

Sédimentation continentale et tectonique d'une chaîne liée à une zone
de subduction : l'exemple des Andes Centrales (Pérou-Bolivie)
pendant le Tertiaire

Continental sedimentation in a fold belt related to a subduction zone :
The Central Andes (Peru-Bolivia) during the Tertiary

par

Alain LAVENU et René MAROCCO

O.R.S.T.O.M., 24 rue Bayard, 75008 PARIS et Laboratoire de Géodynamique
des bassins sédimentaires, 64000 PAU

1383

Titre télégramme :

Sédimentation et tectonique - Andes Centrales

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° 10094, ex 1

Cote B

RESUME

La chaîne andine (méso-cénozoïque) des Andes Centrales (Bolivie et Pérou) est classiquement considérée comme le type des chaînes liminaires liées à une zone de subduction. A partir du Crétacé terminal la chaîne a une évolution continentale. Après l'évènement tectonique majeur de la fin de l'Eocène (phase incasique), s'individualisent quatre bassins intramontagneux continentaux parallèles à l'allongement de la chaîne et disposés d'Ouest en Est ; ce sont, depuis la côte pacifique jusqu'au piémont amazonien, les bassins : Moquegua, de la Cordillère occidentale, de l'Altiplano, de la zone sub-andine.

Bien que l'évolution dynamique de ces bassins présente des points communs, on constate d'Ouest en Est une modification progressive de la nature et de l'importance du remplissage sédimentaire : par exemple l'augmentation relative du taux de subsidence au centre de la chaîne.

Quatre évènements tectoniques d'importance régionale (40, 30, 15, 7 m.a) rythment l'évolution des bassins ; la nature du remplissage nous renseigne sur le régime tectonique de la chaîne entre ces quatre phases de compression. En particulier, le soulèvement andin, qui débute après la phase à 30 m.a., est marqué par des venues conglomératiques et par le développement de l'activité volcanique.

Par les compléments qu'elle apporte à l'analyse structurale, l'étude de la dynamique du remplissage des bassins intramontagneux est un élément indispensable pour la reconstitution de l'évolution géodynamique de la chaîne andine.

Mots-clefs : Sédimentation continentale, subsidence, tectonique, soulèvement, Pérou, Bolivie.

ABSTRACT

It has been previously showed that 1) the andean fold belt (meso-cainozoic) of the Central Andes was a typical one which was related to a convergent margin, 2) from the uppermost Cretaceous this folds belt exhibited a continental evolution, 3) after the major tectonic phase (incaic phase, 40 m.y.) four continental individual basins took place which were from west to east : Moquegua basin, western Cordillera basin, Altiplano basin, subandean basin.

The dynamic evolution of those basins presented analogy from the west to the east of the belt but we noted progressive changed in the pattern of the basin fillings. For example, the maximum rate of subsidence was in the belt axis.

Four tectonic events of regional importance (40, 30, 15, 7 m.y.) occurred. The nature of fillings provided informations about the tectonic conditions between the four compressionnal phases. Especially, the andean uplift, that began after the 30 m.y. phase, was characterized by coarse fluvial sedimentation and volcanic activity.

Only the dynamic study of continental basin fillings gave the indispensable informations for the geodynamic reconstitution of the andean fold belt.

Key-words : Continental sedimentation, subsidence, tectonics, uplift, Peru, Bolivia.

TABLE DES MATIERES - CONTENTS

1 - INTRODUCTION

2 - LES BASSINS - THE BASINS

- 2.1. Le bassin marin pacifique - The pacific marine basin
- 2.2. Le bassin Moquegua - The Moquegua basin
 - 2.2.1. Le Moquegua inférieur - The Lower Moquegua
 - 2.2.2. Le Moquegua supérieur - The upper Moquegua
- 2.3. Le bassin Pichu - The Pichu Basin
- 2.4. Le bassin de l'Altiplano - The Altiplano basin
 - 2.4.1. Le bassin de l'Oligocène inférieur - The lower Oligocene basin
 - 2.4.2. Le bassin de l'Oligocène supérieur - Miocène
The upper Oligocene - Miocene basin
- 2.5. Le bassin subandin - The subandean basin

3 - CONCLUSION

- 3.1. Subsidence et soulèvement des Andes - Subsidence and up-lift
of the Andes
- 3.2. Subsidence et géométrie de la croûte continentale
Subsidence and geometry of the continental crust
- 3.3. Sédimentation et régime tectonique
Sedimentation and tectonic regime

4 - REFERENCES

1 - INTRODUCTION

La chaîne des Andes Centrales (Pérou et Bolivie), classiquement prise comme exemple de chaîne "liminaire" liée à une zone de subduction est, en fait, le produit de la superposition des cycles orogéniques précambriens, hercynien et andin ; seul le dernier correspond à une évolution "liminaire." La période andine (du Trias à l'Actuel), a largement été exposée dans de nombreux travaux (AUDEBAUD et al., 1973 ; MEGARD, 1967, 1973 ; DALMAYRAC et al., 1980 ; LAUBACHER, 1978 ; MAROCCO, 1978 ; COBBING et al., 1981, etc...) ; nous ne reviendrons que sur les aspects qui intéressent notre propos : la sédimentation continentale oligo-miocène et ses relations avec l'évolution dynamique cénozoïque de la chaîne.

L'histoire andine de la chaîne des Andes Centrales se divise en deux principales périodes :

- la première (Trias supérieur à Crétacé supérieur), est une période de relaxation et de sédimentation marine sur un dispositif paléogéographique caractérisé par un (ou deux selon les époques) bassin marin allongé parallèlement à la zone de subduction. Celle-ci semble être apparue vers la fin du Permien ou le début du Trias.

- la deuxième période commence avec la première tectonique andine (phase péruvienne de STEINMANN, 1929, d'âge sénonien), qui provoque le retrait presque général de la mer du territoire des Andes Centrales ; dans un premier temps (du Maestrichtien à l'Eocène supérieur), bien que soumises à l'érosion (dépôt des Couches Rouges), les zones récemment émergées ne semblent pas avoir connu un soulèvement notable. C'est à partir de la tectonique de l'Eocène supérieur (phase incasique de STEINMANN, 1929), que les Andes vont connaître une évolution continentale caractérisée par quatre principaux phénomènes dynamiques :

- 1) sédimentation continentale dans des bassins intramontagneux plus ou moins subsidents selon leur position dans la chaîne ;

- 2) tectoniques compressives (à 30, 15, 7 et 2,5 m.a. approximativement) séparées par des périodes de distension ;

- 3) volcanisme ;

4) soulèvement important (plusieurs milliers de mètres) des Andes.

Nous allons établir, pour l'Oligo-Miocène, les relations qui existent entre ces différents phénomènes ; en particulier, nous verrons comment la sédimentation continentale a enregistré les différentes phases tectoniques et les pulsations du soulèvement andin, commencé à l'Oligocène supérieur et encore actuellement actif. Nous essayerons ensuite de replacer l'évolution des bassins andins dans le cadre plus général de la géodynamique de la croûte continentale andine pendant le Cénozoïque.

2 - LES BASSINS

Pour étudier les relations sédimentation continentale - tectonique, nous avons choisi deux coupes transversales à la Cordillère des Andes, passant par le Sud du Pérou et la Bolivie (fig. 1, 2, 3). Sur ces coupes, outre un bassin marin littoral qui fonctionne depuis l'Oligocène sur l'emplacement du plateau continental actuel et dont il reste des témoins en bordure de la zone côtière, on trouve, d'Ouest en Est, une succession de 4 bassins intramontagneux qui sont :

- 1) le Bassin Moquegua sur le piémont pacifique des Andes,
- 2) le Bassin Pichu centré sur la Cordillère Occidentale actuelle,
- 3) le Bassin de l'Altiplano péruvo-bolivien,
- 4) le Bassin subandin sur le piémont atlantique de la Cordillère.

La figure 3 résume la nature du remplissage de chacun de ces bassins et les phases compressives qui rythment la sédimentation.

Notre connaissance des bassins intramontagneux andins porte essentiellement sur les bassins Moquegua et Pichu (R.M.) et sur ceux de l'Altiplano (A.L.) ; c'est aussi sur les régions occupées par ces bassins qu'existe le maximum de littérature. Le bassin subandin, encore très mal connu ne sera décrit que très sommairement sur la base de quelques travaux pétroliers.

2.1. Le bassin marin pacifique

C'est un bassin littoral qui fonctionne à partir de l'Oligocène au niveau de la transversale du Sud du Pérou ; mais 500 km plus au Nord, la sédimentation débute à l'Eocène avec la formation Paracas (NEWELL, 1956 ; PETERSEN, 1954 ; RUEGG, 1957). Ce bassin se situe sur le plateau continental, il est limité à l'Est par la chaîne côtière, domaine d'affleurement de roches précambriennes. On trouve les témoins du remplissage du bassin marin oligo-miocène le long de la côte en particulier près de la ville de Camana qui a donné son nom à la formation remplissant le bassin (RIVERA, 1950 ; PECHO et MORALES, 1969).

