

B. Dalmayrac

GEOLOGIE



DES ANDES PERUVIENNES

TRAVAUX ET DOCUMENTS DE L'O.R.S.T.O.M.

N° 93

G É O L O G I E
D E S A N D E S P É R U V I E N N E S

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

PARIS

1978

Cette étude a fait l'objet d'une Thèse de Doctorat d'État ès-Sciences, présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, le 23 septembre 1977.

.....

« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, « que les «copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées « à une utilisation collective» et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but « d'exemple et d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite « sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite» (alinéa 1er de « l'article 40).

« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une « contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal.»

.....

Bernard Dalmayrac

Géologie de la Cordillère orientale de la région de Huanuco :

sa place dans une transversale des Andes du Pérou central

(9° S à 10° 30' S)

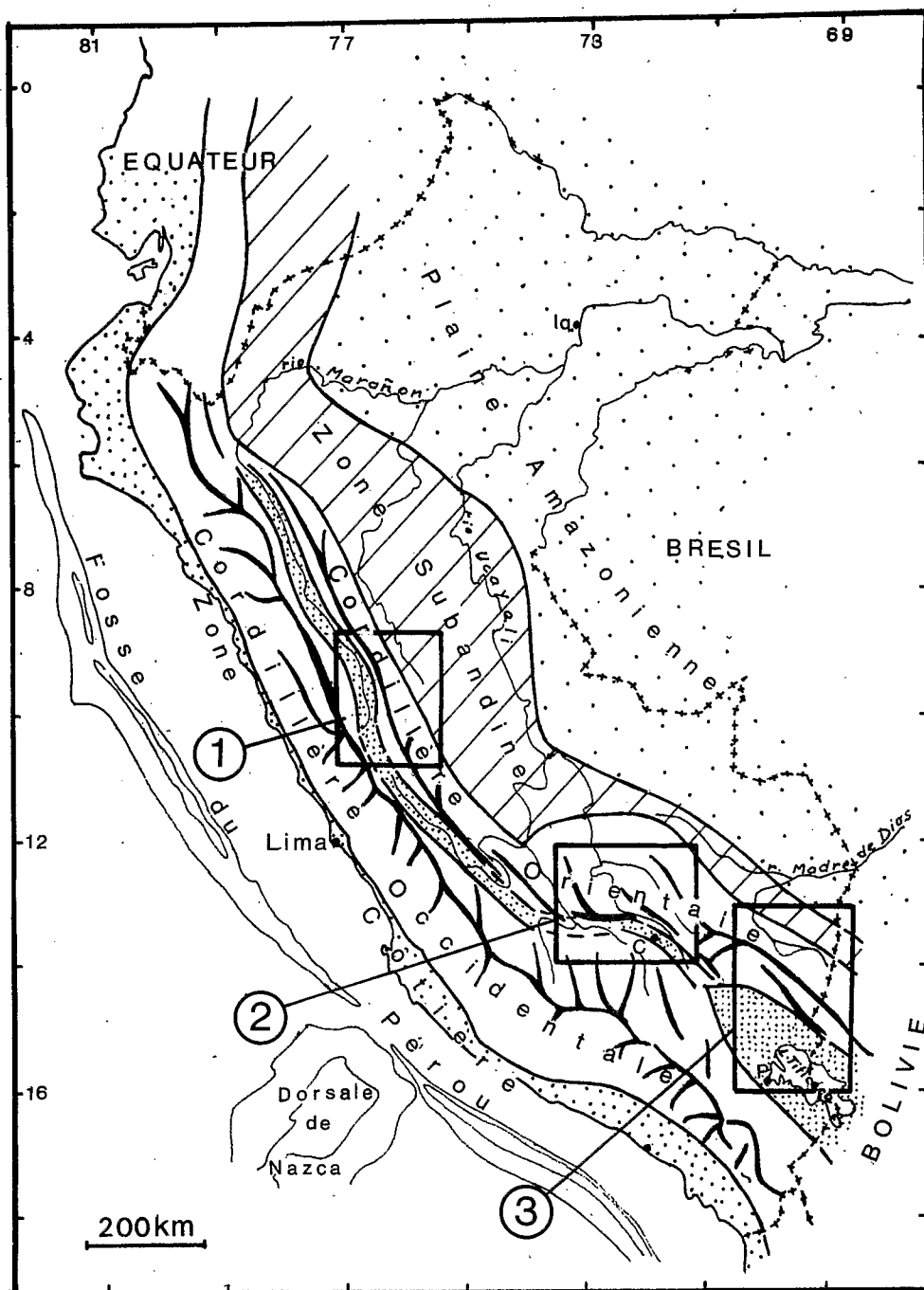
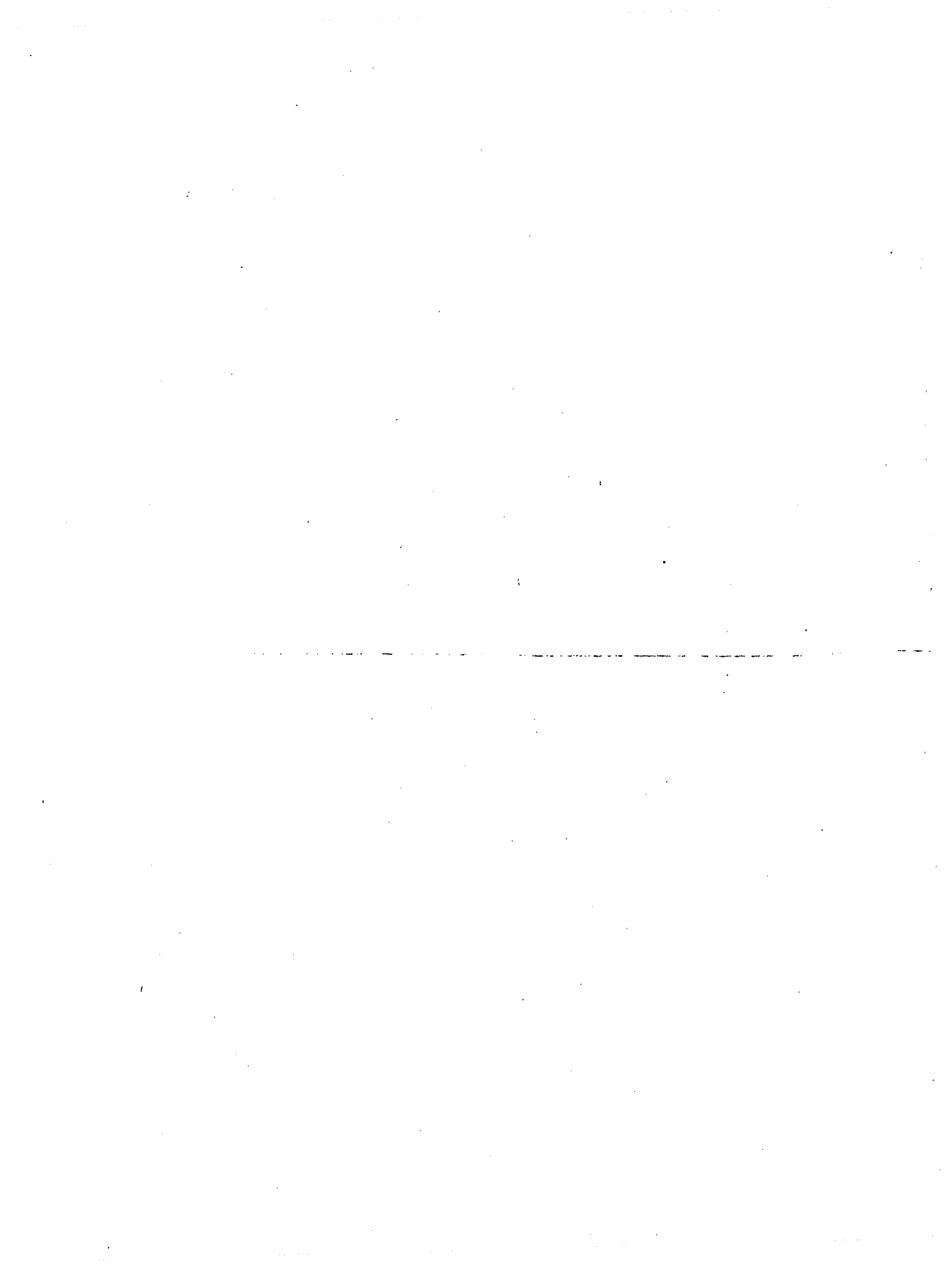


Fig. 1 - Localisation des zones d'études.
 (1) B. DALMAYRAC ; (2) R. MAROCCO ; (3) G. LAUBACHER.

Table des matières

	P.
– <i>INTRODUCTION</i>	5
1 - SITUATION DU SECTEUR ÉTUDIÉ	5
2 - LE CADRE DE L'ÉTUDE : LES ZONES MORPHOSTRUCTURALES	8
2.1 - Les grandes unités morphologiques	8
2.2 - Les grandes lignes de l'évolution stratigraphique	11
2.3 - Les grandes lignes de l'évolution structurale	13
– <i>Première Partie : LE SUBSTRATUM PRÉ-ANDIN</i>	17
Chapitre 1 - LE SUBSTRATUM PRÉCAMBRIEN : LA CHAÎNE PRÉCAMBRIENNE A 600 M.A.	19
Chapitre 2 - LE SUBSTRATUM PALÉOZOÏQUE : LA CHAÎNE HERCYNIENNE	21
2.1 - Le matériel paléozoïque	21
2.2 - La tectonique hercynienne	43
2.3 - Aperçu sur le plutonisme dans la Cordillère orientale	54
– <i>Deuxième Partie : LA CHAÎNE ANDINE</i>	61
Chapitre 1 - LE MATÉRIEL ANDIN	65
1.1 - La sédimentation du Trias au Santonien	65
1.2 - La sédimentation au Crétacé terminal Éocène	97
1.3 - La sédimentation et le volcanisme au Tertiaire supérieur	101
Chapitre 2 - LA TECTONIQUE ANDINE	107
2.1 - Chronologie des phases	107
2.2 - La tectonique andine dans les différentes zones structurales	110
2.3 - Le raccourcissement dans la chaîne des Andes	136
2.4 - Conclusion : caractères généraux de la tectonique andine	140
Chapitre 3 - APERÇU SUR L'ÉVOLUTION RÉCENTE DE LA CHAÎNE	143
– <i>BIBLIOGRAPHIE</i>	151



INTRODUCTION

La chaîne des Andes constitue un important système montagneux qui s'étend sur plus de 7500 km en bordure du Pacifique sud-est.

Son étude présente un intérêt majeur car sa genèse est liée à l'existence d'une marge active sur la bordure occidentale du continent sud-américain. Elle constitue donc un excellent modèle pour étudier les relations entre subduction et orogénèse.

Si l'histoire récente des Andes est à mettre en relation avec sa position en bordure d'une marge active, il faut cependant souligner que l'ensemble de l'édifice andin est le résultat de la superposition de trois orogènes : un orogène précambrien, un orogène hercynien, un orogène andin.

La répartition spatiale des édifices précambrien et hercynien, responsables en particulier des limites occidentales de la plaque sud-américaine, a une influence indirecte, au cours de l'évolution andine, sur le mode d'affrontement entre la plaque sud-américaine et le domaine pacifique, donc sur la structure même de la chaîne andine.

Pour mieux comprendre l'évolution dynamique de la chaîne des Andes, il fallait donc également connaître l'organisation structurale de son substratum.

1 - SITUATION DU SECTEUR ÉTUDIÉ

Le travail faisant l'objet de ce mémoire s'intègre dans une étude générale, dont l'objectif principal était l'étude de la Cordillère Orientale des Andes péruviennes. Pour ce faire, trois secteurs ont été définis. Ce sont du nord au sud (Fig. 1) :

- le secteur de Huanuco que j'ai personnellement étudié,
- le secteur de Cuzco, étudié par R. MAROCCO,
- le secteur du nord du lac Titicaca, étudié par G. LAUBACHER.

Ces monographies régionales avaient pour but essentiel l'étude générale des terrains constituant la Cordillère Orientale encore très mal connue, si ce n'est au long de quelques itinéraires et dans la région du lac Titicaca.

Il s'agissait, en particulier, d'établir la succession stratigraphique des terrains paléozoïques, de déterminer l'âge, le style des divers événements tectoniques, donc retracer l'histoire géologique de cet important domaine qui constitue une partie de l'édifice andin.

La région étudiée (Fig. 2) est située dans la partie nord du Pérou central. Elle est comprise entre 9° et $10^{\circ}45'$ de latitude sud et $75^{\circ}45'$ et 77° de longitude ouest. Elle correspond presque entièrement à la Cordillère Orientale et ses versants occidentaux et orientaux.

Du point de vue morphologique, la zone étudiée est caractérisée par des massifs plus ou moins importants pouvant culminer à plus de 5000 m (5870 m, massif du Huagaruncho au sud de Huanuco) et séparés par des vallées profondes. Vers l'ouest, elle est limitée à la profonde vallée du rio Marañon qui, au nord, constitue la zone de transition entre Cordillère Orientale et Cordillère Occidentale. Vers le sud, au niveau de Ambo-Cerro de Pasco ($10^{\circ}45'S$), la Cordillère Orientale passe à l'ouest à une zone de Hauts Plateaux bien développée au niveau du Pérou central et dont l'altitude varie entre 3800 m et 4200 m. Vers l'est, le rio Huallaga correspond au passage de la Cordillère Orientale à la zone subandine. Ce versant oriental des Andes est très raide et on passe très rapidement, sur 50 km environ, de 4000 m à environ 1000 m d'altitude.

La Cordillère Orientale est relayée vers l'est par une région de collines dont l'altitude moyenne oscille autour de 1000 à 1500 m (région de Tingo Maria); ces derniers reliefs sont suivis par une région très plate, le bassin amazonien, où s'étaient les méandres des affluents du Huallaga ou de l'Ucayali.

Du point de vue géologique, la région de Huanuco était considérée comme faisant partie intégrante de la Cordillère Orientale et à ce titre, implicitement on considérerait généralement qu'elle était essentiellement constituée de terrains paléozoïques.

En fait, les terrains paléozoïques n'affleurent que dans la région sud-occidentale, entre Ambo et Huanuco. La presque totalité de la région étudiée (60 %) est constituée de terrains métamorphiques d'âge précambrien. La grande extension des terrains précambriens dans la région de Huanuco nous a amené à nous intéresser plus particulièrement à ce problème.

A ce titre, nous avons été conduit à comparer les terrains précambriens de la région de Huanuco aux autres massifs précambriens des Andes centrales et de la Cordillère de la côte sud-péruvienne et ainsi tenter d'ébaucher les grandes lignes de l'orogénèse précambrienne péruvienne.

Par la suite, afin d'intégrer ce travail régional dans l'ensemble de l'édifice andin, nous avons été amené à nous intéresser à l'évolution

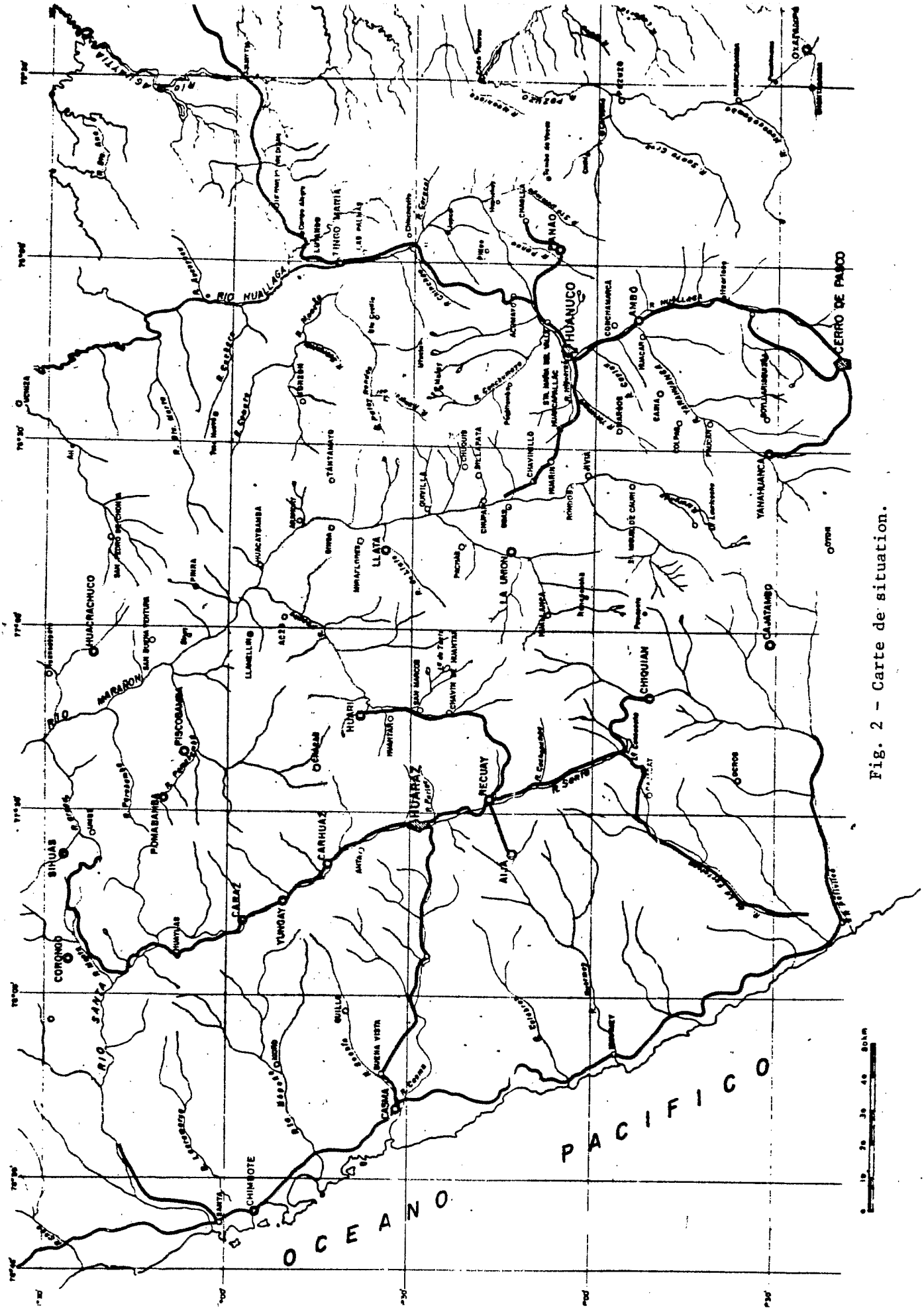


Fig. 2 - Carte de situation.

méso-cénozoïque de la chaîne des Andes. Pour cela nous nous sommes basés essentiellement sur l'étude des transversales de Huanuco-La Union-Chiquian-Casma et de Cerro de Pasco-Yanahuanca - Oyon - Churin.

Ce travail a été largement facilité par suite de l'existence de levés cartographiques réalisés par J.J. WILSON et J. COBBING dans la Cordillère Occidentale.

2 - LE CADRE DE L'ÉTUDE. LES ZONES MORPHOSTRUCTURALES

La chaîne des Andes péruviennes, de direction moyenne NNW-SSE, est située sur la bordure occidentale du continent sud-américain. Elle constitue un édifice montagneux imposant dont l'altitude moyenne est voisine de 5000 m et qui, au Pérou, culmine à 6880 m dans la Cordillère Blanche.

Cette imposante chaîne surplombe le vaste domaine pacifique dont elle est séparée par une des fosses les plus profondes du monde (plus de 6000 m de profondeur).

La chaîne andine montre une nette zonation morphologique qui traduit une zonation stratigraphique, structurale, magmatique, qui s'est établie progressivement tout au long de son histoire géologique.

Cette zonation morphologique qui coïncide effectivement, dans la plupart des cas, à une zonation structurale, a pris, avec l'usage, une telle importance que parfois on assimile la zonation morphologique à la zonation structurale. Ainsi, la Cordillère Orientale qui correspond à une unité morphologique bien définie, est devenue synonyme de chaîne hercynienne. Si ce fait est généralement vérifié dans le sud du Pérou, il n'en est pas de même dans la partie nord et en particulier dans la région de Huanuco où la Cordillère Orientale correspond presque uniquement à des terrains précambriens.

2.1 - LES GRANDES UNITÉS MORPHOLOGIQUES

Du sud-ouest vers le nord-est sur une coupe générale des Andes on peut définir 6 unités morphologiques qui sont : la côte et le versant occidental des Andes, la Cordillère Occidentale, les Hauts Plateaux, la Cordillère Orientale, la zone subandine, l'Amazonie.

- La côte et le versant occidental des Andes.

Au niveau de 10°S on ne peut pas définir de zone côtière, les derniers reliefs de la Cordillère Occidentale arrivant jusqu'au Pacifique. Sur une centaine de kilomètres on passe de la côte pacifique au faite de la Cordillère à plus de 4500 m d'altitude. Ce versant occidental des Andes a une pente régulière au pied de laquelle s'accumulent de grands épan-

dages formant des glacis. Ce versant est entaillé par de profondes vallées généralement perpendiculaires à la côte. Entre 10°S et 8°40'S, la dépression du Callejon de Huayllas, drainée par le rio Santa, s'étend parallèlement aux directions structurales de la chaîne et sépare la Cordillère Noire à l'ouest de la Cordillère Blanche faite de la Cordillère Occidentale.

- La Cordillère Occidentale et les Hauts Plateaux.

Elle s'étend parallèlement à la côte et constitue la zone la plus élevée de la Cordillère qui dépasse le plus souvent 5000 m d'altitude. Elle est soulignée par des sommets où persistent les glaciers comme dans la Cordillère de Raura, la Cordillère de Huayhuash et la Cordillère Blanche (6880 m Huascarán). Vers l'est, la Cordillère Occidentale passe, au sud de 10°30'S, à la région des Hauts Plateaux dont l'altitude varie entre 3800 et 4200 m. Cette unité morphologique, bien développée au niveau du Pérou central où elle peut atteindre plus de 50 km de large, se rétrécit progressivement vers 10°30'S et n'est plus individualisée plus au nord. En effet, au nord de la latitude de Huanuco la transition entre

Cordillère Occidentale et Cordillère Orientale est brutale. Cette transition est soulignée par la profonde vallée du rio Marañón, caractérisée par un cours rectiligne, des versants très raides, et un encaissement considérable qui peut atteindre 3000 m. La vallée du Marañón est en fait contrôlée par une importante zone de failles de direction NNW-SSE à NS qui correspondent à une zone active tout au cours de l'histoire mésocénozoïque des Andes.

Il est intéressant de souligner que la zone des Hauts Plateaux est limitée à des régions où la Cordillère Orientale est constituée de terrains paléozoïques. Dans le nord du Pérou, où la Cordillère Orientale est formée uniquement de terrains précambriens, on passe directement des reliefs de la Cordillère Occidentale à ceux de la Cordillère Orientale.

- La Cordillère Orientale et la zone subandine.

C'est une zone de reliefs moins importante et surtout moins continue que la Cordillère Occidentale. Elle est caractérisée par des massifs séparés par de profondes vallées tributaires du Huallaga et du Marañón qui limitent respectivement à l'est et à l'ouest. Son flanc occidental, recouvert par une végétation rase, contraste avec le flanc oriental qui, très humide, montre une végétation très dense de type selvatique qui peut atteindre des altitudes de l'ordre de 2500 à 3000 m.

Les collines subandines, avec des altitudes entre 1000 et 1500 m, font suite vers l'est à la Cordillère Orientale. Le passage entre la Cordillère et la zone subandine est très raide; en moins de 50 km on passe de 4000 m à 800 m d'altitude.

Cette zone de reliefs ondulés passe rapidement à l'immense plaine amazonienne, domaine de la forêt tropicale, accessible uniquement par les immenses rivières qui s'étalent en méandres multiples.

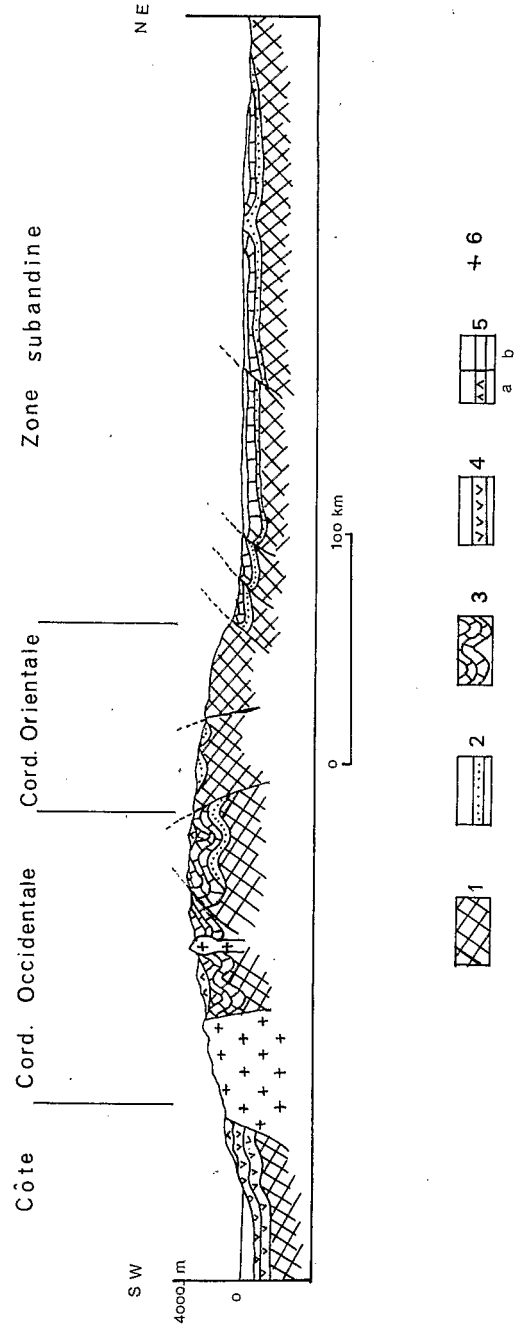


Fig. 3 - Coupe schématique générale des Andes péruviennes (échelle des hauteurs X 6).
 1 - Précambrien; 2 - Paléozoïque; 3 - Mésozoïque; 4 - séries volcaniques mésozoïques de la côte; 5 - Cénozoïque a) volcanique, b) sédimentaire; 6 - batholite.

2.2 - LES GRANDES LIGNES DE L'ÉVOLUTION STRATIGRAPHIQUE

L'histoire stratigraphique de la chaîne des Andes est liée à la superposition de trois cycles orogéniques : le Précambrien, l'Hercynien, l'Andin. Sous le terme de cycle andin nous comprenons l'évolution sédimentaire et tectonique de la chaîne des Andes depuis le Trias jusqu'à la fin du Tertiaire.

- La sédimentation précambrienne.

Les terrains d'âge précambrien sont représentés par des séries métamorphiques polydéformées, particulièrement importantes sur la transversale étudiée. Ces métamorphites, généralement représentées par des faciès "schistes verts", atteignent localement le faciès amphibolite profond et peuvent très localement passer au faciès granulite.

La succession stratigraphique peut être résumée de la base au sommet :

- . un épisode basique, associé à des niveaux ultrabasiques à péridotites et serpentinites.
- . une séquence pélitique feldspathique.
- . une épaisse séquence pélitique donnant des micaschistes et des schistes associés à des niveaux de tuffites basiques, donnant des amphibolites.
- . une puissante formation de métatufs basiques et de métagrauwackes donnant des prasinites à ocelles d'albite.
- . une séquence pélitique donnant des schistes intercalés avec de petits bancs quartzitiques.

Le Précambrien est donc caractérisé par une série stratigraphique essentiellement paradérivée provenant de l'érosion d'un socle sialique plus ancien, associée à des épisodes volcaniques basiques partiellement remaniés.

- La sédimentation hercynienne.

Le Paléozoïque inférieur débute par un conglomérat d'âge landvirnien discordant sur les métamorphites précambriennes. Très développé dans le sud du Pérou, le Paléozoïque inférieur de la région de Huanuco se caractérise par la réduction des séries qui, au total, ne dépassent pas 1000 à 1500 m et par le caractère beaucoup plus détritique.

L'importance des massifs précambriens associée au fait que les séries du Paléozoïque inférieur sont peu épaisses, et peu ou pas tectonisées, indique que la région étudiée correspondait à la bordure nord-orientale du bassin paléozoïque inférieur.

A la phase de plissement qui a donné la chaîne éohercynienne, succède une période de distension responsable de la formation d'un bassin

carbonifère intramontagneux à sédimentation molassique continentale, parfois interrompue par des venues marines, suivies au Mississipien terminal par un épisode volcanique. Au Pennsylvanien persiste un sillon étroit à sédimentation détritique à l'ouest, bordé à l'est par une zone de plate-forme à sédimentation carbonatée. Au Permien moyen un bassin marin faiblement subsident, à faciès carbonatés, s'étend sur une grande partie du Pérou central.

Au Permien moyen, une phase épirogénique provoque une émergence générale et le dépôt de molasses rouges continentales intercalées avec d'importantes venues de matériel volcanique acide, indice d'un "rifting" intracontinental. A partir du Permien moyen, l'évolution stratigraphique du Pérou central préfigure l'organisation paléogéographique du Mésozoïque.

- La sédimentation andine.

L'histoire sédimentaire du cycle andin peut être subdivisée en deux grandes périodes.

Du Trias au Santonien (230 à 80 MA) un régime général en distension est responsable de la formation de bassins où vont s'accumuler des séries marines carbonatées ou détritiques.

Du Santonien au Cénozoïque le domaine andin, presque totalement émergé, est soumis à plusieurs phases de compression séparées par des périodes de "calme orogénique" durant lesquelles s'accumulent des formations molassiques rouges, puis d'importantes venues volcaniques effusives.

La première période de sédimentation débute par la transgression norienne. Deux grands accidents longitudinaux, vraisemblablement décrochants, limitent de part et d'autre de la Cordillère Orientale, deux bassins étroits qui seront le siège jusqu'au Jurassique d'une sédimentation carbonatée. Au Tithonique, s'individualise dans la Cordillère Occidentale du centre et du nord du Pérou, un bassin marin où s'accumulent 1000 à 1500 m de pélites noires.

Au Crétacé inférieur se définit l'organisation paléogéographique classique des Andes, qui comprennent du sud-ouest vers le nord-est :

- un bassin ouest-péruvien où se déposent des séries marines détritiques associées à des calcaires. Ce bassin, si l'on en croit les directions d'apports, pouvait être bordé du côté pacifique par des terres émergées à matériel sialique.
- une zone positive émergée, le géanticlinal du Marañón, correspondant à la Cordillère Orientale reliée au bassin occidental par une zone de plate-forme où se déposent quelques centaines de mètres de sédiments continentaux quartzitiques.
- un bassin est-péruvien qui se prolonge jusque vers le Bouclier brésilien et qui est le siège d'une sédimentation détritique en provenance de la Cordillère Orientale et du Bouclier.

A partir de l'Albien et jusqu'au Santonien ce dispositif paléogéographique subsiste mais sur la côte se mettent en place plus de 5000 m de séries volcaniques calcoalcalines essentiellement andésitiques, manifestation à relier à la mise en place d'une zone de subduction. Dans le bassin occidental la sédimentation surtout calcaire peut atteindre la zone de plate-forme et localement le géanticlinal du Marañon.

Dans le bassin oriental les calcaires sont présents en bordure de la Cordillère Orientale, puis se chargent de produits détritiques de plus en plus grossiers, en direction du Bouclier brésilien.

Au Santonien se produit la première phase de plissement qui affecte essentiellement la zone côtière; au point de vue stratigraphique elle se traduit par une émergence généralisée qui sera accompagnée durant le Tertiaire d'une sédimentation continentale de molasses rouges. L'évolution stratigraphique tertiaire est dominée par l'accumulation de grandes masses de matériel effusif.

Les séries pliocènes et quaternaires, associées à la formation des reliefs andins, sont peu fréquentes sur cette transversale des Andes et surtout représentées par d'importantes accumulations morainiques.

2.3 - LES GRANDES LIGNES DE L'ÉVOLUTION STRUCTURALE

L'ensemble de l'édifice andin est le résultat de la superposition de trois cycles orogéniques : la chaîne andine proprement dite qui s'est constituée à partir du Crétacé supérieur, la chaîne hercynienne qui, dans le nord du Pérou, est très peu exprimée, enfin la chaîne précambrienne.

Il est important de souligner ce caractère, car généralement il était convenu de considérer que la plupart des chaînes cordilléranes étaient le résultat de l'accrétion continentale. Les sédiments déposés originellement sur la marge continentale étaient incorporés ultérieurement à la suite de phénomènes tectoniques à la bordure continentale en formant une nouvelle chaîne.

La présence d'un substratum ancien, modelé au cours des cycles orogéniques précambrien et hercynien, joue un rôle déterminant dans l'histoire andine de la chaîne des Andes. Ce sont, en particulier, les directions structurales précambriennes et paléozoïques qui seront en partie à l'origine de l'organisation paléogéographique mésozoïque mais aussi ce sont elles qui détermineront les limites de la plaque sud-américaine donc le type d'affrontement entre la plaque océanique pacifique et la plaque continentale sud-américaine.

. La chaîne précambrienne.

L'histoire structurale de la chaîne précambrienne est encore très mal connue; cependant on sait qu'elle est le résultat de la superposition de 3 ou 4 phases tectoniques dont les deux premières au moins sont associées à deux épisodes métamorphiques importants. Cette chaîne, d'âge 600 à 650 MA, reprend localement sur la côte sud-péruvienne des noyaux

granulitiques d'âge 2000 MA. En première approximation, compte tenu des faibles renseignements que nous possédons actuellement, on peut penser que la chaîne précambrienne péruvienne est une chaîne de collision entre un massif ancien occidental (représenté par des gneiss granulitiques à 2000 MA de la côte sud-péruvienne) et le massif ancien du Brésil central. La présence de roches ultrabasiqes et d'importantes séries volcaniques basiques affleurant actuellement dans la Cordillère Orientale du nord du Pérou, pourraient être des indices d'une ancienne croûte océanique. La localisation de cette "ceinture de roches ultrabasiqes" serait un indice précieux pour donner une idée de la direction structurale initiale de cette chaîne.

Il faut noter à ce sujet que les directions structurales visibles, sensiblement est-ouest, sont tronquées par la ligne de rivage au niveau du sud du Pérou.

La chaîne hercynienne.

Elle est le résultat de deux phases orogéniques bien individualisées dans le sud du Pérou où la chaîne hercynienne constitue la totalité de la Cordillère Orientale.

La phase éohercynienne (Dévonien supérieur) de direction N.130 présente une zone axiale où la schistosité est bien développée: le métamorphisme, présent dans quelques secteurs, ne dépasse pas le faciès "schistes verts". On ne connaît pas de déversement préférentiel excepté dans un secteur du sud-péruvien. Des granites syn à post-orogéniques sont associés à cette phase.

La région de Huanuco est située sur la bordure nord-orientale de la chaîne éohercynienne. La déformation est faible, la schistosité lorsqu'elle est présente est du type schistosité de fracture, le métamorphisme est absent. La zone axiale se poursuivrait donc au sud de la zone étudiée sous la Cordillère Occidentale. La phase tardihercynienne (Permien moyen) n'est connue que dans le sud du Pérou.

Dans le nord du Pérou le Paléozoïque supérieur est marqué par une tectonique en distension qui délimite des blocs jouant en horst ou graben. Ces mouvements de blocs, accompagnés de volcanisme, se poursuivent jusqu'au Permien et s'intensifient au Permien supérieur - Trias inférieur. Le volcanisme acide disposé au long de grandes failles fait penser à un processus de rifting qui marquerait dès le Permien supérieur le début de l'histoire mésozoïque.

La chaîne andine.

Le cycle andin débute par une longue période de "calme tectonique" qui s'étend du Norien à l'Albien et au cours de laquelle s'effectue l'essentiel de la sédimentation andine dans les Andes du centre et du nord du Pérou. Cette période est généralement considérée comme une période de distension au cours de laquelle s'ouvre parallèlement à la côte actuelle, le bassin andin limité à l'ouest par un arc magmatique typique des zones

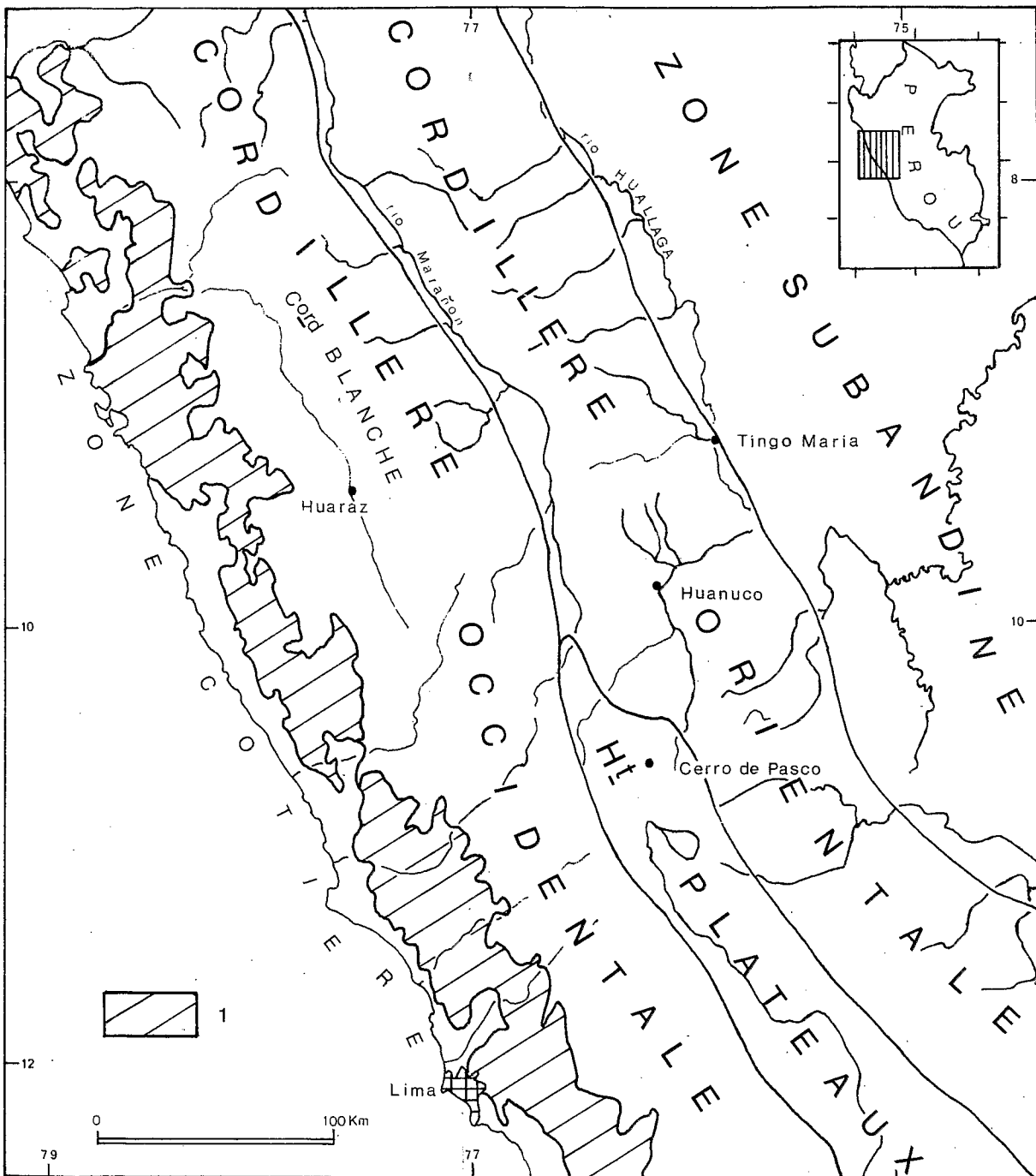


Fig. 4 - Zonation morphostructurale.

1. batholite de la Cordillère occidentale

de subduction. Il n'existe sur la côte nord-péruvienne aucun terrain pré-albien permettant de confirmer l'existence de cet arc magmatique et son existence n'est justifiée que par extrapolation de la côte sud-péruvienne qui, du Trias au Jurassique supérieur, est le siège de la mise en place de matériel volcanique de composition chimique encore indéterminée.

Dans ces conditions, nous préférons émettre quelques réserves concernant l'existence d'un arc volcanique continu sur toute la côte péruvienne et qui aurait fonctionné du Trias au Santonien. On peut alors se demander quel est le processus qui est à l'origine de la formation des bassins mésozoïques.

Il faut tout d'abord souligner le caractère rectiligne, étroit et relativement peu subsident des bassins mésozoïques et en particulier des bassins triasico-jurassiques. Les bassins à sédimentation carbonatée du Trias-Jurassique sont d'autre part contrôlés par des failles longitudinales de direction NW-SE, de part et d'autre desquelles les variations d'épaisseur et de faciès sont très importantes. De la même façon, le bassin tithonique du nord du Pérou semble limité brusquement, sur son bord oriental, par un système de failles en échelon qui ont joué au cours de la sédimentation.

Ces divers caractères nous ont conduit à supposer que les bassins triasico-jurassiques sont essentiellement contrôlés par le jeu de grands accidents longitudinaux décrochants, hypothèse qui ne semble pas totalement aberrante lorsqu'on essaie de la replacer dans un contexte de tectonique des plaques au Mésozoïque.

A l'Albien, se met en place une zone de subduction avec formation d'un arc volcanique et d'une mer marginale. Ce système arc volcanique-mer marginale "avortera" dès le Crétacé terminal-Eocène.

A partir du Santonien commence la deuxième période du cycle andin caractérisée par des phases de compression très brèves séparées par des périodes plus longues de calme marquées semble-t-il par une distension compatible avec la mise en place de matériel volcanique. En fait, il est difficile de parler de périodes de distension entre les différentes phases tectoniques. On a plutôt tendance à croire que, depuis le Crétacé terminal jusqu'à l'époque actuelle, la chaîne des Andes, c'est-à-dire la bordure de la plaque sud-américaine, est soumise à une tension constante, les phases de plissements correspondant alors à de brefs intervalles de surtension dont l'origine est à relier, comme nous le verrons, à des phénomènes plus généraux, eux-mêmes régis par le déplacement de la plaque sud-américaine et de la plaque océanique pacifique.

* * *

*

PREMIERE PARTIE

LE SUBSTRATUM PRÉ-ANDIN

Chapitre 1

LE SUBSTRATUM PRÉCAMBRIEN. LA CHAÎNE PRÉCAMBRIENNE A 600 MA .

Les séries méso-cénozoïques de la chaîne des Andes se sont déposées sur une croûte continentale typique formée de terrains métamorphiques anciens et de séries sédimentaires paléozoïques plissées par au moins une orogénèse hercynienne.

G. STEINMANN (1929) différencie le premier les séries anciennes, formées de gneiss et de micaschistes qu'il qualifie d'"archaïques", et les schistes ordoviciens fossilifères, sans toutefois préciser la chronologie exacte de ces événements.

En 1970 nous avons pu mettre en évidence de façon définitive l'existence d'un substratum précambrien (B. DALMAYRAC 1970).

Dans la vallée de Chaupihuranga, à proximité du village de Huacar (32 km au sud de Huanuco), un conglomérat basal surmonté de quartzites puis de schistes à graptolites du Llandvirn, le tout faiblement déformé, repose en discordance angulaire très nette sur des séricitoschistes affectés par une tectonique polyphasée.

Des relations identiques, retrouvées en divers points de la région étudiée, nous ont permis de généraliser nos observations et de conclure en l'existence d'un substratum précambrien comportant tous les éléments caractéristiques d'une chaîne.

A partir de ces observations régionales il nous a ensuite été possible de caractériser ce substratum précambrien par sa composition lithologique, son métamorphisme, sa tectonique. Nous avons été ainsi conduit à admettre que plus de 60 % des terrains qui affleurent à l'intérieur du vaste anticlinorium andin que constitue la Cordillère Orientale de la région de Huanuco, doivent être attribués au substratum précambrien.

Ce complexe précambrien, qui affleure très largement au niveau de la transversale de Huanuco, se poursuit sans interruption vers le nord et nous pensons pouvoir affirmer que la quasi totalité de la Cordillère Orientale située au nord de 10°S est constituée de Précambrien. Vers le sud, ce complexe précambrien a également été cartographié par F. MEGARD (1973), J. PAREDES (1972) dans le Pérou central où il est réparti dans divers compartiments limités par des failles.

Plus au sud, depuis Cuzco (R. MAROCCO) jusqu'à la frontière bolivienne (G. LAUBACHER), la Cordillère Orientale est constituée de terrains paléozoïques plissés à l'Hercynien; on n'y connaît pratiquement pas de Précambrien.

Par suite donc de l'importance des terrains précambriens de la Cordillère Orientale du centre et du nord du Pérou, nous avons été amené à nous intéresser plus particulièrement à ce problème.

Dans un premier temps, nous nous sommes surtout attaché à caractériser, au niveau de notre transversale, la nature de ce substratum précambrien et définir en particulier sa composition lithostratigraphique, son métamorphisme, sa tectonique, son magmatisme, son âge. Postérieurement, il nous a paru intéressant d'établir des comparaisons avec les autres régions où un substratum préordovicien était mentionné et en particulier avec la côte sud péruvienne où un socle précambrien était signalé depuis longtemps (E. BELLIDO et S. NARVAEZ 1960).

Une fois caractérisée et datée il convenait de replacer cette chaîne précambrienne péruvienne dans le contexte précambrien sud-américain.

Par suite de l'importance de ce problème, nous avons été amené à préparer un chapitre général faisant le point des connaissances actuelles du Précambrien péruvien.

En conséquence, nous prions le lecteur de bien vouloir se reporter au chapitre général, étant bien entendu que la plupart des conclusions et en particulier les types de métamorphisme, les phases de déformations, ont été établies à partir des observations faites dans la Cordillère Orientale de la région de Huanuco.

* *

*

Chapitre 2

LE SUBSTRATUM PALÉOZOÏQUE. LA CHAÎNE HERCYNIENNE

Dans le secteur étudié du Pérou Central, les terrains du Paléozoïque inférieur et moyen sont représentés par des séries incomplètes et très réduites, correspondant à la bordure nord-orientale du bassin éopaléozoïque.

Une phase tectonique d'intensité modérée donne des plis de direction NW-SE à plans axiaux verticaux accompagnés de schistosité. Ce plissement, d'âge dévonien supérieur, responsable de la formation de la chaîne éohercynienne, est beaucoup moins intense que dans le sud du Pérou. Il s'en suit que cette région correspond à la partie nord-orientale de l'édifice éohercynien, la zone axiale se trouverait plus au SW, sous la Cordillère Occidentale.

Le Carbonifère et le Permien inférieur, discordant sur la chaîne éohercynienne ou directement sur le socle précambrien, sont affectés au Permien moyen par une phase tectonique qualifiée de tardihercynienne. Cette phase tardihercynienne est bien caractérisée dans le sud du Pérou (AUDEBAUD et LAUBACHER 1969), où elle donne un plissement. Dans le Pérou Central, la phase tardihercynienne se traduit par une tectonique cassante accompagnée d'une orogénèse importante.

Cette période orogénique est suivie d'une importante érosion qui donne lieu à l'accumulation d'épaisses molasses rouges, durant le Permien supérieur et le Trias inférieur. Cette période d'accumulations molassiques importantes est associée à un régime de distension comme en témoigne l'abondance des venues volcaniques.

2.1 - LE MATÉRIEL PALÉOZOÏQUE

Nous étudierons tout d'abord le Paléozoïque inférieur marin et peu épais (500 à 1000 m) puis le Paléozoïque supérieur néritique et continental qui peut atteindre 2000 m d'épaisseur.

2.1.1 - LE PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR

Le Paléozoïque inférieur affleure peu dans le Pérou Central et en particulier dans la zone étudiée (Fig. 5). Il est absent sur la côte au nord de 15°S et dans toute la Cordillère Occidentale. Il est assez bien développé sur la bordure occidentale de la Cordillère Orientale, dans la vallée de Yanahuanca et le haut Marañon (10°S à 10°30'S).

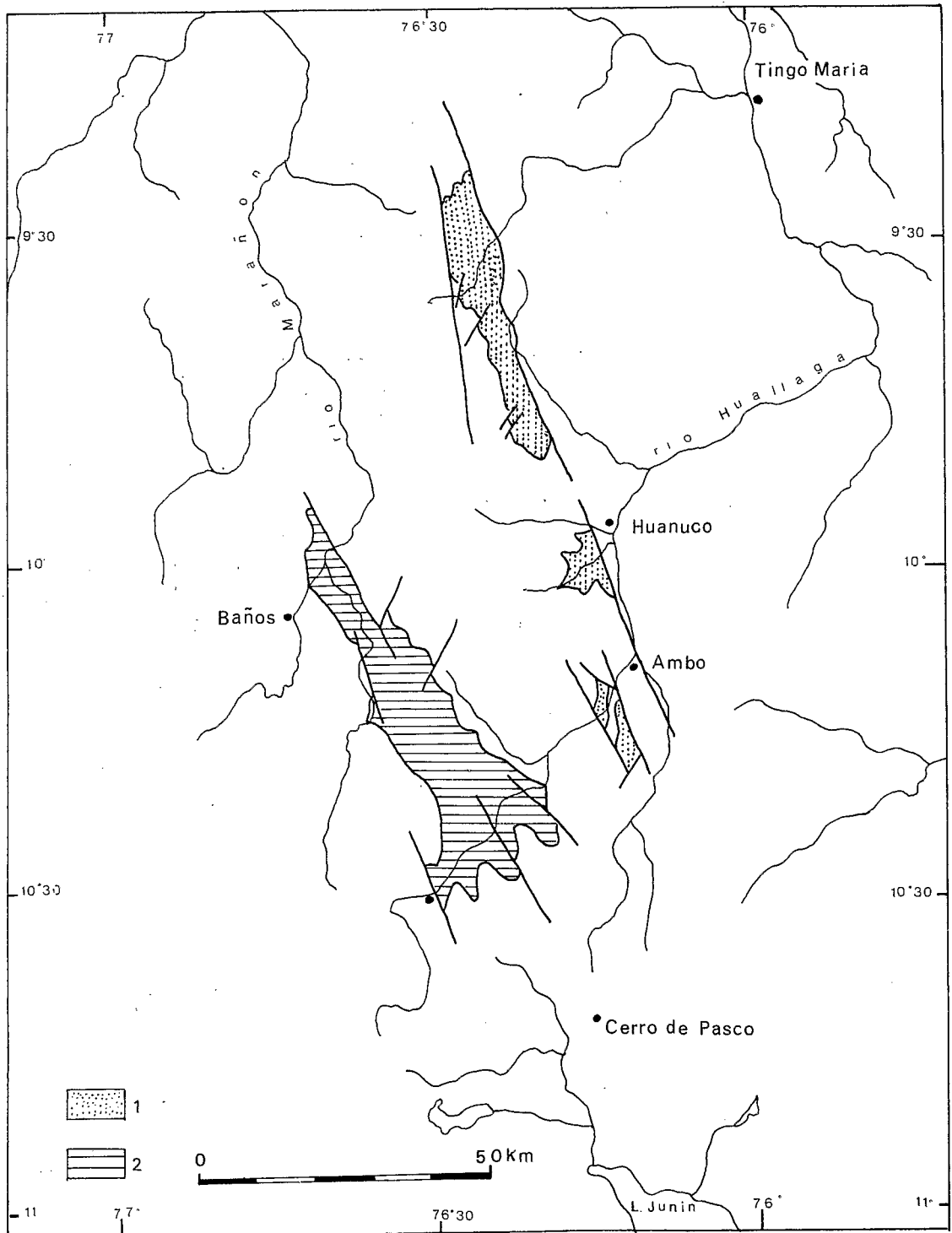


Fig. 5 - Affleurements du Paléozoïque inférieur.

1 - Paléozoïque inférieur essentiellement ordovicien;
 2 - Série de Yanahuanca - Paléozoïque inférieur ou Précambrien.

Plus au nord, dans cette même bande drainée par la vallée du Marañon, et jusqu'à 8°S, les terrains paléozoïques sont absents et généralement les molasses rouges du Permien supérieur reposent directement en discordance sur le socle précambrien.

Entre 7°30' et 8°S WILSON et REYES (1967) signalent des terrains d'âge ordovicien, peu épais, discordants sur le socle métamorphique.

Dans la Cordillère Orientale, contrairement aux régions plus méridionales, le Paléozoïque inférieur est particulièrement inexistant. Par 9°30'S au nord de Huanuco, au coeur de la Cordillère Orientale, affleure un large synclinal de matériel paléozoïque. Dans cette région le Paléozoïque inférieur est représenté par une série réduite (700 à 800 m) allant du Llanvirnien au Siluro-Dévonien. Ces terrains sont très faiblement déformés par la tectogenèse hercynienne. Dans la zone subandine des terrains d'âge ordovicien peu ou pas plissés sont connus à Contaya (7°15'S - 74°45'W).

- REMARQUE.

Dans la région de la vallée de Yanahuanca, les terrains du Paléozoïque inférieur sont bien définis dans la partie orientale; dans la partie occidentale, c'est-à-dire dans la haute vallée du Marañon, affleure une série très épaisse de type flysch, azoïque et intensément plissée. Cette série que nous appellerons "*série de Yanahuanca*" contraste énormément tant au point de vue matériel qu'au point de vue tectonique avec le Paléozoïque inférieur affleurant plus à l'est. Nous étudierons cette série dans un paragraphe particulier.

1- LE PROBLEME DU CAMBRIEN.

Le Cambrien n'a jamais été identifié au Pérou.

Dans la région étudiée, les terrains paléozoïques les plus anciens sont d'âge ordovicien. La base de la série paléozoïque est bien connue en plusieurs points de la région et notamment à Huacar, 32 km au sud de Huanuco. Dans cette région (DALMAYRAC 1970) le Llandvirn fossilifère repose par l'intermédiaire d'un conglomérat de base, en discordance angulaire nette sur le socle métamorphique d'âge précambrien. La sédimentation paléozoïque a donc débuté dans le Pérou Central au Llandvirn.

Comme nous l'avons déjà signalé (MEGARD et al. 1971) des terrains d'âge cambrien sont connus dans le centre de la Bolivie et à la frontière Bolivie-Argentine. Il s'agit de grès, de quartzites, de calcaires et de dolomies surmontés par un puissant conglomérat qui correspond à la base de l'Ordovicien.

Des niveaux comparables, attribués au Cambrien, sont signalés par les géologues pétroliers dans la zone subandine.

Dans la région de Cuzco, R. MAROCCO (1971) attribue un âge cambrien probable à une série de volcanites affleurant sous le conglomérat de base de l'Ordovicien.

Dans la région de Pataz (8°S, 77°30'W), sur la route Huamachuco-Parcoy, à mi-distance entre Aricapampa et la vallée du Marañon, nous avons trouvé, sous les pélites fossilifères du Llandvirnien une série composée de schistes lie de vin, de quartzites intercalées avec des schistes quartzeux verdâtres, des calcaires, des calcschistes violacés, des schistes et des grès noirâtres. Cette série rappelle par sa lithologie et sa position stratigraphique le groupe Limbo (BROCKMANN et al. 1972) du Subandin bolivien attribué au Cambro-Ordovicien inférieur.

2- L'ORDOVICIEN.

La présence d'Ordovicien dans le Pérou Central est connue depuis les travaux de G. STEINMANN (1929) qui a décrit de nombreuses formes de graptolites provenant de la vallée de Yanahuanca. Postérieurement B. BOIT (1960) recueille, dans cette même vallée, à proximité du village de Huacar, une très belle faune de graptolites qui a été étudiée par R.R.M. LEMON et J.S. GRANSWICK. Ces auteurs ont déterminé de nombreuses espèces de graptolites ainsi que des fragments de *Dictyonema*, qui leur ont permis de lui attribuer un âge Llanvirn inférieur.

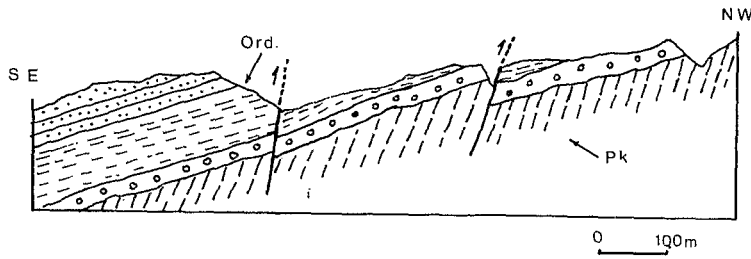
C'est dans cette même région de Huacar que nous avons pu mettre en évidence de façon définitive (B. DALMAYRAC 1970) l'existence d'une discordance majeure entre les terrains fossilifères du Llanvirn inférieur et un complexe métamorphique précambrien.

A la différence du sud du Pérou où des terrains d'âge arenig ont été reconnus (G. LAUBACHER 1974) la sédimentation ordovicienne semble avoir débuté dans le Pérou Central au Llanvirn inférieur.

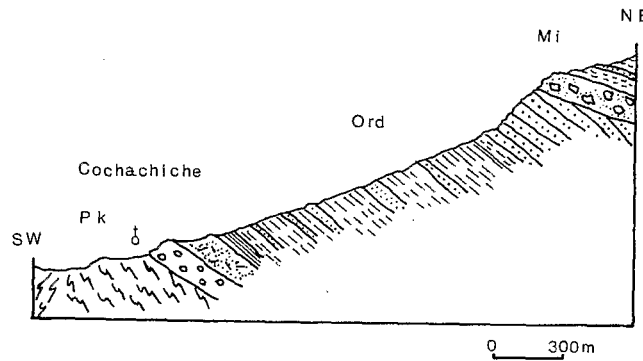
La coupe la plus caractéristique de l'Ordovicien peut s'observer à la sortie nord-ouest du village de Huacar, à 6 km du village d'Ambo. Sur le Précambrien métamorphique on trouve, en discordance angulaire, de la base au sommet (Fig. 6) un conglomérat de base de 1 m d'épaisseur en moyenne, à ciment siliceux, contenant uniquement des fragments anguleux de schistes métamorphiques et des galets de quartzites, un niveau de quartzites blanc jaunâtre, très fracturées, d'environ 30 m d'épaisseur, un niveau d'environ 200 à 250 m de pélites de couleur gris-cendré contenant quelques horizons plus grossiers vers le sommet. Ces niveaux contiennent une faune très riche de graptolites llandvirniens.

Environ 4 km en amont, dans la même "quebrada" du rio Huacar, les sédiments détritiques du Mississipien reposent en discordance angulaire, soit sur l'Ordovicien, soit directement sur le socle précambrien. Cette observation indique, soit qu'il y a eu une érosion anté-mississippienne importante, soit que l'ensemble du Paléozoïque inférieur était très réduit.

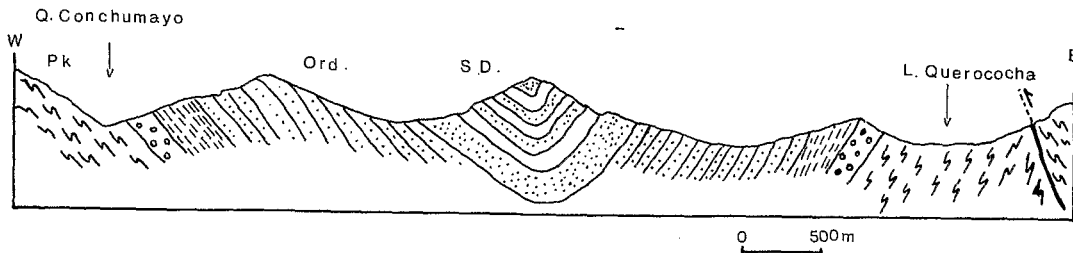
Toujours dans la même région de la vallée de Yanahuanca, au-dessus du village de Cochachinche, on peut observer une autre section caractéristique de l'Ordovicien (Fig. 6). Sur le Précambrien métamorphique on trouve de la base au sommet :



Discordance de Huacar. Ord. - Ordovicien Llanvirn
Pk. - Schistes précambriens



Discordance de Cochachinche Pk. - Précambrien
Ord - Ordovicien
Mi. - Mississipien inférieur



Coupe du Paléozoïque inférieur de Maray.
Pk. Précambrien; Ord. Ordovicien;
SD. Siluro-Dévonien.

Fig. 6 - Discordance de base du Paléozoïque inférieur sur le socle précambrien.

- un conglomérat basal (2 m) à galets de roches métamorphiques.
- 20 à 30 m de quartzites blanches à rosées, très résistantes et intensément fracturées.
- une série uniforme (400 à 500 m) de lutites gris cendré ou noires tachées de blanc par altération superficielle. Les lutites forment des bancs fins et réguliers (quelques centimètres) parfois intercalés avec de fines couches de quartzites noirâtres. Cette série contient de nombreux graptolites du Llanvirn.
- au sommet des lutites, les bancs quartzitiques deviennent plus nombreux et en 10 m on passe progressivement à des quartzites claires saccharoïdes, en bancs de 1 à 2 m; cet ensemble quartzitique peut atteindre 50 à 80 m. Nous n'avons pas rencontré de fossiles, mais des analogies de faciès avec les régions voisines indiquent qu'il s'agit de la base du Caradoc.

En discordance sur l'Ordovicien on trouve directement le Mississipien. L'ensemble Llanvirn-base du Caradoc a une épaisseur totale de 500 à 600 m, ce qui contraste fortement avec les 3500 m reconnus dans le sud du Pérou.

Sur la rive gauche du Huallaga, à 5 km avant l'entrée de Huanuco, affleure également une série ordovicienne caractéristique. Sur le socle précambrien on trouve :

- un conglomérat de 2 à 3 m d'épaisseur,
- une série de pélites gris-cendré et noires, intercalées avec des bancs de quartzites; l'ensemble épais de 600 à 800 m contient une faune de graptolites identiques à ceux de Huacar.
- une série (500 m) de grès en petits bancs intercalés avec des niveaux plus fins pélitiques et quelques horizons de quartzites blanches. Ces niveaux contiennent des graptolites ainsi que des petits brachiopodes bien conservés. Ces brachiopodes ont été étudiés par J. BOUCOT qui leur attribue un âge probable caradocien (comm. écrite).

L'ensemble de l'Ordovicien ne dépasse pas 1000 à 1200 m et est recouvert, en discordance angulaire, par du Mississipien très fossilifère.

A environ 40 km au N-NW de Huanuco, à proximité du village de Maray, dans une zone constituée de gneiss précambriens, nous avons rencontré un synclinal formé de matériel paléozoïque, d'environ 3 à 5 km de largeur et se poursuivant sur 15 à 20 km (Fig. 6).

Sur le complexe métamorphique précambrien affleure, dans la vallée de Conchumayo et à proximité de la lagune de Querococha, un conglomérat d'environ 10 m d'épaisseur, formé de galets de roches métamorphiques et de roches intrusives, cimentés par une matrice fine siliceuse de couleur gris sombre et parfois rougeâtre.

Sur le conglomérat suit une série de lutites noires à gris clair dans les zones altérées, intercalées avec des niveaux plus quartzitiques

où nous avons rencontré quelques traces de graptolites mal conservés rappelant ceux du Llanvirn. L'épaisseur totale de cet ensemble atteint 700 à 800 m. Suivent en concordance des grès fins de couleur marron sombre, parfois beige clair en petits bancs (10 à 20 cm) surmontés par quelques horizons plus massifs de quartzites.

Ces niveaux plus détritiques ont une épaisseur de l'ordre de 500 m. Environ 12 km au nord, près du hameau du Chuchumia, nous avons trouvé dans la partie axiale du synclinal 3 restes de brachiopodes qui, selon J. BOUCOT, pourraient être du Siluro-Dévonien (comm. écrite).

L'étude de ces 4 régions où affleure l'Ordovicien, nous indique que la série ordovicienne est constituée par :

- un conglomérat basal,
- une série lutitique fossilifère,
- un membre supérieur plus grossier de grès et quartzites.

Dans le Pérou Central, la sédimentation paléozoïque a donc débuté au Llanvirn; le Trémadoc et l'Arenig ne sont pas connus.

L'épaisseur de l'Ordovicien varie de 400 à 1000 m en moyenne. Cette épaisseur très réduite contraste avec le sud du Pérou où l'ensemble Llanvirn-Caradoc atteint 5000 m. La faible épaisseur des séries, associée au fait que le socle précambrien a une grande extension, indique que la région de Huanuco correspond à la bordure nord-orientale du bassin ordovicien, bassin qui avait son maximum d'extension dans le sud du Pérou.

Les observations de J.J. WILSON et L. REYES (1967) plus au nord (7°30'S) indiquent la même tendance de bordure orientale du bassin paléozoïque.

Le Silurien n'est connu qu'en de rares points du sud du Pérou (BOUCOT et MEGARD 1972); dans le Pérou Central il n'a jamais été signalé.

3- LE DEVONIEN.

Dans son oeuvre "Geologie von Peru" (1929) STEINMANN signale dans sa coupe de la vallée de Yanahuanca la présence de terrains qu'il attribuait au Dévonien en se basant sur une importante faune de brachiopodes. Cette série détritique, composée de grès et de lutites noires forme un vaste synclinal qui repose en discordance sur le complexe métamorphique précambrien.

A proximité du village de Viroy (Lucmapuquio) STEINMANN avait découvert une belle faune de brachiopodes qu'il attribuait au Dévonien. Durant nos travaux nous avons récolté sur le même gisement de nombreux échantillons fossilifères qui ont été étudiés par J. BOUCOT et J.L. MURPHY (comm. écrite). Ces auteurs leur attribuent un âge mississippien inférieur et non dévonien. Cette attribution est confirmée par le fait que, sous les niveaux à brachiopodes, on trouve à la base de la série des débris de plantes analogues à celles très bien connues dans le Mississippien. La série se poursuit

vers le haut et on rencontre à nouveau des faciès continentaux typiques du Mississipien.

L'attribution au Carbonifère et non plus au Dévonien des niveaux marins à brachiopodes permet de mieux comprendre les relations entre les divers terrains. En effet, l'absence de discordance entre le "Dévonien" à brachiopodes et le Mississipien posait certains problèmes à l'échelle régionale, étant donné que partout ailleurs au Pérou, il existe une discordance majeure entre le Dévonien et le Carbonifère. L'absence de discordance s'explique maintenant aisément, étant donné que l'ensemble de la série est mississippienne. Ces nouvelles déterminations permettent donc d'attribuer au Mississipien les terrains affleurant entre Ambo et Viroy, qui étaient considérés antérieurement comme dévoniens.

Dans ces conditions, il semble qu'il n'existe pas de Dévonien dans l'ensemble de la région étudiée à l'exception toutefois semble-t-il de la zone synclinale au nord de Huanuco que nous avons déjà décrite à propos de l'Ordovicien. Il est bien entendu très difficile de savoir si le Dévonien ne s'est pas déposé dans cette région ou s'il a été entièrement érodé après la phase tectonique éohercynienne.

Au sud de la région étudiée (11° à 13°S), J. PAREDES (1972) et F. MEGARD (1973) signalent la présence de Dévonien de type flysch à dominante gréseuse pouvant atteindre 2000 m d'épaisseur.

D'autre part, comme nous l'avons vu, le Carbonifère repose en discordance, soit sur l'Ordovicien peu épais, soit directement sur le Précambrien.

Compte tenu de ces diverses observations, il semble peu probable que se soient déposées de grandes épaisseurs de Dévonien; dans le cas contraire il faudrait envisager, après la tectonique éohercynienne, une très importante phase d'érosion qui aurait enlevé la totalité des dépôts dévoniens et localement l'Ordovicien.

La découverte au nord de Huanuco de quelques restes fossilifères à affinités dévoniennes semble plutôt indiquer que, comme pour l'Ordovicien, le Dévonien a été représenté par une série très réduite ne dépassant pas quelques centaines de mètres.

Signalons enfin que, dans la zone subandine, à la hauteur de cette région, aucun terrain d'âge dévonien n'a été signalé.

4- CONCLUSION.

Le Cambrien ne s'est vraisemblablement pas déposé dans cette région.

La transgression ordovicienne qui, en Bolivie, débute au Trémadoc, atteint le Pérou Central seulement au Llanvirn. Dans la région de Huanuco les séries ordoviciennes, très réduites et à caractère beaucoup plus détritique, indiquent que nous nous trouvons sur la bordure nord orientale du bassin paléozoïque inférieur.

Une régression s'amorce au Caradoc et le Silurien, connu en de rares endroits, semble peu épais. Au Dévonien, la région étudiée conserve ses caractères de bordure de bassin; la sédimentation détritique a donné une série très peu épaisse, presque entièrement érodée après la phase tectonique éohercynienne.

La grande extension des massifs précambriens, associée au fait que les séries du Paléozoïque inférieur sont très réduites, indique clairement que la région située au nord de 11°S correspondait à la bordure nord orientale du bassin paléozoïque inférieur; l'axe du bassin devait se trouver plus au sud-ouest, sous l'actuelle Cordillère Occidentale.

5- LE PROBLEME DE LA SERIE DE YANAHUANCA. (Paléozoïque ou Précambrien ?)

A l'est d'une ligne Parcoy-Chavinillo les terrains du Paléozoïque inférieur sont bien définis et, comme nous l'avons vu, correspondent à des séries très réduites.

A l'ouest de cette ligne, c'est-à-dire sur la bordure occidentale de la Cordillère Orientale, affleure une puissante série azoïque et fortement tectonisée (série de Yanahuanca). Du côté oriental, la série de Yanahuanca est recouverte en discordance angulaire par le Mississipien; du côté occidental, dans toute la vallée du haut Marañon, elle est recouverte directement par les molasses permienes, ou même par le Norien marin.

La série de Yanahuanca est donc anté-carbonifère, cependant son attribution au Paléozoïque inférieur n'est pas sans poser de problèmes.

Du point de vue lithologique elle est constituée par une série uniforme flyscholide de schistes ardoisiers ou de pélites en petits bancs réguliers de 10 à 50 cm d'épaisseur, de couleur gris sombre à gris bleuté. Les figures de charges sont fréquentes. Dans les niveaux les plus fins on observe de petites taches brunâtres provenant de l'altération de petits cubes de pyrite. Intercalés dans les schistes noirs on trouve plusieurs niveaux de conglomérats constitués de fragments anguleux de quartz, de quartzites et de schistes métamorphiques. Les niveaux de microconglomérats sont fréquents.

A la partie inférieure prédominent les quartzites qui peuvent former des bancs pouvant dépasser 15 m de puissance. Les quartzites très résistantes ont une couleur gris sombre à noir. Cette série est recoupée par de nombreux filonnets de quartz ainsi que par des dykes de diabases noir-verdâtres. L'ensemble est très tectonisé mais son épaisseur peut être évaluée à plus de 5000 m.

Localement, la schistosité est accompagnée d'un métamorphisme épizonal relativement important puisqu'apparaissent des biotites bien visibles macroscopiquement.

Du point de vue tectonique, cette série présente une schistosité de flux bien développée et généralement horizontale. Cette schistosité correspond à des plis couchés dont l'amplitude peut atteindre 5 km; dans

la vallée de Yanahuanca nous avons observé une série à l'envers (critères de polarités, rapports stratification-schistosité) qui affleure sur environ 8 km. Ces grandes structures ne sont pas visibles mais elles sont matérialisées par des microplis isoclinaux qui ont une direction moyenne N.100-120 et déversés vers le nord-est. Localement cette schistosité de flux est accompagnée d'un métamorphisme qui atteint l'isograde de la biotite.

Postérieurement, une deuxième phase souple donne des plis nord-sud métriques à décamétriques, à plans axiaux verticaux et à schistosité de fracture.

Classiquement cet ensemble était considéré comme du Paléozoïque inférieur indifférencié, cette attribution n'est pas sans poser des problèmes. En effet, si l'on compare la série de Yanahuanca au Paléozoïque inférieur bien daté qui affleure à quelques kilomètres près de Ambo ou Huanuco, on est frappé par de nombreuses différences qui portent sur plusieurs points.

Du point de vue stratigraphique, le Paléozoïque inférieur est représenté par de l'Ordovicien très réduit (800 à 1000 m) et très fossilifère; la série de Yanahuanca, azoïque, surtout détritique (nombreux niveaux de conglomérats et grandes passées de quartzites sombres) atteint 5000 m d'épaisseur.

Du point de vue tectonique, le Paléozoïque inférieur est peu plissé et non métamorphique (bordure de la chaîne éohercynienne), la série de Yanahuanca est affectée par deux phases de plissements dont la première donne des plis couchés plurikilométriques, accompagnés de métamorphisme. Deux interprétations sont possibles :

- Dans le premier cas on peut penser qu'il s'agit de terrains paléozoïques provenant d'une autre province et emmenés tectoniquement au contact du Paléozoïque inférieur réduit et peu tectonisé. On pourrait supposer qu'il s'agit de matériel éohercynien provenant de l'axe de la chaîne et charrié sur l'avant-pays. Aucun argument faisant intervenir des charriages importants n'a été rencontré et d'autre part, dans les zones plus méridionales où la chaîne éohercynienne est connue sur toute sa largeur, on ne connaît pas de tectonique tangentielle donnant des plis couchés importants ou des nappes.

On peut également évoquer de grands décrochements post-hercyniens longitudinaux qui auraient emmené au niveau de la région étudiée de l'Eohercynien originellement formé plus au sud. Cette hypothèse n'est pas à exclure car effectivement on connaît de nombreux décrochements dans cette région mais nous n'avons pas d'arguments pour prouver si c'est vraiment ce mécanisme qui a fonctionné.

- La deuxième interprétation consiste à attribuer la série Yanahuanca au Précambrien terminal ou à l'Infracambrien. Dans cette dernière hypothèse, l'importance de la tectonique tangentielle ne pose plus de problème, en effet on sait que le Précambrien est polyphasé et métamorphique.

Un deuxième argument en faveur de cette interprétation est la présence à plusieurs niveaux de pistes; ces traces énigmatiques ne sont pas sans rappeler le genre *Oldhamia* (algues ou trace mal définie) décrit dans les sierras pampéennes d'Argentine (MIRRE et ACENOLAZA 1971).

Ces traces, dont l'attribution est encore incertaine, sont connues en Amérique du Nord et en Europe où on leur attribue un âge cambrien inférieur.

Signalons, enfin, que les niveaux à *Oldhamia* d'Argentine présentent les mêmes caractères lithologiques que la série de Yanahuanca et qu'ils sont intensément tectonisés et localement métamorphiques.

Dans cette nouvelle interprétation la série de Yanahuanca serait donc d'âge cambrien à infracambrien; elle aurait été tectonisée au cours de l'orogène "brasilide tardif", c'est-à-dire vers 550 MA.

En conclusion, on peut dire que le problème de la série de Yanahuanca reste posé, nous avons simplement voulu souligner que son attribution au Paléozoïque n'est pas absolument évidente, seules des études régionales détaillées et notamment la recherche systématique de microfaune permettra peut-être de lever l'indétermination.

2.1.2 - LE PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR (Fig. 7-8)

A la fin du Dévonien la phase principale de l'orogénèse hercynienne plisse les sédiments du Paléozoïque inférieur. Du point de vue stratigraphique, cette tectonique se traduit par la lacune du Dévonien supérieur, qui n'a jamais été identifié au Pérou, et surtout par la discordance du Carbonifère sur les terrains plissés du Paléozoïque inférieur. (fig. 7.8)

Dans le Pérou Central la phase tardihercynienne marque une coupure nette entre, un ensemble qui va de la base du Mississipien au Permien inférieur (Léonardien moyen) et une série de molasses rouges volcanogènes qui correspondent au Permien terminal.

A la différence du Paléozoïque inférieur qui était très mal défini, le Paléozoïque supérieur a fait l'objet de nombreux travaux.

Les travaux les plus anciens sont résumés dans l'ouvrage de G. STEINMANN (1929) qui différenciait dans le Carbonifère une série inférieure continentale à restes de plantes et une série supérieure, en partie calcaire, à brachiopodes et fusulines. Les séries continentales rouges étaient attribuées au Trias.

Postérieurement (1953) N.D. NEWELL, J. CHRONIC et T.G. ROBERTS ont établi la succession stratigraphique classique du Paléozoïque supérieur. Dans leur ouvrage "Upper Paleozoic of Peru" ces auteurs ont défini quatre grandes unités lithostratigraphiques :

- | | |
|-------------------------|-----------------------------|
| - le Groupe Ambo | Mississipien |
| - le Groupe Tarma | Pennsylvanien |
| - le Groupe Copacabana, | Permien inférieur |
| - le Groupe Mitu | Permien moyen et supérieur. |

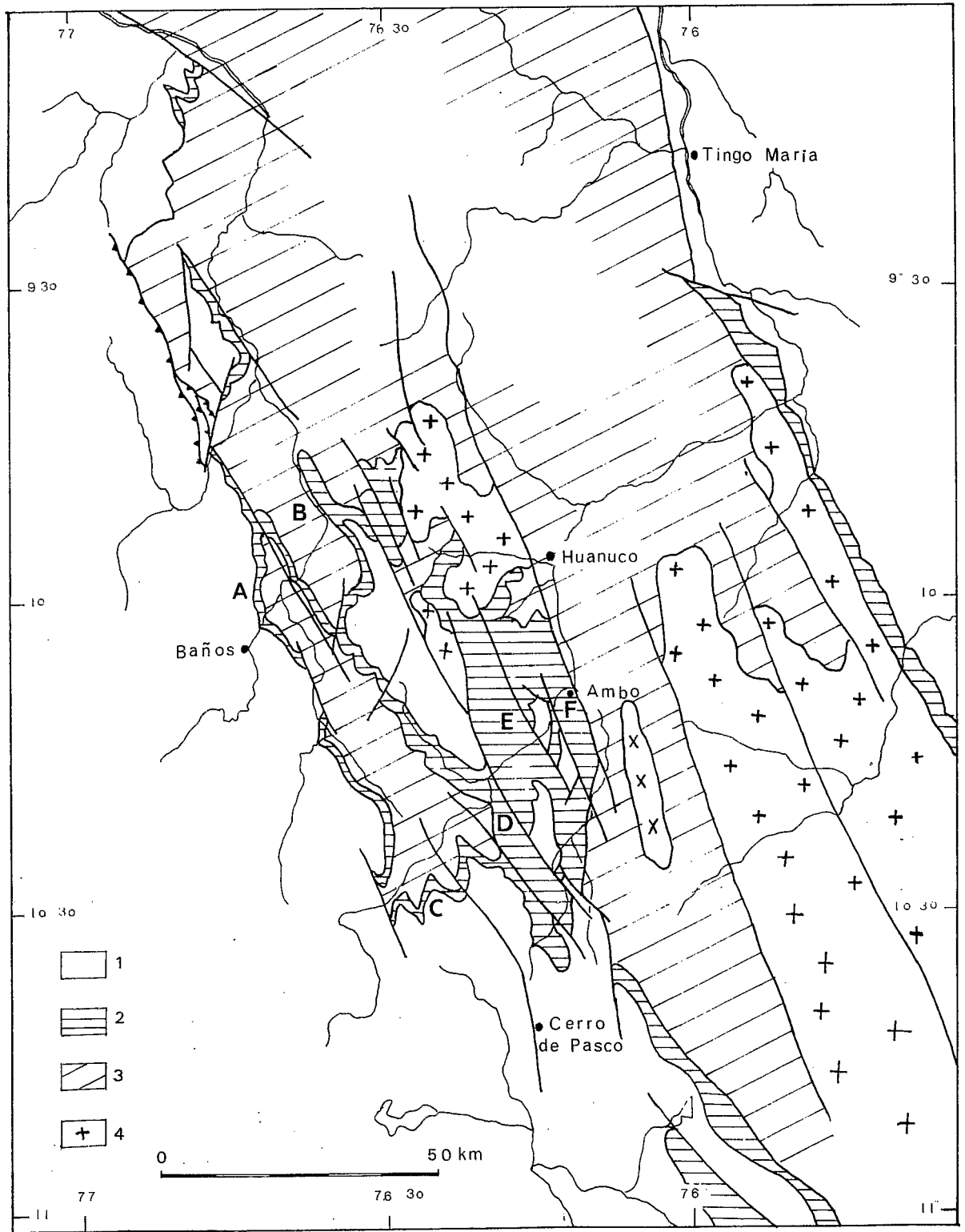


Fig. 7 - Affleurements du Paléozoïque supérieur.

- 1 - Couverture mézo-cénozoïque; 2 - Paléozoïque supérieur;
 3 - Terrains précambriens et Paléozoïque inférieur;
 4 - Granitoïdes indifférenciés.

Les différents travaux et les levés cartographiques effectués postérieurement ont respecté cette subdivision. Nous avons également conservé cette subdivision, aussi nous ne rappellerons que brièvement la stratigraphie du Paléozoïque supérieur en insistant sur les quelques données nouvelles.

1- LE MISSISSIPIEN (Groupe Ambo).

Dans la région qui nous intéresse, le Groupe Ambo affleure uniquement sur la bordure occidentale de la Cordillère Orientale. Il est bien exposé entre 10°S et 10°30'S. Entre 8°45'S et 10°S il n'affleure pas et généralement les molasses rouges du Permien moyen et supérieur reposent en discordance directement sur le socle précambrien.

Au nord de cette région, J. WILSON et al. (1964-1967) le signalent, soit directement sur le Précambrien, soit sur l'Ordovicien.

La superposition lithostratigraphique est basée sur plusieurs coupes stratigraphiques typiques, localisées sur la feuille au 1/100 000° de Ambo. Les régions les plus favorables pour observer les divers niveaux du Mississipien sont :

- zone du village de Nuasa, dans la vallée de Chacaya (10°18'S -76°05'W).
- le synclinal de Buena Vista (10°15'S - 76°18'W).
- la coupe Rondos - San Cristobal au nord de San Rafael (10°20'S - 76°10'W).

La base de la série mississippienne débute par un conglomérat de base qui repose en discordance angulaire, soit sur des sédiments plissés du Paléozoïque inférieur, soit sur le socle métamorphique précambrien. Ce conglomérat est constitué par des éléments bien roulés et subanguleux de quartzites, de grès, de schistes et de micaschistes de grosseur variable mais pouvant atteindre localement 30 à 50 cm; l'ensemble est cimenté par une matrice de grès feldspathiques et micacés. Ce conglomérat est bien visible dans toute la région du synclinal de Buena Vista où il atteint 100 à 150 m d'épaisseur et où prédominent les éléments anguleux de roches métamorphiques; il repose directement sur le Précambrien.

A Nuasa, près de Huanuco, ce conglomérat est surtout constitué d'éléments bien roulés de quartzites et il ne dépasse pas 30 à 50 m d'épaisseur.

Faisant suite au conglomérat on trouve une séquence de grès fins à moyens avec quelques niveaux microconglomératiques intercalés avec des lutites noires charbonneuses bien stratifiées en couches peu épaisses.

Les grès sont gris marron à verts, les lutites sont noires à verdâtres et contiennent quelques fines couches de charbon. Localement à Huaracalla (4 km au sud d'Ambo), les niveaux charbonneux atteignent 30 à 50 cm et ont été exploités. Cette série contient une flore caractéristique très abondante; l'ensemble a une épaisseur de 300 à 400 m.

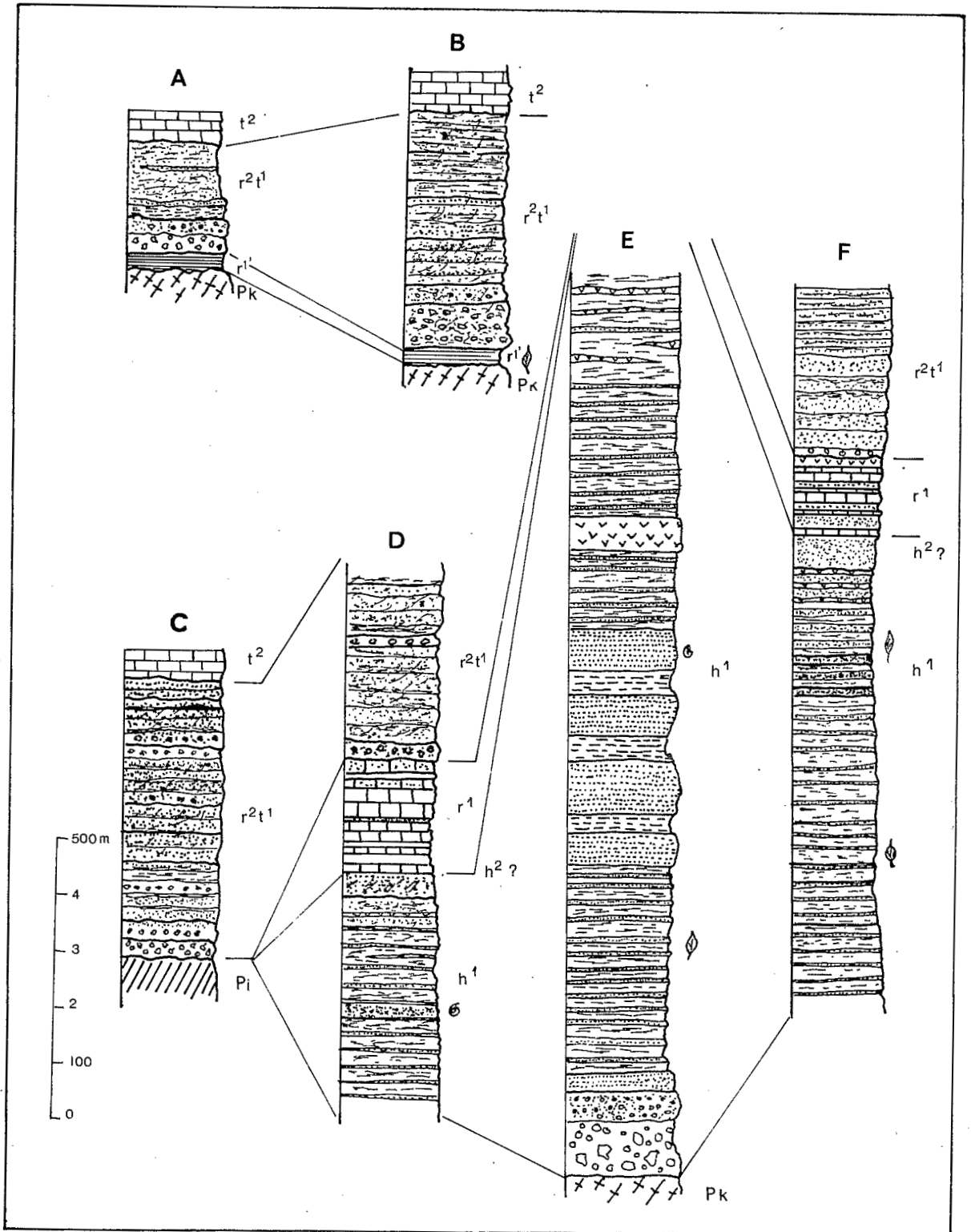


Fig. 8 - Les séries du Paléozoïque supérieur.

Pk: Précambrien; Pi: Paléozoïque inférieur ou Précambrien; h1: Mississipien; h2: Pennsylvanien; r1: Permien inférieur; r1': Permien inférieur continental; r2t1: Permien moyen et supérieur + Trias inférieur; t2: Norien.

(Les colonnes A,B,C,D,E,F, sont localisées sur la fig. précédente.

Après cette séquence détritique continentale, suivent 400 à 500 m de sédiments marins; ce sont des grès fins en gros bancs bien consolidés et de couleur gris-bleuté. Par suite de l'altération ces grès se débitent en boules, comme s'il s'agissait de nodules formés de plusieurs couches concentriques. Intercalés avec ces grès, on observe 3 ou 4 niveaux de lutites noires à gris-verdâtre très fracturées et qui contiennent de nombreux brachiopodes, fenestelles et crinoïdes. Ces fossiles marins avaient été attribués, comme nous l'avons vu, au Dévonien (STEINMANN 1929). Nos échantillons ont fait l'objet d'une détermination préliminaire de J. MURPHY (Case Western Reserve Un.); les brachiopodes appartiendraient aux genres *Rhynchopora*, *Alispirifer*, *Syringathyris*, *Kitakamithyris*, caractéristiques du Mississipien inférieur (Viséen) de Pennsylvanie.

La partie supérieure du Groupe Ambo correspond à nouveau à des faciès détritiques continentaux (grès et lutites à plantes) qui atteignent 500 à 600 m d'épaisseur.

Localement on trouve, dans la partie supérieure continentale du Groupe Ambo, un niveau de 50 m d'épaisseur de laves andésitiques ou dacitiques. Cet épisode volcanique est bien visible dans la région de Nausa où il forme une barre plus résistante, on le retrouve également dans toute la région du synclinal de Buena Vista.

Signalons enfin que dans la partie terminale du Groupe Ambo, existent des passées de tufs volcanosédimentaires de composition rhyolitique, présentant en lame mince une texture ignimbritique. Ces niveaux correspondent certainement à un épisode volcanique explosif dont les produits se sont resédimentés en milieu lacustre ou marin, sous forme de tufs que l'on retrouve dans toute la Cordillère Orientale du Pérou, ainsi que dans la zone subandine (anticlinal du Shira et Vilcabamba).

Dans la zone subandine (entre 8°30'S et 10°30'S) on ne connaît pas de Mississipien.

- Age.

Le Groupe Ambo était considéré comme uniquement continental par N.D. NEWELL et al. (1953). L'attribution au Mississipien inférieur des faunes marines que nous avons recueillies avec F. MEGARD à Viroy, confirme les vues de J.J. WILSON et L. REYES (1967) qui signalaient la présence de plusieurs intercalations marines fossilifères dans le Groupe Ambo de la zone du haut Marañon (entre 8°S et 9°S).

L'âge du Groupe Ambo a été déterminé par de nombreux auteurs grâce à leur abondante flore. Les principaux genres rencontrés sont *Lepidodendron*, *Rhacopteris*, *Eremopteris*, *Sphenopteris*.

Les divers auteurs s'accordent maintenant pour attribuer le Groupe Ambo au Mississipien et peut-être Mississipien inférieur.

Du point de vue paléogéographique nous ne ferons que confirmer les résultats de F. MEGARD (1973). Il semble que l'on puisse définir une région médiane correspondant à un bassin de sédimentation continu où se sont déposées des séries continentales paraliques interrompues par une ou deux passées marines. Cette zone médiane correspondrait approximativement à la région du cours supérieur du Huallaga où l'on rencontre les plus fortes accumulations de Mississipien (près de 2000 m dans le synclinal de Buena Vista).

Latéralement, vers l'W-SW, on note que le matériel des conglomérats et des grès n'a subi qu'un faible transport; les conglomérats sont constitués de fragments anguleux de grande taille, indiquant qu'ils se sont formés quasiment sur place; les grès sont riches en feldspaths et les micas sont très nombreux. Ces régions devaient correspondre à une zone à topographie très différenciée avec persistance de reliefs et de cuvettes peu profondes plus ou moins discontinues.

Cette même tendance se manifeste plus au nord (7°S à 9°S). J. WILSON et al. (1964-1967) signalent des faciès mixtes marins et continentaux dans la zone de Marañon alors que vers l'ouest, en bordure de la Cordillère Occidentale, seuls les faciès continentaux persistent.

Vers l'est, le bassin devait s'amortir très rapidement. En effet, on ne connaît pas de matériel mississipien dans toute la partie axiale de la Cordillère Orientale, ni dans la zone subandine.

Le volcanisme semble être localisé dans la partie axiale du bassin.

2- LE PENNSYLVANIEN (Groupe Tarma).

Il a été défini dans le Pérou Central (région de Tarma) où il se présente sous des faciès et des épaisseurs très variables et F. MEGARD (1973) différencie trois zones :

- une zone occidentale où prédomine l'influence continentale,
- une zone médiane bien développée au sud de 11°30'S où prédominent les shales avec de rares passées calcaires; dans cette zone le Groupe Tarma peut atteindre 2000 m d'épaisseur.
- une zone orientale correspondant au bassin amazonien où prédominent les faciès carbonatés.

Dans la région que nous avons étudiée, le Groupe Tarma n'est pas bien caractérisé. En fait, il est difficile de localiser le sommet de la série mississipiennne. Généralement on passe d'une série molassique continentale à nombreuses plantes à un ensemble calcaire habituellement attribué au Groupe Copacabana (Permien inférieur).

Il est donc probable que la partie terminale, détritique, du Groupe Ambo puisse correspondre au Pennsylvanien inférieur.

Plusieurs coupes effectuées dans la bande de terrains du Paléozoïque supérieur qui s'étend sur la rive gauche du Huallaga au niveau de Ambo, montrent au-dessus des derniers niveaux à plantes du Mississipien, une série d'environ 100 à 150 m d'épaisseur constituée par :

- un conglomérat rouge à galets bien roulés de grès et quartzites,
- des grès fins, jaunâtres, intercalés avec des lutites noires,
- vers le sommet de la série, on rencontre deux ou trois niveaux fins de calcaires gris en petits bancs de 10 à 20 cm, ainsi qu'un niveau de 5 à 8 m de quartzites blanches d'aspect saccharoïde.

Au-dessus suivent les calcaires gris sombre, généralement considérés comme Copacabana (Permien inférieur).

Au nord de 10°S on ne connaît plus de Paléozoïque supérieur; les molasses rouges permienes reposent directement sur le socle précambrien.

Dans la zone subandine (A. PARDO 1973), le Groupe Tarma est bien caractérisé dans la région du cours supérieur de l'Urubamba et du Manu, il est représenté par des calcaires gris clair, fossilifères, bien stratifiés en bancs moyens à épais, avec des intercalations de lutites gris sombre. L'ensemble atteint 300 m; vers l'est, le Groupe Tarma passe à des dolomies et des grès marron à beige.

Plus au nord, KOCH (1962) signale 537 m de calcaires Tarma dans le forage de Ganso-Azul.

Encore plus au nord, dans la région de l'Amazone, les dépôts pennsylvaniens sont plus réduits, et dans le forage Marañon 110-1, A. PARDO et F. ZUNIGA (1973) attribuent au Groupe Tarma 70 m de lutites gris sombre à noires, terrigènes, micacées, contenant des restes de foraminifères, d'ostracodes, de brachiopodes. Selon les géologues pétroliers et d'après les renseignements sismiques, ces dépôts se prolongent à l'ouest et au nord-ouest sur plus de 100 km.

Localement, le Groupe Tarma peut disparaître comme c'est le cas à Contaya et dans les forages Rayo 1 et Cashiboya, par suite de l'érosion précrétacée.

- Age.

Dans les régions où le Groupe Tarma est bien défini, il a été daté par NEWELL et al. (1946) de l'Atokan, c'est-à-dire de la partie inférieure du Pennsylvanien moyen. Le Pennsylvanien supérieur n'est généralement pas connu au Pérou.

A Ambo, la séquence carbonatée, intercalée entre le Mississipien à plantes et les molasses rouges du Permien supérieur, contient un *Tritites* qui la daterait du Pennsylvanien terminal. La limite supérieure du Pennsylvanien est mal définie et il est fort probable que la partie inférieure des calcaires généralement attribués au Groupe

Copacabana (Permien inférieur) puisse correspondre au Pennsylvanien supérieur.

- Paléogéographie.

Au niveau du Pérou Central, entre 9°S et 10°30'S il ne semble pas qu'on retrouve le fossé étroit et subsident défini par F. MEGARD plus au sud. Sur la transversale d'Ambo (10°S) il semblerait plutôt que le Pennsylvanien, s'il est présent, soit représenté par des faciès détritiques, très peu épais, correspondant à la bordure occidentale de ce bassin.

D'autre part, si les calcaires d'Ambo sont effectivement pennsylvaniens, on passerait directement des zones détritiques occidentales, à la zone de plate-forme subsidente à sédimentation carbonatée qui s'étend jusqu'au Brésil.

Vers le nord-est, la zone de plate-forme communiquait avec un bassin subsident, mais peu profond, qui s'étendait dans le sillon amazonien où on connaît 1750 m de calcaires et d'évaporites riches en fossiles très voisins de ceux du Groupe Tarma (NEWELL et al. 1953).

Signalons, enfin, que dans le nord-ouest du Pérou (Cerros Amotapes), on connaît des terrains d'âge pennsylvanien; ce sont des lutites gris verdâtre, des grès, des quartzites à lentilles de conglomérats et quelques niveaux calcaires, l'ensemble atteint 1800 m.

3- LE PERMIEN INFÉRIEUR (Groupe Copacabana).

Le Groupe Copacabana a été défini par DUNBAR et NEWELL (1946). Il se présente sous des faciès calcaires à faune néritique et marque une nouvelle transgression dans le sud du Pérou et en Bolivie. Il affleure largement au sud de 11°30'S et F. MEGARD le signale en quelques points du Pérou Central.

Au nord de 10°S, le Permien inférieur carbonaté n'est connu qu'en de très rares points de la Cordillère Orientale. Sur la rive gauche du Huallaga, entre Salcachupan et Ambo, on connaît une bande de 200 à 300 m d'épaisseur de calcaires marins qui sont généralement attribués au Copacabana. Ce niveau a été décrit par NEWELL et al. (1953) sur la coupe classique d'Ambo.

Au-dessus des terrains mississippiens et en parfaite concordance sous les molasses rouges de Permien supérieur, affleure une séquence de 200 m constituée de calcaires gris clair, à patine sombre, intercalés à la base avec des lutites noires à brun olive. Les calcaires, en couches régulières (30 à 40 cm), sont intercalés vers le sommet de la série avec des grès fins et quelques petits bancs de quartzites. Les calcaires gréseux sont fréquents au sommet de la série et on passe très progressivement, sans aucune trace de discordance, aux molasses rouges du Permien supérieur. La lithologie comme la présence de coraux, crinoïdes, brachiopodes, indiquent une sédimentation en milieu néritique à proximité de reliefs émergés.

Cette même séquence affleure en deux autres points : Malpaso et Mosca au nord-ouest de Pallanchacra.

Comme nous l'avons déjà signalé, la présence dans ces niveaux d'un reste de *Tricites* le daterait du Pennsylvanien supérieur. Il semble donc que les niveaux carbonatés généralement attribués au Permien inférieur seraient, au moins en partie, du Pennsylvanien.

4- LA SERIE CONTINENTALE DU PERMIEN INFÉRIEUR. (Fig. 9)

A l'ouest de Huanuco, au col de Ayapitac, sur la route Huanuco-Chavinillo-La Union, nous avons rencontré une formation concordante sous les conglomérats Mitu et très différente du Groupe Copacabana. D'ouest en est, c'est-à-dire de Chavinillo à Ayapitacc, on observe :

- le socle métamorphique précambrien,
- suit en discordance angulaire une série constituée de 200 m de lutites gris verdâtre, intercalées avec des grès sombres parfois rougeâtres.

Cette série contient une très belle flore où dominent les conifères du genre *Elatocladus*. Ces macroflores sont associées à des spores et des pollens étudiés par Mlle DOUBINGER (comm. personn.). Les associations polliniques, les spores et la macroflore indiquent un âge permien inférieur à stéphanien supérieur. En concordance sur cette série on trouve le conglomérat et les lutites rouges du Permien supérieur.

Une série analogue affleure sur la rive gauche du Marañon, légèrement au NNW de Jivia.

Ces nouvelles observations indiquent donc que, localement, le Permien inférieur peut être représenté par des niveaux détritiques continentaux alors que, classiquement, on considèrerait que le Groupe Copacabana était uniquement calcaire et marin. Ces faciès continentaux sont localisés sur la bordure orientale de la Cordillère Occidentale qui n'aurait donc pas été atteinte par la transgression marine du Permien inférieur. Plus au nord (de 7°30'S à 8°S), dans la vallée du Marañon, WILSON et REYES (1964) signalent 150 m de calcaires gris qu'ils attribuent au Copacabana ou au Pennsylvanien supérieur. Enfin, par 6°45'S - 77°50'W (Caya-Caya) STEINMANN (1929) puis KUMMEL (*in* NEWELL 1953) signalent 300 m de calcaires à fusulines du Permien inférieur directement transgressifs sur un socle granitique. En Amazonie, dans la vallée de l'Ucayali (forages Coninca 2 et Maquià 1), les géologues pétroliers signalent 270 m de calcaires fossilifères du Permien inférieur. D'après A. PARDO et F. ZUNIGA (1973) on retrouve dans la région du Marañon une séquence de 300 m d'épaisseur à dominante carbonatée d'âge permo-carbonifère.

Le Permien inférieur correspond, dans le sud du Pérou, à une transgression marine donnant des dépôts calcaires à faune néritique. Cette même influence a l'air de se poursuivre dans toute la région amazonienne alors que, dans la Cordillère Orientale du centre nord, prédominait l'influence continentale avec persistance de reliefs peu vigou-

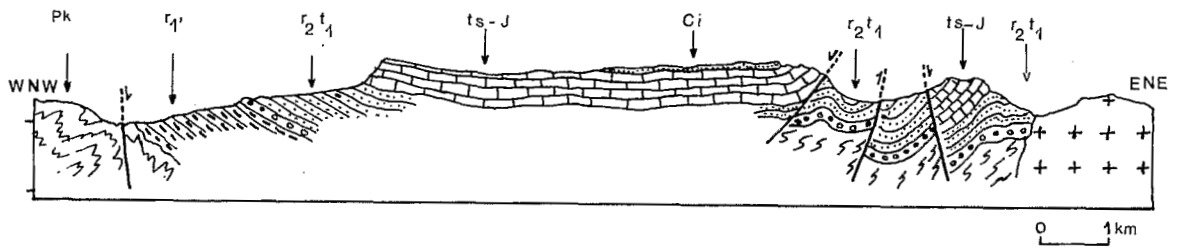


Fig. 9 - Coupe du col d'AYAPITAC.

Pk -Précambrien; r1' -Permien inf. continental; r2t1 -Permien supérieur-Trias inférieur; ts-J -Trias supérieur-Lias; Ci -Crétacé inférieur.

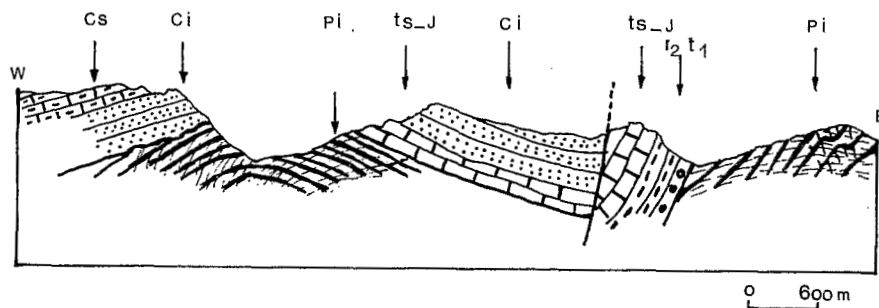


Fig. 10 - Coupe au nord de San Pedro de Pillao (YANAHUANCA)

Pi -Paléozoïque inférieur ou Précambrien; r2t1 -Permien supérieur-Trias inférieur; ts-J - Trias supérieur-Lias; Ci -Crétacé inférieur; Cs -Crétacé supérieur.

reux qui alimentent localement une sédimentation continentale.

5- LE GROUPE MITU : PERMIEN MOYEN ET SUPERIEUR - TRIAS INFERIEUR.

Mc LAUGHLIN (1924) donna le nom de formation Mitu à une série détritique rouge qui reposait en concordance sur les séries marines et continentales du Carbonifère ou était discordante sur un substratum plissé et métamorphique. Il lui attribua un âge carbonifère. Postérieurement N.D. NEWELL et al. (1953) lui attribuèrent un âge permien supérieur.

Le Mitu est connu dans toute la Cordillère Orientale; dans le centre et le nord on le connaît également dans la région subandine. De nombreux auteurs l'ont mentionné sur la côte sud-péruvienne.

Dans la région étudiée il est bien développé dans la partie sud-ouest entre Cerro de Pasco et Ambo, où il repose directement sur les calcaires du Copacabana. Au nord d'Ambo et dans toute la vallée du Marañon, le Mitu repose en discordance angulaire nette directement sur le socle métamorphique précambrien. Sur le versant oriental de la Cordillère Orientale, le "Mitu" repose également en discordance sur le socle précambrien. Il est bien développé, avec prédominance de matériel volcanique à l'ouest du rio Pozuzo.

Du point de vue lithologique, il correspond à une séquence détritico-molassique interstratifiée, avec des venues de matériel volcanique. La séquence détritico est constituée par des conglomérats, des grès grossiers intercalés avec des niveaux fins de lutites; l'ensemble a une couleur rouge lie de vin très caractéristique.

Les conglomérats sont formés par des galets généralement plus ou moins bien roulés de schistes, micaschistes, de quartzites, de granites et parfois en faible proportion des fragments de calcaires carbonifères. Le ciment est constitué par un grès fin où prédominent le quartz, des feldspaths, de l'hématite et des minéraux lourds. On connaît quelques rares niveaux carbonatés, notamment sur le versant oriental de la Cordillère Orientale. Les intercalations volcaniques sont réduites dans la partie occidentale (Cerro de Pasco, Ambo, vallée du Marañon), par contre, sur le versant oriental, les roches volcaniques représentent environ 70 % de la section. Ce sont des coulées ou des brèches volcaniques de composition chimique mal définie, des tufs consolidés de composition essentiellement rhyolitique. La présence de ces venues volcaniques indique que, durant la déposition du Permien supérieur, se produisaient des mouvements de distension accompagnés de failles syn-sédimentaires.

La puissance du Groupe Mitu est très variable. De façon générale, on observe une diminution progressive de l'est vers l'ouest. Dans la région la plus occidentale (Yanahuanca - Goyllarisquisga) le Mitu repose directement sur le socle ancien et il est recouvert en concordance par les calcaires du Norien; son épaisseur varie, elle est de l'ordre de 100 à 200 m à Chacayan, San Pedro de Pillao, alors que 3 km plus à l'ouest, il disparaît totalement (Fig. 10). Plus au nord, dans la vallée

du Marañon à Cauri, Baños, Jesus, Jivia, Llata, le Permien supérieur n'est représenté que par quelques dizaines de mètres de conglomérats et de pélites rouges. L'épaisseur augmente progressivement vers l'est, pour atteindre des valeurs de l'ordre de 1000 à 2000 m le long d'une ligne NW-SE passant par Cerro de Pasco - Pallanchacra - Ayapitac. Les épaisseurs diminuent à nouveau brusquement vers l'est, et à Ambo-San Rafael on ne connaît que 300 à 350 m de Mitu.

Dans toute la partie centrale de la Cordillère Orientale, on ne connaît aucun vestige de terrains d'âge permien; ce n'est que sur le versant amazonien qu'ils affleurent à nouveau. Dans cette région, les épaisseurs sont de l'ordre de 1000 à 2000 m et le matériel volcanique est plus abondant que dans la partie occidentale. C'est notamment le cas le long du rio Santa Cruz, affluent du rio Pozuzo.

Les molasses rouges du Groupe Mitu reposent indifféremment soit sur les calcaires Copacabana du Permien inférieur, soit sur le Carbonifère, soit directement sur le Précambrien.

Dans la partie sud-ouest, entre Ambo et San Rafael, on observe un passage progressif des calcaires Copacabana aux molasses rouges du Mitu. Généralement, les derniers niveaux de calcaires Copacabana deviennent gréseux et leur couleur passe au rouge; au-dessus de cette zone de transition on trouve, sans aucune discordance, les conglomérats rouges classiques. A l'inverse du sud du Pérou, dans le Pérou Central, il n'existe pas de phase de plissement anté-Mitu.

- Age.

Les molasses Mitu sont postérieures aux dépôts marins du Permien inférieur et antérieures à la transgression marine du Norien. Les quelques intercalations carbonatées n'ont livré que de rares fossiles assez mal conservés et qui indiquent un âge carbonifère à permien (HARRISSON 1951). On connaît également quelques restes de plantes de type *Woltzia*. L'âge du Groupe Mitu est assez mal défini; il est postérieur au Léonardien moyen et antérieur à la transgression marine du Norien, très nette dans tout le Pérou Central. Il semble donc que le même faciès de molasses rouges recouvre le Permien moyen et supérieur et le Trias inférieur.

En conclusion, on peut dire que le Groupe Mitu s'est déposé dans des bassins continentaux de dimensions limitées, au cours d'une période de réajustements épirogéniques, elle-même accompagnée de venues volcaniques, l'ensemble témoignant d'une tectonique cassante en distension.

6- CONCLUSIONS.

A la phase de plissement qui a donné la chaîne éohercynienne succède, au cours du Mississipien, une phase de distension responsable de l'ouverture d'un bassin intramontagneux, à sédimentation essentiellement continentale, parfois interrompue par des venues marines. Au Mississipien terminal l'émersion est générale et elle est accompagnée de venues volcaniques, l'ensemble témoignant d'une tectonique cassante en distension.

Au Pennsylvanien, s'individualise un sillon médian étroit bien développé au sud de 11°30'S. Au nord de 10°30' on peut définir deux domaines : un domaine occidental à sédimentation détritique très peu épaisse et un domaine oriental correspondant à une zone de plate-forme subsidente à sédimentation carbonatée qui s'étendait dans toute l'Amazonie jusqu'au Bouclier brésilien.

Au Permien inférieur, un bassin marin faiblement subsident, à faciès carbonaté, s'étend sur une grande partie du Pérou Central. Sur la bordure occidentale de ce bassin se déposent des séries détritiques peu épaisses contenant de nombreux débris de végétaux (flore d'Ayapitac).

Au cours du Permien moyen une phase de plissement affecte le sud du Pérou (LAUBACHER 1970); dans le Pérou Central cette phase se traduit uniquement par des mouvements épigéniques, accompagnés d'importantes venues volcaniques. Le démantèlement de ces reliefs donne lieu à la formation d'importantes accumulations de molasses rouges durant tout le Permien supérieur et peut-être jusqu'au Trias inférieur.

Par ailleurs, la présence, durant le Permien supérieur, d'un important volcanisme de composition acide associé à des coulées spilitiques (AUDEBAUD et VATIN-PERIGNON 1974) peut être interprétée comme l'indice du fonctionnement d'une zone de "rifting" intracontinental.

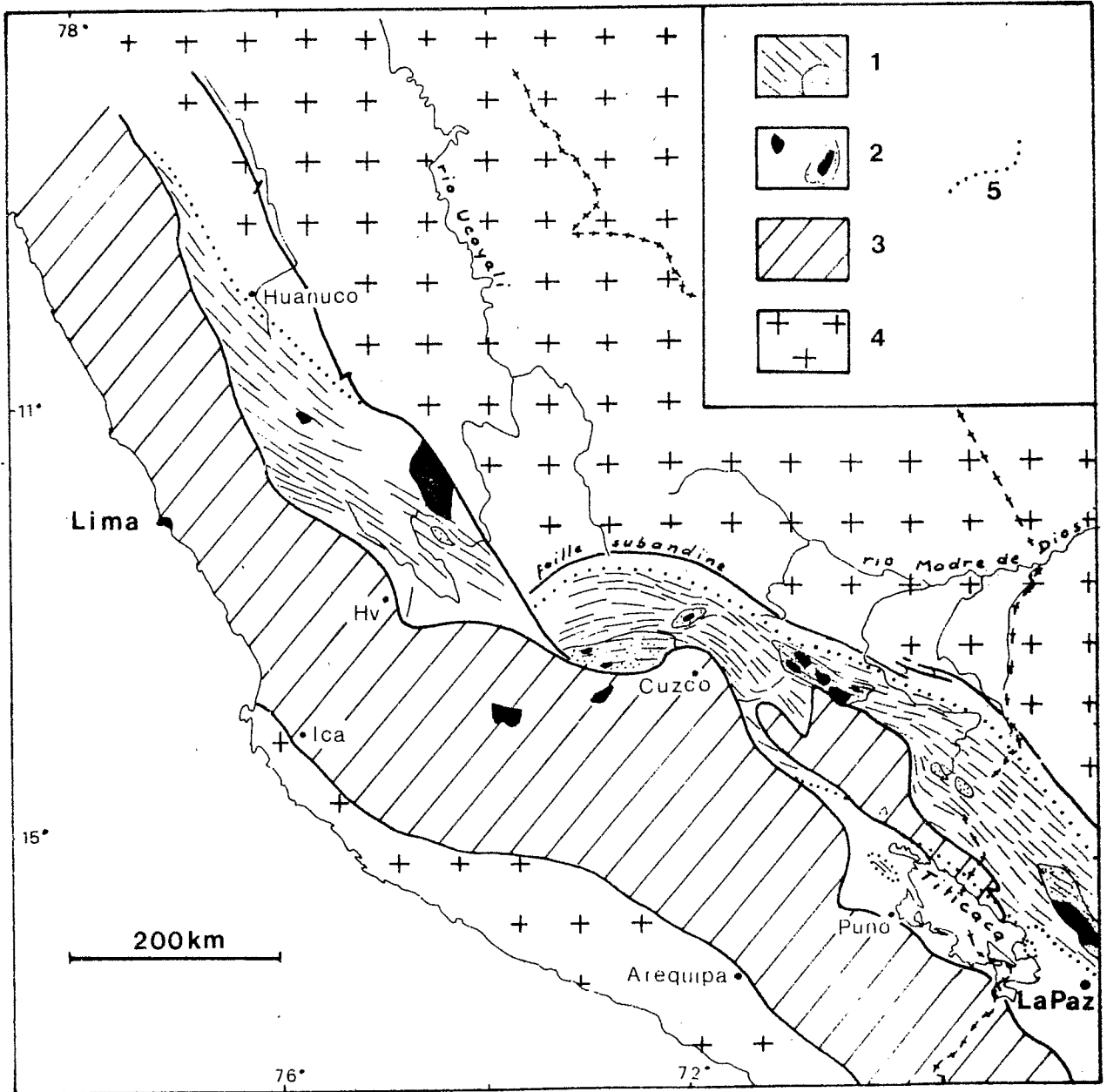


Fig. 11 - La chaîne éohercynienne; allure générale de la schistosité.

- 1 - Zone axiale à schistosité de fracture ou de flux; 2 - Intrusions éohercyniennes post-tectoniques ou syntectoniques associées à du métamorphisme; 3 - Séries post-dévonniennes recouvrant vers l'ouest les structures de la chaîne éohercynienne; 4 - Zones stables peu ou pas déformées à l'Eohercynien; 5 - Front supérieur de la schistosité.

2.2 - LA TECTONIQUE HERCYNIENNE

De façon générale la chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie s'est constituée au cours de deux phases tectoniques (voir article commun des équipes ORSTOM du Pérou et de Bolivie - MEGARD et al. 1971).

- La première phase, ou phase éohercynienne, est datée du Dévonien supérieur; elle est marquée par la discordance générale du Mississipien sur les terrains paléozoïques inférieurs plissés.
- La deuxième phase, ou phase tardihercynienne, est datée du Permien moyen. Dans le sud du Pérou, la tectonique tardihercynienne se manifeste par une phase de plissement alors que dans le centre et le nord se produit seulement une épirogenèse.

2.2.1 - LA CHAÎNE ÉOHERCYNIENNE (Dévonien supérieur) (Fig. 11)

G. STEINMANN (1929), le premier, avait mis l'accent sur la différence dans l'intensité du plissement entre le Paléozoïque inférieur et le Permo-Carbonifère. Il envisageait deux phases tectoniques. La première au Silurien, la deuxième au Dévonien terminal.

Par la suite, F. MEGARD (1967) signalait, dans la région d'Ambo, l'existence possible d'une phase calédonienne. Comme nous l'avons déjà signalé, dans la région de Buena Vista, les sédiments fossilifères du Mississipien reposent en parfaite concordance sur des pélites marines à nombreux brachiopodes, attribuées par les anciens auteurs au Dévonien. Cet ensemble peu déformé contraste avec le substratum plissé daté localement de l'Ordovicien. Dans ces conditions, il était logique de penser qu'il existait une phase de plissement anté-dévonienne et post-ordovicienne, donc calédonienne.

Les faunes que nous avons recueillies dans ces mêmes niveaux, ont été étudiées par J. MURPHY et ont donné un âge mississipien, et non dévonien. La discordance, qui avait été attribuée à la base du Dévonien, correspond donc en réalité à la discordance de base du Carbonifère. Dans ces conditions nous pensons qu'il est plus logique d'attribuer à la phase éohercynienne le plissement qui affecte les terrains ordoviciens. D'autre part, comme nous l'avons vu dans la partie stratigraphique, les terrains d'âge dévonien ne semblent pas représentés dans tout le secteur de Huanuco; cependant on remarque que les terrains du Paléozoïque inférieur sont plus intensément plissés que ceux du Permo-Carbonifère.

Dans ces conditions, et par suite de l'absence de Dévonien, il est pratiquement impossible d'établir avec précision l'âge des déformations qui affectent le Paléozoïque inférieur. Tout ce que l'on peut dire c'est qu'elles sont anté-mississipiennes et post-ordoviciennes. Par analogie avec l'ensemble du Pérou, où l'orogénèse éohercynienne est bien datée, nous ad-

mettrons que le plissement qui affecte les terrains du Paléozoïque inférieur de cette région est également d'âge dévonien supérieur.

1- LA DISCORDANCE EOHERCYNIEUNE.

Comme nous l'avons indiqué précédemment, par suite de l'absence dans toute la région de terrains dévoniens, il est impossible de dater avec précision la discordance du Paléozoïque supérieur sur les terrains plus anciens. Nous conviendrons d'appeler discordance éohercynienne la discordance du Mississipien peu déformée sur les terrains plissés du Paléozoïque inférieur.

a)- La discordance de Nauza. (Fig. 12)

Sur la rive gauche du río Huallaga, 4 km au sud de Huanuco, affleurent dans la vallée de Nausilla les terrains fossilifères de l'Ordovicien supérieur qui reposent en discordance angulaire nette sur le socle métamorphique précambrien. L'Ordovicien est recouvert en discordance angulaire nette par le Mississipien tabulaire. L'Ordovicien est affecté par de nombreux replis métriques synschisteux qui ne s'observent jamais dans le Carbonifère.

b)- La discordance du Mississipien dans la vallée du Chaupihuaranga, entre Ambo et Parcoy. (Fig. 15)

Dans toute cette zone, le Mississipien plissé par de grandes structures kilométriques d'âge andin, repose en discordance angulaire sur le socle précambrien (Buena Vista) ou sur l'Ordovicien fossilifère Cochachinche). L'Ordovicien, bien que peu tectonisé, montre localement des plis métriques avec ou sans schistosité qui, en aucun cas, ne se retrouvent dans le Carbonifère.

c)- La discordance de Higueras. (Fig. 13)

A 15 km à l'ouest de Huanuco, près du village de Higueras, on observe la coupe schématisée sur la Fig. 13. Entre deux massifs intrusifs d'âge probablement andin, existe une bande d'environ 2 km de large de matériel précambrien et probablement paléozoïque inférieur.

Ces terrains sont affectés par un grand pli de direction N.120°E, bien visible à l'ouest du village sur la rive droite de la vallée de Cozo. Ce grand pli replisse les terrains métamorphiques, polydéformés, précambriens, recouverts en discordance par une série de grès et de quartzites azoïques que nous attribuons au Paléozoïque inférieur ou au Précambrien terminal. Cette grande structure est accompagnée de nombreux microplis anisopaques, contemporains d'une schistosité de fracture bien marquée dans les niveaux les plus fins.

Cet ensemble, plissé au cours d'une phase post-précambrienne, est recouvert en discordance par les conglomérats et les pélites fossilifères du Mississipien.

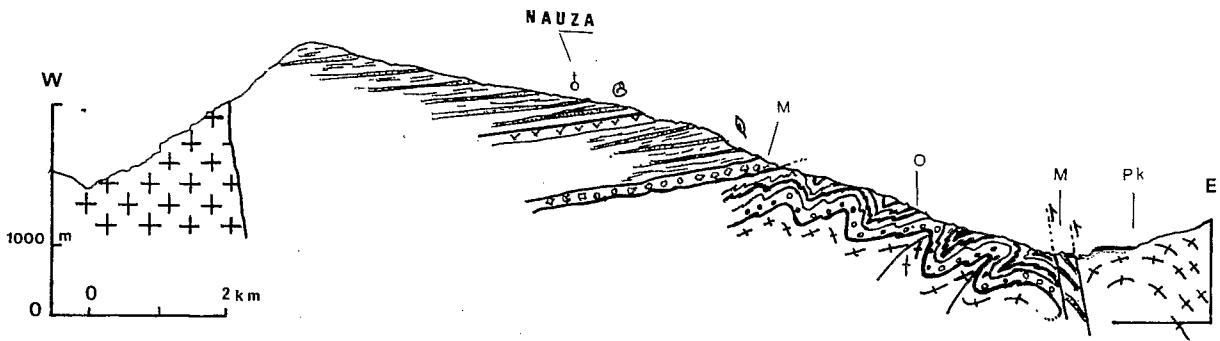


Fig. 12 - Discordance de Nausa.

Pk. Précambrien; O. Ordovicien; M. Mississipien.

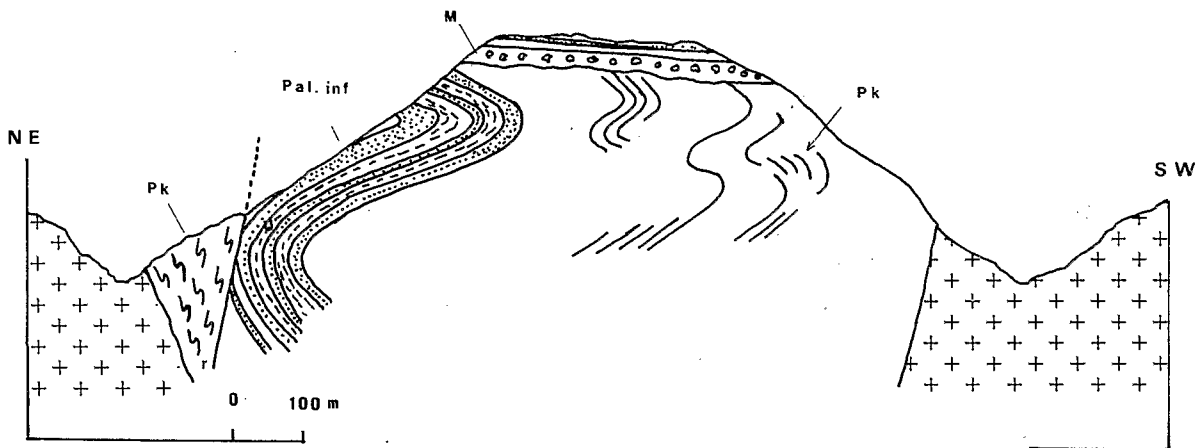


Fig. 13 - Discordance de Higueras.

Pk. Précambrien; Pal.inf. Paléozoïque inférieur indifférencié; M. Mississipien.

L'examen de ces diverses discordances indique que la région a été affectée par une phase tectonique post-ordovicienne et anté-mississippienne; par analogie avec le reste du Pérou, nous pensons qu'il s'agit de la phase éohercynienne. En effet, comme nous l'avons déjà signalé, la découverte au nord de Huanuco (Patay Rondos) de terrains contenant quelques brachiopodes à affinité siluro-dévonienne en parfaite concordance sur l'Ordovicien, prouve bien que la phase de plissement n'est pas post-ordovicienne mais bien fini-dévonienne.

2- LES STRUCTURES EOHERCYNINIENNES.

De façon générale, la région que nous avons étudiée se caractérise par une phase éohercynienne de faible intensité. Le plissement éohercynien est caractéristique de la partie supérieure du niveau structural inférieur, à la limite du front supérieur de schistosité.

Les plis sont souples, métriques à décamétriques, à axes subhorizontaux de direction N.130-E et à plan axial toujours subvertical. Dans les niveaux pélitiques fins les plis sont anisopaques avec léger épaississement dans les charnières; les rares niveaux de quartzites ou de grès intercalés avec les pélites sont affectés de plis isopaques beaucoup plus concentriques et, localement, on observe sur les flancs, de petites failles à rejeu inverse. Le style général est proche des plis en chevron. Les plis sont généralement accompagnés d'une schistosité de plan axial, qui dessine des éventails plus ou moins ouverts; son pendage est proche de la verticale et en aucun cas on observe de déversement préférentiel.

Dans les niveaux gréseux ou quartzeux, la schistosité de fracture débite la roche en microlithons centimétriques. Dans les niveaux fins la schistosité est plus dense et les microlithons sont millimétriques (Fig. 14). Cette schistosité de fracture très fine peut passer dans les niveaux les plus fins à une schistosité de strain-slip.

Les axes de plis, la schistosité ainsi que la linéation d'intersection ont une direction moyenne N.130°.

Signalons enfin que cette schistosité est totalement absente en de nombreux affleurements de l'Ordovicien; c'est notamment le cas à Huacar où les lutites fossilifères du Llanvirn, non déformées et non schistosées, reposent en monoclinale sur le Précambrien. De la même façon, dans la zone du vaste synclinorium de Paléozoïque inférieur de Maray (40 km N de Huanuco), l'Ordovicien et le Siluro-Dévonien ne présentent aucun indice de déformation. Il semble donc que la schistosité de fracture éohercynienne soit limitée à un faible secteur correspondant à la zone où les dépôts paléozoïques inférieur sont les moins réduits.

La très faible intensité de la déformation éohercynienne dans tout le secteur étudié se confirme encore plus au nord, par 78°S, où WILSON et L. REYES signalent qu'il n'existe qu'une très faible discordance angulaire entre l'Ordovicien et le Mississippien.

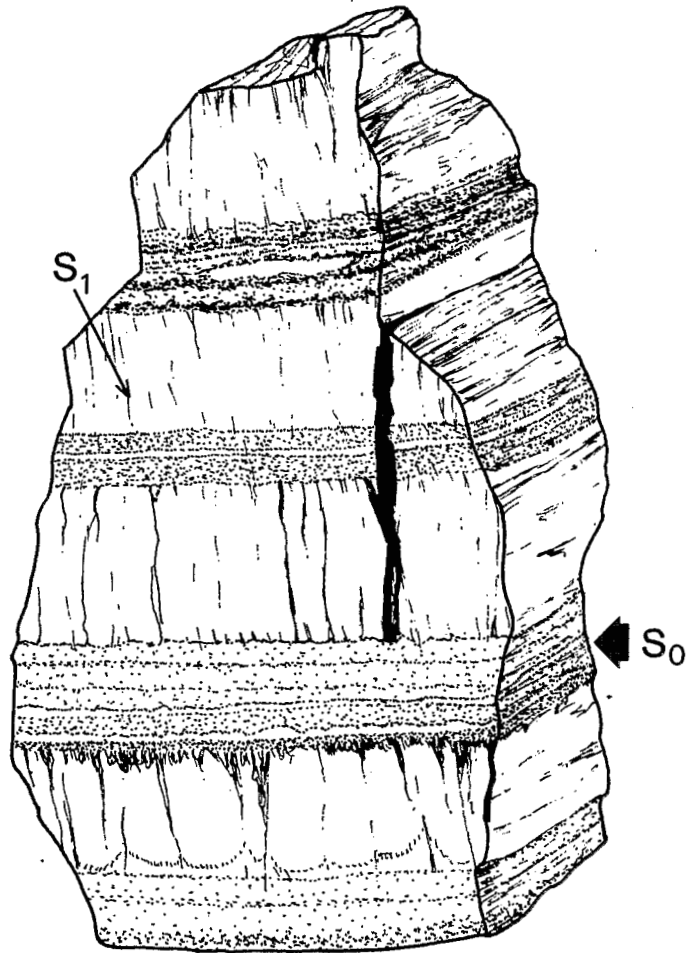


Fig. 14 - Echantillon de grès fins et pélites du Llanvirn montrant la très faible intensité de la schistosité (grandeur nature).
Echantillon provenant de la région de Nausa.

Au sud de 10°30'S, la tectonique éohercynienne est bien développée; elle est caractérisée (F. MEGARD et al. 1971, F. MEGARD 1973) par deux phases souples : la première donne des plis isoclinaux NE à ENE accompagnés d'une schistosité de flux et localement d'un épimétamorphisme, la deuxième donne des plis droits, N.120°, à schistosité de fracture.

Si l'on compare le segment éohercynien de Huanuco aux segments méridionaux (Huancayo - Cuzco - Puno) on constate une très grande différence dans le style et l'intensité du plissement. Les zones méridionales correspondent à la partie axiale de la chaîne (F. MEGARD et al. 1971). La zone de Huanuco, peu plissée, située à la limite supérieure du front de schistosité, correspond à la bordure nord-orientale de l'édifice éohercynien, c'est-à-dire à la zone de transition entre la partie axiale très plissée et une zone stable représentée par le Bouclier brésilien.

Ce caractère de bordure était déjà préfiguré lors de la sédimentation du Paléozoïque inférieur; en effet, comme nous l'avons vu dans la région étudiée, les dépôts du Paléozoïque inférieur sont très réduits et parfois inexistant, ce qui indique que l'on se trouvait en bordure du bassin éopaléozoïque. Ce caractère est encore plus franchement marqué vers le nord (7°30'S - 77°30'W) où la tectonique éohercynienne semble absente, comme en témoigne le contact sub-parallèle entre l'Ordovicien et le Mississipien (WILSON et REYES 1964).

3- LA TECTONIQUE CASSANTE EOHERCYNIENNE.

La région de la vallée de Chaupihuaranga (Fig. 15) est divisée en blocs délimités par des failles de direction N-NW, généralement très raides et à rejet apparemment inverse. Ces failles ont joué à l'époque andine; cependant, si l'on examine les séries stratigraphiques de chacun des blocs, on constate que le Carbonifère inférieur repose indifféremment, suivant les blocs, soit sur l'Ordovicien, soit directement sur le Précambrien (Fig. 16).

La différence de nature du substratum précambrien dans deux blocs voisins prouve que la faille qui les sépare a joué avant le dépôt du Carbonifère, provoquant le soulèvement d'un des blocs qui, ainsi, a été soumis à l'érosion entraînant la disparition de la série paléozoïque inférieur. En fait, il est pratiquement impossible de déterminer l'importance du rejet de ces accidents cassants; en effet, l'orogénèse qui a accompagné la tectonique souple éohercynienne a été suivie d'une période d'érosion qui a pu provoquer localement l'ablation de la couverture sédimentaire éopaléozoïque avant la mise en place des accidents cassants. Malgré cette restriction, il est néanmoins probable que, dès la fin du Dévonien, se soit mis en place un régime en distension associé aux venues volcaniques du Mississipien.

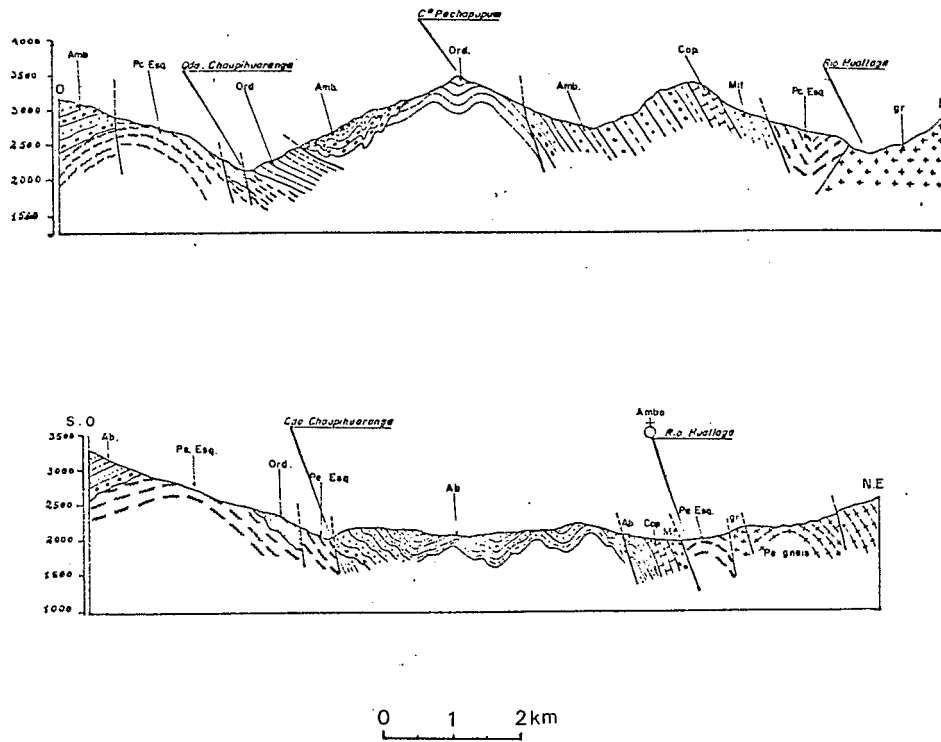


Fig. 15 - Coupes générales de la zone Chaupihuaranga-Ambo. indiquant la discordance du Mississipien (groupe Ambo) soit sur l'Ordovicien, soit sur le Précambrien. (Les structures affectant les terrains mississippiens sont dues à la tectonique andine) D'après B. DALMAYRAC 1973).

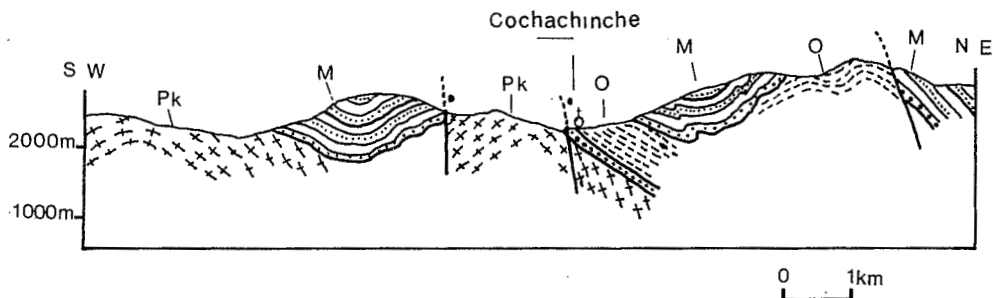


Fig. 16 - Discordance du Mississipien sur l'Ordovicien ou le Précambrien, témoignant d'une tectonique cassante pré-mississippienne.

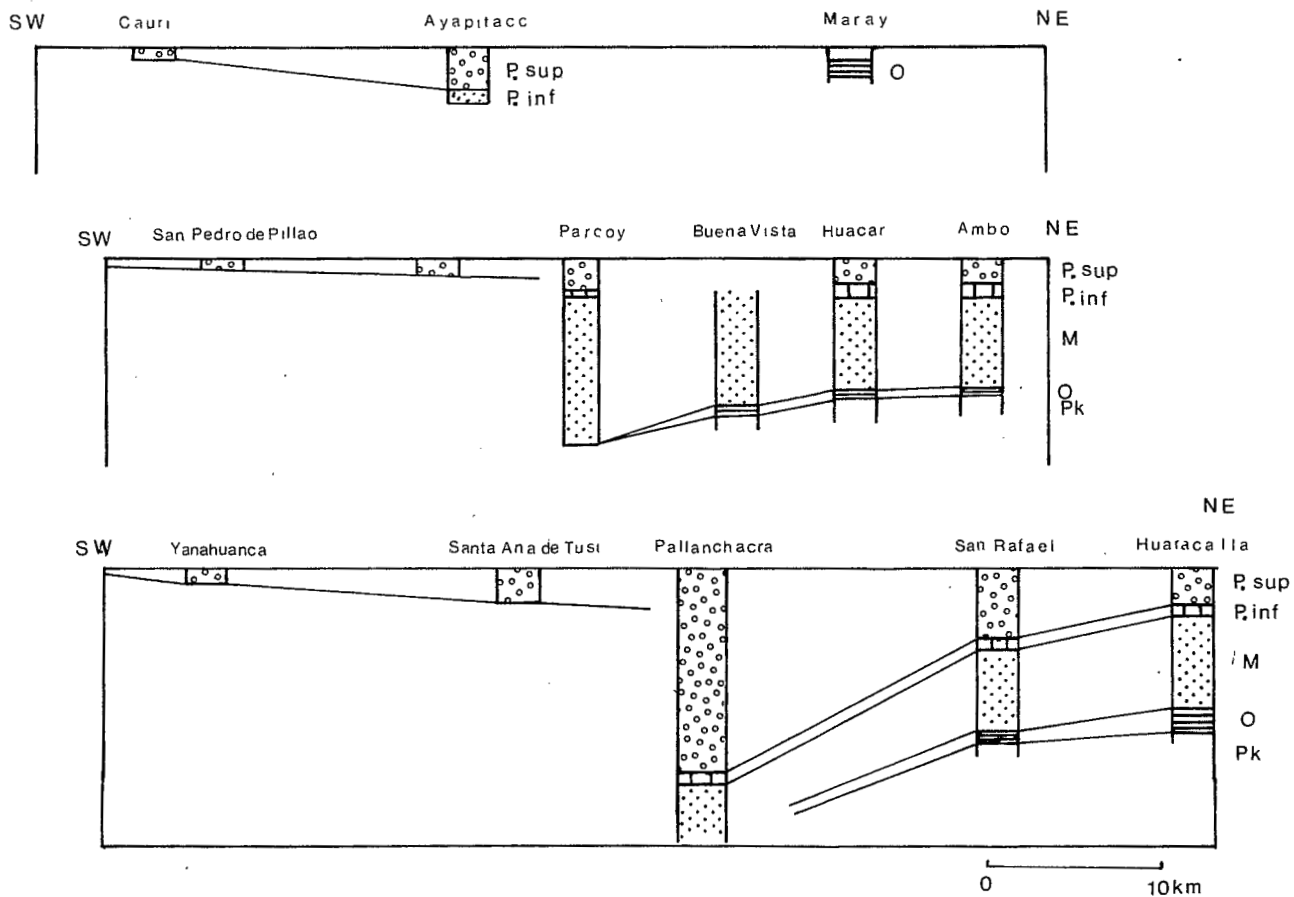


Fig. 17 - Variations d'épaisseur du groupe Mitu (Permien supérieur, Trias inférieur) sur trois transversales du secteur étudié.

Pk - Précambrien; O - Ordovicien; M - Mississipien; Per. inf. - Permien inférieur; Per.sup. - Permien supérieur.

2.2.2 - LA TECTONIQUE CASSANTE TARDIHERCYNIENNE.

La grande coupure du Permien moyen signalée par N.D. NEWELL et al. (1953) se traduit, dans le Pérou Central, par un changement brusque de sédimentation. Aux dépôts marins du Léonardien (Groupe Copacabana) succèdent les molasses rouges et le volcanisme du Permien supérieur (Groupe Mitu). Ce changement brusque de type de sédimentation est dû à une émer-sion générale du territoire péruvien, émer-sion provoquée par un soulève-ment général associé au jeu de failles longitudinales.

Comme nous l'avons indiqué dans la partie stratigraphique, le Groupe Mitu repose indifféremment suivant les régions sur le complexe précambrien, sur le Paléozoïque inférieur, sur le Carbonifère, ou en concor-dance parfaite sur les calcaires du Permien inférieur. Il n'y a donc pas, dans cette région, de plissement tardihercynien. Si l'on effectue une série de coupes synthétiques transversales (Fig. 17) on observe une série de variations :

- Le "Mitu" est très réduit à l'ouest d'une ligne Pallanchacra-Parcoy-Aya-pitac (2000 à 2500 m) pour à nouveau décroître progressivement plus à l'est.
- A l'ouest de cette même ligne, le "Mitu" est discordant sur le Précam-brien, alors qu'à l'est il repose normalement sur les terrains du Paléo-zoïque supérieur. Ces observations indiquent que, durant la sédimenta-tion du "Mitu", existaient des failles normales de direction NW-SE.

Le compartiment est était subsident, ce qui donnait lieu à une importante accumulation de dépôts détritiques; le bloc occidental formait une zone positive, soumise à l'érosion et entraînant la disparition des terrains paléozoïques. En réalité, par suite de la disparition de tout le Paléozoïque sur le bloc occidental, il est difficile de préciser si ces failles ont fonctionné seulement au cours du Permien supérieur, ou si, au contraire, elles ont contrôlé la sédimentation de tout le Paléozoïque su-périeur. Le mouvement exact de ces failles et l'amplitude de leur rejet est difficilement appréciable étant donné qu'elles ont joué à l'Andin.

En première approximation, la région du Pérou Central est carac-térisée, au Tardi-Hercynien, par une tectonique cassante accompagnée de volcanisme. Ces deux caractères correspondent à un régime général en dis-tension qui préfigure l'évolution mésozoïque. Le mécanisme exact de ces failles tardihercyniennes n'est pas encore étudié et peut-être ont-elles joué en décrochements.

- Conclusion.

Si l'on compare le segment hercynien de la région de Huanuco avec la Cordillère Orientale du sud péruvien (MEGARD et al. 1971) on cons-tate qu'il existe une grande différence entre ces deux zones, tant au point de vue stratigraphique (réduction des séries) qu'au point de vue tectonique (plissement modéré avec, localement, schistosité de fracture).

De ces observations il ressort que la région de Huanuco correspond à la bordure nord-orientale de la chaîne hercynienne. Il s'agirait donc d'une zone de transition entre la zone axiale, qui serait située plus au sud-ouest, et le Bouclier brésilien affleurant au nord-est.

Ce caractère de bordure se précise plus au nord, dans la région de Pataz ($77^{\circ}30'W - 7^{\circ}30'S$) où l'Ordovicien et le Mississipien sont sub-concordants (J.J. WILSON et L. REYES 1964).

Nous pensons donc que l'axe de la chaîne hercynienne, de direction $N.120^{\circ}$, et oblique aux structures andines, devrait se situer plus au sud-ouest, sous le matériel mésozoïque de la Cordillère Occidentale.

2.3 - APERÇU SUR LE PLUTONISME DANS LA CORDILLÈRE ORIENTALE

Dans la Cordillère Orientale, de la région de Huanuco, affleurent d'importants massifs intrusifs, mais leur étude n'est pas sans poser de problème car, pour la plupart, ils sont intrusifs dans le complexe précambrien et l'absence totale de détermination géochronologique ne permet pas de les rattacher à tel ou tel orogène.

La plupart du temps on doit se contenter d'un âge maximum post-précambrien s'ils sont intrusifs dans le Précambrien ou post-paléozoïque, comme c'est le cas à l'ouest de Huanuco, où ils sont intrusifs dans le Carbonifère. Reste la chronologie relative ou l'état de déformation.

De façon générale, on peut différencier deux grands types de massifs : des massifs relativement réduits qui affleurent au nord et à l'ouest de Huanuco jusque dans la région du Marañon et un grand batholite complexe qui constitue la presque totalité de la Cordillère Orientale au sud de Huanuco.

2.3.1 - LE BATHOLITE COMPOSITE DU SUD DE HUANOUCO

Au sud de Huanuco, l'axe de la Cordillère Orientale est constitué par un vaste complexe intrusif qui affleure sur plus de 50 km de large et qui s'étend sur 150 à 200 km de long jusqu'à Tarma. Ce complexe est intrusif dans les métamorphites précambriennes, aussi est-il très difficile d'apprécier son âge. Il s'agit certainement d'un complexe constitué d'éléments anciens, certainement précambriens, auxquels se sont ajoutées postérieurement, des intrusions plus récentes, paléozoïques ou andines.

Nous avons effectué plusieurs coupes dans ce massif et partout nous avons retrouvé les mêmes composants. Une des plus caractéristiques et des plus complètes est la coupe ouest-est qui va de Rumichaca (à l'est du Cerro de Pasco) à Hayllamayo, à proximité d'Oxapampa (Fig. 18) que nous décrirons rapidement en tenant compte de la chronologie relative que nous avons pu établir.

La coupe débute par une série de séricitoschistes polydéformés que nous attribuons au Précambrien. Vient ensuite un granit rose, à gros grains, qui contient peu de biotite, parfois de la hornblende. Il recoupe et métamorphose, sur son bord oriental, au niveau du village de Huachon, une bande de calcaire triasico-jurassique et de lutites et grès du Permien supérieur, certainement plissée lors de la phase du Crétacé terminal; il s'agit donc d'un granite andin sans qu'il soit possible de préciser à quelle phase orogénique il doit être rattaché.

Après une faille, on trouve, sur plus de 40 km, un complexe constitué uniquement de roches intrusives dans lequel nous avons pu différencier des plus anciens aux plus récents :

g1 : granite certainement très ancien, très fracturé, très épidotisé et chloritisé; il affleure uniquement dans une étroite bande, à l'est du village de Huachon.

g2 : Plagiogranite, hétérogranulaire, à gros grains de quartz ronds (3 à 5 mm) et biotite chloritisée. Les grains de quartz sont fractionnés en lamelles; les plagioclases, légèrement alignés, montrent des knick-bands.

Le massif de g2 est affecté par des couloirs très tectonisés, et le granite passe à une mylonite dans laquelle on observe, en plus de l'intense fracturation, des recristallisations de petites biotites verdâtres.

d1 : Granodiorite claire, à grain fin, contient du microcline albitisé et de la biotite généralement chloritisée; elle ne présente pas de déformation importante. Elle contient de nombreux xénolites, parfois de grande taille, de diorite sombre à phénocristaux d'amphibole. La granodiorite d1 est recoupée par le granite g2, donc antérieure.

g3 : Granite clair à grain moyen, à nombreuses biotites, légèrement fracturé et épidotisé.

g4 : Plagiogranite à grands cristaux de quartz et nombreuses biotites; il n'est pas fracturé et recoupe la granodiorite d1 ainsi que le granite g3.

d2 : Diorite sombre, à nombreuses biotites et amphiboles. Elle contient des filons parfois très importants de diorite pegmatique à mégacristaux d'amphibole pouvant atteindre plus de 10 cm; elle semble recoupée par le g3.

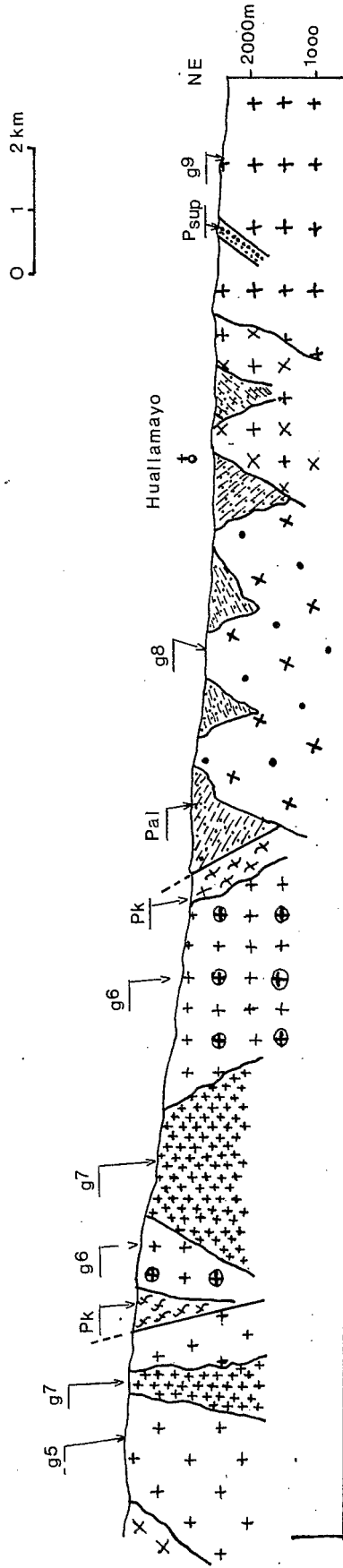
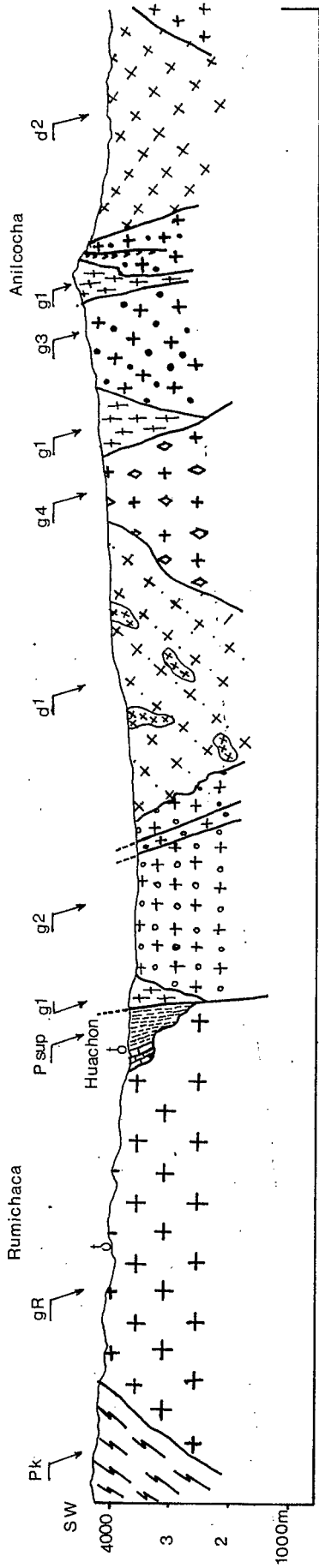


Fig. 18 - Coupe schématique du batholite du sud de Huanuco.

- g5 : Granite clair rosé, à grain moyen, ne présentant pas de fracturation, il recoupe la diorite d2 et semblerait contemporain de g4.
- g6 : Granite clair, à gros grains, très orienté, faisant penser à un orthogneiss; il est intrusif dans une série de micaschistes et de gneiss précambriens. Il pourrait s'agir d'un orthogneiss contemporain de la chaîne précambrienne, il est recoupé par g5 et par g7.
- g7 : Granite clair, à grain fin, non orienté et non fracturé; il est intrusif dans les orthogneiss, dans g6 ainsi que dans g5, il correspond certainement à l'intrusion la plus jeune.
- g8 : Granite clair, à biotite et quelques muscovites; il n'est pas orienté ni fracturé. Il est associé à des roches cornéennes qui pourraient être du Paléozoïque ou du Permien supérieur.
- g9 : Granite rose, à gros grains, très altéré et très fracturé; il semble intrusif dans le Permien supérieur (Groupe Mitu) mais on retrouve également des galets de granite rose très semblable à g9 dans les conglomérats permien. Il pourrait donc s'agir d'un granite tardihercynien, en partie contemporain de la formation Mitu.

La description très sommaire de cette transversale montre bien la complexité de ce grand batholite de la Cordillère Orientale. En première approximation, il faut retenir deux grandes classes d'intrusifs : ceux qui sont déformés intensément, qui sont certainement précambriens ou éohercyniens et ceux qui ne présentent pas de déformation pénétrative, qui sont soit post-tectonique éohercynienne, soit tardihercyniens, soit andins.

Afin de résoudre, même partiellement, ces problèmes nous avons échantillonné au moins 3 coupes, en vue de débiter une étude radiochronologique de cet ensemble. Le manque de crédits ne nous a pas permis de mener à bien ce projet.

2.3.2 - LES MASSIFS CIRCONSCRITS DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE

1.- Le massif de San Rafael.

20 km au sud d'Ambo, la route Cerro de Pasco-Huanuco recoupe un massif granitique certainement précambrien. Il s'agit d'un granite gris sombre, à gros grains, présentant de grands feldspaths potassiques pouvant atteindre 1 à 2 cm, à contours arrondis et très fracturés, à biotites sombres déchiquetées et à amphiboles en baguettes allongées. L'ensemble de la roche est très épidotisé et chloritisé. Ce massif présente une fracturation régulière, en feuillets plus ou moins larges, qui se suit et passe progressivement à la schistosité qui affecte l'encaissant. Cet encaissant est représenté par des schistes chloriteux ou des micaschistes à biotites d'âge précambrien. Le contact avec l'encaissant est généralement net, sans transition et il ne semble pas qu'il y ait un métamorphisme de contact important. Ce massif semble donc antérieur à la phase de schistosité qui affecte le Précambrien; d'autre part, son caractère intrusif semble très net.

Nous pensons donc qu'il s'agit d'un granite précambrien qui a dû se mettre en place postérieurement aux phases métamorphiques précambriennes mais avant la dernière phase synschisteuse du Précambrien.

2.- Les granites du versant oriental de la Cordillère Orientale.

Sur la route Huanuco-Tingo Maria, à proximité de la localité de Machaychico, affleure un massif de roches magmatiques associées aux métamorphites précambriennes et où nous avons différencié :

- un granite porphyroïde très déformé,
- un granite déformé, à biotite-muscovite, certainement lié au métamorphisme régional.
- un granite porphyroïde, à structure Rapakiwi.
- un granite non déformé, et non Rapakiwi.

Ces massifs composites se retrouvent en d'autres points plus au nord et semblent toujours associés au Précambrien.

3.- Les massifs intrusifs situés à l'ouest de Huanuco.

La route Huanuco-La Union recoupe, à la sortie de Huanuco, un massif intrusif composite qui se prolonge vers le nord sur plus de 50 km. Il est intrusif dans les micaschistes précambriens et dans une série de cornéennes certainement paléozoïques. On peut différencier une diorite sombre fracturée qui recoupe des amphiboles et contient des enclaves de roches à grain fin, plus basiques. Elle est recoupée par un granite gris clair à rosé, à grain moyen, à biotite-plagioclases-feldspaths potassiques. Le tout est affecté par deux systèmes de failles : un système N.20° dextre à stries horizontales et un système N.60 à stries obliques (pitch voisin de 30°).

A l'ouest de Huanuco, ce granite recoupe les sédiments fossilifères du Carbonifère. Il pourrait donc être, soit tardihercynien, soit plus vraisemblablement andin.

Plus à l'ouest, on retrouve un nouveau massif intrusif constitué de diorites, de granodiorites et de granites parmi lesquels on peut différencier un granite à structure fluidale, recoupé par une diorite à grain fin et des aplites à muscovites.

On retrouve un massif analogue plus au sud, sur la route Ambo-Yanahuanca. Il est également caractérisé par une fluidalité verticale qui détermine une alternance de niveaux clairs quartzofeldspathiques et de niveaux sombres à biotites-amphiboles. Les biotites ne présentent pas d'orientation préférentielle mais sont toujours groupées par bandes verticales. Il est intrusif dans le Précambrien et le Paléozoïque.

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

- CONCLUSIONS.

Ces descriptions plus que sommaires, loin de résoudre les problèmes relatifs au magmatisme de la Cordillère Orientale, confirment plutôt la complexité de ces massifs intrusifs, composites, de cette Cordillère. Les critères de déformations semblent indiquer que ces massifs sont certainement constitués de complexes intrusifs appartenant aux cycles précambrien, hercynien et andin. Seule une étude pétrographique détaillée, associée à des analyses géochimiques et à des mesures radiochronologiques, permettront de cerner les problèmes de ces grands batholites composites, et en particulier :

- quelle est la nature du magmatisme associé à la chaîne précambrienne ?
- existe-t-il dans cette région, où la chaîne hercynienne est presque inexistante, un magmatisme hercynien et quelle est sa nature ?
- quelle est la nature et l'importance du magmatisme andin dans la Cordillère Orientale ?

* *

*

DEUXIEME PARTIE

LA CHAÎNE ANDINE



Nous appelons "cycle andin" l'ensemble des événements qui se sont déroulés depuis le début du Mésozoïque jusqu'au Quaternaire et qui ont donné naissance à la chaîne des Andes.

Ce "cycle andin" peut être subdivisé en deux grandes périodes:

- La première, du Trias au Santonien, d'environ 150 MA, est une période de stabilité au cours de laquelle se déposent des séries essentiellement marines, d'épaisseur et de lithologie très variables.
- La deuxième, du Santonien à l'époque actuelle, soit environ 80 MA, correspond à une période d'instabilité, caractérisée par une succession de phases de compression brèves, séparées par de longues périodes "atectoniques" durant lesquelles se mettent en place des quantités très importantes de roches magmatiques intrusives et volcaniques.

Epirogenèse, volcanisme, néotectonique caractérisent l'histoire récente de la chaîne des Andes.

LA TRANSITION DU CYCLE HERCYNIEN AU CYCLE ANDIN

Au Pérou, la transition entre le cycle hercynien et le cycle andin se situe en général au cours du Trias inférieur et moyen.

La tectonique tardihercynienne, soit en compression, soit essentiellement épirogénique, est suivie au cours du Permien supérieur et/ou du Trias inférieur et moyen, par une période de transition au cours de laquelle se déposent les molasses rouges continentales du Groupe Mitu, accompagnées de la mise en place de matériel volcanique de composition alcaline.

On considère généralement que ces molasses, qui proviennent du démantèlement de la chaîne hercynienne, sont à rattacher au cycle hercynien et on fait alors débiter le cycle andin avec la transgression des séries marines du Norien ou du Lias.

Comme nous l'avons vu les bassins molassiques Mitu sont contrôlés par de grandes failles de direction andine (NNW-SSE) qui, comme dans la région de Cerro de Pasco, contrôleront également les bassins triasiques.

On peut remarquer également (voir article général sur l'Hercynien) que le volcanisme Mitu semble réparti suivant des directions andines, et pourrait correspondre à un volcanisme associé à une phase de "rifting".

La cartographie et les travaux de HARRISON (1943-1951-1956), de JENKS (1951), de HARRISON et WILSON 1960, de WILSON et al. (1964-1967), de MEGARD (1973), montrent le parallélisme général du Mitu et du Norien, mais ils soulignent également de légères discordances angulaires locales.

Cette tectonique pré-norienne est essentiellement en distension, mais localement, d'autres secteurs se sont plissés. Elle dénote d'une constante activité tectonique durant toute la période Mitu.

Nous pensons donc que c'est au cours de la période Mitu, c'est-à-dire du Permien supérieur au Trias inférieur, que se définissent les nouvelles grandes lignes structurales qui contrôleront ensuite l'évolution paléogéographique mésozoïque.

Chapitre 1

LE MATÉRIEL ANDIN

1.1 - LA SÉDIMENTATION DU TRIAS AU SANTONIEN

Les terrains mésozoïques affleurent largement sur la transversale étudiée (entre 9°30'S et 10°30'S), de part et d'autre de la Cordillère Orientale où n'affleurent que des terrains d'âge précambrien.

Cette disposition, en partie héritée de la paléogéographie du Crétacé, correspond à deux domaines : un domaine occidental représenté actuellement par la Cordillère Occidentale et la zone côtière, un domaine oriental, ou zone subandine, particulièrement étendue vers l'est au niveau de cette transversale.

Ce dispositif se poursuit vers le nord jusqu'au niveau de la déflexion de Cajamarca (7°30'S). Au sud de 10°30'S, entre la Cordillère Occidentale et la Cordillère Orientale, s'étend depuis la région de Cerro de Pasco jusque dans le sud du Pérou, une zone de hauts plateaux où les terrains mésozoïques sont bien représentés.

La présence dans le Pérou Central de vastes affleurements de Crétacé a donné lieu à de nombreuses études de synthèses. Signalons en particulier celle de V. BENAVIDES C. (1956) pour la partie nord et le travail de J.J. WILSON (1963) et de J. COBBING (1973) pour la partie centrale.

Dans notre travail nous nous attacherons surtout à l'aspect structural, reprenant les descriptions stratigraphiques de WILSON pour la partie nord et COBBING et F. MEGARD pour le Pérou Central.

1.1.1 - LA SÉDIMENTATION AU TRIAS ET AU JURASSIQUE

1- LA SÉDIMENTATION TRIASICO-LIASIQUE DU PÉROU CENTRAL. (Le Groupe Pucara).

Une transgression marine du Norien marque le début du cycle sédimentaire andin; aux séries continentales et détritiques rouges du Permien font suite des séries carbonatées du Norien ou du Lias.

On admet généralement (MEGARD 1973) que la mer norienne occupe un bassin étroit s'étendant sur la Cordillère Orientale et les hauts plateaux. Au Lias, la transgression atteint la zone subandine

et l'Amazonie vers l'est; vers l'ouest, elle recouvre les hauts plateaux et probablement une partie de la Cordillère Occidentale jusqu'au Pacifique.

Dans cette mer se déposent des séries carbonatées qui ont été étudiées par de nombreux auteurs (G. STEINMANN 1929, D.M. Mc LAUGHLIN 1924, J.V. HARRISON 1943-1956). JENKS(1951) étudie ces séries carbonatées dans la région de Cerro de Pasco et leur donne le nom, depuis classique, de "Groupe Pucara".

Des travaux plus récents, F. MEGARD (1968), T. SZEKELY et L. T. GROSE (1972) et enfin F. MEGARD (1973) précisent l'âge et la lithologie de cet ensemble carbonaté dans le Pérou Central.

C'est généralement le terme de "Groupe Pucara" (c'est-à-dire l'ensemble carbonaté pouvant aller du Norien au Toarcien supérieur) qui a été retenu dans les divers documents cartographiques.

Ce manque de précision sur l'âge du Groupe Pucara rend donc difficile toute interprétation paléogéographique à grande échelle.

1.1- Le Groupe Pucara dans le Pérou Central.

A la suite des travaux de T. SZEKELY et L.T. GROSE (1972) et F. MEGARD (1968-1973), le Groupe Pucara a été subdivisé en trois formations :

- 1)- Formation Chambara : C'est un ensemble carbonaté d'âge norien à noro-rhétien pouvant atteindre des épaisseurs de 2500 à 3000 m. Ce sont des calcaires gris clair à noir, des calcaires bitumineux, des calcaires dolomitiques, des dolomies en bancs épais de 0,5 à 3 m. Les cherts sont fréquents. Les faunes indiquent un âge norien à noro-rhétien.
- 2)- Formation Aramachay : Elle est constituée de calcaires et de grès souvent bitumineux, intercalés avec des shales. Les calcaires forment des bancs de 20 à 50 cm qui contrastent avec l'aspect plus massif du Noro-Rhétien. Cet ensemble épais de 600 m, très riche en ammonites, correspond à l'Hettangien-Sinémurien inférieur mais il peut atteindre le Sinémurien moyen.
- 3)- Formation Condorsingua. C'est un ensemble essentiellement carbonaté, de 1000 à 1500 m d'épaisseur. Les calcaires sont disposés en bancs réguliers de 20 à 80 cm d'épaisseur, séparés par de très fins niveaux marneux. Dans la partie inférieure, les cherts ou les chailles sont abondants. Les fossiles sont nombreux et indiquent un âge sinémurien supérieur à toarcien supérieur.

1.2- Les séries noriennes et noro-rhédiennes de la région de Huanuco-Maranon.

Le Groupe Pucara affleure bien dans la région comprise entre Cerro de Pasco au sud, et la vallée de Chaupihuaranga - 20 à 25 km plus au nord. Légèrement plus au nord, il est encore présent dans le

vaste synclinal de Rondoni-Ayapitacc. Vers le nord, on le suit dans toute la vallée du Marañon où il apparaît de façon discontinue, avec des épaisseurs très réduites, sous les terrains crétacés chevauchants.

On ne le connaît pas dans la Cordillère Occidentale, pas plus que dans la Cordillère Orientale, au nord de Huanuco. Il affleure par contre avec des épaisseurs importantes à l'est de la Cordillère Orientale, le long d'une ligne correspondant à la vallée du rio Hualaga.

• Variations d'épaisseur et changement de faciès.

Le Groupe Pucara, bien étudié dans la région de Cerro de Pasco, correspond uniquement au Noro-Rhétien (COX 1949, HASS 1953).

Comme l'ont souligné de nombreux auteurs, de part et d'autre de la faille de Cerro de Pasco, on peut différencier deux domaines : un domaine oriental où les calcaires et dolomies atteignent 2000 m et un domaine occidental où les épaisseurs sont de l'ordre de 500 à 600 m. Outre ce brusque changement d'épaisseur, on observe également une variation de faciès qui se manifeste essentiellement par l'apparition, dans la partie occidentale, de niveaux de shales verts ou rouges, pouvant atteindre parfois des épaisseurs importantes.

Sans négliger l'importance d'une érosion pré-crétacée évoquée généralement pour expliquer la réduction des séries occidentales, il est nécessaire d'admettre, comme l'a déjà signalé F. MEGARD (1973), que la faille de Cerro de Pasco a joué au Trias en faille de subsidence, séparant un domaine occidental peu subsident d'un domaine oriental subsident.

Plus au nord, on retrouve cette opposition entre une zone occidentale positive et une zone orientale plus subsidente.

La zone occidentale se poursuit vers le nord-ouest au niveau de Goyllarisquisga-Yanahuanca.

A Yanahuanca, le Groupe Pucara indivis est représenté par des calcaires blancs jaunâtres à ocre, parfois marrons, dont l'épaisseur varie de 30 m à 300 m. Entre Goyllarisquisga et Tusi leur épaisseur est de l'ordre de 240 m et la base est constituée par une brèche intraformationnelle.

Près de Vilcabamba, entre Goyllarisquisga et Yanahuanca, la série Pucara ne fait plus que 60 m d'épaisseur, les ripple-marks et les stratifications entrecroisées sont très fréquents.

Au nord de Yanahuanca, dans la région de Colquipucra, l'ensemble de Pucara ne dépasse pas 150 m et HARRISON (1960) signale plus au nord, à la base de la série calcaire, 4 à 5 m de gypse indiquant une sédimentation lagunaire.

La zone orientale subsidente, très bien définie au niveau de Cerro de Pasco, se poursuit vers le nord, dans la région de Atacocha. JOHNSON et al. (1955) attribuent les 2100 m de calcaires Pucara de cette région au Norien-Rhétien.

15 à 20 km plus au nord, dans la région de Rodéo-Mosca, au nord de Pallachacra, le Groupe Pucara atteint encore 500 à 600 m; ce sont des calcaires et dolomies sombres bitumineux.

Légèrement plus au nord-ouest, au "signal Rondoni", les calcaires Pucara forment un vaste synclinal qui s'étend depuis Parcoy au sud-est jusqu'à Ayapitacc 40 km au nord-ouest.

Dans la partie méridionale le Groupe Pucara indivis a une épaisseur de plus de 1000 m; il repose en discordance angulaire faible sur les molasses rouges permienes. Bien qu'il n'existe pas d'étude paléontologique, la similitude des faciès (brèches intraformationnelles, calcaires bitumineux) avec les zones voisines semble indiquer qu'il s'agit du Trias.

Dans la partie nord de ce même synclinal, le Groupe Pucara forme une corniche de 60 m d'épaisseur; il repose en discordance angulaire nette sur le Mitsu, il est recouvert par les quartzites blanches néocomiennes. Cette série est composée de 30 m de dolomies jaunâtres et de brèche intraformationnelle, suivis de 30 m de calcaires en gros bancs massifs gris bleuté, contenant des lits continus de cherts. B. BOIT (1955) lui attribue un âge triasique. L'épaisseur très réduite du Pucara de cette région est due en partie à une érosion importante pré-néocomienne. En effet, localement, on constate que l'épaisseur de la série diminue considérablement et peut disparaître totalement, les grès néocomiens reposant directement sur les molasses permienes.

On peut cependant se demander si cette érosion pré-crétacée est seule responsable des réductions d'épaisseurs. C'est l'opinion de B. BOIT (1955) qui estime que dans cette région 2500 à 3000 m de calcaires triasico-liasiques auraient été érodés.

Les similitudes de faciès déjà signalées par B. BOIT (1955) entre le Trias d'Ayapitacc et celui bien connu de Goyllarisquizga semblent plutôt indiquer qu'il s'agit, dans les deux cas, de séries réduites, liées à la présence de zones positives en bordure du bassin. En suivant une transversale SW-NE, on passe d'une zone occidentale à séries réduites (Goyllarisquizga) à une zone axiale à séries épaisses (Rondoni) qui passe elle-même, vers le nord-est, à des zones à sédimentation peu épaisse. (Ayapitacc).

Si, comme l'a déjà souligné F. MEGARD (1973), les changements d'épaisseur de la série noro-rhétienne sont dus, au moins en partie, aux conditions originelles de dépôt, on constate que le bassin triasique devait se prolonger suivant une direction NW-SE, la zone de subsidence maximum correspondant aux régions de Cerro de Pasco - Atacocha - Rondoni - La Union - Llata.

Dans la Cordillère Orientale, entre 10°30'S et 9°S, on ne connaît aucun dépôt mésozoïque; seuls affleurent des terrains d'âge précambrien.

Dans la zone subandine, on retrouve une séquence Pucara au pied de la Cordillère Orientale, tout au long de la vallée du Huallaga.

Dans la vallée de Chinchao, 30 km au sud de Tingo Maria, STEINMANN a daté du Trias une série de calcaires noirs bitumineux atteignant une épaisseur de 3000 m. Au nord de Tingo Maria, les séries carbonatées Pucara sont également bien connues dans le bassin du Huallaga. Ce sont des calcaires gris à noir, fins, en couches épaisses, présentant des niveaux de cherts. Le Pucara atteint des épaisseurs de 1000 à 1200 m. A. RODRIGUEZ et A. CHALCO (1975), à partir d'arguments paléontologiques, attribuent au Lias et au Trias supérieur l'ensemble de cette série. Il semble donc vraisemblable qu'une partie des calcaires, souvent appelée formation Santiago, soit en partie triasique.

Vers l'est, on passe progressivement de ces séries subsidentes à des faciès détritiques. Les calcaires deviennent gréseux; ils sont associés à des marnes et des grès présentant des stratifications entrecroisées. Dans la zone subandine, au sud de Tingo Maria, les calcaires Pucara se prolongent jusqu'au niveau d'Oxapampa - La Merced. Ils sont encore épais de 1000 m à 1200 m au niveau de Pozuzo et atteignent 810 m à Chanchamayo (P. LEVIN et A. SAMANIEGO 1975).

Paléogéographie du Trias dans le Pérou Central. (Fig. 19)

L'absence de terrains mésozoïques dans la Cordillère Orientale ne permet pas de se faire une idée précise de la paléogéographie triasico-jurassique.

Généralement, les différents auteurs estimaient qu'un seul bassin triasique s'étendait depuis Cerro de Pasco jusque dans la zone subandine, recouvrant toute la Cordillère Orientale. F. MEGARD (1973) pense que le bassin triasique, orienté NW-SE depuis Ayacucho jusqu'à Cerro de Pasco, se prolongeait vers le nord suivant une direction nord-sud recouvrant toute la Cordillère Orientale.

Les réductions d'épaisseurs et les changements de faciès observés entre Rondoní et Ayapitacc, bien qu'encore imprécises par suite du manque d'études stratigraphiques et paléontologiques détaillées, tendent cependant à prouver que la subsidence était moins importante sur la Cordillère Orientale.

Dans ces conditions, il semble donc qu'au Trias existaient deux zones subsidentes séparées par une zone positive où les dépôts auraient été plus réduits.

La zone occidentale, limitée à l'ouest par la faille synsédimentaire de Cerro de Pasco, s'étendait suivant une direction NNW-SSE, depuis Ayacucho au sud jusque vers La Union - Llata au nord.

La zone orientale semble être limitée par la zone de failles de la vallée du Huallaga. Elle s'étend depuis La Merced-Oxapampa au sud jusqu'à Moyobamba au nord. Cette zone subsidente, relativement étroite, passait vers l'est, en bordure du Bouclier brésilien, à une zone de plate-forme.

Entre ces deux zones subsidentes à forte sédimentation, existait une zone positive où les dépôts étaient moins épais. Il semble donc que la Cordillère Orientale, émergée à partir du Crétacé inférieur (WILSON 1963), ait pu fonctionner en zone positive dès le Trias.

Remarquons enfin que les deux bassins triasiques sont directement associés à des failles longitudinales qui délimitent la Cordillère Orientale.

1.3- Les séries du Lias et du Dogger de la région Huanuco-Marañon.

Le Lias et le Dogger ont été bien identifiés dans le Pérou Central à la suite des travaux stratigraphiques détaillés de T. SZEKELY et L.T. GROSE (1972) et de F. MEGARD (1973). Il y a continuité apparente de la sédimentation entre le Trias et le Lias. Cependant, dans le Marañon (7°30'S), J.J. WILSON et L. REYES (1964) signalent une discordance angulaire faible entre le Trias supérieur et les calcaires bitumineux du Sinémurien.

Dans la région Huanuco-Marañon, le Lias et le Dogger n'ont pas été différenciés de l'ensemble carbonaté généralement cartographié sous la terminologie Groupe Pucara. D'autre part, dans cette région, une érosion précrétacée a pu faire disparaître les termes supérieurs du Groupe Pucara et en particulier le Dogger et le Lias.

A Cerro de Pasco, le Groupe Pucara étudié par W.F. JENKS (1951) correspond uniquement au Trias; le Lias et le Dogger ne sont pas représentés dans cette région, certainement par suite de l'érosion précrétacée. 12 km au nord de Cerro de Pasco, dans la région d'Atacocha, la partie supérieure du Groupe Pucara est représentée par des calcaires bitumineux en petits bancs, des calcaires à nodules, des calcaires à cherts disposés en lits réguliers; à la base de la série, ces calcaires sont intercalés avec des shales noirs et quelques niveaux de grès; vers le sommet apparaissent des niveaux de grès cinéritiques et des marnes. Les calcaires renferment une abondante faune de brachiopodes, lamellibranches, gastéropodes et ammonites du type *Arietites*, indiquant un âge jurassique inférieur. Des vestiges de plantes sont également présents à la base de la série.

L'ensemble de la série, qui atteint 500 à 650 m, serait l'équivalent de la Formation Aramachay définie par F. MEGARD (1968) dans le Pérou Central et correspond donc à l'Hettangien-Sinémurien inférieur. Cette formation est recouverte par des conglomérats et des quartzites du Néocœmien. Le Lias supérieur et le Dogger ne sont donc pas représentés.

Le Lias pourrait être également présent dans le synclinal de Rodéo-Mosca ainsi que dans le synclinal de Rondoni. Il semble par contre

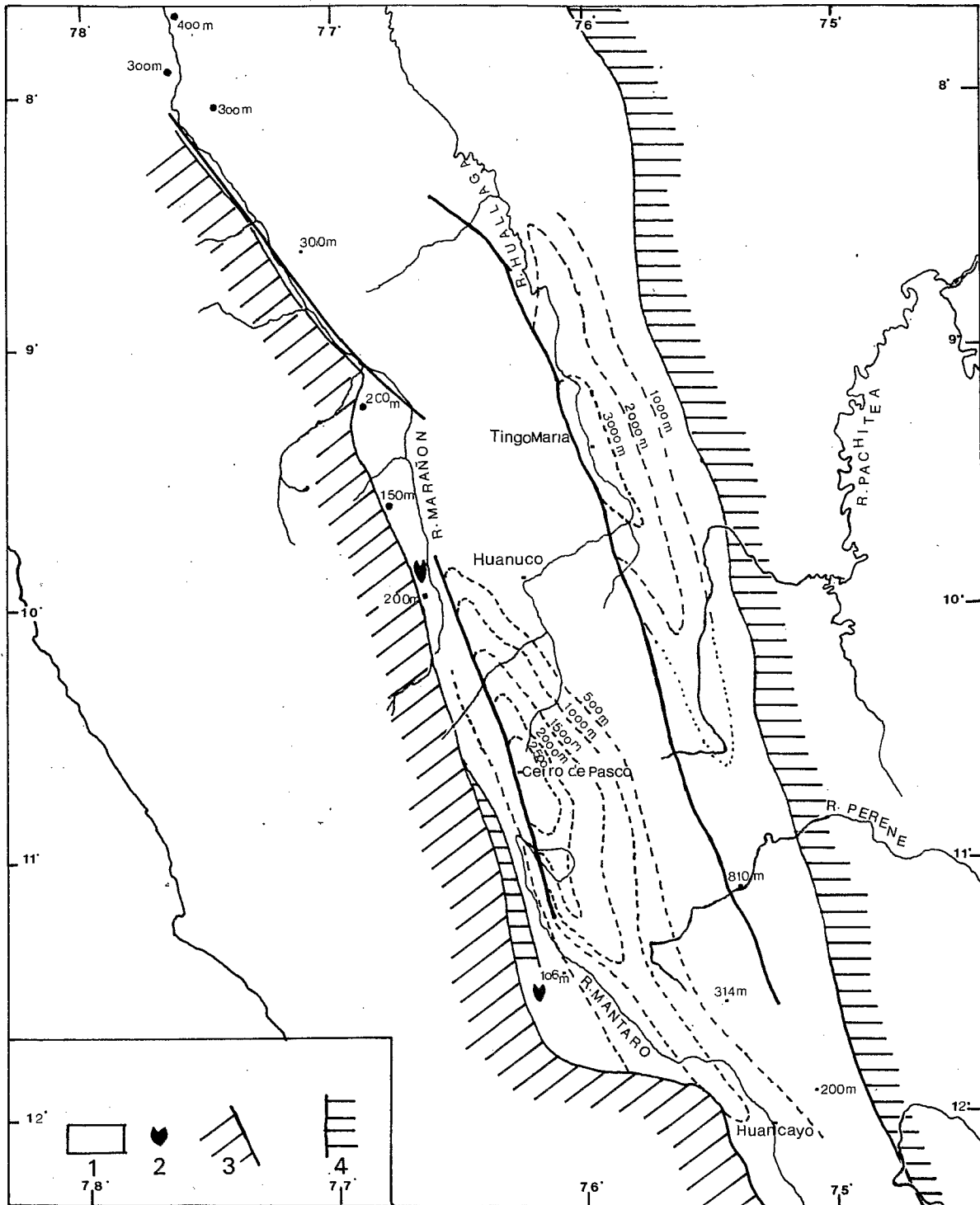


Fig. 19 - Carte des isopaques du Trias supérieur du Pérou central.
(d'après SZEKELY et GROSE -1972- pour la partie sud).

- 1 - Faciès carbonatés; 2 - évaporites; 3 - limite d'affleurement;
4 - limite de bassin.

absent dans toute la zone occidentale, depuis Goyllarisquizga jusqu'au nord de Yanahuanca, où, comme nous l'avons déjà signalé, le Groupe Pucara est très réduit et parfois totalement absent par suite de l'érosion précrétacée.

Plus au nord ($7^{\circ}30'S - 9^{\circ}S$) dans la vallée du Marañon, J.J. WILSON et L. REYES R. signalent la présence de calcaires bitumineux en petits bancs avec des intercalations de pélites noires d'âge liasique. Ces niveaux, qui constituent la partie supérieure du Groupe Pucara, reposent en légère discordance sur les calcaires massifs du Norien. Le Rhétien et l'Hettangien sont absents ce qui indiquerait une régression partielle à cette époque, suivie d'une transgression liasique bien marquée à partir du Sinémurien.

Dans la zone subandine, au niveau de Tingo Maria, E. KOCH (1962) attribue au Lias les calcaires supérieurs, en petits bancs, du Groupe Pucara. Ce niveau repose sur 120 m de grès fins gris et rougeâtres associés à des marnes gréseuses grises ainsi qu'à des petits bancs et des lentilles de calcaires.

Le Lias est également présent au nord, dans le bassin du Huallaga. De faciès carbonatés à l'ouest, en bordure de la Cordillère Orientale, on passe à des faciès de plus en plus détritiques vers l'est, en bordure du bouclier. Ce sont des calcaires gréseux et marnes grises, des grès quartzitiques à stratifications entrecroisées. Cette unité détritique appelée "Sarayaquillo inférieur" (F. MEGARD 1973) est connue dans toute la zone subandine, le long du cours moyen du río Huallaga. Vers le sud, il est encore présent au niveau du río Perene. Plus au sud-est (río Tambo, bombement du Sira, Pongo de Mainique), le Trias et le Jurassique sont absents (MARTIN J., PAREDES, 1976).

. Le Bajocien différencié : Formation Chunumayo.

Le Bajocien n'a été identifié que dans la région de Huancavelica (S. NARVAEZ et C. GUEVARA 1968). Ce sont des calcaires sombres grés-argileux, d'environ 600 m d'épaisseur; ils ont donné une faune abondante d'ammonites caractéristiques du Bajocien. Le Bajocien a également été reconnu par J.L. BARREDA (1975) dans la région d'Omasi ($74^{\circ}W - 14^{\circ}S$). Cet auteur décrit sous le nom de "Formation Omasi" un ensemble de calcaires sombres intercalés avec des niveaux de grès calcaires comportant de petites couches de gypse à la partie supérieure.

Pour MEGARD (1973), les calcaires bajociens forment la partie supérieure du Groupe Pucara dans les rares cas où l'érosion précrétacée ne les a pas érodés.

2- LE TRIAS-JURASSIQUE PERUVIEN : PALEOGEOGRAPHIE.

2.1- Le Trias-Jurassique du N-W du Pérou.

Dans le nord du Pérou, au niveau de $5^{\circ}S$, on connaît également des terrains d'âge triasique (A.G. FISCHER 1965, A. COSSIO et H. JAEN

1967, BALDOCK, comm. écrite). Contrairement aux autres régions du Pérou, les terrains triasiques sont essentiellement volcaniques (Groupe Zaña). BALDOCK définit, de part et d'autre d'une zone axiale NNE-SSW (olmos arch) constituée de terrains paléozoïques, deux domaines :

- un domaine occidental, caractérisé par 200 à 800 m de tufs brunâtres associés à des grès et à un volcanisme pyroclastique grossier, suivis de 800 à 1000 m de tufs gris rose à lilas, associés avec des calcaires gris en petits bancs. Ces séries de palte-forme correspondent à une transgression d'âge norien à lias. Dans cette région occidentale le Groupe Zaña est faiblement métamorphique et schistosé.
- un domaine oriental, caractérisé par 500 à 1000 m de brèches et de coulées de roches volcaniques, (de composition chimique encore inconnue), avec de rares intercalations de shales (F. Oyotun). Cette zone correspond aux foyers volcaniques. Plus vers l'est, on passe à nouveau à des faciès carbonatés équivalents au Groupe Pucara.

La division entre le domaine calcaire et volcanique occidental et le domaine volcanique oriental se fait le long d'une ligne SSW-NNE qui correspond actuellement à la zone positive d'Olmos et où affleurent des terrains paléozoïques plissés et métamorphisés.

Pour BALDOCK cette zone positive serait le prolongement méridional de la Cordillère royale d'Equateur constituée également de terrains paléozoïques métamorphiques. Cette zone positive est limitée à l'est par une grande faille de direction NNE-SSW, le long de laquelle semblent s'aligner les volcanites de la Formation Oyotun. Cette zone de faille semble se continuer en Equateur par les accidents séparant la Cordillère royale du bassin subandin.

En Equateur, on ne connaît pas de terrain d'âge triasique. Le Jurassique n'est connu que dans la zone subandine (Cutucu); ce sont des calcaires liasiques analogues à ceux de la zone subandine péruvienne.

2.2- Le Trias de la côte sud-péruvienne.

Le Trias est inconnu sur toute la côte péruvienne jusqu'au niveau de Tacna. Dans l'extrême sud péruvien, à la frontière Pérou-Chili, des terrains d'âge triasique ont été définis par J. WILSON et W. GARCIA 1962, BELLIDO et GUEVARA 1963; c'est le Groupe Yamayo.

Il s'agit de 1000 m de grès et conglomérats intercalés avec des lutites noires à restes de plantes, surmontés de 1000 à 1500 m de roches volcaniques acides. Cette série, recouverte en concordance par des calcaires sinémuriens, serait donc triasique, les volcanites pouvant être de l'Hettangien.

Ces séries sont analogues à celles décrites par HARRINGTON (1961) dans la région d'Atacama et d'Antofagasta au Chili où le Trias est représenté par des conglomérats, des grès et pélites noires associés à des queratophires et des spilites.

2.3- Paléogéographie au Trias. (Fig. 20)

De ces dernières observations on peut conclure qu'au Trias le Pérou présentait trois domaines différents :

- un domaine spetentrional, de direction NNE-SSW, caractérisé par une sédimentation épicontinentale associée, sur sa bordure orientale, à un volcanisme important.
- un bassin médian subsident (2000 m), à sédimentation uniquement carbonatée, de direction NW-SE, qui s'étend depuis Ayacucho au sud jusqu'à la zone subandine équatorienne au nord (Sierra de Cutucu).

Au niveau du Pérou Central ce bassin correspondait en réalité à deux dépressions alignées le long de failles longitudinales et séparées par une zone axiale moins subsidente (bassin de Cerro de Pasco à l'ouest, bassin du Huallaga, à l'est).

- un domaine méridional (région de Tacna) se prolongeant sur la côte chilienne, suivant une direction nord-sud, et caractérisé par une sédimentation de grès et conglomérats suivie d'épanchements volcaniques de type querathophires et spilites.

On admet généralement, comme l'a bien précisé F. MEGARD (1973), que les séries volcaniques du nord et du sud du Pérou sont les témoins d'un même arc volcanique continu qui s'étendait sur toute la côte péruvienne. Cet arc volcanique serait la manifestation d'une marge active avec zone de subduction.

Pour de nombreuses raisons, comme nous le verrons plus loin, nous ne pensons pas que la subduction ait pu fonctionner dès cette époque et nous interpréterons le volcanisme autrement.

2.4- Paléogéographie au Lias et au Dogger. (Fig. 20).

Le Lias est largement représenté sur les Hauts Plateaux, dans la Cordillère Orientale et la zone subandine du Pérou Central. C'est dans cette région que les faciès classiques ont été définis, en particulier par F. MEGARD (1968). Vers le sud, le Lias a été identifié par R. MAROCCO (1968-71) dans la région d'Abancay. Il s'agit de 1000 m de calcaires associés à des couches rouges à gypse et sel et à des lentilles de calcaires bitumineux.

Dans la région de Puno, J.A. PORTUGAL (1974), à partir d'arguments paléontologiques, attribue au Sinémurien la partie inférieure du Groupe Lagunillas, constituée de 600 m de calcaires noirs, bitumineux, en petits bancs, intercalés avec des shales noirs.

Dans la partie nord-ouest du Pérou, le Groupe Zaña que nous avons décrit à propos du Trias pourrait inclure également le Lias et peut-être le Dogger. Par contre, sur la côte du Pérou Central, entre 8°S et 14°S, le Lias et le Dogger ne sont pas connus.

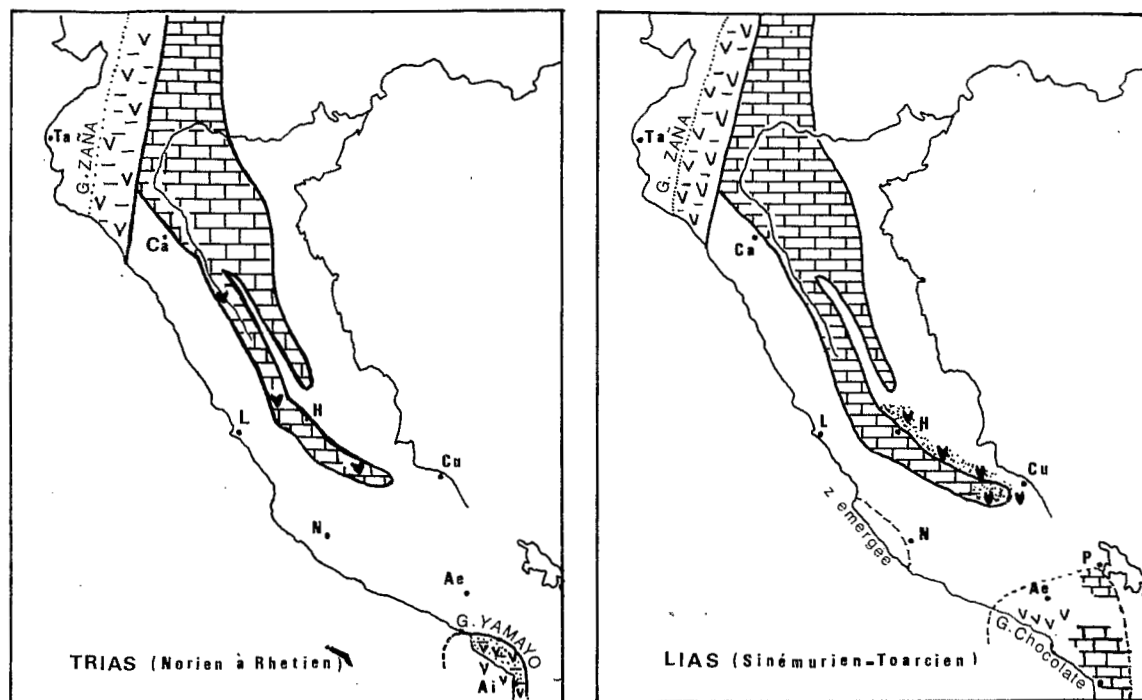
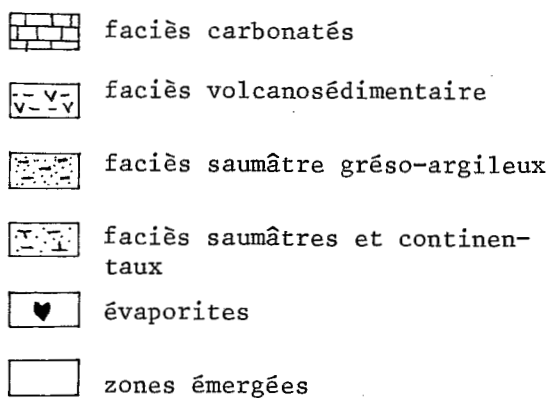
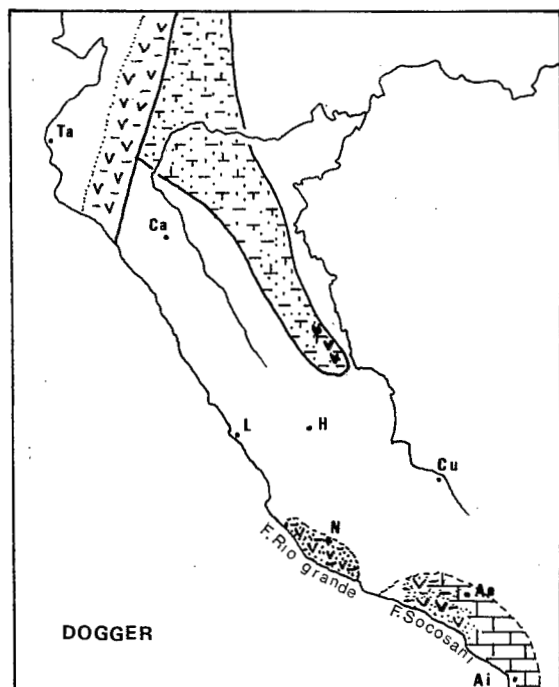


Fig. 20 - Paléogéographie du Trias, du Lias et du Dogger.
(d'après E. AUDEBAUD et al. 1973 modifié).



Ae= Aréquipa; Ai= Arica; Ca= Cajamarca; Cu= cuzco; H= Huancayo;
I= Iquitos; L= Lima; N= Nazca; Ta= Talara.

Dans la région de Ica-Nazca sur la côte sud-péruvienne, la sédimentation mésozoïque débute à l'Aalénien-Toarcien et continue jusqu'au Bajocien. Ces séries, décrites par W. RUEGG (1957) sous le nom de formation Río Grande, reposent en discordance sur le socle précambrien ou paléozoïque. Ce sont des séries volcano-sédimentaires pouvant atteindre 1200 m d'épaisseur. Il s'agit de tufs, de brèches, d'agglomérats, de coulées ou de stocks toujours pauvres en silice. L'essentiel est constitué par des basaltes et des diabases; les andésites et les dacites sont rares.

Enfin dans l'extrême sud de la zone côtière du Pérou, le Lias et le Dogger correspondent respectivement aux formations Chocolate et Socosani. Dans cette région, l'activité volcanique et la sédimentation marine qui avaient débutées localement dès le Trias, s'étendent au Lias, vers le nord-est jusqu'à la région d'Arequipa, où les volcanites sont associées à des calcaires récifaux. Ces séries essentiellement volcaniques sur la côte, où elles atteignent 2500 m d'épaisseur (NAEVAEZ 1964), ne dépassent pas 800 à 1000 m dans la région d'Arequipa.

Pendant le Dogger, l'activité volcanique se poursuit sur la côte, tandis que, vers le nord-est, dans la région d'Arequipa, se déposent 200 à 300 m de calcaires fossilifères contenant quelques intercalations de tufs volcaniques (BELLIDO et GUEVARA 1963).

Comme pour le Trias, on peut différencier trois domaines :

- un domaine septentrional se prolongeant en Equateur et où l'activité volcanique se poursuit.
- un bassin médian, à sédimentation carbonatée à l'ouest, détritique en bordure du Bouclier amazonien.

La limite occidentale de ce bassin est mal définie; au nord la limite des affleurements du Lias et du Dogger correspond à une limite érosionnelle précrétacée; au sud, dans la région de Huancavelica - Ayacucho - Abancay, la couverture volcanique récente ne permet pas de définir la limite occidentale de ce bassin.

La présence d'apports gréseux importants (T.S. SZEKELY et L.T. CROSE 1972) dans le Lias inférieur de la Oroya, les diminutions d'épaisseur vers l'ouest (200 à 500 m de Lias à proximité du dôme de Yauli, 600 m dans la région de Huancavelica) et l'existence d'une zone émergée plus au sud dans la région d'Ica-Nazca, semblent des arguments en faveur de la fermeture vers le sud-ouest du bassin liasique.

Au sud de ce bassin, pouvait exister une zone émergée ou moins subsidente, qui s'étendait suivant une direction approximative est-ouest. Cette zone positive, qui existait déjà au Trias, aurait séparé le bassin médian du domaine méridional.

- le domaine méridional correspondant à la côte sud du Pérou et pouvant se prolonger au Chili. Dans ce domaine, on observe une migration progressive de la sédimentation et du volcanisme vers le nord et vers l'ouest. Le Trias n'était présent que dans l'extrême sud de la côte péruvienne; au Lias le volcanisme et la sédimentation atteignent Arequipa et, peut-être plus au nord, Puno. Les émissions volcaniques, limitées à la région d'Arica au Trias, migrent vers l'ouest au Lias et atteignent la région de Nazca

au Dogger. En effet, le Lias de la région de Tacna est calcaire et détritique alors qu'au sud d'Arequipa il est presque exclusivement volcanique.

1.1.2 - LA SÉDIMENTATION AU MALM

Sur la transversale étudiée, le Malm affleure très largement dans la Cordillère Occidentale. Il est connu sous le nom de "formation Chicama" (STAPPENBECK 1929) du Titonique. Cette région a été amplement étudiée par J.J. WILSON et J. COBBING et, plus au nord, par V. BENAVIDES, A. COSSIO et H. JAEN.

Nous résumerons rapidement les travaux de ces auteurs en insistant principalement sur l'aspect paléogéographique.

1- LE BASSIN TITONIQUE NORD-PÉRUVIEN (la formation Chicama).

La formation Chicama est constituée par une série homogène de lutites noires et de grès fins. Les lutites sont généralement pyriteuses et contiennent des nodules ferrugineux. On n'a jamais observé la base de la série; J.J. WILSON suppose qu'elle repose sur les calcaires Pucara et il lui attribue une épaisseur totale de 1000 à 1500 m. Les lutites noires Chicama sont recouvertes par les quartzites du Valanginien inférieur et moyen.

La formation Chicama affleure très largement dans la Cordillère Occidentale, depuis 10°30'S jusqu'au niveau de la déflexion de Cajamarca au nord (7°S).

- La limite est de ce bassin est assez bien définie; elle est rectiligne et correspond au passage de la Cordillère Occidentale à la Cordillère Orientale. Cette limite correspond en fait à une zone tectonique importante caractérisée par une série d'écaillages d'ouest en est. Le matériel Chicama est presque toujours "charrié" sur le Crétacé de faciès de plate-forme qui repose à son tour sur le socle précambrien ou paléozoïque. D'autre part, dans toute la Cordillère Orientale, on ne connaît pas de Titonique; il semble donc que la Cordillère Orientale était entièrement émergée à cette époque.

Les faciès de bordure, qui n'affleurent pas, doivent être cachés sous les écaillages postérieurs. La transition entre les faciès Chicama fins du bassin et la zone émergée devait être assez rapide car la zone d'écaillages qui les occulte ne dépasse pas 10 km de large.

Il est, par contre, impossible de définir la bordure occidentale du bassin Chicama. Dans la partie médiane, entre 10°S et 8°30'S, les affleurements de Chicama sont limités par le batholite de la Cordillère Blanche.

Entre 8°30'S et 7°S, les structures andines, généralement NW-SE, deviennent E-W. Dans cette zone, appelée déflexion de Cajamarca, la formation Chicama affleure encore largement. Vers le nord, elle est recouverte par les sédiments du bassin crétacé. Vers le sud, la série semble se charger de quelques sills andésitiques et de tufs. Elle est

recouverte en discordance angulaire par la série volcanosédimentaire crétacée du Groupe Casma. Vers l'ouest, les affleurements du Groupe Chicama sont tronqués par le batholite. Enfin, plus à l'ouest, dans l'axe des structures, sur la côte, et dans l'île de Macobi, A. COSSIO et H. JAEN (1967) signalent la présence de terrains volcaniques d'âge triasique à rattacher au Groupe Zaña du nord du Pérou, recouverts en discordance par les quartzites Chimu du Crétacé inférieur. Ces terrains et ceux qui affleurent plus au nord, à San Pedro de Lloc ($7^{\circ}30'S$, $76^{\circ}30'W$), sont attribués au Paléozoïque sur la carte au 1/500 000 du nord du Pérou.

Si on se réfère à ces documents, on est donc conduit à admettre que le bassin Chicama se fermait brutalement au niveau de la côte. Cette interprétation nous semble peu probable car, 20 à 30 km plus à l'est, les séries Chicama ont encore plus de 1000 m d'épaisseur et aucun changement de faciès n'a jamais été signalé.

Nous pensons donc que les séries paléozoïques et/ou triasiques, qui affleurent sur la côte au niveau de la déflexion de Cajamarca, appartiennent à un domaine différent qui a acquis sa position actuelle à la suite d'événements tectoniques postérieurs à la formation du bassin Chicama.

- Au sud de $10^{\circ}S$ la formation Chicama n'est plus connue. Sous les quartzites valanginiennes de la formation Chimu on trouve localement, au coeur des anticlinaux, une série de lutites noires et de grès grauwackeux à lentilles de charbon que H. WILSON (1963) a appelé "formation Oyon".

Cette formation, dont on ne connaît jamais la base, atteint des épaisseurs de 400 à 500 m; elle affleure depuis Huallanca ($10^{\circ}S$) jusqu'à Yauyos ($12^{\circ}30'S$). Elle contient des restes de plantes qui indiqueraient un âge jurassique supérieur ou néocomien. Plus au sud, par $13^{\circ}30'S$, sur le versant pacifique de la Cordillère Occidentale, dans la vallée de Huaytara affluent du rio Pisco, E. BELLIDO (1956) attribue au Jurassique supérieur une série de shales noirs et quartzites contenant des restes de plantes. On retrouve des couches identiques 20 km au NNW, dans la vallée du rio Pisco, à Ticrapo (carte géologique inédite de Huancavelica). Ces séries seraient donc équivalentes à la formation Chicama du Tortonique. Leur faciès et la présence de niveaux charbonneux font penser à des séries lagunaires beaucoup moins subsidentes que la formation Chicama.

Les faciès de type Oyon pourraient donc correspondre à la zone de transition entre le bassin Chicama et la plate-forme émergée. Mais alors que dans le nord cette zone de transition ne dépasse pas 10 km de large, au niveau du Pérou Central ces faciès lagunaires s'étalent sur plus de 50 km. Il faut remarquer d'autre part que ces faciès charbonneux se trouvent dans le prolongement de la zone subsidente Chicama.

Quelle est la signification de ce changement de faciès ? Nous ne pensons pas que les écaillages qui se sont produits sur la bordure orientale du bassin Chicama puissent à eux seuls expliquer le décalage qui

s'observe actuellement entre la zone subsidente nord et la zone subsidente du centre. Nous pensons que l'é Péro Central correspondait, à cette époque, à une zone positive qui formait une avancée vers l'ouest de la zone émergée de la Cordillère Orientale.

2- LE MALM PERUVIEN - PALEOGEOGRAPHIE.

2.1- Le bassin sud-péruvien (Groupe Yura).

Dans le sud du Pérou existe un bassin subsident marin où se déposent 1000 à 2000 m de shales intercalés de grès et de calcaires. Cette série contient une faune oxfordo-tithonique et correspond à la quasi totalité du Groupe Yura défini par JENKS (1948) et au Groupe Lagumillas de NEWELL (1949).

Vers l'est, ce bassin marin se limitait le long d'une ligne NNW-SSE passant légèrement à l'ouest de Puno - Juliaca - Ayaviri. Au-delà de cette limite, le Malm est représenté par des faciès saumâtres peu épais, 100 à 200 m (E. AUDEBAUD et al. 1976).

Vers le nord, ce bassin était limité suivant une direction EW passant par Abancay-Andahaylas. MAROCCO (1971) signale des variations de faciès rapides depuis une zone émergée au nord, dans la Cordillère Orientale, à une zone subsidente au sud. Le passage de la zone émergée au nord à la zone subsidente est très rapide car, à Abancay, on connaît plus de 1000 m de shales noirs et quartzites du Malm. L'extension vers l'Ouest du bassin Yura est mal définie par suite de la présence, dans cette région, d'importants affleurements de roches volcaniques tertiaire qui masquent toutes les formations antérieures.

2.2- Le Malm de la région côtière du sud de Nazca (la Formation Jaguay).

Cette formation a été définie par W. RUEGG (1957-1961). Elle n'est connue que sur quelques kilomètres carrés, 50 km au sud de Nazca.

Elle est composée de 1000 m de coulées volcaniques andésitiques et dacitiques dans lesquelles s'intercalent pour un tiers des calcaires, des grauwackes parfois microconglomératiques associés à des agglomérats et des cinérites silicifiées. Les faunes permettent de le dater du Tithonique inférieur. La base de la série n'est pas connue mais la cartographie indique qu'elle repose en discordance angulaire sur le Dogger. La présence dans les conglomérats de galets de Dogger et de roches plus anciennes indiquerait, pour cet auteur, l'existence d'un hiatus pendant le Callovien-Oxfordien. A la différence de la région du bassin Yura où la sédimentation est continue depuis le Callovien jusqu'au Crétacé inférieur, dans cette région le Tithonique correspond à une période de transgression importante qui suivrait une période d'émersion du Callovo-Kimmeridgien.

2.3- Le Malm de la côte sud-péruvienne (Formation Guaneros).

Sur la côte sud-péruvienne, depuis la frontière chilienne jusqu'à Mollendo au sud d'Arequipa, le Jurassique supérieur est représenté par une puissante série volcanique intercalée avec des niveaux sédimentaires marins pouvant atteindre 3500 m. Cette série, connue sous le nom de "formation Guaneros" (E. BELLIDO, C. GUEVARA 1963) est composée de coulées, d'agglomérats et de brèches volcaniques de composition andésitique, intercalés avec des grès fins contenant des ammonites.

Ces ammonites indiquent un âge callovien pour la partie supérieure de la formation Guaneros qui serait donc l'équivalent de la partie inférieure du Groupe Yura.

Ces séries volcaniques passent progressivement vers le nord aux séries marines du Malm du bassin Yura. Plus à l'ouest, les derniers leviers du "Servicio de Geología y Minería" indiquent la présence de Malm volcanique dans la région de Chala (74°W - 16°S).

2.4- Les formations volcanosédimentaires de la côte de la région de Lima.

Depuis 11°40'S (Ancon) jusqu'à 12°45'S (Mala) affleurent, comme le souligne F. MEGARD (1973), sous les shales de la formation Puente Inga d'âge tithonique à néocomien, une série d'environ 500 m d'épaisseur, surtout volcanique. Cette série, attribuée au Malm, est constituée de coulées porphyritiques de composition andésitique, associées à des brèches, des shales et de rares niveaux calcaires. Cette série pourrait être l'équivalent de la formation Jaguay du Tithonique inférieur, défini à Nazca.

2.5- Le Malm dans la zone subandine.

Dans la zone subandine, approximativement sur le même emplacement que le bassin jurassique inférieur, se met en place durant le Malm, une sédimentation continentale de grès rouges : "la formation Sarayaquillo". F. MEGARD (1974) attribue un âge bajocien à la partie inférieure saumâtre du Sarayaquillo et un âge malm aux séries continentales du Sarayaquillo supérieur. Ce changement de faciès se produit après la régression bathonienne. Le dépôt de cette formation est lié à une émergence définitive et à l'érosion de la Cordillère Orientale postérieurement au Bajocien.

2.6- La Paléogéographie au Malm. (Fig. 21).

La répartition des faciès du Malm est résumée sur la Fig. 21. Cette figure met en évidence un dispositif paléogéographique nouveau comportant plusieurs domaines.

- Un domaine nord-occidental, limité à l'est par la zone positive d'Olimos. Dans toute cette région le Malm ne semble pas connu. Comme pour le Trias-Jurassique inférieur, nous pensons que ce domaine est le prolongement du domaine équatorial lui-même constitué par un complexe volcanique basique, connu sous le terme général de "formation

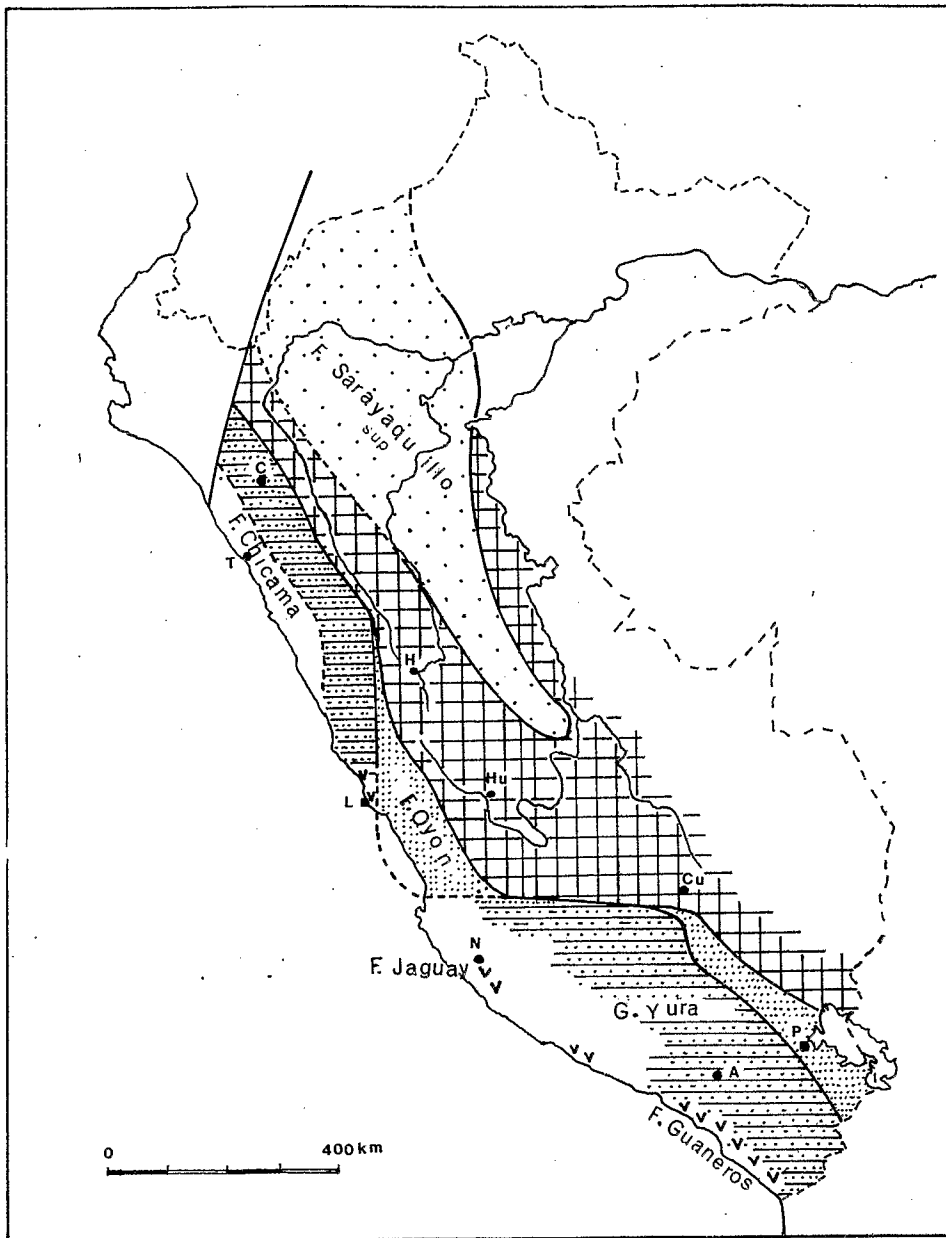


Fig. 21 - Paléogéographie au Malm.

- 1 - grès et shales marins; 2 - grès deltaïques continentaux;
 3 - séries volcaniques; 4 - séries continentales subandines;
 5 - zones émergées.

A = Aréquipa; C = Cajamarca; Cu = Cuzco; H = Huanuco;
 Hu = Huancayo; L = Lima; N = Nazca; P = Puno; T = Trujillo.

Piñon" (B. FAUCHER et E. SAVOYAT 1973). La découverte récente par F. MEGARD (comm. orale) de péridotites au sud de Chiclayo pourrait être un argument en faveur de cette hypothèse.

- Un domaine centre-nord (entre 7°S et 10°30'S) constitué d'ouest en est par :

- . un bassin marin dont l'extension vers l'ouest ne peut être déterminée. La limite orientale de ce bassin est brutale et doit correspondre à une ligne de faille de direction NNW-SSE.
- . une zone positive correspondant à la Cordillère Orientale.
- . un bassin oriental subandin à sédimentation continentale qui ne se prolonge pas au sud de 10°30'; en effet, dans le rio Tambo, le Jurassique n'est pas représenté (MARTIN, J. PARADES 1976).

- Un domaine central (entre 10°30'S et 13°30'S).

On ne retrouve pas à ce niveau les trois domaines définis précédemment plus au nord.

La zone émergée occupe la presque totalité du territoire; vers l'est le bassin subandin n'est plus individualisé. Vers l'ouest cette zone émergée passe progressivement à des faciès détritiques à charbon traduisant plutôt un régime lagunaire qu'une mer ouverte subsidente. Ces faciès détritiques s'étendent jusqu'à environ 50 à 60 km de la côte actuelle. Vers le sud cette zone émergée ou peu subsidente s'arrête brutalement sur une ligne est-ouest passant par Abancay et pouvant se continuer au nord de Paracas. Cette direction correspond à la zone de la déflexion d'Abancay. Remarquons enfin que cette région émergée ou peu subsidente coïncide approximativement avec la zone axiale éohercynienne.

- Un domaine méridional - marin correspondant au bassin Yura.

Ce domaine, limité au nord par la zone est-ouest d'Abancay, s'étendait vers l'est jusqu'à la bordure de l'Altiplano actuel. Son extension vers l'ouest ne peut être précisée car une importante couverture volcanique tertiaire masque tous les terrains antérieurs.

Remarquons cependant que, dans la région de Nazca, le Callovo-Kimméridgien est absent sous le Tithonique volcanosédimentaire alors que, dans le sud, la sédimentation est continue durant tout le Malm. Les séries marines du bassin Yura passent sur la côte à des séries volcaniques généralement considérées comme andésitiques, sans plus de précision; elles sont d'âge callovien au sud d'Arequipa.

1.1.3 - LA SÉDIMENTATION AU CRÉTACÉ

Les terrains d'âge crétacé affleurent largement dans tout le Pérou, à l'exception de la Cordillère Orientale. Ces terrains ont été bien étudiés et ont fait l'objet de travaux synthétiques donnant une bonne idée du dispositif paléogéographique.

Parmi ces travaux il faut citer ceux de V. BENAVIDES (1956), J.J. WILSON (1962), T.S. SZEKELY (1967, 1969), E. KOCH (1962), E. KOCH et E. BLISSEN-BACH (1960) auxquels le lecteur intéressé pourra se référer.

L'évolution Crétacé peut être divisée en trois périodes :

- Le Crétacé inférieur du Berriasien à l'Aptien inclus, est caractérisé par une sédimentation essentiellement détritique.
- Le Crétacé supérieur de l'Albien au Santonien est surtout calcaire dans la Cordillère, alors que sur la côte se déposent d'importantes séries volcano-sédimentaires et volcaniques de composition andésitique.
- Le Crétacé terminal - Eocène est caractérisé par une sédimentation de molasses rouges.

1- LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR DU BERRIASIEN A L'APTIEN INCLUS.

1.1- Le dispositif paléogéographique dans le nord du Pérou Central au Crétacé inférieur. (Fig. 22).

C'est au niveau de la partie nord du Pérou Central que J.J. WILSON (1963) a défini le schéma paléogéographique classique pour la période crétacée.

Sur cette transversale on peut définir, d'ouest en est, trois domaines :

- un bassin occidental subsident passant vers l'est à une zone de plate-forme.
- un géanticlinal émergé dit "géanticlinal du Marañon" correspondant à la Cordillère Orientale.
- un bassin oriental à sédimentation détritique réduite.

Le bassin occidental.

Dans le bassin occidental on peut différencier deux domaines: un domaine occidental où les dépôts détritiques sont variés et peuvent atteindre 1000 à 1600 m d'épaisseur, et une zone de plate-forme caractérisée par une série réduite de quartzites qui fait transition avec les zones émergées du géanticlinal du Marañon.

Dans le bassin occidental, qui correspond approximativement à la Cordillère Occidentale, se dépose une série détritique marine constituée par une alternance de grès, de quartzites, de shales et de pélites. Chacun de ces niveaux a été clairement individualisé par J.J. WILSON qui leur a attribué un nom de formation. Cette subdivision en formation a généralement été retenue dans la cartographie régionale. Ce sont de la base au sommet : les formations Chimu, Santa, Carhuaz, Farrat, Paríahuanca. Toutes ces formations sont détritiques à l'exception des formations Santa et Carhuaz qui présentent quelques niveaux calcaires témoins d'une transgression.

Ce bassin occidental se continuait vers l'est par une zone de plate-forme sur laquelle s'est déposée une séquence constituée de 400 à 500 m de quartzites contenant plus de 95 % de grains de quartz. Cette série connue sous le nom de formation Goyllarisquiza présente quelques niveaux de shales et de charbons contenant des restes de plantes. Pour J.J. WILSON il s'agirait d'un faciès deltaïque à continental. Ce dispositif paléogéographique - bassin occidental et zone de plate-forme - est bien différencié depuis 7°30' au nord jusque vers 11°30' au sud.

La limite occidentale du bassin crétacé inférieur est assez mal définie. On peut remarquer cependant qu'à l'est du batholite, sous les séries volcaniques albiennes, affleure un ensemble essentiellement détritique atteignant 2400 m et ne comportant aucun terme volcanique.

J.S. MYERS (1974) a pu y différencier quatre niveaux qui sont de la base au sommet :

- des quartzites équivalentes aux quartzites Chimu du Valanginien.
- 1200 m de shales à gastéropodes et à fragments de plantes.
- 200 m de bancs de conglomérats à galets de quartzites.
- 1000 m de shales et de pélites avec des nodules calcaires contenant des ammonites du Crétacé inférieur.

On n'a aucune preuve de l'existence de cette série sur la côte au nord de 11°S, par contre, le Crétacé inférieur est bien connu au niveau de Lima où les apports se font de l'ouest vers l'est laissant supposer l'existence d'une zone émergée sialique au large de la côte actuelle.

En première approximation on peut donc supposer que le bassin crétacé inférieur se terminait vers l'ouest sur une zone émergée sialique.

- Le "géanticlinal du Marañon". Il correspond à la Cordillère Orientale du centre et du nord-péruvien. Il constitue une zone émergée durant tout le Crétacé inférieur.
- Le bassin oriental. Dans la zone subandine, seule la partie inférieure de la formation Agua Caliente peut être rattachée au Crétacé inférieur. Ce sont des grès massifs qui reposent sur les grès rouges du Sarayaquillo supérieur attribués au Malm. Ils sont recouverts par des shales et des grès noirâtres de la partie inférieure de l'Albien moyen (B. KUMMEL 1948).

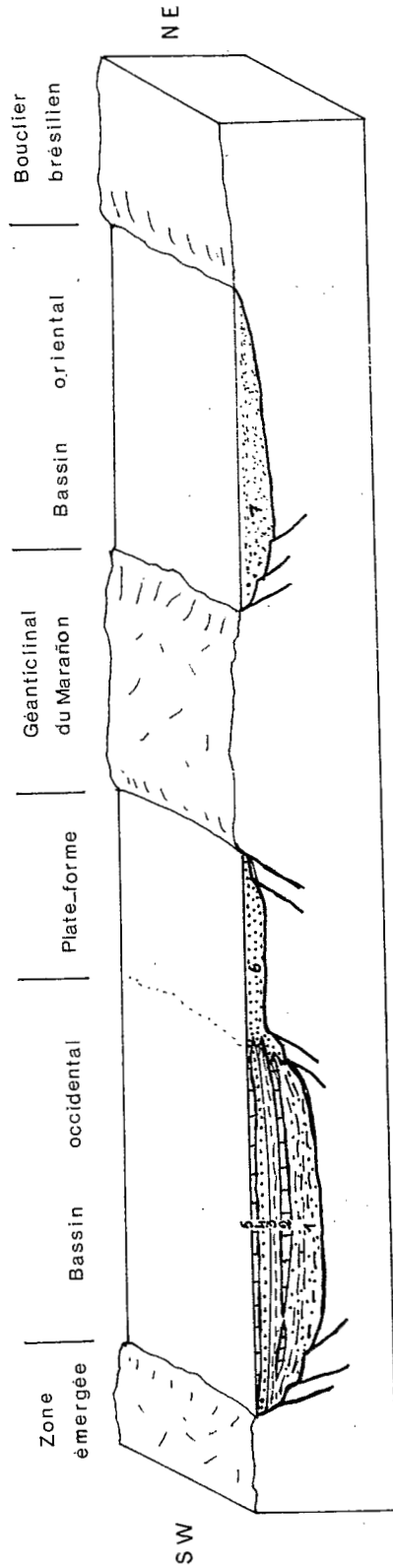


Fig. 22 - Dispositif paléogéographique au Crétacé inférieur

- 1 - fm. Chimu, Berriasien à Valanginien inférieur
- 2 - fm. Santa, Valanginien supérieur
- 3 - fm. Carhuaz, Valanginien supérieur à Aptien
- 4 - fm. Farrat, Aptien
- 5 - fm. Pariahuanca, Aptien à Albien inférieur
- 6 - fm. Goyllarisquizga, Néocomien à Aptien
- 7 - fm. Agua Caliente (partie inférieure), Berriasien à Albien inférieur

1.2- Paléogéographie du Crétacé inférieur. (Fig. 23)

Le Crétacé inférieur de la région de Lima.

Au sud de $11^{\circ}30'$, sur la transversale de Lima, la zonation paléogéographique définie plus au nord, est beaucoup moins évidente. On peut différencier deux domaines :

- un domaine côtier d'extension très réduite où prédominent une sédimentation détritique avec à la base des intercalations volcaniques localement importantes.
- un domaine andin qui, pour J.J. WILSON, pourrait être le prolongement de la zone de plate-forme définie plus au nord.

La géologie de la région de Lima a fait l'objet de nombreux travaux qui ont été synthétisés récemment par R. RIVERA et al. (1975). Ces auteurs définissent deux séries :

- Le domaine côtier.

- une série inférieure du Berriasien, caractérisée par une intercalation de matériel volcanique et de couches fines de lutites et de calcaires qui font plus de 2000 m d'épaisseur. Les volcanites sont localisées à la partie occidentale; vers l'est on passe progressivement et très rapidement à des niveaux de lutites et de grès.
- une série supérieure, marine, détritique, constituée de grès, de quartzites et de lutites et se terminant par un niveau de calcaires. Ces séries, dont l'épaisseur atteint 1800 m, contiennent une abondante faune d'ammonites ainsi que des plantes qui indiquent un âge valanginien à aptien.

Les études des figures de sédimentation indiquent que les apports provenaient essentiellement de l'ouest. Ce fait semble confirmé par la présence, dans l'île de San Lorenzo, d'un niveau conglomératique qui n'existe plus dans la région de Lima. Ces observations indiquent qu'une zone émergée à matériel sialique (présence de débris de roches métamorphiques et de 90 % de quartz dans les grès de Lima) se trouvait au large de la côte actuelle. Des observations analogues, faites à quelques kilomètres à l'est de la côte actuelle, indiquent que des apports se faisaient également de l'est. Il semble donc qu'il existait, au niveau de Lima, une mer intérieure très étroite, qui séparait deux zones sialiques émergées.

- Le domaine andin.

Dans la Cordillère Occidentale du Pérou Central, les dépôts terrigènes prédominent. Dans la partie haute de la Cordillère ils sont saumâtres et continentaux; les niveaux charbonneux renferment de très nombreuses plantes. Ces dépôts ont des épaisseurs très réduites, de quelques centaines de mètres. Pour J.J. WILSON (1963), le Pérou Central constituait, au Crétacé inférieur, une zone de

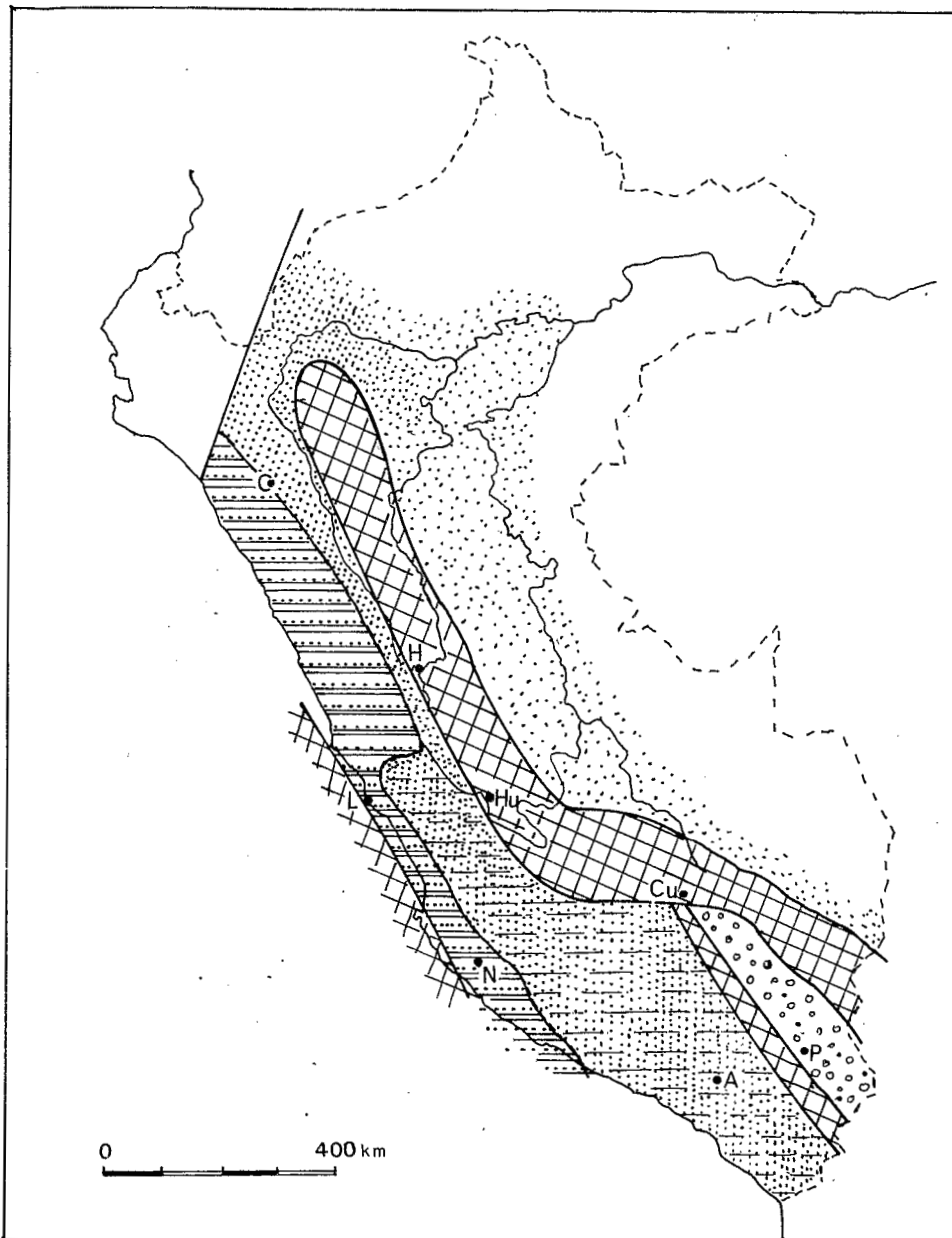


Fig. 23 - Paléogéographie du Crétacé inférieur:

- 1-faciès marins du bassin occidental
- 2 faciès marins détritiques peu épais du sud du Pérou
- 3-faciès deltaïques à continental de la zone de plate-forme
- 4-faciès deltaïques et littoraux du bassin oriental
- 5-faciès détritiques continentaux
- 6-zones émergées

plate-forme à sédimentation mixte deltaïque et de mer peu profonde.

Cette zone de plate-forme, qui occupe la presque totalité de la région centrale, pourrait représenter le prolongement méridional de la zone de plate-forme définie plus au nord.

Dans ces conditions, le prolongement de la zone subsidente pourrait correspondre à l'étroit bassin défini au niveau de Lima.

• Le Crétacé inférieur du sud du Pérou.

Dans le sud du Pérou, les séries du Crétacé inférieur sont toujours très réduites et non différenciées. Sur la côte sud (MOLLENDO) le Malm volcanique passe, vers le sommet, à 400 m de grès et shales; cette série est datée par des ammonites du Tithonique-Berriasien. Ces niveaux sont recouverts en discordance par le Crétacé terminal - Eocène volcanique. On ne connaît pas de Crétacé post-Berriasien dans toute la côte.

Dans la Cordillère Occidentale, le Crétacé inférieur est représenté par 350 m de grès azoïques montrant parfois une nette tendance à constituer des couches rouges (BENAVIDES 1962). Dans l'Altiplano, il correspond à une série détritique plutôt continentale qui augmente d'épaisseur de l'ouest vers l'est (E. AUDEBAUD et al. 1976).

Dans la région d'Omasi (74°W - 14°S), le Crétacé inférieur est représenté par 600 m de grès blancs, composés de 95 à 99 % de grains de quartz (L. BARREDA 1975) et contenant des restes de plantes. Il semble donc que, pendant le Crétacé inférieur, le sud du Pérou constituait une vaste plate-forme peu subsidente.

• Le Crétacé inférieur de la région de Ica-Nazca.

Le Crétacé inférieur de cette région est représenté par une série marine de grès et de lutites calcaires avec des intercalations volcaniques.

Ces séries ont été décrites par W. RUEGG (1957) qui conclut que le Néocomien-Crétacé inférieur est représenté au niveau d'Ica par des séries subcontinentales et d'eaux saumâtres avec des apports pouvant provenir d'une zone émergée située à l'ouest. Au niveau de Palpa-Nazca, les séries marines sont plus épaisses - par suite d'une subsidence assez forte dans un bassin de direction nord-sud passant vers l'ouest à des séries de plate-forme.

Au niveau de Nazca-Ica pouvait donc se poursuivre un dispositif paléogéographique analogue à celui de Lima.

• Conclusion.

Le Crétacé inférieur jusqu'à l'Albien est caractérisé par une période de sédimentation essentiellement détritique, suivant un schéma paléogéographique hérité du Tithonique.

Dans l'extrême nord-ouest du Pérou, on ne connaît pas de terrains du Crétacé inférieur. Au nord on peut différencier trois secteurs:

- un bassin occidental flanqué, à l'est, d'une zone étroite de plate-forme. Dans ce bassin se déposent 2000 à 2500 m de sédiments détritiques alors que, sur la plate-forme, les épaisseurs sont de l'ordre de 500 m.
- une zone émergée, le "Géanticlinal du Marañon".
- un bassin oriental à matériel détritique provenant semble-t-il à la fois du Bouclier brésilien et de la zone émergée.

Au sud de $11^{\circ}30'S$ ce schéma paléogéographique ne se retrouve plus; l'essentiel de la Cordillère Occidentale du centre et du sud du Pérou était constitué par une zone de plate-forme où s'accumulaient de faibles épaisseurs de grès continentaux à lagunaires.

Sur la côte, depuis Lima jusque vers Nazca, subsistait un étroit bassin marin, subsident, limité à l'ouest par des terres émergées de composition sialique.

Contrairement aux séries jurassiques on ne connaît pas de volcanisme crétacé inférieur sur la côte sud. Il est par contre relativement important à Lima et surtout à Nazca. Des coulées volcaniques de composition basaltique sont également connues dans les quartzites néocomiennes au nord et nord-ouest de Cerro de Pasco, au nord du dôme de Yauli (MEGARD 1973) ainsi qu'à Huancavelica (YATES et al. 1951).

2- LE CRETACE SUPERIEUR : ALBIEN A SANTONIEN.

Contrairement au Crétacé inférieur qui était connu uniquement dans la Cordillère Occidentale, le Crétacé supérieur affleure depuis la côte jusqu'en bordure de la Cordillère Orientale.

2.1- Le Crétacé supérieur au niveau de la transversale étudiée. (Fig.24)

Entre $7^{\circ}30'S$ et $11^{\circ}S$ les différents termes du Crétacé supérieur sont bien connus dans la Cordillère Occidentale depuis les travaux de J.J. WILSON (1963) et V. BENAVIDES (1956).

A la même époque, TROTTEREAU et ORTIZ (1963) ont proposé le nom de "formation Casma" pour une épaisse série volcanique et volcanosédimentaire qui affleure sur la côte, à $9^{\circ}30'S$. Postérieurement, une série analogue a été cartographiée plus au nord jusqu'au niveau de Trujillo, par COSSIO (1964) et COSSIO et JAEN (1967). Ils signalent que la formation Casma repose en discordance sur la formation Chicama du Tithonique. Récemment, J.S. MYERS a effectué une étude très détaillée des séries volcaniques du Crétacé de la côte du nord du Pérou. Nous résumerons rapidement les données stratigraphiques de ces divers auteurs.

a)- Les séries du Crétacé supérieur de la côte péruvienne au niveau de $10^{\circ}S$.

Les séries du Crétacé supérieur sont essentiellement volcaniques et volcanosédimentaires. Elles affleurent de part et

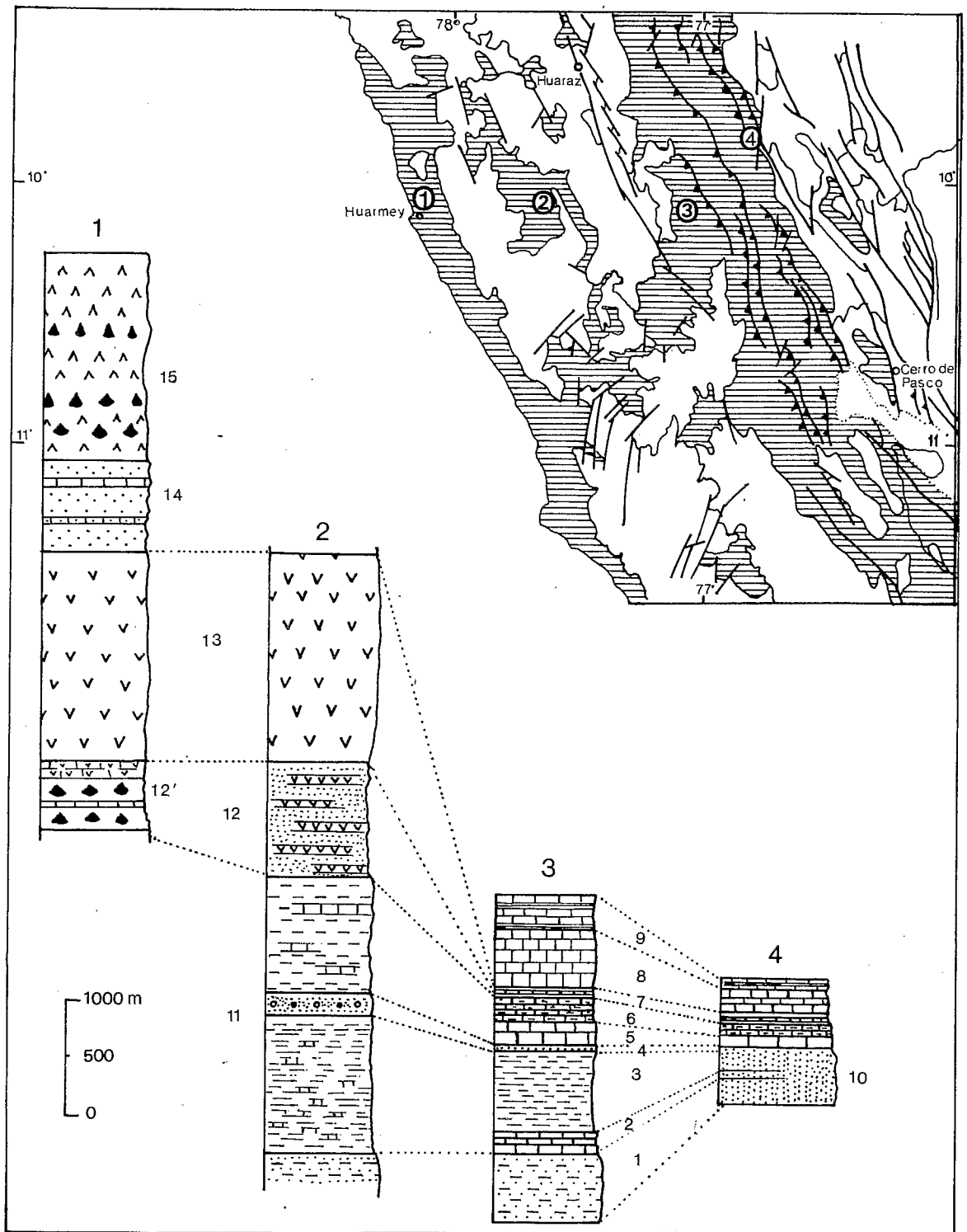


Fig. 24 - Variations latérales des faciès du Crétacé

1) Zone côtière ouest du batholite; 2) Zone côtière est du batholite; 3) Bassin andin (Cordillère Occidentale); 4) Zone de plate-forme (bordure de la Cordillère Orientale).

1 : Fm Chimú-Valanginien inférieur. 2 : Fm Santa - Valanginien supérieur. 3 : Fm Carhuaz - Aptien à Valanginien supérieur. 4 : Fm Farrat - Aptien. 5 : Fm Pariahuanca - Albien inférieur à Aptien. 6 : Fm Chulec - Albien moyen (partie inférieure). 7 : Fm Pariatambo - Albien moyen (partie supérieure). 8 : Fm Jumasha - Coniacien à Albien supérieur. 9 : Fm Celdin - Santonien à Coniacien. 10 : Fm Goyllarisquiza - Néocomien à Aptien. 11 : Groupe Huallapampa - Valanginien à Albien moyen. 12 : Fm Senal Cochapunta. 12' : Fm Punta Gramadal - Albien moyen (partie supérieure). 13 : Fm La Zorra - Albien moyen à supérieur. 14 : Fm Cerro Breas. 15 : Fm Cerro Lupin - Crétacé supérieur post-Albien.

et d'autre du batholite qui s'étend, de façon continue, et parallèlement à la côte; elles ont des épaisseurs pouvant atteindre 5000 à 6000 m. J.S. MYERS a subdivisé les séries volcaniques à l'ouest du batholite en quatre unités lithostratigraphiques. Ce sont de la base au sommet, les formations: Punta Gramadal, La Zorra, Cerro Breas et Cerro Lupin.

La base de la série (formation Punta Gramadal) est représentée par 600 m de pillow-lavas interstratifiés avec des tufs, des grauwackes et des calcaires bitumineux ou tufacés. Les pillow-lavas sont présents à la base de la série; les calcaires tufacés du sommet de la séquence contiennent des ammonites du genre *Oxytropidoceras carbonarium* de la partie supérieure de l'Albien moyen.

Au-dessus, la formation la Zorra, de 1800 m d'épaisseur, est formée de coulées andésitiques, d'ignimbrites de composition andésitique à dacitique, de tufs, d'agglomérats et de brèches volcaniques marines. Dans la partie la plus occidentale apparaissent des niveaux détritiques marins dérivés de matériel volcanique ou tufacé érodé; ils sont associés à des niveaux de calcaires bitumineux à ammonites de l'Albien moyen. L'augmentation des niveaux ignimbritiques à l'est indique une tendance à l'émergence dans ces régions.

Les volcanites La Zorra sont surmontées par 800 m de cherts de matériel détritique fin à matière organique et de calcaires (formation Cerro Brea).

Cette séquence se termine par 1800 m de pillow-lavas intercalés avec des niveaux fins de tufs (formation Cerro Lupin); ces pillow-lavas sont alignés parallèlement à la côte actuelle ce qui, pour MYERS, indiquerait qu'ils proviennent de centres éruptifs alignés le long de grandes fractures NW-SE.

Les formations La Zorra et Cerro Lupin pourraient être d'âge céno-manien-coniacien.

Ces séries, essentiellement volcaniques, affleurent également à l'est du batholite; les niveaux volcaniques moins nombreux sont remplacés par des séries sédimentaires de cherts et de tufs, ce qui indiquerait que les centres volcaniques étaient confinés à l'ouest. Ces séries s'amenuisent plus à l'est et passent, dans la Cordillère Occidentale, à des dépôts très réduits, essentiellement carbonatés.

b)- Les séries du Crétacé supérieur dans la Cordillère Occidentale.

Le début du Crétacé supérieur est marqué par une transgression marine de l'Albien. Aux séries détritiques du Crétacé inférieur fait suite une sédimentation essentiellement carbonatée.

A la suite des travaux de V. BENAVIDES (1956) et J.J. WILSON (1963) cet ensemble carbonaté de 800 à 1000 m d'épaisseur a été subdivisé en plusieurs formations, généralement retenues dans la cartographie du Pérou. Ce sont les formations Chulec, Pariatambo, Jumasha et Celendin, toutes calcaires ou marneuses et datées de l'Albien inférieur au Santonien par des ammonites.

La transgression de l'Albien inférieur se poursuit au début de l'Albien moyen et s'étend au nord-est faisant communiquer le bassin ouest péruvien et le bassin subandin au niveau de 5° sud. A l'Albien moyen, la transgression s'étend sur la Cordillère Orientale jusque là émergée. A l'Albien supérieur se produit à nouveau l'émergence de certaines régions de l'anticlinal du Marañon entraînant la formation de dépôts continentaux rouges. Cette régression se manifeste au milieu de l'Albien moyen dans le Pérou Central. (F. MEGARD 1973).

L'Albien correspond donc à une période d'instabilité se traduisant par des émergences et des transgressions de caractère régional ou local. Au Cénomanién-Turonien se produit par contre une transgression générale.

c)- Conclusion : Le dispositif arc volcanique-mer marginale.

Dans le Pérou Central, la sédimentation du Crétacé supérieur se fait (entre 7°S et 10°S) dans deux zones subsidentes parallèles à la bordure continentale, le bassin subandin à l'est et le bassin andin à l'ouest.

Le bassin occidental est lui-même subdivisé en deux domaines :

- . un domaine oriental, correspondant à la Cordillère Occidentale, où se déposent 800 à 1000 m de séries essentiellement carbonatées, faisant penser à une zone de plate-forme.
- . un domaine occidental, qui s'étend depuis la côte jusqu'à l'est du batholite, beaucoup plus subsident où s'accumulent 5000 à 6000 m de sédiments essentiellement volcaniques. Ce volcanisme est étroitement associé au batholite côtier et proviendrait des mêmes chambres magmatiques (J.S. MYERS 1975).

Le passage du domaine occidental au domaine oriental est très rapide, et doit correspondre à une importante zone de failles très actives plutôt qu'à une zone géantyclinale, comme l'ont proposé récemment, certains auteurs (E.J. COBBING 1976). En effet, on ne connaît pas de changement de faciès progressif de part et d'autre de cette zone mobile; on passe sans transition des faciès volcaniques aux faciès carbonatés.

Ce dispositif paléogéographique peut se prolonger jusqu'au sud de Lima où sont connus 2500 m de volcanites (formations Chancay - formation Chilca).

Les séries volcaniques du domaine occidental ont une composition chimique qui varie entre "high alumina basalt" et andésites (WEBB 1976 *in* COBBING 1976).

Le type de sédimentation, la nature pétrographique, ainsi que la composition chimique du matériel volcanique constituant le domaine occidental tendent à prouver que cette région correspondait, au moins au Crétacé supérieur, à une zone d'arc volcanique typique. Il faut remarquer que cette importante activité volcanique n'est connue que pendant un intervalle de temps relativement court. En effet, les 6000 m de la formation Casma sont datés de l'Albien moyen et supérieur, soit environ entre 100 et 95 MA.

Il est difficile de préciser si ce système d'arc insulaire fonctionnait avant l'Albien moyen; en effet on ne connaît pas, dans cette région, de terrains plus anciens que l'Albien.

Au Crétacé supérieur, le schéma paléogéographique de cette région semble bien correspondre au schéma classique d'un arc insulaire, le bassin andin à sédimentation carbonatée pouvant être l'équivalent d'une mer marginale.

L'ensemble "arc volcanique-mer marginale" traduirait l'existence d'une zone de subduction active au Crétacé supérieur. Comme nous l'avons vu, au Crétacé inférieur, l'organisation paléogéographique était différente et, en particulier, rien ne prouve l'existence d'un dispositif "arc volcanique-mer marginale", donc d'une zone de subduction.

Au Crétacé terminal se produit un changement total, les séries marines du Crétacé supérieur sont remplacées par des molasses rouges continentales; le domaine côtier est émergé.

Le système "arc volcanique-bassin marginal" aurait donc fonctionné durant une très courte période, allant de l'Albien moyen au Coniacien.

Le changement brutal du Crétacé terminal, qui correspond également à la première phase de compression andine, traduit le blocage du système "arc insulaire-mer marginale" et le passage à un système de marge continentale active qui se poursuivra jusqu'au Quaternaire. "L'avortement" du système "mer marginale-arc insulaire" pose un problème important dont la solution est peut-être à rechercher dans la dynamique générale des plaques et non dans la seule existence d'une phase de compression. En effet, comme nous le verrons plus loin, au Crétacé terminal (80 MA) se produit un changement de pôle de rotation des plaques américaines. Ce changement de pôle eulérien, qui traduit un phénomène à l'échelle du globe, est peut-être responsable du changement de régime en bordure de la plaque sud-américaine.

2.2- Le Crétacé supérieur au sud du Pérou.

Sur la côte sud-péruvienne on ne connaît pas de dépôts du Crétacé supérieur.

Dans la Cordillère Occidentale, à partir de l'Albien moyen et jusqu'au Turonien, se déposent 700 m de calcaires fossilifères (Formation Arcurquina), associés à des marnes, des conglomérats calcaires, des grès et quelques niveaux de tufs indiquant le caractère relativement instable du bassin. Ces calcaires sont présents dans tout le sud péruvien jusqu'au niveau d'Abancay (MAROCCO 1971); au Turonien se produit une régression générale marquée par le dépôt d'évaporites.

Dans l'Altiplano se déposent des shales rouges plus ou moins gypseux, comportant quelques niveaux de calcaires (E. AUDEBAUD et al. 1976).

Au Crétacé supérieur, le sud du Pérou correspondait à une zone peu subsidente, où se sont déposées uniquement des séries carbonatées. Il n'existe, par contre, aucune évidence d'un arc volcanique analogue à celui connu au nord; en effet, aucun volcanisme du Crétacé supérieur n'a été reconnu sur la côte sud péruvienne.

On peut alors se demander si l'organisation arc insulaire-"mer marginale", reconnue dans le nord du Pérou au Crétacé supérieur, existait également dans le sud.

Dans le nord du Pérou, le volcanisme côtier est associé aux premières manifestations du batholite, datées de 100 à 90 MA (présence de galets de diorite, associés aux séries volcaniques clastiques).

Dans le sud du Pérou, on connaît également le batholite côtier, mais les âges connus (STEWART et al. 1974) s'échelonnent entre 78 et 56 MA. Si on voulait retrouver, dans le sud du Pérou, la zone d'arc volcanique définie au nord, elle devrait être recherchée de part et d'autre du batholite. Comme nous l'avons déjà signalé, on ne connaît pas de terrains crétacés supérieurs volcaniques dans toute cette région. D'autre part, les âges connus du batholite sud (78 - 58 MA) semblent plutôt correspondre aux dernières phases de mise en place du batholite du Pérou Central (70-50 MA) (J.S. MYERS 1975).

- Conclusion.

La figure 25 résume l'organisation paléogéographique au cours du Crétacé supérieur.

L'absence de volcanisme au Crétacé supérieur sur la côte sud, l'absence apparente de magmatisme d'âge compris entre 100 et 90 MA tendraient à prouver, qu'au sud du Pérou, l'organisation paléogéographique était différente de celle du Pérou Central.

Le bassin andin à faciès carbonaté se terminait vraisemblablement sur les terrains anciens du massif d'Arequipa.

On peut toujours supposer que l'arc volcanique du nord de prolongeait à l'ouest de la dorsale sialique d'Arequipa mais, dans l'état actuel des connaissances, nous n'en avons aucune preuve.

Aussi, nous pensons qu'il est plus important de souligner la différence entre le domaine nord-péruvien qui peut être interprété comme une zone d'arc-mer marginale "avortée" et un domaine sud-péruvien se prolongeant dans l'extrême nord du Chili où n'existerait pas d'arc volcanique.

3- CONCLUSIONS : OPPOSITION ENTRE LE NORD ET LE SUD DU PEROU AU COURS DU CRETACE.

Les comparaisons stratigraphiques et paléogéographiques des divers secteurs des Andes péruviennes au Crétacé permettent de différencier deux périodes :

- Une période correspondant au Crétacé inférieur - 130 à 100 MA - caractérisée par une sédimentation détritique.

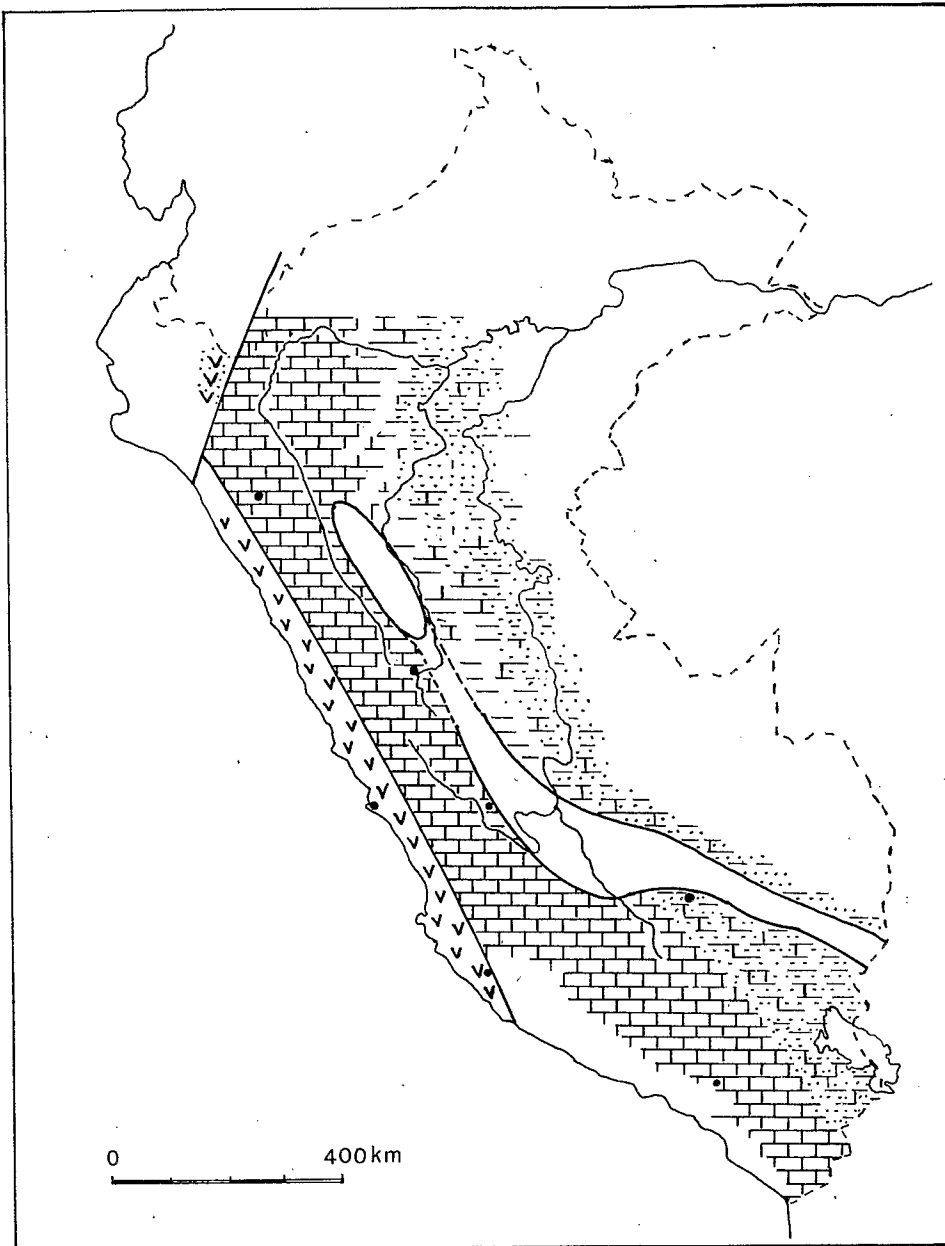


Fig. 25 - Paléogéographie du Crétacé supérieur

- 1 - arc volcanique côtier
- 2 - bassin andin occidental, faciès carbonatés
- 3 - Faciès marins et littoraux du bassin andin oriental
- 4 - Zone émergée de la Cordillère Orientale

- Une période correspondant au Crétacé supérieur - 100 à 80 MA - où, dans le nord du Pérou, on peut caractériser un système "arc volcanique-mer marginale" en relation avec une zone de subduction.

A cette différence dans le temps se superpose une opposition dans l'espace entre deux domaines; un domaine nord-péruvien s'étendant jusque vers 13° sud et un domaine sud-péruvien, compris entre 13°30' sud et la frontière chilienne.

a)- Le domaine nord-péruvien.

Au Crétacé inférieur, dans le domaine nord, existait un bassin subsident (2000 à 2500 m) à sédimentation détritique; vers l'ouest il pouvait être limité par une zone sialique émergée (comme en témoignent les apports dans les grès valanginiens de Lima). Vers l'est il se poursuivait par une zone de plate-forme qui passait ensuite à une zone émergée, "le géanticlinal du Marañon", lui-même séparé du Bouclier brésilien par le bassin subandin.

Les bassins ouest-péruvien et est-péruvien sont installés sur une croûte sialique; en effet, aucun complexe ophiolitique n'y a été signalé. Ce système de bassins parallèles et de zones émergées, l'absence de volcanisme important dans la partie occidentale, tendraient à prouver que, pendant le Crétacé inférieur, cette région correspondait à une zone de plate-forme subsidente plutôt qu'à une marge active avec subduction.

Au Crétacé supérieur, à partir de l'Albien, se met en place sur la bordure continentale un dispositif paléogéographique totalement différent et caractérisé, d'ouest en est, par un arc volcanique (volcanisme calco-alcalin) un bassin "marginal" à sédimentation carbonatée, une zone positive (Cordillère Orientale), le bassin subandin.

Si on se place dans l'optique de la tectonique des plaques, il faut donc admettre que, sur cette transversale, au Crétacé inférieur, la bordure occidentale de la plaque sud-américaine était plutôt de type atlantique. A l'Albien cette bordure atlantique, qui pouvait exister depuis le début du Mésozoïque, a été remplacée par une marge active. Il s'est créé alors, à la bordure du continent, un arc volcanique qui serait le premier témoignage d'une zone de subduction. Ce dispositif se rapproche du système "arc-fosse" (W.R. DICKINSON 1971) mais il aurait avorté très rapidement par suite d'un changement important du régime des plaques. Cette période crétacé terminal (80 MA) correspond, comme nous le verrons plus loin, à un changement dans la direction de déplacement de la plaque sud-américaine.

Dans cette hypothèse, le bassin andin intracontinental, allongé parallèlement à la fosse et soumis à un mécanisme d'extension crustale, n'aurait pu évoluer en mer marginale, ce qui expliquerait le caractère sialique de la croûte sous le bassin.

Dans l'hypothèse généralement admise (F. MEGARD 1973) d'un système analogue qui aurait fonctionné depuis le Permien jusqu'au Crétacé supérieur, c'est-à-dire pendant une centaine de millions d'années, on peut

se demander pourquoi le bassin andin, soumis à une importante distension, n'aurait pas évolué, comme c'est généralement le cas, en "mer marginale" à croûte très amincie.

b)- Le domaine sud-péruvien.

L'organisation paléogéographique du sud du Pérou est plus délicate à saisir, mais totalement différente de celle du nord-péruvien.

Au Crétacé inférieur, l'ensemble du sud du Pérou est caractérisé par une sédimentation détritique très réduite (400 m de grès) évoquant une zone de plate-forme peu subsidente qui s'étendait jusqu'à la zone côtière actuelle. A l'Albien moyen, une transgression marine envahit tout le sud du Pérou où se déposent 700 m de calcaires témoignant de la stabilité de cette région durant tout le Crétacé. On ne connaît pas, dans tout le Crétacé sud-péruvien, de séries volcaniques qui pourraient traduire la présence d'un arc volcanique côtier.

Si on voulait appliquer, au sud du Pérou, le même système d'organisation qui existe dans le nord, l'arc volcanique côtier devrait être recherché à environ 100 à 200 km de la côte actuelle et au-delà de la ride sialique d'Arequipa. C'est-à-dire, approximativement, à l'emplacement de la fosse actuelle ou sur la bordure du plateau continental. Il n'existe actuellement aucun argument en faveur de cette hypothèse, aussi nous semble-t-il plus logique d'admettre qu'au Crétacé supérieur l'arc volcanique côtier n'existait pas au niveau du sud du Pérou.

Bien que bon nombre d'arguments soient encore insuffisants, un point nous semble particulièrement intéressant à souligner, c'est le comportement différent entre le nord du Pérou et le sud péruvien durant le Crétacé.

Nous pensons, compte tenu des données actuellement utilisables, qu'il est excessif de généraliser à l'ensemble du Pérou le système "arc-mer marginale".

Nous proposerons un schéma évolutif complexe tenant compte à la fois des différences paléogéographiques entre le nord et le sud du Pérou et des variations enregistrées dans le dispositif paléogéographique depuis le début du Mésozoïque.

1.2 - LA SÉDIMENTATION AU CRÉTACÉ TERMINAL - ÉOCÈNE

Au cours du Crétacé terminal se produit la première phase de compression andine. Les structures qui en résultent sont souvent difficiles à mettre en évidence car elles sont très rarement recouvertes par des terrains du Crétacé terminal-Eocène.

Ces structures en compression sont, semble-t-il, très localisées géographiquement et d'amplitude réduite. Par contre, cette période correspond à un changement brutal de type de sédimentation; l'ensemble du domaine andin, jusque là subsident, émerge au Crétacé terminal, et la sédimentation carbonatée marine est remplacée par une épaisse série de "couches rouges" continentales. Ce soulèvement et cette régression définitive de la mer affectent aussi bien les zones plissées par la tectonique fini-crétacée que les zones non déformées.

1.2.1 - LA SÉDIMENTATION CRÉTACÉ TERMINAL - ÉOCÈNE DANS LA ZONE ANDINE

Aux faciès carbonatés du Crétacé supérieur fait suite une puissante série de molasses rouges, connue sous le nom de "couches rouges".

Au niveau de la transversale étudiée, les "couches rouges" affleurent essentiellement à la limite Cordillère Occidentale - Cordillère Orientale.

- Entre 8°S et 10°S, elles reposent en concordance sur les terrains crétacés et on observe généralement un passage continu progressif entre les marno-calcaires marins du Santonien (formation Celendin) et les lutites, grès rouges et conglomérats des couches rouges.

Vers l'est, en bordure de la Cordillère Orientale, les couches rouges transgressent directement sur le socle précambrien. C'est le cas au sud-est de Tayabamba (J.J. WILSON 1967), dans la région à l'est de Llata, (9°30) où des conglomérats à galets de quartzites et de calcaires crétacés reposent, dans la vallée du Marañon, sur les micaschistes précambriens.

- Au sud de 10°S, dans la région de Cerro de Pasco (F. MEGARD 1973), Oyon (J. COBBING 1973), dans la Cordillère de Huayhuash (J. CONEY 1971), les couches rouges reposent en discordance angulaire sur le substratum crétacé qui, selon les endroits, est santonien (fm Celendin) ou albo-céno-manien (fm Jumasha), les niveaux supérieurs pouvant reposer angulairement sur les calcaires triasico-liasiques vers l'est.

Dans la zone subandine les couches rouges continentales, datées du Crétacé supérieur par des charophytes, reposent en concordance sur les marnes du Santonien (formation Chonta). Ce sont les "Areniscas de Azucar" bien étudiées par KOCH et BLISSENBACH (1960).

- Lithologie.

Les "couches rouges" représentent un faciès mollassique composé d'argiles, de pérites, de grès et de conglomérats, de teinte prédominante rouge avec de rares intercalations de calcaires lacustres et de gypse. Les conglomérats sont très hétérométriques et contiennent essentiellement des galets de quartzites; les galets calcaires sont beaucoup moins fréquents, les fragments de roches volcaniques sont assez rares. La nature des galets est significative; tout le matériel provient des niveaux crétacés situés plus à l'ouest, dans la Cordillère Occidentale, où l'érosion avait atteint les niveaux inférieurs du Néocomien. On n'a, en effet,

jamais signalé dans le matériel des "couches rouges" de galets de roches métamorphiques pouvant provenir du complexe précambrien de la Cordillère Orientale.

Ces observations, en accord avec quelques études sédimentologiques faites dans le centre du Pérou (F. MEGARD 1973) (B. MABIRE 1961), prouvent que les apports venaient de l'ouest, c'est-à-dire la Cordillère Occidentale alors émergée.

"Le bassin andin des couches rouges" constituait une zone d'épandage de sédiments détritiques sur des glaciers ou dans des bassins "sous une faible tranche d'eau" T. PERRIAUX (1969), conditions qui ne sont pas sans rappeler les conditions actuelles.

- Age des couches rouges.

Nous ne reviendrons pas sur les problèmes de datation des couches rouges. Nous rappellerons très brièvement les résultats de F. MEGARD. Les âges les plus anciens obtenus sur les couches rouges sont santonniens, les plus fréquents sont éocènes et, en un point, les niveaux supérieurs ont donné une flore qui, selon L. GRAMBAST, indique le passage Eocène-Oligocène.

- Dans la zone andine la période Crétacé terminal-Eocène est caractérisée par une sédimentation continentale molassique rouge dans des bassins plus ou moins continus, alignés sur la bordure orientale de la Cordillère Occidentale. Vers l'ouest, s'étend une zone émergée, soumise à une érosion intense qui affecte les niveaux inférieurs du Néocomien.

1.2.2 - LE CRÉTACÉ TERMINAL - ÉOCÈNE DU SUD DU PÉROU

Sur la côte et le versant occidental des Andes sud-péruviennes se mettent en place 1500 m de volcanites andésitiques du Groupe Toquepala (BELLIDO et GUEVARA 1963). Ces volcanites, qui reposent en discordance angulaire sur les terrains plissés du Malm, ont donné un âge K/Ar de 59 ± 3 MA (BELLON et al. 1976). JAMES et al. (1975) obtiennent pour ces volcanites sur roches totale par la méthode Rb/Sr une isochrone à 70 MA.

Un plutonisme acide se met en place plus au nord-est, dans la région d'Arequipa. LAUGHLIN et al. 1968 donnent un âge K/Ar de $58,7 \pm 1,8$ MA pour des stocks de diorites de la mine de Toquepala. En arrière de cette zone magmatique se déposent, dans un petit bassin continental, 1400 m de couches rouges conglomératiques où prédominent les éléments de granodiorites de taille de plus en plus grande quand on se rapproche de la zone des intrusions.

L'Altiplano constitue une dépression allongée NW-SE où se déposent 2000 m environ de couches rouges (E. AUDEBAUD et al. 1976).

Dans l'Altiplano, les couches rouges (formation Vilquechico) ont été datées du Crétacé terminal par des charophytes (L. GRAMBAST et al. 1967).

La formation Muñani qui les surmonte en concordance, a été datée de l'Eocène grâce à un niveau fossilifère situé à la base et où AUDEBAUD a trouvé des charophytes.

1.2.3 - CONCLUSION

A partir du Crétacé terminal (Santonien) le dispositif paléogéographique est identique pour tout le Pérou. L'ensemble Cordillère Occidentale-Hauts Plateaux - Altiplano - Zone Subandine sont le siège d'une sédimentation continentale molassique rouge dans des bassins plus ou moins continus. Localement, dans le centre du Pérou, persiste un massif exondé, axé sur la limite actuelle Cordillère Orientale et Hauts Plateaux séparant un bassin andin et le bassin subandin (F. MEGARD 1973).

Le bassin andin est alimenté presque exclusivement par des apports provenant de l'érosion d'un vaste massif occidental qui occupait la partie sud-ouest de la Cordillère Occidentale et la zone côtière.

Dans le sud du Pérou, à l'ouest de la zone émergée, la zone côtière est le siège d'une activité volcanique aérienne importante, de composition calco-alcaline et datée vers la base à 70 MA donc contemporaine de la sédimentation des "couches rouges".

Ce dispositif "volcanisme côtier- sédimentation continentale dans des bassins fermés", n'est pas sans rappeler la configuration actuelle de la chaîne andine. Il serait caractéristique des marges continentales actives de type cordilléraire avec subduction d'une plaque océanique directement sous la bordure d'une plaque sialique.

REMARQUE :

Ce dispositif volcanisme côtier- sédimentation continentale dans les Andes, était-il limité au sud du Pérou ou s'étendait-il à l'ensemble des Andes ? soit, en d'autres termes, existait-il un volcanisme côtier dans le centre nord-péruvien contemporain des couches rouges ? L'étude du volcanisme tertiaire nous permettra de répondre à cette interrogation.

Du fait de son extension géographique considérable, ce changement total dans le type de sédimentation ne nous semble pas être une conséquence directe de la compression fini-crétacée mais plutôt un événement à plus grande échelle à relier à la dynamique générale de la plaque sud-américaine. Il faut remarquer en effet que c'est à cette époque, vers 80 MA, que se met en place le régime normal de subduction.

On pourrait alors se poser la question : Existe-t-il une relation directe entre subduction et dépôts de couches rouges ? Le terme "couches rouges" évoque deux aspects très différents de ce faciès particulier. Le premier est sa coloration rouge, le deuxième est relatif au type de sédimentation.

- La coloration rouge est due à la présence d'oxydes de fer, associés parfois à des oxydes de manganèse, élaborés au cours d'une pédogenèse de type latéritique ou de type cuirassement. La coloration rouge est donc essentielle-

ment due à l'existence, dans les zones soumises à l'érosion, d'un climat chaud à saisons humides et sèches alternantes. Il n'existe donc aucun lien entre le fait que ces dépôts soient rouges et la présence d'une zone de subduction.

- Du point de vue sédimentation, ces "couches rouges" correspondent à des épandages de matériel très hétérogène de sédiments détritiques continentaux. Ce type de dépôt, que l'on retrouve de façon presque continue depuis le Crétacé terminal jusqu'à nos jours, est donc synonyme d'émersion.

Depuis le Crétacé terminal la presque totalité de la chaîne des Andes a été continuellement émergée; comme d'autre part, la subduction fonctionne au moins depuis cette époque, on pourrait se demander s'il existe un lien direct entre couches rouges et subduction.

L'existence de couches rouges dans des régions où n'existent pas de zones de subduction, semble exclure toute relation directe entre couches rouges et subduction. S'il ne semble donc pas exister de relation entre couches rouges et subduction, il faut cependant remarquer que l'existence d'une zone de subduction semble associée à la persistance de zones émergées.

En conclusion, on pourrait donc retenir que la présence d'une zone de subduction maintient la plaque continentale voisine émergée. Nous verrons, dans le chapitre consacré à la tectonique des plaques, quel est le mécanisme qui peut être évoqué pour expliquer cette constatation.

1.3 - LA SÉDIMENTATION ET LE VOLCANISME AU TERTIAIRE SUPÉRIEUR

Le Tertiaire est caractérisé par un volcanisme très intense tant par son volume que par son extension.

1.3.1 - LE VOLCANISME CALIPUY

Sur la transversale étudiée ce volcanisme, connu sous le nom de volcanisme Calipuy, est localisé à la partie ouest de la Cordillère Occidentale. Vers l'est, ses affleurements ne dépassent pas une ligne NW-SE correspondant à la vallée du rio Santa. Vers l'ouest, il s'étend jusqu'au niveau du batholite côtier mais n'atteint jamais la zone côtière. Il semble que, globalement, ce volcanisme soit limité à une bande d'environ 50 km de large, axée sur la bordure orientale du batholite. Ces séries volcaniques reposent en discordance sur un substratum plissé ou érodé constitué par les séries du Crétacé et, localement, les couches rouges du Crétacé terminal-Eocène.

Dans la partie occidentale, le batholite côtier est intrusif dans le volcanisme Calipuy.

1- LITHOLOGIE.

Aucune étude stratigraphique systématique du complexe volcanique Calipuy n'a encore été effectuée.

La séquence est généralement très variée et comprend essentiellement des laves andésitiques calco-alcalines, des produits pyroclastiques grossiers, des tufs finement stratifiés. Les produits andésitiques prédominent très largement sur les dacites, les rhyolites et de rares basaltes.

Localement, la base de la série est constituée par un conglomérat rouge d'environ 100 à 200 m d'épaisseur où prédominent les galets de roches volcaniques à la base, alors que vers le sommet apparaissent des galets de calcaires ou de quartzites des formations du Crétacé.

On connaît également des intercalations lacustres comprenant des calcaires, des marnes, des grès, des argilites, pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres.

2- AGE DU VOLCANISME CALIPUY.

- Dans la Cordillère.

Dans le Pérou Central, le volcanisme connu sous le terme général de volcanisme Calipuy repose en discordance angulaire sur des couches rouges datées du Crétacé terminal-Eocène; on lui attribue donc un âge éocène terminal-oligocène. Ce fait a été confirmé dans le Pérou Central (13°S - 75°W) où un volcanisme analogue, discordant sur les couches rouges, a donné un âge K/Ar de 40,9 MA (NOBLE et al. 1972).

La limite supérieure du volcanisme Calipuy est mal définie. Au pied de la Cordillère Blanche, dans la vallée du rio Santa, les volcanites Calipuy sont recouvertes en discordance angulaire par des tufs ignimbristiques et dacitiques gris clairs cartographiés (J.J. WILSON et al. 1967) sous le nom de formation Yungay. Cette série non déformée a donné un âge K/Ar de $6,9 \pm 0,3$ MA (E. FARRAR and D. NOBLE 1976). Dans la haute vallée du rio Fortaleza, une puissante série d'ignimbrites fossilise un paléocañon entaillé dans les volcanites Calipuy. Ces ignimbrites, signalées par J.J. WILSON (1967), datées par E. FARRAR et D. NOBLE, ont donné un âge K/Ar de $4,9 \pm 0,2$ MA.

Dans la Cordillère Noire (route Casma, Huaraz), les volcanites Calipuy sont localement associées à des dykes et des dômes; ce matériel a été daté par E. FARRAR et D. NOBLE qui ont obtenu par K/Ar un âge de $18,1 \pm 1,2$ MA.

A partir de ces résultats encore très ponctuels il apparaît que le volcanisme Calipuy est au moins antérieur à 6,9 MA et postérieur aux "couches rouges" du Crétacé terminal-Eocène.

- Dans le versant occidental des Andes.

De façon générale, dans tout le versant occidental de la Cordillère Occidentale, le volcanisme Calipuy est recoupé par le batholite côtier dont les âges varient entre 100 et 50 MA. (Ces âges sont des âges minimums K/Ar sur biotites, feldspaths, hornblende (P.A. WILSON *in* MYERS 1975). Entre 10° et 10°30'S MYERS constate que le complexe intrusif de Puscoa - San Jeronimo daté de 70 à 50 MA, est intrusif dans l'ensemble cartographié comme volcanisme Calipuy, qui aurait donc un âge antérieur à 70 MA. Ce même volcanisme est discordant sur les terrains plissés de l'Albo-Cénomanién (formation Casma), il serait donc postérieur à 95 MA.

Toujours sur la côte, au niveau de Lima, le batholite côtier érodé, est recouvert par des volcanites qui ont donné un âge K/Ar de 40,2 ± 0,5 MA sur biotites et plagioclases (NOBLE et al. 1977 en cours de publication).

De ces diverses observations, il ressort que les volcanites, généralement connues sous le terme de volcanisme Calipuy, correspondent en fait à un ensemble varié qui s'est mis en place durant un intervalle de temps relativement long.

Ce volcanisme aurait débuté dans la partie occidentale dès 95 MA et serait contemporain de la mise en place de certains massifs intrusifs qui constituent le batholite (MYERS 1975). En fait, la limite inférieure du Groupe Calipuy est très mal datée étant donné qu'on ne connaît pas avec précision l'âge des niveaux supérieurs du groupe Casma discordant sous le Calipuy. En effet, au-dessus des niveaux de l'Albien moyen de la formation Casma, on connaît encore 2600 à 3000 m de dépôts d'âge indéterminé mais qui pourraient correspondre à l'intervalle Cénomanién-Coniacien.

Dans ces conditions, le Groupe Calipuy serait donc postérieur à 80 MA et serait, sur la côte nord, l'équivalent du Groupe Toquepala 59-70 MA, connu dans le sud.

La phase de compression qui affecte les séries albo-cénomaniennes de la côte nord ne serait plus post-albienne (95 MA) comme le suppose MYERS (1975) mais d'âge intra-santonien (80 à 75 MA) comme dans le Pérou Central.

Dans la partie orientale de la Cordillère, l'activité volcanique n'aurait débuté que vers 40 MA, après le dépôt et le plissement des couches rouges éocènes.

Sous le terme général : "volcanisme Calipuy" sont donc regroupés au moins deux épisodes volcaniques différents :

- un premier d'âge compris entre 40 MA et environ 7 MA,
- un second d'âge compris entre 80 MA et 40 MA, localisé à la zone du batholite, dont il serait en partie contemporain et qui serait dont l'équivalent latéral des couches rouges.

1.3.2 - LES DÉPÔTS MARINS CÔTIERS

Sur la côte, au sud de Lima, sont connus des dépôts marins d'âge éocène supérieur à pliocène. Des dépôts marins de l'Eocène supérieur affleurent au niveau de Cañete (13°S) (G. PETERSEN 1954, N.D. NEWELL 1956 et W. RUEGG 1957). Ce sont des shales et des grès avec des intercalations de nodules calcaires, des tufs volcaniques et des conglomérats pouvant atteindre une épaisseur de 1000 m.

Au cours de l'Oligocène, et jusqu'au Pliocène la mer occupe une partie du littoral du sud du Pérou (AUDEBAUD et al. 1976) ainsi que l'extrême nord-ouest du pays.

Ce sont les formations Camama et Moquegua du sud du Pérou, les formations Paracas et Pisco de la région d'Ica-Nazca. Ces formations sont absentes au nord de 13°S. On retrouve un bassin subsident d'âge mio-pliocène dans l'extrême nord-péruvien.

En conclusion, l'évolution tertiaire du domaine andin est caractérisée par : - l'importance du matériel volcanique calco-alcalin mis en place sur le bord occidental de la plaque sud-américaine, - l'abondance des séries détritiques continentales rouges.

1.3.3 - ORGANISATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Dans cette hypothèse, l'organisation paléogéographique de l'ensemble du domaine andin péruvien, au cours du Crétacé terminal-Eocène, répondrait au même schéma général qui comprend d'ouest en est :

- un volcanisme côtier aérien calco-alcalin, installé sur le bord occidental de la plaque sud-américaine et contemporain de la mise en place du batholite.
- une zone émergée, soumise à une intense érosion, source de matériel détritique qui donnera les couches rouges.
- un bassin andin continental où s'accumulent les dépôts molassiques des couches rouges, situé sur la bordure orientale de la Cordillère Occidentale.
- une zone positive, localement émergée, correspondant à la Cordillère Orientale.
- un bassin subandin, où s'accumulent également des dépôts molassiques rouges et qui fonctionnera jusqu'au Pliocène.

Ce système a pu fonctionner jusqu'au sommet de l'Eocène-début de l'Oligocène; c'est-à-dire approximativement jusqu'à 40 MA.

Postérieurement, au Tertiaire supérieur, le volcanisme domine l'évolution paléogéographique du domaine andin. Localisé à la zone côtière durant le Crétacé terminal-Eocène, le volcanisme s'étend vers l'est à partir de 40 MA et peut atteindre le bord de la Cordillère Orientale dans le Pérou Central. Au cours du Tertiaire supérieur, les édifices volcaniques étaient séparés par des zones d'épandages pouvant correspondre à des glacis ou à des bassins lacustres.

1.3.4 - CONCLUSIONS :

LES DEUX CYCLES SÉDIMENTAIRES ANDINS : LA TRANSITION A 80 MA

L'étude de la sédimentation andine, depuis le Trias jusqu'au Tertiaire, permet de différencier deux grandes périodes :

- La première, du Trias au Santonien, (150 MA) est caractérisée par une sédimentation marine, carbonatée ou détritique suivant les zones et les époques.

Dans le centre et le nord du Pérou, ce premier cycle sédimentaire se termine par la mise en place, à l'Albien moyen et jusqu'au Santonien, d'un système "arc volcanique-mer marginale".

Dans le sud du Pérou, la sédimentation triasico-jurassique est accompagnée d'un volcanisme de composition encore indéterminée alors que toute la période crétacée est, semble-t-il, absente de volcanisme.

- La deuxième, qui débute au Crétacé terminal, est caractérisée par une sédimentation continentale associée à un volcanisme très intense. C'est au cours de cette deuxième période que se produisent les phases de plissement.

Dès le Crétacé terminal (80 MA), la totalité du domaine andin péruvien est émergée et restera émergée jusqu'à l'époque actuelle.

Cette émergence, qui traduit un soulèvement général des Andes, est habituellement expliquée comme étant une conséquence de la première phase de plissement qui a lieu au Crétacé terminal (MEGARD 1973).

Nous pensons que ce changement, très important dans l'organisation paléogéographique du domaine andin, est à rattacher à un phénomène beaucoup plus général, correspondant à la mise en place d'un régime normal de subduction.

Sans rentrer dans le détail, remarquons simplement que, vers 80 MA, on assiste à une série d'événements géologiques très importants :

- L'Atlantique nord et l'Atlantique sud, qui jusque là étaient régis par des pôles d'ouverture différents, sont contrôlés, à partir de 80 MA, par un seul et même pôle.
- Dans le Pacifique, c'est à 80 MA (Anomalie 32) que se définit un nouveau système de dorsales.
- Vers 80 MA se produit la première phase de collision dans le domaine alpin.

Il y a donc là une série de coïncidences qu'il faut expliquer. La théorie de la tectonique des plaques, qui permet d'envisager les phénomènes géologiques à l'échelle du globe, nous semble particulièrement appropriée pour essayer de donner un modèle tenant compte de cette période transitoire (80 MA) qui, dans les Andes, est marquée par un changement total dans le type de sédimentation.

Chapitre 2

LA TECTONIQUE ANDINE

La période tectorogénique andine débute vers 80 MA. Elle est caractérisée par une série de phases de compression séparées par des intervalles marqués par l'absence de compression au cours desquels se mettent en place les différentes venues magmatiques.

La tectorogénèse andine est polyphasée mais la direction des contraintes changera peu au cours du temps, si bien que les structures andines seront presque toujours homoaxiales, leur direction étant groupée autour de NNW à NW.

Localement, les structures andines en compression pourront avoir des directions E-W. C'est le cas, par exemple, au niveau des déflexions de Cajamarca et de Cuzco-Abancay.

Par suite de l'homoaxialité des structures andines, il est parfois difficile, là où la colonne stratigraphique est incomplète, d'apprécier les effets de telle ou telle phase.

Après avoir rappelé la chronologie des phases tectoniques, nous donnerons une brève description des structures andines suivant les secteurs, depuis la zone côtière jusqu'à la zone subandine en essayant enfin de donner une valeur moyenne du taux de raccourcissement dans la chaîne.

2.1 - CHRONOLOGIE DES PHASES

Le premier calendrier des plissements andins a été établi par G. STEINMANN (1929). Cet auteur différenciait trois phases tectoniques andines :

- La phase péruvienne, d'âge fini-crétacé, reconnue dans la Cordillère Occidentale, est surtout marquée par le soulèvement du domaine cordilléraire et le retrait de la mer.
- La phase incaïque, d'âge fini-éocène, plisse les couches rouges du Crétacé terminal - Eocène.
- La phase Quechua, attribuée assez arbitrairement au début du Pliocène.

Tous les articles de synthèse postérieurs ont utilisé la chronologie établie par STEINMANN.

E. BELLIDO et F. SIMMONS (1957) admettent un plissement "laramien" dans la Cordillère Occidentale, à la fin du Crétacé, et surtout ils intègrent les données nouvelles collectées dans l'Amazonie où ils reconnaissent une phase importante miocène ou pliocène.

En 1959, H. HOSMER propose quatre phases tectoniques et constate que chaque nouvelle phase affecte une zone plus externe que la précédente.

E. AUDEBAUD et al. (1973) et F. MEGARD (1973) précisent la chronologie des différentes phases andines et proposent 4 phases :

- une phase Crétacé terminal (80 MA),
- une phase Eocène supérieur (45 à 40 MA),
- une phase miocène (20 à 14 MA),
- une phase Mio-Pliocène - Pliocène (6 à 5 MA).

Dans le Pérou Central, la chronologie stratigraphique est maintenant relativement bien connue, surtout sur la côte à la suite des travaux de MYERS (1974), ce qui permet de mieux localiser dans le temps et l'espace la phase fini-crétacée et la phase Eocène supérieur - Oligocène supérieur.

La chronologie stratigraphique ayant encore peu évolué dans la région étudiée, nous n'apporterons que peu d'éléments nouveaux concernant les déformations du Mio-Pliocène.

Nous essayerons de voir enfin, dans un chapitre général, quelles sont les relations qui peuvent exister entre les différentes phases tectoniques et les variations du déplacement de la plaque sud-américaine par rapport au domaine pacifique.

2.1.1 - LA PHASE DU CRÉTACÉ TERMINAL (PHASE PÉRUVIENNE)

La phase fini-crétacée dans la Cordillère.

La phase de compression du Crétacé terminal a été datée avec précision dans une vaste région du Pérou Central (F. MEGARD 1973) où les "couches rouges", datées de l'Eocène, sont discordantes sur les séries mésozoïques plissées qui, selon les endroits, sont santoniennes (fm Celandin) ou albo-cénomaniennes (fm Jumasha).

La première phase de plissement est donc postérieure au Santonien basal et antérieure aux "couches rouges" dont la base peut être encore Crétacé supérieur. Elle est donc du Crétacé terminal (80 MA). Cette phase de plissement semble être restreinte à une zone occupant la partie nord-est des Hauts Plateaux et une partie de la Cordillère Orientale du Pérou Central.

Au nord de Cerro de Pasco (10°30'S) et au moins jusqu'à la déflexion de Cajamarca (7°30'S), les couches rouges sont concordantes sur le Crétacé; il n'existe donc aucune évidence de plissement d'âge Crétacé terminal. Il en est, semble-t-il, de même pour la zone cordillèreaine du sud du Pérou.

La phase fini-crétacée de la zone côtière.

Dans la région côtière du Pérou central, MYERS (1975) attribue un âge post-albien à une phase de compression qui affecte les séries volcanosédimentaires albiennes, recouvertes en discordance par les volcanites du Groupe Calipuy. Nous avons vu que les volcanites du Groupe Calipuy pouvaient être l'équivalent occidental des couches rouges et que la série volcanosédimentaire Casma pouvait atteindre le Santonien.

Il en résulte que, sur la côte du Pérou central, existerait également une phase fini-crétacée.

On attribue également un âge fini-crétacé aux plissements qui affectent les terrains mésozoïques de la côte sud-péruvienne, recouverts en discordance par le volcanisme Toquepala daté à 70 MA.

La phase fini-crétacée donne des plis amples, kilométriques à plurikilométriques, à plans axiaux verticaux et sans déversement préférentiel. Localement, au niveau du Pérou central, la déformation est relativement intense, avec apparition de schistosité et d'un léger métamorphisme épizonal (F. MEGARD 1973). Ces structures ont une direction NW-SE.

La phase du Crétacé terminal se manifeste essentiellement sur la zone côtière et la partie occidentale du versant pacifique des Andes mais, également, dans un "massif" isolé, situé sur le bord oriental du domaine andin du Pérou central.

2.1.2 - LA PHASE DE L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR - OLIGOCÈNE INFÉRIEUR

Cette phase de plissement est postérieure aux couches rouges datées de l'Eocène supérieur et antérieure à la mise en place des volcanites qui seront plissées postérieurement. Dans le centre du Pérou, ces volcanites ont donné un âge par K/Ar de 40,9 MA (NOBLE et al. 1974).

La phase "incaïque" est donc antérieure à 40,9 MA. Nous lui attribuons un âge éocène terminal-base de l'Oligocène. Sur la transversale étudiée, la datation de cette phase tectonique est moins précise. Les couches rouges, attribuées au Crétacé terminal-Eocène, sont recouvertes en discordance angulaire par le volcanisme Calipuy, à qui nous attribuons, dans la Cordillère Occidentale, un âge 40 MA, comme pour les volcanites du Pérou central.

Cette phase est responsable des structures majeures de la chaîne des Andes; elle donne des plis en chevrons à plans axiaux verticaux, sans déversement préférentiel. L'axe de la chaîne est souligné par une bande à déformation plus intense avec développement de schistosité. La direction générale des structures est NW-SE. Cette phase ne semble pas affecter la zone côtière; elle est surtout bien marquée dans la Cordillère Occidentale et s'étend avec une intensité plus faible sur la Cordillère Orientale.

2.1.3 - LES PHASES TECTONIQUES CENOZOÏQUES

Avant que ne commence à être connu l'âge des séries volcano-clastiques postérieures à la tectonique fini-éocène, on admettait l'existence d'une seule phase tectonique post-oligocène, c'était la phase "Quechua" de STEINMANN (1929), d'âge supposé miocène supérieur.

Les travaux récents de NOBLE et al. (1974), BELON et LEFEVRE (1976), SOULAS (1975-1976) dans les Andes centrales et le sud du Pérou, permettent de se faire une idée plus précise sur les diverses phases post-oligocènes.

Aucune donnée nouvelle n'existant sur la transversale étudiée, nous renvoyons le lecteur au chapitre général traitant de l'évolution andine.

Dans la région étudiée, les volcanites tertiaires (Formation Calipuy) non différenciées, sont modérément plissées et, localement au pied de la Cordillère Blanche, elles sont recouvertes en discordance angulaire par des tufs ignimbritiques de la formation Yungay. Ces séries non déformées ont donné un âge K/Ar de $6,9 \pm 0,3$ MA (E. FARRAR et D. NOBLE 1976). Tout ce qu'on peut dire, c'est que la phase tectonique affectant les volcanites tertiaires est antérieure à 7 MA.

2.2 - LA TECTONIQUE ANDINE DANS LES DIFFÉRENTES ZONES STRUCTURALES

Une coupe générale des Andes péruviennes au niveau du Pérou central (entre 9°S et 11°S) permet de différencier cinq unités structurales qui sont, du Pacifique à la zone subandine :

- La zone côtière. Elle s'étend depuis la côte pacifique jusqu'à la bordure orientale de la batholite; elle est caractérisée par une tectonique peu intense du Crétacé terminal, donnant des plis à grand rayon de courbure.
- La Cordillère Occidentale. Elle s'étend depuis le versant pacifique de la Cordillère Occidentale jusque sur son versant oriental. C'est dans ce secteur que la tectonique andine est la plus intense, la phase majeure de plissement étant de l'Eocène supérieur.
- La bordure orientale de la Cordillère Occidentale. Elle correspond à une bande étroite de 5 à 10 km, caractérisée par des chevauchements vers le nord-est. Elle marque le passage entre la Cordillère Occidentale et la Cordillère Orientale, entre 7°S et 10°45'S. Vers le sud, elle se poursuit à l'est par une zone à plissement moins intense correspondant à la zone des Hauts Plateaux du Pérou central. La phase majeure de plissement est datée de l'Eocène supérieur.
- La Cordillère Orientale. Les terrains paléozoïques sont repris par une tectonique peu intense, caractérisée par des structures amples et d'âge éocène supérieur et/ou miocène inférieur.

- La zone subandine. La tectonique andine est caractérisée par de vastes bombements et quelques failles inverses qui se manifestent jusqu'à la frontière brésilienne et dus, semble-t-il, pour l'essentiel à la phase mio-pliocène.

2.2.1 - LA ZONE CÔTIÈRE

Les séries volcano-détritiques de la zone côtière sont affectées par une tectonique qui se traduit par des plis très ouverts à grand rayon de courbure. Ce sont des plis isopaques à plans axiaux verticaux et à axes sub-horizontaux. (Fig. 26).

Les synclinaux sont très ouverts, leur flanc occidental est très long avec un pendage faible; les flancs orientaux sont plus courts et plus redressés pouvant devenir par endroit subverticaux. Cette dissymétrie traduit un léger déversement vers le sud-ouest. (Fig. 27).

Vers 10°15'S au sud de Huarney, J.S. MYERS signale, à l'ouest du batholite, un synclinal de type plis en chevron affecté par une schistosité de fracture plan axial du pli. Cette schistosité est soulignée par un léger métamorphisme marqué par des recristallisations de petites baguettes de hornblende alignées parallèlement à la direction axiale des plis (linéation b). Ce métamorphisme, contemporain de la schistosité, est repris par le métamorphisme de contact associé à la mise en place du batholite.

MYERS a également observé, dans de vastes anticlinaux à schistosité verticale, des ammonites déformées indiquant un taux de raccourcissement compris entre 17 et 23 %. Ce taux de raccourcissement, qui paraît élevé pour le type de plissement, est peut-être influencé par une forte charge ou un gradient thermique élevé. En effet, le taux de raccourcissement dû à un plissement ne dépasse pas 10 %.

Cette tectonique affecte les séries albiennes. Les structures sont recouvertes en discordance par les volcanites Calipuy qui, comme nous l'avons vu, pouvaient être l'équivalent occidental des "couches rouges". Il s'agit donc d'une phase tectonique d'âge crétacé terminal.

Dans la même région, MYERS signale également des plis ENE perpendiculaires aux structures andines. Ce sont des plis concentriques à plan axial vertical et leur axe plonge faiblement vers le nord-est. On ne les trouve que sur la bande côtière à l'ouest du batholite. Ils semblent postérieurs aux structures andines NW-SE; en effet, les axes des plis andins de cette région ont des pendages pouvant atteindre 15 à 20°.

- Le plissement des séries volcaniques Calipuy.

Les séries volcaniques Calipuy sont encore très mal connues, tant au point de vue âge qu'au point de vue déformations. De façon générale, le plissement est faible, il donne des plis isopaques très amples, de direction NW-SE.

Entre 10°S et 10°30'S (J. COBBING 1973) le plissement est légèrement plus intense dans la zone occidentale, à la limite orientale du batholite.

Cette même tendance se remarque également entre 8°30' et 9°30' (J.J. WILSON 1967). Les plis affectant les volcanites tertiaires sont fréquents et plus intenses dans la Cordillère Noire alors qu'au niveau du batholite les structures sont presque inexistantes, à l'exception d'une étroite bande située au niveau de Pariacoto où nous avons observé des plis en chevrons associés à des failles inverses déversées vers le nord-ouest.

Comme nous l'avons souligné, l'âge de ce plissement est encore mal défini. Nous pensons qu'il peut s'agir de la phase intra-miocène.

2.2.2 - LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE

La Cordillère Occidentale est une unité structurale bien définie où la tectonique se manifeste avec le maximum d'intensité. Le plissement responsable des structures majeures de direction NW-SE est daté de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur. Postérieurement, une phase d'âge probable intra-miocène plisse les séries volcaniques du Tertiaire en donnant des plis concentriques ouverts.

Depuis la bordure orientale du batholite côtier l'intensité de la déformation augmente pour devenir maximum sur le bord est de la Cordillère Occidentale où les structures souples sont accompagnées de schistosité. Cette bande schisteuse est particulièrement bien développée entre 8°30'S et 9°30'S, dans les séries péliques du Tithonique (Formation Chicama).

1- LA ZONE DE TRANSITION, VERSANT OCCIDENTAL DE LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE.

Par suite de la présence du batholite côtier et de la couverture volcanique tertiaire, la transition entre les zones faiblement plissées de la zone côtière et les plis serrés en chevrons de la Cordillère Occidentale est difficilement observable.

Par 10°S - 77°30'W, immédiatement à l'est du batholite, MYERS (1973) signale la présence d'une zone fortement plissée (Fig. 26). Les séries détritiques du Crétacé inférieur sont affectées par des plis en chevrons très serrés de faible longueur d'onde. Les plans axiaux de ces plis sont verticaux et leurs axes sont subhorizontaux.

Des plis mineurs sont localement bien développés sur les flancs des grandes structures. Dans les niveaux fins compétents se développe une schistosité de fracture subparallèle au plan axial des plis. MYERS a observé localement l'apparition d'un épimétamorphisme. Cet auteur a insisté sur l'importance de cette zone à fort plissement et remarque qu'elle coïncide avec la limite orientale du batholite, et au changement de faciès entre les faciès volcaniques occidentaux et les faciès détritiques ou carbonatés du bassin occidental andin.

Cette zone à fort plissement qui coïncide avec la limite occidentale de la Cordillère Occidentale correspondrait à une zone de faiblesse de la croûte, réactivée au cours des phases de plissements mais ayant joué un rôle important au cours de l'évolution paléogéographique antérieure.

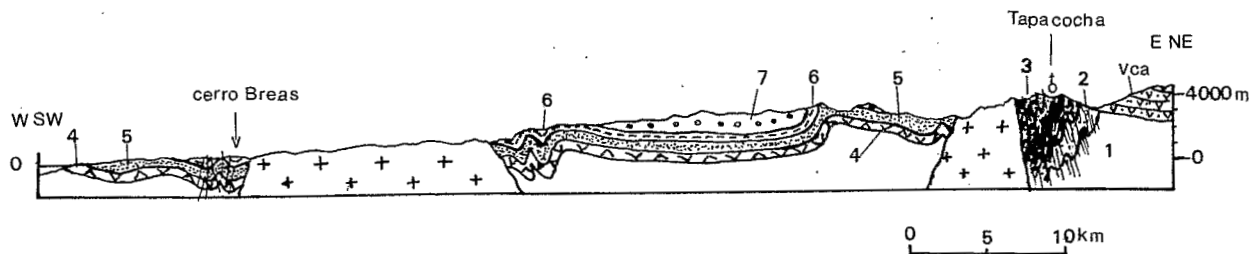


Fig. 26 - Coupe générale de la zone côtière et du versant occidental de la Cordillère Occidentale au niveau de $10^{\circ}20' S$. (à partir d'une carte de J.S. MYERS - 1974).

1 - fm. Chimu, Valanginien inf.; 2 - rg. Huallapampa, Valanginien sup. à Albien moyen; 3 - fm. Senal - Cochapunta, partie sup. Albien moyen; 4 fm. Punta Gramadal, partie sup. Albien moyen; 5 - fm. La Zorra, Albien moyen à sup.; 6 - fm. Cerro Breas, Albien sup.; 7 - fm. Cerro Lupin, Crétacé supérieur post-albien.

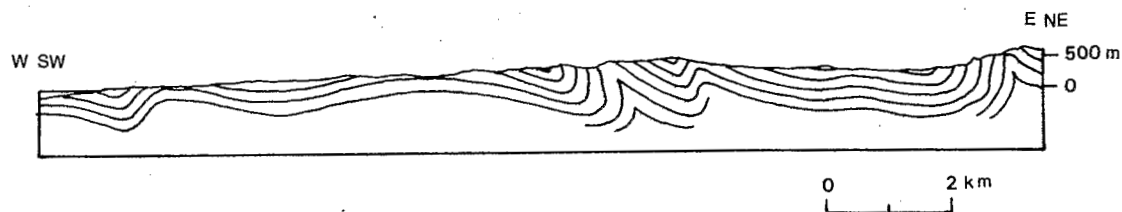


Fig. 27 - Allure des plis dans les séries volcano-sédimentaires de la formation Casma (Albien) au sud du rio Huarmey ($10^{\circ}5' S$).

Au niveau de 9°30'S sur la coupe Huaraz-Casma, à proximité de la localité de Pariacoto, nous avons observé une bande étroite de 4 à 5 km affectée par des plis en chevrons très serrés et présentant une schistosité de fracture bien développée.

Au niveau de 11°S sur la coupe Huacho-Oyon, quelques kilomètres après les derniers affleurements orientaux du batholite on observe également une zone où l'intensité de la déformation est importante. Cette zone étroite est marquée par une structure anticlinale dont les flancs ont des pendages atteignant 70 à 80°. Ces plis en chevrons sont accompagnés d'une schistosité bien marquée qui tranche par rapport aux zones voisines plus faiblement plissées.

Ces nouvelles données permettent de généraliser les observations de MYERS, le passage de la zone côtière peu déformée à la zone plissée de la Cordillère Occidentale a l'air de se faire brutalement le long d'une ligne NW-SE, parallèle à la côte et aux structures andines. Cette zone de transition où la déformation est plus intense, matérialise une zone de faiblesse de la croûte qui, au cours de la sédimentation, correspondait à la zone de changement de faciès entre les volcanites occidentales et les séries marines détritiques du bassin andin.

2- LA CORDILLERE OCCIDENTALE. (Fig. 28)

Cette région de la Cordillère des Andes a fait l'objet de nombreuses études et leur cartographie au 1/100.000ème est presque entièrement réalisée. Parmi ces travaux il faut signaler ceux de J.V. HARRISON, C.G. EGELER et T. DE BOOY, J.J. WILSON et L. REYES, P. CONEY, J. COBBING.

L'étude de ces documents complétée par des observations personnelles le long de deux coupes, la première par 9°45'N le long de la route Huanuco-La Union-Huaraz, la seconde par 10°30'S de Yanahuanca à Churín, ainsi que par plusieurs transversales faites entre 10°S et 10°30'S dans la haute vallée du rio Marañon, permettent de se faire une idée assez précise des caractéristiques générales de la Cordillère Occidentale.

- Les structures dans les séries mésozoïques, la phase de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur.

La tectonique de la Cordillère Occidentale est caractérisée par un plissement en chevron, donnant des plis serrés d'amplitude hectométrique à kilométrique et pouvant se poursuivre sur 60 à 80 km de long. Ces plis sont généralement accompagnés d'une schistosité de plan axial dont la nature change en fonction de la compétence des terrains affectés. Des failles inverses longitudinales sont associées aux plis et sont particulièrement nombreuses à la bordure orientale.

Les anticlinaux et les synclinaux se succèdent avec régularité, les synclinaux sont généralement ouverts, les anticlinaux sont plus aigus, leurs flancs sont toujours très redressés pouvant être localement verticaux. Les mégastructures sont toujours accompagnées de plis mineurs surtout bien développés dans les niveaux où alternent les couches compétentes et les couches incompétentes.

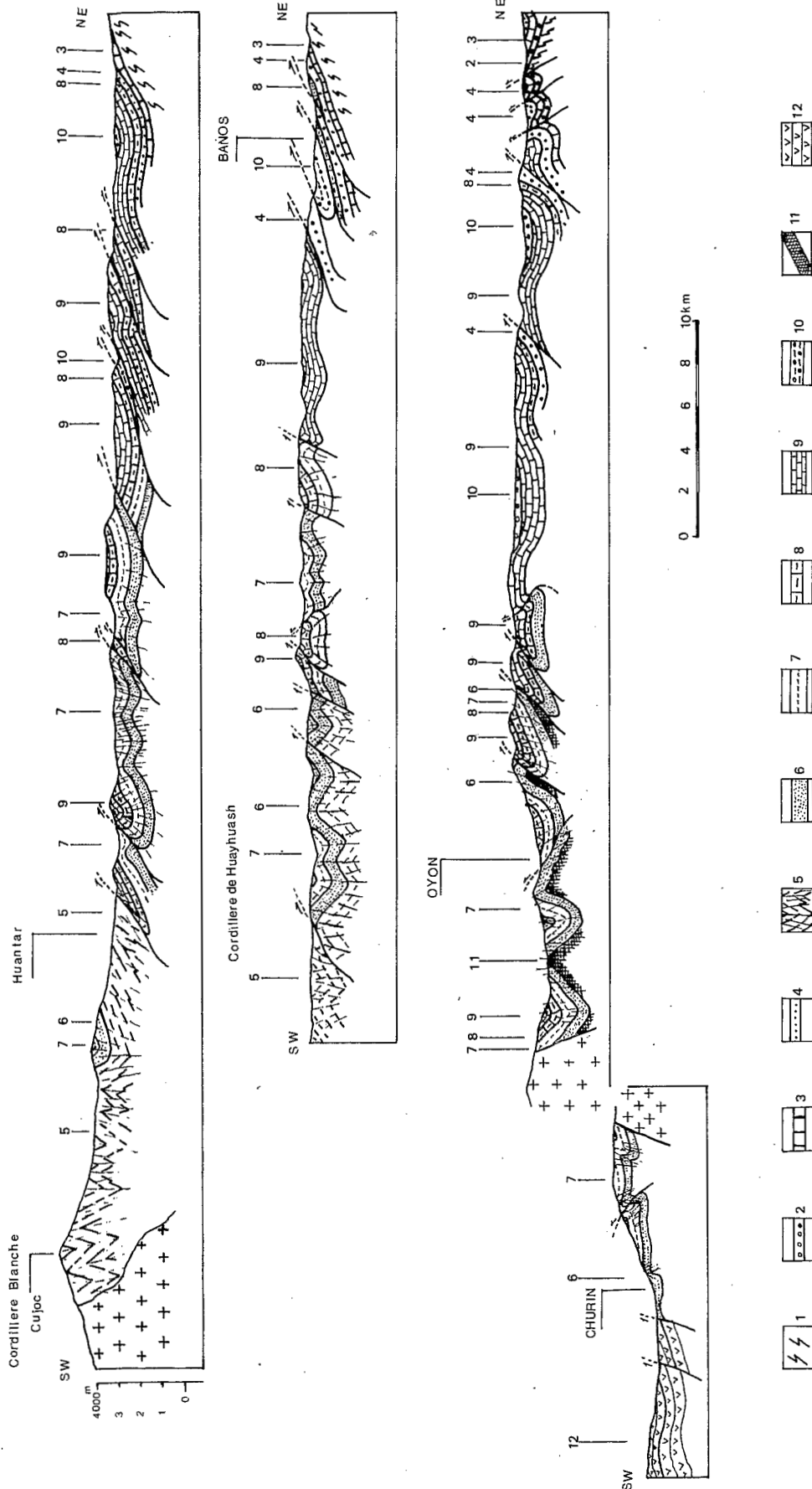


Fig. 28 - Coupes SW-NE de la Cordillère Occidentale.

a) au niveau de 9°30 b) au niveau de 10° c) au niveau de 10°30

1 -Précambrien; 2 -Permien sup. Trias inf. (Mitu); 3 -Trias-Jurassique (gr. Pucara); 4 -Crétacé inf. de plate-forme (gr. Goyal-risquisga); 5 -Tithonique (Fm. Chicama); 6 -Valanginien inf. (Fm. Chimu); 7 -Valanginien sup. à Aptien (Fm. Santa-Carhuaz); 8 - Albien inf. et moyen (Fm. Pariahuanca-Chulec-Pariatambo); 9 -Albien sup. à Santonien (Fm. Jumasha-Celendin); 10 -Couches rouges du Crétacé terminal-Eocène; 11 -Tithonique? (Fm. Oyon); 12 - Volcanisme Calipuy (Tertiaire).

La direction générale des structures est toujours voisine de NW-SE; les plis ne présentent pas de déversement préférentiel. Les axes des plis sont toujours subhorizontaux.

Le style de la déformation varie en fonction de la nature lithologique du matériel affecté.

Les quartzites massives du Néocomien inférieur sont affectées par des plis isopaques où on n'observe pas d'épaississement net au niveau des charnières. Il y a flexion accompagnée parfois de cisaillement.

Dans les niveaux à alternance de bancs de quartzites et de niveaux pélitiques se développent des plis en chevrons et la schistosité de fracture est alors bien marquée. Il s'agit de plis semblables avec étirement des flancs parallèlement à la schistosité. Il y a donc flexion et aplatissement.

Les plis en chevrons de la Cordillère Occidentale sont généralement accompagnés d'une schistosité de fracture qui forme une véritable bande schisteuse correspondant approximativement à l'axe de la chaîne. Cette zone à schistosité, large parfois de 50 km, se suit de façon continue depuis 7°S jusqu'à 12°30'S. Au niveau de 7°S, elle épouse la virgation de Cajamarca car on la retrouve entre 7°S et 8°S jusqu'au niveau de la côte où elle a une orientation est-ouest parallèle aux structures. Au sud de 12°30'S les terrains mésozoïques sont oblitérés par les volcanites oligocènes et néogènes et la zone à schistosité n'est plus visible.

Cette schistosité est particulièrement nette (Fig. 29) :

- sur la coupe de Oyon-Churín, dans le Néocomien supérieur (Formation Carhuaz), à la sortie est du village de Churín,
- sur la coupe Huanuco-Huaraz, entre Huanzala et Aquia,
- dans la région de la vallée du Santa où affleurent les lutites noires du Tithonique (Formation Chicama).

Dans les niveaux fins, pélitiques, la schistosité de fracture est bien marquée, elle détermine des microlithons de quelques millimètres d'épaisseur, les plans de schistosité correspondant à des microfailles.

Dans les pélites noires du Tithonique (Formation Chicama) la schistosité est particulièrement bien développée. Il s'agit toujours d'une schistosité de fracture et les microlithons qu'elle détermine sont inférieurs au millimètre. Cette schistosité est bien exposée dans la vallée du Santa au niveau du cañon Del Pato, à proximité de la localité de Huaylas.

Dans les terrains flyschoïdes du Néocomien supérieur, par exemple dans la région de Churín, la schistosité est bien marquée dans les niveaux fins où les microlithons sont millimétriques; dans les bancs de quartzites elle est beaucoup plus grossière, et fait un angle fort avec les couches. Dans les bancs compétents, la schistosité correspond à des microfailles inverses symétriques par rapport à l'axe du pli.

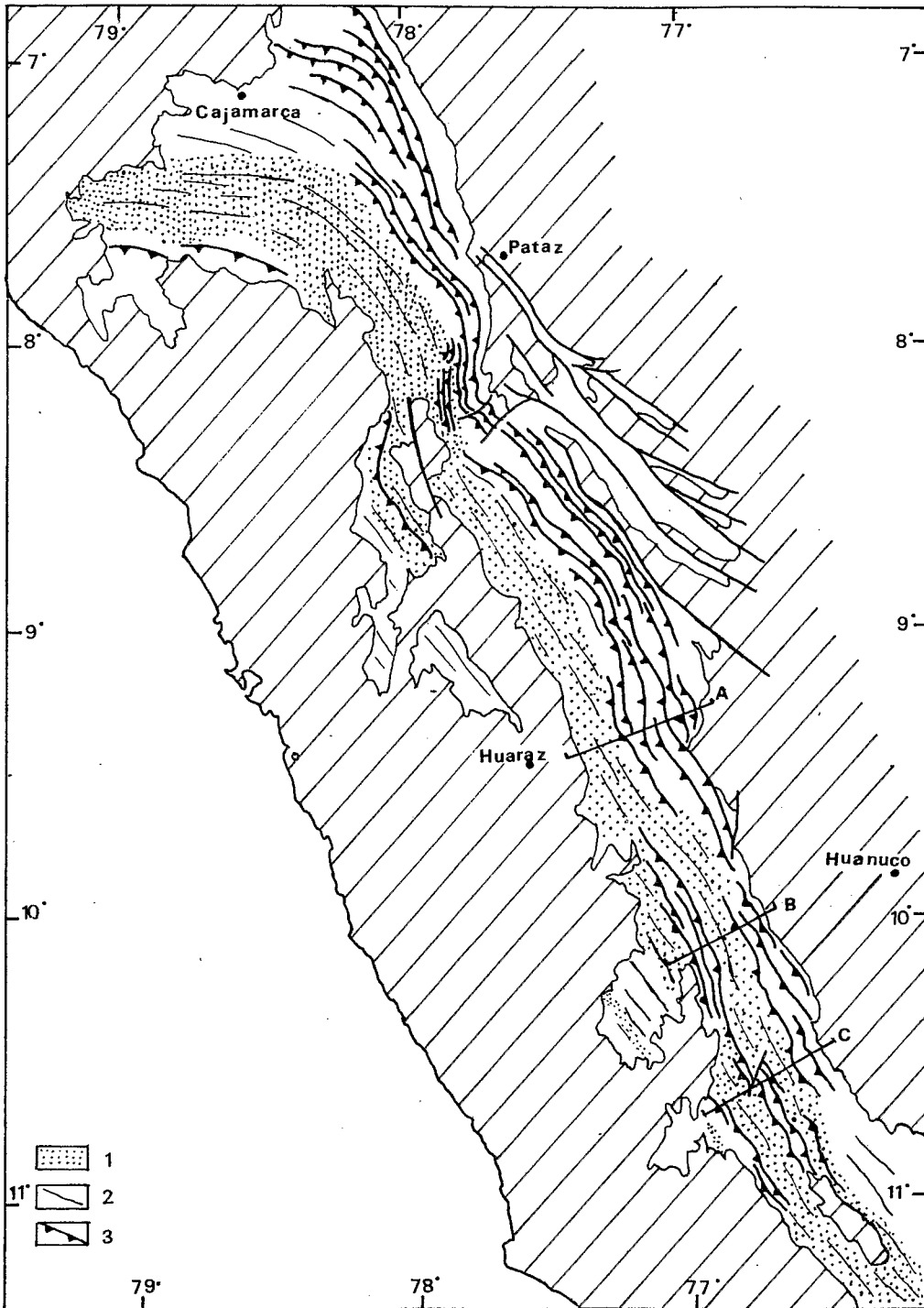


Fig. 29 - Répartition de la zone à schistosité et de la zone imbriquée dans les terrains mésozoïques de la Cordillère Occidentale.

- 1 - Zone de la schistosité
- 2 - Direction des plis
- 3 - Chevauchements

Dans les plis où l'alternance quartzites-pélites est régulière, la schistosité de fracture, dans les niveaux fins, se dispose en éventail de part et d'autre d'un banc quartzitique qui, lui, est affecté par des fractures obliques. Ce dispositif indiquerait un début d'aplatissement. Dans les calcaires, la schistosité de fracture est beaucoup plus grossière lorsqu'il s'agit de puissantes séries mal stratifiées.

Lorsqu'il s'agit d'intercalations de petits bancs calcaires et de marnes, l'intersection schistosité-stratification donne alors un débit parallélipipédique rappelant le boudinage. Ces structures sont particulièrement claires sur la coupe La Unión-Huaraz, au niveau de la mine de Huanzala et jusqu'au col de Yanashalla.

L'analyse rapide des diverses structures de la Cordillère Occidentale montre que l'intensité de la déformation reste constante au niveau des diverses coupes. Cette tectonique se manifeste par un plissement en chevron, sans déversement préférentiel, accompagné par une schistosité de fracture, plus ou moins développée suivant la nature lithologique du matériel affecté.

L'essentiel de la déformation se situe au niveau du front supérieur de schistosité.

3- LA ZONE IMBRIQUEE DE LA BORDURE ORIENTALE DE LA CORDILLERE OCCIDENTALE.

Les documents cartographiques de la Cordillère Occidentale montrent une zone imbriquée, caractérisée par des chevauchements vers le nord-est, qui font le passage, soit directement à la Cordillère Orientale entre 7°S et 10°45'S, soit à la zone des Hauts Plateaux du Pérou central (Fig. 29).

Cette zone imbriquée est relativement étroite par rapport à l'ensemble de la Cordillère puisqu'elle ne dépasse pas 10 à 20 km de large. Elle correspond à la zone de changement de faciès entre le bassin andin occidental et la zone de plate-forme orientale, où les séries mésozoïques sont beaucoup plus réduites.

La zone imbriquée est caractérisée par une tectonique cassante en compression qui se manifeste essentiellement par des chevauchements longitudinaux auxquels sont encore associés de rares plis (Fig. 30). Ces structures empruntent généralement les niveaux de marnes et de calcaires en petits bancs de l'Albien où ils sont relativement plats et font un angle faible avec la stratification : ils se redressent dans les quartzites du Néocomien et à nouveau deviennent subhorizontaux dans les niveaux tendres et charbonneux des formations Chicama et Oyon.

Les chevauchements se font de l'ouest vers l'est, leur amplitude est de l'ordre de 3 à 5 km. Les lambeaux chevauchants ont une épaisseur relativement réduite qui ne dépasse pas 500 m, ils sont tabulaires et ne présentent que peu de plissement interne; il s'agit généralement de grandes dalles calcaires qui se superposent par écaillage.

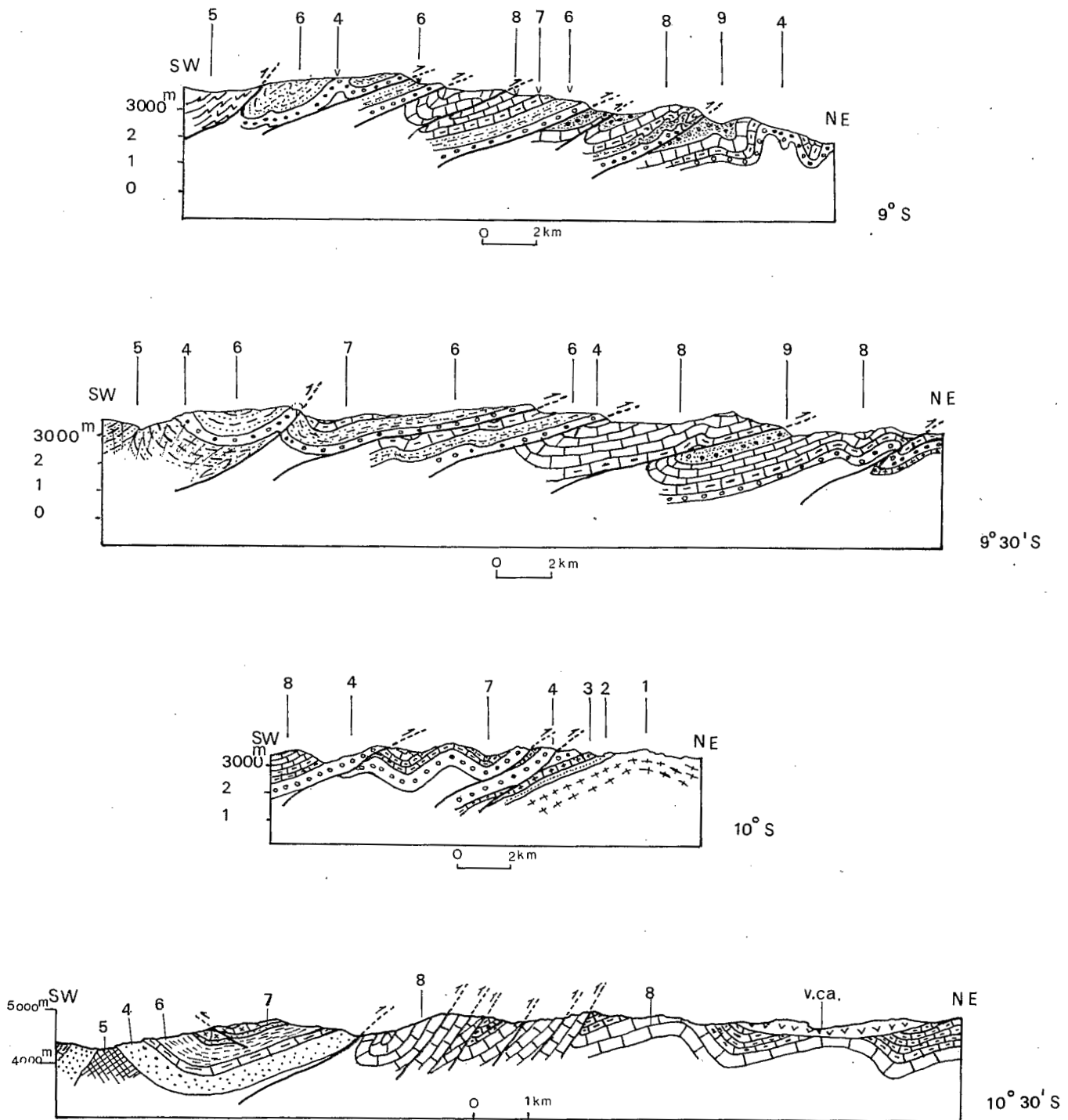


Fig. 30 - Coupes SW-NE de la zone imbriquée montrant les chevauchements plats en direction de la Cordillère Orientale.

1 - Précambrien; 2 - Permien sup. Trias inf. (fm. Mitu);
 3 - Trias-Jurassique (gr. Pucara); 4 - Crétacé inf. (gr. Goyllarisquizga - fm. Chicma); 5 - Tithonique (fm. Chicama); 6 - Valanginien à Aptien (fm. Santa-Caruhaz); 7 - Albien inf. et moyen (fm. Pariahuanca-Chulec-Pariatambo); 8 - Albien sup. à Santonien (fm. Jumasha-Celendin); 9 - Couches rouges du Crétacé terminal-Eocène.

Les limites de la zone imbriquée sont généralement bien marquées. La limite occidentale est bien définie entre 7°S et 10°S; elle correspond à une ligne de direction moyenne NNW-SSW. On remarque cependant que cette direction moyenne subit une inflexion vers 8°30'S où elle est franchement NW-SE, puis N-S jusque vers 8°S. Cette région d'inflexion coïncide avec une zone où les chevauchements sont rebroussés et ont un pendage vers le nord-est. Nous reviendrons sur ce problème car nous pensons qu'il peut résulter d'un jeu tardif de certains décrochements.

La limite occidentale des chevauchements coïncide avec la limite orientale des affleurements des schistes noirs du Tithonique. Cette limite correspond également au changement de faciès entre le bassin occidental andin et la zone de plate-forme.

Comme le souligne J.J. WILSON ce changement de faciès, donc de puissance des séries, serait responsable lors de la compression andine, du changement de style tectonique.

Les zones à fortes épaisseurs de sédiments se sont plissées, elles correspondent à la ceinture schisteuse de la Cordillère Occidentale. Les zones à faible épaisseur de sédiments sur un socle précambrien rigide ont eu un comportement cassant entraînant un écaillage de la couverture. Cette transition est d'autant plus brusque que le passage entre la zone de plate-forme et la zone de bassin était rapide; la zone imbriquée se superpose donc à la bordure du bassin andin limité, lors de la période de sédimentation, par des failles normales très actives.

La limite orientale de la zone imbriquée est également très nette, elle correspond à la zone où les derniers chevauchements se superposent aux sédiments mésocénozoïques peu déformés de la bordure occidentale de la Cordillère Orientale.

Au sud de 10°S, la zone imbriquée est beaucoup moins large, et se trouve plus à l'ouest. Les chevauchements sont bien définis à l'est d'Oyon (10°40'S) et se suivent vers le nord suivant une direction qui varie entre NW-SE et N-S au niveau de la Cordillère de Raura. Plus au nord ces chevauchements disparaissent et l'on passe au niveau de 10°S à la zone plissée de la Cordillère Occidentale. Sur la coupe de Oyon (10°30'S), à l'est de la zone imbriquée, on passe à une zone de hauts plateaux où la tectonique se manifeste par de grands plis amples cylindriques dont la longueur d'onde dépasse 10 km et qui se suivent sur plusieurs dizaines de kilomètres.

Cette zone de plis amples, qui fait suite au domaine des Hauts Plateaux du Pérou central, se suit jusque vers 10°S. Entre 10°S et 10°30'S à l'est de cette zone à faible plissement on retrouve une zone imbriquée, bien développée au niveau de Baños, ainsi qu'au sud de la Uñion (9°50'S) qui fait transition avec les terrains précambriens de la Cordillère Orientale.

Cette zone imbriquée orientale fait suite aux structures chevauchantes définies entre 7°S et 10°S qui se suivraient donc jusque vers Yanahuanca (10°30'S), mais ne se prolongerait pas vers le sud. Entre 10°S et 10°30'S existait donc, sur la même transversale, deux zones im-

briquées séparées par une région de vastes plis qui correspond à la terminaison septentrionale des Hauts Plateaux.

On peut donc se demander si globalement la zone imbriquée qui correspond à la fois à un changement de faciès et à un changement de style tectonique ne suit pas un dispositif en échelons sénestre. Les données actuelles ne permettent pas de préciser ce point de vue et de savoir en particulier si ce système est contemporain du plissement, antérieur ou postérieur. On peut seulement remarquer que ce dispositif en échelons sénestre, coïncide avec la limite orientale du bassin tithonique, c'est-à-dire du bassin Chicama. Il pourrait donc s'agir d'un dispositif originel contemporain de la subsidence qui serait alors le résultat de mouvements en distension mais également de mouvements décrochants sénestres.

L'existence de décrochements sénestres de direction NW-SE, en bordure de la Cordillère Orientale, postérieurs à la phase de compression peut être également responsables du dispositif en échelon des structures andines.

4- LES DECROCHEMENTS.

La bordure orientale de la Cordillère Occidentale est également caractérisée par des failles verticales rectilignes mais dont le tracé peut être parfois légèrement courbe et qui ont joué en décrochements.

De façon générale on peut définir deux réseaux de décrochements, le premier de direction WNW à EW à jeu sénestre, le second de direction NE à ENE à jeu dextre.

Ce système de décrochements conjugués est compatible avec une direction de compression NE à ENE calculée à partir des plis. Suivant les régions ces décrochements sont plus ou moins bien développés et alors que dans certains secteurs l'amplitude des deux réseaux est sensiblement identique, dans d'autres secteurs, un réseau semble prépondérant sur l'autre.

L'étude de ce type de structures qui semble avoir joué un rôle très important dans la tectonique andine, ne fait que débiter, nous prendrons donc que quelques exemples basés sur les données cartographiques de J.J. WILSON et J. COBBING, ainsi que sur des observations personnelles de terrain.

Ces décrochements sont particulièrement bien développés dans la région d'Oyon (feuille au 1/100.000ème de J. COBBING) où nous avons pu les observer (Fig. 31). Ce sont des failles verticales, ou à pendage fort, rectilignes, ne présentant pas ou peu de jeu vertical apparent. Les stries horizontales sont généralement bien exprimées et permettent de définir le sens de déplacement.

Le déplacement horizontal est facilement appréciable, tant par suite de la diversité des séries qui constituent de bons marqueurs que par suite du style tectonique en plis serrés et réguliers ce qui permet d'apprécier le décalage horizontal des axes des structures.

- Les décrochements dans la Cordillère Occidentale.

Ainsi à l'ouest d'Oyon (Fig. 31) le déplacement horizontal, calculé cartographiquement, est de l'ordre de 2 à 3 km le long d'un accident sénestre de direction N.100 à N.120. L'extrémité nord-ouest du décrochement passe à une faille inverse de direction subméridienne. Cette faille inverse se suit vers le nord sur 8 km environ parallèlement aux plis avant d'être relayée par un nouveau décrochement dextre et de direction N.45°. La faille inverse est chevauchante vers l'ouest et fait reposer le Crétacé inférieur (Formation Carhuaz) sur le Crétacé supérieur (Formation Jumasha) du synclinal voisin.

L'extrémité sud-est du décrochement passe également à une faille inverse subparallèle aux plis et chevauchante vers l'est. Ce système décrochement-failles inverses peut parfois se compliquer par l'apparition de plusieurs failles inverses.

Un mécanisme analogue s'observe également pour les décrochements dextres orientés NE-SW. Dans ce cas, c'est le compartiment nord qui est chevauchant vers l'est, le compartiment sud étant chevauchant vers l'ouest.

Bien que les données soient encore insuffisantes, il semble probable que ce système de décrochements et de failles inverses ait pu remobiliser, dans la zone imbriquée, les chevauchements antérieurs.

Un système de décrochements analogues affecte la couverture volcanique de la Cordillère Occidentale. Les données cartographiques de J. COBBING et des observations personnelles faites sur la coupe de Oyon, ainsi que sur la transversale de Huaraz-Casma permettent de se faire une première idée de ce système de décrochements. Ce sont des failles rectilignes ou légèrement courbes, généralement verticales et qui peuvent se suivre sur plusieurs kilomètres. On peut définir deux systèmes : les uns de direction N.20 à N.70 sont dextres, les autres de direction N.80 à N.130 sont sénestres. Ils déterminent une direction de raccourcissement comprise entre N.60 et N.110°.

La chronologie de ces décrochements n'est pas connue avec précision. De façon générale les décrochements se sont formés ou ont rejoué postérieurement à la phase de plissement puisqu'ils décalent les axes de plis. Ils ont donc un jeu postérieur à la phase Eocène supérieur-Oligocène inférieur.

D'autre part, ils se manifestent avec la même ampleur et les mêmes caractéristiques dans les volcanites post-oligocène inférieur. La direction de raccourcissement, calculée à partir des décrochements, est compatible avec la phase de plissement d'âge probable miocène inférieur qui replisse les volcanites. Cependant, dans certains secteurs, ces mêmes décrochements décalent latéralement les plis affectant les volcanites. Dans ce cas ils auraient rejoué au cours de la phase de compression fini-miocène.

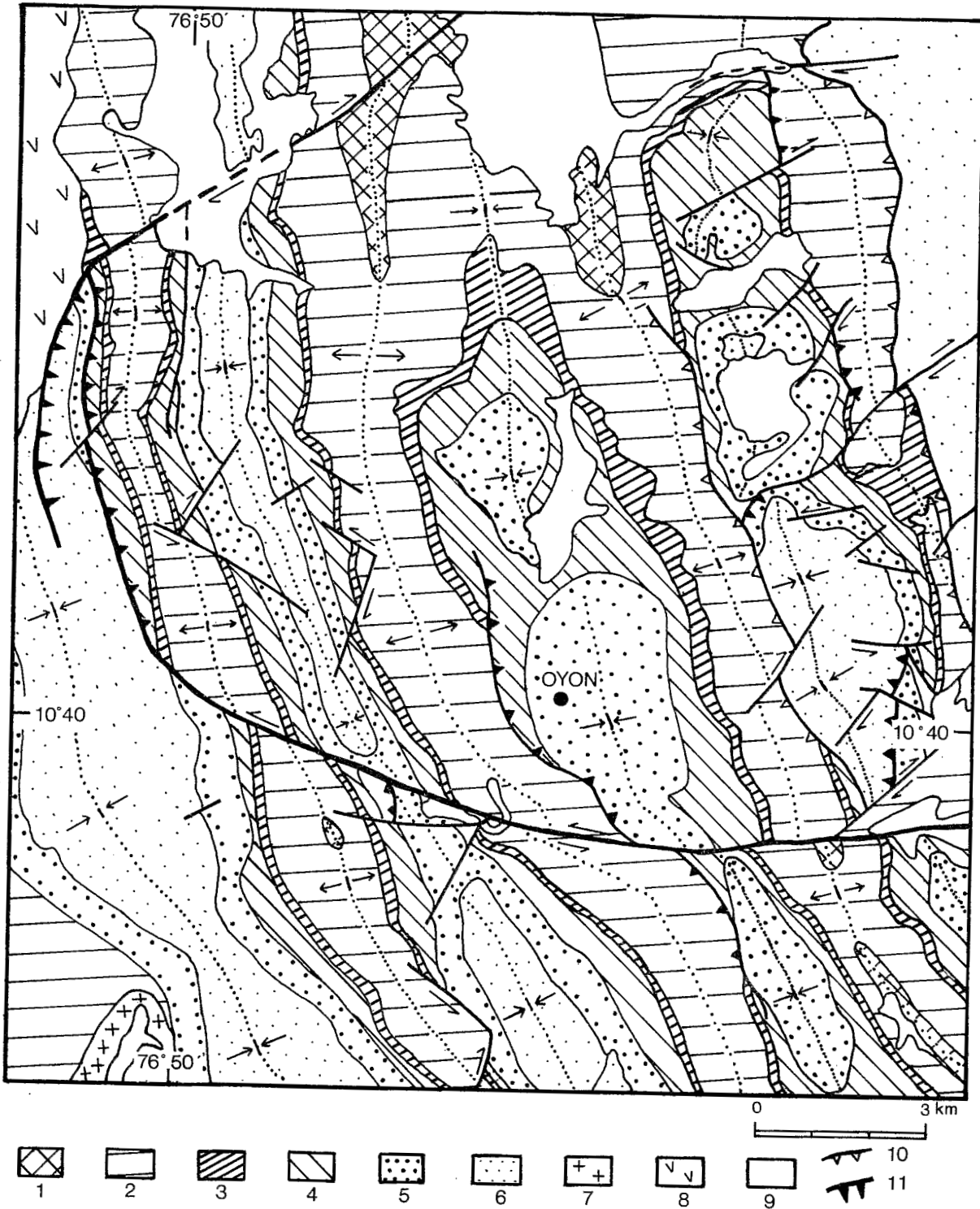


Fig. 31 - Relations entre les décrochements et la tectonique souple dans la Cordillère Occidentale de la région d'Oyon.

1 -Fm. Oyon, Tithonique; 2 -Fm. Chimu, Valanginien inf; 3 - Fm. Santa, Valanginien sup; 4 -Fm. Carhuaz, Aptien à Valanginien sup; 5 -Fm. Farrat-Pariahuanca-Chulec-Pariatambo, Aptien à Albien moyen; 6 -Fm. Jumasha, Albien sup. à Coniacien; 7 -Granitoïde andin; 8 -volcanisme calipuy, Tertiaire; 9 -Quaternaire; 10 -Chevauchements; 11 -Chevauchements associés aux décrochements.

- Les décrochements en bordure de la Cordillère Orientale.

Entre 8°S et 8°30'S, à l'est de la zone imbriquée, et en bordure de la Cordillère Orientale, les travaux cartographiques de J.J. WILSON et al. (1967) mettent en évidence une zone caractérisée par de nombreuses failles verticales qui affectent le socle précambrien et sa couverture paléozoïque et mésozoïque. Ces accidents de direction NW-SE à WNW ont contrôlé en partie le réseau hydrographique et en particulier le cours moyen du rio Marañon. Ce système se poursuit vers le sud-est en direction des terrains précambriens de la Cordillère Orientale où nous l'avons retrouvé vers 9°15'S, 76°45'W. J.J. WILSON a, le premier, remarqué que ce système de failles se disposait en échelons vers le nord.

Ce sont des failles inverses, rectilignes à pendage fort (entre 60° et 85°) faisant superposer les gneiss du socle précambrien sur les sédiments crétacés. Nombre de ces failles sont associées à des plis à axes verticaux ou à fort pendage indiquant que ces accidents ont pu également jouer en décrochements. Dans certains secteurs, WILSON signale la présence de blocs ayant subi une rotation entre deux accidents majeurs.

Nous pensons que ces grands accidents ont donc joué également en décrochements. Les renseignements sont encore trop fragmentaires pour connaître avec précision la direction de déplacement. Si l'on se réfère aux documents cartographiques existants, il semble probable que ces accidents longitudinaux de direction WNW aient joué en décrochements sénestres; il s'agirait dans ce cas d'un système analogue à celui défini plus au sud.

Un deuxième système de décrochements dextres de direction NE-SW affecte également cette région, ainsi que la zone imbriquée mais leur amplitude est beaucoup moins grande que pour les précédents.

La différence d'amplitude entre le système sénestre NW-SE et le système dextre NE-SW réside en partie dans le fait que le premier système remobilise des accidents plus anciens, accidents qui pouvaient correspondre aux failles normales limitant à l'ouest la Cordillère Orientale.

Comme l'a bien souligné WILSON, les accidents de la zone du Marañon correspondent en réalité à d'anciennes failles normales, actives depuis le Paléozoïque supérieur au moins. Ceci serait confirmé par le fait que le Groupe Ambo du Mississipien repose suivant les blocs sur des terrains précambriens dont le degré de métamorphisme est différent ou bien repose, soit sur le Précambrien, soit sur l'Ordovicien (région de Pataz).

De la même façon, le Groupe Mitu du Permien moyen repose indifféremment suivant les blocs sur le Précambrien, soit sur l'Ambo, prouvant que le Groupe Mitu s'est déposé sur une zone de horsts et de grabens. Cette zone est, semble-t-il, restée active jusqu'à la fin du Permien puisque les calcaires triasiques du Groupe Pucara reposent eux aussi sur différents termes antérieurs.

La zone des failles du Marañon correspond donc à une zone active depuis au moins le Mississipien, séparant la Cordillère Orientale du domaine andin. On comprend donc alors que cette zone de faiblesse ait pu

être remobilisée lors des tectoniques andines. Trop rigide pour se plisser, la bordure de la Cordillère Orientale va jouer en décrochement utilisant de façon préférentielle les anciens accidents du socle. Ceci expliquerait pourquoi ce sont les décrochements NW-SE qui sont surtout bien développés; ils réutilisent les directions des anciennes failles normales limitant la Cordillère Orientale. Les directions NE-SW n'étant pas préfigurées au niveau du socle, les décrochements suivant cette direction sont moins importants.

Si l'on accepte cette hypothèse, on peut donc admettre que les décrochements sénestres WNW de la région comprise entre 8°S et 8°30'S sont responsables de :

- l'avancée vers l'W-NW de lames de Précambrien originellement situées plus à l'est.
- du rétrécissement au niveau de 8°S de la zone plissée andine large de 40 à 50 km, vers 9°S; elle n'est plus que de 20 km vers 8°S.

Ce système de décrochements sénestres pourrait être à l'origine des déversements anormaux signalés par J. WILSON au niveau de Conchucos 8°15'S - 77°50'W.

Dans cette région, lors de la phase de plissement se sont mis en place des chevauchements à pendage ouest; postérieurement, par suite du jeu des décrochements sénestres, les chevauchements initiaux ont été renversés donnant l'impression de failles inverses à pendage est.

Il nous semble plus cohérent d'attribuer ces déversements anormaux à l'influence des décrochements sénestres plutôt qu'à des phases de plissements superposées, car ils sont uniquement localisés dans la zone où les décrochements sont les plus nombreux et également dans la zone où la limite domaine plissé-domaine imbriqué est voisine de nord-sud et non plus NW-SE. S'ils étaient dus à une deuxième phase de plissement nous pensons qu'ils devraient se retrouver dans de nombreuses régions, or les études actuelles n'en ont jamais signalé ailleurs que dans la zone définie antérieurement.

5- CONCLUSION : LES CARACTERES GENERAUX DE LA TECTONIQUE DE LA CORDILLERE OCCIDENTALE.

L'organisation générale de la Cordillère Occidentale entre 8°S et 11°S peut être résumée de la façon suivante :

La tectonique de l'Oligocène inférieur qui affecte les terrains mésozoïques et éocènes se manifeste de façon variée, suivant trois grands secteurs qui sont du sud-ouest au nord-est :

- 1)- Une zone de plis isopaques ouverts plurikilométriques, en partie obliquée entre 8°S et 10°S par le batholite de la Cordillère Blanche.
- 2)- Une zone de plis en chevrons kilométriques généralement accompagnée par une schistosité axiale de fracture qui se manifeste de façon

variée suivant la lithologie. La déformation est caractérisée par la flexion et l'aplatissement et elle se fait à la limite du front supérieur de schistosité.

- 3)- Une zone imbriquée caractérisée par des chevauchements vers le nord-est, soit directement sur la Cordillère Orientale, soit au sud sur la zone des Hauts Plateaux.

La "bande schisteuse" correspond à la zone où les terrains mésozoïques sont les plus épais, alors que la zone imbriquée correspond à la zone de plate-forme à sédiments peu épais, reposant sur le socle de la Cordillère Orientale.

Les séries de plate-forme, pas assez épaisses pour se plisser, se sont donc écaillées et ont chevauché le socle précambrien résistant.

La zonation tectonique se superpose donc à la zonation paléogéographique. Cette zonéographie diffère légèrement vers $10^{\circ}30'$, en effet à l'est de la zone imbriquée s'étend une zone où la tectonique se manifeste par des plis isopaques plurikilométriques. Cette zone relativement étroite, 10 à 15 km au niveau de $10^{\circ}30'S$ s'élargit vers le sud où elle correspond à la zone des Hauts Plateaux du Pérou central. Vers le nord, elle se rétrécit rapidement et vers $10^{\circ}S$ elle n'est plus différenciable. A l'est de cette zone à plissement ample on retrouve entre $10^{\circ} - 10^{\circ}30'S$ une zone imbriquée moins large que la précédente, mais caractérisée également par des chevauchements qui font superposer les séries de plate-forme sur les terrains précambriens de la Cordillère Orientale. Vers le nord, cette zone imbriquée orientale fait suite à la zone imbriquée du Marañon, alors que la zone imbriquée occidentale bien définie au niveau de Oyón s'atténue progressivement vers le nord avant de disparaître au niveau de la Cordillère Blanche.

