

DYNAMIQUE DU REMPLISSAGE D'UN BASSIN INTRAMONTAGNEUX CÉNOZOÏQUE ANDIN

LE BASSIN MOQUEGUA (SUD DU PÉROU)

R. MAROCCO (1)

(1) ORSTOM, 24, rue Bayard, 75008 Paris et Laboratoire de Géodynamique des Bassins Sédimentaires, Fac. Sciences Exactes, Univ. Pau et Pays de l'Adour

RÉSUMÉ

Le Bassin Moquegua fait partie d'un système de cinq bassins intramontagneux, parallèles entre eux et à l'axe orographique et structural de la Cordillère des Andes péruviennes et boliviennes. Ils ont fonctionné de l'Éocène au Pliocène. Le Bassin Moquegua se situe sur le flanc pacifique des Andes du Sud du Pérou.

Le remplissage sédimentaire continental se réalise en deux périodes distinctes. La première (formation Moquegua inférieur), correspond au comblement d'une dépression stable, sans influence volcanique. La deuxième étape de remplissage (formation Moquegua supérieur) montre une mobilité du bassin, prouvée par l'existence de cônes alluviaux, de subsidence et d'activité volcanique. Une tectonique de faible intensité, mais généralisée à l'ensemble du bassin, sépare les deux phases de remplissage.

L'âge de la formation Moquegua inférieur est encore problématique; en revanche des tufs acides ont permis de dater de l'Oligocène supérieur une partie de la formation Moquegua supérieur.

MOTS-CLÉS : Tectonique — Tertiaire — Sédimentation continentale — Subsidence — Andes — Pérou.

ABSTRACT

DYNAMICS OF THE FILLING OF A CENOZOIC INTRAMONTANE BASIN IN THE ANDES : THE MOQUEGUA BASIN (SOUTHERN PERU)

The Moquegua basin is part of a series of five intramontane basins which run parallel to one another and to the orographic and structural direction of the Peruvian and Bolivian Andes. They were active from the Eocene to the Pliocene. The Moquegua basin is situated on the Pacific side of the Andes in southern Peru.

The continental sedimentary filling is divided into two distinct phases. The first one (the lower Moquegua formation) corresponds to the filling of a stable depression without any volcanic effect. The second one (the upper Moquegua formation) shows that the basin is mobile, which is confirmed by the presence of alluvial fans, subsidence and volcanic activity. The two filling phases are separated by a tectonic phase which is low in intensity and applies to the whole basin.

The dating of the lower Moquegua formation still raises difficulties; on the contrary, the presence of acid tuffs allowed to date part of the upper Moquegua formation from Upper Oligocene.

KEY WORDS : Tectonics — Tertiary — Continental sedimentation — Subsidence — Andes — Peru.

RESUMEN

LA DINÁMICA DEL RELLENO DE UNA CUENCA INTRAMONTAÑOSA CENOZOICA EN LOS ANDES : LA CUENCA DE MOQUEGUA (SUR DEL PERÚ)

La cuenca de Moquegua forma parte de una serie de cinco cuencas intramontañosas que son paralelas unas a otras y a la dirección orográfica y estructural de la Cordillera de los Andes peruanos y bolivianos. Fueron activos desde el Eoceno hasta el Plioceno. La cuenca de Moquegua se sitúa en el lado pacífico de los Andes en el sur de Perú.

El relleno sedimentario continental se divide en dos fases distintas. La primera (formación Moquegua inferior) corresponde al relleno de una depresión estable sin ninguna influencia volcánica. La segunda fase de relleno (formación Moquegua superior) muestra una movilidad de la cuenca que se confirma por la existencia de conos aluviales, de subsidencia y volcánicos. Las dos fases de relleno están separadas por una fase tectónica con una intensidad baja que se aplica a toda la cuenca.

La datación de la formación Moquegua inferior es aún problemática; en cambio, la existencia de tobas ácidas permitió que se datara del Oligoceno superior una parte de la formación Moquegua superior.

PALABRAS CLAVES : Tectónica — Terciario — Sedimentación continental — Subsidencia — Andes — Perú.

INTRODUCTION

Le travail présenté ici traite de la dynamique du remplissage par des sédiments continentaux, d'un bassin intramontagneux des Andes Centrales : le bassin Moquegua, situé sur le flanc pacifique de la Cordillère des Andes sud-péruviennes. Le remplissage du bassin Moquegua est immédiatement antérieur et contemporain du début de l'important soulèvement cénozoïque des Andes.

Thème de l'étude et raisons de son choix

L'étude du bassin Moquegua fut entreprise dans le cadre d'une convention d'action conjointe qui, de 1978 à 1982 associa l'ORSTOM et la Pontificia Universidad Católica de Lima (Pérou). A l'expiration de la convention, les recherches se sont poursuivies ; elles ont été à l'origine de l'élaboration du programme d'étude de la Géodynamique des Bassins Intramontagneux andins (Équateur, Pérou, Bolivie).

Le choix du thème de recherche avait été motivé par le fait que les travaux menés depuis quelques années dans le S du Pérou et en Bolivie par plusieurs équipes de géologues, dont des chercheurs ORSTOM, avaient commencé à débrouiller les problèmes stratigraphiques et structuraux posés par les terrains volcano-sédimentaires cénozoïques. Ces travaux aboutirent à un modèle d'évolution comportant des périodes de sédimentation continentale et de magmatisme, entrecoupées de phases de compression de courte durée. Il manquait à ce modèle, comparable à une succession d'images fixes des Andes à certains moments privilégiés de son évolution, la dimension dynamique : il nous a semblé utile de passer alors au dessin animé.

Pour ce faire, il n'existe aucun moyen direct ; mais l'analyse de la sédimentation entre les paroxysmes tectoniques permet, indirectement, de préciser le régime tectonique pendant le dépôt et de savoir si telle zone d'accumulation était, à un moment donné stable, en surrection ; en cours de subsidence. Les phases majeures de la tectonique andine s'échelonnent du Crétacé terminal au Pliocène, pendant une période où les Andes étaient émergées ; l'analyse de la sédimentation concernera donc des dépôts continen-

Pour des raisons de facilité d'accès et parce qu'une équipe multinationale (Péruviens, Français, Britanniques, Nord-Américains) de géomorphologues, vulcanologues, tectoniciens, paléontologues, etc., concentrait ses efforts sur le piémont pacifique du S du Pérou, nous avons choisi de commencer l'étude des bassins intramontagneux par le bassin Moquegua (fig. 1).

Localisation géographique du bassin Moquegua

Le bassin Moquegua tire son nom de la ville de Moquegua (71 °W × 17° 10' S) ; il se situe sur le flanc pacifique des Andes sud-péruviennes. Il forme une bande allongée, parallèlement à la côte, sur 500 km environ, entre le parallèle 16° S et la frontière Pérou-Chili. Au-delà il se poursuit en territoire chilien, sur plus de 100 km (fig. 1). La largeur du bassin Moquegua varie de 50 à 100 km ; les sables éoliens et les dépôts récents de piémont empêchent souvent de localiser précisément le bord occidental du bassin.

Au NE, le bassin Moquegua s'appuie sur les premiers contreforts de la Cordillère Occidentale. Au SW il est isolé de l'océan Pacifique par la Cordillère de la côte, étroite zone de reliefs culminant à plus de 1 000 mètres et constituée de terrains précambriens, paléozoïques et mésozoïques.

Les travaux antérieurs

Pour entreprendre nos recherches, nous avons consulté les travaux antérieurs traitant de la formation Moquegua (remplissage du bassin homonyme). Ces travaux ont été élaborés en deux périodes.

La première période, celle des précurseurs, va du début du siècle à la Deuxième Guerre Mondiale ; c'est l'époque de l'exploration scientifique du territoire péruvien. Dans le cadre d'un premier inventaire des ressources du sous-sol, le corps des Ingénieurs des Mines du Pérou entreprit l'exploration de certaines régions. L'une de ces explorations permit à ADAMS (1906) de décrire, sous le nom de « Formation Moquegua » qu'il attribua au Tertiaire, les sédiments détritiques continentaux affleurant dans les environs de la ville de Moquegua. STEINMANN (1929), dans son ouvrage sur la géologie du Pérou,

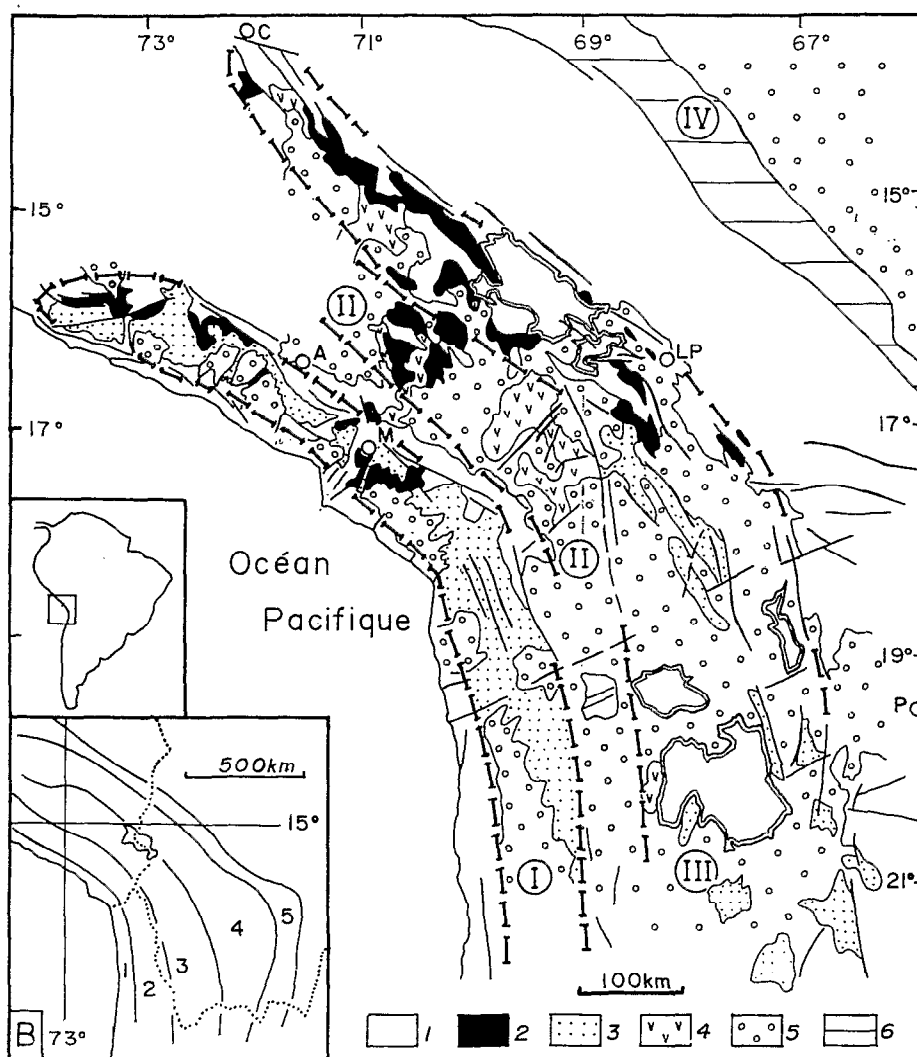


FIG. 1. — Esquisse géologique des Andes Centrales (Sud Pérou et Nord Bolivie), montrant l'extension géographique du bassin Moquegua (I) et son parallélisme avec les autres bassins intramontagneux andins, d'après LAVENU et MAROCCO, 1984

reconnut l'existence de la formation Moquegua sur le flanc pacifique des Andes depuis Atico (16 °S) jusqu'à la frontière chilienne ; il la subdivisa en deux séries : Moquegua inférieur et Moquegua supérieur.

La deuxième période, de la fin des années 1940 à 1975 environ, correspond à la cartographie systématique du S du Pérou par les géologues des organismes prédécesseurs d'INGEMMET. Ces travaux ont permis de préciser les limites cartographiques des deux séries Moquegua et de mettre en évidence une phase tectonique qui les sépare. Vers la fin des années 1970 se sont développées dans le S du Pérou : 1) des datations radiométriques du volcanisme cénozoïque, 2) des recherches sur la déformation due aux diffé-

rentes tectoniques nouvellement datées par géochronologie.

Nos propres études ont déjà fait l'objet d'un certain nombre de publications : MAROCCO *et al.* (1982), MAROCCO *et al.* (1984), MAROCCO et DELFAUD (1984), LAVENU et MAROCCO (1984).