La formation Camana correspond à 450 m de marnes, grès et calcaires ; l'ensemble affiche une couleur jaune. La faune de cette série littorale, étudiée par PARDO (in PECHO et MORALES, 1969), indique un âge oligocène supérieur - Miocène inférieur.

La sédimentation marine ne s'est pas étendue vers l'Est au-delà de la chaîne côtière, sauf pendant un court laps de temps où la mer a pénétré de 60 km à l'intérieur des terres dans la région d'Ocona-Cuno Cuno (MENDIVIL et CASTILLO, 1960 ; SEBRIER et al., 1979). Les failles NW-SE qui affectent le rebord ouest de la chaîne côtière ont dû participer à la subsidence. Nous manquons d'arguments sédimentologiques ou structuraux qui permettraient d'analyser l'éventuelle mobilité du bassin marin Camana qui de toute façon a été peu importante (450 m de série affleurante).

Une tectonique compressive aux effets structuraux peu spectaculaires (flexures, quelques failles) affecte la formation Camana. Les arguments stratigraphiques manquent pour attribuer cette tectonique à la phase du Miocène moyen (15 m.a.) ou à celle du Miocène terminal (7 m.a.).

2.2. Le bassin Moquegua

Le Bassin Moquegua (MAROCCO et al., 1982) est un bassin intramontagneux à remplissage continental situé sur le piémont pacifique des Andes Centrales, entre la chaîne côtière et la Cordillère Occidentale (fig. 1). Dans ce bassin, large de 60 km environ et allongé parallèlement à la fosse océanique sur près de 800 km (la partie méridionale du bassin est située en territoire chilien), se sont déposés les sédiments continentaux de la formation Moquegua (ADAMS, 1906) pour la partie péruvienne et de la formation Azapa au Chili (SALAS et al., 1966). Le remplissage se réalise en deux périodes successives à régimes géodynamiques différents, donnant une série inférieure (Moquegua inférieur) séparée par une discordance angulaire de la série supérieure (Moquegua supérieur). La nature et l'importance de cette discontinuité majeure nous conduisent à élever la "formation" Moquegua d'ADAMS et des auteurs qui lui ont succédé, au rang de "groupe" Moquegua.

2.2.1. Le Moquegua inférieur

Dans l'ensemble du Bassin Moquegua, la partie inférieure du remplissage est constituée par des sédiments détritiques continentaux relativement fins et de couleur rouge. Ils ennoient souvent des paléoreliefs, taillés dans des terrains plus anciens (précambriens, intrusifs andins, volcanique paléocène) et témoins d'une ancienne topographie postérieure à la tectonique incasique de l'Eocène supérieur.

a) La lithologie

La figure 5A représente une coupe de la formation Moquegua inférieur levée vers Caraveli et représentative de l'ensemble du bassin. On y distingue 3 principaux membres : la partie inférieure est conglomératique, la partie médiane est fluviatile et la partie supérieure est palustre puis lacustre.

La base est constituée par 50 mètres de coulées boueuses d'abord assez grossières (grain maximum 30 cm) qui deviennent fines au sommet (grain maximum 2 cm). Ce membre se décompose en séquences qui, vers le bas ont 3 à 5 mètres d'épaisseur ; vers le haut les séquences ont de 0,5 à 1 m et passent au sommet à des sédiments granoclassés fluviatiles. Les coulées boueuses les plus inférieures sont affectées par des altérations pédogénétiques.

Au-dessus viennent 100 mètres de séquences fluviatiles, en général de réseau en tresse. Une seule séquence (4 à 5 m) de méandre a pu être observée. Assez conglomératiques dans la partie inférieure, les séquences deviennent rapidement gréseuses et silteuses. Le sommet argileux des séquences montre parfois des traces d'altération rouge. Les directions d'apports sont toujours orientées de l'Est vers l'Ouest ou du Nord-Est vers le Sud-Ouest.

Les séquences fluviatiles sont surmontées par 50 à 120 mètres de dépôts palustres et lacustres. Ce sont d'abord 30 à 40 mètres de silts argileux à traces de pédogenèse et représentant un milieu palustre. La série se termine par 80 mètres de dépôts lacustres et évaporitiques répartis en quatre séquences

de 10 à 20 mètres d'épaisseur, débutant par des argiles vertes et rouges se chargeant en gypse vers le haut et se terminant par une couche de gypse laminé.

L'analyse séquentielle de la série (fig. 5) indique une évolution progressive depuis les coulées de boues grossières à la base aux évaporites au sommet. Le seul "retour en arrière" est une séquence fluviatile de 5 à 6 mètres d'épaisseur au milieu des dépôts palustres et qui peut s'expliquer par une période de quelques années à pluviosité importante (comme par exemple les pluies torrentielles qui ont affecté le désert nord-péruvien en 1982 du fait de l'influence du courant du Niño).

b) Age de la série

Aucun fossile n'a été trouvé dans la formation Moquegua inférieur qui, par ailleurs, ne comporte pas d'intercalations volcaniques ; son âge ne peut être estimé que par des corrélations stratigraphiques. Les plus jeunes terrains couverts par le Moquegua inférieur sont les volcanites paléocènes du groupe Toquepala plissées par la tectonique incasique de l'Eocène supérieur. D'autre part, cette formation est affectée par la tectonique à 33 m.a. (fig. 4). On admet donc un âge Oligocène inférieur pour la formation Moquegua inférieur.

c) Conclusions

La succession verticale des faciès est la même dans l'ensemble du bassin ; les variations entre les coupes ne portent que sur l'épaisseur et la granulométrie. L'évolution horizontale (fig. 5A') n'est connue que sur la transversale de Moquegua, elle semble être valable pour tout le bassin.

Le Moquegua inférieur correspond au remplissage d'une dépression en régime de calme tectonique. Les cours d'eau venant du Nord-Est déposaient leurs sédiments grossiers, se trouvaient bloqués au Sud-Ouest par la chaîne côtière et formaient des lacs à intense évaporation. La chaîne côtière n'était que légèrement en relief et en complète stabilité car on ne trouve aucun dépôt grossier Moquegua inférieur à son pied.

2.2.2. Le Moquegua supérieur

La formation Moquegua supérieur correspond à la dernière étape de remplissage du bassin Moquegua ; elle repose en discordance localement angulaire (phase à 30 m.a.) sur le Moquegua inférieur.

a) Lithologie

La figure 5B montre une coupe de Moquegua supérieur levée dans la région d'Aplao (72°27' W/16°20' S) ; elle est représentative de la formation dans l'ensemble du bassin. Ce sont 530 mètres de sédiments palustres et lacustres fins dans lesquels s'intercalent des venues conglomératiques très grossières et 2 niveaux de tufs volcaniques.

Les sédiments palustres et lacustres forment des séquences plurimétriques de grès moyens à fins passant vers le haut à des silts, des argiles, des calcaires et même des évaporites ; l'ensemble montre des laminations horizontales. Les "slumps" sont fréquents ainsi que les niveaux de ponces flottées.

Les venues conglomératiques grossières correspondent soit à des cônes alluviaux formant des corps strato et granocroissant de 50 à 100 m d'épaisseur, soit à des séquences fluviales grossières qui se raccordent latéralement à des cônes situés sur le rebord Nord-Est du bassin.

Les intercalations de tufs volcaniques acides ont 2 à 5 mètres d'épaisseur. Sur d'autres coupes, surtout à proximité de la bordure Nord-Est du bassin, les passées volcaniques sont plus abondantes. Elles deviennent de plus en plus nombreuses vers le haut de la série annonçant l'important épisode volcanique explosif Huaylillas, épais de plusieurs centaines de mètres qui succède à Moquegua supérieur (fig. 4). Cet épisode volcanique et la tectonique (15 m.a.) qui l'affecte, clôturent la sédimentation dans le bassin Moquegua. Le Mio-Pliocène ne sera marqué que par une sédimentation détritique peu épaisse (terrasses alluviales) et un volcanisme explosif (formation Chuntacala) (SEBRIER et al., sous presse).

b) Age de la série

La formation Moquegua supérieur est postérieure à la tectonique à 30 m.a. Elle est recouverte par le volcanique Huaylillas dont la base est datée à 23,3 m.a. (NOBLE et al., 1979 ; SEBRIER et al., sous presse). Par ailleurs, près de la ville de Moquegua, une intercalation de tufs a donné un âge de 25 m.a. (TOSDAL et al., 1981). L'intercalation marine de la région d'Ocoña n'a pour le moment donné aucun fossile caractéristique. La formation Moquegua supérieur a donc un âge compris entre 30 m.a. et 23 m.a., soit Oligocène supérieur.

c) Géodynamique

L'analyse séquentielle de la coupe de Moquegua supérieur (fig. 5B) montre 6 reprises de la sédimentation grossière détritique succédant à des périodes lacustres. La forte épaisseur des venues grossières ne peut pas être expliquée par un simple phénomène climatique, il s'agit de dépôts corrélatifs de phases de soulèvement des Andes. L'activité volcanique, importante, confirme la mobilité de la chaîne pendant l'Oligocène supérieur. La sédimentation marine, qui transgresse vers l'Est la Cordillère côtière, indique que le soulèvement des Andes n'était pas homogène.

