

Évolution tectono-sédimentaire du bassin de Talara (nord-ouest du Pérou)

Michel Séranne

Citer ce document / Cite this document :

Séranne Michel. Évolution tectono-sédimentaire du bassin de Talara (nord-ouest du Pérou). In: Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines, tome 16, N°3-4, 1987. pp. 103-125;

https://www.persee.fr/doc/bifea_0303-7495_1987_num_16_3_952

Fichier pdf généré le 18/01/2022

Résumé

Résumé

Le bassin pétrolier de Talara, dans le nord-ouest du Pérou, est rempli par des séries terrigènes fluvio-deltaïques du Campanien à l'Eocène Supérieur. Cinq cycles de sédimentation (A, B, C, D, E) sont définis par des séquences grano-décroissantes d'approfondissement du bassin, à l'exception du cycle B qui résulte de la progradation du système fluvial. L'activité tectonique distensive qui domine l'évolution du bassin et contrôle la nature et la répartition des sédiments est interrompue, pendant l'Eocène Moyen, lorsque des chevauchements vers le sud-est se mettent en place dans la série tertiaire décollée du socle. Au front des chevauchements actifs, se forment des olistolithes ainsi que des brèches syntectoniques. L'analyse de la déformation en avant des failles inverses montre que les chevauchements se faisaient vers le sud-est et qu'ils affectaient des sédiments peu lithifiés.

Resumen

Resumen

La cuenca sedimentaria y petrolera de Talara, en el noroeste del Perú, está rellena por secuencias fluvio-deltaicas del Campaniano al Eoceno Superior. Cinco ciclos de sedimentación (A, B, C, D, E) están definidos por secuencias grano-decrescientes de hundimiento, excepto el ciclo B que representa una secuencia grano-creciente de progradación fluvial. La tectónica en distensión domina la evolución de la cuenca y también controla el tipo y la distribución de los sedimentos. Sin embargo, durante el Eoceno Medio, suceden cabalgamientos hacia el sureste, dentro de la cubierta sedimentaria terciaria despegada sobre el basamento paleozoico. Olistolitos y brechas tectónicas se forman en la parte frontal de los cabalgamientos donde el análisis de la deformación muestra que éstos se desarrollaron hacia el sureste y que afectaron sedimentos aún no litificados.

Abstract

Abstract

Talara oil-basin in NW Peru is filled by fluvio-deltaic series of Campanian to Upper Eocene age. Five sedimentation Cycles (A, B, C, D, E) are defined by finning-upward sequences resulting from basin-floor deepening, with the exception of the coarsening-upward prograding Cycle B. Extensional tectonics dominate basin evolution and control lithologic facies distribution. However, during Middle Eocene times, thrusting took place within the detached Tertiary cover. Olistoliths and syntectonic breccia were formed at thrusts fronts. Deformation analysis in thrusts forelands shows that shearing was towards the Southeast and that it affected unlithified sediments.

ÉVOLUTION TECTONO-SÉDIMENTAIRE DU BASSIN DE TALARA (nord-ouest du Pérou)

*Michel Séranne**

Résumé:

Le bassin pétrolier de Talara, dans le nord-ouest du Pérou, est rempli par des séries terrigènes fluvio-deltaïques du Campanien à l'Eocène Supérieur. Cinq cycles de sédimentation (A,B,C,D,E) sont définis par des séquences grano-décroissantes d'approfondissement du bassin, à l'exception du cycle B qui résulte de la progradation du système fluvial. L'activité tectonique distensive qui domine l'évolution du bassin et contrôle la nature et la répartition des sédiments est interrompue, pendant l'Eocène Moyen, lorsque des chevauchements vers le sud-est se mettent en place dans la série tertiaire décollée du socle. Au front des chevauchements actifs, se forment des olistolithes ainsi que des brèches syntectoniques. L'analyse de la déformation en avant des failles inverses montre que les chevauchements se faisaient vers le sud-est et qu'ils affectaient des sédiments peu lithifiés.

Resumen:

La cuenca sedimentaria y petrolera de Talara, en el noroeste del Perú, está rellena por secuencias fluvio-deltaicas del Campaniano al Eoceno Superior. Cinco ciclos de sedimentación (A,B,C,D,E) están definidos por secuencias grano-decrecientes de hundimiento, excepto el ciclo B que representa una secuencia grano-creciente de progradación fluvial. La tectónica en distensión domina la evolución de la cuenca y también controla el tipo y la distribución de los sedimentos. Sin embargo, durante el Eoceno Medio, suceden cabalgamientos hacia el sureste, dentro de la cubierta sedimentaria terciaria despegada sobre el basamento paleozoico. Olistolitos y brechas tectónicas se forman en la parte frontal de los cabalgamientos donde el análisis de la deformación muestra que éstos se desarrollaron hacia el sureste y que afectaron sedimentos aún no litificados.

Abstract:

Talara oil-basin in NW Peru is filled by fluvio-deltaic series of Campanian to Upper Eocene age. Five sedimentation Cycles (A,B,C,D,E) are defined by finning-upward sequences resulting from basin-floor deepening, with the exception of the coarsening-upward prograding Cycle B. Extensional tectonics dominate basin evolution and control lithologic facies distribution. However, during Middle Eocene times, thrusting took place within the detached Tertiary cover. Olistoliths and syn-tectonic breccia were formed at thrusts fronts. Deformation analysis in thrusts forelands shows that shearing was towards the Southeast and that it affected unlithified sediments.

* Laboratoire de Géologie Structurale. USTL. 34060 Montpellier Cedex. France.

INTRODUCTION

Le Pérou compte de nombreux bassins sédimentaires, à terre ou en mer, parallèles à la côte (Travis *et al.*, 1979; Thornburg et Kulm, 1981). Ces bassins d'âge cénozoïque sont installés en position de bassin d'avant-arc sur une étroite plateforme, entre la fosse de subduction de la plaque Nazca à l'ouest, et les premiers contreforts de la chaîne andine à l'est.

A cause de leur situation géotectonique et de leurs relations avec la zone de subduction d'une part, et la chaîne des Andes d'autre part, ces bassins ont suscité un grand intérêt scientifique (Shepherd et Moberly, 1981; Macharé *et al.*, 1987). En outre, la présence de gisements pétroliers dans le nord (Bassins Progreso et Talara ainsi que dans les provinces côtières adjacentes d'Equateur) a accru l'importance donnée à ces bassins (Muñoz et Zevallos, 1970; Travis *et al.*, 1974). Actuellement, la compagnie pétrolière nationale Petroperú poursuit l'exploitation des gisements de pétrole du bassin de Talara et explore les autres bassins côtiers (Bolaños, 1986).

Le bassin sédimentaire de Talara, qui fait l'objet de cette étude, est situé le long de la côte nord-ouest du Pérou, au niveau de la proéminence la plus occidentale du continent sud-américain (Fig. 1). Il s'allonge parallèlement à la côte, en forme de croissant orienté N-S et il est limité à l'est par les massifs paléozoïques des Amotapes. Le bassin s'étend vers l'ouest au large de la côte jusqu'à la rupture de pente du talus (Shepherd et Moberly, 1981). La partie continentale du bassin est recouverte à 90% par des terrasses marines du Plio-Quaternaire, appelées *tablazos*, ou bien par des cônes alluviaux du Quaternaire qui s'étalent au pied des massifs bordiers. Les séries cénozoïques n'affleurent que sur une mince frange littorale et dans les ravins, ou *quebradas*, entaillant les *tablazos*. La rareté des affleurements est compensée par la grande quantité d'informations fournies par la multitude de forages pétroliers (plus de 12000 puits).

Le but de ce travail est de présenter une synthèse des nombreuses données de forages détenues par Petroperú, réinterprétées en tenant compte des nouvelles observations de terrain, et d'établir ensuite les traits principaux d'un modèle d'évolution du bassin de Talara.

STRATIGRAPHIE DU BASSIN

CADRE

Le bassin de Talara est rempli par une épaisse série grésopélitique apportée par un système fluvio-deltaïque et qui présente une épaisseur totale cumulée de plus de 10 km. Cependant, la profondeur maximale de sédiments sur une même verticale n'excède pas 5000 m. La série, qui va du Campanien à l'Oligocène, s'organise en séquences grano- et strato-décroissantes qui sont le résultat d'approfondissements successifs du bassin, avec pour exception les formations de la première moitié de l'Eocène Inférieur qui forment des séquences de progradation grano- et strato-croissantes. Nous avons distingué une succession de 5 cycles principaux limités par des discordances ou des inversions de tendances. Les faciès lithologiques varient fortement latéralement, ce qui permet de délimiter la forme et la répartition des corps sédimentaires (Fig. 3).

SOCLE ANTE-BASIN

La sédimentation détritico-fluvio-deltaïque repose en discordance sur des séries carbonatées datées de l'Albien Moyen (Fischer, 1956; Morris, 1975) ou sur le Paléozoïque (Martinez, 1970). Le Paléozoïque est constitué par des sédiments grésopélitiques d'environnement subtidal

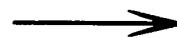
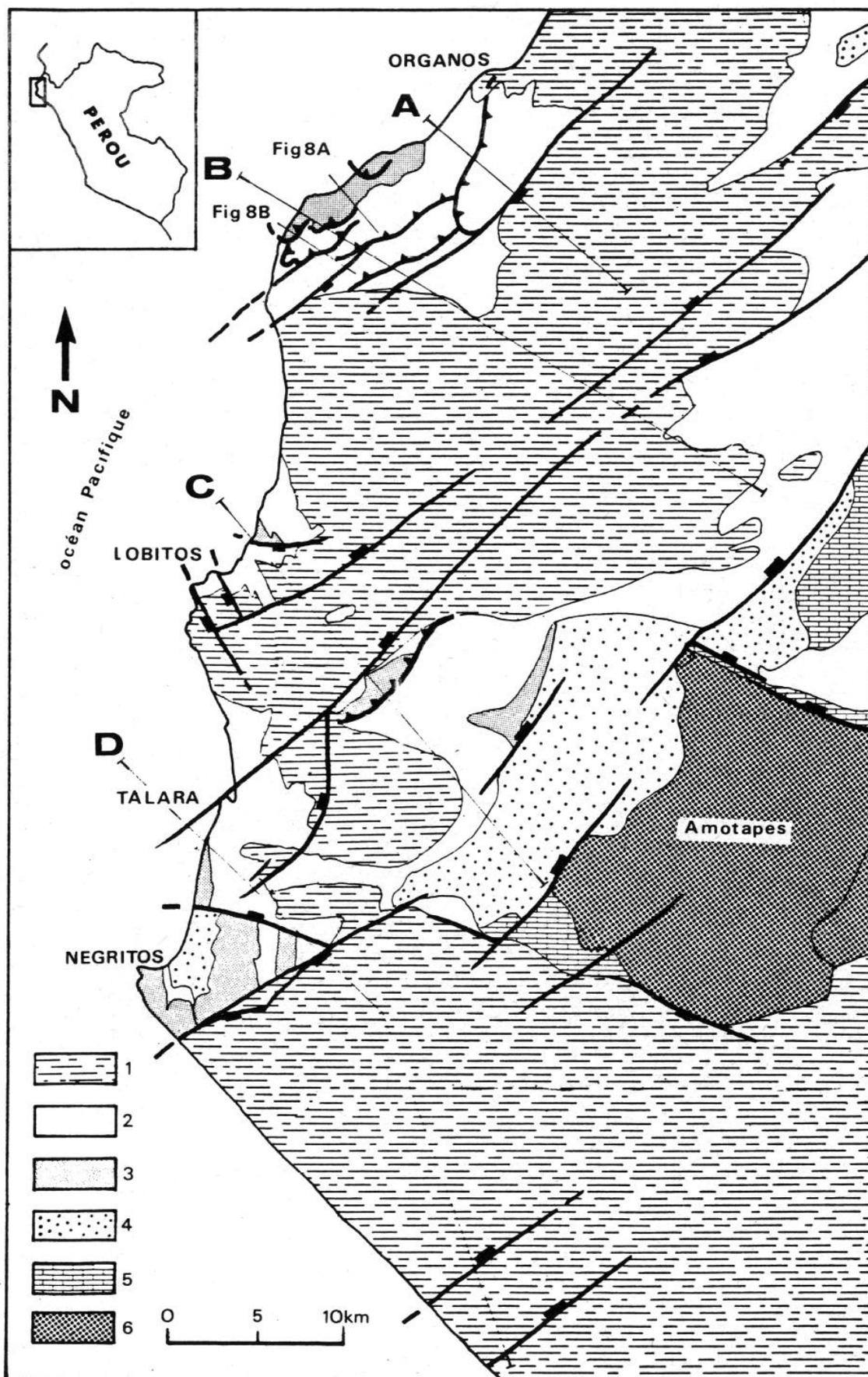


Figure 1.— Carte géologique simplifiée du Bassin de Talara. Les dépôts du Plio-Quaternaire (*tablazos*) ont été éliminés. 1: Cycle E de l'Eocène Sup. (et Oligocène à l'extrême N et S); 2: Cycle D de l'Eocène Moyen; 3: Cycle C de l'Eocène Inf.; 4: Cycle B du début de l'Eocène Inf.; 5: Albien; 6: Paléozoïque.