Les méthodes d'étude

Le but de notre travail étant de reconstituer la dynamique du remplissage d'un bassin sédimentaire, il faudra établir, sur des coupes levées en plusieurs points du bassin, la suite verticale des milieux sédimentaires successifs. Les agencements de milieux

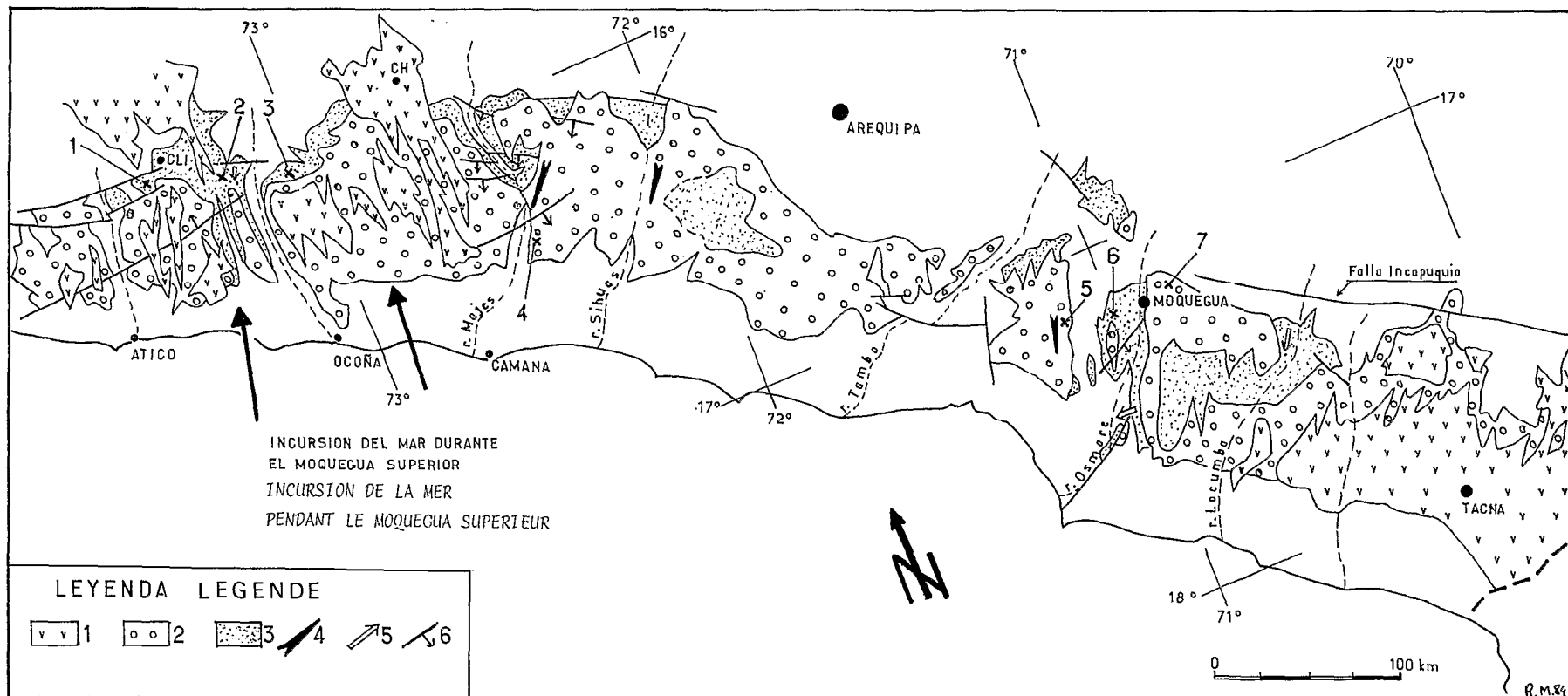


FIG. 2. — Carte du bassin Moquegua, d'après MAROCCO *et al.* (1984). *Légende* : 1 : Volcanique Huaylillas ; 2 : Moquegua supérieur ; 3 : Moquegua inférieur ; 4, 5 : Directions de courants dans Moquegua supérieur et Moquegua inférieur respectivement ; 6 : flexures. *Carte* : 1 : Coupe de Caraveli ; 2 : Coupe de la Mine La Eugenia ; 3 : Coupe de Cuno-Cuno ; 4 : Coupe du río Majes ; 5 : Coupe de Cruz del Portillo (non décrite) ; 6 : Coupe de Cerro Mono ; 7 : Coupe de Moquegua (non décrite). CLI : Caraveli ; CH : Chuquibamba

observés nous donneront des idées sur l'évolution géodynamique du bassin au point considéré : comblement, subsidence, etc. En ajoutant l'analyse structurale à l'analyse sédimentologique, on peut, dans certains cas, préciser le régime tectonique pendant la sédimentation : compression, distension, stabilité.

Ces observations réalisées, il faut ajouter la dimension horizontale, en replaçant chaque coupe dans le bassin et en les comparant. On obtient, non seulement la répartition géographique des corps sédimentaires, mais aussi une vision géographique de l'évolution du bassin.

Pour reconstituer les différents milieux sédimentaires se succédant sur une coupe verticale, nous

utilisons l'analyse séquentielle telle qu'elle fut définie par LOMBARD (1956) puis surtout par DELFAUD (1972, 1974). C'est-à-dire que nous observons à tous les niveaux de la coupe : 1) le type de séquence élémentaire, 2) leur mode d'agencement, en séquences d'ordre supérieur, 3) le type de discontinuité limitant les séquences.

Les principales séquences continentales

Chaque milieu de dépôt se caractérise par un type particulier de séquence. La figure 3 montre les principales séquences continentales observées dans les sédiments Moquegua.

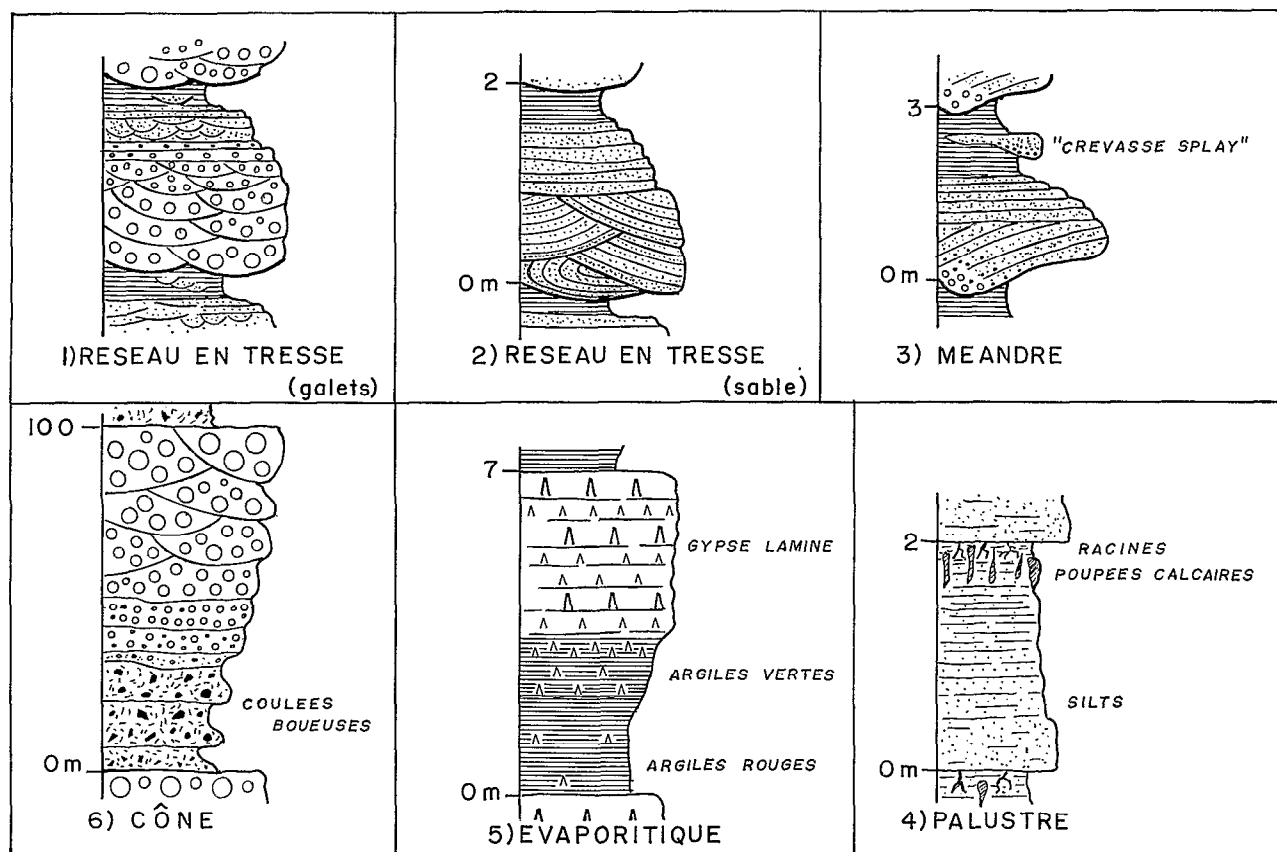


FIG. 3. — Les principales séquences continentales observées dans le groupe Moquegua

En milieu continental, du fait de la succession rapide des phénomènes liés au climat (crues, glissement de terrain, altération rapide des limons, etc.), la valeur des discontinuités comme limites d'unités lithostratigraphiques, est bien moindre qu'en milieu marin. Dans la sédimentation fluviale par exemple, les érosions (chenaux) entre séquences élémentaires sont fréquentes. En milieu continental, seuls peuvent

être utilisés comme limites d'unités lithostratigraphiques importantes, les phénomènes d'importance régionale : crises climatiques, phases de compression, soulèvements, etc.

(a) Réseau en tresse (fig. 3, 1-2). Ce sont des cours d'eau peu sinueux, dans lesquels se forment des bancs de sable ou de galets, séparés par des chenaux.

Souvent recouverts par les eaux au moment des crues, les bancs se déplacent latéralement dans le lit, donnant naissance à une structure interne à lamination entrecroisée. A l'occasion d'un changement de lit, certains bancs se trouvent éloignés du lit vif, ils se fixent et sont rapidement recouverts par les limons de la plaine d'inondation où s'établit une couverture végétale.

La séquence complète de réseau en tresse montre toutes les étapes de l'évolution des bancs détritiques ; elle est strato et granodécroissante. La discontinuité de base est un ravinement de la séquence sous-jacente ; la partie inférieure est grossière et à stratification entrecroisée. Vers le haut, la lamination devient parallèle et horizontale, tandis que la granulométrie diminue. Le sommet est occupé par des silts et argiles de plaine d'inondation, pouvant contenir de petits chenaux sableux, témoins des diverticules latéraux de la rivière au moment des crues. Des altérations pédogénétiques affectent souvent les limons. Les variations brusques des conditions climatiques au moment du dépôt font que, souvent, la séquence théorique est perturbée et que l'on observe des télescopages de faciès.

La figure 3 (1-2) montre la séquence théorique dans le cas d'un réseau en tresse à galets (WALKER, 1980) et dans le cas d'un réseau en tresse sableux de la formation Moquegua inférieur de la région de Caraveli. Dans ce dernier cas, les laminations croisées de la base de la séquence peuvent être affectées d'« overturning ».

(b) *Réseau en méandre* (fig. 3, 3). C'est le type de réseau hydrographique des parties distales des cours d'eau. La rivière érode le bord concave du lit et construit une barre sableuse, ou graveleuse, sur le bord convexe ; il en résulte, avec le temps, un déplacement latéral du méandre. Selon que le cours d'eau est important ou pas, la morphologie (donc la séquence) du méandre sera différente. Nous ne parlerons ici que des méandres des cours d'eau de faible importance, les seuls observés dans les sédiments Moquegua.

La séquence de méandre, strato et grano décroissante, traduit la progradation latérale des faciès de la rive convexe sur le chenal. La discontinuité de base, très érosive, est une auge dissymétrique typique. Les sédiments les plus grossiers, sans stratification, se trouvent dans la partie la plus profonde de l'auge ; ils sont recouverts par des sables à lamination oblique correspondant à l'accrétion latérale de la rive convexe du méandre. Au-dessus on peut avoir des sables plus fins à lamination horizontale ou à ripples-marks. La séquence se termine par des dépôts fins de plaine d'inondation à fréquentes altérations pédogénétiques. Au sein de ces dépôts fins, on trouve fréquemment des lentilles

grossières granoclassées : ce sont des témoins de ruptures de levées (« crevasse splay ») au moment des crues.

L'exemple de la figure 3 (3) a été pris dans la formation Moquegua inférieur des environs de Moquegua.

(c) *La séquence palustre* (fig. 3, 4). Sur une coupe, le passage du fluvial au lacustre est souvent annoncé par des séquences silteuses correspondant au milieu palustre, c'est-à-dire aux bordures de lacs épisodiquement émergées, où s'installe une végétation ainsi qu'une altération pédogénétique importante.

La séquence palustre des terrains Moquegua est caractérisée par des silts devenant de plus en plus argileux vers le haut. Le sommet de la séquence, souvent altéré (rubéfaction, poupées calcaires) peut présenter des traces de racines.

(d) *La séquence lacustre*. Elle n'a pas été représentée sur la figure 3. Les dépôts lacustres Moquegua sont détritiques ; ils forment des alternances régulières de grès et d'argiles. Les grès sont à laminations planes ou entrecroisées selon l'existence de courants sous-lacustres. Dans la formation Moquegua supérieur, l'instabilité du milieu est attestée par d'abondants slumps à différentes échelles (centimétrique à métrique).

(e) *La séquence évaporitique* (fig. 3, 5). Elle représente le terme ultime de l'évolution d'un lac en milieu aride. L'exemple choisi est celui du sommet de la formation Moquegua inférieur à la Mine La Eugenia (près de Caraveli).

Les niveaux inférieurs sont représentés par des argiles, rouges à la base et devenant vertes vers le haut. Les évaporites apparaissent d'abord sous forme de cristaux isolés dans les argiles inférieures ; vers le haut elles constituent des nodules de plus en plus volumineux. Au sommet des argiles vertes, les évaporites représentent jusqu'à 70 % de l'ensemble. La partie supérieure de la séquence est occupée par du gypse laminé ou massif formant des bancs de plusieurs mètres d'épaisseur, apparaissant en relief dans la topographie.

La remobilisation des évaporites après dépôt donne des réseaux de filons, parfois si abondants qu'ils rendent difficile l'observation des successions lithologiques.

(f) *La séquence de cône alluvial* (fig. 3, 6). A la différence des séquences décrites plus haut, qui ont quelques mètres d'épaisseur et sont d'ordre inférieur (en général de 2^e ordre), la séquence du cône alluvial peut avoir 100 mètres d'épaisseur et correspond au 3^e ou 4^e ordre.

Les principales caractéristiques de la séquence de cône alluvial sont la stratocroissance et la granocroissance. La succession verticale des faciès, montrant

la progradation des faciès proximaux sur les faciès distaux, traduit le maintien, pendant la sédimentation, du relief au pied duquel se met en place le cône. Il y a donc une liaison étroite entre mobilité tectonique et formation de cône alluvial.

En climat aride, la séquence de cône alluvial débute souvent par des coulées boueuses à éléments anguleux ; elles passent vers le haut à des conglomérats à petits galets mieux roulés et à stratification horizontale (base de séquence peu ravinante). Vers le haut, la taille et l'arrondi des galets augmentent, ainsi que l'épaisseur des séquences d'ordre inférieur : le système est chenalisé et constitué par des séquences élémentaires (1^{er} et 2^e ordre) de réseau en tresse à galets.

