

La sédimentation crétacée dans les Andes du Pérou central : exemple de la Formation Jamasha (Albien moyen-supérieur à Turonien supérieur) dans la région d'Oyón (département de Lima).

Étienne JAILLARD⁽¹⁾

Résumé : L'analyse sédimentologique d'une coupe de la formation Jumasha levée près d'Oyón permet de reconnaître quatre mégaséquences stratocroissantes de comblement de plate-forme, soulignées chacune par une vire marneuse.

L'évolution sédimentaire de la formation Jumasha peut être résumée ainsi : Après les dépôts anoxiques du début de l'Albien moyen s'installe progressivement une plate-forme calme et peu profonde d'âge probablement albien supérieur (S I). Après un léger approfondissement, le Cénomanién inférieur et moyen (?) est marqué par un maximum régressif associé à des manifestations tectoniques (S II). Un nouvel approfondissement est suivi du développement d'une plate-forme carbonatée submergée peu profonde (S III, Cénomanién moyen). La fin du Cénomanién moyen enregistre un troisième approfondissement qui est suivi au Cénomanién supérieur et au Turonien (inférieur ?) de dépôts de plate-forme abritée en milieu anoxique (S IV).

Entre la fin de l'Albien moyen et le sommet du Turonien, le bassin ouest-péruvien reçoit donc à cette latitude une sédimentation de plate-forme carbonatée calme, jamais très profonde, et à forte sédimentation. Les trois phases transgressives et la régression du Cénomanién inférieur à moyen sont sensibles à l'échelle de la marge. L'instabilité tectonique de la limite Cénomanién inférieur-Cénomanién moyen pourrait être en relation avec l'émersion du bassin marginal intracontinental situé à l'Ouest de la plate-forme. L'absence de détritisme à Oyón montre que le géanticlinal du Marañon jouait à cette latitude un rôle de seuil efficace au Crétacé supérieur.

Mots-clés : Andes - Pérou - Plate-forme carbonatée - Séquences sédimentaires - Crétacé supérieur - Tectonique synsédimentaire.

Abstract : The Cretaceous sedimentation in the Andes of Central Peru : example of the Jumasha formation (Middle-Upper Albian to Upper Turonian) in the Oyón area (Department of Lima). The sedimentological analysis of a Jumasha formation section near Oyón (Central Peru) allows recognition of four shallowing-upward platform megasequences. Each megasequence base is determined by a marl level that represents a deepening stage and is followed by shallow-water carbonates.

The sedimentary evolution of the Jumasha formation can be summarized as follows (fig. 4). After the anoxic deposits of the middle Albian, a calm shallow platform of probable upper Albian age was gradually developed (S I). The base of the lower Cenomanian (?) is marked by a slight deepening (1° marl level), followed by internal platform limestones and dolostones of lower to lower-middle Cenomanian age (S II). They materialize a regressive maximum, and are associated, at the lower to middle Cenomanian limit, with features indicating distensive instability (breccias and metrical synsedimentary normal faults).

(1) Institut Dolomieu, rue Maurice-Gignoux, 38031 Grenoble Cedex, France.

photo 4). A new deepening stage (2° marl ledge) precedes deposition of drowned-platform limestones where the high sedimentation rate more or less matches the relative sea-level rise (S III, part of middle Cenomanian). At the end of the middle Cenomanian a third deepening stage occurs (3° marl level) which is followed during upper Cenomanian and lower (?) Turonian, by sheltered platform foraminiferal limestones in which the abundance of organic matter indicates anoxic conditions (S IV). Comparisons with other Peruvian areas (fig. 5) shows that the three major deepening stages are widespread events and represent stages of the great upper Cretaceous transgression. The regression and the tectonic features of the lower to middle Cenomanian boundary are also widespread, and they seem to be related to the disappearance of the albian ensialic marginal basin which occupied the western part of the West-Peruvian Trough.

From middle Albian up to upper Turonian, the eastern part of the West-Peruvian Trough was, at this latitude, a flat, westward-sloping platform and received a quiet, never of great depth, sedimentation. In the Oyón area, the sedimentation rate was high (100 mm by 1 000 y. on the average, and close to 200 mm by 1 000 y. during the Cenomanian). The correlative high subsidence rate can be ascribed to extensional conditions and possibility to crustal cooling related to the end of the marginal basin activity (thermal subsidence), but action of other regional factors cannot be ruled out. The lack of detritic material in the Cenomanian sediments in Oyón indicates that the Marañón geanticline sheltered the carbonate platform from the eastern deltaic influx at this latitude.

Key words : Andes - Peru¹ - Carbonate platform - Sedimentary sequences - Upper Cretaceous - Syndimentary tectonics.

Resumen : La sedimentación cretácica en los Andes del Perú Central : ejemplo de la formación Jumasha (Albiano medio-superior a Turoniano superior) en la región de Oyón (Departamento de Lima). El análisis sedimentológico de un corte de la formación Jumasha levantada cerca de Oyón (Perú central, Dpto de Lima) permite reconocer cuatro megasecuencias regresivas de plataforma carbonatada. Cada base de secuencia está determinada por un nivel de margas que representa un episodio de hundimiento, y está seguido por carbonatos de poca profundidad.

La evolución sedimentaria de la formación Jumasha puede ser resumida así (fig. 4) : Después de los depósitos euxínicos del Albiano medio, se instala progresivamente una plataforma tranquila y poco profunda, de edad probablemente albiana superior (S I). La base del Cenomaniano inferior (?) está marcada por un ligero hundimiento (1° nivel de margas), seguido por calizas y dolomitas de plataforma interna del Cenomaniano inferior a medio (S II). Estos depósitos materializan un máximo regresivo, y están asociados con manifestaciones de inestabilidad tectónica distensiva (brechas y fallas normales métricas syndimentarias, foto 4). Un nuevo hundimiento (2° nivel de margas) está seguido por calizas de plataforma en curso de submersión en la cual la velocidad importante de sedimentación compensa más o menos la elevación relativa del nivel del mar (S III, Cenomaniano medio). El fin del Cenomaniano medio registra un tercero hundimiento (3° nivel de margas) que está seguido durante el Cenomaniano superior y el Turoniano inferior (?) por calizas de plataforma abrigada y rica en foraminíferos bentónicos, en donde la abundancia de materia orgánica indica condiciones anóxicas (S IV).

Comparaciones con otras regiones (fig. 5) muestran que las tres principales fases de hundimiento son eventos de larga extensión y representan pues tres episodios de la grande transgresión del Cretáceo superior. La regresión y las manifestaciones tectónicas del límite entre Cenomaniano inferior y Cenomaniano medio son también conocidas en el Norte del Perú y en la cuenca este-peruana, y parecen ser en relación con la cerradura de la cuenca marginal intracontinental albiana que ocupaba ahora la parte occidental de la cuenca oeste-peruana.

Entre el Albiano medio-superior y el fin del Turoniano, la parte oriental de la cuenca oeste-peruana formaba en esta latitud una plataforma llana con una suave pendiente hacia el Oeste, y recibía una sedimentación carbonatada tranquila, nunca muy profunda. La velocidad de sedimentación estaba importante en la región de Oyón (promedio de 100 mm por 1 000 años, y casi 200 mm por 1 000 años durante el Cenomaniano). La velocidad elevada de subsidencia correlativa puede ser atribuida a un contexto distensivo y/o al enfriamiento de la corteza debido a la parada del funcionamiento de la cuenca marginal (subsidencia térmica), aunque el papel de factores regionales no puede ser eliminado.