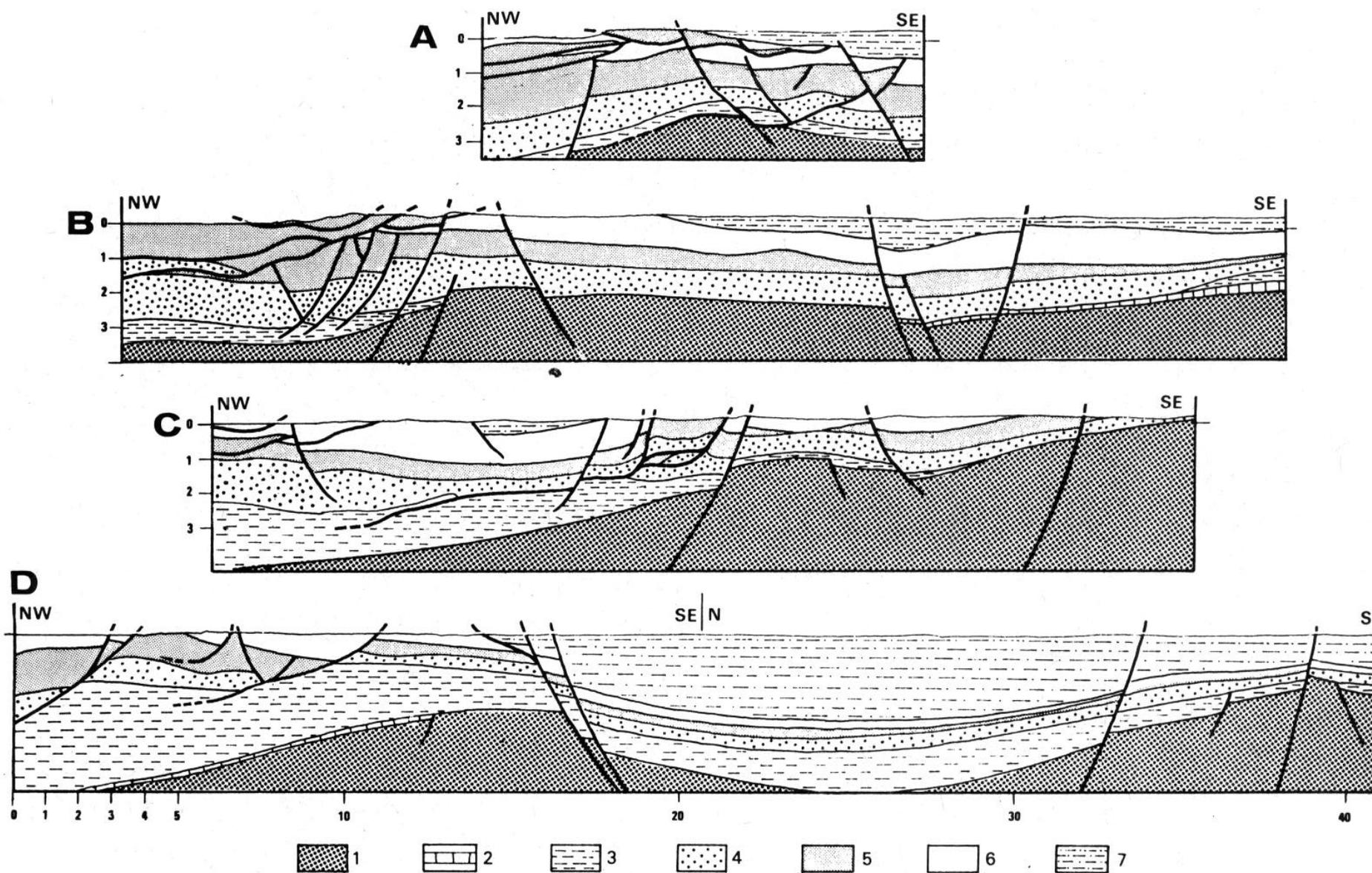


Figure 2.— Coupes générales du Bassin de Talara réalisées à partir des données de puits et de terrain. 1: Socle paléozoïque; 2: Calcaires de l'Albien; 3: Cycle A du remplissage du bassin (Campanien à Paléocène); 4: Cycle B; 5: Cycle C; 6: Cycle D; 7: Cycle E. Echelle verticale = échelle horizontale. Situation sur la Fig. 1.

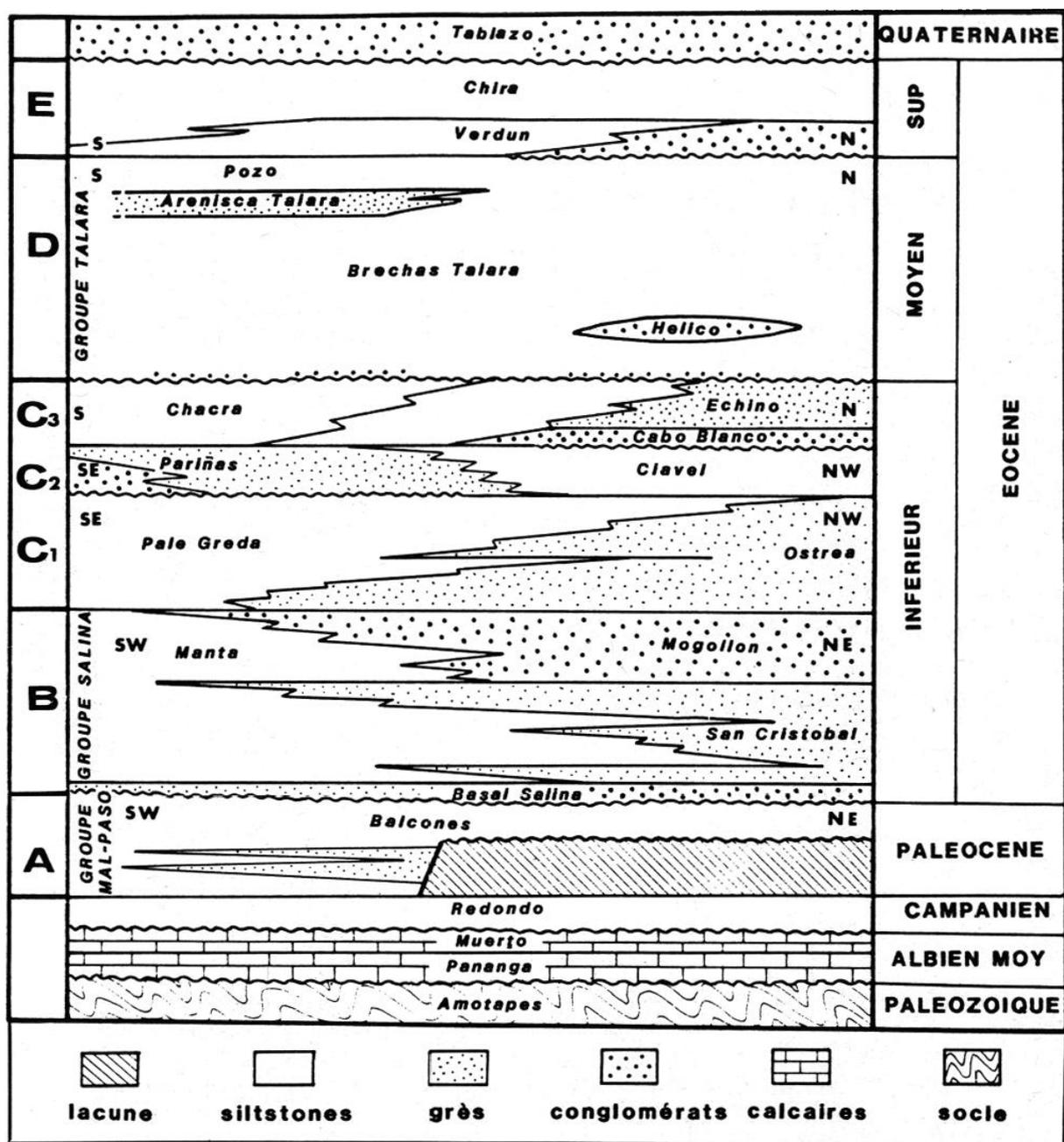


Figure 3.— Colonne chronostratigraphique du Bassin de Talara avec indication schématique de la distribution des faciès.

à intertidal. Ces séries sont fortement déformées et en position inverse au sud du massif des Amotapes (Martinez, 1970) alors qu'elles ne sont que légèrement ondulées au nord. L'ensemble forme un grand anticlinorium déversé au nord-ouest.

Les carbonates de l'Albien Moyen discordants sur le Paléozoïque forment une séquence de plateforme récifale (Formation Pananga) avec d'une part des calcarénites et *grainstones* d'environnements de haute énergie type barrière, reconnus dans les affleurements du sud des Amotapes, et avec d'autre part, des calcaires fins contenant des huîtres en position de vie, rencontrés plus au nord et qui correspondraient à un environnement calme de type *lagoon*.

Sur la Fm. Pananga, reposent en concordance les calcaires bitumineux de la Fm. Muerto

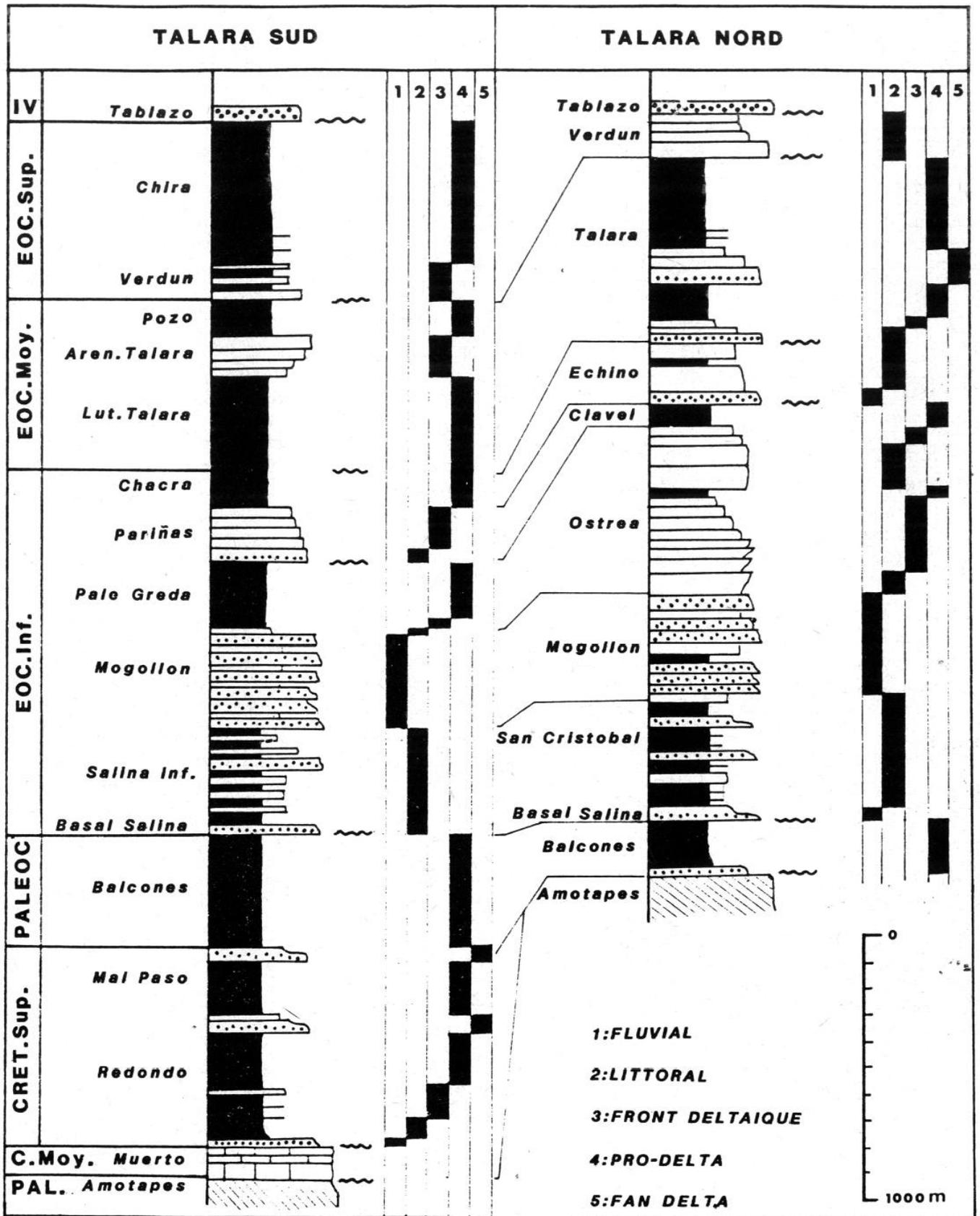


Figure 4.— Colonne lithologique et interprétation des environnements de dépôt au sud et au nord du Bassin de Talara. Les discordances sont indiquées à droite de la colonne.