La figure 5B' schématise la géodynamique de l'Oligocène supérieur : dans un bassin à alimentation nord orientale et à sédimentation lacustre, des cônes alluviaux marqueurs du soulèvement andin s'installent sur le bord Nord-Est du bassin.

L'Oligocène supérieur a donc une évolution dynamique syntectonique fondamentalement différente de celle -atectonique- de l'Oligocène inférieur.

2.3. Le bassin Pichu

C'est un bassin centré sur la Cordillère Occidentale du Sud du Pérou et dont le remplissage - la formation Pichu - est volcano-sédimentaire.

MAROCCO et DEL PINO (1966) définissent la formation Pichu comme une unité reposant en discordance angulaire sur les terrains mésozoïques (phase incasique à 40 m.a.) et couverte en discordance angulaire (phase à

30 m.a.) par le volcanisme Tacaza dont la base a été datée à 26,9m.a. par AUDEBAUD et al. (1979).

a) Lithologie

La partie inférieure de la série est constituée par environ 1000 mètres de sédiments fluviatiles grossiers et de coulées boueuses (probablement des lahars) intercalés de tufs ignimbritiques parfois très épais (80 m), de coulées de laves andésitiques, de brèches volcaniques.

La partie supérieure, épaisse de 400 à 500 mètres est lacustre (grès fins, silts, argiles) et comporte de nombreux niveaux de lave et de tufs rhyolitiques.

b) Age de la série

La formation Pichu est classiquement considérée comme appartenant à l'Oligocène inférieur (fig. 4). Un problème se pose : les sédiments d'âge équivalent de part et d'autre du bassin Pichu (Moquegua inférieur au Sud-Ouest, Puno au Nord-Est) ne montrent aucune intercalation volcanique. Il faut donc admettre que l'activité volcanique est restée cantonnée à la Cordillère Occidentale.

c) Conclusion

Malgré la mauvaise connaissance de la formation Pichu, il apparaît qu'à l'Oligocène inférieur un bassin assez subsident (près de 1500 m de dépôts) fonctionnait sur l'emplacement de l'actuelle Cordillère Occidentale. L'importante couverture volcanique récente ne permet pas de repérer clairement les failles qui contrôlaient ce bassin. En Bolivie, on ne connaît pas de dépôts d'âge Oligocène inférieur dans la Cordillère Occidentale.

2.4. Le bassin de l'Altiplano

Bassin situé au centre de la chaîne des Andes, il est compris entre les Cordillères orientale et occidentale (fig. 1). Il s'étend sur 1500 km de long, du Sud du Pérou au Nord de l'Argentine et c'est en Bolivie qu'il est le plus large (150 km environ). La série tertiaire serait très épaisse puisqu'elle

atteindrait 6 à 15.000 mètres, selon certains auteurs (MARTINEZ, 1980 ; MEYER et MURILLO, 1961). Les sédiments détritiques continentaux, généralement rouges, se répartissent en plusieurs grands ensembles séparés par des discordances angulaires (40 m.a., 30 m.a. et 7 m.a.) : on distingue ainsi la série du Paléocène-Eocène, la série de l'Oligocène inférieur, celle de l'Oligocène supérieur - Miocène et enfin la série pliocène (MARTINEZ, 1980).

Nous considérerons ici, seulement la série de l'Oligocène inférieur et celle de l'Oligocène supérieur - Miocène.

2.4.1. Le bassin de l'Oligocène inférieur

a) Lithologie

Les dépôts se répartissent, dans le nord de la Bolivie, selon deux ensembles :

- d'abord une série de petits bassins (fig. 1, fig. 3), alignés dans un fossé orienté Nord-Ouest - Sud-Est le long du versant occidental de la Cordillère Orientale et limités par des failles de direction andine. Le plus important de ces bassins, celui de Salla-Luribay est rempli de 500 mètres de sédiments (log. 2, fig. 6A) qui débutent par un conglomérat peu épais (50 m) discordant sur le Paléozoïque et le Crétacé terminal. Il est surmonté en concordance par une série de grès, d'argiles sableuses, de sables. On y trouve aussi quelques niveaux de graves, de calcaires lacustres, de gypses et de tufs. La série très rouge à la base, devient plus rosée et grise vers le sommet.

- un deuxième ensemble dans l'Altiplano, où la série de l'Oligocène inférieur est beaucoup plus épaisse : 3 à 7000 m au Pérou (NEWELL, 1949), 4000 à 8000m en Bolivie (ASCARRUNZ, 1973 ; RODRIGO et CASTANOS, 1975). Au Pérou, la série est constituée de conglomérats, de grès, de lutites rouges. C'est le groupe Puno (NEWELL op. cit.). Selon LAUBACHER (1978), ces dépôts, grossièrement classés, n'auraient subi qu'un faible transport. La partie ouest du bassin se charge en dépôts volcaniques et volcano-sédimentaires (influence du bassin Pichu ?).

En Bolivie, la série est conglomératique à la base et près des bordures paléozoïques (C. orientale en particulier). Elle devient plus gréseuse au sommet. Dans le centre du bassin, la série est composée de lutites rouges. On y trouve quelques couches lenticulaires de tuf et des dépôts de gypse (CHERRONI, 1974), les apports viennent généralement de l'Est ou du Nord-Est (C. Orientale) (RODRIGO et CASTANOS, 1975) déposés d'abord par des courants forts à la base de la série puis plus lents vers le sommet. Selon ces auteurs, ceci indiquerait un ralentissement de la subsidence du bassin qui s'arrêterait de fonctionner à la fin du cycle sédimentaire.

b) Age de la série

Les dépôts de Salla-Luribay contiennent une faune typique de l'Oligocène inférieur (Déséadien d'Argentine) (HOFFSTETTER et al. 1971). Au Pérou, la série est datée, à la base, de l'Oligocène grâce à des Charophytes (CHANOVE et al. 1969).

Dans l'Altiplano bolivien la série rapportée à l'Oligocène inférieur est azoïque. Elle repose, parfois, en discordance sur une formation détritique continentale post-crétacé à laquelle on a assigné un âge paléocène-éocène. Localement, des tufs volcaniques situés au sommet de la série à lutites ont été datés à 33,6 m.a. (EVERNDEN et al., 1966) ce qui les place dans l'Oligocène inférieur.

c) Conclusion

Pour l'instant, on manque d'éléments sédimentologiques suffisants, permettant de bien montrer l'évolution des bassins oligocènes inférieurs. Cependant, on peut constater que l'ensemble de ces dépôts de piémont de type molassique se met en place dans des bassins entourés de relief relativement importants et soumis à une forte glyptogénèse. La série passe des conglomérats à la base, déposés par des courants forts (ASCARRUNZ, 1973) à des niveaux gypseux au sommet et au centre du bassin. La subsidence importante permet d'atteindre 4 à 8000 (?) mètres d'épaisseur.

2.4.2. Le bassin de l'Oligocène supérieur-Miocène

Le bassin altiplanique de l'Oligo-Miocène (fig. 1,3) est approximativement centré sur l'ancien bassin oligocène inférieur. Il est limité par deux failles très importantes : la faille Coniri à l'Est, la faille San Andres à l'Ouest (fig. 3).

a) Lithologie

Entre ces deux failles, subparallèles, de direction NW-SE à NS et distantes de 100 km environ, la série se présente sous un faciès molassique rouge. Près des bordures, comme on peut le voir sur le log 3 de la figure 6B, la série repose sur un paléosol discordant sur la série Eocène sous-jacente. Le Miocène débute par un conglomérat surmonté par des niveaux volcano-sédimentaires de 500 mètres d'épaisseur environ. Au-dessus, sur 900 à 1000 m d'épaisseur apparaissent quatre ou cinq grandes séquences composées de conglomérats, de grès, de sable, dues à l'arrivée massive de matériel détritique très grossier (cônes). La série passe ensuite rapidement à des dépôts fluviaux rouges gréseux et argileux sur une épaisseur de plusieurs milliers de mètres. On passe enfin à des dépôts argileux, fins, rouges, dans lesquels s'intercalent des passées de gypse et des niveaux de tufs. La série Miocène atteint près de 6900 mètres.

Plus au Sud, dans le centre de l'Altiplano, on ne connaît pas la base de la série, mais les niveaux conglomératiques sont précédés par une série argileuse à gypse (Chacarilla, Yaurichambi). Ici la série atteindrait 10.000 mètres (MEYER et MURILLO, 1961) et l'Oligocène, non reconnu, existerait peut-être sous le Miocène.

Toutefois, il faut être très prudent quant à l'estimation de l'épaisseur de la série Miocène dans le centre de l'Altiplano. Des plis, mais surtout des failles inverses, favorisés par le style tectonique des phases de compression ne sont pas à exclure et augmenteraient cartographiquement l'épaisseur de la série. L'ensemble des formations oligo-miocènes pourraient n'atteindre que 6000 mètres d'épaisseur environ dans l'Altiplano.

b) Age de la série

L'âge des séries miocènes a été reconnu grâce à des âges radiométriques (9,1 - 7,2 m.a.) (EVERNDEN et al. 1966) et par la découverte de nombreux fossiles (HOFFSTETTER et al., 1972). Près de Corocoro, la série est discordante sur les couches Eocène. Elle est elle-même recouverte, en discordance, par les niveaux pliocènes, datés.