La ausencia de material detrítico en el Cenomaniano de Oyón indica que el umbral del geanticlinal del Marañón protegía eficientemente la plataforma oeste-peruana de la influencia deltáica de la cuenca este-peruana, en éste latitud.

Palabras claves : Andes - Perú - Plataforma carbonatada - Secuencias sedimentarias - Cretáceo superior - Tectónica syndimentaria.

INTRODUCTION

Les Andes constituent une chaîne liminaire d'âge alpin, liée à la subduction, connue depuis le Jurassique, de la plaque pacifique sous l'Amérique du Sud. WILSON (1963), MYERS (1975), MEGARD (1978), puis COBBING *et al.* (1981) ont défini les grands domaines paléogéographiques crétacés du Pérou central. Ils y distinguent d'ouest en est, parallèlement à la paléofosse de subduction (fig. 1) :

1. Un haut-fond continental, le géanticlinal de Paracas (MYERS, 1975, COBBING *et al.*, 1981) et/ou un arc volcanique discontinu (MEGARD, 1978).
2. Le bassin ouest-péruvien où se déposent :
 - A l'ouest, des séries volcano-sédimentaires au Néocomien, et de puissantes accumulations volcaniques à l'Albien.

- A l'est, des dépôts de plate-forme, deltaïques puis carbonatés jusqu'au Sénonien.
3. Le géanticlinal du Marañon, zone positive plus ou moins permanente.
4. Le bassin est-péruvien à sédimentation essentiellement terrigène.

La série crétacée du bassin ouest-péruvien (fig. 2) débute dans les Andes Centrales (BENAVIDES, 1956 ; WILSON, 1963) par d'épaisses formations terrigènes gréseuses d'âge néocomien à aptien, contenant un niveau marin daté du Valanginien supérieur (BENAVIDES, 1956). La transgression albienne recouvre ensuite ce domaine. Il s'y dépose alors des carbonates dans lesquels on reconnaît classiquement de bas en haut, les formations Pariahuanca (ou Inca au nord),

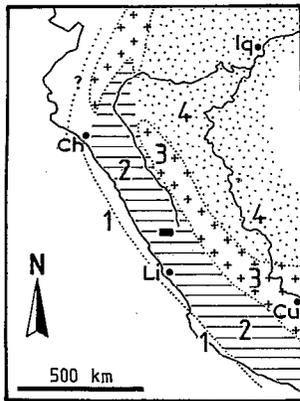


Fig. 1. — Schéma paléogéographique des Andes péruviennes au Crétacé.
 1 : Géanticlinal de Paracas et/ou arc volcanique ; 2 : Bassin ouest-péruvien ; 3 : Géanticlinal du Marañon ; 4 : Bassin est-péruvien.
 Ch : Chiclayo ; Cu : Cuzco ; Lq : Iquitos ; Li : Lima.

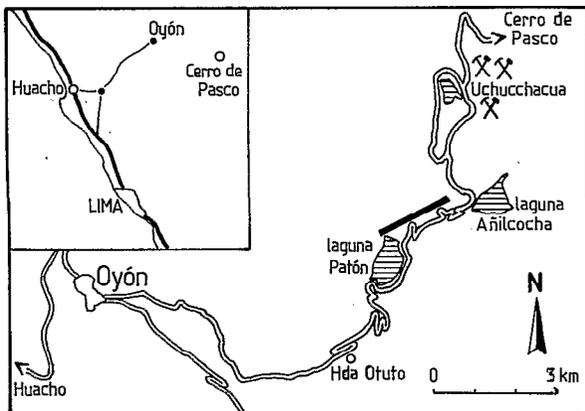


Fig. 3. — Schéma de localisation.

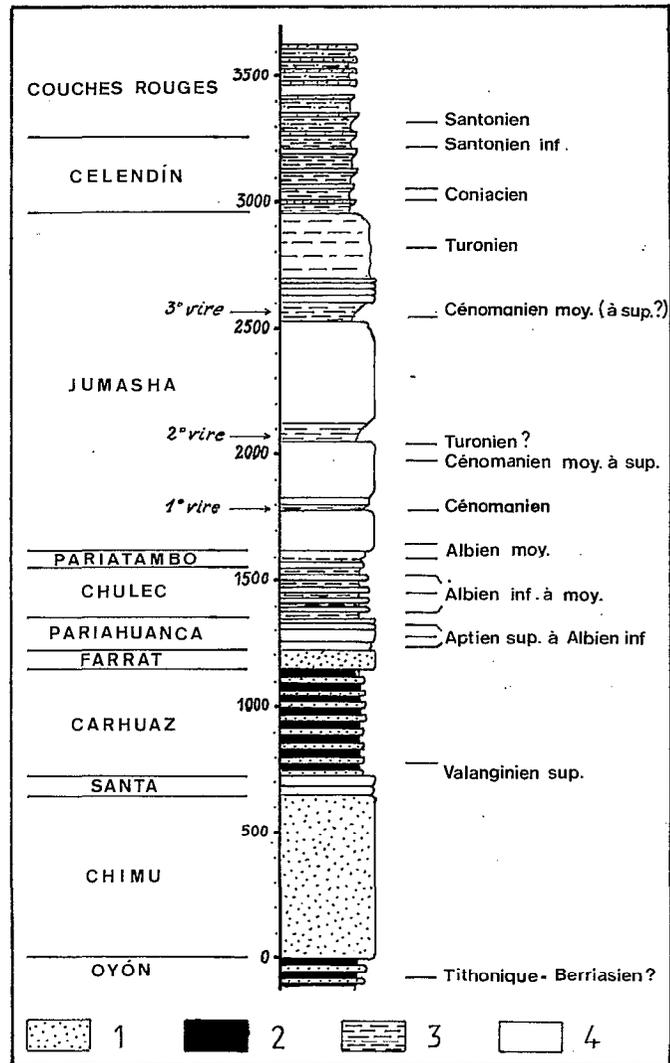


Fig. 2. — Coupe schématique du Crétacé des Andes du Pérou central (d'après ROMANI, 1982), et principaux points datés dans la littérature.
 1 : grès ; 2 : argiles ; 3 : marnes ; 4 : calcaires.

Chulec, et Pariatambo dont la succession traduit l'approfondissement des milieux de dépôt. La formation Jumasha qui les surmonte est constituée de plusieurs centaines de mètres de calcaires parfois dolomitiques. Elle est elle-même suivie par la formation Celendín, marneuse.

L'étude sédimentologique de la formation Jumasha n'avait jamais été faite. Cependant WILSON (1963) l'interprète comme déposée à faible profondeur, et ROMANI (1982) y reconnaît des dépôts de plate-forme. Le but de ce travail est de préciser les modalités de la sédimentation durant l'intervalle Albien moyen-Turonien supérieur grâce au levé d'une coupe dont l'interprétation se fonde sur l'analyse de la texture macroscopique, des figures sédimentaires et des faunes.

La coupe a été levée dans la cluse entre les lagunas Patón et Anilcocha, par où passe la piste qui relie le village d'Oyón à la mine d'Uchucchacua, dans la vallée d'un affluent du rio Huaura (fig. 3). La formation Jumasha y est dans l'ensemble bien exposée mais la base et le sommet n'y apparaissent pas. De plus, la partie inférieure est affectée de nombreuses failles coulissantes senestres de direction E.-O. qui sont responsables des recristallisations affectant les 200 premiers mètres.