(équivalent des calcaires Pariatambo des Andes; Benavides, 1956). Nous avons identifié des horizons dolomitiques à laminations algaires d'environnement intertidal. La Fm. Muerto correspond à une plateforme interne peu profonde, euxinique et d'énergie très faible.

A l'est des Amotapes, la séquence se poursuit et passe progressivement à des faciès détritiques fins intercalés avec des intrusions et des coulées volcaniques du Groupe Copa Sombrero (Fischer, 1956; Morris et Aleman, 1975; Reyes, 1986). Le Groupe s'amincit vers l'est et disparaît par discordance progressive (Reyes, communication personnelle). A l'ouest des Amotapes -dans le bassin de Talara-, il semble que ce Groupe ne soit pas déposé.

CYCLE A DU CAMPANIEN AU PALÉOCÈNE

Dans le bassin de Talara, le premier cycle du complexe fluvio-deltaïque repose en discordance angulaire sur le Paléozoïque ou sur l'Albien Moyen. Les formations de ce cycle ne sont connues que par les données de forage. La séquence, grano-décroissante, s'initie par des conglomérats et passe à des sédiments marins fins contenant des nodules carbonatés (Fm. Redondo). Dans la partie sud, on rencontre deux intercalations détritiques grossières, grano-décroissantes, disposées en lobes de 1 à 3 km de diamètre (Groupe Mal Paso). Les lobes ont été interprétés comme un appareil turbiditique (Montoya, 1984). Cependant, la granulométrie des sédiments, la morphologie de l'appareil et les similitudes de contexte avec d'autres formations du bassin pourraient indiquer un environnement de fan-delta qui interrompt une sédimentation calme de pro-delta. Le cycle A se poursuit au Paléocène (Fm. Balcones) avec l'accumulation de 2000 m de silts gris sombre à laminations de grès fins d'environnement pro-delta probable.

CYCLE B DE LA PREMIÈRE MOITIÉ DE L'ÉOCÈNE INFÉRIEUR

Le cycle B du début de l'Eocène Inférieur est en contact discordant sur le cycle A ou sur les roches paléozoïques au nord et à l'est du bassin. Ce cycle est caractérisé par a) une séquence grano- et strato-croissante de progradation, b) une polarité N.NE/S.SO dans la sédimentation, c) une grande extension géographique dans le bassin.

La partie basale de ce cycle est représentée par des conglomérats à matrice grise contenant des foraminifères (Petters, 1968) (Fm. Basal Salina) qui remplissent des paléo-reliefs de forme allongée, de direction N.NE/S.SO. A l'extrémité sud-est du bassin, il semble que cette formation soit concordante sur des argiles grises à foraminifères planctoniques de pro-delta. La granulométrie des sédiments obéit à une polarité N.NE/S.SO. Cette formation basale a une épaisseur de 20 à 100 mètres.

L'essentiel du cycle B (de 900 à 1000 m d'épaisseur) est composé par une séquence de progradation vers le sud-ouest débutant par des silts et des grès fins de pro-delta passant vers le sommet à des grès moyens ou grossiers littoraux à faune néritique (Fm. San Cristobal). On y trouve, intercalés, des niveaux décamétriques de conglomérats à matrice rouge, en séquences grano-décroissantes de chenal, qui correspondent à des intervalles fluviatiles. Ceux-ci prennent de plus en plus d'importance vers le haut de la séquence et le nord du bassin. Cette formation conglomératique fluviatile de sommet de séquence (Fm. Mogollón) constitue un des principaux réservoirs pétroliers du bassin. La Fm. Mogollón, de grande extension, affleure dans divers endroits du bassin. Le long de la bordure est, elle présente des conglomérats et brèches de cônes alluviaux. Latéralement vers l'ouest, on passe rapidement à des conglomérats organisés en corps allongés N.NE/S.SO intercalés avec de fins niveaux d'argile marron à rouge. Nous interprétons l'ensemble comme un réseau fluviatile en tresse, coulant vers le S.SO, et en partie alimenté par les cônes alluviaux. Dans la partie sud du bassin, cette formation est représentée par des séquences grano- et strato-croissantes (environ 10 mètres) de progradation de barres sableuses littorales dans des environnements lagunaires.

Nous interprétons le cycle B comme la progradation d'un système fluviatile à haute capacité de transport sur les environnements littoraux. L'arrivée en domaine marin de grandes quantités de sédiments grossiers et de haute énergie conduit à la formation de fan-deltas (Fm. Basal

Salina) sur lesquels progradent les silts et grès littoraux (Fm. San Cristobal) puis les conglomérats fluviatiles (Fm. Mogollón).

CYCLE C DE LA DEUXIÈME MOITIÉ DE L'ÉOCÈNE INFÉRIEUR

Le cycle C, bien que concordant sur le cycle B, se différencie de ce dernier par la reprise des séquences grano-décroissantes telles qu'on les a observées dans le cycle A. Le cycle est composé de trois séquences principales correspondant à l'évolution de trois corps sédimentaires géographiquement indépendants.

La première séquence C1 se caractérise par des grès avec quelques niveaux conglomératiques vers la base et des niveaux silteux au sommet (Fm. Ostrea). La granulométrie diminue vers le sud-ouest où dominent des niveaux silteux (Fm. Pale Greda), très semblables à ceux de la Fm. Balcones (cycle A). Le faciès gréseux est organisé en grands corps lenticulaires avec une bonne continuité latérale dans les membres de base, vérifiée par les corrélations électriques. A l'affleurement, on observe des grès assez mal classés, contenant des fragments de fossiles néritiques (turritelles, huîtres, etc...) généralement arrondis; ces grès sont bioturbés et présentent des rides de courant et des mégarides de progradation de dunes. Le faciès silteux, monotone, n'a pas permis de différencier de séquences.

La séquence C1 est interprétée comme résultant d'une sédimentation peu profonde, où des sédiments gréseux littoraux sont retravaillés et redéposés sur la plateforme par l'action des vagues et des courants sous-marins sous forme de grands bancs sableux. Le faciès fin représente la sédimentation distale ou plus protégée.

La deuxième séquence C2 se développe dans la moitié sud du bassin. Il s'agit d'un corps détritique grossier (Fm. Pariñas) présentant des affleurements de conglomérats avec de probables laminations en auge et la présence de nombreux troncs d'arbres silicifiés (jusqu'à deux mètres de long!). L'ensemble représente un environnement fluvial à haute capacité de transport de l'E.SE vers le N.NO (Carozzi, 1975). A l'est, on observe des grès moyens à laminations obliques de dunes qui sont intercalées avec des silts multicolores correspondant à un environnement similaire à celui de la séquence C1. A l'extrême sud-est, affleurent des silts bioturbés très riches en matière organique et contenant de nombreux niveaux de lumachelles. Nous interprétons cette association comme des dépôts de lagune abritée et périodiquement soumise à des épisodes de haute énergie qui redéposent les sédiments littoraux sous forme de barre sableuse. Pendant qu'au sud-est du bassin se développait ce système fluvio-deltaïque, le nord-ouest correspondait à un milieu de sédimentation de faible énergie avec dépôts de silts et d'argiles pro-delta (Fm. Clavel).

La troisième séquence du cycle C3 s'étend au nord du bassin (Fm. Echinocyamus). Elle débute par des conglomérats discordants sur les argiles pro-delta de C2. Ils présentent des laminations en auge, intercalées avec des grès grossiers à laminations obliques planes et avec des paléosols en sommet de séquences métriques. En outre, nous avons observé des structures flaser dans les intercalations gréseuses. L'ensemble caractérise un système fluvial en tresses très proche de la mer dont les faibles variations relatives du niveau permettent aux marées de recouvrir la plaine fluviale. Grâce aux analyses des structures sédimentaires, Palomino et Carozzi (1979) ont précisé que le système fluvial coulait de l'E.SE vers l'O.NO. La séquence est grano-décroissante; elle se poursuit avec des grès marins à laminations planes parallèles et obliques de dunes; localement on trouve des exemples de structures flaser, enfin vers le sommet de C3 on observe des grès fins intercalés avec des siltstones laminés. Les faciès sédimentologique et diagraphique sont identiques à ceux de la séquence C1, ce qui appelle la même interprétation d'environnement sédimentaire. Les bancs de grès diminuent d'épaisseur vers l'ouest et vers le sud, passant à des silts et marnes dolomitiques d'environnement de faible énergie de pro-delta (Fm. Chacra).

CYCLE D DE L'ÉOCÈNE MOYEN

Le cycle D correspond au Groupe Talara qui recouvre la période de l'Eocène Moyen au début de l'Eocène Supérieur (Gonzalez, 1976). La séquence est essentiellement composée de siltstones et argiles, cependant on note l'existence de plusieurs corps sédimentaires gréseux ou conglomératiques d'environnements sédimentaires différents et d'extension géographique limitée. En outre, le cycle D comprend des sédiments syntectoniques et des déformations syndiagénétiques (Dorreen, 1958; Muñoz, 1978). L'ensemble présente des épaisseurs très variables comprises entre 600 et 1500 mètres.

Le cycle D ou Groupe Talara s'initie sur une discordance angulaire. Au nord-ouest du bassin, se déposent des grès et des conglomérats chenalisés avec laminations en auge caractéristiques d'une énergie fluviale, surmontés par des grès fins et silts bioturbés contenant des niveaux de concentration de mollusques (turritelles, huîtres, nautilus) et quelques structures flaser qui caractérisent un milieu intertidal. Au sud, on rencontre des lentilles de conglomérats massifs avec une forte proportion de matrice argileuse, déposés par des mass-flows en environnement sous-marin (fan-delta?).

Les formations de base sont surmontées par des sédiments silteux et argileux, finement lités, d'environnement de pro-delta. Dans le centre-nord du bassin, cette sédimentation est interrompue par un épisode de dépôts de conglomérats resédimentés qui forment des corps linguoïdes de plusieurs centaines de mètres de long et à base érosive, ainsi que des successions de séquences grano- et strato-décroissantes de quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Nous interprétons ceux-ci comme des fan-deltas. Remarquons que ces fan-deltas ont souvent été confondus avec les sédiments littoraux de base du Groupe Talara car ils contiennent tous deux le même foraminifère utilisé en chronostratigraphie (*Helicolepidine*).

Au centre du bassin, près de la ville de Talara et dans le nord du bassin, les sédiments silteux du Groupe Talara sont affectés par une intense bréchification, et mêlés de blocs resédimentés (éléments des membres de base du Groupe et du sommet du cycle C). Ils forment un olistostrome, lui-même déformé par cisaillement. Cette formation, Fm. Brèches Talara, correspond à un épisode d'importante activité tectonique.

Les formations superposées aux Brèches Talara présentent dans le nord du bassin un faciès de silts laminés d'environnement pro-delta non déformé. Par contre, dans le sud, on observe des silts de pro-delta qui passent progressivement vers le haut à des bancs de grès à laminations planes de haute énergie et à rides de courant (Delfaud *et al.*, 1985); vers le haut de la séquence, on observe des altérations diagénétiques. La répartition de ces grès dessine trois lobes de 5 kilomètres environ de diamètre avec des apports de l'est vers l'ouest observés dans le lobe central. Ceci correspond à des lobes de progradation de front deltaïque. Finalement, le cycle D se termine par des siltstones laminés et intercalés avec de minces niveaux de grès fins de pro-delta (Fm. Pozo).

CYCLE E DE L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR

Les formations datées de l'Eocène Supérieur qui affleurent dans le bassin (Fm. Verdun et Chira) constituent une séquence grano-décroissante et reposent en discordance angulaire sur le cycle D dans le nord du bassin, alors que vers le sud, le contact est concordant.

Le cycle débute dans le nord du bassin par des grès et conglomérats bien classés qui présentent de grandes laminations parallèles obliques à faible pendage, passant vers le haut à des grès fins à rides de courant et bioturbations, à des niveaux isolés de cheniers et enfin, à des siltstones laminés à structures flaser. La Fm. Chira sus-jacente correspond à un intervalle épais de 1000 mètres de siltstones et d'argiles reconnus dans les forages pétroliers. Dans le sud du bassin, la Fm. Verdun est observée concordante sur la Fm. Pozo. Elle est constituée de grès grossiers à moyens passant rapidement à des siltstones.

Le cycle E est interprété comme le résultat d'une sédimentation en milieu littoral avec une forte influence de l'énergie des vagues et accessoirement de la marée. La répartition des faciès semble indiquer que la ligne de côte était orientée NO/SE avec la mer ouverte au SO.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

INTRODUCTION

Les études structurales du bassin de Talara et les études de détail non publiées des compagnies pétrolières ont mis l'accent sur la forte densité de failles normales (Travis, 1953; Travis *et al.*, 1976) aboutissant à des structures complexes découpées en blocs. De plus, la géologie structurale est compliquée par l'existence de répétitions de formations au sein de l'Eocène Inférieur et Moyen qui furent expliquées par des glissements gravitaires (Baldry, 1938; Paredes, 1970; Salas, 1980) ou par des répétitions cycliques d'origine sédimentaire (Raez et Grijalba, 1983). De par l'absence de profil sismique à travers le bassin, l'incertitude est demeurée quant à l'origine des répétitions et du style tectonique.

DISTENSION

Les corrélations lithologiques et électriques entre les puits d'exploitation ou d'exploration pétrolière ont mis en évidence des failles normales à toutes les échelles qui sont confirmées par les observations de terrain. La technique de construction de coupes structurales utilisée jusque là dans le bassin de Talara a été mise au point par Travis (document interne Petroperú). Elle postule l'existence exclusive de failles normales planes (rectilignes en plan et en coupe). Cependant, nous avons mis en évidence plusieurs types de failles courbes. Le premier type résulte de variations de la rhéologie des roches traversées; on l'observe dans les niveaux compétents de grès massif et bioturbé, intercalé avec des niveaux argileux incompétents. La même faille recoupe les niveaux compétents avec un angle de 40 ou 60° alors qu'elle devient parallèle aux couches dans les niveaux incompétents (Fig. 5).

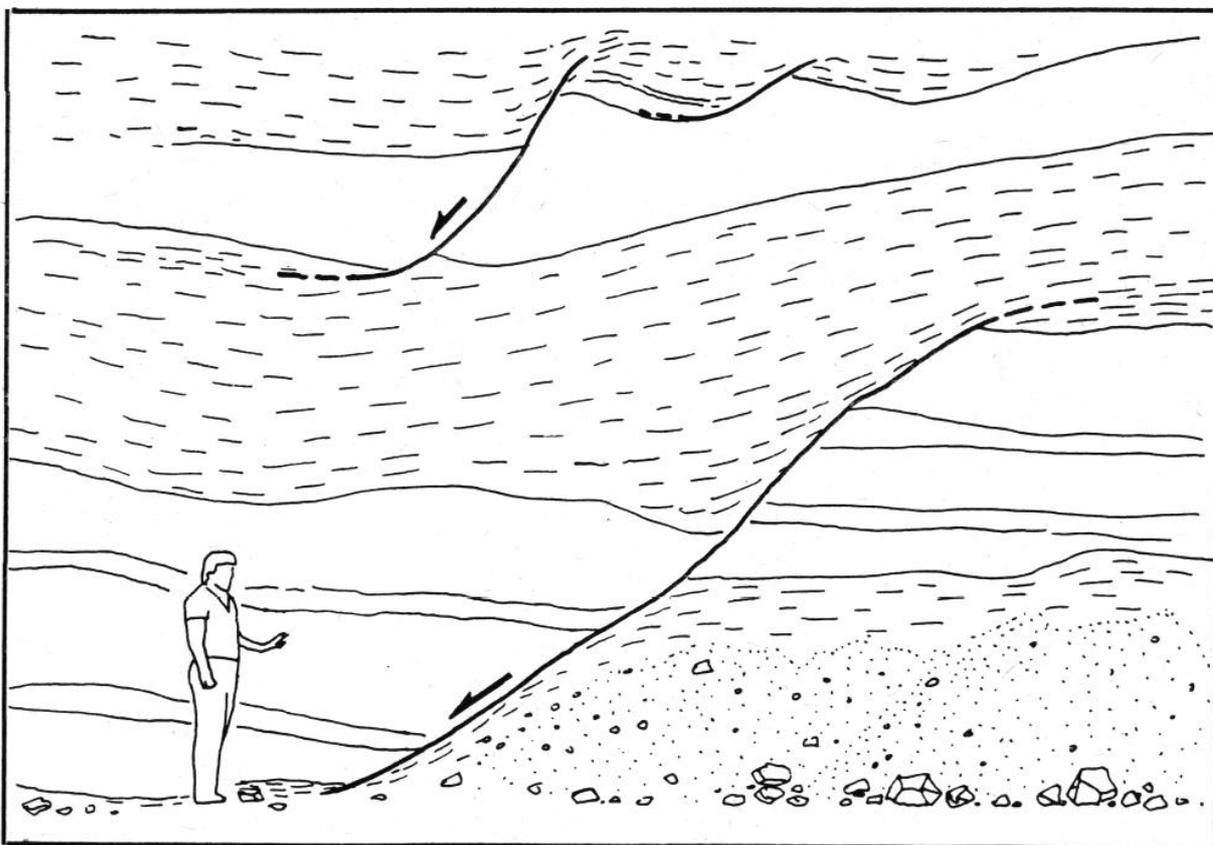


Figure 5.— Exemple de faille normale dont le pendage varie en fonction de la compétence du matériau: coupant les bancs compétents de grès avec un angle de 40-60° et parallèle aux niveaux incompétents d'argile.

Le deuxième type de failles courbes est constitué par des failles listriques d'échelle hectométrique à kilométrique. Un exemple a été analysé au sud de Talara, près de l'ancien terrain de golf. Le contact présente un pendage maximal de 60° qui, sur 50 m de dénivelé, diminue jusqu'à former un contact horizontal tronçonnant les bancs basculés du bloc supérieur. D'autres exemples ont été mis en évidence par les données de forage dans le sud du bassin. Ce type de faille, fréquent dans les édifices deltaïques, correspond à des failles synsédimentaires de croissance (*growth fault*) (Bally *et al.*, 1981). Carozzi (1975) a mis en évidence de telles failles affectant le cycle C dans le nord-ouest du bassin.

Les méthodes d'analyse microtectonique mises en oeuvre n'ont apporté que peu de résultats. En effet, la rhéologie des grès poreux et friables et les siltstones très meubles qui constituent le remplissage du bassin n'ont en général pas permis la formation de fractures telles que fentes de tension ou miroirs de faille striés. Néanmoins, des observations microtectoniques ont été effectuées sur la bordure est du bassin, dans les calcaires de l'Albien et dans les roches paléozoïques des Amotapes, afin de tenter de reconnaître dans le socle les microstructures liées à la formation du bassin sédimentaire cénozoïque. Dans le Paléozoïque, nous n'avons pas tenu compte des microstructures ductiles en relation avec la mise en place du grand pli couché à vergence ouest reconnu dans le sud des Amotapes. Les microstructures cassantes sont postérieures à toutes les autres et nous les relient à la tectonique qui a donné naissance au bassin.

Les microstructures cassantes sont utilisées pour caractériser les contraintes tectoniques qui les ont générées. Le tenseur des contraintes est simplifié sous forme de trois composantes principales perpendiculaires: les contraintes majeure, intermédiaire et mineure (σ_1 , σ_2 , σ_3 ; $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). L'orientation respective des trois composantes régit la formation de failles normales (σ_1 vertical et σ_3 horizontal dans la direction de l'extension), inverses (σ_1 horizontal dans la direction de la compression et σ_3 vertical), décrochantes (σ_1 et σ_3 horizontaux) ou de tout autre type intermédiaire.

La détermination des tenseurs de contrainte ayant formé ces microstructures a été effectuée par une méthode géométrique et manuelle qui donne la position optimale des σ_1 , σ_2 , σ_3 du tenseur de contrainte pour chaque microfaille (Etchécopar, 1984). En l'absence de stries sur les plans de faille, il est impossible de déterminer la position des contraintes; par contre la mesure de l'orientation des fentes de tension (qui s'ouvrent perpendiculairement à la direction de la contrainte minimale σ_3) permet de déterminer la position approximative de σ_3 correspondant au pôle des fentes de tension. Les orientations des σ_1 , σ_2 , σ_3 sont reportées dans un diagramme stéréographique de Schmidt (hémisphère inférieur). La position des contraintes principales majeure, intermédiaire et mineure est la moyenne des positions des σ_1 , σ_2 , et σ_3 de chaque microfaille composant la station de mesure.

Dans le Paléozoïque, dans la partie ouest et sud du massif des Amotapes, les microstructures sont des failles normales et/ou des décrochements associés à des fentes de tension verticales orientées N120 à N140. Les résultats -bien que fragmentaires- donnent une direction d'extension NE/SO (Fig. 6). Dans les calcaires de l'Albien, à l'ouest des Amotapes, les microfailles correspondent à une contrainte maximale σ_1 verticale et une contrainte minimale σ_3 horizontale et orientée NO/SE, ce qui implique une extension NO/SE (Fig. 7). Les fentes de tension associées donnent un résultat compatible, de même que les fractures intra-galet relevées dans les conglomérats de la Fm. Mogollón directement sus-jacente.

La chronologie relative des phases d'extension est incertaine et les trop rares observations ne permettent pas de tirer de conclusions avec les seuls arguments microtectoniques.

LES FAILLES ADDITIVES

De nombreuses répétitions de formation ont été mises en évidence par les forages, spécialement dans le nord-ouest du bassin. Les méthodes utilisées jusqu'à maintenant pour l'élaboration des coupes structurales n'ont pas permis de déterminer les modalités de formation de ces répétitions. Une cartographie détaillée au 1/12000 de la zone côtière du nord-ouest (Cabo Blanco) menée conjointement avec la réalisation de coupes de corrélations de diagraphies électriques (résistivité et potentiel spontané) nous a conduit à caractériser des failles inverses et des chevauchements.