Dans le centre de l'Altiplano la partie inférieure de la série n'est pas datée et son extrême base n'est pas connue.

c) Conclusion

L'analyse des dépôts du bassin oligo-miocène fait apparaître deux points importants :

- il existe encore une subsidence marquée dans le centre de l'Altiplano, attestée par une grande épaisseur des sédiments 6 à 7000 m (peut-être 10 à 15000 si l'on en croit certains auteurs).

- Il se développe une activité volcanique croissante marquée par l'apparition de faciès volcano-sédimentaires à la base de la série et surtout l'épanchement de nombreuses coulées rhyolitiques (Ignimbrites) au sommet de la série. De part et d'autre de l'Altiplano, on note aussi une importante activité volcanique (C. orientale et occidentale) et plutonique (C. Real).

La paléogéographie du bassin oligo-miocène montre que celui-ci a ses bordures contrôlées par des failles actives durant la sédimentation :

- à l'ouest, la faille de San Andrés sépare le bassin altiplanique très subsident, à sédiments rouges, du bassin de la Cordillère occidentale, peu subsident, à dépôts volcano-sédimentaires de couleur claire et à coulées de laves ;

- à l'est, la faille Coniri sépare le bassin altiplanique du bloc de la Cordillère orientale et permet l'approvisionnement en conglomérats et en détritiques grossiers de cette partie du bassin (RODRIGO et CASTANOS, 1975).

Tous ces phénomènes, subsidence, alimentation du bassin par des reliefs contrôlés par failles, mise en place de batholites, volcanisme important tendent à prouver que la sédimentation est contemporaine d'une importante déformation en extension durant le Miocène.

Il n'a pas été mis en évidence de déformation tectonique en compression dans la série oligo-miocène dans le centre de l'Altiplano bolivien. De plus, on n'y connaît pas l'existence de l'Oligocène supérieur et cette lacune de sédimentation pourrait correspondre en partie au paléosol que l'on trouve à la base de la série miocène. Il se serait développé sur une zone positive alors que se déposait la formation Puno dans l'Altiplano péruvien et la formation Moquegua supérieur sur le piémont pacifique. L'arrivée des séquences conglomératiques de cône dans la série miocène de l'Altiplano correspondrait à un soulèvement de la C. orientale provoqué par une déformation en compression qui se marque sur le piémont pacifique par une discordance vers 15 m.a. (fig. 4).

2.5. Le bassin subandin

Dès le Crétacé/Paléocène, le domaine subandin devient une aire de sédimentation continentale. Ce domaine est séparé du bassin de l'Altiplano par une zone positive à l'emplacement de la C. orientale. A l'est, ce bassin est limité par le bouclier brésilien.

Dans le domaine subandin du Pérou et de Bolivie, la série cénozoïque détritique rouge repose généralement en discordance sur les dépôts datés du Campano-Maestrichtien. Elle est épaisse de 4 à 6000 mètres environ (LOPEZ, 1967 ; DIAZ, 1959 ; YPFB, 1972 ; DALMAYRAC et al., 1980) et comprendrait les terrains allant, sans discordance, de l'Eocène au Miocène. Selon les auteurs, les dépôts se feraient en ambiance fluviatile, lacustre à palustre. Les conglomérats sont généralement plus épais au pied de la C. orientale. Dans le domaine subandin méridional bolivien, la partie inférieure des dépôts, datée de l'Oligocène inférieur au Miocène supérieur (SANJINES et JIMENEZ, 1976) repose en discordance sur les terrains paléocènes sous-jacents.

On a là un bassin subsident au pied de la C. orientale. Les dépôts sont relativement épais et vont en diminuant d'épaisseur lorsque l'on se rapproche, vers l'est, du bouclier sur lequel ils sont discordants.

Une tectonique habituellement attribuée au Miocène terminal affecte les dépôts continentaux de la zone subandine.

3 - CONCLUSION

L'étude comparée des bassins intramontagneux des Andes Centrales nous amène à tirer un certain nombre de conclusions sur l'évolution dynamique de cette partie des Andes pendant l'Oligo-Miocène.

3.1. Subsidence et soulèvement des Andes

Les coupes des figures 2 et 3 montrent clairement que le taux de subsidence évolue d'ouest en est. Peu important dans le bassin marin (quelques centaines de mètres) il augmente progressivement pour atteindre son maximum dans le bassin de l'Altiplano (15000 mètres selon MEYER et MURILLO, 1961). La subsidence diminue ensuite vers l'est puisque le bassin subandin ne montre plus que 6000 m de dépôts dans sa partie la plus occidentale; l'épaisseur des séries diminue rapidement vers l'est pour devenir nulle sur le bouclier brésilien. Même si l'on met en doute les 15000 mètres d'accumulation sur l'Altiplano - les sédiments crétacés sous-jacents des séries oligo-miocènes ne montrent pas trace de métamorphisme d'enfouissement (L.A. RODRIGO, com. orale, 1983) - c'est quand même le bassin le plus subsident avec plus de 6000 m de sédiments.

Les figures 2 et 3 montrent aussi que le soulèvement progressif des Andes pendant le Cénozoïque correspond à un vaste bombement et que les régions qui ont connu les plus fortes subsidences sont aussi celles qui ont le plus monté.

3.2. Subsidence et géométrie de la croûte continentale

Depuis les travaux de JAMES (1971), repris par MEGARD (1978) et DALMAYRAC et al. (1980), on sait que le maximum d'épaisseur de la

croûte (75 km) se situe à la verticale de la limite Altiplano-Cordillère Orientale. VALEZ (1982) arrive à la même conclusion en Bolivie du Nord. Cette épaisseur est compatible avec l'important taux de soulèvement des Andes à ce niveau ; elle ne l'est pas avec la forte subsidence du bassin de l'Altiplano qui doit impliquer un amincissement de la croûte. Si cet amincissement s'est produit, il faut admettre qu'il a été compensé par une accréation crustale plio-quadernaire, ce qui est difficile à imaginer. Ou bien la géométrie de la croûte est-elle à revoir, ainsi que l'estimation d'épaisseur des séries de l'Altiplano ?

3.3. Sédimentation et régime tectonique

Les bassins intramontagneux des Andes Centrales ne sont pas encore assez bien connus pour préciser le régime tectonique de leur remplissage. Ce n'est que localement que l'on peut mettre en évidence une sédimentation de comblement en régime de calme tectonique (Moquegua inférieur), de soulèvement des zones d'apports (cônes alluviaux Moquegua supérieur), de compression (bassin miocène Rumichaca du Pérou Central, MEGARD et al. sous presse).

Les Andes, pendant le Cénozoïque, ont eu une évolution "en touches de piano". Pour une période donnée, le régime tectonique n'est pas le même en tous points de la chaîne. Par exemple, à l'Oligocène inférieur, alors que sur la côte pacifique la sédimentation correspond au comblement d'une dépression stable, plus à l'est la chaîne montrait une certaine mobilité : volcanisme dans le bassin Pichu, forte subsidence sur l'Altiplano avec mise en place d'olistolithes (fig. 2). Il en va de même pour les phases tectoniques compressives qui, en général, n'affectent pas l'ensemble de la chaîne : la tectonique à 15 m.a., connue dans les bassins Moquegua et Pichu, n'a provoqué aucune déformation sur l'Altiplano.

Dans cette évolution différentielle, les grands systèmes de failles qui limitent et contrôlent les bassins jouent un rôle primordial. Au moment des épisodes tectoniques, les composantes décrochantes des jeux de certaines de ces failles ont pu absorber une partie de la déformation.

