

La Fase Peruana (Cretáceo Superior) en la Margen Peruana.

Etienne JAILLARD

*ORSTOM UR 1H, 213 rue La Fayette, 75480 Paris cedex, Francia; y
Misión ORSTOM, Apartado 17.11.6596, Quito, Ecuador.*

RESUMEN

Durante el Cretáceo superior, la margen peruana registró varias transgresiones marinas y fases tectónicas compresivas, interpretadas como la "Fase peruana".

Cerca al límite Turoniano-Coniaciano, una fase tectónica es expresada por el depósito ampliamente difundido de lutitas y areniscas, y por erosiones locales más frecuentes hacia el sur. Después una marcada transgresión marina de edad Coniaciano inferior una nueva fase compresiva es registrada en el suroeste del Perú durante el Coniaciano superior - Santoniano inferior.

La importante transgresión marina durante el Santoniano inferior es seguida en el Santoniano superior - Campaniano inferior por una amplia regresión sin deformaciones compresivas significativas. Otra transgresión marina es conocida durante el Campaniano medio. La fase compresiva mayor, del Campaniano superior, provoca levantamientos de la parte oeste de la margen la creación de cuencas subsidentes de antepaís tipo "pull-apart" en su parte central y el depósito ampliamente difundido de areniscas en la cuenca oriental.

El Maestrichtiano es un período de calma tectónica expresado por transgresiones marinas breves las cuales cubrieron la cuenca oriental. La paleografía del Maestrichtiano muestra que la cuenca oriental se convertía en la cuenca de antepaís de los incipientes Andes.

La "Fase peruana" debe ser considerada como un período que comprende varios pulsos compresivos (límites Turoniano-Coniaciano y Coniaciano-Santoniano, Campaniano superior). La regresión del Santoniano superior, anteriormente interpretada como debida a la "Fase peruana" principal, parece resultar realmente de dos procesos, un lento y progresivo levantamiento de toda la margen y un descenso del nivel eustático del mar.

ABSTRACT

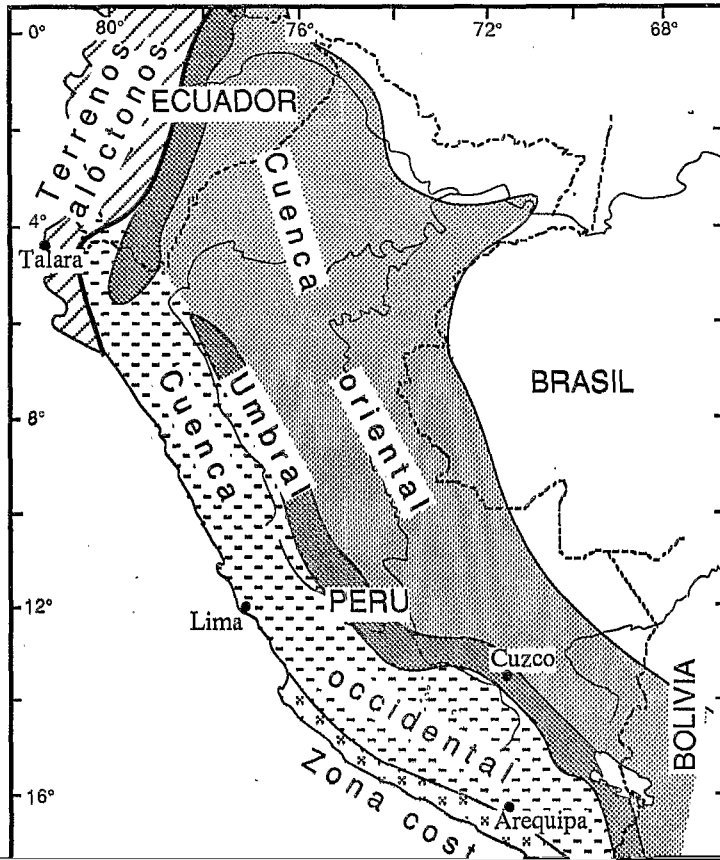
During late Cretaceous times, the Peruvian margin recorded several marine transgressions and tectonic compressive phases, interpreted as the «Peruvian phase».

Near the Turonian-Coniacian boundary, a tectonic phase is expressed by the deposition of widespread fine-grained shales and sandstones, and by local erosions more frequent toward the South. After a marked marine transgression of early Coniacian age, a new compression phase is recorded in Southwestern Peru during the late Coniacian-earliest Santonian.