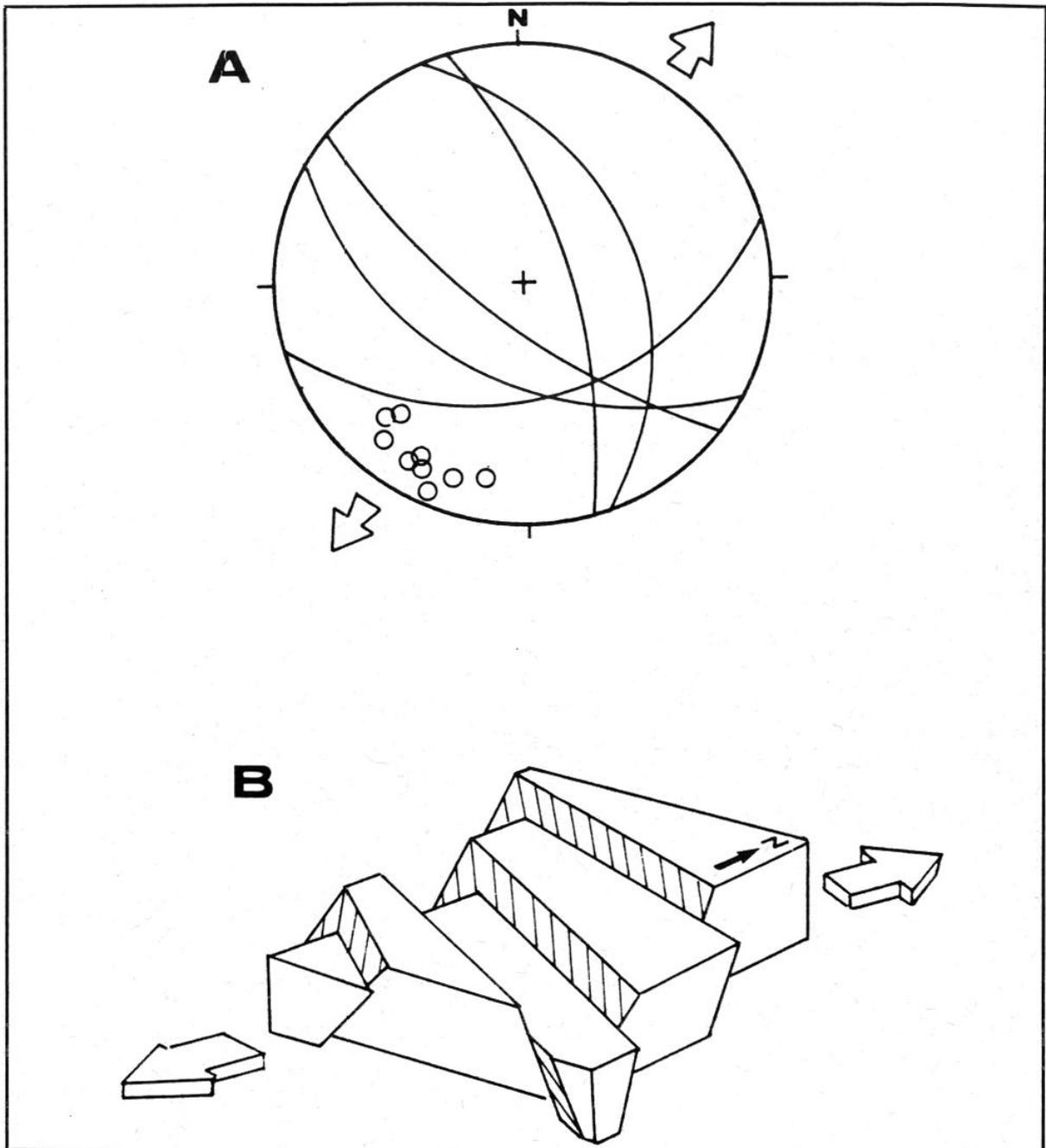
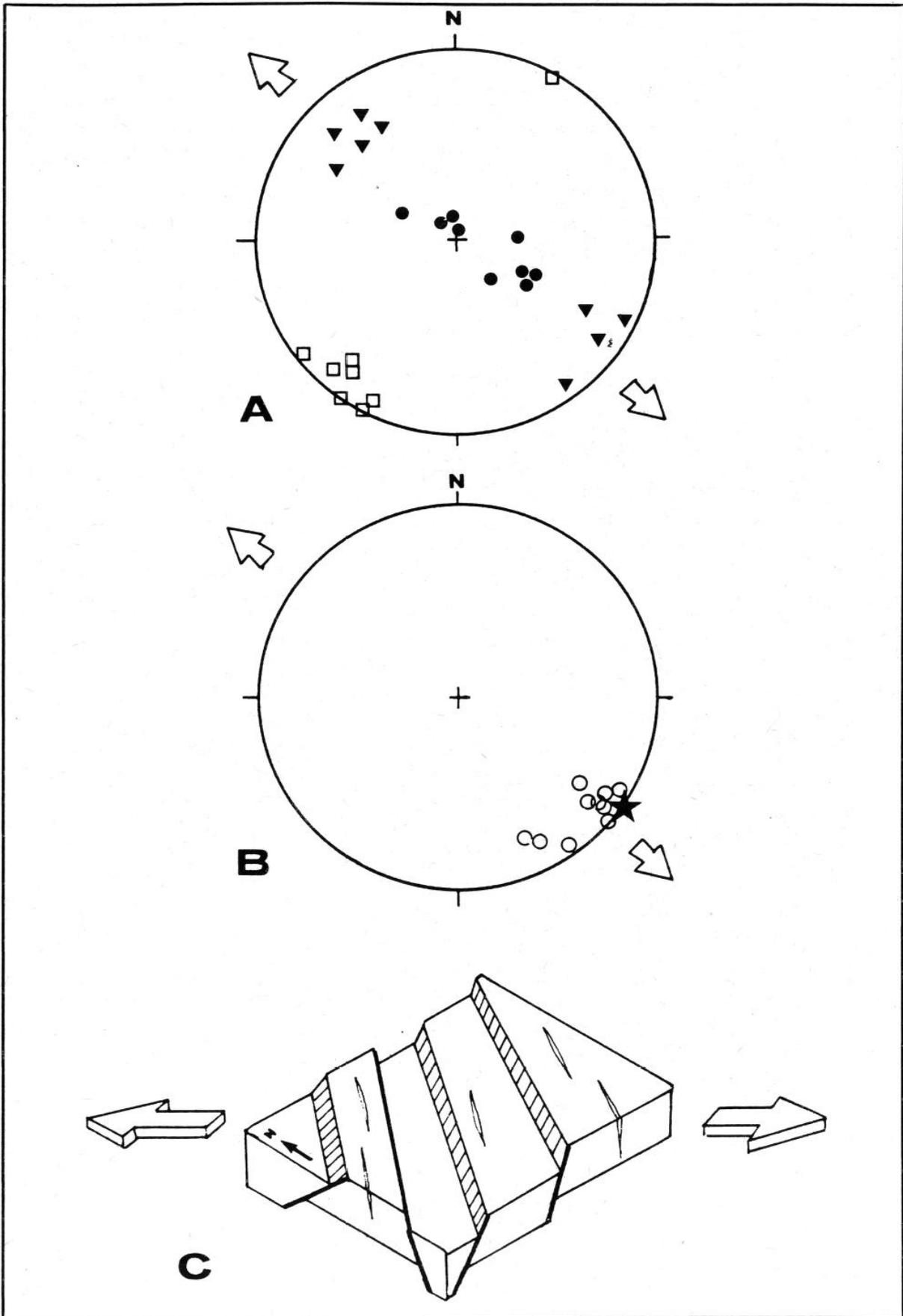


Figure 6.— Déformation cassante dans le socle paléozoïque des Amotapes. A: plans de failles normales et pôles de fentes de tension (cercles) indiquant une extension NE-SO. Diagramme stéréographique de Schmidt, hémisphère inférieur. B: bloc-diagramme schématisant l'extension NE-SO.

Figure 7.— Caractérisation de la phase extensive NO-SE dans le socle du bassin (calcaires de l'Albien). A: tenseur de contrainte montrant les σ_1 verticaux (ronds), les σ_3 horizontaux et orientés NE-SO (triangles) et les σ_2 (carrés) perpendiculaires aux deux autres contraintes principales. B: pôles des fentes de tension dans les calcaires (cercles) cohérents avec les fentes de tension intra-galets dans la Fm. Mogollón (étoile) ainsi qu'avec l'orientation de la contrainte minimale σ_3 . C: Schématisation de la déformation lors de la phase d'extension NO-SE.



La figure 8 représente deux des coupes établies à partir de corrélations de diagraphies électriques, lithologiques et paléontologiques dans des puits espacés de quelques centaines de mètres. Les très nombreuses failles normales de rejet mineur n'ont pas été représentées pour des raisons de clarté; ceci implique notamment de légères variations d'épaisseur des couches. Les séries étudiées possèdent de très bons marqueurs (conglomérats de Cabo Blanco, gros bancs de grès massif dans Ostrea Supérieur ou bien encore l'intervalle argileux entre Ostrea Inférieur et Moyen). Les modèles de développement et d'évolution des chevauchements proposés par Boyer et Elliot (1982) ont guidé l'élaboration des coupes.

Les deux coupes présentées dans la figure 8 révèlent en première analyse l'existence de contacts additifs à pendage vers le NO et accessoirement vers le SE. Les contacts anormaux recoupent des formations de plus en plus anciennes vers le NO, jusqu'à la Fm. Mogollón, comme le démontrent les sondages en off-shore les plus occidentaux. Sur le terrain, nous avons observé dans une zone de cisaillement correspondant à un contact anormal (à proximité du puits 6664 sur la coupe B) des microplis d'entraînement déversés vers le SE qui confirment la vergence SE des chevauchements.

La coupe A présente une structure relativement simple avec deux surfaces de chevauchement vers le SE, superposées, sub-parallèles à la stratification et qui se localisent dans les niveaux argileux. La coupe B représente une structure beaucoup plus complexe. Au NO, on observe un empilement des répétitions par des contacts superposés et à vergence SE qui forment un anticlinal de rampe (Graham *et al.*, 1987). Par contre au SE, on observe des contacts additifs à pendage SE qui ont des configurations de failles normales. La multiplication des répétitions et la faible continuité latérale des marqueurs suggère des blocs resédimentés (olistolithes). A l'est de la coupe, Vegas (1978) a signalé la présence de brèches à éléments de la Fm. Echino dans une matrice d'argiles de la Fm. Talara. L'ensemble était auparavant interprété comme une unité répétée. De la même manière, nous pensons qu'une partie des séries situées au-dessus des contacts à pendage SE est constituée de blocs resédimentés et de brèches des formations de l'Eocène Inférieur dans une matrice d'argile de la Fm. Talara.

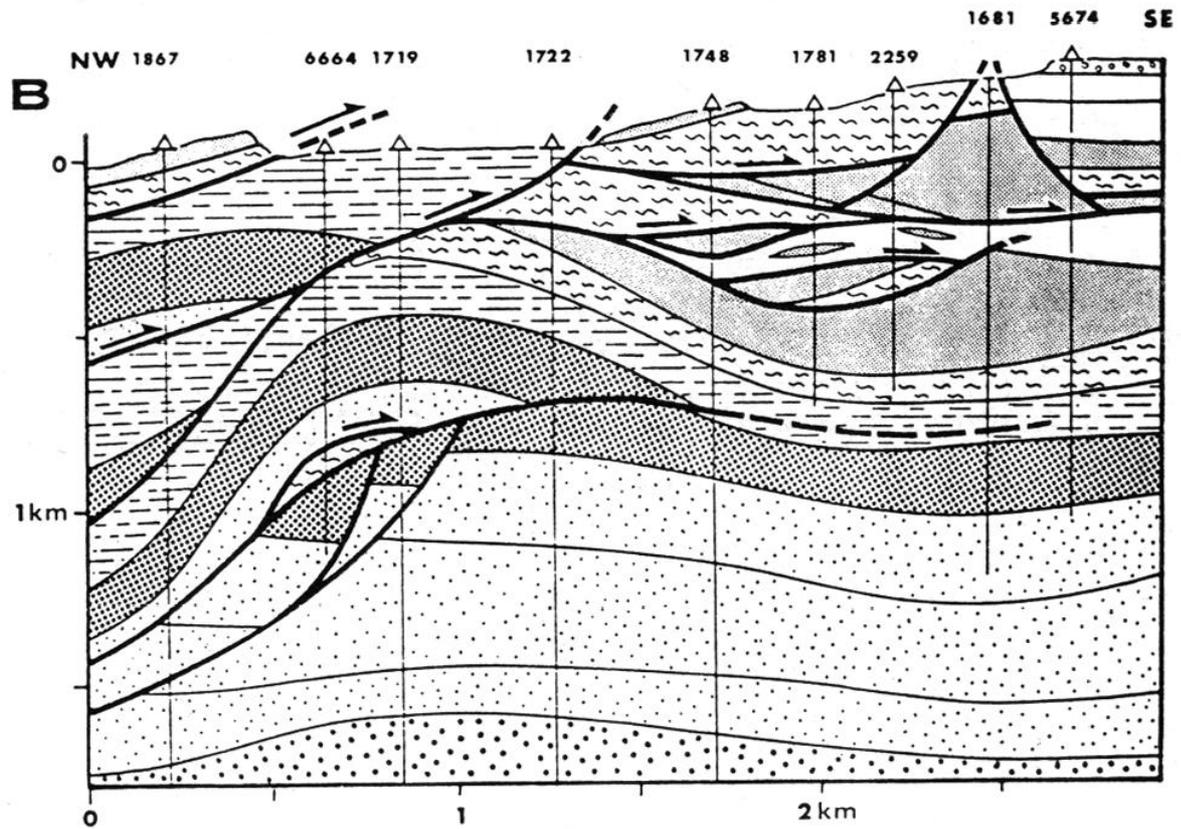
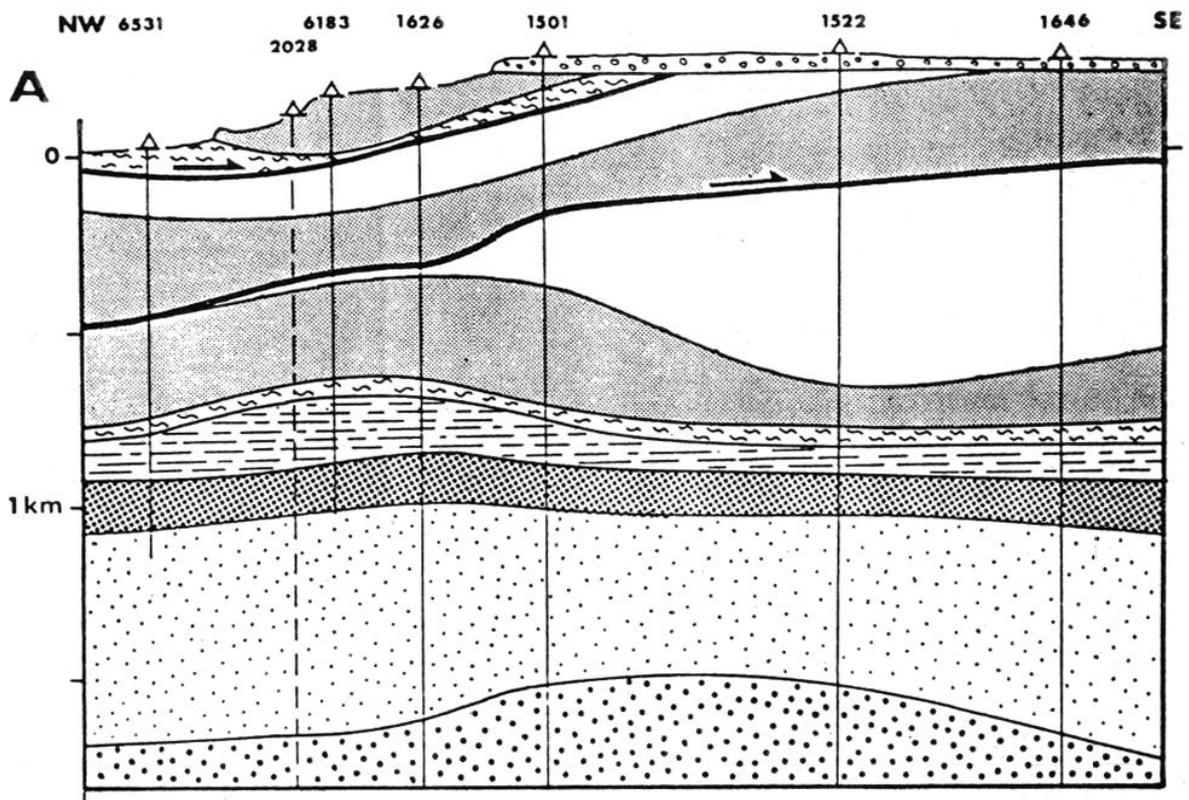
En surface, les affleurements des formations répétées sont caractérisés par une très grande densité de failles normales et par la quasi absence de microstructures compressives. L'extension observée n'est pas contradictoire avec les chevauchements. Nous proposons que les failles normales soient liées à la mise en place par gravité des olistolithes qui glissent du sommet de l'anticlinal de rampe (Fig. 9). L'unité glissée se disloque par failles normales et donne naissance à des olistolithes et des brèches. En outre, cet agencement fixe l'âge de mise en place des chevauchements et des glissements gravitaires associés. En effet, les contacts étant scellés et les blocs étant resédimentés dans les argiles Talara, nous déduisons que l'épisode compressif s'est produit pendant le dépôt de la Formation Talara.