4 - REFERENCES

- ADAMS J.L. (1906).- Caudal, procedencia y distribucion de aguas de los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna. Bol. Cuerpo. Ing. Minas del Peru, 45, Lima.
- ASCARRUNZ R. (1973).- Contribucion al conocimiento geologico del area comprendida entre los pueblos de Viacha - Corocoro y Umala. Soc. Geol. Bol. (Anal. III, Conv. Nal. Geol) 20, La Paz.
- AUDEBAUD E., CAPDEVILLA R., DALMAYRAC B., DEBELMAS J., LAUBACHER G., LEFEVRE C., 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. et Geol. dyn. (2), XV, (1-2), p. 73-114, Paris.
- AUDEBAUD E., BERNARD D., VATIN-PERIGNON N., VIVIER G. (1979).- Quelques âges K/Ar sur des roches ignées cénozoïques du SE péruvien : conséquences géodynamiques. R.A.S.T. Lyon. p 18
- CHANOVE G., MATTAUER M., MEGARD F. (1969).- Précisions sur la tectonique tangentielle des terrains secondaires du massif de Pirin (NW du lac Titicaca, Pérou). C. R. Acad. Sci. Paris, 268, série D, p. 1698-1701.
- CHERRONI C. (1974).- Geologia de la region de Corocoro. Rev. Técn. YPFB, 3, (2), p. 125-154, La Paz.
- 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 nº 5. Inst. Geol. Sci. - Natural Environment Research council. London
- DALMAYRAC B., LAUBACHER G., MAROCCO R. (1980).- Géologie des Andes péruviennes ; caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. Trav. et doc. ORSTOM nº 122, Paris.
- DIAZ M. (1959).- Comunicacion acerca de las condiciones geologicas presentes en el curso superior del rio Beni. Bol. Tecn. YPFB 1, (2), p. 21-31, La Paz.
- EVERNDEN J.F., KRIZ S.J., CHERRONI C.M. (1966).- Correlaciones de las formaciones terciarias de la cuenca altiplanica a base de edades absolutas, determinadas por el método potasio-argon. Serv. Geol. Bol. Hoja inf. 1, La Paz.
- HOFFSTETTER R., MARTINEZ Cl., MUNOZ-REYES J., TOMASI P. (1971).- Le gisement d'Ayo Ayo (Bolivie), une succession stratigraphique Pliocène-Pleistocène datée par des mammifères. C. R. Acad. Sci. Paris, 272, ser. D, p. 2472-2475.
- HOFFSTETTER R., MARTINEZ Cl., TOMASI P. (1972).- Nouveaux gisements de mammifères néogènes dans les couches rouges de l'Altiplano bolivien. C. R. Acad. Sci. 275, série D, p. 739-742.
- JAMES D.E. (1971).- Andean crustal and upper mantle structure. J. geophys. Res. 76, p. 3246-3271.
- LAUBACHER G. (1978).- Géologie des Andes péruviennes ; géologie de la Cordillère orientale et de l'Altiplano au Nord et Nord-Ouest du lac Titicaca (Pérou). Trav. et Doc. ORSTOM nº 95, Paris.
- LOPEZ M.H. (1967).- Acerca de la geologia de las sierras subandinas del Noroeste. Bol. Int. Boliv. petrol. 7, (2), p. 14-27, La Paz.

- MAROCCO R. (1978).- Géologie des Andes péruviennes. Un segment E-W de la chaîne des Andes péruviennes : la déflexion d'Abancay. Etude géologique de la Cordillère orientale et des hauts plateaux entre Cuzco et San Miguel, Sud du Pérou (12°30 S à 14°00 S). Trav. et Doc. ORSTOM n° 94, Paris.
- MAROCCO R., DEL PINO M. (1966).- Geologia de la Hoja de Ichuna. Bol. Com. Carta geol. Nac. n° 14, Lima.
- MAROCCO R., DELFAUD J., MEGARD F., SEBRIER M. (1982).- Une série continentale d'un bassin intramontagneux des Andes Centrales : le gouppe Moquegua (Sud du Pérou). 9° RAST, Paris.
- MARTINEZ Cl. (1980).- Géologie des Andes bolivienues. Structure et évolution de la chaîne hercynienne et de la chaîne andine dans le Nord de la Cordillère des Andes de Bolivie. Trav. et Doc. ORSTOM n° 119, Paris.
- MEGARD F. (1967).- Commentaire d'une coupe schématique à travers les Andes Centrales du Pérou. Rev. Geogr. phys. Geol. dyn. IX, n° 4, p. 335-346.
- MEGARD F. (1978).- Etude géologique des Andes du Pérou central. Mémoires ORSTOM n° 86, Paris.
- MEGARD F., MAROCCO R., VICENTE J.C., MUNOZ C., PASTOR R., MEGARD-GALLI J. (sous presse).- Apuntes sobre la geologia de Lircay (Huancavelica - Peru Central) : el plegamiento tardihercinico y las modalidades del plegamiento andino (fase Quechua). Anales del 5° Congreso geol Peru-Soc. geol.
- MENDIVIL S., CASTILLO W. (1960).- Geologia del cuadrangulo de Ocona. Bol. Com. Carta geol. Nac. n° 3, Lima.
- MEYER H.C., MURILLO J.E. (1961).- Sobre la geologia en las provincias Aroma, Pacajes y Caranagas. Dep. Nac. Geol. 1, La Paz.
- NEWELL N.D. (1949).- *geology of the Lake Titicaca Region, Peru and Bolivia.* *Geol. Soc. Am. Bull.* *vol. 60, p. 37-6*
- NEWELL N.D. (1956).- Reconocimiento geologico de la region Pisco-Nazca. Bol. Soc. Geol. Peru 30, p. 261-295.
- NOBLE D.C., FARRAR E., COBBING E.J. (1979).- The Nazca group of South Peru : age, source and regional volcanic and Tectonic signifiante. Earth and Planet. Sc. letters, vol. 45, n° 1, p. 80-86.
- PECHO V., MORALES G. (1969).- Geologia de los cuadrangulos de Camana y la Yesera. Bol. Serv. Geol. Min. n° 21, Lima.
- PETERSEN G. (1954).- Informe preliminar sobre la geologia de la faja costanera del Depto de Ica. Bol. imp. Petrol. Fisc. Tec. 1, Lima, p. 33-41 et 63-75.
- RIVERA M. (1950).- Geologia del Valle de Majes y Camana. Tesis doctoral, Univ. Nac. May. San Andrés Arequipa.
- RODRIGO L.A., CASTANOS A. (1975).- Estudio sedimentologico de las formaciones "Tiwanaku, Coniri y Kollu Kollu" del Altiplano septentrional Boliviano. Soc. Geol. Boliv. Bol. 22, p. 85-126.
- RUEGG W. (1957).- Geologic zwischen Canete-San Juan. 13°00' - 15°24', Sud Peru. Geol. Rdsch. 45, p. 776-856.
- SALAS R., KAST R., MONTECINOS F., SALAS I. (1966).- Geologia y recursos minerales del departamento de Arica. Inst. Inv. Geol. Bol. n° 21.

- SANJINEZ G., JIMENEZ F. (1976).- Comunicacion preliminar a cerca de la presencia de fosiles vertebrados en la formacion Petaca del area de Santa Cruz. Rev. Tecn. Yac. Petro-Fisc. Bol. 4, (3), p. 147-156, La Paz.
- SEBRIER M., MAROCCO R., GROSS J.J., MACEDO S., MONTOYA M. (1979).- Evolucion neogena del piedemonte Pacifico de los Andes del sur del Peru. II Cong. Geol. Chileno, Act. t. 3, p. 171-188.
- SEBRIER M., LAVENU A., FORNARI M., SOULAS J.P. (sous presse).- Tectonics and uplift in the Andes of South Peru and Central Bolivia from Oligocene to Present.
- STEINMANN G. (1922).- Geologie von Peru. 448 p., Karl Winter, Heidelberg.
- ~~SUAREZ G., MOLNAR P., BURCHFIELD B.C. (1982).- Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting and active tectonics of the central Andes. (sous presse).~~
- TOSDAL M., FARRAR E., CLARK A.H. (1981).- K. Ar geochronology of the late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera occidental southernmost Peru. Journ. Volcan. Geotherm. Research, 10, p. 157-173.
- VALEZ B. (1982).- Structure de la croûte terrestre sous le Huayna Potosi (Bolivie). Diplôme de Docteur Ingenieur. Univ. P. et M. Curie, Paris.
- Y.P.F.B. (1972).- Resumen de la geologia petrolera de Bolivia. Rapp. int.

LEGENDE DES FIGURES

Fig. 1 : Esquisse géologique des Andes Centrales (Sud Pérou - Nord Bolivie).

A - Position des bassins intramontagneux

1 : Substratum anté-Oligocène inférieur ; 2 : Sédiments Oligocène inférieur ; 3 : sédiments Oligo-Miocène ; 4 : Roches volcaniques oligo-miocènes ; 5 : Plio-Quaternaire ; 6 : Cénozoïque de la zone subandine.

I : bassin Moquegua ; II : bassin Pichu ; III : bassin Altiplano ; IV : bassin subandin

AA : coupe transversale (figure 2) ; BB : coupe transversale (figure 3).

B - Zonation morphostructurale

1 : Cordillère de la côte et piémont pacifique ; 2 : Cordillère occidentale ; 3 : Altiplano ; 4 : Cordillère orientale ; 5 : zone subandine ; Bol : Bolivie ; Per : Pérou.

- Geological sketch map of Cental Andes (South Peru - North Bolivia).

A - Location of the basins

1 : Ante-lower oligocene stubstratum ; 2 : Lower oligocene sediments ; 3 : Oligocene-Miocene sediments ; 4 : Oligo-Miocene volcanic rocks ; 5 : Plio-Quaternary ; 6 : Cainozoic of subandean zone.

I : Moquegua. basin ; II : Pichu basin ; III : Altiplano basin
IV : subandean basin.

AA : transversal cross section (figure 2) ; BB: transversal cross section (figure 3).

B - Morpho-structural zonation

1 : Coastal Cordillera and pacific piedmont ; 2 : Western Cordillera ; 3 : Altiplano ; 4 : Eastern Cordillera ; 5 : Subandean zone. Bol : Bolivia ; Per : Peru.