Précisions sur la terminologie lithostratigraphique utilisée

Dans l'ensemble des pays andins et particulièrement au Pérou, la datation des séries sédimentaires est très inégalement réalisée. Certaines parties de la colonne stratigraphique sont très bien datées dans l'ensemble du Pérou (Permien inférieur, Lias-Dogger, Albo-Cénomaniens) ; d'autres, les plus nombreuses, sont très mal connues et, le plus souvent, la datation de telle ou telle série est basée sur des corrélations hasardeuses.

La géologie, dans les pays andins, est née du besoin qu'avaient les mineurs de localiser rapidement les accumulations métalliques. Aussi, très souvent, la phase préliminaire de l'étude géologique, qui est de déterminer l'âge des successions lithologiques observées, n'a pas été poussée assez loin. Les géologues andins ont donc pris l'habitude de travailler avec des formations X et des groupes Y dont l'âge était peu ou pas connu.

La nomenclature lithostratigraphique a l'avantage de la prudence mais l'inconvénient de l'imprécision. En premier lieu, du fait du manque de coordination entre les études, la même unité lithostratigraphique a des noms différents selon les régions où elle a été étudiée (par exemple : formation Casapalca = formation Capas Rojas = formation Huaylas = formations Vilquechico et Munani). Ensuite, les géologues n'ont pas toujours utilisé le même critère pour hiérarchiser les unités lithostratigraphiques : la même discordance angulaire était considérée par l'un comme une discontinuité séparant deux formations, un autre en faisait une limite de groupes, un troisième une simple limite entre deux membres d'une même formation.

Ces problèmes de terminologie, déjà sensibles dans les séries marines fossilifères et à grande extension des faciès, deviennent très aigus dans les sédiments continentaux azoïques. Les premiers auteurs qui ont étudié les sédiments Moquegua, les avaient décrits

globalement sous le nom de « formation Moquegua » (ADAMS, 1906) qui, plus tard, fut divisée par STEINMANN (1929) en deux membres. Leurs successeurs continuèrent à utiliser la même nomenclature même après avoir établi qu'une discordance angulaire séparait les deux membres Moquegua.

Nos travaux ont montré que les conditions géodynamiques du dépôt des deux « membres » Moquegua étaient fondamentalement différentes : le Moquegua inférieur correspond au comblement d'une dépression stable, alors que le Moquegua supérieur représente les sédiments corrélatifs des premières pulsations du gigantesque soulèvement des Andes, qui a débuté consécutivement à la phase tectonique séparant les deux « membres ». Il nous a semblé utile de modifier la terminologie tout en conservant le nom de « Moquegua ». Nous considérons l'ensemble des sédiments Moquegua comme « Groupe Moquegua », composé de deux formations (Moquegua inférieur et Moquegua supérieur) séparées par une phase tectonique dont l'âge est encore incertain.

LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE DU GROUPE MOQUEGUA

Le groupe Moquegua, une des unités les plus anciennement nommées de la littérature géologique péruvienne, est devenu un jalon stratigraphique de référence pour le Tertiaire du Sud du Pérou, et ceci, curieusement, bien que son âge ait toujours posé des problèmes.

Depuis les travaux de BELLIDO et GUEVARA (1963), WILSON et GARCIA (1962), BELLIDO (1979), NARVAEZ (1964), on sait que le groupe Moquegua repose en discordance angulaire sur la formation volcanique Toquepala et qu'il est recouvert en concordance par la formation volcanique Huaylillas. Ces mêmes auteurs ont aussi montré que les formations Moquegua inférieur et supérieur étaient séparées par une discordance angulaire. Au moment de ces travaux, l'âge de la formation Toquepala était inconnu ; on savait seulement qu'elle était post-Jurassique supérieur. On ne connaissait pas, non plus, l'âge de la formation Huaylillas. On voit donc les difficultés rencontrées par les géologues pour dater le groupe Moquegua qui, par ailleurs, est azoïque.

Ces dernières années, le développement des travaux géochronologiques a permis de préciser l'âge du groupe Moquegua. Le tableau de la figure 4 (*d'après LAVENU et MAROCCO, 1974*) fait le point des connaissances que nous avons en 1983, sur la stratigraphie du Cénozoïque sud-péruvien. Certains points de ce tableau sont déjà dépassés par des travaux récents encore inédits ; d'autres points, concernant le groupe Moquegua, sont douteux ou imprécis, nous allons les discuter ci-dessous.

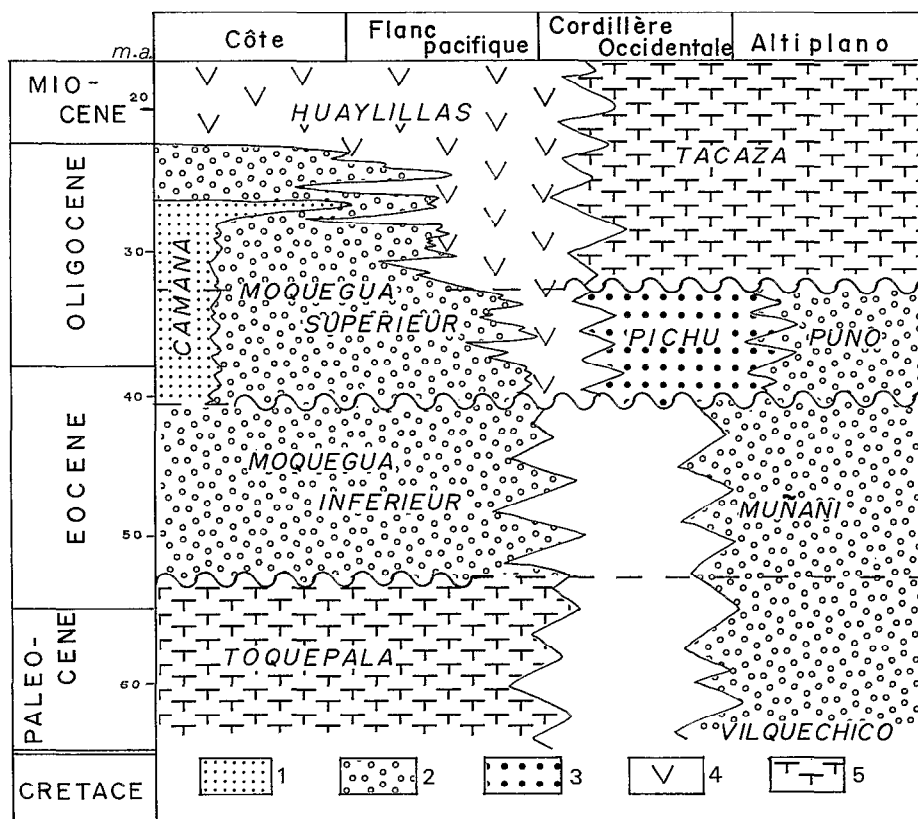


FIG. 4. — Corrélation des unités lithostratigraphiques du Cénozoïque du Sud du Pérou. 1 : Dépôts marins ; 2 : Dépôts continentaux ; 3 : volcano-sédimentaire ; 4 : volcanisme explosif (tufs) ; 5 : volcanisme effusif (laves)

Problèmes de datation du groupe Moquegua

Le groupe Moquegua n'a jamais fourni de fossiles, mais la formation Moquegua supérieur comporte des intercalations de tufs volcaniques dont certaines ont été datées radiométriquement ces dernières années. Malgré cela, les éléments de datation du groupe Moquegua sont encore insuffisants ; il faudra donc s'intéresser à l'âge des séries qui l'encadrent.

Les idées que l'on a de la datation par corrélation des événements cénozoïques péruviens, évoluent d'année en année, en fonction des constantes découvertes stratigraphiques. Il y a quelques années, on avait encore une vision très « stillienne » des phénomènes géologiques : en particulier, la tendance était à considérer que les effets d'une phase tectonique avaient une répartition géographique obligatoirement très large. Cette conception, ajoutée à la mauvaise datation des séries entraîna des erreurs dans les corrélations stratigraphiques.

Ce n'est que depuis peu, grâce aux datations radiométriques systématiques des séries volcaniques, que l'on s'est rendu compte que l'expression structu-

rale d'une phase de compression était très variable d'une zone à l'autre, d'autant plus que l'observation ne porte que sur des structures formées dans le niveau structural supérieur.

La limite inférieure du groupe Moquegua

Le plus jeune terrain sous-jacent au groupe Moquegua est le volcanique Toquepala (BELLIDO et GUEVARA, 1963). Son âge longtemps controversé, a été déterminé radiométriquement du Paléocène par LAUGHLIN *et al.* (1968), BELLON et LEFÈVRE (1976), VATIN PÉRIGNON *et al.* (1982) et ZIMMERMAN et KIHLEN (1983) qui donnent respectivement les âges suivants : 59,3 ; 59 ; 57,8 et 55 ; 53,6 et 53 m.a.

Le groupe Moquegua repose en discordance angulaire sur les volcanites Toquepala. Ne disposant pas d'éléments de datation pour la partie inférieure du groupe Moquegua, l'âge de la tectonique affectant le Toquepala est imprécis. Elle a été attribuée à la phase incaïque de STEINMANN (1929) d'âge fini-éocène (MÉGARD, 1978 ; DALMAYRAC *et al.*, 1980)

qui a une grande répartition géographique ; c'est cette hypothèse qui a été retenue pour le tableau de la figure 4.

Les âges radiométriques du Toquepala indiquent toujours le Paléocène, on ne peut donc écarter la possibilité d'une tectonique qui l'affecte aux alentours de 50 m.a. On aurait ainsi la même chronologie des phases tectoniques que celle proposée par COBBING *et al.*, (1981) pour le flanc pacifique des Andes du Nord du Pérou. Ce problème de l'incertitude de l'âge de la tectonique post-Toquepala, pose celui de l'âge de la formation Moquegua inférieur. Jusque-là (fig. 4) on considérait que la formation Moquegua inférieur était Oligocène inférieur (post-phase incaïque fini-Éocène) ; mais si la tectonique post-Toquepala est Paléocène, on peut envisager un âge Éocène pour la formation Moquegua inférieur.

L'âge de la tectonique intra-Moquegua

La phase tectonique séparant les formations Moquegua inférieur et supérieur est classiquement attribuée à la phase Quechua 1 (SEBRIER *et al.* sous presse) qui se serait produite vers 30 m.a. Le choix de cette solution, adoptée sur la fig. 4, est basé sur trois arguments dont aucun n'est, en fin de compte, convaincant : 1) l'attribution à la phase incaïque de la tectonique post-Toquepala ; 2) la formation Moquegua inférieur est considérée, sans preuve formelle, équivalente de la formation volcanique non datée Pichu, elle-même supposée équivalente des conglomérats Puno de l'Altiplano, d'âge peut-être Oligocène (CHANOVE *et al.*, 1969) ; 3) la formation Moquegua supérieur est datée, en partie, de l'Oligocène supérieur (TOSDAL *et al.*, 1981).

Dans le cas où la tectonique post-Toquepala serait fini-Paléocène, rien n'empêche de penser que la tectonique intra-Moquegua puisse être fini-Éocène (phase incaïque). Dans ce cas, la formation Moquegua inférieur serait Éocène. Autre conséquence, le soulèvement des Andes, qui a commencé après la tectonique intra-Moquegua, aurait débuté il y a 40 m.a. (et non pas 10 m.a. plus tard).

L'âge de la formation Moquegua supérieur

La formation Moquegua supérieur comporte plusieurs intercalations de tufs et de ponces volcaniques. Dans les environs de la ville de Moquegua, TOSDAL *et al.*, (1981) ont daté à 25,3 et 23,3 m.a. respectivement, deux niveaux de ces tufs ignimbritiques.

De son côté, D. NOBLE (inédit), donne un âge Oligocène supérieur, à un banc de tuf acide, interstratifié dans une intercalation marine contenue par Moquegua supérieur. Cette intercalation marine a fourni des fossiles — gastéropodes, échinodermes —

que MENDIVIL et CASTILLO (1960), avaient considéré à tort de l'Éocène (MAROCCO *et al.*, 1984).

La limite supérieure du groupe Moquegua

La formation Moquegua supérieur est couverte en concordance par une série de tufs volcaniques acides qui furent décrits sous le nom de volcanique Huaylillas par WILSON et GARCIA (1962). Les datations radiométriques réalisées sur le volcanique Huaylillas donnent des âges entre 22,7 et 17,6 m.a. (BELLON et LEFÈVRE, 1976 ; NOBLE *et al.*, 1979 ; TOSDAL *et al.*, 1981 ; VATIN PÉRIGNON *et al.*, 1982).

Conclusions

La figure 5 présente une alternative au tableau de la fig. 4 ; selon que l'on adopte l'une ou l'autre des hypothèses on doit admettre un âge différent pour le groupe Moquegua.

MIOCENE	HUAYLILLAS
OLIGOCENE	MOQUEGUA SUP.
EOCENE	— phase incaïque — MOQUEGUA INF.
PALEOCENE	— phase paléocène — TOQUEPALA

FIG. 5. — Une autre interprétation de l'âge du groupe Moquegua et des tectoniques du Cénozoïque inférieur

Dans l'hypothèse classique (fig. 4), le groupe Moquegua est Oligocène et la tectonique intra-Moquegua se produit vers 30 m.a. Dans l'autre cas (fig. 5) le groupe Moquegua est Éocène et Oligocène ; la tectonique intra-Moquegua serait donc fini-Éocène (phase incaïque).

L'hypothèse de la figure 5, qui ne repose encore sur aucune preuve, résout deux problèmes :

- celui du « trou » chronologique entre le Toquepala (Paléocène) et la phase incaïque (fini-Éocène) ;
- celui de l'absence de volcanisme dans la formation Moquegua inférieur, puisque la formation Pichu, volcanique, devient l'équivalent du Moquegua supérieur.