LA DÉFORMATION DES BRÈCHES TALARA

La Fm. Brèches Talara de l'Eocène Moyen est un olistostrome d'environ 300 mètres d'épaisseur composé de blocs de la base du cycle D et probablement de quelques blocs du cycle C resédimentés dans une matrice argileuse massive contenant de petits galets arrondis centimétriques.



Figure 8.— Coupes dans le NO du Bassin de Talara (localisation sur la Fig. 1) mettant en évidence les chevauchements à vergence SE et leurs relations avec les blocs resédimentés. Les failles normales mineures ont été omises pour des raisons de clarté du dessin. Echelle verticale = échelle horizontale. 1: Plio-Quaternaire; 2: Groupe Talara; 3: Fm. Echino; 4: Fm. Clavel; 5: Membres supérieurs de la Fm. Ostrea; 6: Marqueurs gréseux de la Fm. Ostrea; 7: Base de la Fm. Ostrea; 8: Fm. Mogollón.



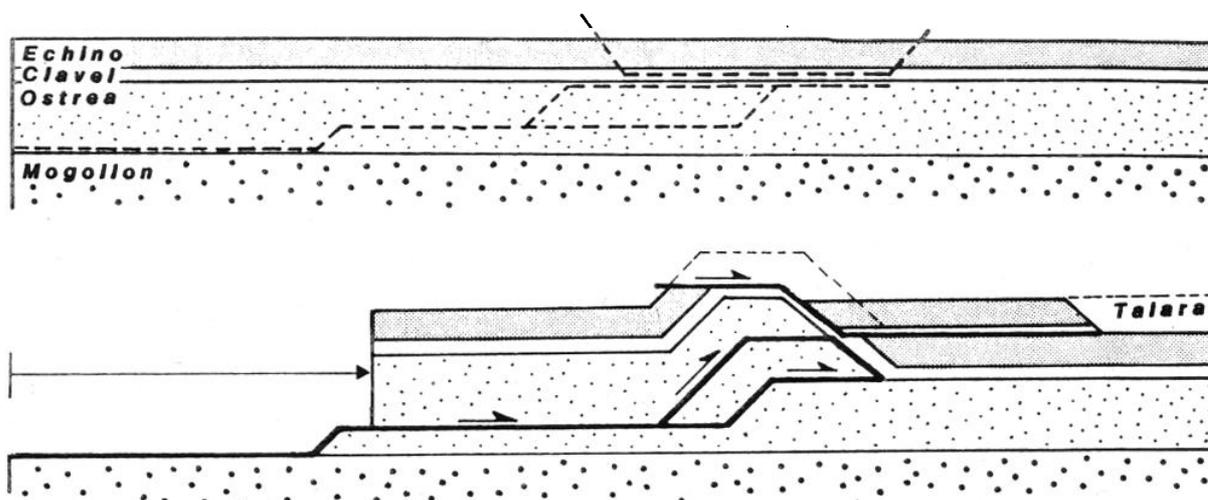


Figure 9.— Modèle de formation des répétitions structurales par chevauchements de la Fm. *Ostrea* et resédimentation d'olistolithes de la Fm. *Echino* dans les argiles de la Fm. *Talara*.

1. Position structurale

Les Brèches Talara se rencontrent dans le centre du bassin, en avant d'une faille inverse à pendage NO et d'orientation NE/SO qui porte de l'Eocène Inférieur (Cycle C) sur de l'Eocène Moyen (Cycle D). Cette faille est contrôlée en profondeur: elle s'applatit vers le NO et n'affecte que la série sédimentaire qu'elle décolle du socle (Fig. 2). Elle présente la même géométrie et position structurale que les chevauchements décrits plus haut.

La stratification générale dans les Brèches Talara est fortement redressée au contact de la faille et expose localement des pendages inverses. Elle dessine un synclinal d'axe parallèle à la faille inverse. Sur le flanc SE, on observe le passage progressif à des séries de moins en moins bréchiques, recouvertes par la Fm. Areniscas Talara.

On rencontre aussi des brèches près de la localité de Talara mais les relations avec les autres Fm. ne sont pas exposées. Dans le N du bassin, les brèches Talara sont intercalées avec les répétitions de formations.

2. Structures

Les Brèches Talara présentent diverses structures de déformation. On observe:

a) Des plis d'échelle métrique dont les plans axiaux sont orientés NE/SO et à pendage NO. Les flancs sont parfois affectés de micropolis d'entraînement indiquant que le plissement s'est formé par cisaillement vers le SE.

b) Des failles normales à pendage SE affectant des olistolithes stratifiés compétents, avec basculement des blocs faillés. Ce type de structure est souvent observé à la base des blocs (Fig. 10). Nous l'interprétons comme une zone de cisaillement au contact du bloc et de l'encaissant, qui développe des cisaillements secondaires (Berthé *et al.*, 1979) dirigés ici vers le SE.

c) L'orientation moyenne des blocs majeurs n'est pas aléatoire: les blocs sont inclinés de 15 à 30° vers le NO (Fig. 11). On suppose que cette orientation résulte du basculement des blocs, induit par des zones de cisaillement à faible pendage vers le SE affectant l'ensemble des Brèches Talara (même processus qu'en b).

d) Certains blocs d'argile fusiformes de 10 à 50 cm présentent des linéations sur les plans courbes de fissilité. Ces linéations sont orientées préférentiellement NO/SE et inclinées vers le NO; un groupe plus dispersé est orienté N/S et incliné vers le N. De telles linéations sont interprétées comme des stries de frottement à l'intérieur de "poissons", compatibles avec un cisaillement vers le SE.

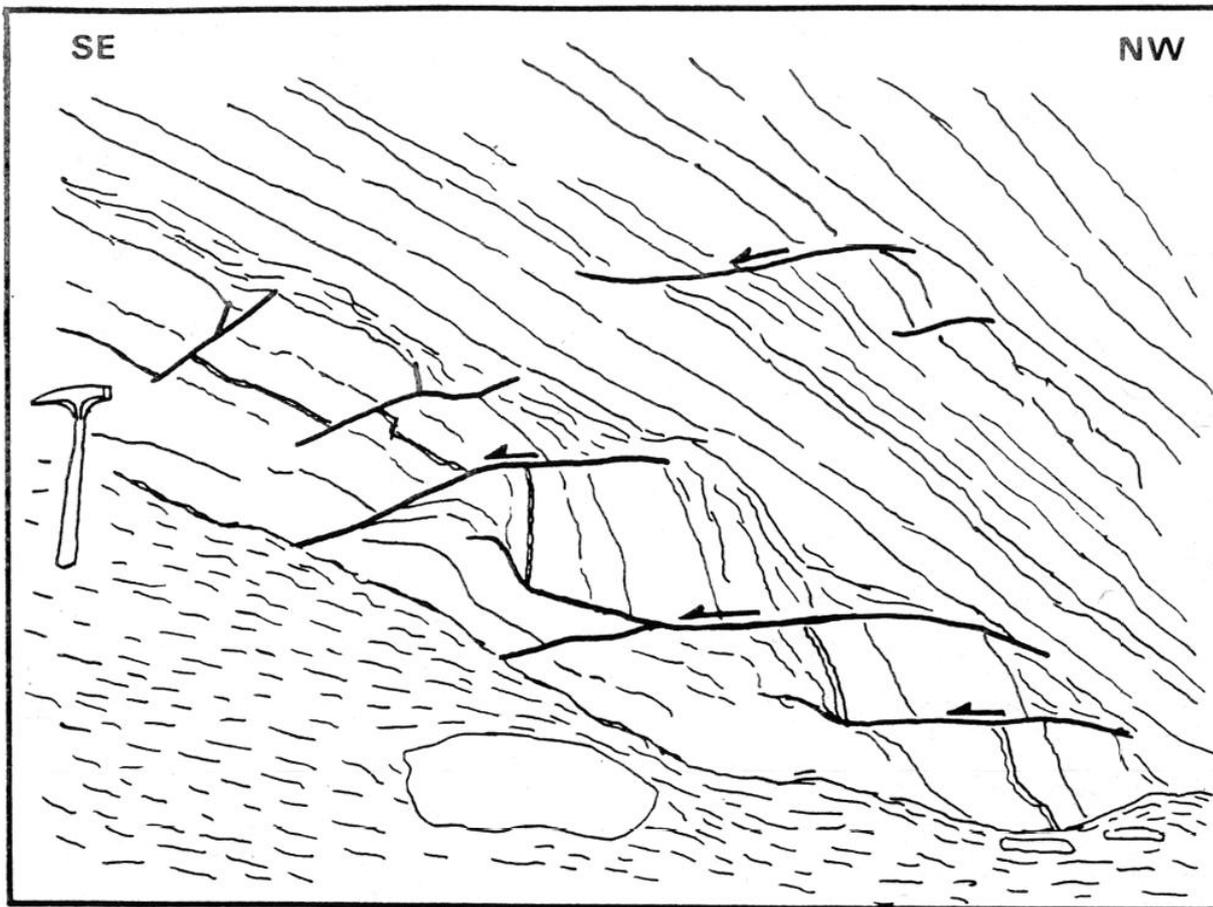


Figure 10.— Détail de la base d'un bloc resédimenté dans la Fm. Brèches Talara mettant en évidence un cisaillement vers le SE (à gauche). Les brèches, resédimentées en avant des chevauchements, ont été déformées par cisaillement vers le SE au cours de la progression du chevauchement.

e) Les zones homogènes d'argile ou de siltstones comprises dans les Brèches Talara apparaissent à l'affleurement comme des masses recoupées par une multitude de surfaces courbes et d'orientations diverses. Les surfaces sont irrégulières, brillantes et finement striées. Guiraud et Séguret (1987) interprètent ce type de surfaces comme des microfailles s'étant formées alors que les argiles n'étaient pas encore totalement lithifiées; elles seraient des structures de compaction des sédiments par expulsion d'eau. Dans le cas étudié, les fluides expulsés peuvent rendre compte de l'intrusion de dykes clastiques observés dans le bassin et décrits par Dorreen (1958).

3. Interprétation

Les structures analysées dans les Brèches Talara résultent d'une déformation d'origine tectonique. Elles présentent des critères de déformation rotationnelle par cisaillement, du NO vers le SE, liée au fonctionnement des failles inverses et des chevauchements. Lorsque ces derniers fonctionnaient, ils produisaient des brèches sédimentaires ensuite chevauchées et déformées. Nous pensons qu'il s'agit là du même processus de formation que pour les structures complexes mises en évidence en avant des chevauchements de la zone de Cabo Blanco, au NO du bassin.

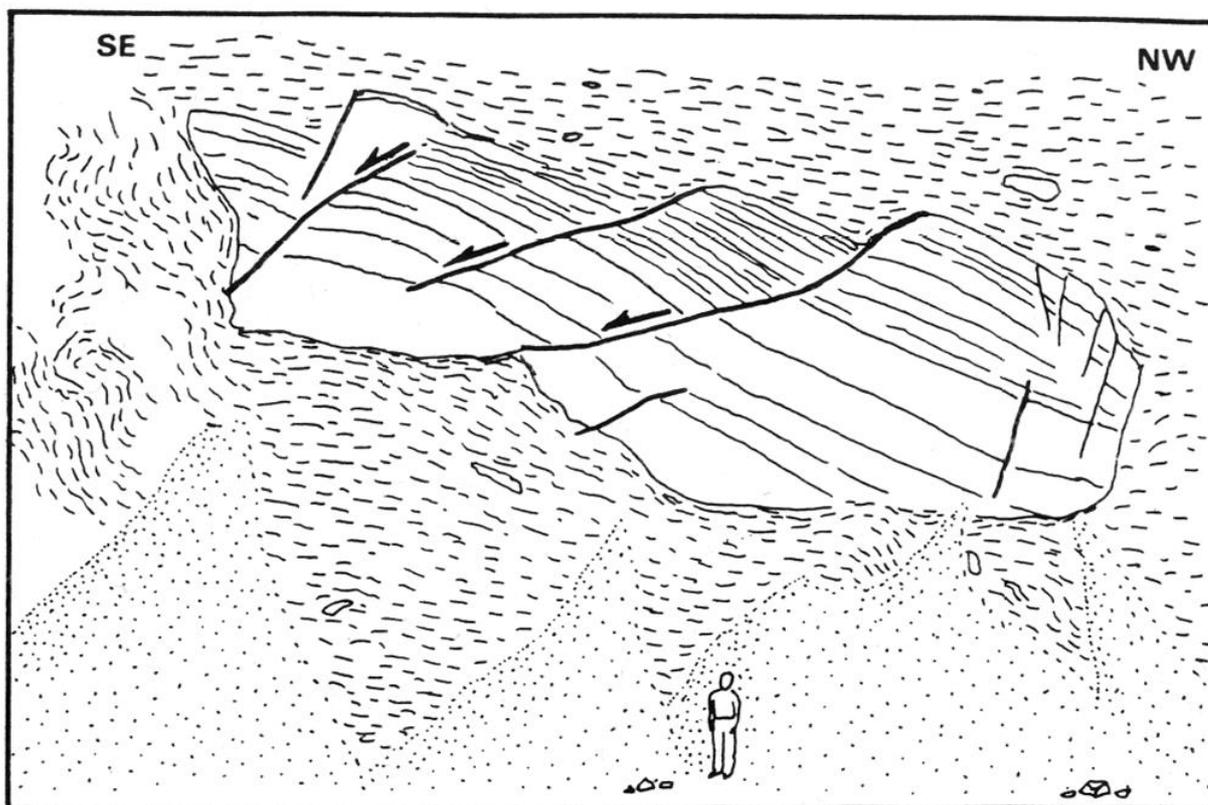


Figure 11.— Exemple de bloc resédimenté de grande taille dans la Fm. Brèches Talara. On observe des failles normales à regard SE affectant l'olistolithe et induisant son basculement vers le NO.

ÉVOLUTION DU BASSIN DE TALARA

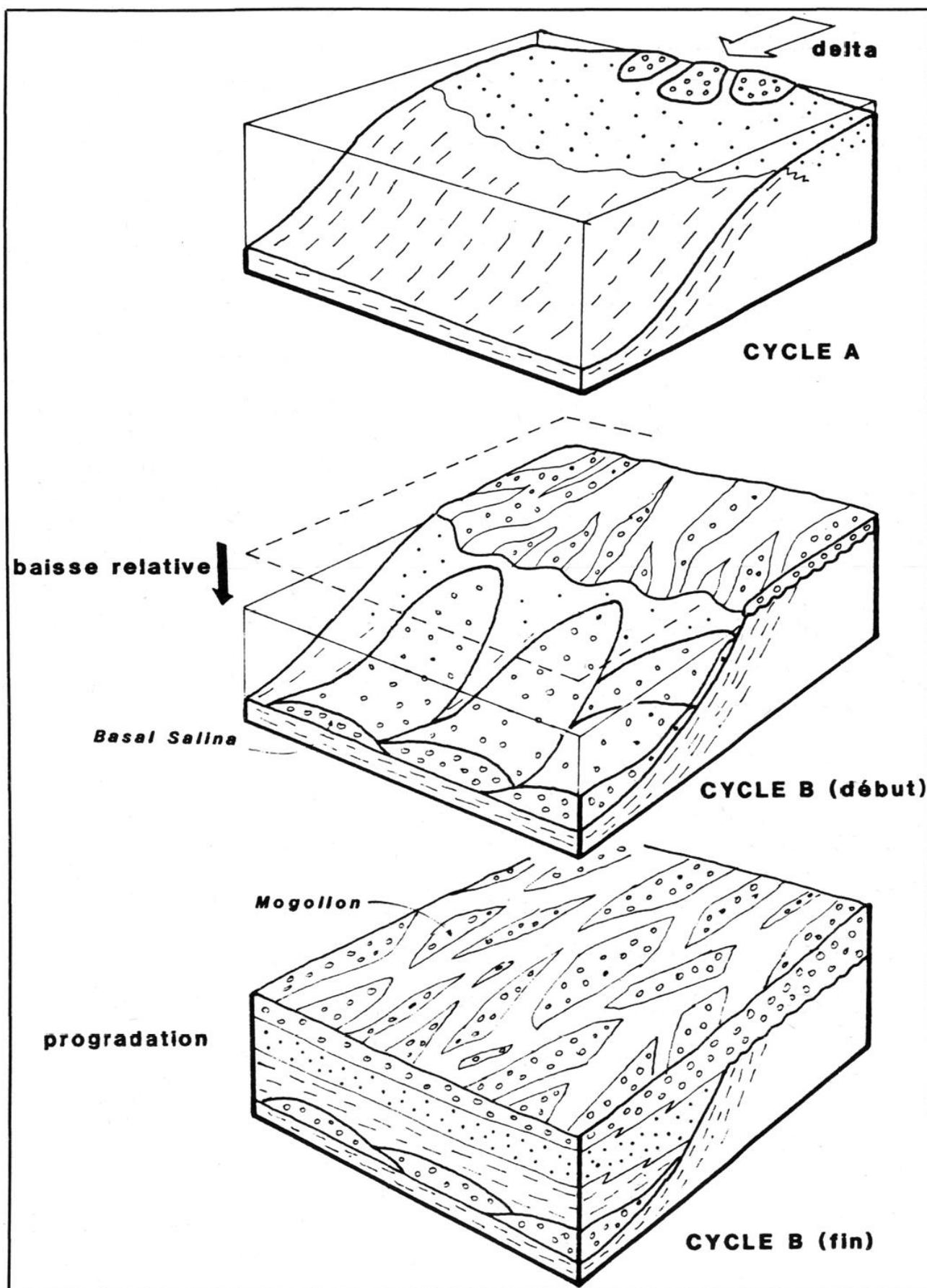
L'analyse du remplissage du bassin (analyse des séquences et de la distribution spatiale des faciès) (Fig. 3, 4) associée aux observations tectoniques permet de proposer un modèle d'évolution.

Du Campanien au Paléocène (Cycle A), les sédiments sont apportés par un delta situé au nord-est dont les faciès proximaux sont actuellement érodés (Fig. 13a). Le bassin est fortement subsident et les apports ne compensent pas l'approfondissement par subsidence. Le bassin se structure par des accidents NO/SE qui contrôlent la paléogéographie et les dépôts. Nous rattachons la phase distensive NE/SO, mise en évidence par microtectonique (Fig. 6), au jeu de ces failles.

Au début de l'Eocène (Cycle B), avec la baisse relative du niveau marin on observe: a) l'émersion et l'érosion des dépôts situés au nord du bassin; b) une augmentation des apports détritiques qui compensent alors la subsidence et progradent vers le sud-ouest avec formation d'une séquence de progradation composée de fan-delta à la base, puis de faciès littoraux et enfin de faciès fluviaux au sommet (Fig. 12). Les failles NE/SO limitant le bassin sont actives (elles génèrent des cônes alluviaux) et induisent la structuration NE/SO du bassin (Fig. 13b) qui persiste pendant tout l'Eocène et contrôle l'orientation du réseau fluvial au cours du dépôt de la



Figure 12.— Modèle interprétatif du dépôt du Groupe Salina (Eocène Inf.). A la suite de la baisse relative du niveau de la mer, on observe la progradation du système fluvial sur la plateforme et le dépôt de fan-deltas. Les apports détritiques ont été suffisants pour que la progradation se poursuive jusqu'au dépôt de la Fm. Mogollón qui recouvre la totalité du Bassin de Talara.



Fm. Mogollón. Les microstructures extensives NO/SE (Fig. 7) semblent indiquer que les accidents NE/SO sont essentiellement des failles normales.

Le Cycle C se caractérise par des séquences grano-décroissantes d'approfondissement diachrones et spatialement indépendantes. Les discordances observées à la base de ces séquences n'ont pas de continuité latérale et de ce fait, ne peuvent être reliées à des variations relatives du niveau de la mer. Les séquences grano-décroissantes caractérisent une tectonique localisée à des blocs successivement soulevés, d'abord au sud (Fm. Pariñas), puis au nord (Fm. Cabo Blanco). Les apports détritiques grossiers fluviaux proviennent des massifs paléozoïques et les sédiments plus fins sont retravaillés sur la plateforme par la houle et les vagues (Fig. 13c).

Au cours du Cycle D, le champ de contrainte se transforme radicalement. On note le développement de chevauchements dans la couverture sédimentaire tertiaire décollée du socle (Fig. 2). Les plans de chevauchement d'orientation NE/SO et de pendage NO répondent à une compression NO/SE. La sédimentation, en domaine marin pro-delta, se démarque par l'apparition de conglomérats, grès et blocs resédimentés issus de l'érosion des fronts de chevauchements (Fig. 13d). On peut se demander quel est le mode d'accommodation, dans le socle, du raccourcissement des séries décollées. Soit il existe des failles inverses dans le socle, plus à l'ouest, soit celui-ci est raccourci par des décrochements NE/SO dextres, ou bien encore seuls les sédiments sont raccourcis par la collision d'un microcontinent. L'accrétion d'un ou plusieurs microblocs continentaux à la plaque Amérique du Sud, au Crétacé Moyen (Feininger, 1987; Mégard *et al.*, 1987; Mourier *et al.*, sous presse), aurait été suivie, pendant le Tertiaire, par la translation vers le NO des blocs accrétés, le long de la faille dextre Dolores-Guayaquil (Feininger et Bristow, 1980). Dans l'état actuel des recherches, aucune hypothèse n'est pleinement satisfaisante.

A la fin du cycle D, la sédimentation calme reprend avec la progradation de grès de front deltaïque (Fm. Areniscas Talara) qui recouvrent les chevauchements (Fig. 2, coupe C).

Enfin au cours du Cycle E, se développe une séquence grano-décroissante avec des faciès littoraux (plage) au nord de la zone étudiée, passant vers le sud à des faciès de plateforme/front deltaïque (Fig. 13e). Plus au nord encore, la sédimentation de base du cycle E est fluviale (Mégard, comm. orale). La sédimentation qui devient de plus en plus profonde remplit de grandes fosses subsidentes, toujours limitées par des failles NE/SO qui jouent en failles normales et qui recoupent les chevauchements (Fig. 2, coupes A, B).

L'évolution se poursuit plus au nord ou plus au sud de la zone d'étude, avec des faciès continentaux fluviaux discordants marquant la base de l'Oligocène (Paredes, 1958; Zevallos, 1968).

CONCLUSIONS

La compilation des nombreuses données de géologie pétrolières réinterprétées sur la base de nouvelles observations de terrain nous a permis d'esquisser les grands traits de l'évolution du bassin de Talara.

— Le remplissage du bassin correspond à un complexe fluvio-deltaïque de dimensions comparables à celles du delta du Rhône.

— Le remplissage est divisé en 5 cycles, en général grano-décroissants, qui résultent de l'approfondissement du bassin: les apports ne suffisent pas à compenser la subsidence.

— Les processus de sédimentation sont dominés par l'action des vagues et de la houle qui remobilisent sur la plateforme et la frange côtière les sédiments apportés par le delta. L'action des marées reste toujours accessoire.

— La sédimentation est contrôlée par l'activité tectonique de la Marge Andine, en régime extensif, qui a dominé l'histoire du bassin.

— La tectonique extensive s'est exprimée par des mouvements verticaux localisés qui sont à l'origine d'érosions locales et de forts gradients de changements de faciès.

— L'épisode le plus marquant est cependant une phase de compression NO/SE à l'Eocène Moyen, qui a provoqué le raccourcissement de la série sédimentaire décollée sur le socle,

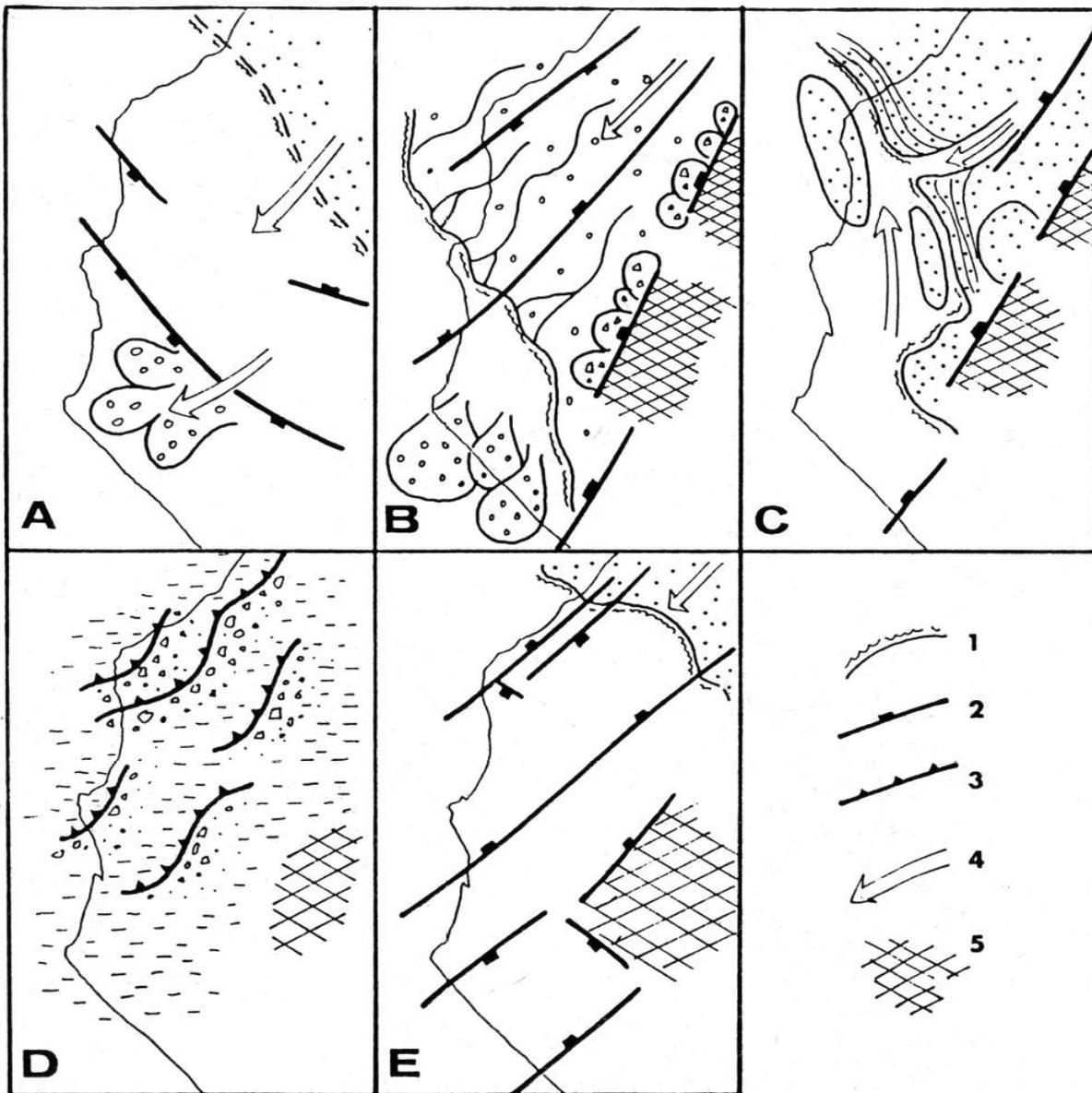


Figure 13.— Evolution paléogéographique du Bassin de Talara mettant en évidence le contrôle tectonique de la distribution des sédiments, pendant le dépôt des cycles A, B, C, D et E. 1: tracé approximatif de la ligne de côte; 2: faille normale; 3: faille inverse et chevauchement; 4: direction des apports et des courants; 5: blocs émergés du socle paléozoïque.

par développement de chevauchements à vergence SE, et qui est aussi à l'origine de glissements gravitaires, de blocs resédimentés et de la formation de brèches en avant du front des chevauchements.

— La mise en évidence de chevauchements à vergence SE constitue certainement l'apport le plus novateur de l'étude. Il conviendra d'intégrer ces nouvelles données dans les études géodynamiques régionales.

— La complexité des structures tectoniques associées aux variations latérales répétées de faciès s'est avéré être un excellent contexte pour le piégeage des hydrocarbures.

Remerciements

Cette note synthétise les résultats des travaux que j'ai effectués à Petroperú en 1986 (accord IFEA-Petroperú). Le programme de recherche a été proposé, puis mis en place au Pérou, par F. Mégard auquel je témoigne toute ma gratitude. Je suis très reconnaissant aussi à Petroperú d'avoir bien voulu m'ouvrir ses archives et m'autoriser l'utilisation dans cet article de données non publiées. Je remercie les ingénieurs F. Seminario et C. Corcuera de m'avoir accueilli dans le "Departamento de Geología" et dans la "División Programación de Pozos (Div. Noroeste)" respectivement. Je remercie également les ingénieurs C. Monges et H. Cornejo qui ont participé à toutes les missions de terrain, et tous les géologues de Petroperú avec lesquels j'ai longuement discuté. L'aspect sédimentologique de l'étude doit beaucoup à M. Séguret qui a effectué une mission à Talara.

Bibliographie

- BALDRY, R.A.
1938 "Slip-planes and Breccia Zones in the Tertiary Rocks of Peru". *Quat. Jour. of the Geol. Soc. London* 94, pp. 347-370.
- BALLY A.W., BERNOUILLI D., DAVIS G.A., MONTADERT L.
1981 "Listric Normal Faults". *Oceanológica Acta 26° Congr. Int. Geol., Géologie des Marges Continentales*, pp. 87-101.
- BENAVIDES V.E.
1956 "Cretaceous System in Northern Peru". *Am. Mus. Nat. Hist. Bull.* 108, pp. 252-494.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P.
1979 "Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone." *J. Struct. Geol.* 1, pp. 31-42.
- BOLAÑOS R.
1986 "Evaluación geológica y posibilidades petroleras de la cuenca terciaria Salaverry. Trujillo". LX R.A.N.E. Exploración Lima.
- BOYER S.E., ELLIOTT D.
1982 "Thrust Systems". *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 66-9, pp. 1196-1260.
- CAROZZI A.V.
1975 "Modelos deposicionales para los sistemas de Mogollón, Pariñas y Cabo Blanco de la cuenca Talara, NO del Perú". Doc. interne Belco Petroleum.
- DELFAUD J., MAROCCO R., MÉGARD F., CORDOVA E., LEÓN I.
1985 "Peculiarities of the Sedimentary Filling of Talara Tumbes Basins on the North Peruvian Active Margin". 6th European Regional Meeting of Sedimentology. I.A.S. Lleida 85, pp. 111-114.
- DORRÈEN J.M.
1951 "Rubble Bedding and Graded Bedding in Talara Formation of Northwestern Peru". *AAPG Bull.* 35, pp. 1829-1849.
- ETCHECOPAR A.
1984 "Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulation de déformations plastiques (approche mathématique)" (Thèse d'Etat U.S.T.L. Montpellier, 270 p.).
- FEININGER T., BRISTOW C.R.
1980 "Cretaceous and Paleogene Geologic History of Coastal Ecuador". *Geol. Rundschau* 69, 3, pp. 849-874.
- FEININGER T.
1987 "Allocthonous Terranes in the Andes of Ecuador and NW Peru". *Can. J. Earth Sci.* 24, pp. 266-278.
- FISHER A.G.
1956 "Geologic Report of Cretaceous of NW Peru" Doc. Interne Petroperú.
- GONZALEZ G.
1976 "Biostratigrafía del Eoceno en la Región de Talara" (Thèse Univ. San Agustín. Arequipa. 224 p.).
- GRAHAM R., HOSSACK J., DÉRAMOND J., SOULA J.C.
1987 "Géométrie des surfaces de chevauchements". *Bull. Soc. Géol. Fr.* III, 1, pp. 169-181.
- GUIRAUD M., SÉGURET M.
1987 "Soft-sediment microfaulting related to compaction within the fluvio-deltaic infill of the Soria strike-slip basin (North Spain)" in JONES M.E. & PRESTON R.M. "Deformation mechanisms in sediments and sedimentary rocks", *Geol. Soc. Spec. Pub. No.* 29, pp. 123-136.
- MACHARE J., SÉBRIER M., HUAMAN D., MERCIER J.L.
1987 "Tectónica Cenozoica de la Margen Continental Peruana". *Bol. Soc. Geol. Perú.*
- MARTÍNEZ M.
1970 "Geología del basamento paleozoico en las Montañas de Amotapes y posible origen del período en rocas paleozoicas del noroeste del Perú". *Primer Congreso Latinoamericano de Geología.* 2, pp. 105-138.

- MÉGARD F., ROPERCH P., LEBRAT M., LAJ C., MOURIER T., NOBLET C.
1987 "l'Occident Equatorien: un terrain océanique pacifique accolé au continent Sud-Américain." **Bull. Inst. Fr. Et. And.** XVI, 1-2, pp. 39-54.
- MOBERLY R., SHEPARD G.L., COULBOURN W.T.
1982 "Forearc and others Basins, Continental Margin of Northern and Southern Peru and adjacent Ecuador and Chile" in: LEGGET J.K. (éditeur), *Trench Forearc Geology; Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins*. **Geol. Soc. London Spec. Pub.** 10, pp. 171-189.
- MONTOYA A.
1984 "Informe geológico sobre el Paleozoico, Cretáceo y Paleoceno en el área Negritos-Verdun Alto-Ancha (NO del Perú)". Doc. Interne Petroperú.
- MORRIS R.C.
1975 "Cretaceous sedimentary and tectonic history in northwest Peru". **IXth International Congress of Sedimentology**. Nice, Thème 4: Tectonique et Sédimentation, pp. 249-256.
- MORRIS R.C., ALEMAN A.
1975 "Sedimentation and Tectonics of Middle Cretaceous Copa Sombrero Formation in NW Peru". **Bol. Soc. Geol. Perú** 48, pp. 49-64.
- MOURIER T., MÉGARD F., REYES L., PARDO A.
1987 "L'évolution Mésozoïque des andes de Huancabamba (N. Pérou, S. Equateur) et l'hypothèse de l'accrétion du bloc Amotape-Tahuin". **Bull. Soc. Géol. Fr.** (Sous presse).
- MUÑOZ L.
1980 "Brechas sedimentarias en la formación Lutitas Talara en el noroeste Peruano". **Bol. Soc. Geol. Perú** 65, pp. 105-128.
- MUÑOZ H., ZEVALLOS O.
1970 "Petróleo y Paleografía del Terciario en el Noroeste del Perú". (Résumé) **Primer Congreso Latinoamericano de Geología**. Lima. T II, pp. 139-141.
- PALOMINO J.R., CAROZZI A.V.
1979 "Sedimentology and electric Log interpretation of the Cabo Blanco sandstones (Lower Eocene), Talara basin, Northwest Peru". **Arch. des Sc.** 132-2, pp. 127-149.
- PAREDES M.P.
1958 "Terciario de la Brea y Pariñas y area de Lobitos" (Tesis Univ. Nac. San Agustín, Arequipa, 36 p.)
- PAREDES M.P.
1970 "Deslizamientos gravitacionales en el noroeste del Perú". Document interne Petroperú.
- PETTERS V.
1968 "The Basal Salina Formation. Stratigraphic memorendum" No. 13, Doc. Interne Petroperú.
- RAEZ M., GRIJALBA P.
1983 "Repeticiones formacionales en el Grupo Talara (Eoceno Medio) en el área de Lobitos Costa Afuera, noroeste del Perú". Resumen. **V Congreso Peruano de Geología**, Soc. Geol. Perú, 17 p.
- REYES L.
1986 "Evaluación geológica de la cuenca Lancones por hidrocarburos". LX R.A.N.E. Exploración, Lima.
- SALAS G.
1980 "Evaluación geológica de la Formación Echinocyamus, noroeste peruano." **Bol. Soc. Geol. Perú** 65, pp. 139-156.
- SHEPHERD G.L., MOBERLY R.
1981 "Coastal structure of the continental margin, Northwest Perú and Southwest Ecuador" in: KULM *et al.* (eds): *Nazca Plate*, **Geol. Soc. Am.**, Mem. 154, pp. 351-507.
- THORNBURG T., KULM L.
1981 "Sedimentary Basins of the Peru Continental Margin: Structure, Stratigraphy and Cenozoic Tectonics from 6°S to 16°S latitude." **Geol. Soc. Ame.**, Mem. 154, pp. 393-422.
- TRAVIS R.B.
1953 "La Brea-Pariñas Oil Field, NW Peru". **Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.** 37, pp. 2093-2118.
- TRAVIS R.B., GONZALES G., PARDO A.
1976 "Hydrocarbon potential of coastal basins of Peru" in HALBOUTY *et al.* (eds): *Circumpacific Energy and Mineral Resources*. **A.A.P.G. Memoir** 25, pp. 331-338.
- VEGAS F.
1978 "Comentario sobre la presencia de las formaciones Echino (repetido) y Clavel en las áreas de La Tuna y Merina". Doc. Interne Petroperú.
- ZEVALLOS O.
1968 "Mapa Geológico generalizado del noroeste del Perú, 1/250000" Petroperú.