La zone imbriquée orientale se suit jusqu'à Yanahuanca ($10^{\circ}30'S$), vers le sud elle disparaît mais semble relayée par la ligne tectonique du Haut Marañon-Huancavelica. Cette ligne tectonique définie par F. MEGARD est marquée par un alignement d'anticlinaux à coeur de Paléozoïque et par des failles inverses chevauchantes vers le sud-ouest. Mais c'est essentiellement une limite paléogéographique importante au Trias et au Lias qui sera réaffectée postérieurement lors des phases de plissement andines.

L'étude des décrochements n'a encore jamais été abordée sérieusement. Cependant, à partir des quelques exemples que nous avons donnés et de quelques observations générales telles que la disposition en échelons des zones imbriquées ou des failles décrochantes du Marañon, nous souhaitons attirer l'attention des chercheurs sur ce type de structure qui semble avoir joué un rôle important dans l'évolution de la chaîne andine, tant au cours de l'évolution paléogéographique que lors des phases tectoniques.

2.2.3 - LA TECTONIQUE ANDINE DANS LA CORDILLÈRE ORIENTALE

La Cordillère Orientale est limitée au sud-ouest par une ligne conventionnelle correspondant aux derniers affleurements mésozoïques de la Cordillère Occidentale. La nature de cette limite varie cependant d'un secteur à un autre.

Entre 8° et 9°15'S cette limite correspond au système de failles décrochantes du Marañon. Elle est rectiligne et orientée N.130°. Entre 9°15'S et 10°30'S la limite ouest de la Cordillère Orientale correspond aux derniers chevauchements de la zone imbriquée, sa direction moyenne est N.150° à l'exception d'un petit secteur vers 9°30 qui a une direction N.20. La transition entre la zone imbriquée et la Cordillère Orientale se fait par une étroite frange de terrains mésozoïques peu épais, faiblement plissés.

A partir de 10°30'S la transition est beaucoup moins brutale. A l'est de la zone imbriquée s'étend une zone à matériel paléozoïque supérieur et mésozoïque, caractérisée par un plissement ample, associé à des failles inverses. Vers le sud, cette zone passe à la région des Hauts Plateaux du Pérou central.

Plus à l'est, enfin, on passe à la Cordillère Orientale par une faille inverse (faille du Huallaga) à pendage est qui fait chevaucher le Précambrien sur les terrains du Paléozoïque supérieur.

La limite entre la Cordillère Orientale et la zone subandine correspond à une faille inverse, raide, à pendage ouest mais encore mal définie car très peu accessible.

Par suite de l'absence quasi totale de couverture paléozoïque et mésozoïque sur la plus grande partie de la Cordillère Orientale, entre 8°S et 10°30'S, il est très difficile d'apprécier l'influence des différentes phases de la tectonique andine sur le socle précambrien de la Cordillère Orientale, cependant comme pour la partie sud, nous admettons qu'elle a surtout été reprise lors de la phase de l'Eocène terminal.

1- LA COUVERTURE DE LA CORDILLERE ORIENTALE. (Fig. 32)

. La tectonique souple.

Au niveau de 10°30'S, entre la bordure orientale de la zone imbriquée (Yanahuanca) et la faille inverse limitant les terrains précambriens, s'étend une zone de 20 à 30 km de large où affleurent les séries du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque plissées au cours de la même phase oligocène inférieur.

Cette région est caractérisée par des plis isopaques à grand rayon de courbure, plurikilométriques et à axes horizontaux. Les synclinaux sont vastes, alors que les anticlinaux plus serrés ont cassé et joué en failles inverses et/ou en décrochements. Ces structures affectent les terrains mésozoïques jusqu'à l'Eocène mais également et de la même façon le Paléozoïque supérieur.

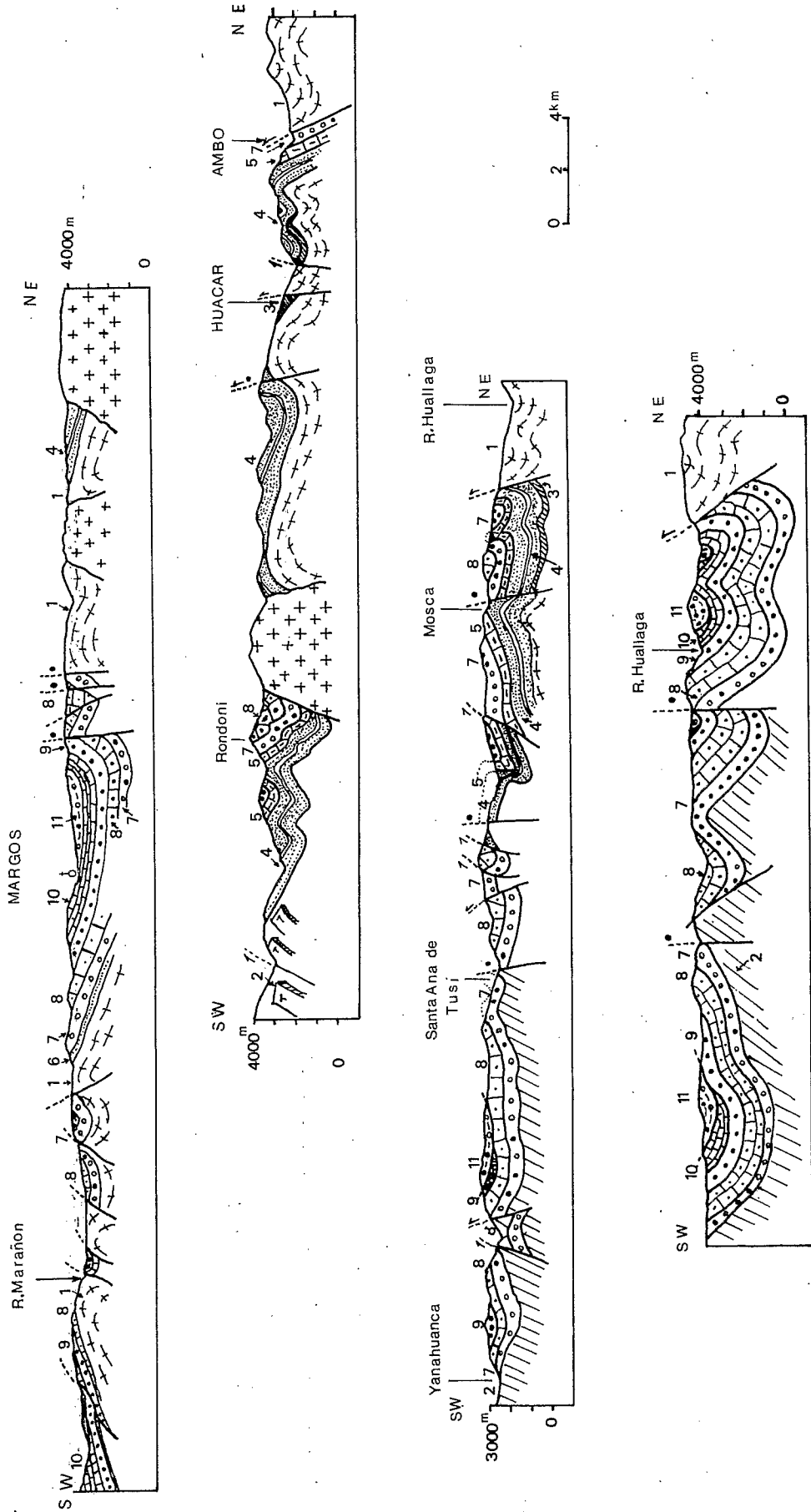


Fig. 32 - Coupes générales de la bordure Occidentale de la Cordillère Orientale.
 1 -Précambrien; 2 -Paléozoïque inf. ou Précambrien (série de Yanahuanca); 3 -Ordovicien; 4 -Mississipien, (Fm. Ambo); 5 -Permien inf. (Fm. Copacabana); 6 -Permien inf. continental; 7 -Permien sup.-Trias inf. (Fm. Mitu); 8 -Trias-Jurassique (gr. Pucara); 9 -Crétacé inf. de plate-forme (Fm. Goyllarisquisga); 10 -Crétacé sup. calcaire; 11 - Couches rouges Crétacé terminal-Eocène.

La schistosité est absente dans les niveaux supérieurs du Mésozoïque, alors qu'elle se manifeste de façon très frustrée dans le Mississippien (Formation Ambo). C'est alors une schistosité de fracture donnant dans les niveaux fins des microlithons millimétriques.

Le substratum paléozoïque supérieur, comme les rares niveaux d'Ordovicien, sont plissés souplement par les structures andines. Il n'y a donc pas désolidarisation entre la couverture mésozoïque et le substratum paléozoïque.

Au niveau de $10^{\circ}\text{S} - 76^{\circ}30'\text{W}$, dans la région de Chaulan-Rondoni, on trouve une structure assez particulière qui affecte les terrains mésozoïques et éocènes. Dans son ensemble il s'agit d'un vaste synclinal plat à coeur de couches rouges-Eocène au nord, à coeur de Crétacé inférieur au sud.

Dans la partie médiane en contact anormal sur ce synclinal, on trouve une superposition de 4 unités structurales plissées en synclinal.

Une coupe dans le nord de cette structure montre un vaste synclinal dont le flanc occidental est très plat (pendage de 10 à 20° vers l'est), le flanc oriental très redressé est tronqué par une faille raide à pendage est qui a joué également en décrochement sénestre entraînant vers le nord, des lames étroites de calcaires triasiques ou de Permien. Ce jeu décrochant est confirmé par la présence sur de nombreux miroirs de failles, de stries subhorizontales. Vers le sud ce synclinal est plus étroit, le flanc occidental a un pendage de 40 à 50° , le flanc oriental est tronqué par une faille inverse à pendage très raide vers l'est.

De plus, le synclinal est tronqué dans sa partie médiane par une faille décrochante dextre de direction N.20.

Au sud de cette faille oblique, sur le Jurassique ou le Permien autochtone, on trouve un empilement de 4 unités structurales en forme de synclinaux (Fig. 33). Chaque unité est constituée par un synclinal à base Crétacé inférieur et à coeur de calcaires du Crétacé supérieur et dans au moins une unité on retrouve au coeur de la structure et sous l'unité supérieure, des couches rouges éocènes. Dans chaque unité la série est normale. Les chevauchements se font du N-NE vers le S-SW, vers l'est ces structures sont tronquées par une faille inverse décrochante sénestre. Le mode de mise en place de ces 4 unités n'est pas sans poser des problèmes.

Ces unités allochtones ne peuvent pas provenir de la zone synclinale nord, car on connaît toute la couverture du synclinal. Le sens de déversement apparent du nord-est vers le sud-ouest semble exclure une provenance de la Cordillère Occidentale, ce qui d'autre part, impliquerait un déplacement tangentiel de l'ordre de 15 à 20 km.

Nous pensons donc que ces unités constituaient la couverture d'une zone située initialement au nord-est, il pourrait s'agir de la bordure orientale du grand synclinal.

Le synclinal est limité vers l'est par une faille inverse raide à pendage est qui a également joué en décrochement sénestre. Nous pensons

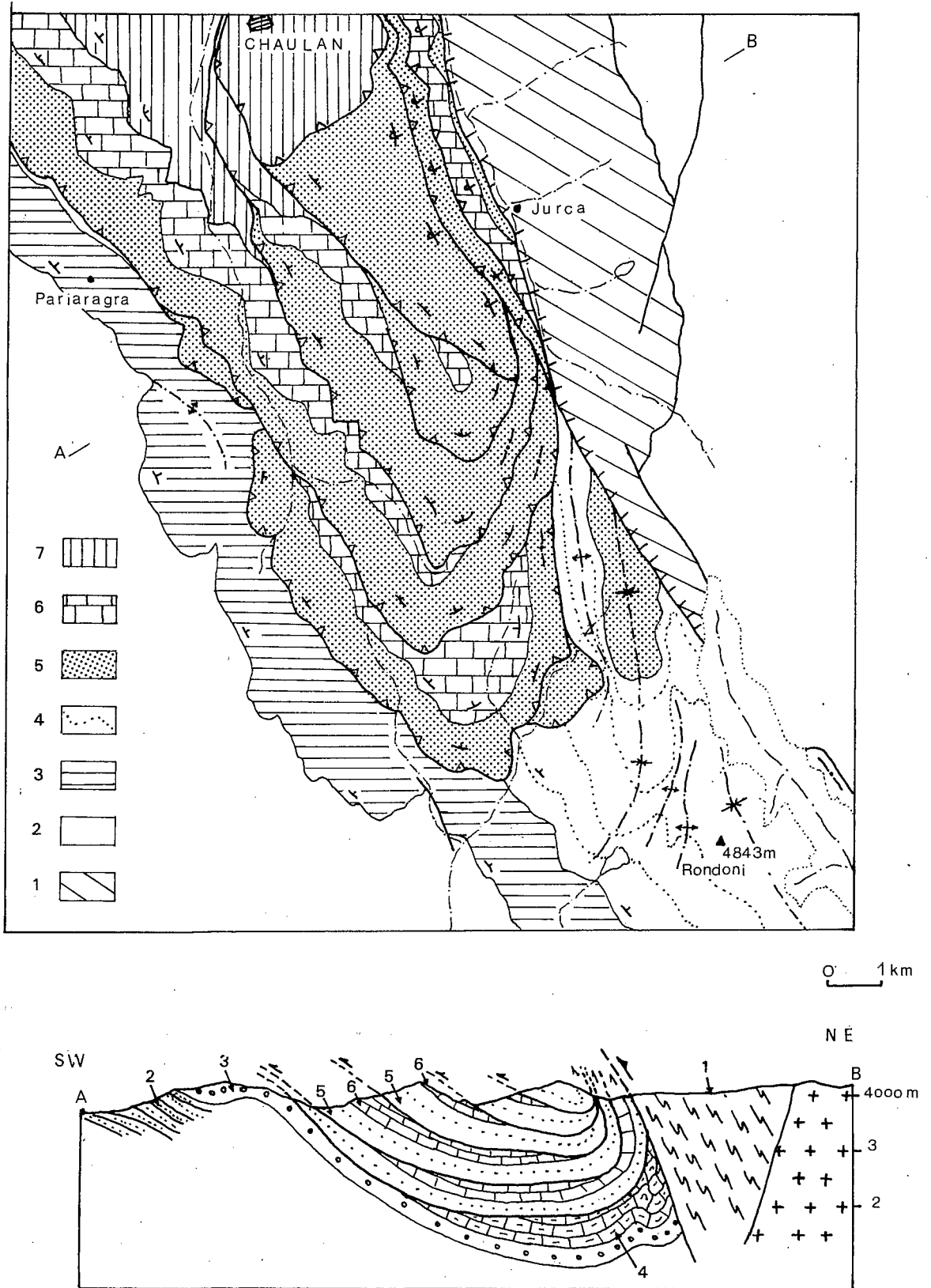


Fig. 33 - Carte et coupe de la région de Chaulan montrant la superposition de plusieurs unités structurales plissées en synclinaux.
 1 -Précambrien; 2 -Paléozoïque; 3 -Permien sup. 4 -Calcaires triasico-liasiques; 5 -Crétacé inf. (Fm. Goyllarisquisga); 6 -Crétacé inf. calcaire; 7 -Couches rouges éocènes.

donc que comme dans le cas de la Cordillère Occidentale, l'empilement de ces diverses unités est lié au jeu du décrochement sénestre limitant vers l'est la zone synclinale.

La tectonique cassante : les failles longitudinales.

La Cordillère Orientale est surtout caractérisée par un découpage en blocs dû à de grandes failles subverticales longitudinales. Ces grandes failles limitent des unités différentes; d'ouest en est, on peut différencier une bande anticlinale à matériel précambrien correspondant à la zone du rio Marañon, une bande synclinale, à coeur de Paléozoïque inférieur au nord, de Carbonifère au sud, enfin une bande anticlinale précambrienne limitée à l'ouest par une faille inverse à pendage est et limitée à l'est en bordure de la zone subandine par une faille inverse à regard ouest.

Ces failles longitudinales sont des failles inverses, raides, dont le pendage varie de part et d'autre des trois unités définies ci-dessus. Les unités à matériel précambrien constituent des horsts chevauchant vers l'extérieur sur leurs deux bordures. Ainsi par exemple le bloc précambrien oriental chevauche vers l'est la zone subandine et vers l'ouest il chevauche la zone synclinale à matériel paléozoïque.

Par ailleurs, le mouvement le long de ces grandes failles est multiple et au rejet vertical, s'ajoute un rejet horizontal d'âge et de sens variable.

L'observation des stries associées aux miroirs de failles le long de l'accident situé à l'ouest de Huanuco et dans la haute vallée du rio Huallaga, indique un déplacement horizontal dextre. Par suite du manque de repère géologique il est actuellement impossible de chiffrer le déplacement horizontal le long de ces décrochements.

De même, l'absence de terrains récents dans toute la Cordillère Orientale ne permet pas de fixer l'âge de ces décrochements, la seule chose que l'on puisse dire c'est qu'ils sont post-mésozoïques.

Au système de grandes failles longitudinales se superpose un autre système de décrochements conjugués, de plus faible amplitude. Un premier réseau de direction N.20° à N.40° joue en décrochement dextre, le deuxième réseau, de direction N.90 à N.120, a un jeu sénestre.

Ces systèmes ont joué récemment puisqu'ils décalent les structures de la phase majeure de l'Eocène supérieur.

2- L'INFLUENCE DE LA TECTONIQUE ANDINE SUR LE SUBSTRATUM PRECAMBRIEN ET PALEOZOIQUE INFÉRIEUR.

L'influence de la tectonique andine sur le socle précambrien est difficile à mettre en évidence car, généralement, les terrains précambriens ne possèdent pas de couverture récente.

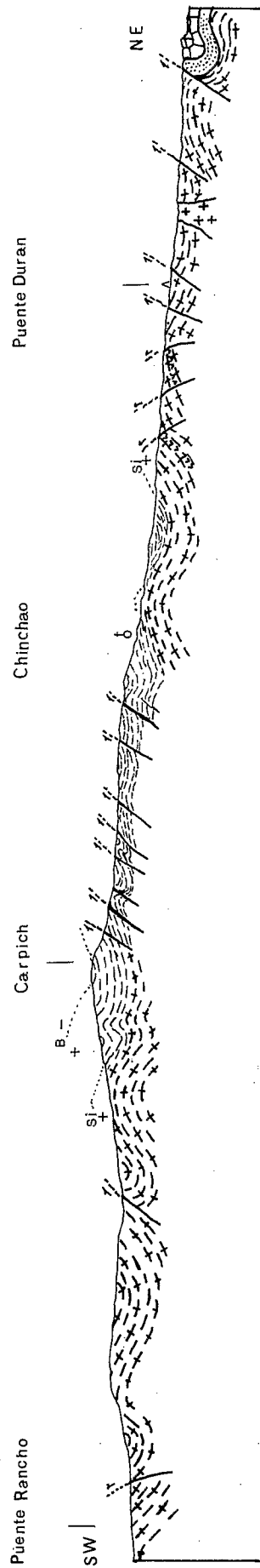


Fig. 34 - Coupe synthétique le long de la route Huanuco-Tingo Maria

Plis andins replissant le matériel précambrien.

+B isograde de la biotite

+Si isograde de la sillimanite

X foliation dans les micaschistes et gneiss

/// schistosité dans les schistes épizonaux

Nous avons vu que le Paléozoïque supérieur était uniquement plissé par la tectonique andine. Lorsque l'Ordovicien est présent en discordance sous le Carbonifère on constate qu'il est repris par les structures andines. Les séricitoschistes précambriens recouvert en discordance par l'Ordovicien sont eux aussi affectés par les mêmes structures. Il s'agit toujours de structures amples, à grand rayon de courbure à axes horizontaux. Ces observations semblent prouver que le socle précambrien a été déformé de façon souple par les structures andines.

La route Huanuco-Tingo Maria offre une coupe (Fig. 34) très complète des terrains précambriens. Si l'on fait abstraction des déformations dues aux phases précambriennes on constate que les schistosités sont replissées par de grandes structures anticlinales et synclinales plurikilométriques associées à des failles inverses à pendage est vers Huanuco, à pendage ouest entre Carpich et la zone subandine.

Ces structures très amples ont une direction NNW-SSE à NW-SE et se suivent sur plusieurs dizaines de kilomètres. Ces plis ne semblent pas accompagnés d'une schistosité intense, on remarque simplement un débit subvertical très grossier qui pourrait correspondre à une schistosité de fracture plan axial des plis.

Dans les niveaux plus résistants de micaschistes les failles inverses sont très nombreuses, surtout dans les anticlinaux. Lorsque le matériel est relativement plastique, on constate qu'entre deux failles inverses voisines et subparallèles, les schistosités antérieures sont replissées ou tordues rappelant à grande échelle une schistosité de strain-slip.

Il est très difficile par suite de l'absence totale de terrains sédimentaires méso-cénozoïques de préciser l'âge de ces structures. Elles sont postérieures aux déformations et aux métamorphismes précambriens car en particulier elles replissent les isogrades du métamorphisme. La tectonique hercynienne étant pratiquement nulle dans cette région nous pensons que ce vaste plissement qui affecte les terrains précambriens est contemporaine d'une ou de plusieurs phases andines sans pouvoir préciser leur âge.

Des structures analogues sont très bien visibles entre 9°30'S et 10°S à l'est de la vallée du Marañon. De vastes anticlinaux et synclinaux replissent de façon régulière la schistosité majeure précambrienne.

Dans la partie centrale de la Cordillère Orientale affleure par 9°30'S - 76°30'W un synclinorium de Paléozoïque inférieur. Ce matériel paléozoïque inférieur est plissé en vastes synclinaux et anticlinaux de direction N.150° et se suivant 30 à 40 km. Ce domaine est limité à l'est par un système de failles inverses rectilignes à pendage est qui font chevaucher le Précambrien sur le Paléozoïque inférieur. La limite ouest est également une faille inverse mais à pendage ouest. Il est impossible de préciser l'âge de ces structures, nous pensons compte tenu de leur style qu'elles sont certainement d'âge andin.

La tectonique andine dans la Cordillère Orientale est responsable du plissement des séries paléozoïques et mésozoïques dans les rares régions où cette couverture est encore présente. Le socle précambrien a été déformé seulement dans des structures amples à grand rayon de courbure

sans qu'apparaisse une schistosité importante.

Les failles inverses andines ont joué un rôle essentiel dans la reprise andine de la Cordillère Orientale. Au rejet inverse s'est généralement superposé plus tardivement un jeu en décrochement dextre.

2.2.4 - LA ZONE SUBANDINE Fig. 36).

La zone subandine du Pérou s'étend depuis les derniers reliefs de la Cordillère Orientale jusqu'à la frontière brésilienne. C'est une vaste plaine dont l'altitude moyenne ne dépasse pas 500 m à l'exception de la zone de transition avec la Cordillère Orientale où les reliefs atteignent encore 1000 m. Cette vaste région recouverte d'une jungle très épaisse est encore très mal connue.

Du fait de son potentiel pétrolier, elle a été en partie explorée par de nombreuses compagnies pétrolières. Le travail de E. KOCH (1962) sur le bassin de l'Ucayali et celui de A. RODRIGUEZ et A. CHALCO sur le bassin du Hualaga, permettent de donner les principales caractéristiques structurales de cette région.

La zone subandine a été plissée au cours d'une seule phase au Pliocène. Les structures sont très simples, ce sont des plis isopaques et des failles inverses subverticales à pendage ouest. Les plis se poursuivent longitudinalement sur plusieurs dizaines de kilomètres ou même sur plus de 100 km avec des directions NW-SE et NNW-ESE.

En bordure de la Cordillère Orientale, les molasses permienes et les calcaires triasico-liasiques sont affectés par des plis cylindriques, isopaques, kilométriques. Les synclinaux sont bien développés, les anticlinaux sont souvent associés à des failles inverses raides chevauchantes vers le nord-est.

Ces structures sont bien visibles le long de la route Tingo-Maria-Pucalpa au niveau du Boqueron del Padre Abad. Plus à l'est, on connaît encore quelques anticlinaux très vastes séparés par de très vastes synclinaux plats.

Par 74°30'W - 7°20'S au coeur de la structure anticlinale de Contamana, le socle paléozoïque apparaît. Ces structures andines sont encore marquées avec une faible intensité jusqu'à la frontière brésilienne. Dans la Sierra de Mña, le socle précambrien chevauche, par un système de failles inverses à pendage ouest, les sédiments tertiaires du bassin de l'Acre (KAZUMA MIURA 1972).

La zone subandine au niveau du Pérou central s'étend donc sur environ 300 km depuis la Cordillère Orientale jusqu'au-delà de la frontière brésilienne. Ce caractère ne se retrouve pas au sud du Pérou, où le domaine subandin ne dépasse pas 100 à 120 km de large; au nord de 5°S, à la frontière équatorienne la zone subandine est à nouveau relativement étroite et ne dépasse pas 50 à 100 km de large. Ce fait reste encore inexpliqué mais on peut remarquer que la région où la zone subandine est la plus large correspond au bassin amazonien.

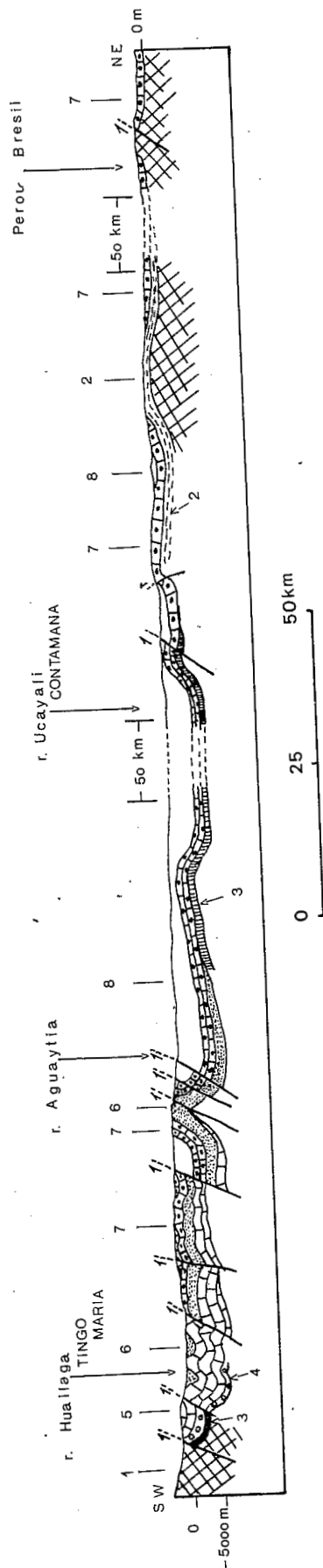


Fig. 35 - Coupe synthétique de la zone subandine entre 8°S et 9°S (d'après E. KOCH -1962)

1 - Précambrien; 2 - Paléozoïque inférieur et moyen; 3 - Permo-Carbonifère (calcaire); 4 - Permien supérieur-Trias (Mitu); 5 - Trias-Lias calcaire; 6 - Dogger et Malm gréseux; 7 - Crétacé (grès à la base, calcaires au sommet); 8 - Couches rouges du Crétacé terminal et du Tertiaire.

2.3 - LE RACCOURCISSEMENT DANS LA CHAÎNE DES ANDES (Fig. 37)

Après avoir étudié les effets de la tectonique andine sur les divers secteurs, zone côtière, Cordillère Occidentale, Cordillère Orientale, zone sub-andine, on peut essayer de donner une idée du taux de raccourcissement de l'ensemble de la chaîne.

Nous essayerons de voir quelle est la quantité de raccourcissement, phase par phase et secteur par secteur.

De façon générale, la valeur du raccourcissement dépend de la nature du plissement (MATTAUER 1973). Le raccourcissement sera différent suivant que l'on a affaire à: un pli par flexion et glissement, un pli par aplatissement, un pli par écoulement, un pli par flexion et cisaillement ou un pli par flexion et aplatissement.

En fait, seul le pli isopaque (flexion et glissement) permet de calculer la valeur du raccourcissement correspondant au plissement (MATTAUER 1973). Pour cela, il suffit de calculer la longueur initiale d'une strate, en déroulant en quelque sorte le pli. Pour tous les autres plis faisant intervenir des notions plus complexes tel qu'aplatissement, écoulement, cisaillement, il est beaucoup plus difficile de calculer de façon simple le taux de raccourcissement, étant donné qu'en tout point d'une strate la longueur initiale de celle-ci est modifiée de façon variable.

En somme, le calcul précis du raccourcissement est très difficile.

Afin de donner cependant une valeur moyenne du taux de raccourcissement de la chaîne des Andes nous admettrons en première approximation qu'il s'agit de plis isopaques. Nous apprécierons alors le taux de raccourcissement en dépliant une strate repère. Cette méthode, bien entendu très approximative, permet cependant de donner un ordre de grandeur de la quantité de raccourcissement.

2.3.1 - ESSAI D'ÉVOLUTION DE LA QUANTITÉ DE RACCOURCISSEMENT DUE A LA PHASE DU CRÉTACÉ TERMINAL

Cette phase, nous l'avons vu, affecte sur notre transversale uniquement la zone côtière, depuis la région située à l'est du batholite jusqu'à la bordure de la côte et certainement au-delà le plateau continental, soit environ une bande de 100 km de large.

Le style tectonique en grands plis ouverts évoque un taux de raccourcissement de l'ordre de 10 %, à l'exception de la zone située directement à l'est du batholite où, sur quelques kilomètres, apparaissent des plis en chevrons avec schistosité de fracture.

Lorsqu'on déplie les structures schématisées sur la coupe 1, fig. 36, on obtient un taux de raccourcissement de l'ordre de 10 à 12 %.

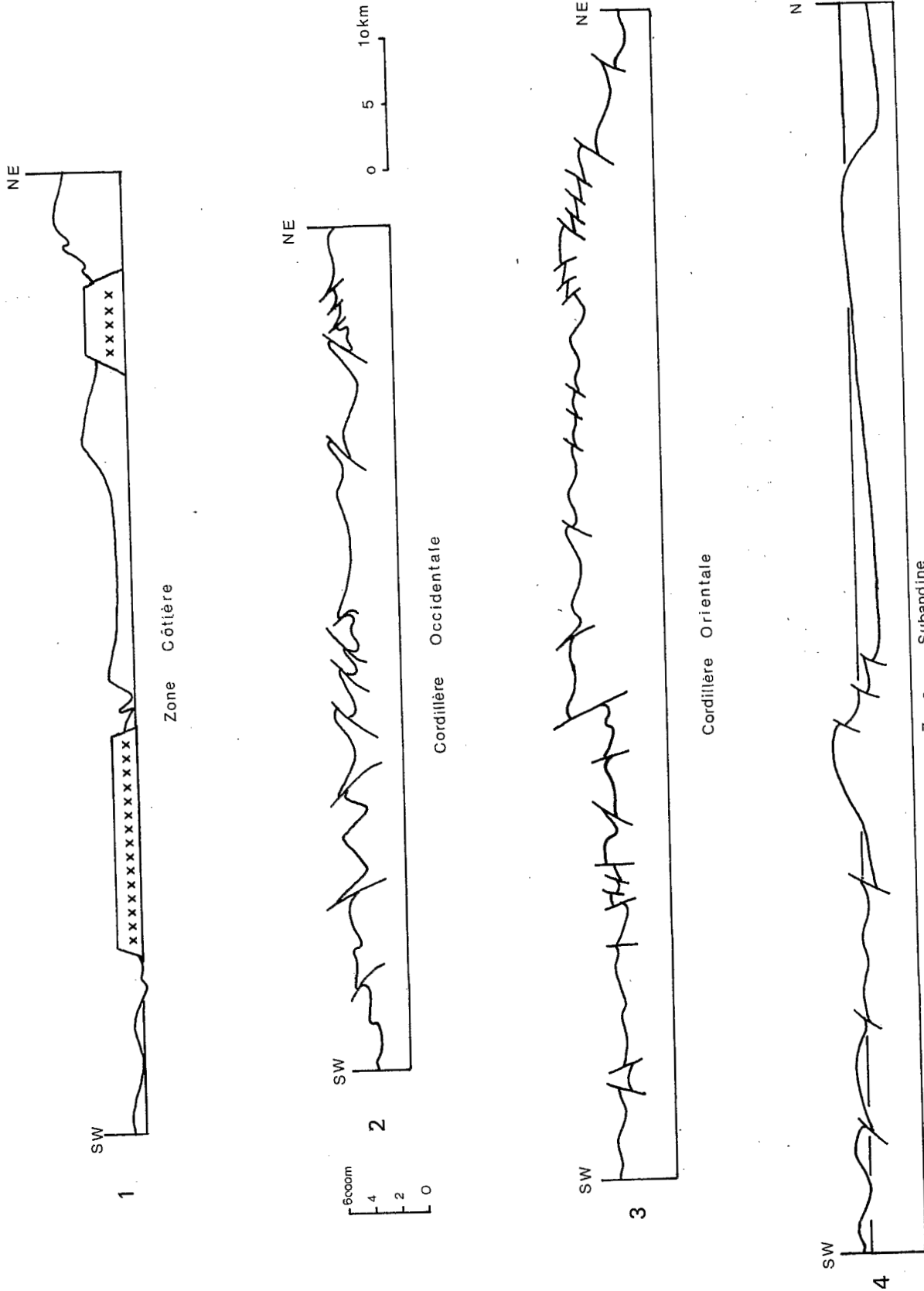


Fig. 36 - Allure générale du plissement dans les différentes zones structurales.
Coupes 1 - 2 - 4 - base du Crétacé supérieur.
Coupe 3 - base du Permien.

La zone côtière ayant actuellement 100 km de large, le taux de raccourcissement étant de l'ordre de 10 à 12 %, on peut évaluer la quantité de raccourcissement entre 10 à 15 km. Avant le plissement cette région avait donc une largeur de 110 à 115 km.

2.3.2 - ESSAI D'ÉVALUATION DE LA QUANTITÉ DE RACCOURCISSEMENT DÛ À LA PHASE DE L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR - OLIGOCÈNE INFÉRIEUR

C'est cette phase qui est responsable des structures majeures de la chaîne des Andes. Elle affecte la Cordillère Occidentale et s'étend avec une intensité plus faible sur la Cordillère Orientale. Elle ne semble pas affecter la zone côtière ni la zone subandine.

- 1)- Dans la Cordillère Occidentale, cette phase donne des plis décamétriques à kilométriques, généralement en chevrons; les pendages de leurs flancs sont généralement forts.

Ces plis sont accompagnés, dans la partie axiale de la chaîne, par une schistosité de flux. La bordure orientale de la Cordillère Occidentale est soulignée par une série de chevauchements, de l'ouest vers l'est, dont l'amplitude est de l'ordre de 3 à 5 km.

Si l'on se base sur le style tectonique, plis en chevrons raides - apparition de la schistosité, on peut évaluer le taux de raccourcissement à 40 %.

La coupe 2 de la figure 36 reproduit l'allure du plissement à partir d'un niveau repère, la base du Crétacé calcaire. Si l'on déplisse ces structures et si l'on annule le jeu des failles inverses, on constate que, sur cette coupe représentative, le taux de raccourcissement est de 40 %. La Cordillère Occidentale ayant en moyenne 100 km de large, avec un taux de raccourcissement de 40 %, on peut évaluer la quantité de raccourcissement à 60-70 km; ce qui indique qu'avant le plissement le bassin andin de la Cordillère Occidentale devait atteindre 150 à 160 km.

- 2)- Dans la Cordillère Orientale.

Dans cette région, les séries du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque sont plissées au cours de la même phase de l'Éocène terminal. Cette phase reprend également le Paléozoïque inférieur ainsi que le substratum précambrien.

Dans la couverture cette phase donne des plis isopaques à grands rayons de courbure, plurikilométriques, à plan axial toujours subvertical. Les anticlinaux plus serrés ont cassé et ont joué en failles inverses. La schistosité, absente dans les niveaux supérieurs mésozoïques, apparaît dans le Paléozoïque mais ne dépasse pas le stade de la schistosité de fracture.

Dans le substratum précambrien on retrouve des plis très amples et les failles inverses sont très nombreuses.

La coupe 3, figure 36, reproduit l'allure du plissement dans la Cordillère Orientale. On peut estimer le taux de raccourcissement à 20-25 %. La Cordillère Orientale ayant environ 100 km de large, si le taux de raccourcissement est de l'ordre de 20 à 25 %, la quantité de raccourcissement peut être évaluée à 25 - 30 km. Ce qui indique qu'avant le plissement de l'Eocène terminal la Cordillère Orientale devait atteindre 125 à 130 km de large.

2.3.3 - ÉVOLUTION DE LA QUANTITÉ DE RACCOURCISSEMENT DUE AUX PHASES TECTONIQUES CÉNOZOÏQUES

La couverture volcanique oligocène et néogène n'affleure que dans la Cordillère Occidentale, aussi ce n'est que dans cette région que l'on peut mettre en évidence les phases tectoniques cénozoïques. Il semble cependant que cette tectonique se manifeste également dans la Cordillère Orientale reprenant, en les accentuant légèrement, les structures antérieures. Elle affecte, par contre et pour la première fois, la zone subandine.

Dans la Cordillère Occidentale, la déformation se traduit par des plis amples et des flexures; elle est un peu plus intense au niveau de la zone imbriquée qui a pu rejouer en compression. Le taux de raccourcissement dans la couverture volcanique oligocène et néogène est inférieur à 10 %.

Dans la zone subandine (Coupe 4, figure 36), les structures sont également très simples. Ce sont de très vastes plis isopaques et quelques failles inverses. Le taux de raccourcissement est également inférieur à 10 %. La zone subandine sur cette transversale s'étend sur 300 km. Si on prend un taux de raccourcissement de 8 % on peut évaluer la quantité de raccourcissement à 20 à 30 km. Avant le plissement le bassin subandin atteignait 440 km environ.

2.3.4 - CONCLUSION

La chaîne des Andes s'est formée au cours de trois grandes phases qui se sont manifestées dans des secteurs différents et avec une intensité variable.

- La phase du Crétacé terminal affecte une bande d'environ 100 km de large et a entraîné un raccourcissement de l'ordre de 10 à 15 km.
- La phase majeure de l'Eocène supérieur affecte l'ensemble de la Cordillère à l'exception de la zone côtière et de la zone subandine.

Dans la Cordillère Occidentale, large de 100 km, elle a entraîné un raccourcissement de l'ordre de 60 à 70 km. La Cordillère Orientale, large encore d'environ 100 km, a subi un raccourcissement de l'ordre de 25 à 30 km.

- Les phases cénozoïques, moins intenses, affectent l'ensemble de la Cordillère et pour la première fois la zone subandine, soit environ une bande de terrain de 600 km de large. Si l'on estime le raccourcissement entre 5 et 10 %, le raccourcissement est de l'ordre de 30 à 40 km. Si l'on additionne

ces valeurs, on constate que le raccourcissement de la chaîne des Andes est de l'ordre de 125 à 160 km.

Avant le plissement, le domaine andin s'étendait donc sur une largeur de 725 à 760 Km. Ce qui, pour l'ensemble de la chaîne de la côte pacifique au Bouclier brésilien, correspond à un taux de raccourcissement moyen de l'ordre de 18 à 21 %.

Remarquons enfin que presque la moitié du raccourcissement se produit au niveau de la Cordillère Occidentale.

Ces observations qui, comme nous l'avons signalé, ne sont qu'approximatives puisqu'elles ne tiennent pas compte entre autre du style de plissement ni de la schistosité, traduisent malgré tout le faible raccourcissement qu'a subi la chaîne des Andes. C'est là un autre caractère propre à ce type de chaîne.

2.4 - CONCLUSION :

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA TECTONIQUE ANDINE (Fig. 38)

L'évolution tectonique andine au niveau de la région étudiée, est caractérisée par la succession de quatre phases principales de compression, de relativement courte durée, séparées par des périodes de calme tectonique ou de distension au cours desquelles se sont mises en place la majorité des roches plutoniques et des roches volcaniques.

Les quatre principales phases de compression n'affectent pas l'ensemble des zones structurales.

- La phase finicrétacée (80 MA) affecte uniquement la zone côtière péruvienne ainsi qu'"un vaste massif oriental" (F. MEGARD 1973) situé en bordure de la Cordillère Orientale du Pérou central.
- La phase éocène supérieur (45 à 40 MA) est localisée à la Cordillère Occidentale et apparaît comme la tectogenèse andine majeure.
- La phase miocène inférieur (20 à 14 MA) semble avoir affecté la chaîne, depuis le versant pacifique jusqu'à la Cordillère Orientale.
- La phase miocène-pliocène inférieur (6 à 5 MA) est responsable des structures de la zone subandine, mais pourrait également reprendre la partie orientale de la Cordillère Occidentale ainsi que la Cordillère Orientale.

En fait, ces deux dernières phases de compression sont pratiquement indiscernables, étant donné que, dans cette région, on ne connaît pas de couverture d'âge post-éocène. Globalement, la répartition géographique des zones affectées par les diverses phases semble indiquer une progression de la déformation vers le nord-est. Cette progression est bien marquée, au niveau de la région étudiée, pour les phases crétacé terminal-éocène supérieur; pour les phases intra-miocène et pliocène cette migration est beaucoup moins nette.

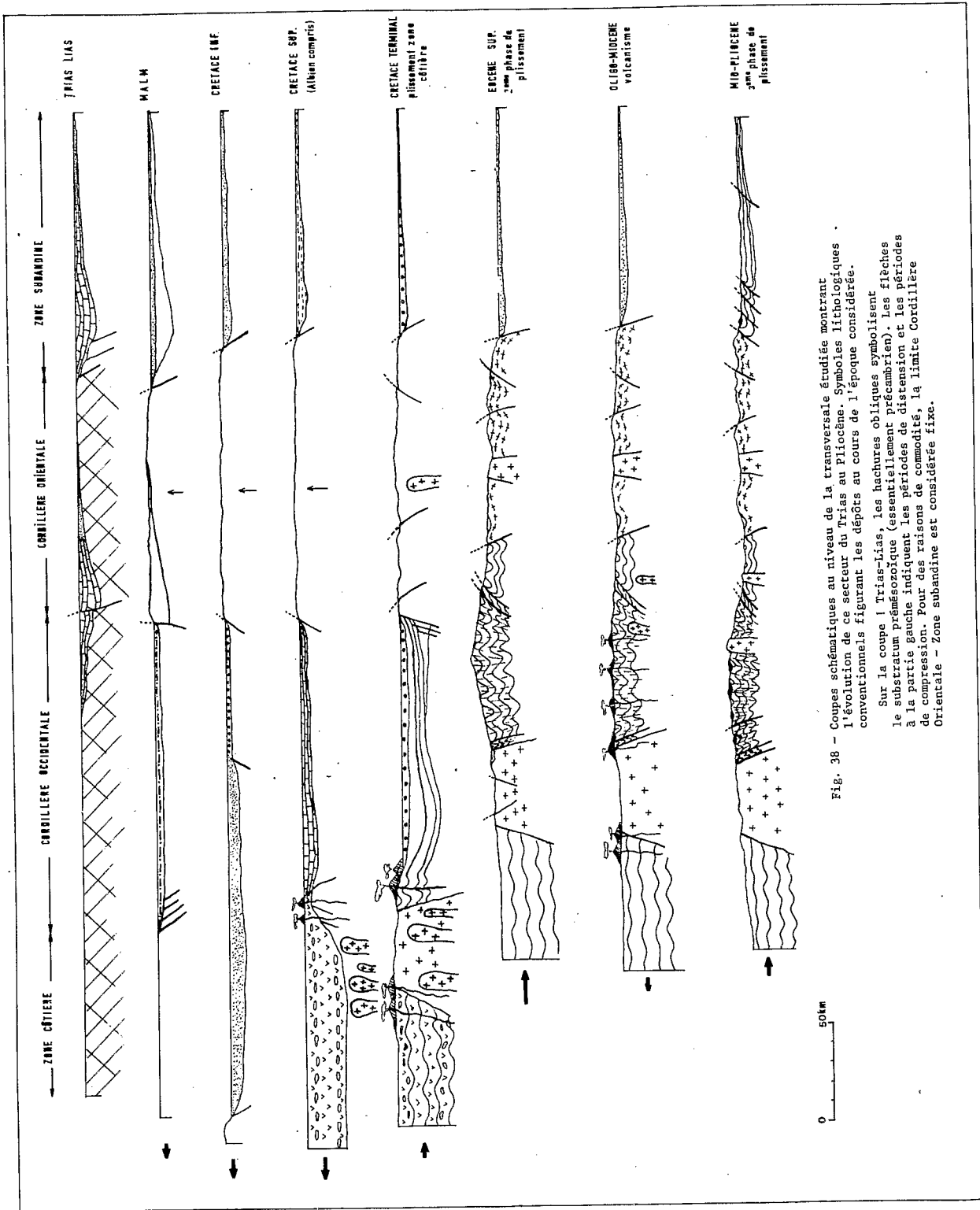


Fig. 38 - Coupes schématiques au niveau de la transversale étudiée montrant l'évolution de ce secteur du Trias au Pliocène. Symboles lithologiques conventionnels figurant les dépôts au cours de l'époque considérée.

Sur la coupe 1 Trias-Lias, les hachures obliques symbolisent le substratum pré-mésozoïque (essentiellement précambrien). Les flèches à la partie gauche indiquent les périodes de distension et les périodes de compression. Pour des raisons de commodité, la limite Cordillère Orientale - Zone subandine est considérée fixe.

Le style de la déformation est relativement simple. Ce sont des plis en chevrons, à plans axiaux subverticaux, sans déversement préférentiel. Les axes des plis toujours subhorizontaux ont une orientation NW-SE. La déformation se produit au niveau du front supérieur de schistosité. Cette schistosité, bien développée dans une bande allongée parallèlement à la chaîne est une schistosité de fracture, contrôlée essentiellement par la lithologie de matériel affecté.

Les plis sont toujours accompagnés de grandes failles à rejeux multiples. Ces failles longitudinales, héritées de la période de subsidence, ont également rejoué en décrochements. Ces systèmes décrochants, encore mal étudiés, ont dû jouer un rôle important dans l'évolution générale des Andes.

Les structures ne présentent pas de déversement préférentiel; elles sont en éventail. C'est en particulier le cas pour la Cordillère Orientale qui correspond à une zone anticlinoriale légèrement déversée à l'ouest et à l'est.

Seule la zone subandine et la bordure orientale de la Cordillère Occidentale présentent un déversement vers l'est.

La chaîne andine est enfin caractérisée par l'absence presque totale de métamorphisme. Ce fait est confirmé par également l'absence de granitoïdes d'anatexie et de migmatisation. Ces faits traduisent un degré géothermique bas.

Le raccourcissement andin sur la transversale étudiée est de l'ordre de 125 à 160 km, ce qui pour l'ensemble de l'édifice andin correspond à un taux de raccourcissement faible, de l'ordre de 20 %.

Si l'on admet que la zone de subduction existe au large du Pérou depuis l'Albien (100 MA), on constate que la subduction est accompagnée dans la plaque voisine par des périodes brèves de compression et des périodes plus longues, "en distension" permettant la montée du plutonisme et du volcanisme. On peut alors se demander s'il existe une relation entre les phénomènes généraux de subduction et les phases de plissement et s'il existe un lien entre la subduction et la distension associée à la mise en place du magmatisme. Ce sont là certaines questions que nous nous proposons d'aborder dans le dernier chapitre "Réflexion sur l'évolution andine dans le cadre de la tectonique des plaques".

* *

*

Chapitre 3

APERÇU SUR L'ÉVOLUTION RÉCENTE DE LA CHAÎNE

L'évolution récente de la chaîne des Andes correspond à la période qui va du Pliocène ou du Miocène terminal à l'époque actuelle. Sur la transversale étudiée, les données concernant l'évolution récente de la chaîne sont très fragmentaires car on ne connaît pas dans cette région des Andes, à l'inverse du sud du Pérou ou de la Bolivie, de terrains d'âge pliocène. Les dépôts quaternaires, plus abondants, sont essentiellement représentés par des moraines dans la Cordillère, des nappes alluviales dans les vallées du versant pacifique et de rares bassins lacustres comme dans la région du lac de Junin.

Toutefois la région de la vallée du rio Santa, située au pied de la Cordillère Blanche, fournit un bel exemple de tectonique vivante, aussi insistons nous plus particulièrement sur cette région.

3.1 - LES SURFACES D'ÉROSION

Les phases tectoniques cénozoïques responsables des structures plissées et faillées, ont également été accompagnées d'épirogenèse. Ces reliefs ont été ensuite soumis à l'érosion qui a déterminé des surfaces qui sont généralement connues sous le terme de "surface Puna". Dans les régions hautes de la Cordillère Occidentale, cette "surface Puna" se traduit par une succession de crêtes moutonnées dont l'altitude varie entre 3800 et 4600 m. Généralement l'érosion postérieure a profondément disséqué cette surface et dans la plupart des cas, tant sur le versant pacifique des Andes que dans la Cordillère Orientale, elle détermine le profil régulier des interfluves.

En fait, on confond comme l'a souligné O. DOLLFUS (1965) 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.

3.1.1 - LA SURFACE MIOCÈNE

Dans la région étudiée, la surface miocène n'a été reconnue que dans la vallée du rio Santa, au pied de la Cordillère Blanche.

La Cordillère Blanche, située dans la partie axiale de la Cordillère Occidentale, constitue un imposant relief d'environ 200 km de long sur 25 à 30 km de large, qui culmine à 6880 m au Huascarán. Elle est constituée par un complexe plutonique, de composition essentiellement granodioritique, intrusif dans une série péliitique d'âge tithonique à crétacé supérieur et recoupe (EGELER et DE BOOY 1956) les volcanites plissées de l'Oligo-Miocène.

La Cordillère Blanche est bordée à l'ouest par un demi-graben (DAL-MAYRAC 1974) rempli de dépôts récents parmi lesquels J. WILSON (1967) a différencié une série volcano-lacustre qu'il a dénommée formation Yungay. Cette formation, d'une épaisseur de 200 à 250 m, est constituée de tufs blancs à gris clair, très friables, mal stratifiés, de composition dacitique, localement associés à des épanchements d'ignimbrites. Ce matériel est interstratifié avec des dépôts fluviolacustres constitués de marnes bleutées, d'argiles verdâtres, de graviers et de grès micacés fins gris clair.

Les ignimbrites associées à cette série non déformée, ont été datées récemment par FARRAR et NOBLE (1976) qui ont obtenu un âge K/Ar de $6,9 \pm 0,3$ MA, c'est-à-dire Miocène terminal.

La formation Yungay fossilise une surface d'érosion irrégulière qui tronque les sédiments crétacés plissés, ainsi que les volcanites oligo-miocènes (Fm Calipuy) plus faiblement déformées. WILSON (1967) signale d'autre part, que cette surface d'érosion affecte également les roches plutoniques de la Cordillère Blanche. Localement, la formation Yungay fossilise des dépressions allongées de direction NW-SE qui pourraient représenter d'anciennes vallées, ce qui conduit WILSON à admettre que les principaux traits morphologiques de cette région étaient déjà préfigurés avant le dépôt de la formation Yungay, c'est-à-dire dès le Miocène terminal.

La surface d'érosion, reconnue à la base des séries volcano-lacustres, dans la vallée du rio Santa, pourrait donc être un témoin régional d'une importante phase d'érosion d'âge miocène terminal bien caractérisée dans le sud du Pérou et en Bolivie.

3.1.2 - LA SURFACE PLIOCÈNE

Dans l'Altiplano bolivien, la surface d'érosion la plus étendue et qui joue le rôle morphologique majeur est la surface intrapliocène qui est fossilisée par des épanchements ignimbritiques ou des remplissages détritiques lacustres bien datés du Plio-Pléistocène. Dans la région que nous avons étudiée aucun dépôt corrélatif, aucune discordance ne permettent d'identifier cette surface. Cependant, par analogie avec le sud du Pérou, il est généralement admis que la "surface Puna", qui est responsable de l'alignement des interfluves, pourrait correspondre à la surface d'érosion pliocène.

Sur le versant pacifique de la chaîne des Andes, au sud de la vallée du rio Santa, dans la haute vallée du rio Fortaleza, une puissante série d'ignimbrites à débit prismatique, fossilise une surface d'érosion qui entaille les volcanites oligo-miocènes et également (WILSON 1967) le batholite côtier à l'est de Paramonga. Ces épanchements ignimbritiques ont été datés récemment par FARRAR et NOBLE (1976), qui ont obtenu un âge K/Ar de $4,9 \pm 0,2$ MA, c'est-à-dire pliocène. On peut se demander alors, sans toutefois apporter une réponse définitive, si ces ignimbrites fossilisent une surface intrapliocène ou s'il s'agit, comme dans le cas de la vallée du rio Santa, d'un témoin de la surface fini-miocène.

3.2 - LES DÉPÔTS QUATERNAIRES

On ne connaît pas dans le Pérou central de sédiments pliocènes. Les sédiments quaternaires sont, pour l'essentiel, des moraines particulièrement abondantes dans les Cordillères Occidentale et Orientale et des terrasses alluviales dont certaines sont actuellement perchées à plusieurs centaines de mètres au-dessus des cours d'eau.

On reconnaît généralement deux grandes phases glaciaires qui ont profondément modelé la morphologie des Andes centrales, tant dans la Cordillère Occidentale que dans la Cordillère Orientale.

Les auges glaciaires en U, les moraines latérales, les arcs morainiques, les cirques glaciaires, les lacs de barrage-glaciaire, les roches moutonnées avec leurs striations glaciaires sont autant d'exemples fréquents des glaciations quaternaires.

La première glaciation andine, certainement la plus longue, est responsable d'importants dépôts morainiques qui, dans la Cordillère Orientale, se retrouvent jusqu'à des altitudes de l'ordre de 3400 à 3200 m. Ces moraines anciennes ont été ensuite encroûtées en brèches et conglomérats.

Dans les parties plus basses, comme au pied de la Cordillère Blanche, se sont accumulées d'importantes nappes fluvioglaciaires.

Postérieurement, après un long interglaciaire qui est responsable de l'encroûtement des dépôts, on note deux grandes crises glaciaires du Quaternaire moyen et récent. Ces deux crises glaciaires sont, entre autres, soulignées par des glaciers de vallée dont les pulsations sont très bien marquées par une succession d'arcs morainiques de plus en plus jeunes vers l'amont. Ces arcs morainiques sont particulièrement bien représentés dans la Cordillère Orientale, au sud de Huanuco.

Les accumulations alluviales sont également très importantes et on peut, très schématiquement, distinguer deux grandes crises marquées en particulier par la succession de quatre niveaux de terrasses.

Dans toutes les vallées de la région, et en particulier dans les vallées du Huallaga et du Marañon, on peut différencier sur un profil transversal deux grandes périodes :

- La première, qui correspond aux parties hautes de la vallée, se caractérise par des pentes faibles, évasées. Elle se termine généralement par une terrasse perchée parfois à plusieurs centaines de mètres au-dessus du cours actuel de la rivière.

Ces terrasses perchées, anciennes, sont particulièrement nettes dans la vallée du Huallaga en amont de Huanuco, dans la haute vallée de la quebrada de Chaupihuaranga ainsi que dans la vallée du rio Higuera, entre Huanuco et le col d'Ayapitac. Cette terrasse, qui se situe à une altitude moyenne qui varie entre 2500 et 3000 m, a généralement été utilisée par l'homme pour l'implantation des villages. Ceci est très net, par exemple,

dans la quebrada de Chaupihuaranga où tous les villages autour de Yanahuanca sont situés à la même altitude, de part et d'autre de la vallée. En moyenne, cette terrasse se situe à mi-distance entre la surface Puna et le fond des vallées.

- La deuxième période est caractérisée par des vallées étroites, profondes, à pentes raides, qui parfois, sont de véritables cañons. C'est le cas notamment du rio Marañon, du rio Huallaga ou du rio Santa, appelé aussi cañon del Pato.