Seule la datation des formations Moquegua inférieur et Pichu permettra de trancher entre les deux hypothèses.

LA PREMIÈRE PHASE DE REMPLISSAGE DU BASSIN :
LA FORMATION MOQUEGUA INFÉRIEUR

Depuis STEINMANN (1929), les critères de différenciation du groupe Moquegua en deux formations sont la couleur, la granulométrie, la stratonomie. Il est couramment admis que la formation Moquegua inférieure est rouge, à grain fin et bien stratifiée, alors que Moquegua supérieure est jaune clair, conglomératique et à stratification peu visible. Si la couleur rouge est, en général, un bon critère pour reconnaître la formation Moquegua inférieure, la granulométrie et la stratonomie varient beaucoup en fonction de la position dans le bassin de la coupe observée.

Le terrain le plus jeune recouvert par la formation Moquegua inférieure est le volcanique Toquepala du Paléocène ; mais comme la surface basale est une discordance angulaire, la formation peut reposer sur des termes stratigraphiques différents depuis le Précambrien jusqu'au Paléocène.

Description de la formation Moquegua inférieure

Nous décrivons deux coupes levées sur la bordure NE du bassin Moquegua (coupe de Caraveli et coupe de la Mine La Eugenia) et une autre levée dans une zone plus proche de l'axe du bassin, près de la ville de Moquegua (coupe du Cerro Mono). Ces coupes sont localisées sur la figure 2.

Selon la position dans le bassin, la formation Moquegua inférieure se subdivise en deux ou trois membres correspondant à des séquences de 3^e Ordre. Le membre inférieur, A, composé de coulées boueuses grossières, n'existe que sur le rebord NE du bassin. Le membre B est fluviatile et parfois palustre au sommet. Le membre C, lacustre et évaporitique, débute par un court, mais violent épisode fluviatile grossier, que nous avons reconnu dans l'ensemble du bassin, perturbant la sédimentation fine palustro-lacustre.

La coupe de Caraveli (fig. 2, site 1 et fig. 6)

La coupe de Caraveli a été levée sur le versant est de la vallée du rio Caraveli, à 9 km en aval de la ville du même nom. La formation Moquegua inférieure y montre une couleur rouge et un aspect finement stratifié quand elle est vue de loin. La formation repose en nette discordance d'érosion (et probablement angulaire) sur une granodiorite attribuée au Crétacé supérieur-Paléocène (Batholite Côtier) sur la carte géologique du Pérou au 1/1 000 000^e publiée par INGÉOMIN (1976). Cette granodiorite présente une intense altération pédogénétique rouge, anté-Moquegua, de plus de 5 mètres d'épaisseur.

La formation Moquegua inférieure de Caraveli peut être divisée en trois membres A, B et C qui,

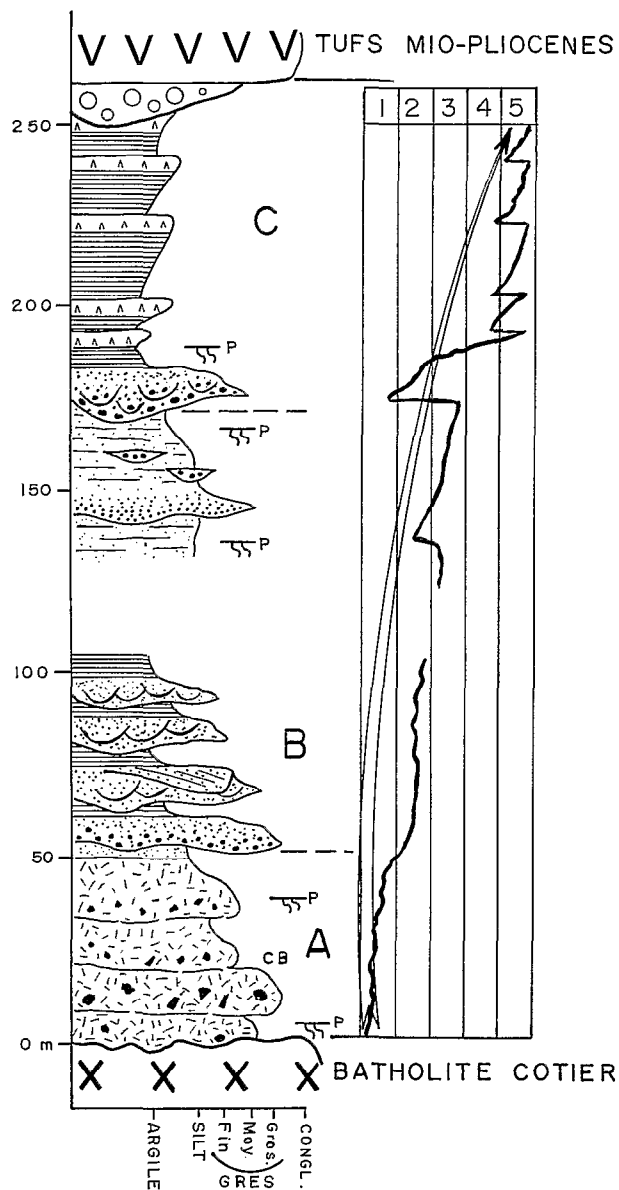


FIG. 6. — Formation Moquegua inférieure, coupe de Caraveli. cb : coulée boueuse ; p : pédogénèses. 1 : Cônes et coulées boueuses ; 2 : fluviatile ; 3 : palustre ; 4 : lacustre ; 5 : évaporites

chacun, correspond à une séquence de 3^e Ordre (fig. 5).

(a) *Le membre A.* Épais de 50 mètres, il est constitué par des coulées boueuses en bancs de 2 à 10 mètres, à éléments sub-anguleux, non jointifs, de granodiorites, d'andésites et de quartzites ; la matrice est argilo-sableuse. A l'intérieur de chaque banc, la granulométrie est uniforme, mais si l'on considère l'ensemble du membre, le grain diminue de

bas en haut, passant de 0,5 à 0,02 mètre de la base au sommet. Plusieurs niveaux d'altération rouge, parfois épais de plusieurs mètres, ont été repérés dans la partie inférieure du membre.

(b) *Le membre B.* Il est constitué par un assemblage de séquences (2^e ordre) surtout fluviatiles, de 5 à 10 mètres d'épaisseur chacune. Ce sont des séquences strato et grandécroissantes de réseau en tresse : base érosive, laminations croisées, sommet argileux. Les parties inférieures des séquences sont constituées de grès grossiers, rarement conglomératiques ; le passage des grès grossiers aux silts et argiles se fait sans transition de grès fins. Les phénomènes d'overturning et de slump de bord de chenaux sont fréquents. L'ensemble du membre B a une puissance de 150 mètres.

Dans la partie inférieure du membre B, une séquence épaisse de 5 mètres, est formée par la superposition de 4 séquences élémentaires de méandre, à base chenalisée et laminations obliques puis horizontales. Les autres séquences du membre B sont de réseau en tresse, sauf vers le haut où, après une lacune de 30 mètres, les séquences sont surtout silteuses, de 1 à 2 mètres d'épaisseur, affectées d'altération rouge et montrant quelques lentilles microconglomératiques. Le sommet du membre B correspond au passage du régime fluviatile au régime palustre.

Les mesures réalisées dans l'ensemble du membre B indiquent toujours un courant allant du NE vers le SW. Les variations latérales de faciès sont toujours très brusques.

(c) *Le membre C.* Ce membre est constitué en majorité par des sédiments lacustres évaporitiques ; son épaisseur est d'environ 75 mètres. Il débute par une séquence fluviatile grossière de 8 mètres de puissance, composée de 4 séquences élémentaires de réseau en tresse. Les bases de séquences sont très conglomératiques (galets jusqu'à 15 centimètres de diamètre) ; la fraction détritique fine est mal classée. Les sommets argileux des séquences sont altérés.

Au-dessus de cette passée fluviatile, on trouve 5 séquences lacustres-évaporitiques dont le détail est dessiné sur la figure 3. Chaque séquence montre de la base au sommet : quelques centimètres de sables très grossiers à l'extrême base ; au-dessus, des silts et argiles rouges à cristaux, puis à nodules, d'évaporites ; des argiles vertes pouvant contenir, vers le haut jusqu'à 70 % de gypse ; un gros banc de gypse, souvent laminé, formant un ressaut topographique (climat désertique). Les bancs de gypse des sommets de séquences sont de plus en plus épais vers le haut.

Coupe de la mine La Eugenia (fig. 2, site 2 et fig. 7)

Comme la précédente, la coupe de la mine La Eugenia (20 km à l'E de Caraveli), se situe sur la

bordure NE du bassin Moquegua et se divise en trois membres A, B et C.

Le membre A, épais de 80 mètres, est composé de coulées boueuses, grossières à la base, devenant plus fines vers le sommet. Comme à Caraveli, le substrata-

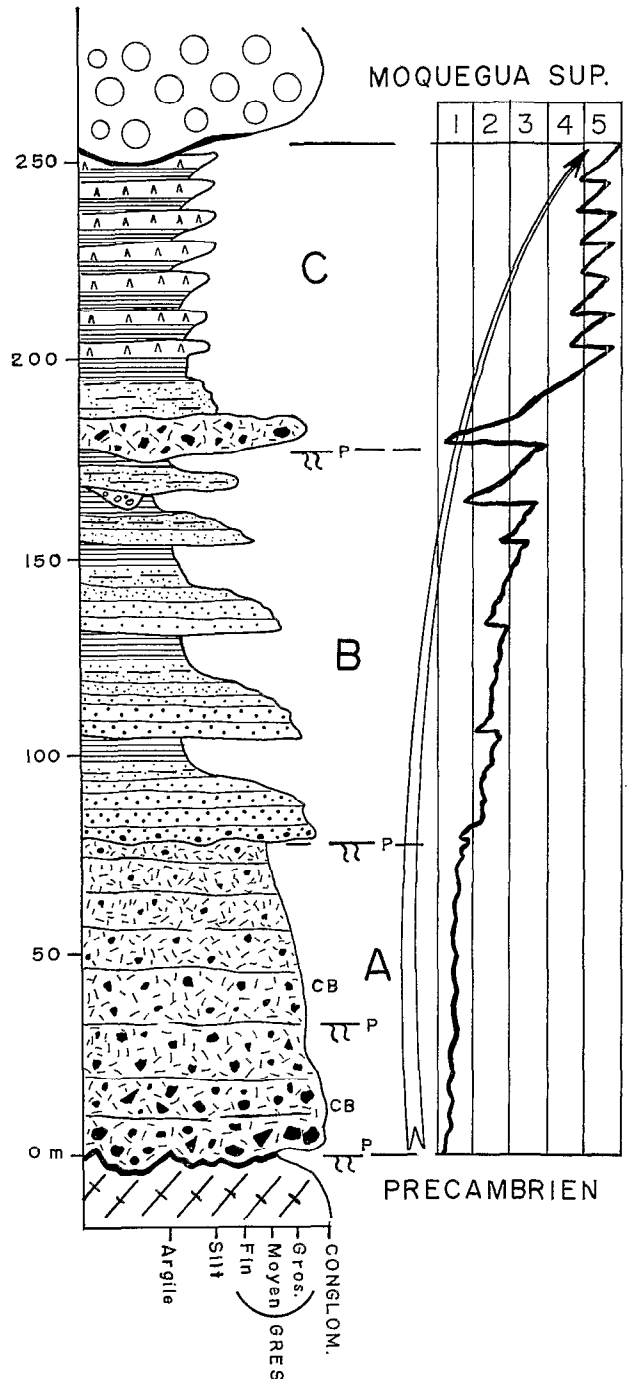


FIG. 7. — Formation Moquegua inférieur, coupe de la Mine La Eugenia. Mêmes symboles qu'en figure 6

tum de la formation — ici ce sont des roches métamorphiques précambriennes — montre une altération pédogénétique rouge, et l'on retrouve ce type d'altération à différents niveaux du membre A.

Le membre B (95 mètres d'épaisseur) est fluviatile mais très différent de celui de Caraveli. Il est composé de 5 principales séquences grano et stratodécroisantes à base peu ou pas ravinante et à stratification et lamination horizontales. Le grain, très grossier dans les séquences inférieures, devient fin (silts) vers le sommet du membre. Les sommets de séquence sont moins argileux qu'à Caraveli. Si l'on excepte les petits chenaux centimétriques aux bases des séquences de premier ordre, le seul ravinement important observé, est celui existant à la base d'une poche de conglomérats située sous la dernière séquence silteuse du membre B.

Les bases planes des séquences, les laminations toujours horizontales, la décroissance très rapide de la granulométrie des sables dans une même séquence, la mauvaise sélection des grains (les grès sont très chargés en feldspath, en mica et en fragments de roches), font penser à des nappes d'eau de provenance proche, s'écoulant sur des glacis désertiques. Exceptionnellement les conditions locales d'écoulement pouvaient changer (fortes pluies par exemple) permettant à de petits chenaux à galets de se former.

De toute façon, il régnait à la mine La Eugenia un régime de dépôt différent de celui de Caraveli où un cours d'eau en tresse divaguait d'E en W. A la Eugenia, le paysage devait être constitué de glacis peu pentés raccordant les reliefs de bordures aux vallées et au centre du bassin.

Le membre C est lacustre et évaporitique, il a une épaisseur de 75 mètres. Il débute par une coulée boueuse de 5 mètres d'épaisseur, à éléments sub-anguleux (diamètre maximum : 15 centimètres), ravinant la dernière séquence du membre B affectée d'altération rouge. Au-dessus viennent quelques mètres de silts surmontés de 7 séquences évaporitiques analogues à celles de Caraveli ; elles ont été prises comme exemple pour la figure 3.

La coupe de Cerro Mono (fig. 2, site 6 et fig. 8)

Située à 10 km à l'W de Moquegua, la coupe du Cerro Mono a une position plus proche de l'axe du bassin que les coupes décrites plus haut, les faciès, d'ailleurs, sont plus fins. Dans cette zone, la formation Moquegua inférieur repose en discordance angulaire sur d'impressionnants paléoreliefs creusés dans les laves andésitiques noires du volcanique Toquepala ; ici le substratum n'est affecté d'aucune altération pédogénétique. L'épaisseur totale mesurée est 190 mètres environ. La coupe se subdivise en deux membres que, par analogie avec les coupes

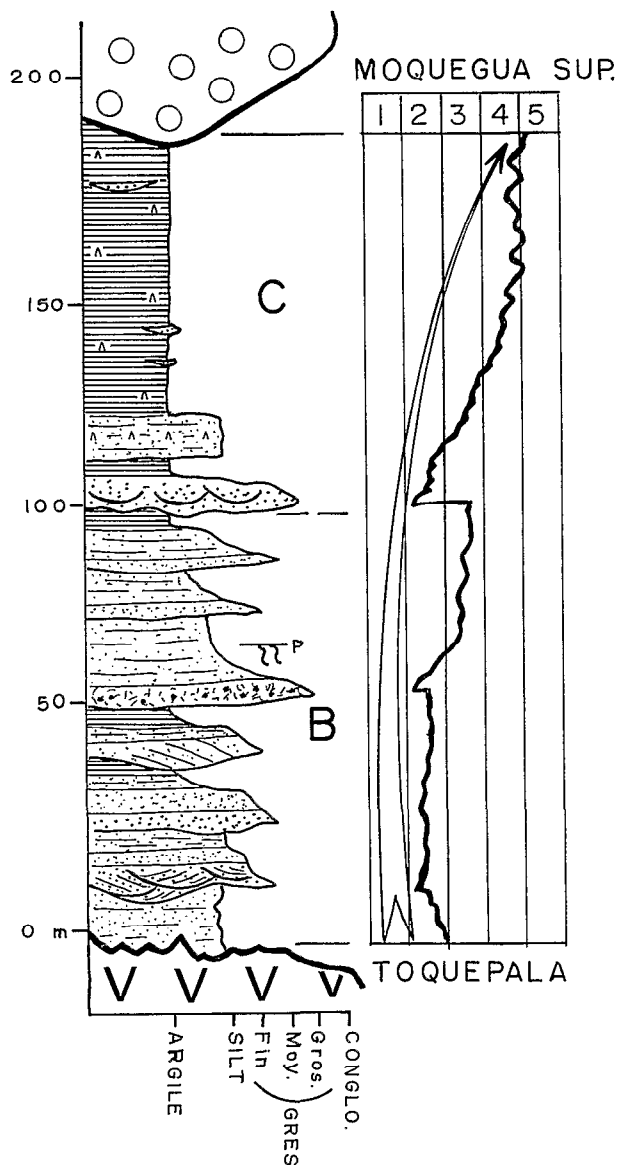


FIG. 8. — Formation Moquegua inférieur, coupe de Cerro Mono. Mêmes symboles qu'en figure 6

antérieures, nous avons appelé B (membre inférieur fluviatile) et C (membre supérieur lacustre et évaporitique). Le membre A (coulées boueuses) n'existe pas à Cerro Mono.

Le membre B, essentiellement fluviatile est épais de 100 mètres, il se divise en 7 séquences de 2^e ordre. Dans l'ensemble, la granulométrie est plus fine que les bordures du bassin. Les galets, rares, toujours bien roulés, sont cantonnés à l'extrême base des séquences ravinantes ; ils n'excèdent jamais 7 centimètres de diamètre.

A la base se trouve une première séquence de 12 mètres d'épaisseur composée de silts et d'argiles à nombreux galets mous et à lamination horizontale. La deuxième séquence, de 10 mètres de puissance, correspond à la migration du SE vers le NW d'un méandre de petite dimension ; les séquences élémentaires ont 2 à 3 mètres d'épaisseur et sont semblables à celle représentée sur la figure 3.

Au-dessus, les séquences sont essentiellement silteuses, à base peu ou pas ravinante, à laminations très souvent horizontales, rarement obliques. Dans une même séquence élémentaire le grain peut évoluer très vite de bas en haut : des sables grossiers micro-conglomératiques à des silts. Parfois, comme vers la cote 50 mètres, les bases de séquences sont constituées de coulées boueuses. Les niveaux d'altérations pédogénétiques sont rares et peu épais.

Le membre C (90 mètres d'épaisseur) est lacustre et évaporitique, mais bien moins riche en évaporites que les deux coupes décrites antérieurement. Comme à Caraveli et à la mine La Eugenia, le membre C débute par une séquence fluviale très ravinante, à gros grain et très hétérométrique : il s'agit d'un dépôt mis en place par un courant très chargé, à la limite de la coulée boueuse. Au-dessus, après une passée de 10 mètres de silts à cristaux de gypse, viennent plus de 60 mètres d'argiles marron-rouge à nombreuses mouchetures d'évaporites. Quelques lentilles gréseuses, parfois très grossières, comme celle située à 3 mètres du sommet du membre, existent à différents niveaux. On ne trouve jamais de bancs d'évaporites.

Dynamique du bassin Moquegua inférieur

L'évolution verticale

Elle est schématisée sur les figures 6, 7 et 8 par les courbes d'analyse séquentielle ; ces courbes sont sensiblement les mêmes. Les différences de l'une à l'autre tiennent à la position de la coupe considérée dans le bassin et aux variations des conditions locales de sédimentation, classiques en milieu continental. Au cours des temps Moquegua inférieur, un point considéré du bassin, connaît d'abord une sédimentation grossière correspondant à des torrents, des coulées de boue. Puis s'établit un régime fluviale de plus en plus calme. La sédimentation se termine par l'établissement d'un milieu palustre puis lacustre à forte évaporation. Il s'agit donc d'une évolution progressive faisant passer lentement, en régime continental, d'un milieu proximal à un milieu distal.

La seule perturbation des courbes d'analyse séquentielle correspond à un « retour en arrière », c'est-à-dire à un retour à la sédimentation fluviale de haute énergie, à la base du membre C. Plus que d'une mobilité tectonique du bassin, cette récurrence

de faciès grossiers peu épais (10 mètres au maximum) doit être le témoin d'une courte période (quelques années ? quelques siècles ?) de pluies importantes dans un climat par ailleurs désertique. Il pourrait s'agir, en quelque sorte, d'un phénomène analogue aux pluies diluviennes qui, pendant l'été austral 1982-1983, ont dévasté le désert côtier du N du Pérou, déposant de grosses quantités d'alluvions grossières et modifiant fortement le cours de certaines rivières.

La même évolution verticale peut être retrouvée dans les descriptions de la formation Moquegua inférieur de feuilles au 1/100 000^e de Camana-La Yesera (PECHO et MORALES, 1969), d'Aplao (GUIZADO, 1968), d'Arequipa (VARGAS, 1970), de Moquegua (BELLIDO, 1979).

L'évolution horizontale (fig. 9 et fig. 10)

Eu égard à la surface du bassin Moquegua (35 000 km² pour sa partie péruvienne) le nombre de coupes disponibles n'est pas suffisant pour avoir une vision précise de la disposition horizontale des corps sédimentaires sur l'ensemble du bassin. Nous ne pouvons que proposer un modèle de répartition en deux dimensions des trois membres A, B et C le long d'une transversale NE-SW (fig. 9). Ce modèle, basé sur les trois coupes décrites plus haut et sur les descriptions de la formation Moquegua inférieur données par les géologues d'INGEMMET, intègre des observations décalées de plusieurs centaines de kilomètres par rapport à l'axe de la transversale considérée.

Le membre A, constitué par des coulées boueuses n'existe que sur la bordure NE du bassin. Ces coulées boueuses deviennent de plus en plus fines vers le haut, mais aussi au fur et à mesure que l'on se rapproche du centre du bassin. Le membre A finit par disparaître vers le SW.

Le membre B, fluviale a, lui aussi, une granulométrie de plus en plus fine vers le SW. Dans les zones centrales du bassin, il repose directement sur le substratum anté-Moquegua ; il n'est pas impossible que dans ces zones la partie inférieure du membre B soit un équivalent latéral du membre A.

Le membre supérieur C, palustre, lacustre et évaporitique, varie du NE vers le SW. Au NE, près des zones de bordure, il est surtout composé de dépôts palustres, puis de séquences évaporitiques. Vers le SW il s'agit plutôt de séquences lacustres dans lesquelles les évaporites s'expriment sous forme de cristaux ou de nodules, mais jamais elles ne forment de bancs massifs. Ces deux faciès correspondent respectivement, le premier aux bordures des lacs à forte évaporation, le second aux zones plus franchement lacustres où subsistait en permanence une tranche d'eau.

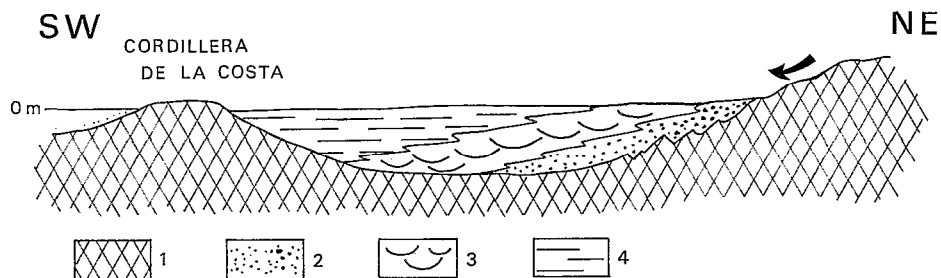


FIG. 9. — Modèle de remplissage du bassin Moquegua inférieur, d'après MAROCCO *et al.*, 1984. 1 : Substratum ; 2 : Coulées boueuses ; 3 : Fluviale ; 4 : Lacustre et palustre

Outre l'évolution des faciès, on note aussi un épaissement des séries du NE vers le SW. C'est ce que l'on observe en aval de la ville de Moquegua, le long du rio Osmore où les membres B et C de la formation Moquegua inférieur s'épaississent nettement.

Dans la haute vallée du rio Locumba ($70^{\circ} 30' W \times 17^{\circ} 30' S$), près du village d'Ilabaya, en bordure NE du bassin, la formation Moquegua inférieur est intégralement constituée de plus de 100 mètres de conglomérats fluviaux. En aval du rio, vers le SW, le grain diminue pour passer à des séquences fluviales de réseau en tresse (graveleuses puis sableuses) en même temps que se note un épaissement de la formation. Cette zone d'Ilabaya était le débouché d'un cours d'eau important descendant de reliefs situés au NE. La faille d'Incapuquio, immédiatement en amont d'Ilabaya, a pu avoir joué avant ou pendant les temps Moquegua inférieur pour créer des reliefs plus importants qu'ailleurs.

Les directions de courant mesurées, encore trop peu nombreuses pour être vraiment représentatives, indiquent des cours d'eau allant du NE vers le SW. Dans les zones axiales du bassin, au SW de la ville de Moquegua il a été relevé des directions de courant NW-SE, parallèles à l'axe du bassin.

Évolution paléogéographique (fig. 16 A)

Au début des temps Moquegua inférieur existait une dépression parallèle à la côte actuelle, limitée au NE par des reliefs peu accusés occupant la place de l'actuelle Cordillère Occidentale et au SW par une ligne de collines, isolant la dépression du Pacifique. Le climat était désertique, analogue à l'actuel. Le fond de la dépression, à la topographie tourmentée, se raccordait aux reliefs du NE par des glacis. Des cours d'eau à fort débit, mais en général à fonctionnement temporaire, venant du NE, amenaient leurs alluvions dans la dépression. Au moment des crues, les eaux pouvaient sortir du lit des rivières et s'écouler sous forme de nappes sur les glacis de bord de bassin. Vers le centre de la

dépression, les cours d'eau perdaient leur énergie et tendaient à former des lacs à forte évaporation. Aucun apport ne venait des reliefs de la cordillère côtière située au SW. Bien que les Andes, en tant que zone de hauts reliefs, n'existassent pas encore, il semble bien que la disposition morpho-climatique actuelle (désert côtier bordé au NE par des reliefs à précipitations plus importantes) régnait déjà au temps Moquegua inférieur.

Le type de remplissage du bassin, qui se traduit par des courbes d'analyse séquentielle sans à-coups, passant progressivement de la haute à la basse énergie, est celui d'une dépression stable sans secousses tectoniques provoquant subsidence ou soulèvement.

LA DEUXIÈME PHASE DU REMPLISSAGE DU BASSIN : LA FORMATION MOQUEGUA SUPÉRIEUR

La phase tectonique intra-Moquegua interrompt un temps, le remplissage du bassin Moquegua, soit à l'Éocène, terminal, soit à l'Oligocène. La formation Moquegua supérieur repose donc en discordance angulaire régionale sur la formation Moquegua inférieur, ou même sur des termes plus anciens. L'expression structurale de la tectonique intra-Moquegua est peu spectaculaire et, hors certaines zones privilégiées où des plis assez marqués affectent la formation Moquegua inférieur (comme par exemple sur la feuille au 1/100 000^e d'Aplao, Quebrada Cacharma et Quebrada Sicera), en général l'angle de discordance est faible, voire nul.

Le régime géodynamique du dépôt de la formation Moquegua supérieur est très différent de celui qui régnait au temps Moquegua inférieur. Le changement se traduit par la formation de cônes alluviaux aux bordures du bassin et par l'apparition d'une activité volcanique, inconnue pendant le Moquegua inférieur. La figure 11 situe les 5 cônes alluviaux Moquegua supérieur que nous avons pu observer ; ils se placent tous sur le bord NE du bassin.

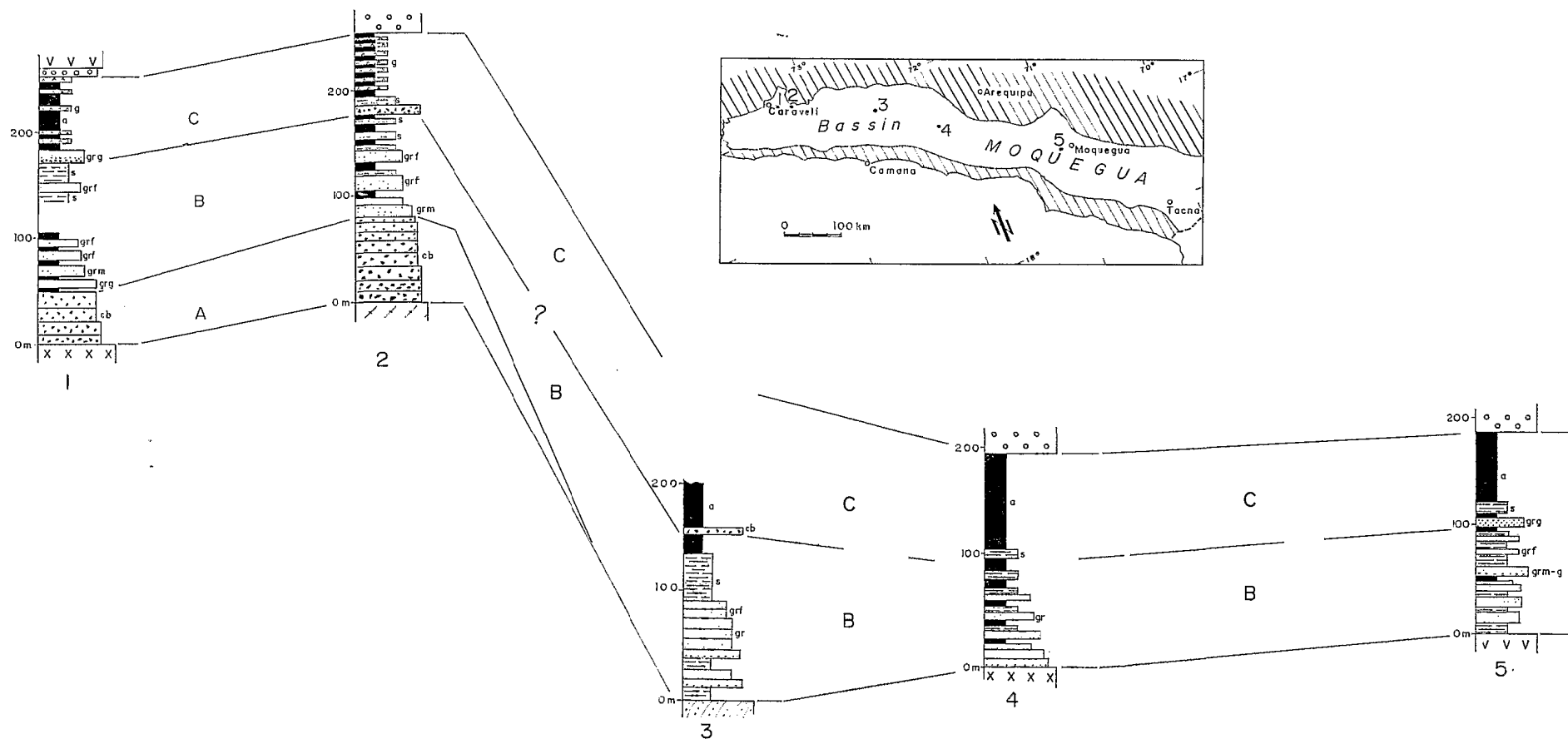


FIG. 10. — Schéma de corrélation de plusieurs coupes de la formation Moquegua inférieure. Bord du bassin : 1, 2 : Coupes de Caraveli et de La Eugenia. Centre du bassin : 3 : zone de Sihuas (GUIZADO, 1968) ; 4 zone de Vitor (VARGAS, 1970) ; 5 : Cerro Mono. cb : coulée boueuse ; gr : grès (g : grossier, m : moyen, f : fin), s : silt ; a : argile

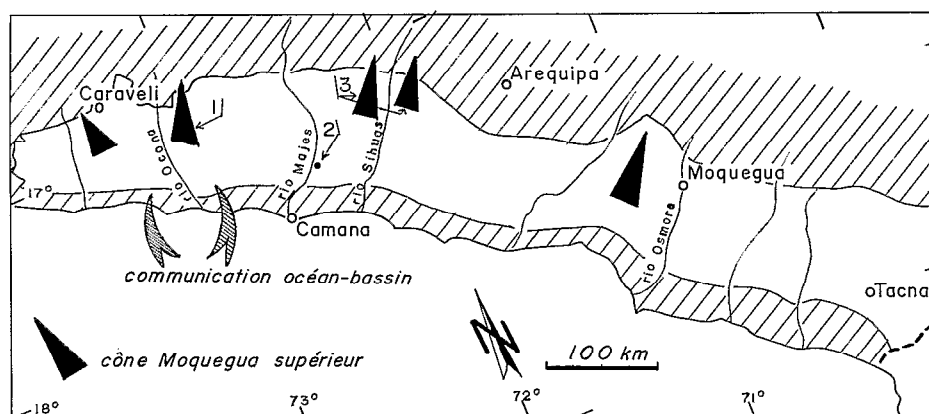


FIG. 11. — Carte de répartition des cônes alluviaux Moquegua supérieur. 1 : Cônes de Cuno-Cuno ; 2 : Coupe du rio Majes ; 3 : Cônes de Sihuas

Deux coupes levées, l'une sur le bord du bassin (coupe de Cuno-Cuno, site 1 de la fig. 11), l'autre dans des zones plus distales (coupe du rio Majes, site 2 de la fig. 11), nous serviront d'exemple pour décrire la lithologie de la formation Moquegua supérieur.

Description de la formation Moquegua supérieur

Les cônes alluviaux : coupe de Cuno-Cuno (fig. 12)

La coupe a été levée le long de la piste qui, des « Alturas de Cuno-Cuno » descend à la mine d'or de Cuno-Cuno (limite des feuilles au 1/100 000^e de Caraveli et d'Ocoña).

Le long de cette piste affleure une coupe complète de la formation Moquegua supérieur qui repose en discordance angulaire, soit sur la formation Moquegua inférieur, soit sur des paléoreliefs anté-Moquegua inférieur taillés dans les quartzites du Jurassique supérieur (groupe Yura). En haut de la coupe, la série est clôturée par les tufs acides blancs du volcanique Huaylillas. La coupe comprend 4 membres A, B, C et D totalisant 350 mètres d'épaisseur ; chaque membre correspond à une séquence de 3^e ordre.

Le membre inférieur A (100 mètres d'épaisseur), conglomératique est strato et grano-croissant. La strato-croissance s'apprécie par le fait que les séquences de 2^e ordre (elles sont, pour leur part, grano et strato-décroissantes) passent de 1,5 à 10 mètres de la base au sommet du membre. La grano-croissance est attestée par la courbe du diamètre maximum des galets (de 0,1 à 1 mètre de bas en haut). Ces caractéristiques sont typiques d'un cône alluvial (fig. 3 et STEEL *et al.*, 1977). Les 20 mètres supérieurs du membre A correspondent au

rétablissement d'un régime fluvial plus calme en climat aride. La succession est clôturée par 7 à 8 mètres de coulées boueuses grossières (diamètre des galets : 0,15 mètre), à éléments anguleux et affectées d'altérations rouges.

Le membre B, épais de 38 mètres, est grésocalcaire ; sa principale caractéristique est d'être d'origine marine. Les 15 mètres inférieurs sont des alternances de grès glauconieux verts et d'argiles marneuses, se groupant en séquences grano-décroissantes de 0,5 à 1 mètre d'épaisseur. Au-dessus viennent 6 mètres de lumachelles calcaires à fragments d'échinodermes, de lamellibranches et de gastéropodes. Les 17 mètres supérieurs sont des grès glauconieux grossiers à moyens, à lamination croisée ou horizontale selon les bancs.

Le membre C marque le retour au milieu continental, il est formé de 117 mètres de sédiments lacustres. Les 15 mètres inférieurs sont occupés par des séquences gréseuses à base plane ; les grès sont grossiers à moyens, verts, à lamination croisée ; les sommets de séquences sont de fines alternances de silts et d'argiles à nombreux slumps centimétriques. Au-dessus, le reste de la série est constitué par des grès fins, des silts, des argiles ; l'ensemble montre une lamination horizontale ou (rarement) finement entrecroisée ; les petits slumps sont fréquents à tous les niveaux. Un banc de 5 mètres de tufs acides blancs termine le membre C. L'activité volcanique contemporaine de la sédimentation est aussi soulignée par la présence de ponces flottées à tous les niveaux du membre C et même du membre B.

Le membre D (90 mètres) est conglomératique. Comme le membre A, c'est un cône alluvial. Les 15 mètres supérieurs montrent une diminution de

l'énergie des eaux et l'établissement d'un régime fluviatile (séquences de réseau en tresse).

Toutes les directions de courants mesurées indiquent des apports allant du NE vers le SW.

Le centre du bassin: la coupe du rio Majes (fig. 13)

La coupe a été levée en rive gauche du rio Majes, entre la Pampa de Sihuas et Punta Colorada, le long de la route qui unit la route Panaméricaine à la ville d'Aplao (feuille au 1/100 000^e d'Aplao).

La formation Moquegua supérieur repose en discordance angulaire sur la formation Moquegua inférieur; le contact entre les deux formations ne se voit pas sur la coupe, mais quelques kilomètres plus au nord, dans la quebrada Sicera. La formation Moquegua supérieur est surmontée en discordance probablement angulaire par les conglomérats mio-pliocènes de la Pampa de Sihuas. L'ensemble de la formation, composée de deux membres A et B, dépasse 500 mètres d'épaisseur.

Le membre inférieur A (200 mètres) est en grande partie lacustre. Il est constitué par trois séquences à base gréseuse et à sommets silteux et argileux. Les grès sont grossiers à moyens, à lamination entrecroisée (séquence 1) ou horizontale (séquence 2). Les sédiments fins des sommets des séquences sont des argiles rouges, des silts à nombreux petits slumps, des calcaires lacustres, parfois des évaporites. La barre gréseuse à grandes laminations obliques de la séquence 3 fait penser à une barre d'embouchure d'un petit delta lacustre.

Le membre supérieur B (300 mètres) est un assemblage de 5 séquences de 3^e Ordre, suffisamment semblables entre elles pour que nous les groupions en un seul membre. Ce sont des séquences strato et grano-décroissantes, à base très ravinante. La partie inférieure des séquences est formée par des conglomérats à galets bien roulés pouvant atteindre 0,20 mètre de diamètre à la base. Vers le haut, les conglomérats passent à des sédiments fluviatiles de plus en plus fins, puis à des dépôts lacustres et évaporitiques.

Deux bancs de tufs acides blancs sont intercalés dans les sédiments du membre B. Les ponces flottées, comme à Cuno-Cuno, sont abondantes à tous les niveaux de la coupe.

Les relations bordures-centre du bassin (fig. 14)

Certains niveaux du Moquegua supérieur de la coupe du rio Majes, en particulier le banc de tufs volcaniques de la côte 300, se suivent presque sans interruption vers l'ENE, en direction de la haute vallée du rio Sihuas (site 3 de la fig. 11). Là, la formation Moquegua supérieur est constituée de deux

cônes superposés, légèrement décalés et séparés par le banc de tufs. Sur la figure 14 nous proposons une solution pour corréliser les bordures avec les parties centrales du bassin Moquegua supérieur.

L'intercalation marine dans Moquegua supérieur

L'intercalation marine décrite dans la coupe de Cuno-Cuno est connue sur les deux flancs de la vallée du rio Ocoña. Sur la foi de fossiles en mauvais état de conservation, MENDIVIL et CASTILLO (1960) avaient attribué cette série marine à l'Éocène (formation Paracas). SEBRIER *et al.* (1979) établirent qu'il s'agissait de sédiments interstratifiés dans la formation Moquegua supérieur, datée radiométriquement de l'Oligocène supérieur. L'intercalation marine de Cuno-Cuno est interprétée comme un diverticule oriental de la formation Camana (PECHO et MORALES, 1969) dont les affleurements sont, par ailleurs, localisés à la bordure côtière du sud du Pérou (fig. 4).

Des travaux récents de V. PECHO, en cours de publication, portant sur des régions situées plus en amont de Cuno-Cuno (feuilles au 1/100 000^e de Pausa et de Caraveli), établissent, sur la base de fossiles, la superposition des formations Paracas (Éocène) et Camana (Oligocène).

Quoi qu'il en soit, l'intercalation marine de Cuno-Cuno est bien interstratifiée dans le Moquegua supérieur. Elle correspond à l'avancée la plus orientale de la transgression oligocène et peut être mise en relation avec une montée eustatique connue mondialement à l'Oligocène supérieur. Elle est aussi la preuve que le bassin Moquegua était au niveau de la mer à l'Oligocène supérieur.

La dynamique du bassin Moquegua supérieur

Le bassin Moquegua supérieur s'est rempli en régime de mobilité tectonique, à la différence du bassin Moquegua inférieur.

Les traces de la mobilité

Cette mobilité s'est inscrite de trois principales manières dans la sédimentation :

En premier lieu, par une série de cônes alluviaux qui se sont établis sur le bord NE du bassin (MAROCCO et DELFAUD, 1984). Ce sont des corps sédimentaires de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur et de faible extension géographique. Leur disposition strato et grano-croissante est caractéristique. En général on observe la superposition de deux appareils séparés par un gros banc de tufs. L'existence des cônes alluviaux est la preuve qu'une activité tectonique (jeu en faille normale des accidents limitant le bassin au NE) maintenait la différence de relief entre le bassin et son bord NE.