AGE DE LA FORMATION JUMASHA

Définie par MAC LAUGHLIN (1924) qui l'attribuait au Sénonien, la formation Jumasha a fait depuis l'objet d'études stratigraphiques plus détaillées.

STEINMANN (1929), BENAVIDES (1956) et WILSON (1963) s'accordent sur l'âge albien supérieur de la base de la formation. En effet, la zone à *Oxytropidoceras carbonarium* qui caractérise la formation Pariatambo sous-jacente est considérée par BENAVIDES (1956, p. 395) comme équivalente à la zone à *Hoplites dentatus* considérée alors comme caractérisant le milieu de l'Albien moyen. Cependant, VON HILLEBRANDT (1970), reprenant les conclusions du Colloque de Lyon qui replace la zone à *H. dentatus* à la base de l'Albien moyen (LYON, 1963), pense que la formation Pariatambo date de la moitié inférieure de l'Albien moyen. La formation Jumasha débiterait donc dans la partie supérieure de l'Albien moyen. Cependant, cette formation étant définie par son faciès (apparition de bancs de calcaires massifs), il est probable que sa base soit diachrone comme le suggèrent la présence de *Mortonoceras aff. inflatum* de l'Albien supérieur dans la formation Pariatambo près de Huancayo (MEGARD, 1968), et la présence de *Oxytropidoceras douglasi* et *Lyellicerias ulrichi* de l'Albien moyen à la base de la formation Jumasha plus au nord (BENAVIDES, 1956).

ROMANI (1982) mentionne *Exogyra costagyra* cf. *olisonensis*, espèce céno-mano-turonienne, à 115 mètres de la base, soit peu au-dessous de la première vire de la formation Jumasha (fig. 2).

Selon ce même auteur, la limite Cénomanién-Turonien se situerait quelques mètres sous la deuxième vire marneuse (fig. 2) de la formation Jumasha, grâce à la découverte à ce niveau et à quelques mètres de distance, d'abord d'un foraminifère céno-manién moyen et supérieur (*Merlingina cretacea*), puis d'une algue turonienne (*Halimeda elliotti*) (ROMANI, 1982). Par contre, 170 kilomètres plus au sud, VON HILLEBRANDT (1970) date du Cénomanién moyen l'équivalent de la troisième vire marneuse de la formation (fig. 2), d'après l'étude d'une microfaune pélagique assez riche contenant notamment *Hedbergella washitensis*, *H. delrioensis*, *Globigerinelloides bentonensis* et *Heterohelix* cf. *washitensis*. Compte tenu de la répartition stratigraphique bien connue de ces espèces, la limite Cénomanién-Turonien se situerait donc beaucoup plus haut que ne le supposait ROMANI (1982).

Les calcaires noirs de la partie supérieure de la formation Jumasha ont fourni à ROMANI (1982) un *Coilopoceras* sp. et seraient donc turoniens.

Dans les Andes du Nord, BENAVIDES (1956) date les premiers mètres de la formation Celendín du Coniacien (zone à *Buchiceras bilobatum*) et considère donc que la formation Jumasha monte jusqu'au Turonien supérieur inclus. Par contre, WILSON (1963) pense que la formation Celendín des Andes Centrales est limitée au Santonien. Cependant, les faunes qu'il y signale (WILSON, 1963, p. 21) correspondent à la zone à *Buchiceras bilobatum* coniacienne, et à la zone à *Lenticeras baltai* santonienne (BENAVIDES, 1956).

Les données actuelles mènent donc à considérer la formation Jumasha comme allant de l'Albien moyen-supérieur au Turonien supérieur.

LES GRANDS TRAITÉS DE L'ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE DE LA FORMATION JUMASHA

L'ensemble des observations est consigné sur la figure 4. Quatre mégaséquences stratocroissantes soulignées par des niveaux marneux chaque fois plus épais ont été reconnues.

La mégaséquence I (S I = Ju 1) (cote 0 à 130 m)

Seul son sommet est visible. Il montre une évolution régressive. Quatre séquences de comblement d'ordre inférieur y ont été individualisées.

Le sommet de la séquence s_1 montre des faciès sombres à silice et rudistes de plate-forme peu profonde, calme, à caractère interne. Les séquences 2 à 4 (s_2 à s_4) sont constituées de wackestones puis de packstones noirs à pellets, oïdes, fins lamellibranches, échinodermes, algues, quelques annélides et huîtres, intensément bioturbés. Dans le haut de la s_4 apparaissent de gros gastéropodes et quelques rudistes isolés. Ces caractéristiques montrent qu'il s'agit de séquences régressives de plate-forme interne très peu profonde, abritée, à très faible énergie.

La mégaséquence II (S II) (cote 130 à 530 m)

Sa base est définie, au-dessus des calcaires massifs de la S I, par une petite vire marneuse (1^o vire). On y a reconnu trois mésoséquences, elles-mêmes constituées de séquences d'ordre inférieur.

La mésoséquence Ju 2 (cote 130 à 295 m)

Elle est constituée de six séquences mineures (s_1 à s_6).

La séquence s_1 est caractérisée par l'abondance de marnes (wackestones) parfois finement gréseuses, lumachelliques, à serpules, huîtres, pectens, pinnidés et autres bivalves, traduisant un milieu relativement calme, plus ouvert et plus profond que dans la S I.

Les séquences s_2 et s_3 montrent des faciès d'énergie faible (mudstone/wackestones, localement packstones, de couleur variable mais souvent assez clairs), à faune moins variée où domine fréquemment une espèce (huîtres, pinnidés, annélides ou gros gastéropodes). Elles sont interprétées comme déposées en milieu peu à très peu profond, calme (plate-forme interne), et leur sommet montre des figures sédimentaires de milieu intertidal (laminations mécaniques, petits chenaux et stratifications lenticulaires silicifiées, figures sigmoïdes, petits terriers verticaux).

Les séquences s_4 à s_6 représentent le terme le plus régressif de cette mésoséquence. Elles sont constituées de mudstones foncés (quelquefois packstones) à faune rare et peu variée (quelques lamellibranches fins et gros gastéropodes essentiellement), et leurs sommets, constitués de dolomies jaunes, kaki ou blanches, sont toujours émergifs : aux laminations mécaniques, rares stratifications lenticulaires et figures sigmoïdes, s'ajoutent des laminations algaires parfois convolutes, microfentes, polygones et brèches de dessiccation, planar birdseyes... Elles sont interprétées comme des dépôts de milieu calme, abrité et très peu profond à émergifs (séquences de lagon).

Cette mésoséquence Ju 2 est donc interprétée comme une séquence régressive de comblement d'une plate-forme carbonatée calme, très peu profonde et non accidentée.

La mésoséquence Ju 3 (cote 295 à 370 m)

Elle constitue le maximum régressif enregistré par la formation Jumasha sur cette coupe. Elle est constituée de petites séquences calcaréo-dolomitiques (mudstones) presque azoïques et présentant à leur sommet des figures sédimentaires de milieu supratidal (laminations algaires, laminations convolutes, tepees, fentes et brèches de dessiccation, birdseyes et structures fenestrées, quelques nodules d'anhydrite...) (photo 1 à 3).

Cette mésoséquence est en outre caractérisée par l'abondance des cherts et silicifications, et par la présence, sur une vingtaine de mètres, de failles

synsédimentaires métriques (photo 4), souvent accompagnées de la bréchification de bancs dolomitiques précocement lithifiés. Elles traduisent une légère activité tectonique distensive.