The early Santonian important marine transgression is followed during late Santonian-early Campanian times by a widespread regression without significant compressive deformations. Another marine transgression is known during the middle Campanian. The late Campanian major compressive phase provokes thrustings in the Western part of the margin, the creation of subsident foreland/pull-apart basins in its central part, and the deposition of widespread sandstones in the Eastern basin.

Maestrichtian times are a period of tectonic quiescence expressed by short-lived marine transgressions, which covered the Eastern basin. The Maestrichtian paleogeography shows that the Eastern basin is becoming the foreland basin of the incipient Andes.

The «Peruvian phase» must be considered as a period comprising several compressive pulses (Turonian-Coniacian and Coniacian-Santonian boundaries, late Campanian). The late Santonian regression, formerly interpreted as due to the main «Peruvian phase», seems to actually result from both a slow and progressive uplift of the whole margin and an eustatic sea-level drop.



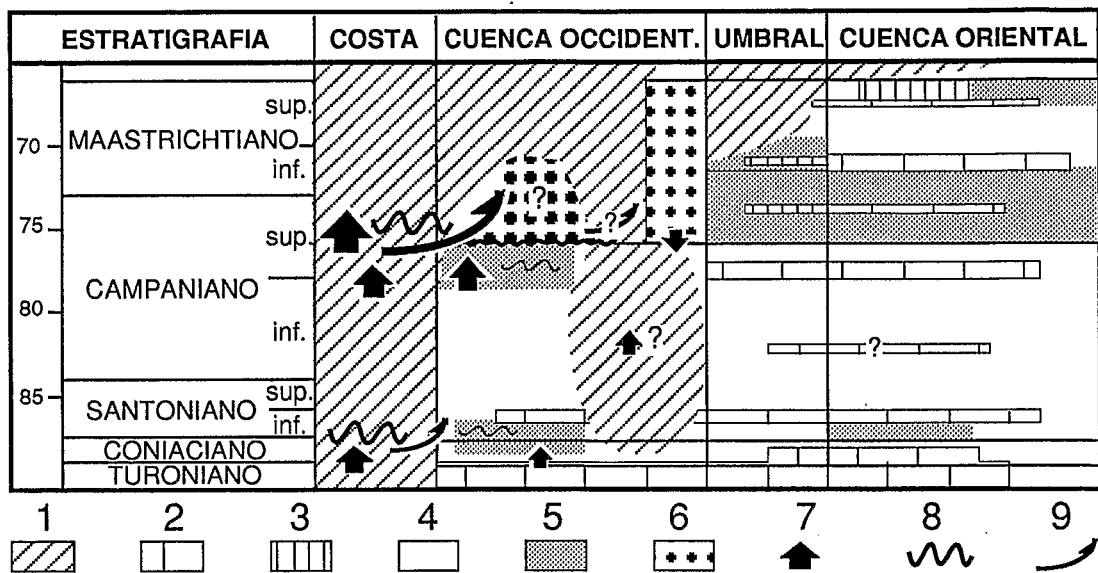


Fig. 2: Calendario y expresión de las fases tectónicas compresivas en el Sur del Perú.

1: Laguna y/o erosión; 2: Depósitos marinos; 3: Depósitos lacustres; 4: Lutitas continentales; 5: Areniscas continentales o marinas; 6: Conglomerados continentales; 7: Levantamiento; 8: Deformaciones; 9: Cabalgamientos.

mentales, por la irrupción abrupta de detritismo arcilloso o localmente arenoso que indica una modificación mayor del marco paleogeográfico.

En las cuencas occidentales y orientales del Norte y Centro del Perú, una transgresión marina está marcada por depósitos marinos arcillosos ricos en ammonites del Coniaciano inferior (e.g. *Barroisiceras haberfellneri*, Benavides, 1956; Fms Celendín y Chonta superior), y coincide con una transgresión eustática del Coniaciano basal (Haq et al., 1987).

En el Suroeste del Perú, arcillas evaporíticas azóicas de medio de «sebkha» descansan sobre las calizas turonianas de medio marino somero (Fm Chilcane, Vicente, 1981). En el Sureste, arcillas rojas atribuidas al Coniaciano (parte inferior de la Fm Vilquechico y de la Fm Yuncaypata superior) sobreyacen a areniscas marinas. Localmente, un delgado nivel con ostras indica una efímera ingresión marina (Jaillard et al., 1993) (fig. 1).

El cambio abrupto de sedimentación del Coniaciano basal está interpretado como el resultado del levantamiento y probable emersión local de la zona costera, cuya erosión proporcionó el material detrítico. La paleogeografía sugiere que esta surrección fue más importante en el Sur del Perú donde provocó el inicio de la sedimentación continental, y en Bolivia donde es responsable de deformaciones y erosiones locales (Sempéré, 1993).

A.2. En el Coniaciano superior, una regresión está sugerida en el Norte y Centro del Perú por la ausencia de faunas marinas características de este piso en las formaciones Celendín y Chonta superior. Parece corresponder a una regresión eustática (Haq et al., 1987).

En el Suroeste (zona de Arequipa), depósitos fluviales granocrecientes, asociados con discordancias pro-

gresivas locales (Fms Querque y Omoye; Vicente, 1981), indican una nítida actividad tectónica, y el inicio de la compresión en la cuenca occidental misma (Jaillard, 1993). En la zona del Titicaca, un banco arenoso debajo de las calizas marinas santonianas podría representar el eco de dicha tectónica (parte media de la Fm Vilquechico; Jaillard et al., 1993).

En esta época, se sobreponen una regresión eustática y una real actividad tectónica, más marcada en el Sur del Perú, como lo evidencian las deformaciones observadas en la zona de Arequipa (fig. 2).

B. SANTONIANO-CAMPANIANO INFERIOR (?).

B.1. El Santoniano inferior está marcado por una amplia transgresión marina.

En el Norte y Centro del Perú, numerosas lumaquelas oligoespecíficas y depósitos localmente euxínicos e yesíferos indican un medio restringido (Jaillard, 1993). En ambas cuencas, los ammonites (*Lenticeras*, Texanites, *Tissotia*; Benavides, 1956; Seminario & Guizado, 1976) indican el Santoniano probablemente inferior (parte de las Fms Celendín y Chonta superior).

Calizas de medio marino muy somero son conocidas en todo el Sur del Perú (parte de las Fms Vilquechico y Yuncaypata superior) y pueden ser correlacionadas con niveles comparables datados del Santoniano-Campaniano inferior en Bolivia (Fm Chaunaca; Jaillard & Sempéré, 1989). En Arequipa, dichas calizas marinas sobreyacen a los depósitos fluviales anteriores y están datadas por el ammonite *Tissotia* sp. (parte de la Fm Querque; Vicente, 1981) (fig. 1).

El Santoniano inferior parece corresponder a una remisión de la actividad tectónica. Sin embargo, el levantamiento de la zona costera provocó probablemente el

aislamiento parcial de la cuenca occidental con respecto al mar abierto, explicando el ambiente restringido de la sedimentación.

B.2. Durante el Santoniano superior-Campaniano inferior, una importante regresión marina es interpretada como el resultado de una regresión eustática asociada con un débil levantamiento progresivo. La regresión del Santoniano superior es general en todo el Perú y marca el fin de la sedimentación marina en la mayor parte de la cuenca occidental (Benavides, 1956).

En las cuencas occidental y oriental del Centro y Norte del Perú, las capas marinas del Santoniano inferior están sobreyacidas por una delgada secuencia marina-continental del Senoniano tardío, o por depósitos maestrichtianos o más recientes mediante una importante discontinuidad erosiva.

En el Sur del Perú y en Bolivia, las capas marinas del Santoniano inferior están sobreyacidas por depósitos continentales (parte de la Fm Yuncaypata superior, Fms Vilquechico medio y Chaunaca; Jaillard & Sempéré, 1989). En la región de Arequipa, depósitos lacustres finos y azóicos (parte superior de la Fm Querque) indican una relativa tranquilidad tectónica (Jaillard, 1993).

Ya que no se observan deformaciones tectónicas, interpretamos la regresión del Santoniano inferior como el resultado de la conjunción de un levantamiento general y lento de todo el margen, coetáneo de una importante regresión eustática (Haq et al., 1987). Por lo tanto, dicha regresión, que llevó a definir la «fase peruana» (Steimann, 1929; Mégard, 1978), no parece coincidir con ningún evento tectónico importante.

C. CAMPANIANO MEDIO Y SUPERIOR.

Niveles marinos del Campaniano medio han sido primero datados por ammonites y selacios en el Norte del Perú (tope de la Fm Celendín de Mourier et al., 1988; Naeser et al., 1991).

Han sido luego encontrados en el Suroeste del Perú, asociados con carófitas características (tope de la Fm Vilquechico medio; Jaillard et al., 1993) (fig. 2). Los fósiles, así como el análisis secuencial han permitido correlaciones con Bolivia (tope de la Fm Chaunaca; