semble en particulier être beaucoup plus largement représenté à l'Est, dans la région du lac Titicaca où il constitue de grandes planèzes (région de Juli-Pomata — Puno-Vilque) qui n'existent pas à l'Ouest. A ces laves basiques succèdent des *andésites porphyriques* à hypersthène et kaersutite qui forment des coulées parfois épaisses mais jamais très étendues. Le cycle éruptif se termine dans quelques cas par l'extrusion d'aiguilles dacitiques.

Dans la Cordillère Orientale, le volcanisme plio-quadernaire est très peu répandu. Néanmoins, signalons les volcans de San Pedro au Nord de Sicuani dont les laves émises sont des andésites basiques contenant des cristaux épars de quartz xénomorphe (E. Audebaud, 1967) et le volcan situé au NW d'Urcos au confluent des rios Huatanay et Vilcanota.

— *Nord et centre du Pérou.* Dans le Centre du Pérou, on connaît dans la Cordillère Occidentale et sur les hauts plateaux, des volcans andésitiques de même type que ceux des formations Barroso et Sillapaca, notamment dans les régions de Huancayo-Huancavelica et Ayacucho où leurs produits recouvrent certaines des formations ignimbritiques signalées. Les volcanites Lavasen définies par J. Wilson et L. Reyes (1964) dans la Cordillère Orientale près de Patay par $7^{\circ} 30' \text{ S}$ pourraient être équivalentes.

2. — LE VOLCANISME PERALCALIN

Les roches appartenant à cette série peralcaline sont très peu nombreuses par rapport à la série calco-alcaline. J. Stewart (1971) a signalé dans la plaine amazonienne trois intrusions volcaniques âgées de 5 m.a. de phonolites à mélanite et sodalite, ou néphéline et mélanite, ainsi que des trachytes alcalins, ces derniers renfermant des enclaves de jacupirangite.

De même en Bolivie, on connaît une coulée de 5 m d'épaisseur de phonolites à néphéline et amphibole sodique près de Carpacaima (département de Potosi) dont l'âge n'est pas connu.

3. — CONCLUSIONS SUR LE VOLCANISME ANDIN

Mises à part les quelques roches peralcalines (cf. conclusions sur le magmatisme p. 103), l'essentiel du volcanisme peruano-bolivien appartient à une série calco-alkaline typique des ceintures orogéniques ou des arcs insulaires. Il est en effet constitué par l'association basaltes-andésites-dacites-rhyodacites-rhyolites (H. Kuno, 1968, 1969; W. Hamilton, 1969...) série qui est marquée par la prédominance des andésites sur toutes les autres laves associées.

a. — Relations volcanisme-orogénèse

Avant même la première phase tectonique andine, existait au Mésozoïque un arc magmatique situé sur la côte actuelle ou même légèrement à l'Ouest de celle-ci. Puis au cours de la période orogénique, on voit une activité volcanique intense succéder à chaque phase tectonique de compression.

En effet après la phase fini-crétacée, se déposent sur le bord ouest de la Cordillère Occidentale les volcanites du groupe Toquepala. De même, à la phase de l'Eocène succède l'activité volcanique enregistrée par les formations Tacaza et Huilacollo du Sud péruvien, Calipuy, Sacsaquero et Castrovirreyna du Nord et du Centre. Quand aux grands épanchements ignimbritiques, ils sont contemporains du soulèvement des Andes, postérieurement aux phases du Miocène supérieur et intrapliocène et précèdent le volcanisme andésitique plio-quadernaire.

B. — Relations volcanisme - zone de subduction.

L'association des séries andésitiques calco-alkalines avec une zone de subduction à la limite d'une plaque océanique et d'une plaque continentale est maintenant un fait connu et admis (T. Hatherton, 1969; W.R. Dickinson, 1968, 1970; J. Gilguly, 1971...). Plusieurs conséquences découlent de cette hypothèse.

1. Rapport K_2O/SiO_2 .

Dans l'hypothèse d'une relation entre volcanisme et zone de subduction, le volcanisme est d'autant plus alcalin que le plan de Benioff est profond (H. Kuno, 1959, 1966), et le magma d'autant plus potassique; le rapport K_2O/SiO_2 doit donc augmenter lorsqu'on s'éloigne du fossé océanique (W.R. Dickinson et T. Hatherton, 1967; W. Dickinson, 1968; W. Hamilton, 1969).

Ceci est à peu près vérifié si l'on considère le volcanisme andésitique plio-quadernaire, où les an-

désites basiques à olivine-hypersthène sont plus abondantes à l'Est, alors qu'au contraire sur le bord occidental ce sont essentiellement des andésites porphyriques plus acides à hypersthène-kaersutite qui dominent. Le problème est cependant plus complexe car même dans des régions orientales (région du lac Titicaca par ex.) il n'est pas rare de rencontrer de ces andésites porphyriques associées aux andésites basiques. De même dans des régions occidentales, aux andésites porphyriques sont associées souvent quelques andésites basiques.