La mésoséquence Ju 4 (cote 370 à 530 m)

Ses caractéristiques sont peu différentes de celles des séquences supérieures de la mésoséquence Ju 3. On y observe en effet une énergie de dépôt très faible (mudstones/wackestones, rarement packstones, très sombres), une faune peu abondante et peu diversifiée à la base où dominant, en plus des algues, les gros gastéropodes, les annélides, quelques radioles d'oursins et de fins lamellibranches. Les sommets des séquences sont dolomitiques et peuvent montrer des figures sédimentaires de milieux inter- à supratidiaux (laminations algaires, structures de dessiccation).

Cependant, l'ensemble traduit, relativement à la mésoséquence Ju 3, des conditions légèrement différentes : les séquences mineures s'épaississent, l'évolution verticale et la rythmicité sont moins marquées, et les émergions ne sont plus systématiques. On observe donc un léger approfondissement des milieux de dépôt.

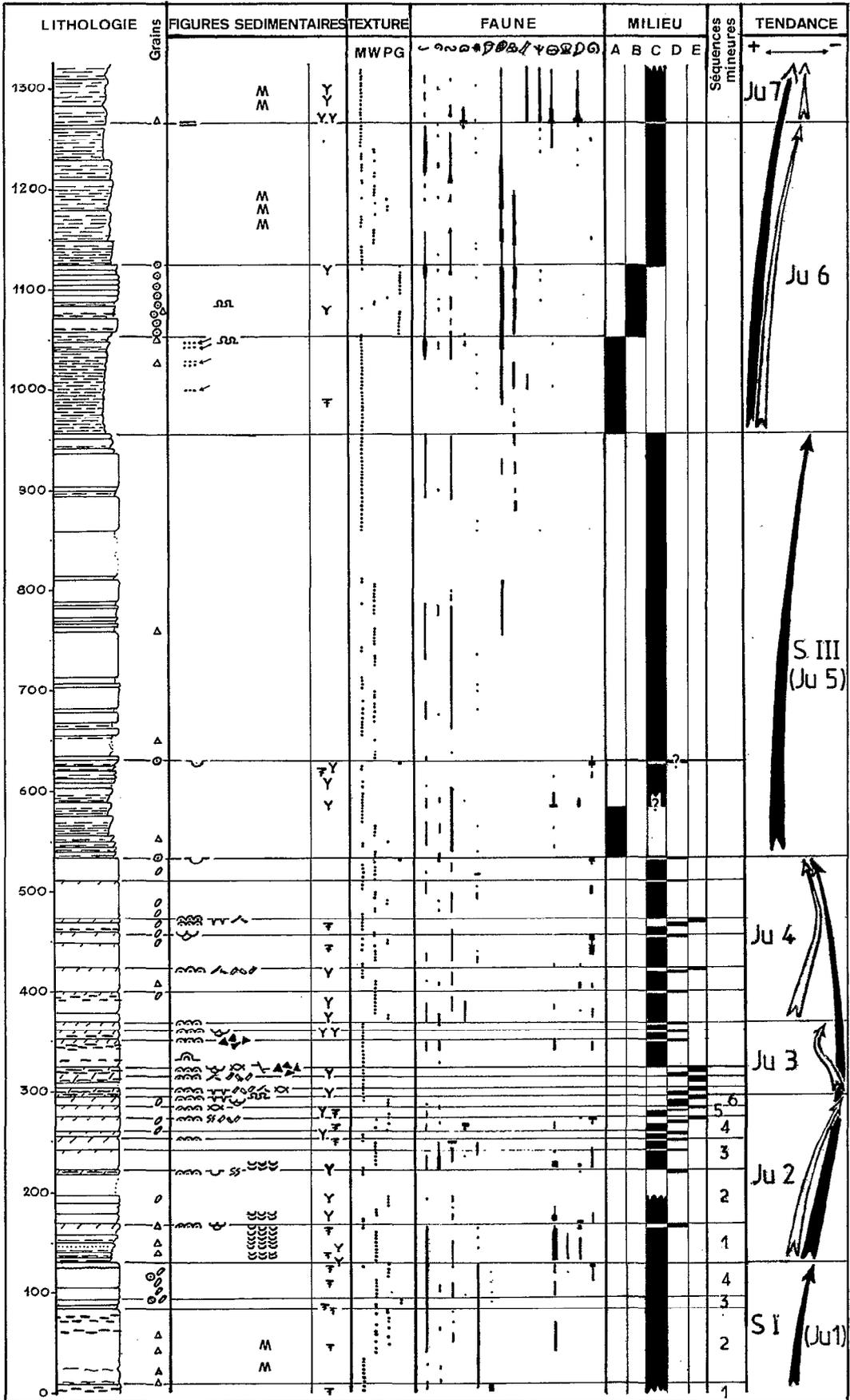
Son sommet est matérialisé par un niveau très fin et lenticulaire de grainstone à petites oolithes marines rondes et gros gastéropodes parfois brisés. Ce niveau, qui ne semble pas remanié, peut être interprété soit comme un dépôt de chenaux de marée, soit comme résultant d'une forte augmentation de l'énergie accompagnant une rupture de sédimentation. Il semble de toutes façons indiquer une très faible profondeur de dépôt.

La mégaséquence III (S III=Ju 5) (cote 530 à 955 m)

Elle concrétise la tendance transgressive amorcée par le sommet de la mégaséquence II.

Sa base qui constitue la 2^e vire, est matérialisée par des marnes légèrement détritiques à lamellibranches, gastéropodes, huîtres et annélides qui traduisent un milieu ouvert et assez profond. Un peu plus haut, on passe à des marnes calcaires dans lesquelles la faune (huîtres et pinnidés en particulier) et la texture (mudstone) indiquent un milieu très calme. Vers le haut, on observe une augmentation de la bioturbation et l'apparition de gros gastéropodes. L'ensemble traduit une légère diminution de la profondeur. Un mince liseré oolithique local à Nérinées souligne l'apparition des bancs de calcaires massifs qui constituent la troisième barre de la formation Jumasha.

La partie inférieure de ces calcaires est constituée de mudstones et wackestones clairs où dominant d'abord les annélides, puis les foraminifères (alvéolinidés), mêlés à des ostracodes, et de fins débris de bivalves, petits gastéropodes et radioles d'oursins.



Elle est interprétée comme déposée sur une plate-forme submergée (KENDALL et SCHLAGER, 1981) très calme, ouverte et peu profonde, dépourvue d'apports détritiques.

Après une lacune d'observation, des mudstones sombres en bancs très épais à ostracodes, alvéolinidés, miliolidés, quelques annélides et petits bivalves, traduisent un milieu plus abrité (disparition des échinodermes, apparition de miliolidés).

Il s'agit donc d'une mégaséquence de comblement sur une plate-forme submergée très calme, peu profonde et non accidentée, où le taux élevé de sédimentation arrive à compenser l'élévation relative du niveau de la mer (KENDALL et SCHLAGER, 1981).

La mégaséquence IV (S IV) (au-dessus de la cote 955)

Elle débute par un épais niveau marneux (3^e vire) que VON HILLEBRANDT (1970) a daté ailleurs du Cénomaniens moyen (et supérieur ?). Incomplètement exposée sur cette coupe, on y distinguera deux mésoséquences.

La mésoséquence Ju 6 (cote 955 à 1 270 m)

Elle débute par des calcaires argileux et marnes très sombres à miliolidés et foraminifères planctoniques de milieu relativement profond et confiné. Plus haut

apparaissent des fragments d'huîtres, des foraminifères variés, des lamellibranches, des annélides et des débris d'échinodermes. La diversification de la faune et l'apparition vers le haut de minces niveaux de sable calcaire resédimentés à intraclastes arrondis et, très localement, laminations convolutes, semblent indiquer l'existence d'une légère pente et une diminution de la profondeur à l'approche des niveaux oolithiques sus-jacents.

Ces derniers sont représentés par des séquences élémentaires métriques d'énergie croissante vers le haut (mudstones, wackestones, parfois packstones, puis grainstones épais), et les grains y sont constitués d'oolithes et de débris divers oolithisés (foraminifères benthiques dominants, annélides, lamellibranches, gastéropodes, quelques algues...). Ils évoquent un milieu oolithisant de faible profondeur et de haute énergie.

La mésoséquence Ju 6 se termine par des faciès de faible énergie (mudstones/wackestones, rarement packstones), sombres, riches en matière organique, souvent fétides, où abondent les foraminifères (miliolidés, alvéolinidés et orbitolinidés), les annélides et les lamellibranches. Un hard-ground ferrugineux la sépare de la mésoséquence Ju 7.

La mésoséquence Ju 6 est interprétée comme une séquence régressive en milieu anoxique, où l'on

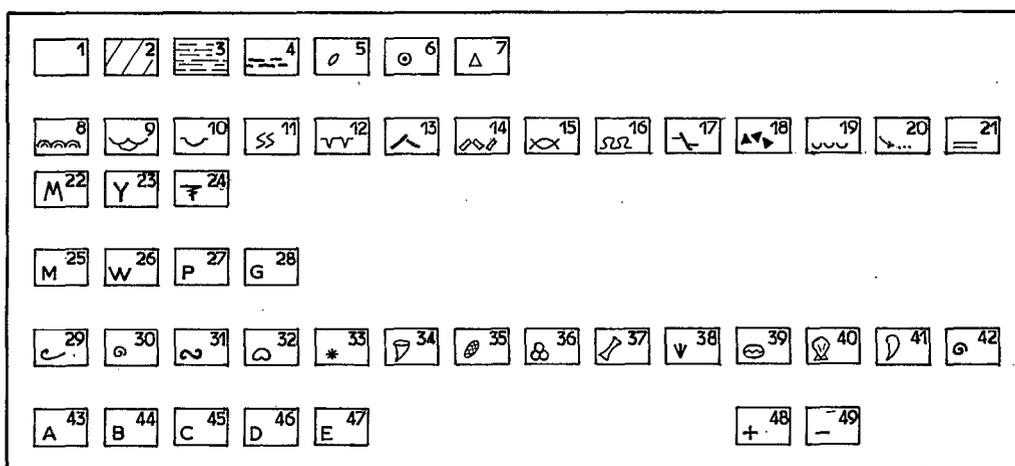


Fig. 4 — Coupe sédimentologique de la formation Jumasha. Observations et interprétations.

Lithologie : 1 : calcaires ; 2 : dolomies ; 3 : marnes ; 4 : silice ; 5 : pelloïdes ou pellets ; 6 : oolithes ; 7 : intraclastes. **Figures sédimentaires :** 8 : laminations algaires ; 9 : stratifications lenticulaires ; 10 : chenaux ; 11 : figures sigmoïdes ; 12 : fentes de dessiccation ; 13 : « tepees » ou « arbres de Noël » ; 14 : brèches de dessiccation ; 15 : « birdseyes » ; 16 : laminations convolutes ; 17 : failles normales synsédimentaires ; 18 : brèches tectoniques synsédimentaires ; 19 : lumachelles ; 20 : sables carbonatés resédimentés ; 21 : « hard-ground » ; 22 : matière organique abondante ; 23 : terriers ; 24 : bioturbations. **Texture :** 25 : mudstones ; 26 : wackestones ; 27 : packstones ; 28 : grainstones. **Faune :** 29 : lamellibranches ; 30 : petits gastéropodes ; 31 : annélides ; 32 : oursins ; 33 : débris d'échinodermes ; 34 : petits rudistes ; 35 : alvéolinidés, orbitolinidés ; 36 : miliolidés ; 37 : pénéroplidés ; 38 : algues ; 39 : huîtres ; 40 : pectens ; 41 : pinnidés ; 42 : gros gastéropodes (Nérinées). **Milieu :** 43 : plate-forme ouverte assez profonde (externe) ; 44 : zone oolithique ; 45 : plate-forme abritée, peu profonde (interne) ; 46 : zone intertidale inférieure et moyenne ; 47 : zones intertidale supérieure et supratidale. **Tendance :** 48 : marine ; 49 : émergée.

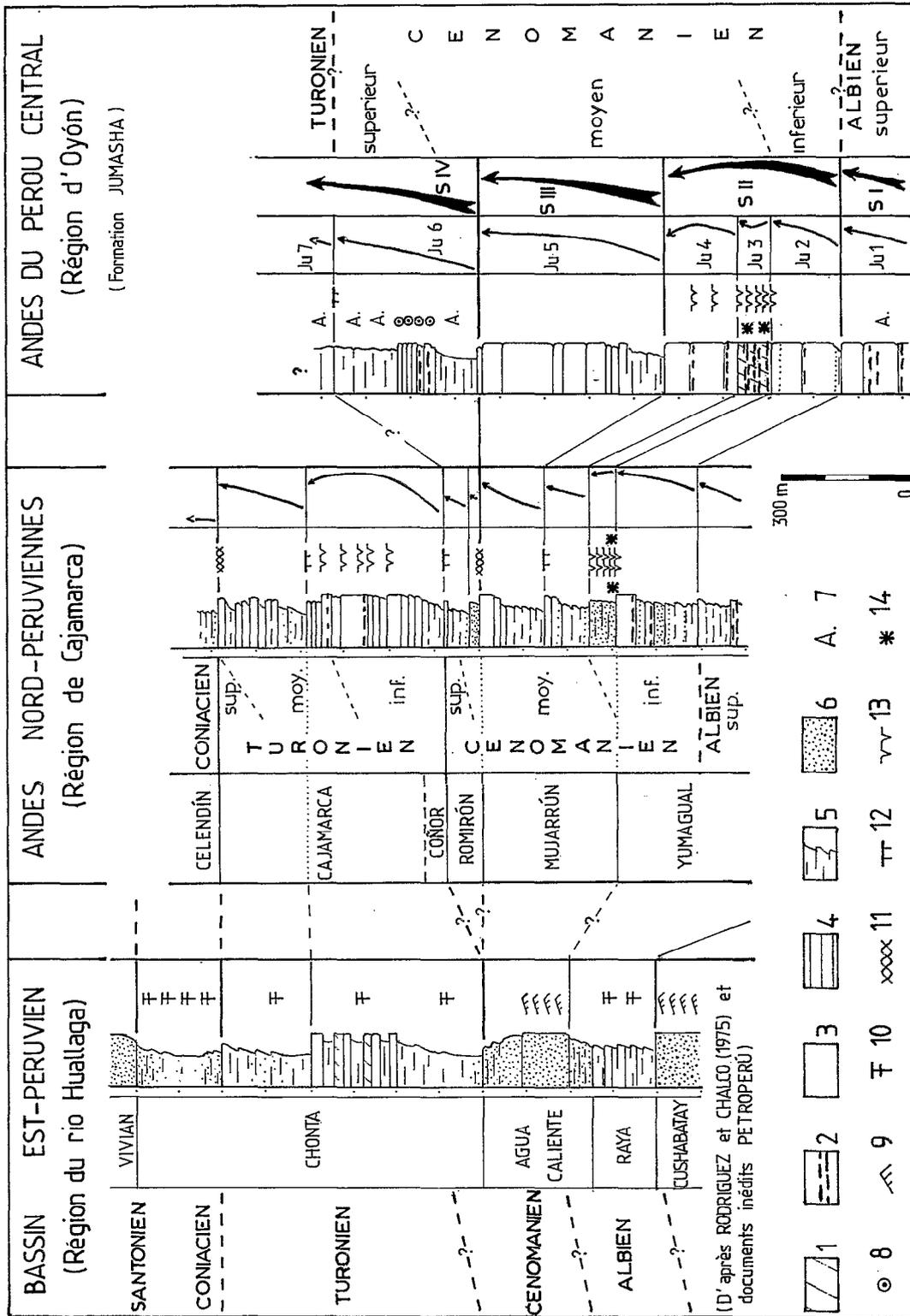


Fig. 5. — Comparaisons entre les sédiments albien supérieur à turoniens de différentes régions du Pérou.

1. dolomies ; 2. silice ; 3. calcaires massifs ; 4. calcaires lités ; 5. marnes ; 6. grès ; 7. dépôts anoxiques ; 8. dépôts oolithiques ; 9. stratifications obliques ; 10. ammonites (bassin est-péruvien) ; 11. surfaces de remaniement ; 12. surfaces durcies ; 13. figures sédimentaires d'émerision ; 14. manifestations tectoniques synsédimentaires.



Photo 1. — Structure de dessiccation en « tepee ». Base de la mésoséquence Ju 3 (cote 302 m). Fm Jumasha. Laguna Patón.

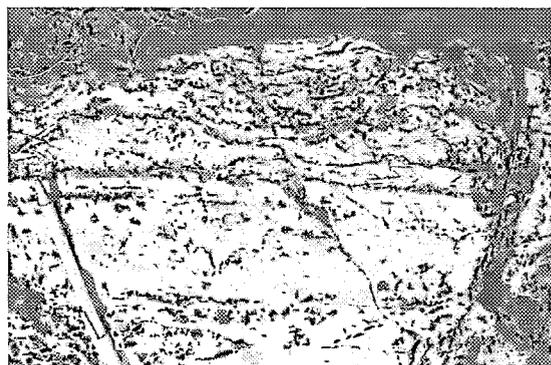


Photo 2. — Laminations convolutées et structures de dessiccation. Sommet de la mésoséquence Ju 2 (cote 293 m). Fm Jumasha. Laguna Patón.

Photo 3. — Brèches de dessiccation (en bas), laminations algaires et nodules d'anhydrite (en haut). Mésoséquence Ju 2 ou Ju 3. Fm Jumasha. Environs d'Uchucchacua.

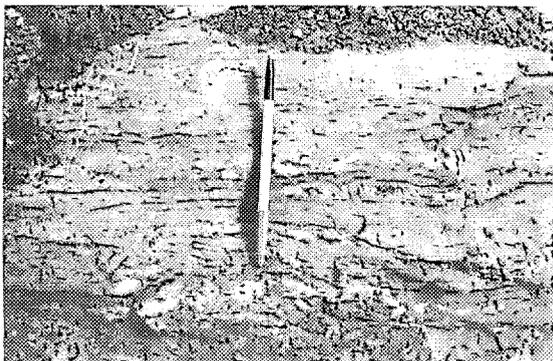
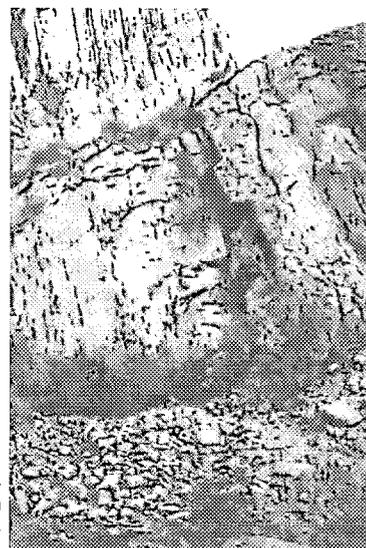


Photo 4. — Faille normale synsédimentaire métrique. Base de la mésoséquence Ju 3 (cote 315 m). Fm Jumasha. Laguna Patón.



passé d'un environnement de plate-forme externe à un milieu de plate-forme abritée par l'intermédiaire d'un niveau oolithique, jouant ici le rôle de barrière.

La mésoséquence Ju 7 (au-dessus de la cote 1 270)

Incomplètement exposée, elle débute par un niveau très riche en oursins, pinnidés et huîtres et se poursuit par des mudstones noirs et souvent fétides où dominent les pinnidés, les pénéroplidés, les algues et les huîtres.

La coupe étant incomplète, l'évolution en grand de cette mésoséquence n'est pas déterminable. En tout état de cause, il s'agit de dépôts de plate-forme peu profonde d'abord assez ouverte, puis plus abritée, en milieu pauvre en oxygène.

La faible résistance à l'érosion de cette dernière mésoséquence est due au moins autant à l'abondance de la matière organique qui se concentre le

long des plans de dissolution, qu'à la présence d'argile.

Le caractère euxinique des dépôts de la mégaséquence S IV pourrait être en relation avec l'événement anoxique mondial connu au Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur (JENKINS, 1980).

SYNTHÈSE

L'âge de la formation Jumasha doit être considéré comme allant de la fin de l'Albien moyen, localement du début de l'Albien supérieur, au sommet du Turonien.

La formation Jumasha enregistre trois pulsations transgressives matérialisées par trois vires marneuses, à chaque fois plus épaisse (fig. 5). La première (Cénomaniens basal ?) est surmontée par des dépôts calcaréo-dolomitiques de plate-forme interne très peu profonde (Cénomaniens inférieur à moyen ?). La

deuxième (partie inférieure du Cénomaniens moyen ?) est suivie par des dépôts de plate-forme submergée calme et peu profonde. La troisième (fin du Cénomaniens moyen ?) est contemporaine du développement de milieux anoxiques dans cette région.

Les trois vires marneuses ainsi que le faisceau dolomitique semblent pouvoir constituer, dans cette région, de bons repères lithologiques pour le cartographe (cf. ROMANI, 1982).

L'ensemble traduit une tendance générale transgressive qui est cependant marquée, vers la limite Cénomaniens inférieure-Cénomaniens moyen (?) par l'existence d'un maximum régressif contemporain de manifestations tectoniques synsédimentaires distensives.

Le taux de sédimentation semble variable dans le temps, mais sa valeur moyenne est forte. Si l'on admet les attributions stratigraphiques discutées ci-dessus, la plate-forme enregistre à Oyón un taux de sédimentation moyen d'environ 100 mm pour 1 000 ans entre l'Albien moyen-supérieur et le sommet du Turonien, et de près de 200 mm pour 1 000 ans au Cénomaniens, sans tenir compte de la compaction. Ces données traduisent une forte subsidence moyenne.

Durant l'intervalle étudié, la partie orientale du bassin ouest-péruvien est donc le siège d'une sédimentation de plate-forme carbonatée très calme et jamais très profonde, où dominent les interactions entre une sédimentation rapide et un eustatisme positif, qui donnent lieu à des séquences marno-calcaires strato-croissantes de comblement. En l'absence d'autres coupes, il est difficile de proposer un modèle valable de plate-forme. Cependant, dans les zones plus orientales (en bordure du géanticlinal du Marañon), la formation Jumasha semble moins épaisse, moins marneuse et plus dolomitique (BENAVIDES, 1956 ; WILSON, 1963). On peut supposer que les faciès y sont plus proximaux et les milieux de dépôt moins profonds. La plate-forme semble donc très légèrement pentée vers l'WSW. L'absence de barrière bien individualisée suggère une topographie très peu accidentée.