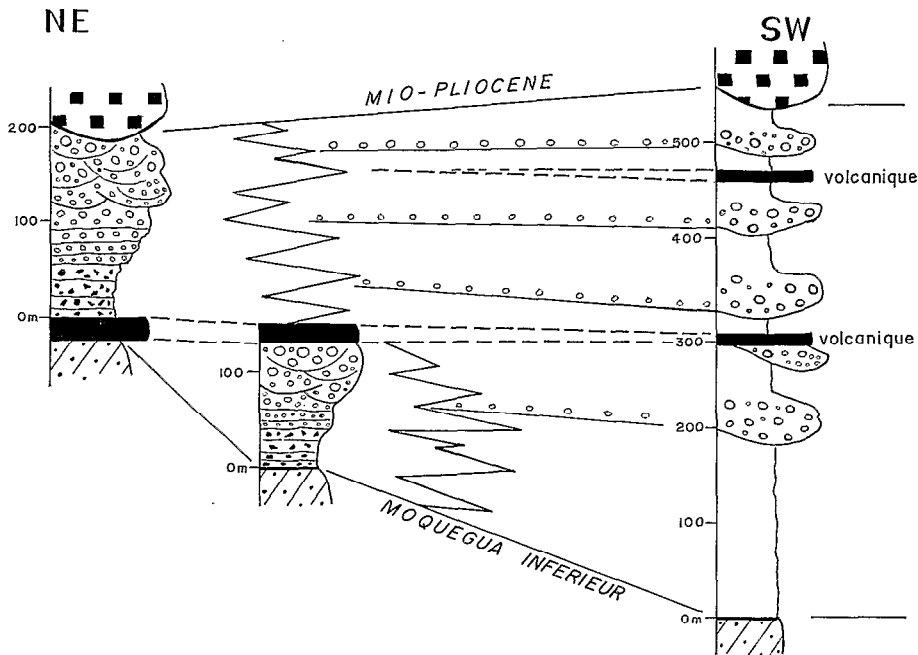


FIG. 14. — Relations entre les cônes alluviaux Moquegua supérieur de la région de Sihuas et la coupe du rio Majes

La deuxième marque de mobilité, en relation directe avec la précédente, se note dans les sédiments fluviaux collatéraux des cônes. On y observe une répétition d'unités conglomératiques à la base, lacustres au sommet. Ces répétitions, existant sur toutes les coupes que nous avons visitées, sont bien traduites par l'analyse séquentielle de la coupe de Majes (fig. 13) qui montre cinq principaux « retours en arrière ». Ces récurrences de faciès grossiers sont dues à l'instabilité du point considéré qui brusquement passait d'un milieu lacustre à un milieu torrentiel.

C'est évidemment dans les zones les plus proches des cônes alluviaux que les marques de l'instabilité du bassin sont le plus facilement observables. Vers le SW, où l'ensemble de la série est très fine, le soulèvement des zones d'apport ne se fait sentir que par des venues un peu moins fines dans les sédiments lacustres.

La troisième manifestation de la mobilité du bassin est la présence, à tous les niveaux de la série, de traces de volcanisme explosif acide. Ce sont, soit des coulées de tufs ignimbritiques, soit des accumulations de ponces remaniées par les cours d'eau et déposées par évaporation des eaux sur les sommets des séquences fluviales ou lacustres. Les intercalations volcaniques, plus nombreuses et plus épaisses aux approches du bord NE du bassin, indiquent que le siège de l'activité volcanique était les zones d'apport de la sédimentation. Ce volcanisme se

généralise au Miocène inférieur où il occupe l'ensemble du bassin (formation volcanique Huaylillas).

Paléogéographie Moquegua supérieur (fig. 16B)

Les données sont encore insuffisantes pour présenter un modèle de répartition horizontale des principaux corps sédimentaires. On ne peut que proposer une coupe NE-SW du bassin Moquegua supérieur, en intégrant des données situées à plusieurs centaines de kilomètres de part et d'autre d'une coupe idéale passant le long du rio Sihuas (fig. 15).

La mobilité du bassin Moquegua supérieur ne commence pas immédiatement après la tectonique intra-Moquegua ; du moins, elle ne donne pas tout de suite de dépôts corrélatifs. Sur toutes les coupes visitées (sauf celles situées en bordure du bassin), les 100 ou 200 mètres inférieurs sont constitués de sédiments fluviaux distaux ou de sédiments lacustres.

Les zones d'apport situées au NE se soulevant, des cônes alluviaux se forment sur le bord du bassin. En même temps, l'activité volcanique débute sur les zones d'apport, envoyant ses produits, en partie remaniés par l'eau, vers le bassin Moquegua.

Vers le SW, les cônes passent latéralement à des séries fluviales de plus en plus distales ; des venues détritiques grossières soulignent les saccades de

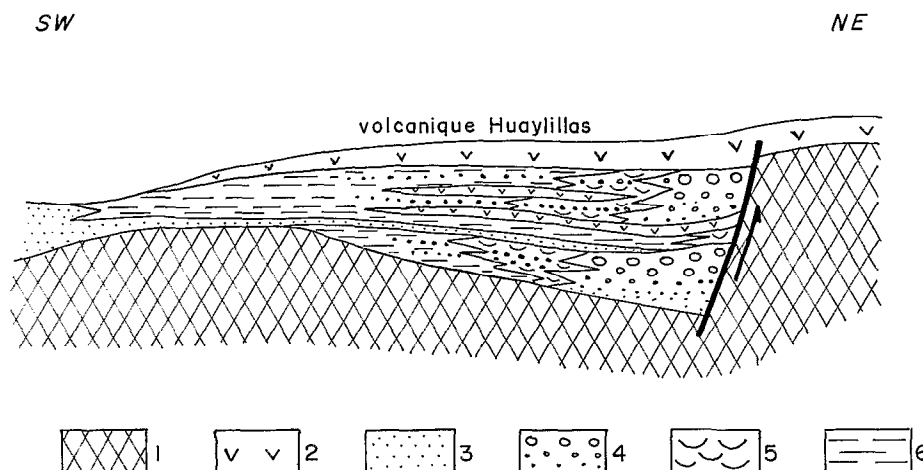


Fig. 15. — Modèle du bassin Moquegua supérieur, le long d'une transversale NE-SW, d'après MAROCCO *et al.*, 1984, modifié.
1 : substratum ; 2 : volcanisme ; 3 : marin ; 4 : cônes ; 5 : fluviale ; 6 : lacustre et palustre

soulèvement. Encore plus au SW, le bassin est occupé par des lacs à forte évaporation.

La Cordillère de la côte formait un relief stable isolant, en partie, le bassin, de l'océan Pacifique. Aucun apport détritique ne provenait de cette zone de relief qui, par endroits, pouvait être transgressée par la mer aux moments de forte variation positive du niveau eustatique.

Le régime climatique et la nature des apports sédimentaires pendant les temps Moquegua supérieur sont peu différents de ceux qui régnaient pendant le dépôt de la formation Moquegua inférieur. La différence réside dans le fait que le bassin Moquegua supérieur a fonctionné en régime tectonique, ce qui a donné une organisation séquentielle du remplissage fondamentalement différente de Moquegua inférieur. Le soulèvement des zones d'apport est responsable d'une subsidence assez importante : Moquegua supérieur peut dépasser 700 mètres de puissance. Les plus fortes épaisseurs ont été notées dans les zones proches du bord NE du bassin qui fonctionna en « demi-graben ».

CONCLUSIONS

En dépit des connaissances encore très incomplètes du groupe Moquegua, un essai de synthèse peut être tenté ; nous essayerons aussi de replacer le bassin Moquegua dans le contexte géodynamique plus général des Andes sud-péruviennes.

Conclusions sur le bassin Moquegua

Les premiers résultats de nos travaux nous per-

mettent d'énoncer quelques conclusions ; beaucoup de questions restent posées, seuls des travaux plus poussés pourront y répondre :

(1) Les sédiments Moquegua sont limités à une dépression tectonique subsidente, orientée parallèlement à l'axe orographique des Andes : on peut parler de bassin intramontagneux Moquegua.

(2) Le bassin Moquegua a fonctionné en trois périodes distinctes. Consécutivement à une phase tectonique compressive (Paléocène ? Éocène supérieur ?), une dépression tectonique orientée NW-SE se forme parallèlement à la côte de l'océan Pacifique, duquel la dépression est séparée par une ligne de collines et parallèlement aussi aux structures mises en place par la tectonique. Le fond de la dépression conservait les marques d'une paléotopographie tourmentée, héritée d'actions géomorphologiques antérieures à la tectonique responsable de la dépression :

dans un premier temps (Éocène ? Oligocène inférieur ?) la dépression reste stable ; elle se comble progressivement de sédiments détritiques continentaux de plus en plus fins, provenant du NE : c'est la formation Moquegua inférieur ;

la deuxième période de la vie du bassin débute après une tectonique compressive (Éocène supérieur ? Oligocène inférieur ?) qui déforme les terrains antérieurs, mais sans remettre en question la dépression. Au contraire, le bassin devient subsident par soulèvement des zones d'apport du NE (jeu des failles bordant le bassin au NE) qui envoient dans le bassin les sédiments de la formation Moquegua supérieur. Ce régime dure pendant tout l'Oligocène supérieur ;

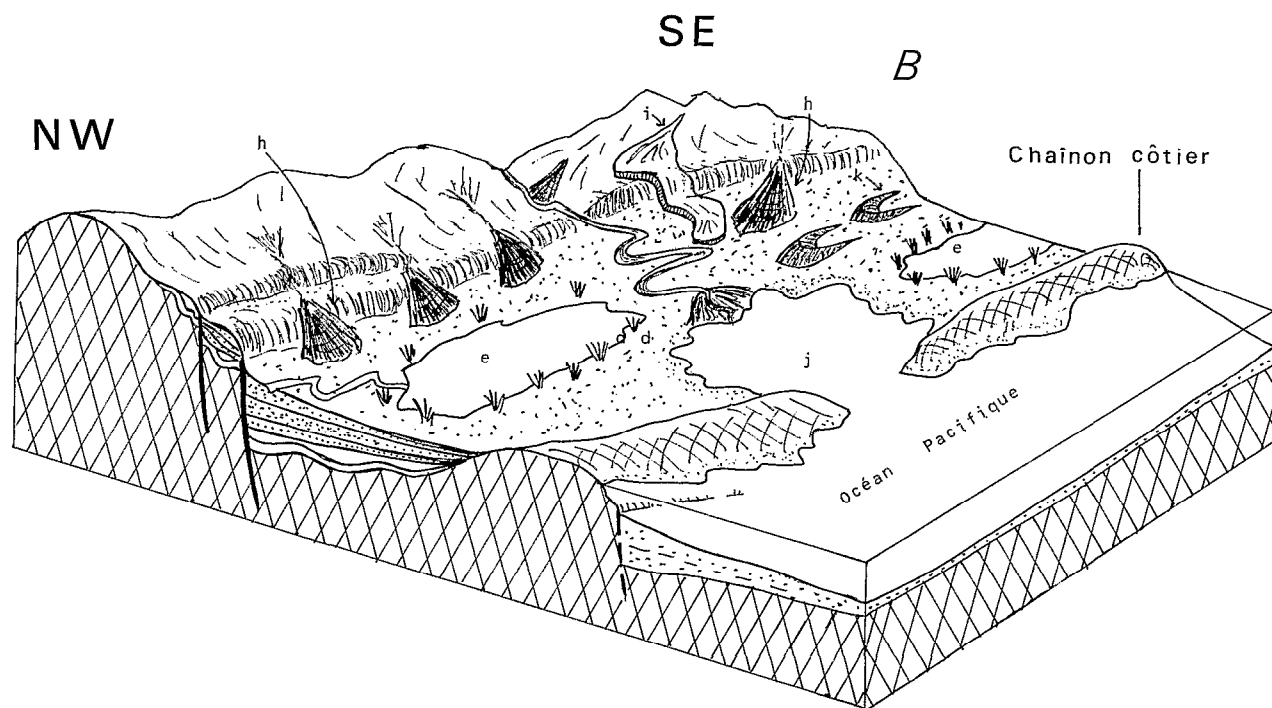
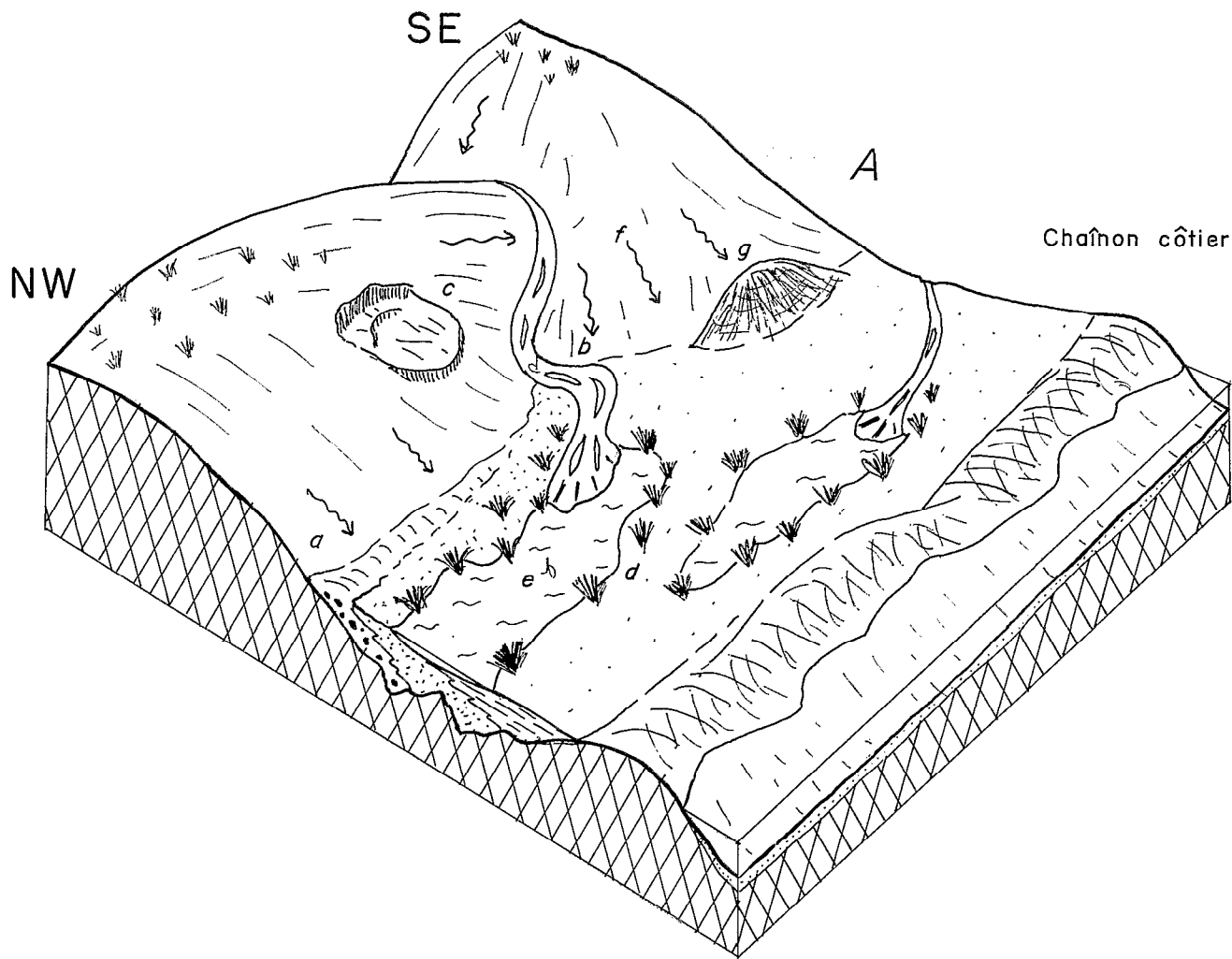