2. Age du volcanisme.

L'âge du volcanisme doit diminuer lorsqu'on s'éloigne du fossé océanique, et par conséquent au cours des temps le volcanisme doit migrer vers l'Est. Comme plusieurs auteurs (D. E. James, 1971 b; R. W. R. Rutland, 1971...) l'ont déjà fait remarquer, ceci est vrai pour le volcanisme andin. Ainsi l'axe des volcanites tertiaire inférieur (groupe Toquepala) est plus externe par rapport au fossé que l'axe du batholite côtier et reste limité au bord ouest de la Cordillère Occidentale. Les volcanites oligo-miocènes (formations Tacaza et Huilacollo) sont déplacées à l'Est par rapport aux formations volcaniques précédentes et existent jusqu'au lac Titicaca. Là semble s'arrêter la migration vers l'Est du volcanisme; car tous les épanchements ignimbritiques mio-pliocènes et andésitiques plio-quadernaires se trouvent aussi bien dans la région du lac Titicaca que dans la zone côtière. De plus, les volcans les plus récents encore en activité ne sont pas les plus externes par rapport au fossé océanique comme ils devraient l'être dans cette hypothèse. En conséquence, les relations volcanisme-zone de subduction dans les Andes péruviennes et boliviennes semblent bien exister, sans pour autant que ces relations soient aussi simples et aussi évidentes qu'on pouvait le penser.

4. — RELATIONS VOLCANISME-PLUTONISME

Indépendamment de leur gisement les roches plutoniques et volcaniques des Andes Centrales présentent de nombreux points communs :

— disposition linéaire des principaux affleurements plutoniques et volcaniques (arcs).

— même localisation géographique et structurale.

— affleurements sensiblement équivalents en surface.

— appartenance aux mêmes séries magmatiques (calcoalcaline et peralcaline) ; toutes les roches plutoniques ayant leurs équivalents chimiques et minéralogiques effusifs et réciproquement.

— mêmes séquences de mise en place, les volcans et plutons complexes s'initiant par des produits plus basiques que les produits terminaux.

— Enfin on doit signaler la présence simultanée de roches plutoniques et de laves congénères dans des massifs subvolcaniques ainsi que des associations d'ignimbrites avec des stoks grenus de même âge et composition.

Tous ces faits tendent à montrer que les mécanismes de production des magmas ayant abouti aux séries plutoniques et aux séries volcaniques sont, dans les Andes Centrales, les mêmes ou du moins très analogues.

Cependant l'essentiel des volcanites s'est mis en place après la troisième phase de déformation alors que les plutonites ont surtout fait intrusion, semble-t-il, entre les phases 1 et 2.

De plus l'axe des affleurements volcaniques est plus oriental que celui du batholite.

Il existe donc un décalage géographique et dans le temps entre les plutonites et les volcanites.

Par conséquent si leur mécanisme de production à la base de la croûte et/ou dans le manteau supérieur est très probablement le même, le lieu de production des magmas doit être différent, les volcanites s'étant sans doute formées à plus grande profondeur que les magmas plutoniques.

CONCLUSIONS

1°) Les caractères essentiels de la chaîne des Andes au niveau du Pérou et de la Bolivie sont les suivants :

a) La chaîne s'est faite aux dépens d'une croûte continentale typique formée de terrains précambriens et hercyniens.

On peut donc dire que la chaîne est véritablement de type continental.

b) La phase géosynclinale d'âge mésozoïque est caractérisée par l'existence de volcanisme synsédimentaire dans la partie occidentale, et surtout par l'extraordinaire développement à partir du Crétacé des formations continentales rouges dans la partie orientale. C'est ainsi que dans une grande partie de la chaîne les dépôts marins d'âge mésozoïque sont presque inexistantes.

Les bassins sédimentaires qui se forment après la première phase de plissement sont, sauf dans le Nord, presque exclusivement continentaux. De la sorte il arrive que l'on soit en présence de 10 km de sédiments continentaux rouges post-paléozoïques.

c) La chaîne s'est formée à la suite de trois phases de compression de relative courte durée (à la fin du Crétacé, à la fin de l'Eocène et au Pliocène) qui ont provoqué un raccourcissement de l'ordre de 100 km. Il en résulte un plissement généralement modéré et, mis à part quelques exceptions, des structures assez simples; on ne rencontre jamais de très grands chevauchements.

On n'atteint que rarement le domaine de la schistosité; le métamorphisme syntectonique est pratiquement absent.