COMPARAISONS AVEC LES RÉGIONS VOISINES

1) Dans le nord du Pérou, le même intervalle de temps est représenté par plusieurs formations bien individualisées, notamment dans les coupes de référence de la région de Cajamarca. Ces formations sont relativement bien datées (BENAVIDES, 1956 ; discuté *in* JAILLARD, à paraître) et leur évolution sédimentaire est en cours d'étude (JAILLARD, 1985 ; et à paraître : JAILLARD *et al.*, 1985). On notera cependant que les précisions stratigraphiques encore insuffisantes rendent aléatoires certaines des corrélations proposées (fig. 5).

Les deux régions envisagées montrent des points communs :

— L'Albien supérieur-Cénomaniens inférieur (?) est caractérisé par une sédimentation de plate-forme carbonatée calme et peu profonde induisant une tendance générale régressive (comblement).

— La limite 'Cénomaniens inférieur-Cénomaniens moyen est caractérisée dans les deux régions par un maximum régressif.

— Cette même époque est marquée par des manifestations de tectonique distensive observables dans les deux secteurs (fig. 5).

— Les phases transgressives de la partie inférieure du Cénomaniens moyen (?) (base Ju 5 - partie supérieure de la formation Mujarrún) et de la partie supérieure du Cénomaniens moyen (?) (base Ju 6 - formation Romirón) (JAILLARD *et al.*, 1985) sont bien individualisées dans les deux régions. La pulsation transgressive de la fin du Cénomaniens moyen (?) semble bien constituer un niveau-repère marneux facilement corrélable, comme l'avait signalé VON HILLEBRANDT (1970).

Néanmoins, des différences entre le centre et le nord du Pérou apparaissent sur plusieurs points (fig. 5) :

— De notables apports deltaïques gréseux d'origine orientale envahissent la plate-forme du nord du Pérou, d'abord lors de la régression de la limite Cénomaniens inférieure-Cénomaniens moyen (base de la formation Mujarrún), puis à la faveur de l'approfondissement de la fin du Cénomaniens moyen (base de la formation Romirón, JAILLARD *et al.*, 1985). Or la formation Jumasha du Pérou central est pratiquement dépourvue d'apports détritiques, ce qui permet d'ailleurs à la sédimentation carbonatée de prendre un développement beaucoup plus grand que dans le nord. En outre, cela indique que le géanticlinal du Marañon jouait dans le centre du Pérou un rôle de seuil isolant les bassins est- et ouest-péruvien plus efficacement que dans le nord.

— Les discontinuités sédimentaires sont diversement marquées.

Dans le nord du Pérou où les milieux de dépôt sont plus profonds que dans le centre à l'Albien supérieur, l'approfondissement du Cénomaniens basal (?) (base Ju 2 de la formation Jumasha) est peu sensible.

Dans le nord péruvien, les apports sableux de la base du Cénomaniens moyen tuent la plate-forme carbonatée du Cénomaniens inférieur induisant une discontinuité importante dans la sédimentation (fig. 5). Ce n'est pas le cas dans le centre du Pérou où le détritisme gréseux est absent. En revanche, il est possible que les abondantes silicifications qui caractérisent cette période dans la région d'Oyón (Ju 3) soient en relation avec l'irruption, plus au nord dans le bassin, de détritisme gréseux et donc probablement de silice libre.

— Dans les Andes du Nord péruvien, les dépôts anoxiques du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur (?) sont pratiquement inconnus (JAILLARD, 1985 ; et à paraître).

2) Dans le bassin est-péruvien (KUMMEL, 1948 ; RODRIGUEZ et CHALCO, 1975 ; SOTO, 1979), la régression du Cénomaniens inférieur-Cénomaniens moyen (?) est matérialisée par un maximum d'extension du delta qui occupe alors ce bassin (formation Agua Caliente, RODRIGUEZ et CHALCO, 1975). Ces dépôts deltaïques font suite à une formation marine datée de l'Albien moyen (formation Raya), et ils sont surmontés par une autre formation marine (formation Chonta) dont la base, diachrone, est de plus en plus jeune vers le sud et vers l'est (KUMMEL, 1948).

On retrouve donc dans le bassin est-péruvien, après le maximum transgressif de l'Albien moyen, la régression du Cénomaniens inférieur à moyen, et une tendance transgressive en grand depuis le Cénomaniens moyen jusqu'au Turonien. Mais l'absence de coupes et de datations précises dans le bassin est-péruvien rend les corrélations difficiles.

3) La partie occidentale du bassin ouest-péruvien (bassin de Huarmey) a fonctionné à l'Albien moyen comme un bassin marginal intracontinental embryonnaire (ATHERTON *et al.*, 1983, 1985). Les épanchements volcaniques sous-marins et la sédimentation, datés de l'Albien moyen (WILSON, 1963 ; MYERS, 1974, 1980) et localement de l'Albien supérieur et du Cénomaniens inférieur (GUEVARA, 1980), sont interrompus par des mouvements tectoniques qui accompagnent la mise en place des premiers éléments du futur « batholithe côtier » (PITCHER, 1978 ; COBBING *et al.*, 1981 ; BUSSEL et PITCHER, 1985), et provoquent le plissement puis l'émergence du bassin marginal (MYERS, 1974, 1980 ; WEBB, 1976). Cette phase (phase « Mochica » de MEGARD, 1984), mal datée, serait d'âge albien supérieur (MYERS, 1974, 1980 ; WEBB, 1976 ; COBBING *et al.*, 1981 ; BUSSEL, 1983 ; MEGARD, 1984) à Cénomaniens (WEBB, 1976 ; GUEVARA ; 1980 ; BUSSEL, 1983). Les manifestations tectoniques synsédimentaires enregistrées par la formation Jumasha vers la limite Cénomaniens inférieur-Cénomaniens moyen pourraient représenter le contre-coup de ces mouvements tectoniques.

CONCLUSION

Entre l'Albien moyen-supérieur et la fin du Turonien, la partie orientale du bassin ouest-péruvien reçoit une sédimentation de plate-forme carbonatée calme et jamais très profonde qui enregistre trois phases transgressives (Cénomaniens basal ?, partie inférieure du Cénomaniens moyen, fin du Cénomaniens moyen). Celles-ci traduisent trois étapes de la grande transgression du Crétacé supérieur qui est également ressentie dans le nord du bassin ouest-péruvien et dans le bassin est-péruvien.

La régression de la limite Cénomaniens inférieur-Cénomaniens moyen, également sensible dans les autres régions du Pérou, s'accompagne de manifestations de tectonique synsédimentaire distensive assez largement répandues (fig. 5, JAILLARD, à paraître). Cette instabilité pourrait être en relation avec la destruction et l'émergence du bassin marginal embryonnaire qui bordait à l'ouest la plate-forme où se déposait la formation Jumasha. Si tel est le cas, la coexistence de régimes compressif (fermeture du bassin marginal) et distensif (structures synsédimentaires en extension dans la formation Jumasha) suggère que ces deux secteurs pourtant voisins avaient des comportements indépendants. Ceci renforce l'idée d'une importante zone mobile (Axe de Tapacocha, MYERS, 1974, 1975) séparant ces deux domaines.

La très forte subsidence enregistrée au Cénomaniens à Oyón (près de 200 mm pour 1 000 ans) est attribuable à un contexte distensif, mais peut-être aussi à des phénomènes thermiques. En effet, le fonctionnement en distension du bassin marginal à l'Albien est marqué par l'existence d'un fort gradient thermique (AGUIRRE *et al.*, 1978 ; AGUIRRE et OFFLER, 1985). Il est donc possible que la disparition de ce dernier lors de la destruction du bassin marginal ait joué un rôle (détumescence thermique) dans la forte subsidence enregistrée au Cénomaniens par la plate-forme qui le bordait à l'est. Mais des facteurs purement locaux ont également pu jouer un rôle.

Enfin, notons que le terme de « bassin ouest-péruvien » qui désigne indifféremment le bassin volcanosédimentaire occidental et la plate-forme carbonatée de la formation Jumasha nous semble peu approprié. Il convient de distinguer ces deux domaines qui s'opposent tant par leur contenu sédimentaire que par leur évolution tectonique ou par leur contexte géodynamique. Le terme « Bassin de Huarmey », (COBBING, 1978 ; COBBING *et al.*, 1981) ou « Bassin de Casma » pourrait désigner le bassin marginal albien dans lequel se met en place le batholithe côtier à partir de l'Albien supérieur ; tandis que le terme « Plate-forme ouest-péruvienne » pourrait s'appliquer au domaine situé plus à l'est et qui est caractérisé au Crétacé moyen et supérieur par une sédimentation de plate-forme carbonatée dont la formation Jumasha constitue un exemple.

Remerciements

Je remercie l'Institut Français d'Études Andines dans le cadre duquel s'est déroulé ce travail.

Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction le 7 février 1986

BIBLIOGRAPHIE

- AGUIRRE (L.), LEVI (B.), et OFFLER (R.), 1978. — Unconformities as mineralogical breaks in the burial metamorphism of the Andes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66 : 361-366.
- AGUIRRE (L.) et OFFLER (R.), 1985. — Burial metamorphism in the Western Peruvian Trough : its relation to Andean magmatism and tectonics. In : *Magmatism at a Plate Edge. The Peruvian Andes.* Pitcher W.S., Atherton M.P., Cobbing E.J. and Beckinsale R.D. editors. Blackie Edition. Glasgow and London, 1985.
- BENAVIDES (V.), 1956. — Cretaceous system in Northern Peru. *Bull. Amer. Mus. Nat. Hist.*, 108 : 353-494. New York 1956.
- BUSSEL (M.A.), 1983. — Timing of tectonic and magmatic events in the central Andes of Peru. *J. Geol. Soc. Lond.*, 140 : 279-286.
- BUSSEL (M.A.) et PITCHER (W.S.), 1985. — The structural controls of batholith emplacement. In : *Magmatism at a Plate Edge. The Peruvian Andes.* Pitcher W.S., Atherton M.P., Cobbing E.J. and Beckinsale R.D. editors. Blackie Editions, Glasgow and London 1985. 167-176.
- COBBING (E.J.), 1978. — The Andean geosyncline in Peru, and its distinction from Alpine geosynclines. *J. geol. Soc. Lond.*, 135 : 207-218.
- COBBING (E.J.), PITCHER (W.S.), WILSON (J.J.), BALDOCK (J.W.), TAYLOR (W.P.), McCOURT (W.) et SNELLING (N.J.), 1981. — The Geology of the Western Cordillera of Northern Peru. Overseas Mem. n° 5. Inst. Geol. Sciences, Londres 1981, 143 p.
- GUEVARA (C.), 1980. — El grupo Casma del Peru central entre Trujillo y Mala. *Bol. Soc. Geol. Peru.* 67 : 73-83. Lima 1980.
- Von HILLEBRANDT (A.), 1970. — Die Kreide in der Zentral-kordillere ostliche von Lima (Peru. Südamerika). *Geol. Rundsch.* 59/3 : 1180-1203.
- JAILLARD (E.), 1985. — La formation Cajamarca (Turonien supérieur) dans la région de Bambamarca (Andes nord-péruviennes) Approche sédimentologique. *Bull. Inst. Fr. Et. And.*, 14 : 49-56.
- JAILLARD (E.) (à paraître) : Sedimentary evolution of an active margin during middle to upper Cretaceous : The North-peruvian margin from late Aptian up to Senonian. *Geol. Rundschau*, sous presse.
- JAILLARD (E.), CORDOVA (A.), MAZIN (J.M.) et MOURIER (T.), 1985. — La transgression du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur dans la région de Jaén (Nord du Pérou) : Données sédimentologiques et stratigraphiques ; découverte du premier saurien marin du Pérou. *CRAc Sc Paris*, 301 (II) : 1429-1432.
- JENKYN (H.C.), 1980. — Cretaceous anoxic events : from continents to oceans. *J. Geol. Soc. Lond.*, 137 : 171-188.
- KENDALL (C.G.St.C.) et SCHLAGER (W.), 1981. — Carbonates and relative changes in sea level. *Marine Geology*, 44 : 181-212.
- KUMMEL (B.), 1948. — Geological reconnaissance of Contamana region, Peru. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 59 : 1217-1266.
- LYON, 1963. — Conclusions du colloque de stratigraphie sur le Crétacé inférieur de France. C.R. Som. Séances Soc. Géol. Fr., 1963 : 292-296.
- Mac LAUGHLIN (D.H.), 1924. — Geology and phisiography of the Peruvian Cordillera, Departments of Junin and Lima. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 35 : 591-632.
- MEGARD (F.), 1968. — *Geologia del cuadrángulo de Huancayo.* Bol. INGEOMIN n° 18, Lima 1968, 123 p.
- MEGARD (F.), 1978. — Étude géologique des Andes du Pérou central. *Mem. ORSTOM.* n° 86, Paris, 310 p.
- MEGARD (F.), 1984. — The andean orogenic period and its major structures in central and norther Peru. *J. geol. Soc. Lond.*, 141 : 893-900.
- MYERS (J.S.), 1974. — Cretaceous stratigraphy and structure, Western Andes of Peru between latitudes 10° - 10° 30'. *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.*, 58/3 : 474-487.
- MYERS (J.S.), 1975. — Vertical crustal movements of the Andes in Peru. *Nature*, 254 : 672-674.
- MYERS (J.S.), 1980. — Geologia de los cuadrángulos de Huarney y Huallapampa. *Bol. INGEMMET* n° 33, Lima 1980, 145 p.
- PITSCHER (W.S.), 1978. — The anatomy of a batholith. *J. geol. Soc. Lond.*, 135 : 157-182.
- RODRIGUEZ (A.) et CHALCO (A.), 1975. — Cuenca Huallaga, Reseña geológica y posibilidades petrolíferas. *Bol. Soc. Geol. Peru.* 45 : 187-212.
- ROMANI (M.), 1982. — Géologie de la région minière Uchucchacua-Hacienda Otuto, Pérou. Thèse 3^e cycle, Grenoble 1982, 176 p.
- SOTO (F.V.), 1979. — Facies y ambientes deposicionales cretácicos, area centro-sur de la cuenca Marañon. *Bol. Soc. Geol. Perú.* 60 : 233-250.
- STEINMANN (G.), 1929. — Geologie von Peru. Karl Winter, Heidelberg 1929, 448 p.
- WEBB (S.), 1976. — The volcanic envelope of the coastal Batholith in Lima and Ancash, Peru, Ph D Thesis, Univ. Liverpool (inédit).
- WILSON (J.J.), 1963. — Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Peru. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 47 : 1-34.