Cette reprise d'érosion rapide se traduit par des différences de niveaux entre la vallée actuelle et la terrasse ancienne, de plusieurs centaines de mètres et pouvant atteindre 1000 m dans la vallée du Marañon (WILSON 1967).

Cet approfondissement considérable des vallées andines au cours du Quaternaire semble fournir une preuve importante du soulèvement récent de la chaîne.

Cette énumération sommaire des principaux dépôts quaternaires serait incomplète si l'on n'évoquait pas les "haycos" ou flux de boue qui, dans l'esprit de beaucoup de péruviens, est synonyme de désastre. Le plus connu et malheureusement le plus spectaculaire, est encore présent dans tous les esprits puisqu'il détruisit, en mai 1970, la quasi-totalité du village de Yungay, situé dans la vallée du rio Santa, au pied de l'imposant massif du Huascaran.

Le 31 mai 1970 se produisit un important tremblement de terre qui affecta désastreusement tout le Pérou central, depuis Casma sur la côte jusqu'à Huaraz, au pied de la Cordillère Blanche. Ce séisme provoqua, entre autre, la fissuration d'une partie des glaciers du Huascaran. Ces glaciers, détachés du Huascaran, ont entraîné avec eux une quantité considérable de matériel détritique, provoquant un énorme courant de boue et de blocs qui a recouvert totalement le village de Yungay.

3.3 - LA NEOTECTONIQUE

3.3.1 - LE PROBLÈME DU SOULÈVEMENT DES ANDES

Le soulèvement des Andes est un phénomène relativement récent comme en témoigne l'encaissement très prononcé des vallées, tant sur le versant atlantique que sur le versant pacifique.

Le problème de l'amplitude du soulèvement plio-quaternaire de la chaîne des Andes ne sera certainement pas résolu, dans le centre ou le nord péruvien, car les témoins des surfaces d'érosion y sont beaucoup trop fragmentaires et les dépôts corrélatifs, comme nous l'avons vu, y sont presque inexistants.

Le modelé actuel du relief est en grande part hérité de modelés plus anciens, comme en témoignent les restes de surfaces miocène terminal et pliocène. 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.

Comme nous l'avons signalé (AUDEBAUD et al. 1973) on peut admettre que, depuis le milieu du Miocène, le soulèvement moyen des Andes est de l'ordre de 2000 m.

L'amplitude de ce soulèvement ne semble pas être la même selon les secteurs considérés sur la transversale étudiée. Il semble que ce soulèvement soit beaucoup plus important dans la Cordillère Blanche. D'autre part, il semble également que ce soulèvement soit plus ancien sur le versant atlantique que sur le versant pacifique. On peut remarquer en effet que le recul des têtes de vallées est beaucoup plus important sur le versant amazonien que sur le versant pacifique. La presque totalité des grandes vallées amazoniennes affecte non seulement la Cordillère Orientale et les Hauts Plateaux, mais remontent jusqu'à la Cordillère Occidentale. Les vallées du versant pacifique, par contre, ne dépassent pas la ligne de crête de la Cordillère Occidentale. Si on s'accorde généralement pour admettre un soulèvement récent de la chaîne des Andes, les modalités de ce soulèvement ne sont guère connues. Ce soulèvement est-il le résultat d'un vaste bombement de l'ensemble de la Cordillère, ou s'agit-il au contraire d'une surrection par failles ?

Les arguments en faveur de l'une ou de l'autre hypothèse ne sont pas déterminants et souvent contradictoires.

Les profils topographiques des crêtes du versant pacifique s'élèvent régulièrement depuis la côte jusqu'à 4000 m d'altitude, sans qu'aucune faille importante ne puisse être définie. Ceci est particulièrement net dans le sud du Pérou où la surface miocène, fossilisée par des épanchements d'ignimbrites d'épaisseur constante, s'élève régulièrement et sans interruptions depuis la côte jusqu'à 4400 m d'altitude, et ceci en une soixantaine de kilomètres. Aussi semble-t-il que le soulèvement de la surface Puna résulte d'un vaste bombement sans participation d'un système de failles importantes.

Par contre, dans d'autres cas, la formation d'importants volumes montagneux récents semble être liée intimement à l'existence de grandes failles. Nous prendrons comme exemple la Cordillère Blanche.

Comme nous l'avons vu, la Cordillère Blanche (8°15'S - 10°S) constitue un important relief qui culmine à 6880 m au-dessus de la vallée du rio Santa, dont l'altitude moyenne est de l'ordre de 3000 m (3091 à Huaraz) (Fig. 38).

La Cordillère Blanche est constituée par un batholite granodioritique qui a donné des âges K/Ar qui s'échelonnent entre 12 MA et $2,7 \pm 0,4$ MA avec un maximum autour de 9 MA (J.W. STEWART et al. 1974). Comme le souligne STEWART, ces âges correspondent à une période d'intrusion qui s'est produite autour de 9 à 10 MA. Les âges qui s'échelonnent entre $4,1 \pm 0,3$ et $2,7 \pm 0,4$ MA sont peu communs pour des roches plutoniques et on peut se demander alors s'ils sont représentatifs d'une époque très récente d'intrusion

ou s'ils sont le résultat d'une phase de dégazage de matériel plus ancien. Pour STEWART, la deuxième hypothèse semble plus vraisemblable, la perte d'argon pouvant être due, au moins en partie, aux effets tectoniques qui ont pu accompagner la montée de la Cordillère Blanche.

La vallée du rio Santa correspond, comme nous l'avons vu, à un demi-graben rempli de dépôts du Miocène terminal, recouverts par une importante accumulation de moraines et de fluvio-glaciaires.

Le contact entre la Cordillère Blanche et la dépression du Santa est brutal. Il correspond à une importante zone de failles qui se poursuivent tout au long du flanc occidental de la Cordillère et dont le rejeu total par rapport au niveau du Miocène terminal est de l'ordre de 4000 m. Ces failles normales, qui affectent la bordure occidentale de l'intrusif, ont une direction moyenne N.140°. Elles ont toujours un pendage fort vers l'extérieur du massif. Les stries ont un pitch compris entre 70° et 90° indiquant un jeu en distension.

Le matériel morainique quaternaire accumulé au pied de la Cordillère Blanche est affecté par un réseau de failles normales de direction N.140°, à rejet vertical variant entre 5 et 100 m (Fig. 39). Certaines d'entre elles se prolongent dans le massif intrusif. Il semble donc que les failles de la bordure de l'intrusif et les failles quaternaires correspondent à un même réseau. L'examen des photographies aériennes de cette région montre clairement que ce réseau est constitué par une série de failles de 10 à 20 km de long, qui se relaient en échelon sur toute la bordure du massif. Ce dispositif très net, fait penser à un dispositif en faille de Riedel qui traduirait l'existence d'un décrochement sénestre. Ceci constitue à nos yeux un exemple particulièrement intéressant où un important volume montagneux a pu se créer par un mouvement décrochant et non, comme on pourrait le croire en premier examen, par une simple distension associée à des failles normales.

Comme nous l'avons déjà signalé (DALMAYRAC 1974), il semble qu'une partie des failles quaternaires est relativement ancienne, mais les jeux très récents sont également importants, puisqu'elles affectent les moraines de la dernière glaciation.

Reste à savoir quelle est l'importance de ces failles actuelles sur la création des reliefs de la Cordillère Blanche et, en particulier, si les 4000 m de dénivelée qui existent entre la vallée du Santa et le faite de la Cordillère sont dus à des mouvements subactuels. Ce qui est évident, c'est que la Cordillère Blanche continue de monter au cours du Quaternaire récent par rapport à la dépression qui la borde. D'autre part, on sait qu'une surface d'érosion miocène terminal affecte le batholite de la Cordillère Blanche, ce qui semble en accord avec les âges de 12 à 9 MA obtenus sur cette intrusion. Ceci tendrait à prouver que la mise en place du batholite s'est faite à la fin du Miocène mais, à cette époque, la Cordillère Blanche constituait-elle déjà un relief important ?

Comme nous l'avons vu, postérieurement à la surface d'érosion, se sont mis en place dans la dépression du Santa, des épanchements ignimbritiques, datés à 7 MA et associés à des niveaux argilo-marneux fins, incompa-

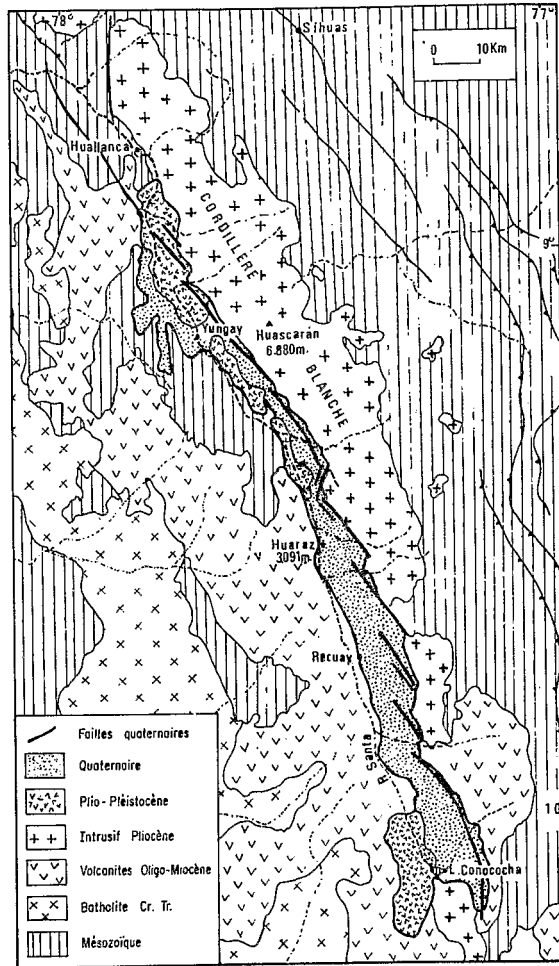


fig . 38 — Carte géologique généralisée de la Cordillère blanche.

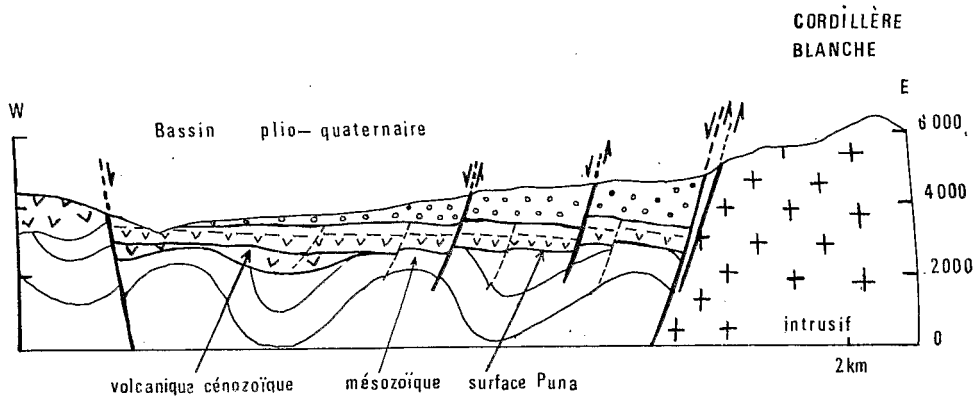


fig. 39 — Coupe du bassin plio-quaternaire au pied de la Cordillère Blanche.

tibles avec l'existence, à la même époque, d'un relief important. Par contre, dans les premiers niveaux quaternaires, prédominent les blocs de roches intrusives, ce qui témoigne au cours de cette époque, de l'existence de reliefs soumis à une intense érosion.

D'autre part, comme l'a déjà souligné WILSON, on sait que le batholite de la Cordillère Blanche est affecté, dans la vallée du Santa, par la surface Puna. Or on ne connaît pas la surface Puna sur la Cordillère Blanche dont les sommets culminent à 1000 à 2000 m au-dessus des témoins de cette même surface, sur son flanc nord oriental. La Cordillère Blanche, entourée de témoins de la surface Puna, pourrait donc être interprétée comme un relief résiduel; aucun argument ne permet de confirmer cette hypothèse. Il semble par contre que les minéralisations associées à l'intrusion soient recoupées par la surface Puna. Il semble donc plus logique d'admettre que la surface Puna s'est étendue sur l'ensemble de la Cordillère Blanche et que, postérieurement, un soulèvement général a affecté la Cordillère Blanche, provoquant une érosion intense et donc la disparition de toute trace d'ancienne surface.

En conclusion, nous pensons pouvoir affirmer que les 4000 m de dénivelée observés entre la vallée du Santa et la Cordillère Blanche se sont formés au cours du Plio-Quaternaire, par suite du jeu des grandes failles bordières. Les failles quaternaires subactuelles ont dû jouer un rôle important dans la création des hauts reliefs de la Cordillère Blanche.

Des études géochronologiques et une recherche systématique des faunes et flores des séries préquaternaires seraient seules susceptibles d'apporter des précisions sur l'âge du soulèvement de la Cordillère Blanche, précisions qui permettraient de donner une idée de sa vitesse de surrection.

D'après les données actuelles, le soulèvement de la Cordillère Blanche, par rapport à la dépression du Santa, s'est produit au cours du Plio-Quaternaire, soit durant environ 5 MA. Ce soulèvement étant de l'ordre de 4000 MA, on peut estimer que la vitesse de surrection est de l'ordre de 1 mm par an.

En conclusion, il semble donc que le relief de la Cordillère des Andes est dû, pour son ensemble, à un vaste bombement qui a dû débiter dès le Miocène terminal, Pliocène inférieur. Ce bombement est accompagné, dans sa partie axiale (Cordillère Blanche, dépression intra-andine de Junin - Huancayo - Cuzco - Altiplano), par la création de reliefs différentiels liés aux jeux de failles plio-quaternaires qui ont individualisés des zones de horst (Cordillère Blanche) et de grabens (dépression du Santa). Si l'on en croit l'exemple de la Cordillère Blanche, la création de ces reliefs différentiels pourrait être due, au moins en partie, à l'existence de grandes zones décrochantes sénestres associées à un régime général en compression. De tels systèmes semblent exister de nos jours, c'est le cas notamment de la faille NW-SE de Pariahuanca qui borde au sud-ouest le massif du Huaytapallana, 20 km au nord-est de Huancayo, dans le Pérou central. Lors d'un tremblement de terre, en 1969, elle a joué en décrochement sénestre et en faille inverse (DEZA 1971; PHILIPPE et MEGARD 1977).

BIBLIOGRAPHIE

- AUBOUIN J., BORELLO A.V., CECIONI G., CHARRIER R., CHOTIN P., FRUSTOS J., THIELE R., VICENTE J.C., 1973.- Esquisse paléogéographique et structurale des Andes méridionales. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., v. XV, fasc. 1-2, p. 11-71.
- AUDEBAUD E., 1967.- Etude géologique de la région de Sicuani Ocongate (Cordillère Orientale du sud péruvien). Thèse 3ème cycle, Grenoble, 59 p.
- " 1970.- Premières observations sur la tectonique tangentielle polyphasée des terrains secondaires de la Cordillère Orientale du sud-est péruvien. C.R. Acad. Sci., t. 270, sér. D, p. 3190-3193, Paris.
- " 1971.- Mise au point sur la stratigraphie et la tectonique des calcaires cénomaniens du sud-est péruvien (Formation Ayavacas). Ibid., t. 272, sér. D, p. 1059-1062.
- " 1973.- Geologia de los cuadrangulos de Ocongate y Sicuani. Serv. Geol. Min., Bol. 25, Lima.
- AUDEBAUD E., CAPDEVILA R., DALMAYRAC B., DEBELMAS J., LAUBACHER G., LEFEVRE Ch., MAROCCO R., MARTINEZ Cl., MATTAUER M., MEGARD F., PAREDES J., TOMASI P., 1973.- Les traits géologiques essentiels des Andes Centrales (Pérou-Bolivie). Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., v. XV, fasc. 1-2, p. 73-114.
- AUDEBAUD E., DEBELMAS J., 1971.- Tectonique polyphasée et morphotectonique des terrains crétacés dans la Cordillère Orientale du sud péruvien. Etude d'une structure caractéristique. Cah. ORSTOM, sér. Géol., 3, (1), p. 59-65, Paris.
- AUDEBAUD E., LAUBACHER G., 1969.- Sur une discordance tardihercynienne dans la Cordillère Orientale du sud du Pérou. C.R. Acad. Sci., t. 269, sér. D, p. 2163-2166, Paris.
- " " 1969.- Présence de Tertiaire plissé (Groupe Puno) dans la Cordillère Orientale du sud du Pérou. C.R. Acad. Sci., t. 269, sér. D, p. 2301-2304, Paris.
- AUDEBAUD E., LAUBACHER G., MAROCCO R., 1976.- Coupe géologique des Andes du sud du Pérou, de l'Océan Pacifique au Bouclier brésilien. Geol. Rdschau, t. 65, I, p. 223-264.
- AUDEBAUD E., VATIN-PERIGNON N., 1974.- The volcanism of the Northern part of Peruvian Altiplano and of the Oriental Cordillera on a traverse Quince-mil-Sicuani-Arequipa. Symp. Intern. Volc., Santiago de Chile, 1974.

- BARD J.P., DALMAYRAC B., MAROCCO R., MEGARD F., 1974.- Extension et caractères des roches métamorphiques précambriennes du Pérou. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 278, sér. D, p. 3035-3038.
- BARREDA, 1975.- Geologia del area Santa Ana - Omasi - Chailhuamayo (Provs. de Lucanas y Victor Fajardo - Depto. de Ayacucho). Thèse Ingénieur Géologue. Arequipa. Peru.
- BELLIDO E., 1956.- Geologia del curso medio del rio Huaytara, Huancavelica. Bol. Soc. Geol. Peru, 30, p. 33-47, 1 carte h.t.
- " 1969.- Sinopsis de la geologia del Peru. Bol. Serv. Geol. Min., 22, 54 p., 3 pl. et 1 carte h.t.
- BELLIDO E. et GUEVARA C., 1963.- Geologia de los cuadrangulos de Punta de Bombon y Clemesi. Com. Carta Geol. Nac., Bol. 5, 92 p., 2 cartes h.t., Lima.
- BELLIDO E., NARVAEZ S., 1960.- Geologia del cuadrangulo de Atico. Bol. Com. Carte Geol. Nac., 2, 59 p., 1 carte h.t., Lima.
- BELLON H., LEFEVRE Ch., 1976.- Données géochronométriques sur le volcanisme andin dans le sud du Pérou. Implications volcano-tectoniques. C.R. Acad. Sci., t. 283, sér. D, p. 1-4.
- BENAVIDES V., 1956a.- Cretaceous system in northern Peru. Am. Mus. Nat. Hist. Bull., 108, p. 252-494.
- " 1956b.- Geologia de la region de Cajamarca. Bol. Soc. Geol. Peru. 30, p. 49-79.
- BOIT B., 1955.- Nota preliminar sobre la estratigrafia de las alturas de Chasqui-Ayapitacc, region de Chavinillo (Huanuco). Publ. Mus. Hist. Nat. "Javier Prado", ser. c, Geol., 4, p. 1-17, Lima.
- " 1960.- Nuevos datos sobre la geologia de la quebrada de Chaupihuaranga. (Huanuco). Publ. Mus. Hist. Nat. "Javier Prado", ser. C, Geol., 8, p. 1-10, Lima.
- " 1964.- Extension en el Peru de la estratigrafia centroandina. Mem. Mus. Hist. Nat. "Javier Prado", n° 14, p. 1-37, Lima.
- BOSC E., 1963.- Geologia de la région comprendida entre la Quebrada de Parcca (Chilca) y el Valle de Mala. Thèse Bach. Geol., Univ. Sn. Marcos, 84 p., Lima.
- BOUCOT A.J., MEGARD F., 1972.- Silurian of Peru. in Correlation of the South American Silurian rocks, ed. W.B. ? Berry et A.J. Boucot. Geol. Soc. Am., Spec. Pap. 133, p. 51.
- BROCKMANN C., CASTANOS A., SUAREZ R., TOMASI P., 1972.- Estudio geologico de la Cordillera Oriental de los Andes en la zona central de Bolivia (Region del Chapare). Soc. Geol. Bol., Bol. n° 18, p. 1-36, La Paz.

- COBBING E.J. and PITCHER W.S., 1972.- The coastal batholith of Central Peru. Geol. Soc. London Jour., vol. 128, p. 421-460.
- " 1973.- Geologia de los cuadrangulos de Barranca, Ambar, Oyon, Huacho, Huaral y Canta. Serv. Geol. Min. Bull. n° 26, Lima.
- " 1976.- The géosynclinal pair at the continental margin of Perù. Tectonophysics, 36, p. 157-165.
- " OZARD J.M., SNELLING N.J., 1997.- Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the Coastal Cordillera of Southern Peru. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88, p. 241-246.
- CONY P.J., 1971.- Structural evolution of the Cordillera Huayhuash, Andes of Peru. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 82, p. 1863-1884.
- COSSIO A.N., 1964.- Geologia de los cuadrangulos de Santiago de Chuco y Santa Rosa. Com. Carta Geol. Nac. Bol. 8, 69 p., 1 carte h.t., Lima.
- " JAEN H., 1967.- Geologia de los cuadrangulos de Pucallpa, Chocope, Otuzco, Trujillo, Salaverry y Santa. Bol. Serv. Geol. Min., 17, 141 p., 4 cartes h.t.
- COX L.R., 1949.- Moluscos del Triasico superior del Peru. Bol. 12, Instituto Geologico del Peru, Lima.
- DALMAYRAC B., 1970.- Mise en évidence d'une chaîne anté-ordovicienne et probablement précambrienne dans la Cordillère Orientale du Pérou central (région de Huanuco). C.R. Acad. Sci., t. 270, p. 1088-1091.
- " 1970.- Precisions sobre una seccion típica del Paleozoico de los Andes centrales peruanos (Quebrada de Chaupihuaranga). Comunicacion I° Cong. Latino-amer. Geol., Lima.
- " 1973.- Coupe générale des Andes péruviennes (entre 9°S et 11°S). Bull. Inst. Fr. Et. And., II, p. 1-15, Lima.
- " 1973.- Estudio del Precambrico y Paleozoico de la Cordillera oriental del Perù entre 10°30' y 9°00'S. Geol. Min. Perù y ORSTOM, inédit. 91 p.
- " 1974.- Un exemple de tectonique vivante : les failles sub-actuelles du pied de la Cordillère Blanche (Pérou). Cah. ORSTOM, Sér. Géol. VI, 1, 19-27.
- " LEYRELOUP A., 1975.- Le Précambrien métamorphique du Pérou : Données nouvelles. 3ème Réunion Ann. Sci. de la Terre, Montpellier.
- " LANCELOT J., LEYRELOUP A., 1977.- 2000 MA granulites in the Late Precambrian metamorphic basement along the southern Peruvian coast. Sciences (in press).

- DEZA E., 1971.- The Pariahuanca earthquakes, Huancayo, Peru : July-October 1969. *in* Recent Crustal Movements. Roy. Soc. New. Zeal. Bull. 9, p. 77-83.
- DICKINSON W.R., 1971.- Plate tectonics models of geosynclines. Earth. Planet. Sci. Letters, 10, p. 165-174.
- " 1971.- Plate tectonics in geologic history. Science, 174, p. 107-113.
- DOLLFUS O., 1965.- Les Andes centrales du Pérou et leurs piémonts. Etude morphologique. Trav. Inst. Fr. Etud. Andines, t. X, 404 p., Lima.
- DUNBAR C.O., NEWELL N.D., 1946.- Marine early Permian of the Central Andes and its fusiline faunas. Am. Jour. Sci., 244, p. 377-402, 457-491.
- EGELER C.G. et DE BOOY T., 1956.- Geology and Petrology of part of the Southern Cordillera Blanca, Peru. Verhaud. K. Ned. Geol., Mijnb. Grenootsch., Geol. serie, 17 (I), p. 1-86, 1 carte et 16 pl. h.t.
- EYSINGA F.W.B., 1972.- Geological time-table. 2° Ed. Elsevier, Amsterdam.
- FARRAR E. et NOBLE D.C., 1976.- Timing of Late Tertiary Deformation in the Andes of Peru. Geol. Soc. Am., Bull. vol. 87, p. 1247-1250.
- FAUCHER B., SAVOYAT E., 1973.- Esquisse géologique de l'Equateur. Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn., v. XV, fasc. 1-2, p. 115-142.
- FISCHER A.G., 1956.- Desarrollo geológico del Noroeste Peruano durante el Mesozoico. Bol. Soc. Geol. Peru, 30, p. 177-190.
- GANSSER A., 1973.- Facts and theories of the Andes. J. Geol. Soc., 129 (2), p. 93-131, 3 fig. h.t., London.
- GRAMBAST L., MARTINEZ M., MATTAUER M., THALER L., 1967.- *Perutherium Altiplanense* nov. gen. sp. Premier mammifère mésozoïque d'Amérique du Sud. C. R. Acad. Sci., 264, sér. D, p. 707-710, Paris.
- GROSE L.T., SZEKELY (T.S.), 1968.- Upper Triassic - Lower Jurassic Pucara group of Central Peru. Geol. Soc. Am. An. Mtg., Mexico, Progr. and Abstr., p. 119.
- HAAS O., 1953.- Mesozoic invertebrata faunas of Peru. Bull. Am. Mus. Nat. Hist., 101, 328 p., 18 pl., New-York.
- HARRINGTON H.J., 1962.- Paleogeographic development of South America. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 46 (10), p. 1773-1814.
- HARRISON J.V., 1940.- Nota preliminar sobre la geología de los Andes centrales del Peru. Bol. Soc. Geol. Peru, 10, 53 p., 1 carte et 7 pl. h.t.

- HARRISON J.V., 1943a.- Geologia de los Andes centrales en parte del departamento de Junin (Peru). Ibid., 16, 97 p.
- " 1943b.- The geology of the Central Andes in part of the province of Junin, Peru. Quart. Jour. Geol. Soc. London, 99, p. 1-36, 6 pl. et 1 carte h.t.
- " 1951.- Geologia de los Andes orientales del Peru central. Bol. Soc. Geol. Peru, 21, 97 p., 3 cartes h.t.
- " 1953.- Some aspects of Andean geology. Bol. Soc. Geol. Peru, 26, p. 33-50.
- " 1956.- Some mountain structures with special reference to Central Peru. Ibid., 30, p. 199-210.
- " 1960a.- Geologia de los alrededores de Banos en el occidente del Peru Central. Ibid., 35, p. 63-77.
- " 1960b.- Critical sections in the western Andes of Central Peru. Geol. Ruschau., 50, p. 630-639.
- " WILSON J.J., 1960.- Geologia de la region comprendida entre Huacho y Vinchos. Bol. Soc. Geol. Peru, 35, p. 5-62, 2 cartes.
- HELWIG J., 1972.- Late Paleozoic stratigraphy and tectonics of the central Andes. Simposio Intern. sobre os Sistemas Carbonifero e permiano na America do Sul. An. Acad. brasil. Cienc., 44, p. 161-171.
- HOSMER H., 1959.- Geology and structural development of the Andean system of Peru. Ph. D., Univ. Michigan.
- ISAACSON P.E., 1975.- Evidence for a Western Extracontinental Land Source during the Devonian Period in the Central Andes. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 86, p. 39-46.
- JAMES (D.E.), 1971a.- Andean crustal and upper mantle structure. J. Geophys. Res., 76, p. 3246-3271.
- " 1971b.- Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. Geol. Soc. Am. Bull., 82 (12), p. 3325-3346.
- JAMES D.E., BROOKS C., CUYUBAMBA A., 1975.- Early evolution of the Central andean volcanic arc. Carnegie Instit. Washington, Year Book, v. 74, p. 247-250.
- JENKS W.F., 1948.- Geologia de la hoja de Arequipa al 200.000. Inst. Geol. Peru, Bol. 9, 204 p., 9 pl. et 1 carte h.t.
- " 1951.- Triassic to Tertiary stratigraphy near Cerro de Pasco, Peru. Geol. Soc. Am. Bull., 62 (2), p. 203-220, 3 pl. h.t.
- " HARRIS E.G., 1953.- Plutonics near Arequipa as a petrologic sample of the coastal batholith in Peru. Bol. Soc. Geol. Peru, 26, p. 79-94.

- JOHNSON R.F., LEWIS Jr R.W., ABELE G., 1955.- Geology and ore deposits of the Atacocha district, Departamento de Pasco, Peru. U.S. Geol. Surv. Bull., 975-E, p. 337-388, 8 cartes h.t.
- KAZUMI MIURA, 1972.- Possibilidades petrolíferas do Bacia do Acre. XXVI Conc. Bras. Geol. Simposios, Bol. 2, p. 12.
- KOCH E., 1959. - Unos apuntes sobre la geomorfología del río Ucayali (Oriente peruano). Bol. Soc. Geol. Peru, 34, p. 32-41.
- " 1962. - Die Tektonik im Subandin des Mittel-Ucayali-Gebietes, Ost peru Geotekt. Forsch., 15, 67 p., 22 pl., Stuttgart.
- " BLISSENBACH E., 1960.- Die gefalteten oberkretazisch-tertiären Rotschichten im Mittel-Ucayali-Gebiet, Ostperu. Beih. Geol. Jb., 43, 103 p., 3 pl. h.t.
- KUMMEL B., 1948. - Geological reconnaissance of the Contamana region, Peru. Geol. Soc. Amer. Bull., 59 (12), p. 1217-1266.
- LANCELOT J., DALMAYRAC B., LEYRELOUP A., 1976.- Radiochronological preliminary results of Peruvian precambrian granulites. E.C.O.G. Amsterdam.
- " LAUBACHER G., MAROCCO R., RENAUD U. (in press).- U/Pb radiochronology of two granitic plutons from the Eastern Cordillera (Peru). Extend of Permian magmatic activity and consequences. Geol. Rdsch.
- LAUBACHER G., 1970.- La tectónica tardihercínica en la Cordillera Oriental de los Andes del sur del Perú. I° Cong. Latino-Amer. Geol., Lima.
- " 1974.- Le Paléozoïque inférieur de la Cordillère Orientale du sud-est du Pérou. Cahiers ORSTOM, sér. Géol., vol. 6, n° 1, p. 29-40.
- " et MAROCCO R., 1975.- Influence de la tectonique cassante tardihercynienne sur l'évolution méso-cénozoïque des Andes centrales (Pérou). Réun. Ann. Sci. Terre, Montpellier.
- LEFEVRE C., 1973.- Les caractères magmatiques du volcanisme plio-quatenaire des Andes dans le sud du Pérou. Contr. Minéral. Pétr., 41, p. 259-272.
- LEMON R.R.M. et GRANSWICK J.S., 1956.- Graptolites from Huacar, Peru. Publ. Mus. Hist. Nat. Javier Prado, n° 5, 30 p., Lima.
- LEVIN P.M., 1974.- Die Pucara Sedimente im Chanchamaoyogebiet in Ost-Peru. Geol. Rdschau, 63, 1, p. 345-356.
- " et SAMANIEGO A.A., 1975.- Los sedimentos del grupo Pucara en el área de Chanchamayo - Peru centro oriental. Bol. Soc. Geol. Peru, 45, p. 45-60.

- Mc LAUGHLIN D.H., 1924.- Geology and physiography of the peruvian cordillera, department of Junin and Lima. Geol. Soc. Am. Bull., 35, 591-680.
- MABIRE B., 1961.- La serie de "Capas Rojas" cretaceo-terciarias en los Andes Centrales del Peru. Bol. Soc. Geol. Peru, 36, p. 151-185.
- MAROCCO R., 1971.- Etude géologique de la chaîne andine au niveau d'Abancay (Pérou). Cah. ORSTOM, sér. Géol., (1), p. 45-58.
- " 1973.- Estudio geologico preliminar de la Cordillera Oriental. Bloque D. Rapport inédit, Serv. Géol. Min. Pérou.
- " 1976.- Geologia de los cuadrangulos de Andahuaylas, Abancay, Cotabambas. Serv. Géol. Min. Pérou.
- " et GARCIA ZABALETA F., 1974.- Estudio geologico de la region entre Cuzco y Machu Picchu. Bull. Inst. Franç. Etud. Andines, III, n° 2, p. 1-27.
- MARTIN C., PAREDES J.P., 1977.- Données nouvelles sur le Paléozoïque de la zone subandine du Pérou central. C.R. Acad. Sci., in press.
- MARTINEZ Cl. et TOMASI P., 1970.- Primeros datos sobre la cadena hercinica en los Andes Bolivianos. Comunicacion. 1er Congr. Latino-Amer. Geol. Lima.
- " SUAREZ R. et SUBIETA T., 1971.- La cadena hercinica en la parte septentrional de la Cordillera Oriental de los Andes Bolivianos (Perfil La Paz - Alto Beni). GEOBOL, Bol. 15, p. 26-35, 3 pl. h.t., La Paz.
- " KUSSMAUL S., SUBIETA T., TOMASI P., 1973.- Historia del altiplano de Bolivia. 2do Cong. Latino-Amer. Geol., Caracas.
- " TOMASI P., DALMAYRAC B., LAUBACHER G., MAROCCO R., 1972.- Caractères généraux des orogènes précambriens, hercyniens et andins du Pérou et en Bolivie. 24° Congr. Géol. Intern., sect. 1, p. 136-146, Montréal.
- " SUBIETA T., TOMASI P., 1975.- Evolution structurale d'un secteur de la chaîne andine depuis le Crétacé terminal : les Hauts Plateaux boliviens. 3ème Réun. Ann. Sci. Terre, Montpellier.
- MATTAUER M., 1973.- Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann Paris, 493 p.
- MEGARD F., 1967.- Commentaire d'une coupe schématique à travers les Andes centrales du Pérou. Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn., IX, (4), 335-346, Paris.
- " 1968.- Geologia del cuadrangulo de Huancayo. Bol. Serv. Geol. Min. 18, 123 p., carte et pl. h.t., Lima.

- MEGARD F., 1973.- Etude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou central. Thèse Doct. Sci. Nat., Montpellier.
- " - DALMAYRAC B., LAUBACHER G., MAROCCO R., MARTINEZ C., PAREDES J., TOMASI P., 1971.- La chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie. Premiers résultats. Cah. ORSTOM, sér. Géol. III, (1), p. 5-44, 1 carte h.t., Paris.
- " PHILIP H., 1976.- Plio-Quaternary Tectono-magmatic zonation and Plate tectonics in the Central Andes. Earth Planet. Sc. Lett., 33, 231-238.
- MENDIVIL S. et CASTILLO, 1960.- Geología del Cuadrangulo de Ocona. Com. carta geol. Nac., Bol. n° 3.
- MENDIVIL S., 1965.- Geología de los cuadrangulos de Maure y Antajave. Com. Carta Geol. Nac., Bol. n° 10.
- MIRRE J.C., et ACENOLAZA F.G., 1971.- El hallazgo de Oldhamia s.p. (traza fosil) y su valor como evidencia de edad cambrica para el supuesto Precambrico del borde occidental del Aconquija, provincia de Catamarca. Rev. Ameghiniana. IX, 72-78.
- MYERS J.S., 1974.- Cretaceous stratigraphy and structure, western Andes of Peru between latitudes 10°-10°30'. Am. Ass. Petrol. Geol., Bull. 58, p. 474-487.
- " 1975.- Cauldron subsidence and fluidization : Mechanisms of Intrusion of the coastal Batholith of Peru into its own volcanic Ejecta. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 86, p. 1209-1220.
- NARVAEZ S., 1964.- Geología de los cuadrangulos de Ilo y Locumba. Bol. Com. Carta Geol. Nac., 7, 75 p., 1 carte h.t., Lima.
- " GUEVARA C., 1968.- Mapa geológico a escala 1/100 000 del cuadrangulo de Huancavelica. Serv. Geol. Min., Lima.
- NEWELL N.D., 1949.- Geology of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia. Soc. Amer. Mem. 36, 104 p., 4 pl. h.t.
- " CHRONIC J., et ROBERTS T., 1953.- Upper Paleozoic of Peru. Geol. Soc. Amer. Mem. 58, 276 p., 44 pl.
- " et TAFUR I., 1943.- Ordovícico fosilífero en la Selva oriental del Perú. Bol. Soc. Geol. Perú, 14, p. 5-16.
- NOBLE D.C., PETERSEN U., MAC KEE E.H., ARENAS M., BENAVIDES A., 1972.- Cenozoic volcano-tectonic evolution of the Julcani-Huachocolpa-Castrovirreyna area, Central Peru. Geol. Soc. Amer., Abst. with Progr. vol. 4, p. 613,

- NOBLE D.C., Mc KEE E.H., FARRAR E., PETERSEN U., 1974.- Episodic cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Peru. Earth Plan. Sci. Lett., 21, p. 213-220, Amsterdam.
- " " MEGARD F., SALAZAR H., .- Eocene Uplift and Unroofing of the Coastal Batholith of Central Peru. preprint.
- OCOLA L.C., MEYER R.P., 1973.- Crustal structure from the Pacific basin to the Brazilian shield between 12° and 30°S latitude. Geol. Soc. Am. Bull. 84, p. 3387-3404.
- PARDO A.A., ZUNIGA F.R., 1973.- Estratigrafia y evolucion tectonica del mesozoico y cenozoico de la region de la selva del Peru. II Cong. Latin. Geol. Caracas, Venezuela.
- PAREDES P.J., 1972.- Etude géologique de la feuille de Jauja au 1/100.000ème (Andes du Pérou central). Thèse 3° cycle - U.S.T.L. Montpellier.
- PERRIAUX J., 1969.- Rapport C.N.R.S. de Mission au Pérou. Inédit.
- PETERSEN U., 1954.- Informe preliminar sobre la geologia de la faja costanera del Depto. de Ica. Bol. Emp. Petrol. Fisc. Tec. 1, p. 33-61, et 63-75, Lima.
- PITCHER W., 1972.- The Coastal batholith of Peru. 24° Congr. Geol. Int. Montreal, Section 2, p. 156-163.
- " 1974.- The Mesozoic and Cenozoic batholiths of Peru. Pacific Geology, 8, p. 51-62, Tokai Univ., Tokio.
- " 1975.- On the rate of emplacement of batholith. Journ. Geol. Soc., vol. 131, p. 587-591, Londres.
- PORTUGAL J., 1974.- Mesozoic and Cenozoic stratigraphy and Tectonics events of Puno-Sta Lucia area. Department of Puno, Peru. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 58, p. 982-999.
- RIVERAX R., PETERSEN G.G., RIVERA F.M., 1975.- Estratigrafia de la Costa de Lima. Bol. Soc. Geol. Peru, 45, p. 159-186.
- ROSENZWEIG A., 1953.- Reconocimiento geologico en el curso medio del rio Huallaga. Bol. Soc. Geol. Peru, 26, p. 155-189, 1 carte h.t.
- RODRIGUEZ A., CHALCO A., 1975.- Cuenca Huallaga, resena geologica y posibilidades petroliferas. Bol. Soc. Geol. Peru, 45, p. 187-212, 1 carte h.t.
- RÜEGG W., 1947. - Estratigrafia comparada del Oriente peruano. Bol. Soc. Geol. Peru, 20, p. 57-100.
- " 1956.- Geologia y Petroleo en la faja subandina peruana. *in* XX Cong. Geol. Int., Simp. Yacimientos Petrol. y Gas IV (America Sur y Antillas). p. 89-139, Mexico.

- RÜEGG W., 1957.- Geologie zwischen Cañete-San Juan 13°00' - 15°24'. Südperu. Geol. Rdsch., 45 (3), p. 775-856.
- " 1958.- From the basement complex to the very recent, Petroleum Geology of Eastern Peru... today. Petrol. Engin. 30 (4), p. 30-42, Dallas.
- " 1961.- Hallazgo y posición estratigráfico - tectónica del Titoniano en la costa sur del Perú. Bol. Soc. Geol. Perú, 36, p. 203-208.
- " 1962.- Rasgos morfológicos-geológicos intramarinos y sus contrapartes en el suelo continental peruano. Ibid., 38, p. 97-142.
- " 1964.- The productive and promising oil basins of Peru. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u.-Ing., 30 (79), p. 8-25.
- " FYFE D., 1948.- Some outlines on the Tectonics of the Upper Amazon embayment. 18 th Int. Geol. Cong., Part 6, p. 77-85, 1 pl. h.t. London.
- SOULAS J.P., 1975.- La chaîne andine du Pérou central : chronologie, orientation et style des phases tectoniques du Tertiaire supérieur. Aperçus sur la tectonique quaternaire. Bull. Inst. Fr.-Et. Andines, vol. IV, n° 3-4, p. 127-156, Lima.
- STAPPENBECK R., 1929.- Geologia des Chicamatales in Nordperu und seiner Anthrazitlagerstätten. Geol. und Palaeont. Abhandl. N.F. 16, H. 14.
- STEINMANN G., 1929.- Geologie von Peru, Heidelberg, 448 p., Karl Winter éd.
- STEWART J.W., 1968.- Rocas intrusivas del cuadrángulo de la Joya. in Bull. Serv. Geol. Min. Perú, 19, p. 43-78, Lima.
- " 1971.- Neogene peralkaline igneous activity in Eastern Peru. Geol. Soc. Amer. Bull., 82 (8), p. 2307-2312.
- " SNELLING N.J., 1970.- The significance of radiometric age data from peruvian igneous and metamorphic rocks. Com. 1er Cong. Latino-Am. Geol. Lima.
- " EVERDEN J.F., SNELLING N.J., 1974.- Age determinations from Andean Peru : A reconnaissance Survey. Geol. Soc. Amer. Bull., 85, p. 1107-1116.
- SZEKELY T.S., 1967.- Geology near Huallacocha lakes, Central High Andes, Peru. Am. Ass. Petrol. Geol., Bull., 51 (7), p. 1346-1353.
- " 1969.- Structural geology, Cochas to Yauricocha, Central High Andes, Peru. Ibid., 53 (3), p. 553-567.

- SZEKELY T.S., GROSE L.T., 1972.- Stratigraphy of the carbonate, black shale and phosphate of the Pucara Group (Upper Triassic-Lower Jurassic), Central Andes, Peru. Geol. Soc. Am. Bull., 83 (2), p. 407-428.
- TROTTEREAU G., 1964.- Contribution à l'étude des Andes nord-péruviennes. Thèse 3ème cycle, inéd., Grenoble.
- WILSON J.J., 1963.- Geologia del cuadrangulo de Huaylillas. Com. Carta Geol. Nac. Bull., n° 6, Lima.
- " 1963.- Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Peru. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 47 (1), p. 1-34.
- " GARCIA W., 1962.- Geologia de los cuadrangulos de Pachia y Palca. Bol. Com. Carta Geol. Nac., 82 p., 2 cartes h.t., Lima.
- " REYES L., 1964.- Geologia del cuadrangulo de Pataz. Bol. Com. Carta Geol. Nac., 9, 91 p., 1 carte et 1 pl. h.t.
- " " GARAYAR J., 1967.- Geologia de los cuadrangulos de Mollebamba, Tayabamba, Pomabamba y Huari. Bol. Serv. Geol. Min., 16, 95 p., 1 carte et 1 pl. h.t.
- YATES R.G., KENT D.F., FERNANDEZ CONCHA J., 1951.- Geology of the Huancavelica quicksilver district, Peru. U.S. Geol. Surv. Bull., 975-A, 45 p., 5 cartes et 1 pl. h.t.
- ZEIL W., 1964. - Geologie von Chile, 233 p. Geb. Borntraeger, Berlin.

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER

Direction générale :
24, rue Bayard - 75008 PARIS

Service des Publications :
70-74, route d'Aulnay - 93140 BONDY

O.R.S.T.O.M. Éditeur
Dépôt légal : 4e trim. 1978
I.S.B.N. : 2-7099-0525-6

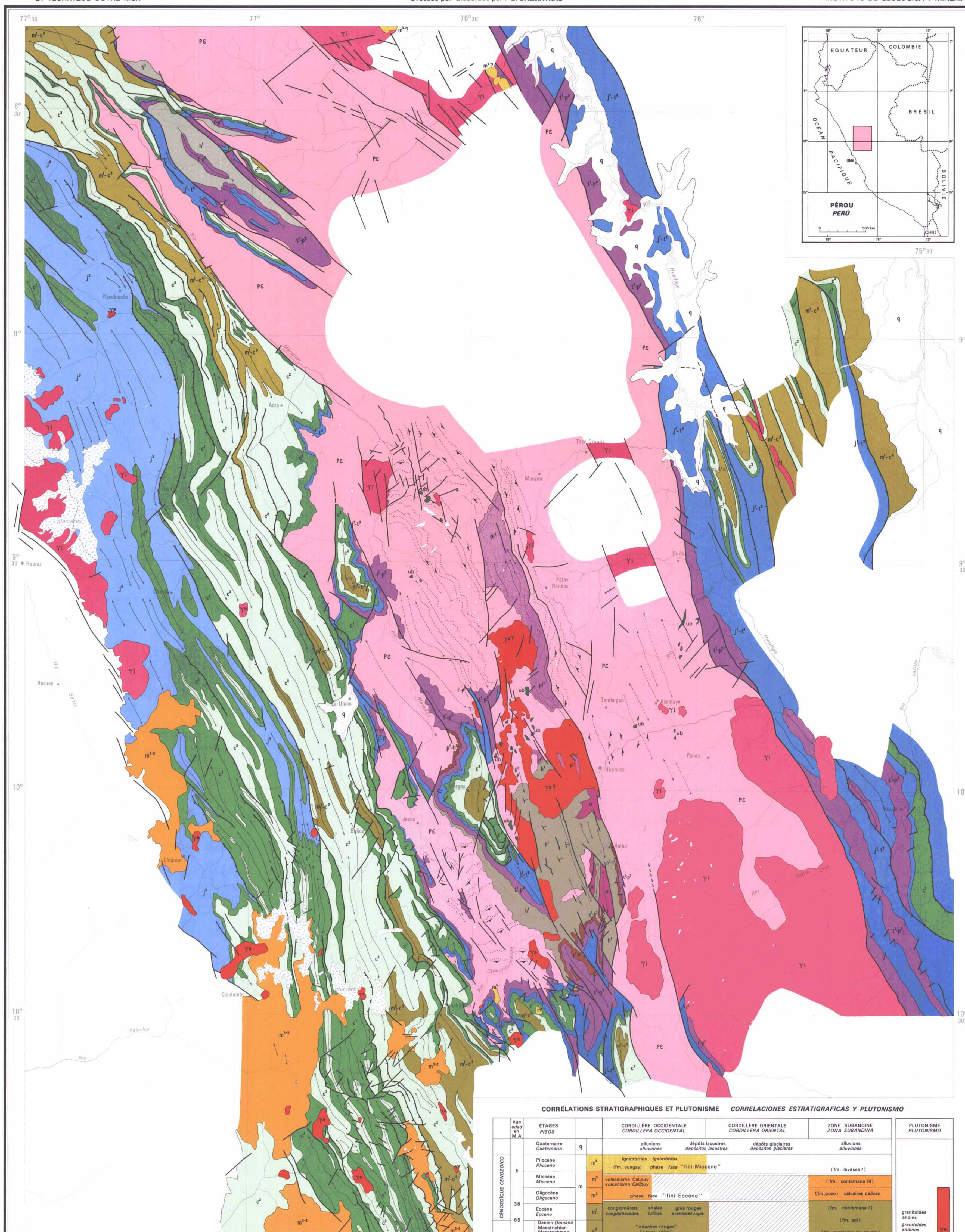
CARTE GÉOLOGIQUE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE DU PÉROU CENTRAL

MAPA GEOLOGICO DE LA CORDILLERA ORIENTAL DEL PERU CENTRAL

REPUBLIQUE FRANÇAISE
OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER

RÉGION DE HUANUCO
Dressée par-Elaborada por: B. DALMAYRAC

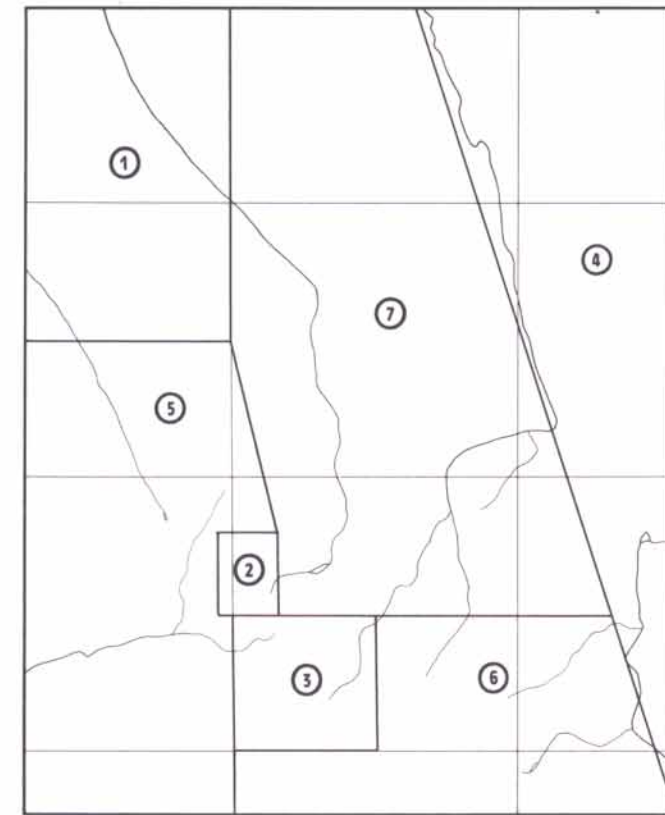
REPUBLICA DEL PERU
MINISTERIO DE ENERGIA Y MINAS
INSTITUTO DE GEOLOGIA Y MINERIA



CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES ET PLUTONISME / CORRELACIONES ESTRATIGRAFICAS Y PLUTONISMO

AGE en M.A.	ÉTAGES PISOS	CORDILLÈRE OCCIDENTALE CORDILLERA OCCIDENTAL	CORDILLÈRE ORIENTALE CORDILLERA ORIENTAL	ZONE SUBANDINE ZONA SUBANDINA	PLUTONISME PLUTONISMO
CÉNÉZOÏQUE CENOZOIC	Quaternaire Cuaternario	alluvions depósitos aluviales	dépôts lacustres depósitos lacustres	alluvions depósitos lacustres	
	Pliocène Plioceno	m ¹ ignimbrites ignimbrites (fm. yungay) phase fase "fini-Miocène"		(fm. lavasen?)	
	Miocène Mioceno	m ² volcanisme volcanismo volcanismo Calipuy		(fm. contamana II)	
CÉNÉZOÏQUE CENOZOIC	Oligocène Oligoceno	m ³ phase fase "fini-Eocène"		(fm. pozor) calcaires calizas	
	Eocène Eoceno	m ⁴ conglomérats shales grès rouges arenaceous rojas "couches rouges"		(fm. contamana I) (fm. sol)	granitoides andins granitoides andinos
MÉSÉZOÏQUE MESOZOIC	Danien-Daniano Maastrichtien Maastrichtiano	c ¹ 800 à 1000 m.	lacune lacuna	calcaires et marges calizas y margas (fm. chonta)	
	Crétacé Cretacico	c ² grès arenaceous 1000 calcaires calizas 500 m. grès arenaceous 1500 m. grès arenaceous 1500 m. grès arenaceous 1500 m.		grès arenaceous shales lutites (fm. agre calizas) grès arenaceous	
MÉSÉZOÏQUE MESOZOIC	Néocomien Neocomiano	c ³ 500 m. lutites lutitas 400 m. (fm. oyay)		grès arenaceous (fm. sarayacuillo)	
	Jurassique Jurásico	j ¹ 500 m. lutites lutitas 400 m. (fm. oyay)			
PALEOZOÏQUE PALEOZOIC	Trias Triásico	t ¹ 800 à 2000 m.	selonnes calizas (gr. pasaru)	3000 m. (fm. sentago)	
	Permien Permico	sup. inf. p ¹ p ²		couches rouges et volcanites capas rojas y volcanitas grès arenaceous 1000 m. calcaires calizas 3000 m. grès arenaceous (gr. copacabana)	
PALEOZOÏQUE PALEOZOIC	Pennsylvanien Pennsylvaniano	h ¹ h ²		grès fins et calcaires 100m. arenaceous fines y calizas calcaires calizas	
	Mississippien Missisipiense	m ¹ m ²		conglomérats grès shales arenaceous lutitas 500 conglomerados arenaceous lutitas 500	
PALEOZOÏQUE PALEOZOIC	Dévonien Devónico	d ¹ d ²	plissement éohercynien	Devonian? Devónico? / plegamiento eohercinico	
	Silurien Silúrico	s ¹ s ²		lacune lacuna	granitoides indifférenciés granitoides indifinidos
PRÉCAMBRIEN PRECAMBRIAN	Ordovicien Ordovícico	o ¹ o ²		grès et shales 500 à 800 m. arenaceous y lutitas	
	Cambrien Cambriano	cb ¹ cb ²		700 m. lutites lutitas	
PRÉCAMBRIEN PRECAMBRIAN	ub	ub	roches ultrabasiques rocas ultrabásicas		schistes, gneiss, amphibolites esquistos, neises, anfíbolitas granulites granulitas

DOCUMENTS CONSULTÉS / DOCUMENTOS CONSULTADOS



- Carte géologique à 1/200 000 de J. WILSON, L. REYES, J. GARAYAR. Service de Géologie et des Mines Pérou, n° 16, 1967.
- Mapa geológico a 1/200 000 de J. WILSON, L. REYES, J. GARAYAR. Servicio de Geología y Minería Perú, n° 16, 1967.
- Geologic map of the cordillera Huayhuash, Andes of Peru, of F. J. CONEY, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 82, 1971.
- Carte géologique à 1/100 000 de J. COBBING, J. GARAYAR. Service de Géologie et des Mines Pérou, n° 26, 1973.
- Mapa geológico a 1/100 000 de J. COBBING, J. GARAYAR. Servicio de Geología y Minería Perú, n° 26, 1973.
- Divers documents inédits de l'Institut de Géologie et des Mines du Pérou.
- Mapa geológico de las Andes del Perú central a 1/500 000 de F. MEGARD. Inst. Sci. Net. Montpellier, France, 1973.
- Geological map of Western Cordillera of Northern Peru, 1/500 000 of J. COBBING, Institute of Geological Sciences, London 1973.
- Carte géologique des Andes du Pérou central à 1/500 000 de F. MEGARD, these Doct. Sci. Net., Montpellier, France, 1973.
- Mapa geológico de las Andes del Perú central a 1/500 000 de F. MEGARD. Inst. Sci. Net. Montpellier, France, 1973.
- Levés de B. DALMAYRAC (ORSTOM) avec la collaboration de R. AMIEL, J. CALDAS, J. VERA LAZO, L. CANEPA (INGEOMIN) et de R. AUMAITRE (ORSTOM) pour la zone nord-orientale.
- Levantamientos de B. DALMAYRAC (ORSTOM) con la colaboración de R. AMIEL, J. CALDAS, J. VERA LAZO, L. CANEPA (INGEOMIN) y de R. AUMAITRE (ORSTOM) por la parte noreoriental.

SYMBOLS / SÍMBOLOS

- Contour
- Contacto
- Contour supposé
- Contacto probable
- Faule
- Falla
- Faule supposée
- Falla probable
- Faule inverse
- Falla inversa
- Décrochement
- Falla transcurrente
- Pis anticlinaux
- Eje anticlinal
- Pis synclinaux
- Eje sinclinal
- Pis avec pendage axial
- Buzamiento del plano axial
- Pendage de couche
- Rumbo y buzamiento de capas
- Pendage vertical
- Capas verticales
- Couche renversée
- Capas invertidas
- Direction et pendage de la schistosité
- Rumbo y buzamiento de esquistosidad
- Gisement fossilifère
- Yacimientos fosilíferos
- Bancs de quartzites
- Bancos de cuarcitas