En un mot, le style tectonique est celui des chaînes intracontinentales.

d) La chaîne andine est caractérisée par un magmatisme dont beaucoup de traits sont originaux.

Ce magmatisme se manifeste par des produits plutoniques et volcaniques à peu près égaux en volume.

Ses principales caractéristiques sont les suivantes :

— le magmatisme associé à l'orogène est exclusivement calcoalcalin; les roches les plus répandues sont de composition intermédiaire (granodiorites, tonalites, diorites, dacites, andésites) et les magmas originaux semblent avoir été relativement secs.

— la zone de production des divers magmas est située à la base de la croûte et/ou dans le manteau supérieur.

— les divers produits magmatiques se mettent pour la plupart en place immédiatement après les phases de compression.

— enfin le batholite côtier est un objet dont on ne connaît pas d'équivalent dans d'autres chaînes si ce n'est dans la Cordillère d'Amérique du Nord.

D'autres caractères, cette fois négatifs, sont également importants :

— absence de granitoïdes formés par anatexie humide de la partie moyenne de la croûte, particularité qui est liée à l'absence de migmatisation et de métamorphisme régional important.

— faible importance relative du magmatisme préorogénique.

— faible volume des produits magmatiques syntectoniques.

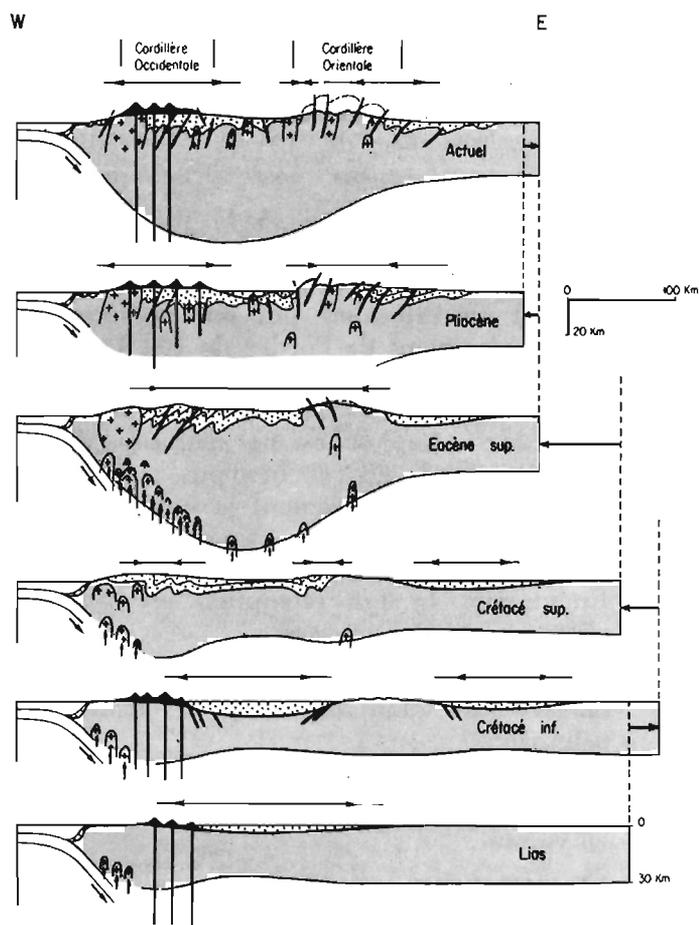


FIGURE 10
Schéma évolutif des Andes Centrales
au Méso-Cénozoïque.

En grisé : croûte continentale au-dessus du Moho et substratum pré-mésozoïque. En grisé avec surcharge (+) : intrusifs andins. En pointillés : couverture sédimentaire andine. En noir : cheminées volcaniques et volcans. Au-dessus des coupes, les flèches convergentes indiquent un régime de compression et les flèches divergentes, un régime de distension.

2°) L'évolution de la chaîne est schématisée sur la figure 10.

3°) Ce travail se proposait seulement de présenter quelques-uns des faits géologiques essentiels concernant une partie des Andes. Nous tenterons ultérieurement de synthétiser tous ces faits et de proposer un modèle général de ce type de chaîne, tenant compte de ce que l'on sait sur les mouvements des plaques dans cette partie du globe. En attendant, nous signalerons brièvement quelques problèmes généraux.

On sait que le trait majeur de cette bordure du Pacifique est l'existence d'une zone de subduction se manifestant en profondeur par un plan de Benioff et en surface par la fosse du Pérou. On

sait aussi que cette subduction a fonctionné depuis le début du Mésozoïque, bien qu'on ne possède de données tirées des anomalies magnétiques qu'à partir du Cénozoïque.

La seule liaison qui nous paraît claire pour le moment est la liaison du plutonisme et du volcanisme avec cette zone de subduction. On constate en effet très clairement que ces deux phénomènes sont vraiment « liminaires », c'est-à-dire liés à la bordure du Pacifique; le batholite côtier par exemple est remarquablement parallèle à la fosse du Pérou.

On peut donc considérer que le plan de Benioff a joué un rôle dans ces phénomènes.

On peut par conséquent prouver que la subduction était accompagnée, dans le continent voisin, par une distension. Si on tient compte de la très grande durée des phénomènes magmatiques on est conduit à admettre cette liaison subduction — distension pendant de très longues périodes.

Dès lors on peut se demander s'il existe une liaison entre les phases de plissements et la même subduction, comme on l'admet souvent implicitement. En fait nous ne possédons actuellement aucune donnée nous prouvant une telle liaison; on peut, évidemment, envisager que des variations de vitesse de la subduction soient à l'origine de la compression mais il faut signaler que ces vitesses ne peuvent pas encore être reconstituées à l'aide des anomalies magnétiques; cette explication reste donc hypothétique.

On voit donc déjà que si on envisage les choses à l'échelle de la lithosphère de très importants problèmes restent posés. En fait, nous pensons qu'ils n'existent pas encore de modèle bien satisfaisant pour expliquer la formation des Andes, et que le modèle cordillérain récemment proposé par Dewey et Bird (1970) montre une évolution géologique qui n'est pas très conforme à la réalité. Nous nous efforcerons de proposer un modèle tenant compte de tous les faits exposés ici.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier tout particulièrement :
— le C.N.R.S. (R.C.P. 132), l'O.R.S.T.O.M. et la Direction Générale de la Coopération Technique du Ministère des Affaires Etrangères, qui ont assumé le financement des séjours et des missions;
— le « Servicio de Geología y Minería » du Pérou, la Faculté de Géologie de l'Université de San Andrés de La Paz et Geobol, qui nous ont aidé très efficacement sur place.

BIBLIOGRAPHIE

- AHLFELD, F. et BRANISA, L. (1960). — Geología de Bolivia, 245 p., Instituto Boliviano del Petróleo, La Paz.
- AUDEBAUD, E. (1967). — Etude géologique de la région de Sicuani et Ocongate (Cordillère Orientale du Sud péruvien). Thèse, 3^e cycle, 59 p., Grenoble.
- AUDEBAUD, E. (1970). — Premières observations sur la tectonique tangentielle polyphasée des terrains secondaires de la Cordillère Orientale du Sud-Est péruvien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 270, Ser. D, p. 1059-1062.
- AUDEBAUD, E. (1971). — Mise au point sur la stratigraphie et la tectonique des calcaires cénomaniens du Sud-Est péruvien (formations Ayavacas). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 272, Ser. D, p. 1059-1062.
- AUDEBAUD, E., BARD, J.P., CAPDEVILA, R., DALMAYRAC, B., MAROCCO, R., MÉGARD, F. et PAREDES, J. (1971 a). — Le métamorphisme précambrien de basse pression des Andes Orientales du Pérou. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 273, sér. D, p. 450-453.
- AUDEBAUD, E. et DEBELMAS, J. (1971 b). — Tectonique polyphasée et morphotectonique des terrains crétacés dans la Cordillère Orientale du Sud péruvien. Etude d'une structure caractéristique. *Cah. ORS TOM, sér. Géol.*, 3 (1), p. 59-65, Paris.
- AUDEBAUD, E. et LAUBACHER, G. (1969). — Présence de Tertiaire plissé (groupe Puno) dans la Cordillère Orientale du Sud du Pérou. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 269, Sér. D, p. 2301-2304.
- BAILEY, D.K. (1964). — Crustal Warping. A possible tectonic control of alkaline magmatism. *J. Geophys. Res.*, 69 (6), p. 1103-1111.
- BARNES, V.E., EDWARDS, G., Mc LAUGHLIN, W.A., FRIEDMAN, I. et JOENSUU, O. (1970). — Macusanite occurrence, age, and composition, Macusani, Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81 (5), p. 1539-1546.
- BEARTH, P. (1938). — Gesteine der Peruanischen Anden. *Bull. Soc. Suisse Min. Pétr.*, 18, p. 512-590.
- BELLIDO, E. (1969). — Sinopsis de la Geología del Perú. *Bol. Serv. Geol. Min.*, 22, Lima.
- BELLIDO, E. et GUEVARA, C. (1963). — Geología de los cuadrángulos de Punta de Bomboñ y Clemesí. *Bol. Com. Carta Geol. Nac.*, 5, Lima.
- BELLIDO, E. et NARVAEZ, S. (1960). — Geología del cuadrángulo de Atico. *Ibid.*, 2, Lima.
- BENAVIDES, V. (1956). — Cretaceous system in Northern Peru. *Amer. Mus. Nat. Hist. Bull.*, 108, p. 252-494.
- 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 *Saline Deposits*, R.B. Mattox ed., *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 88, p. 249-290.
- BISCHOFF, G. (1963). — Mitteilung zur Geologie des Territoriums Acre im Grenzgebiet von Brasilien und Peru. *Geol. Jb.*, 80, p. 795-800.
- BODENLOS, A.J. et STRACZEK, J.A. (1957). — Base metal deposits of the Cordillera Negra, Depto. de Ancash, Peru. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1040.
- BOTT, M.H. et DEAN, D.S. (1972). — Stress systems at young continental margin. *Nature, Phys. Sc.*, 235, p. 23-25.
- BRANISA, L., HOFFSTETTER, R., et al. (1966). — Nouvelle contribution à l'étude de la paléontologie et de l'âge du groupe Puca. (Crétacé de Bolivie). *Bull. Mus. Nat. His. Natur.*, 2^e sér., 38 (3), p. 301-310, Paris.
- CECCIONI, G. (1971). — *Esquema de Paleogeografía chilena*. 143 p., Edit. Universitaria, Santiago de Chile.
- CHANOVE, G., MATTAUER, M. et MEGARD, F. (1969). — Précisions sur la tectonique tangentielle des terrains secondaires du massif de Pirin (Nord-Ouest du lac Titicaca, Pérou). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 268, sér. D, p. 1698-1701.
- CLARK, A.H., MAYER, A.E.S., MORTIMER, C., SILLITOE, R.H., COOKE, R.U. et SNELLING, N.J. (1967). — Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, southern Atacama Desert, Chile. *Nature*, 215, p. 723-724.
- COBBING, E.J. et PITCHER, W.S. (sous presse). — The coastal batholith of Peru. *J. Geol. Soc.*, Londres.
- CORVALAN, J., SALAS, R. et MONTECINOS, F. (1968). — Upper Tertiary volcanic rocks of Chile and the uplift of the Andes. *Com. 23^e Cong. Geol. Intern. Prague*.
- COSSIO, A. (1964). — Geología de los cuadrángulos de Santiago de Chuco y Santa Rosa. *Bol. Com. Carta Geol. Nac.*, 8, Lima.
- COSSIO, A. et JAEN, H. (1967). — Geología de los cuadrángulos de Puemape, Chocope, Otuzco, Trujillo, Salaverry y Santa. *Bol. Serv. Geol. Min.*, 17, Lima.
- DAVILA, J.J. et PONCE DE LEON, V. (1971). — La sección del río Inambari en la faja subandina del Perú y la presencia de sedimentitas de la formación Cancañiri (Zapla) del Silúrico. *Rev. Tec. Yac. Petrol. fisc. Boliv.*, 1 (1), p. 67-85.
- LEZA, E. (1971). — The Pariahuanca earthquakes, Huancayo, Peru: July-October 1969, in *Recent Crustal Movements*, *Roy. Soc. New Zeal., Bull.*, 9, p. 77-83.
- DEWEY, J.F. et BIRD, J.M. (1970). — Mountain belts and the new Global Tectonics. *J. Geophys. Res.*, 75 (14), p. 2625-2647.
- DIAZ, H. (1959). — Comunicación acerca de las condiciones presentes en el curso superior del río Beni. *Bol. Tec. Yac. Petrol. Fisc. Boliv.*, 1 (2), La Paz.
- DICKINSON, W.R. (1968). — Circum - Pacific andesite types. *J. Geophys. Res.*, 73, p. 2261-2269.
- DICKINSON, W.R. (1970 a). — Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics. *Rev. Geophys. Space Phys.* 8, 4, p. 813-860.
- DICKINSON, W.R. (1970 b). — Relations of andesitic volcanic chains and granitic batholith belts to the deep structures of orogenic arcs. *Proc. Geol. Soc. London*, 1662, p. 27-30.
- DICKINSON, W.R. (1971). — Plate tectonic models of geosynclines. *Barth Planet. Sci. Let.*, 10, p. 165-174.
- DICKINSON, W.R. et HATHERTON, T. (1967). — Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. *Science*, 157, p. 801-803.
- DINGMAN, R.J. (1965). — Pliocene age of the ash flow deposits of the San Pedro area, Chile. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 525 c, p. 63-67.
- DOLLFUS, O. (1965). — Les Andes Centrales du Pérou et leurs piémonts, étude morphologique. *Trav. Inst. fr. Etud. Andines*, t. X, 404 p., Lima.

- DOLLFUS, O., GABERT, P. et LAHARIE, R. (1970). — Les problèmes morphologiques du piémont désertique des Andes péruviennes méridionales. *Rev. Geogr. Alp.*, 8 (2), p. 265-300, Grenoble.
- DOLLFUS, O. et MÉGARD, F. (1968). — Les formations quaternaires du bassin de Huancayo et leur néotectonique (Andes Centrales péruviennes). *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, vol. X, fasc. 5, p. 429-440, Paris.
- EGLER, C.G. et de BOOY, T. (1956). — Geology and petrology of part of Southern Cordillera Blanca. *Verh. Kon. Geol. Mij. Genootsch.*, Geol. Ser., 17 (1), p. 1-86.
- EGLER, C.G. et de BOOY, T. (1961). — Preliminary note on the Geology of the Cordillera Vilcabamba (SE Peru), with emphasis on the essentially preandean origin of the structure. *Geol. en Mij.*, 40, p. 319-326.
- ESKOLA, P. (1932). — On the origin of granite magmas. *Mineral. Petrogr.* (N.F.) 42, p. 455-481.
- ESKOLA, P. (1960). — Granititstehung bei Orogenese und Epeirogenese. *Geol. Rdsch.*, 50, p. 105-113.
- EVERDREN, J.F., KRIZ, S.J. et CHERRONI, C.M. (1966). — Correlaciones de las formaciones terciarias de la cuenca altiplánica a base de edades absolutas, determinadas por el método Potasio-Argon. *GEOBOL, hoja inform. I.*, La Paz.
- FENNER, C.N. (1948). — Incandescent tuff flows in southern Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 59, p. 879-893.
- FISCHER, A.G. (1956). — Desarrollo geológico del noroeste peruano durante el Mesozoico. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 30, p. 177-190.
- FRANCIS, G.H. (1959). — El Nevado de Quenamari en la Cordillera Oriental del sur del Perú. Ignimbritas (sillar) de la Cordillera Oriental del sur del Perú. *Bol. Inst. Nac. Invest. y Fomento Min.*, 21, Lima.
- GARCIA, W. (1968). — Geología de los cuadrángulos de Mollendo y La Joya. *Bol. Serv. Geol. Min.*, 19, Lima.
- GERTH, H. (1955). — *Der geologische Bau der sudamerikanischen Kordillere*. 264 p., Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- GILETTI, B.J. et DAY, H.W. (1968). — Potassium-Argon ages of igneous intrusive rocks of Peru. *Nature*, 220, p. 570.
- GILLULY, J. (1971). — Plate tectonics and magmatic evolution. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, p. 2383-2396.
- GUEST, J.E. (1969). — Upper Tertiary ignimbrites in the Andean Cordillera of part of the Antofagasta Province, Northern Chile. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80, p. 337-362.
- GUEVARA, G. (1969). — Geología del cuadrángulo de Characato. *Bol. Serv. Geol. Min.*, 23, Lima.
- GUIZADO, J. (1968). — Geología del cuadrángulo de Aplao. *Bol. Serv. Geol. Min.*, 20, Lima.
- HAMILTON, W. (1969). — The volcanic central Andes. A modern model for the Cretaceous batholiths and tectonics of Western North America. Proceedings of the andesite conference. Int. Upper Mantle project. *Scientific report 16*, p. 175-184. State of Oregon edit.
- HAMILTON, W. et MYERS, B. (1967). — The nature of batholiths. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 554-C, p. C1-C30.
- HARRINGTON, H.J. (1962). — Paleogeographic development of South America. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 46 (10), p. 1773-1814.
- HARRISON, J.V. (1943). — Geología de los Andes Centrales en parte del Departamento de Junín, Perú. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 16, 97 p.
- HARRISON, J.V. (1956). — Geología de parte del valle del río Mantaro al oeste y SW de Junín, Perú central. *Bol. Inst. Invest. y Fomento Min.*, 15, 28p., Lima.
- HARRISON, J.V. (1960). — Critical sections in the Western Andes of Central Peru. *Geol. Rdsch.*, 50, p. 630-639.
- HATHERTON, T. (1969). — The geophysical significance of calc-alkaline andesites in New-Zealand. *New Zeal. J. Geol. Geophys.*, 12, p. 436-459.
- HEIM, A. (1949). — Observaciones geológicas en la región del terremoto de Ancash de noviembre de 1946. *Soc. Geol. Peru*, vol. Jubil. Part. II, fasc. 6, 28 p.
- HEINRICH, E.W. (1966). — *The geology of carbonatites*. Rand Mc. Nally, Chicago, 607 p.
- HOFFSTETTER, R. (1956). — *Ecuador*. Lexique Strat. Internatn. vol. 5, fasc. 5 a, C.N.R.S., Paris.
- HOFFSTETTER, R. (1968). — Un gisement de Mammifères déséadiens (Oligocène Inférieur). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 267, Ser. D, p. 1095-1097.
- HOFFSTETTER, R., MARTINEZ, Cl., MATTAUER, M. et TOMASI, P. (1971 a). — Lacayani, un nouveau gisement bolivien de Mammifères déséadiens (Oligocène Inférieur). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 273, Sér. D, p. 2215-2218.
- HOFFSTETTER, R., MARTINEZ, Cl., MUÑOZ-REYES, J. et TOMASI, P. (1971 b). — Le gisement d'Ayo-Ayo (Bolivie), une succession stratigraphique Pliocène-Pleistocène datée par des Mammifères. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 273, Ser. D, p. 2472-2475.
- HOSMER, H. (1959). — Geology and structural development of the andean system of Peru. Ph. D. Thesis, inédit. Un. of Michigan.
- 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.
- JENKS, W.F. (1946). — Geología de la hoja de Arequipa al 200 000°. *Bol. Inst. Geol. Perú*, 9, Lima.
- JENKS, W.F. (1948). — Peru. in Handbook of South American Geology. *Mem. Soc. Geol. America*. 65, p. 215-247.
- JENKS, W.F. et GOLDICH, S.X. (1956). — Rhyolitic tuff flows in southern Peru. *J. Geol.*, 64, p. 156-172.
- JENKS, W.F. et 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.
- KAY, M. (1951). — North american geosynclines. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 48, 143 p.
- KOCH, E. (1962). — Die Tektonik im Subandin des Mittel - Ucayali - Gebietes, Ostperu. — *Geotekt. Forsch.*, 15 (I-II), p. 1-67. Stuttgart.
- KUNO, H. (1959). — Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volcanol.*, 20, p. 37-76.
- KUNO, H. (1966). — Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.* 29, p. 195-222.

- KUNO, H. (1968). — Differentiation of basalt magmas, p. 623-688 in *The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*, New-York, John Wiley and Sons édit.
- KUNO, H. (1969). — Andesite in time and space. Proceedings of the Andesite conference. Int. Upper Mantle Project. Scientific report, 16, p. 13-20, state of Oregon, édit.
- MABIRE, B. (1961). — La « Série de Capas rojas » cretaceo - terciarias en los Andes Centrales del Perú. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 36, p. 151-185.
- MARMO, V. (1971). — *Granite petrology and the granite problem*. Elsevier, Amsterdam, 244 p.
- MAROCCHO, R. (1966). — Etude géologique de la feuille au 1/100 000 d'Ichuña (Pérou) et commentaire d'une coupe générale des Andes péruviennes du Sud. Thèse de 3^e cycle, 81 p., Paris.
- MAROCCHO, R. (1971). — Etude géologique de la chaîne andine au niveau de la déflexion d'Abancay (Pérou). *Cah. Orstom, sér. Géol.*, 3 (1), p. 45-58, Paris.
- MÉGARD, F. (1967). — Commentaire d'une coupe schématique à travers les Andes Centrales du Pérou. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, vol. IX, fasc. 4, p. 335-345.
- MÉGARD, F., DALMAYRAC, B., LAUBACHER, G., MAROCCHO, R., MARTINEZ, C., PAREDES, J. et TOMASI, P. (1971). — La chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie, premiers résultats. *Cah. Orstom, Sér. Géol.*, 3 (1), p. 5-44, Paris.
- MELCHER, G.C. (1966). — The carbonatites of Jacupiranga, Sao Paulo, Brazil. in *Carbonatites*. O.F. Tuttle et J. Gittins éd., Interscience Publishers, p. 169-181.
- MENDIVIL, S.E. (1965). — Geología de los cuadrángulos de Maure y Antajave. *Bol. Com. Carta Geol. Nac.*, 10, Lima.
- NEWELL, N.D. (1949). — Geology of the lake Titicaca region, Peru and Bolivia. *Geol. Soc. Am. Mem.* 36, 111 p., 4 pl. h.-t.
- NEWELL, N.D., CHRONIC, J. et ROBERTS, T. (1953). — Upper Paleozoic of Peru. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 58, 276 p.
- OPPENHEIM, V. (1937). — Geological exploration between upper Jurua river and middle Ucayali river, Peru. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 21, p. 97-110.
- PETERSEN, U. (1958). — Structure and uplift of the Andes of Peru, Bolivia, Chile and adjacent Argentina. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 33, p. 57-144.
- PITCHER, W.S. (sous presse). — The coastal batholith of Peru: some structural aspects. *Intern. Geol. Cong.*, Montréal, 1972.
- ROSS, C.S. et SMITH, R.L. (1961). — Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations and identification. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.* 366, 81 p.
- RÜEGG, W. (1956). — Geología y petróleo en la faja subandina peruana. in *XX Cong. Geol. Intn.*, Simp. Yacimientos Petrol. y Gas, IV (America Latina), p. 89-139, Mexico.
- RÜEGG, W. (1957). — Geologie zwischen Cañete-San Juan 13°00'-15°24' Sudperu. *Geol. Rdsch.*, 45 (3), p. 775-856.
- RÜEGG, W. (1961). — Hallazgo y posición estratigráfico-tectónica del Titoniano en la costa sur del Perú. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 36, p. 203-208.