FIG. 16. — Paléogéographie Moquegua inférieure (A) et Moquegua supérieure (B). a : coulées boueuses, b : réseau en tresse ; c : glissement de terrain ; d : zones palustres ; e : zones lacustres ; f : écoulement sur les glacis ; g : paléoreliefs ; h : cônes alluviaux ; i : coulée volcanique ; j : pénétration de la mer dans le bassin ; k : dunes

la troisième période (Miocène inférieur) voit la fossilisation du bassin Moquegua par les produits du volcanisme explosif Huaylillas, qui avait débuté dès les temps Moquegua supérieur. Les dépôts plus récents ne sont que des nappes de cailloutis intercalées de tufs acides, non subsidents au niveau du bassin Moquegua et tapissant des glacis pentés vers le Pacifique, qui recourent indifféremment les sédiments Moquegua et les terrains plus anciens. Le bassin Moquegua a donc cessé de fonctionner à l'Oligocène terminal.

(3) Pendant sa période de mobilité (Moquegua supérieur), le bassin a fonctionné comme un demi-graben, du fait du seul soulèvement de son bord NE.

(4) Les conditions climatiques sont restées les mêmes pendant les temps Moquegua : désert côtier (sur lequel est centré le bassin) et un arrière-pays oriental moins sec d'où proviennent quelques cours d'eau. Selon que la période considérée sera tectoniquement calme ou active, l'influence du climat sur la sédimentation sera plus ou moins importante.

Pendant la sédimentation Moquegua inférieur, une fois estompés les abrupts entre le bassin et les zones d'apport, la sédimentation devient tranquille, avec de nombreuses phases de pédogenèse (sols rouges à croûte calcaire) ; les zones d'apport étaient stables, avec des reliefs peu accusés, et l'on peut parler de biostasie.

A cette biostasie virtuelle succède, pendant l'Oligocène supérieur (Moquegua supérieur), une nette réxistase, provoquée par les saccades de soulèvement des zones d'apport.

(5) Le régime tectonique (compression ou distension) de la sédimentation n'a pas encore été précisément déterminé. Les failles bordant au NE le bassin ont pu jouer en failles normales (compartiment NE soulevé) si leur pendage vers l'océan se confirme. Ce serait un indice du fonctionnement « en distension » du bassin, comme l'est, par ailleurs, le volcanisme contemporain de Moquegua supérieur. Une analyse structurale reste à faire pour étayer cette interprétation.

Bassin Moquegua et Andes Centrales

La géodynamique des Andes Centrales (Pérou-Bolivie) est caractérisée par une évolution sédimentaire continentale, par un magmatisme important et par la succession de plusieurs phases tectoniques. Ces trois processus ont conduit au remplissage volcano-sédimentaire et au plissement de plusieurs bassins intramontagneux qui ont fonctionné en régime tectonique.

LAVENU et MAROCCO (1984) décrivent dans le S du Pérou et en Bolivie 5 bassins intramontagneux cénozoïques, parallèles entre eux et allongés suivant la direction orographique et structurale des Andes (fig. 1). Le bassin Moquegua est l'un de ces bassins ; son étude est le premier pas de recherches engagées sous les auspices de l'ORSTOM et qui porteront sur l'ensemble des 5 bassins. Le but recherché est de retrouver dans les sédiments de ces bassins l'enregistrement des phénomènes qui ont marqué l'évolution géodynamique des Andes.

Le remplissage du bassin Moquegua est un jalon important dans l'évolution de la marge active Est-Pacifique ; il s'effectue au moment où le bord occidental de la plaque sud-américaine commence à monter pour constituer l'actuelle Cordillère des Andes. La formation Moquegua inférieur s'est déposée avant le soulèvement, la formation Moquegua supérieur pendant les premières pulsations de la montée des Andes. Le « déclin » qui a provoqué ce changement de dynamique, est la tectonique intra-Moquegua. Selon que cette tectonique soit Éocène supérieur ou Oligocène inférieur, le soulèvement andin dure depuis 40 ou 30 m.a.

Pendant la sédimentation de la formation Moquegua supérieur et la mise en place du volcanisme Huaylillas, seules se soulèvent les régions situées au NE du bassin, puisqu'à l'Oligocène supérieur le bassin Moquegua est au niveau de la mer. Mais à partir du Miocène inférieur (probablement à partir de la tectonique post-Huaylillas, vers 15 m.a.), le bassin Moquegua est pris dans le soulèvement général. Actuellement, les dépôts marins Moquegua supérieur se trouvent à 1 700 m d'altitude.

L'intérêt de l'analyse du remplissage d'un bassin intramontagneux dépasse celui de la simple description des répartitions verticales et horizontales des faciès ; elle permet, par l'analyse séquentielle et l'analyse structurale, de reconstituer, en continu, le régime tectonique du bassin et des zones d'apport. C'est donc un pas indispensable pour étudier l'évolution géodynamique d'une chaîne de montagne ; surtout si, comme dans les Andes, plusieurs bassins parallèles et en partie contemporains, offrent la possibilité de reconstituer la dynamique de la chaîne le long d'une transversale complète.

REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à l'ORSTOM et à l'Université Pontificale Catholique du Pérou, qui ont assuré le financement de cette étude, ainsi que l'appui logistique, administratif et scientifique aux campagnes de terrain, dans le cadre d'un accord d'action conjointe de 1978 à 1982.

Je remercie les professeurs et les étudiants des différentes universités péruviennes ayant participé à l'École de Sédimen-

tologie Continentale (novembre 1980, sous la direction de J. DELFAUD). Les coupes levées à cette occasion dans le groupe Moquegua, ont largement été utilisées dans ce travail.

Enfin, mes remerciements vont au professeur J. DELFAUD, qui m'a initié aux méthodes d'analyse séquentielle des séries

continentales tant au Pérou, sur le terrain que dans son laboratoire de Géodynamique des Bassins Sédimentaires (Université de Pau) où je suis si cordialement accueilli depuis 1982 et qui a bien voulu relire et critiquer le manuscrit de ce travail.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS (J. L.), 1906. — Caudal, procedencia y distribución de aguas de los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna. *Bol. Cuervo Ing. Minas del Perú*, vol. 45. Lima.
- BELLIDO (E.), 1979. — Geología del cuadrangulo de Moquegua. INGEMMET, Série A, Bol. n° 15. Lima.
- BELLIDO (E.) et GUEVARA (C.), 1963. — Geología de los cuadrangulos de Punta de Bonbon y Clemesi. *Com. Carta Geol. Nacional.*, bol. n° 5. Lima.
- BELLON (H.) et LEFEVRE (C.), 1976. — Données géochronométriques sur le volcanisme andin dans le Sud du Pérou. Implications volcano-tectoniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 283, sér. D : 1-4.
- CHANOVE (G.), MATTAUER (M.), MÉGARD (F.), 1969. — Précision sur la tectonique tangentielle des terrains secondaires du massif de Pirin (NW du Lac Titicaca, Pérou). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 268, sér. D : 1698-1701.
- COBBING (E. J.), PITCHER (W. S.), WILSON (J. J.), BALDOCK (J. W.), TAYLOR (W. P.), MC COURT (W.), SNELLING (N. J.), 1981. — The geology of the Western Cordillera of northern Peru. *Overseas Memoir*, 5, London, 143 p.
- DALMAYRAC (B.), LAUBACHER (G.), MAROCCO (R.), 1980. — Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. *Trav. et Doc. de l'ORSTOM*, n° 122, 501 pages.
- DELFAUD (J.), 1972. — Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 77 : 593-611.
- DELFAUD (J.), 1974. — Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. *Bull. Soc. Géol.*, France, Tome XVI : 643-649.
- DELFAUD (J.), 1984. — Le contexte dynamique de la sédimentation continentale. Modèle d'organisation. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 8, 1 : 27-53.
- GUIZADO (J.), 1968. — Geología del cuadrangulo de Aplao. *Serv. Geol. Perú*, bol. n° 20. Lima.
- INGEOMIN, 1976. — Mapa geológico del Peru al 1/1 000 000. Lima.
- LAUGHLIN (A. W.), DAMON (P. E.), WATSON (B. N.), 1968. — Potassium-Argon dates from Toquepala and Michiquillay, Peru. *Economic Geology*, vol. 63, 2 : 166-168.
- LAVENU (A.) et MAROCCO (R.), 1984. — Sédimentation et tectonique : les bassins intramontagneux des Andes Centrales. *Bull. Centre Recherche Explo. Produc. Elf-Aquitaine*, 8, 1 : 57-60.
- LOMBARD (A.), 1956. — Géologie Sédimentaire — Genèse et évolution. Paris. Masson édit. 425 p.
- MAROCCO (R.) et DELFAUD (J.), 1984. — Les cônes alluviaux de la série Moquegua supérieur, marqueurs du soulèvement Oligo-Miocène des Andes du Sud du Pérou. 10^e RAST, *Soc. Géol.*, France : 378.
- MAROCCO (R.), DELFAUD (J.), LAVENU (A.), 1984. — Ambiente deposicional de los sedimentos continentales del grupo Moquegua (Sur del Perú). 5^o Congreso Geol. Perú. Soc. ; Geol. Perú (sous presse).
- MAROCCO (R.), DELFAUD (J.), MÉGARD (F.), SEBRIER (M.), 1982. — Une série continentale d'un bassin intramontagneux des Andes Centrales : le groupe Moquegua (Sud du Pérou). 9^e RAST, Paris.
- MÉGARD (F.), 1978. — Étude Géologique des Andes du Pérou Central. *Mém. ORSTOM* n° 86, 310 pages, Paris.
- MENDIVIL (S.) et CASTILLO (W.), 1960. — Geología del cuadrangulo de Ocona. *Com. Carta Geol. Nacional.*, bol. n° 3. Lima.
- NARVAEZ (S.), 1964. — Geología de los cuadrangulos de Ilo y Locumba. *Com. Carta Geol. Nacional*, bol. n° 7. Lima.
- NOBLE (D. C.), FARRAR (E.), COBBING (E. J.), 1979. — The Nazca group of South Central Peru : Age, Source and regional volcanic and tectonic significance. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45 : 80-86.
- PECHO (V.) et MORALES (G.), 1969. — Geología de los cuadrangulos de Camana y La Yesera. *Serv. Geol. Min.*, bol. n° 21. Lima.
- SEBRIER (M.), FORNARI (M.), LAVENU (A.), SOULAS (J.-P.) — Tectonics and uplift in the Andes of Southern Peru and Bolivia, from Oligocene to present. Inédit.
- SEBRIER (M.), MAROCCO (R.), GROSS (J. J.), MACEDO (S.), MONTOYA (M.), 1979. — Evolución neogena del piedemonte pacífico de los Andes del Sur del Perú. 2^o Congreso Geol. Chileno, Atica. Tomo 3 : 171-188.
- STEEL (R. J.), MAEHLE (H.), NILSEN (H.), RØE (S. L.), SPINNANGER (A.), 1977. — Coarsening-upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian), Norway : Sedimentary response to tectonic events. *GSA*, 88 : 1124-1134.

- STEINMANN (G.), 1929. — Geologie von Peru. Karl Winter, Heidelberg, 448 pages.
- TOSDAL (R. M.), FARRAR (E.), CLARK (A. N.), 1981. — K-Ar Geochronology of the Late Cenozoic Volcanic Rocks of the Cordillera Occidental, Southernmost Peru. *Journ. Volcan. Geotherm. Research*, 10 : 157-173.
- VARGAS (L.), 1970. — Geologia del cuadrangulo de Arequipa. *Serv. Geol. Min.*, bol. n° 24. Lima.
- VATIN PÉRIGNON (N.), VIVIER (G.), SEBRIER (M.), FORNARI (M.), 1982. — Les derniers événements andins marqués par le volcanisme cénozoïque de la Cordillère Occidentale sud péruvienne et de son piémont pacifique entre 15°45' W et 18° S. *Bull. Soc. Géol.*, France, tome XXIV, n° 3 : 649-650.
- WALKER (R. G.) (1980). — Facies models. Geoscience Canada, Reprint Series 1, Geol. Assoc. Canada.
- WILSON (J. J.) et GARCIA (W.), 1962. — Geologia de los cuadrangulos de Pachia y Palca. Com. *Carta Geol. Nacional*, bol. n° 4. Lima.
- ZIMMERMANN (J. L.) et KIHLEN (A.), 1983. — Détermination, par la méthode K/Ar de l'âge des intrusions et des minéralisations associées dans le porphyre cuprifère de Quellaveco (Sud-Ouest du Pérou). *Miner. Deposita*, 18 : 207-213.