Fig. 2 : Coupes transversales évolutives des bassins intramontagneux, Pérou (Coupe AA localisée sur la figure 1).

a : substratum ante-Oligocène inférieur ; b : sédiments marins ;
c : sédiments continentaux ; d : olistolithes ; e : roches volcaniques ; f : sédiments déposés au stade antérieur.

- Evolutive transversal cross section of the intramontaneous basins, Peru (Cross section AA located on figure 1).

a : ante lower Oligocene substratum ; b : Marine sediments ;
c : continental sediments ; d : olistoliths ; e : volcanic rocks ;
f : sediments of the anterior stage.

Fig. 3 : Coupes transversales évolutives des bassins intramontagneux, Bolivie (Coupe BB localisée sur la figure 1).

a : substratum anté-Oligocène inférieur ; b : sédiments continentaux ; c : roches volcaniques ; d : sédiments déposés au stade antérieur.

- Evolutive transversal cross section of the intramontaneous basins, Bolivia (cross section BB located on figure 1).

a : ante lower Oligocene substratum ; b : continental deposits ;
c : volcanic rocks ; d : sediments of the anterior stage.

Fig. 4 : Corrélations des différentes formations stratigraphiques et des phases tectoniques (d'après SEBRIER et al., sous presse, modifié).

1 : sédiments marins ; 2 : sédiments continentaux détritiques ;
3 : roches volcaniques.

- Correlations between the different stratigraphic formations and tectonic phases (according to SEBRIER et al., in press, changed).

1 : marine deposits ; 2 : detritical continental deposits ; 3 : volcanic rocks.

Fig. 5 : Colonnes stratigraphiques et répartitions des faciès du bassin Moquegua.

A,A' : bassin du Moquegua inférieur ; B,B' : bassin du Moquegua supérieur.

g : gypse ; cb : coulées boueuses ; v : roches volcaniques.
1 : cônes, fluviatile grossier, coulées boueuses ; 2 : fluviatile ;
3 : lacustre et palustre ; 4 : évaporites.

- Stratigraphic logs and facies distribution of the Moquegua basin.
A,A' : Lower Moquegua basin ; B,B' : Upper Moquegua basin;
g : gypsum ; cb : mud flows ; v : volcanic rocks.
1 : aluvial fan, coarse aluvial deposits, mud flows ; 2 : sandy
fluvial deposits ; 3 : lacustrine and palustrine deposits ;
4 : evaporites.

Fig. 6 : Colonnes stratigraphiques et répartition des faciès du bassin de l'Altiplano.

A : bassin Oligocène inférieur ; B : bassin Oligocène supérieur - Miocène.

a : roches volcaniques et dépôts volcano-sédimentaires ; b : grès ; c : conglomérats ; d : gypse ; e : lutites.

- Stratigraphic logs and facies distribution of the Altiplano basin.
A : Lower Oligocene basin ; B : Upper Oligocene Miocene basin.
a : volcanic rocks and volcano-sedimentary deposits ; b : sand-
stones ; c : conglomerates ; d : gypsum ; e : lutites.

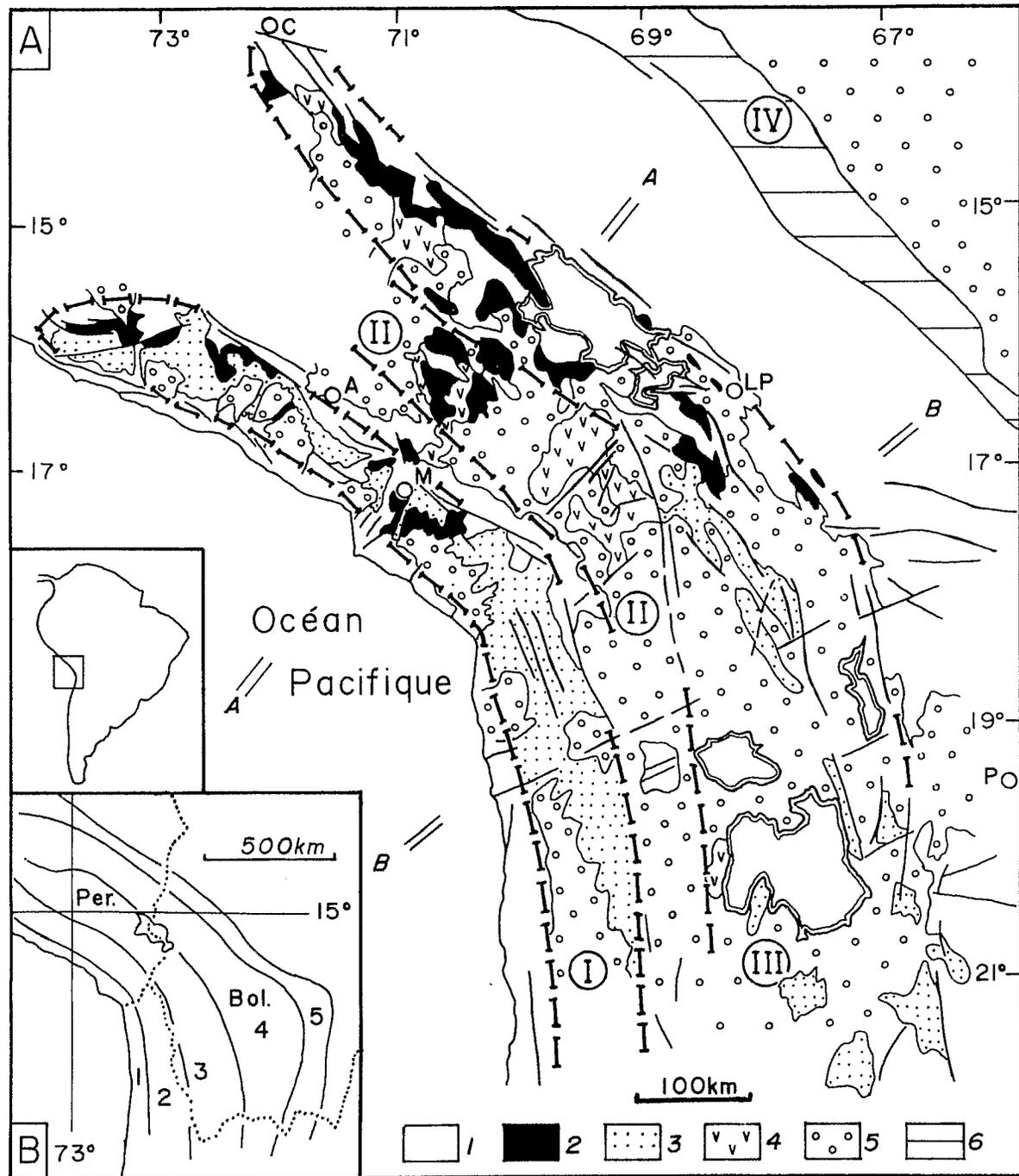


Fig 1

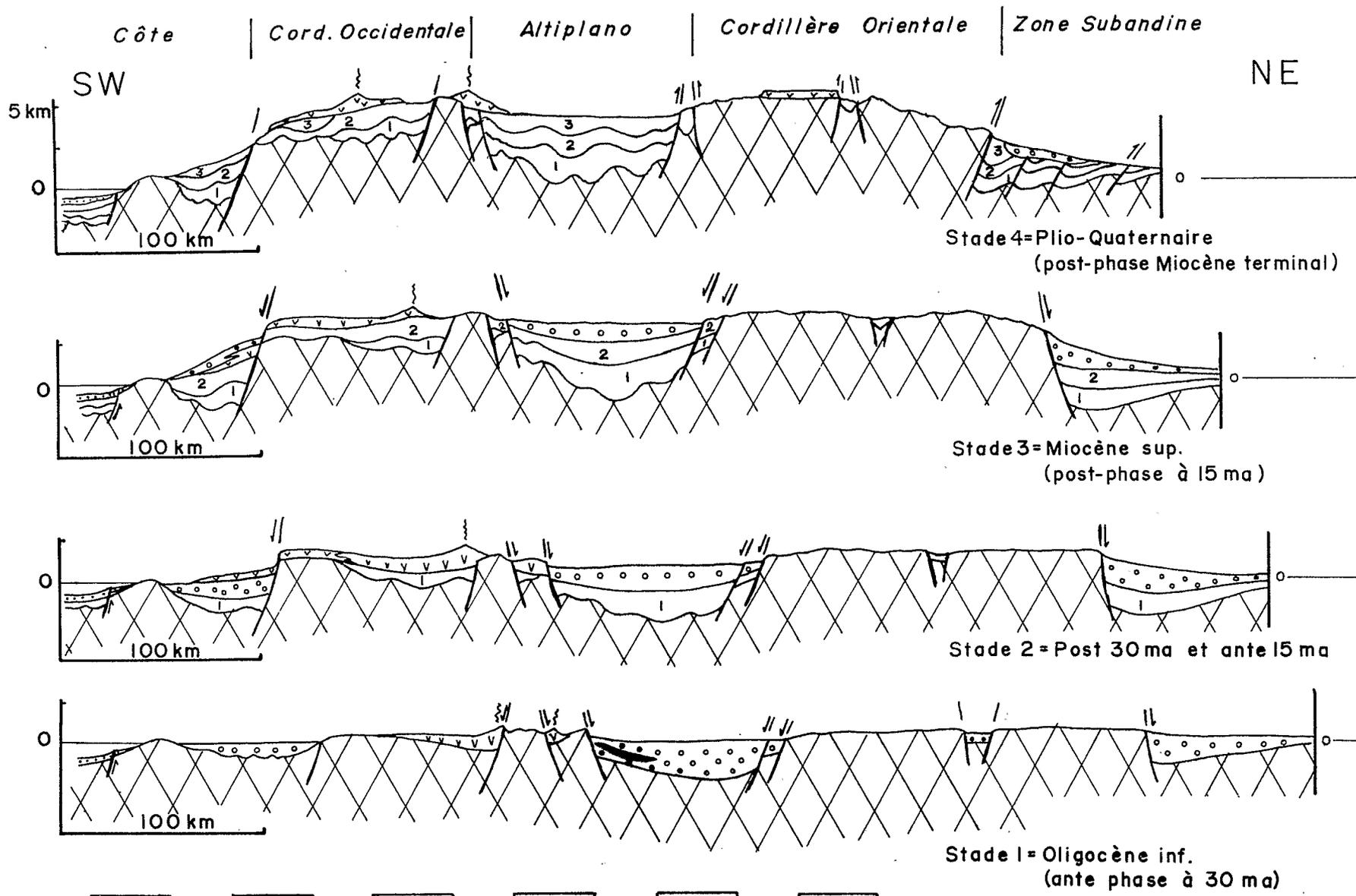
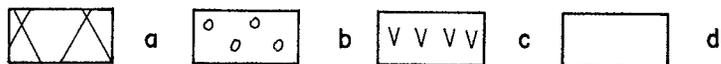
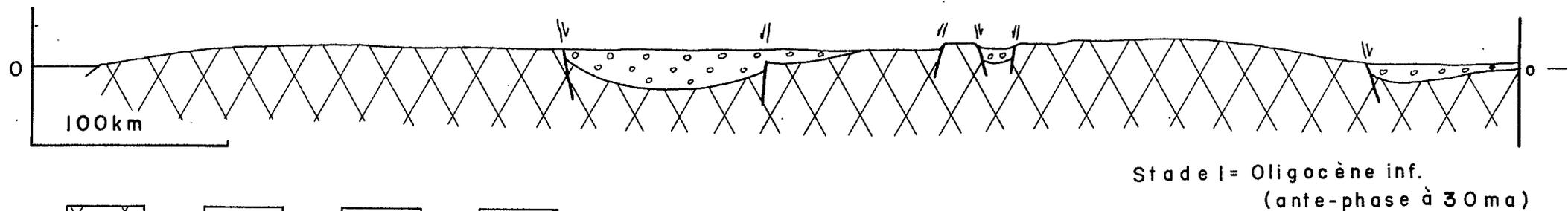
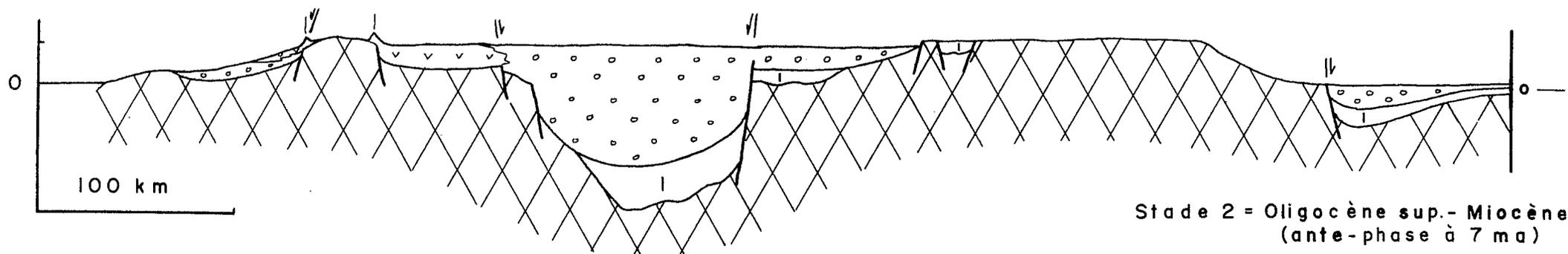
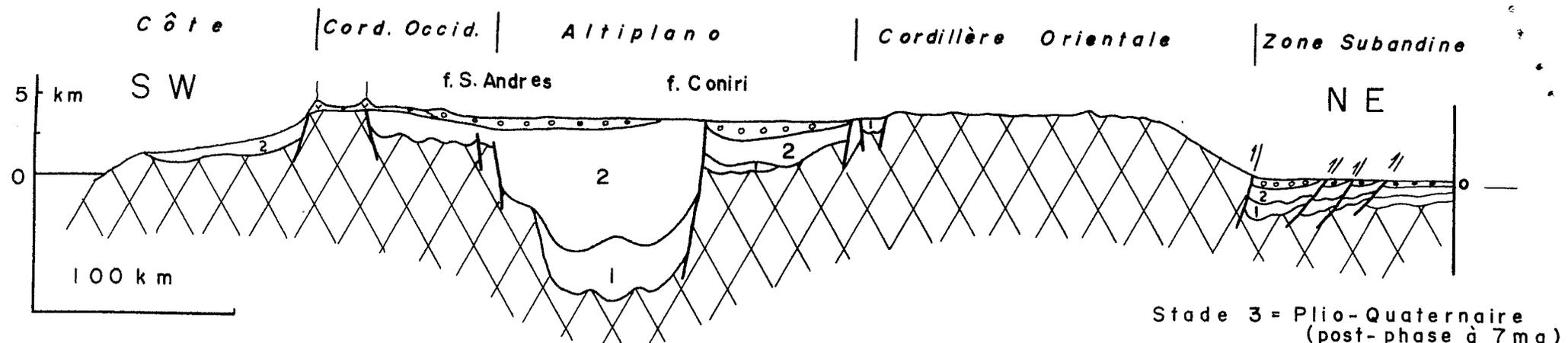
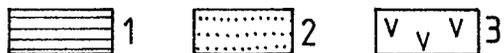
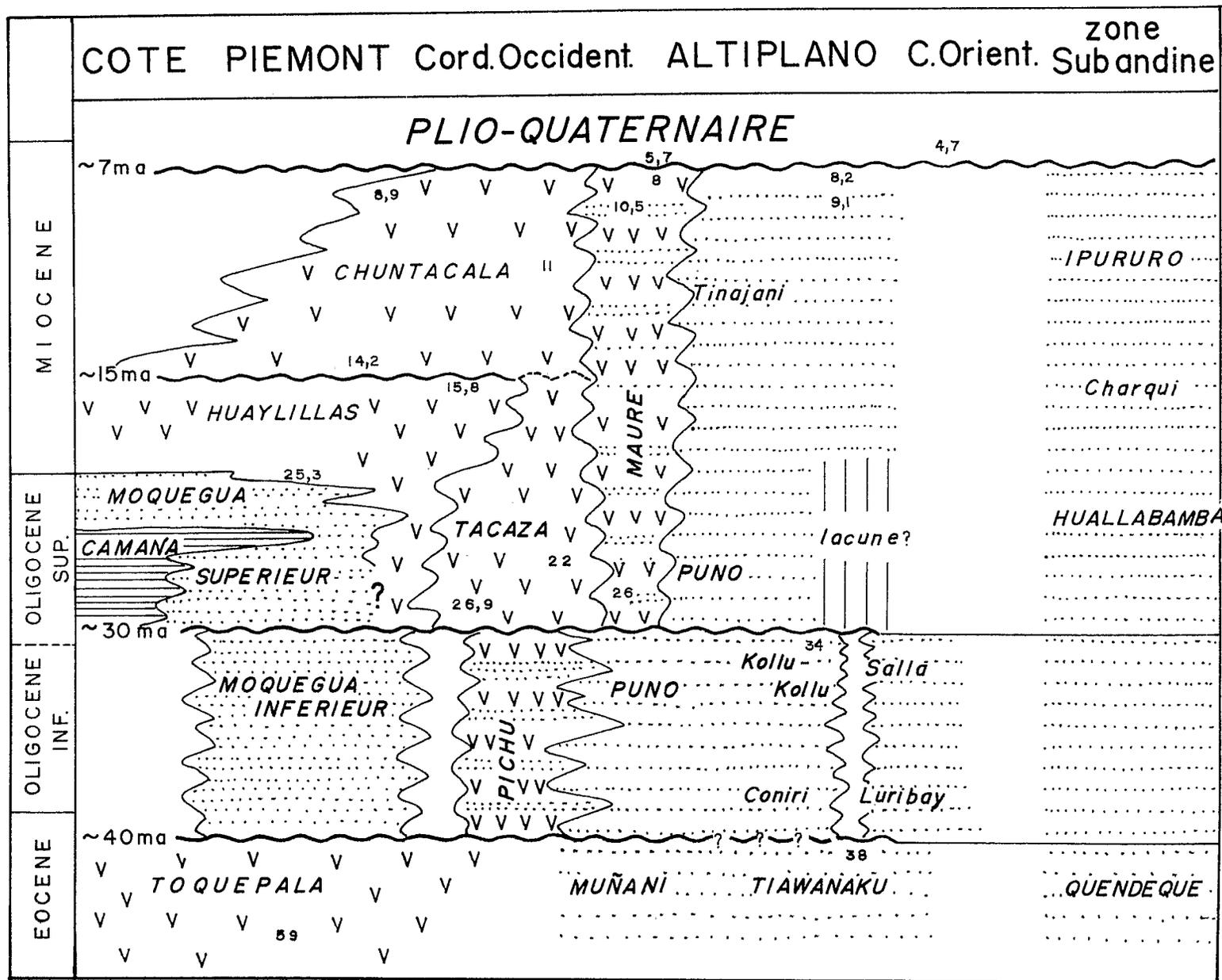


Fig 2



Fy 3



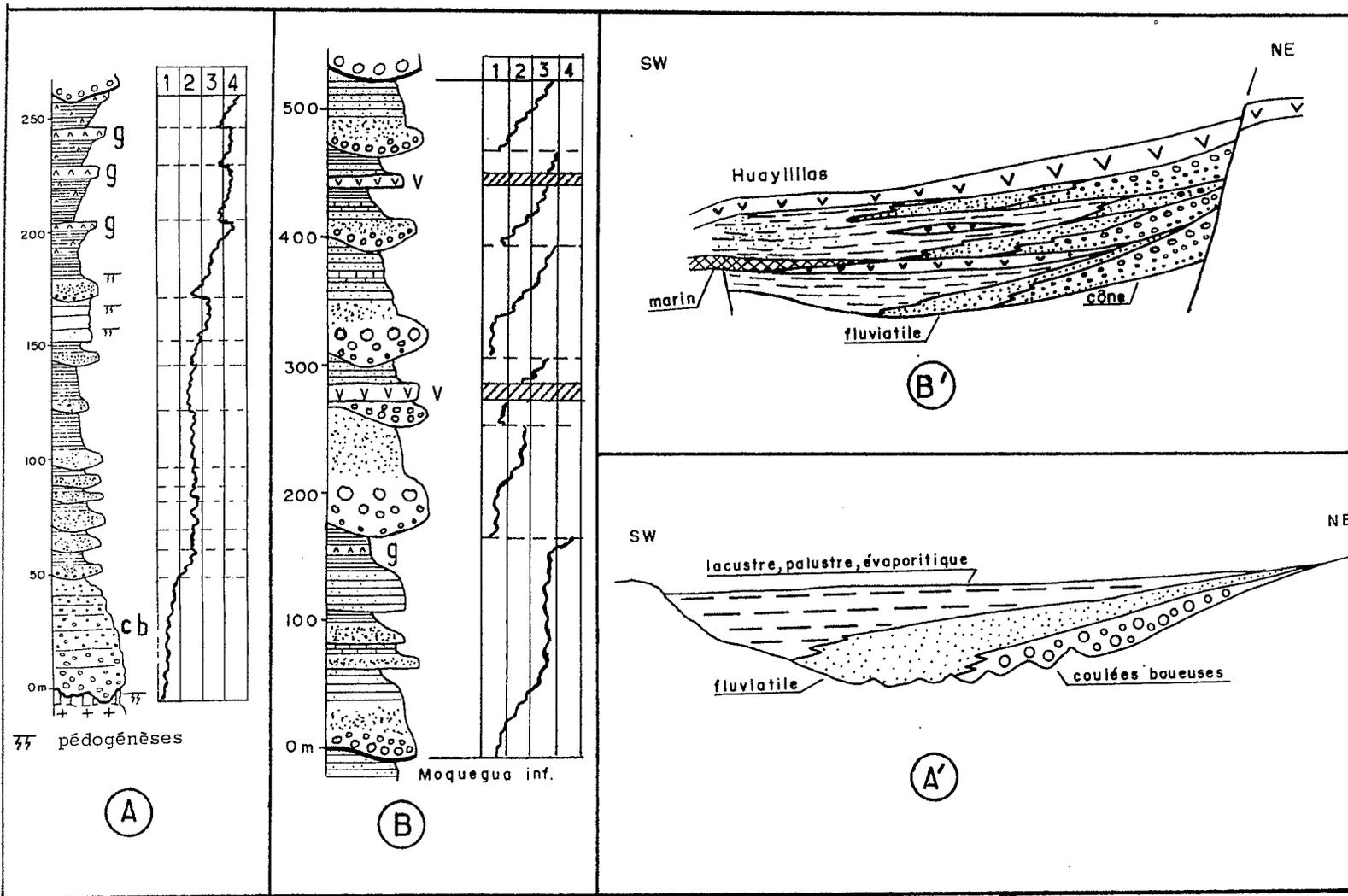
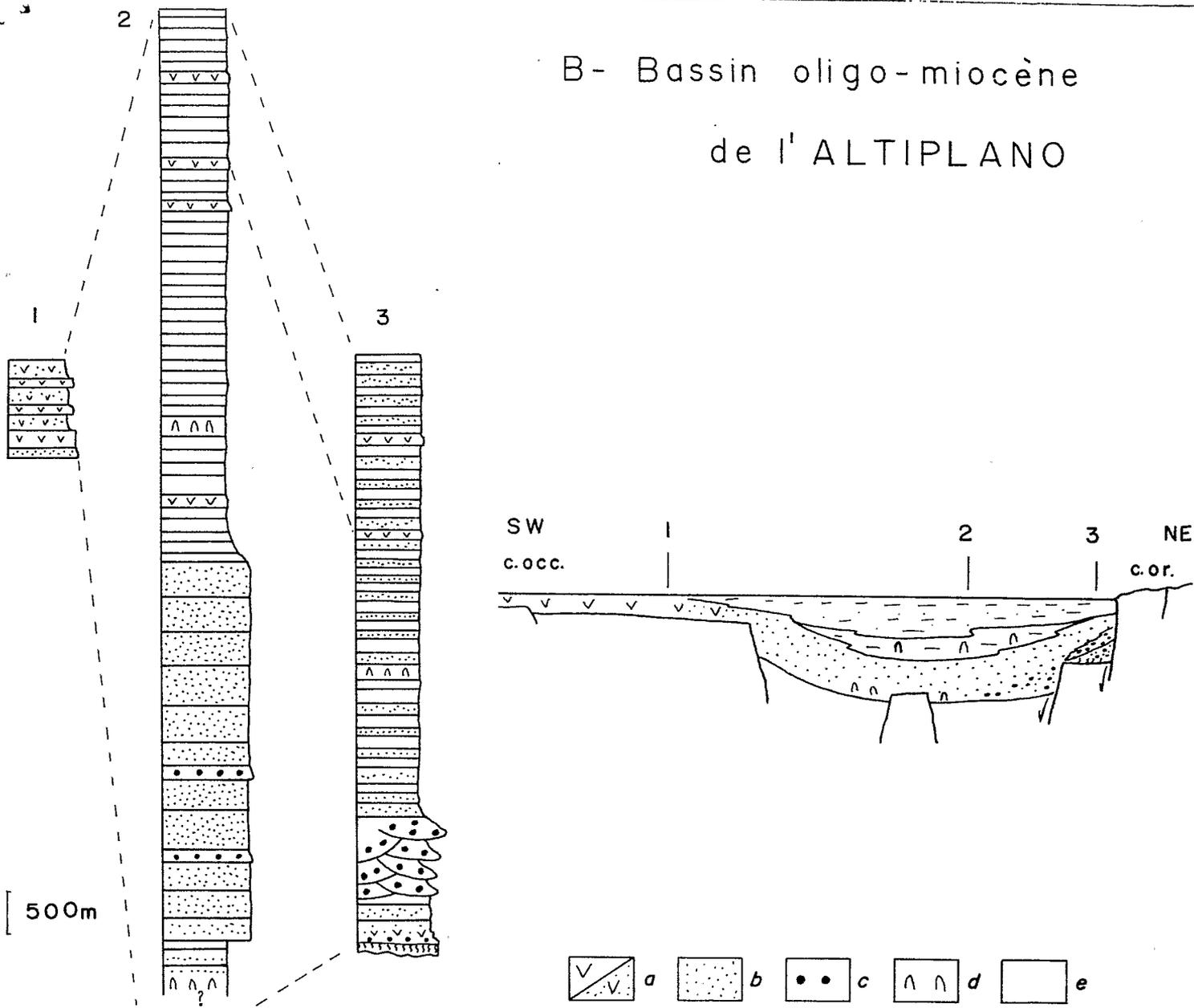


Fig 5

B- Bassin oligo-miocène
de l'ALTIPLANO



A- Bassin oligocène inférieur
de l'ALTIPLANO