- RUIZ FULLER, C. et al. (1965). — Geología y yacimientos metalíferos de Chile. *Inst. Inv. Geol.*, 385 p. Santiago de Chile.
- RUSO, A. et RODRIGO, L.A. (1965). — Estratigrafía y Paleogeografía del grupo Puca en Bolivia. *Bol. Inst. Boliv. Petrol.*, 5 (3-4), p. 5-51.
- RUTLAND, R.W.R. (1971). — Andean orogeny and Ocean floor spreading. *Nature*, 233, p. 252-255.
- RUTLAND, R.W.R., GUEST, J.E. et GRASTLY, R.L. (1965). — Isotopic ages and andean uplift. *Nature*, 208, p. 677-678.
- SALAS, R., KAST, R.F., MONTESINOS, F. et SALAS, I. (1966). — Geología y recursos minerales del departamento de Arica. *Bol. Inst. Invest. Geol.*, 21, 174 p., 5 pl. et 1 carte h.-t., Santiago de Chile.
- SILLITOE, R.H., MORTIMER, C. et CLARK, A.H. (1968). — A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, Southern Atacama Desert, Chile. *Trans. Inst. Metall.*, sect. B, 77, p. B 166-169. London.
- SMITH, R.L. (1960). — Zones and zonal variations in welded ash flows. A concept of zonation in ash flows based on degrees of welding and type of crystallization. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 354-F, p. 146-159.
- STEINMANN, G. (1929). — *Geologie von Peru*. 448 p., Karl Winter, Heidelberg.
- STEWART, J. (1968). — Rocas intrusivas del cuadrángulo de la Joya. in *Bol. Serv. Geol. Min.*, 19, p. 43-78. Lima.
- STEWART, J. (1971). — Neogene peralkaline igneous activity in Eastern Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82 (8), p. 2307-2312.
- STEWART, J. et SNELLING, N.J. (1970). — The significance of radiometric age data from peruvian igneous and metamorphic rocks. *Com. 1^{er} Congr. Latino-am. Geol.* Lima.
- SUSZCZYNSKI, E.F. (1970). — La géologie et la tectonique de la plateforme amazonienne. *Geol. Rdsch.*, 59 (3), p. 1232-1253.
- THOMAS N., A. (1970). — Beitrag zur Tektonik Nordchiles. *Geol. Rdsch.*, 59 (3), p. 1013-1027.
- TROTTEREAU, G. (1964). — Contribution à l'étude des Andes Nord-Péruviennes. Thèse 3^e cycle, inéd., Grenoble.
- TUTTLE, O. et BOWEN, N. (1958). — Origin of granite in light of experimental studies. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 74, 153 p.
- VARGAS, L. (1970). — Geología del cuadrángulo de Arequipa. *Bol. Serv. Geol. Min.*, 24, Lima.
- VERASTEGUI, P. (1970). — Las cuencas donde estan ubicadas las áreas de Petroperú y su evaluación petrolífera. *I Congr. Latino-am. Geol.*, t. 2, Geología del Petróleo, p. 64-93, Lima.
- WILLIAMS, M.D. (1949). — Depositos terciarios continentales del valle del Alto Amazonas. *Soc. Geol. Perú*, vol. jubil. XXV anniv., 2 (5), 13 p.
- WILSON, J.J. (1963). — Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Peru. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 47 (1), p. 1-34.
- WILSON, J.J. et GARCIA, W. (1962). — Geología de los cuadrángulos de Pachia y Palca. *Bol. Com. Carta Geol. Nac.*, 4, Lima.
- WILSON, J.J. et REYES, L. (1964). — Geología del cuadrángulo de Pataz. *Bol. Com. Carta Geol. Nac.*, 9, Lima.
- WILSON, J.J., REYES, L. et GARAYAR, L. (1967). — Geología de los cuadrángulos de Mollebamba, Tayabamba, Huaylas, Pomabamba, Carhuay y Huari. *Bol. Serv. Geol. Min.*, 16, Lima.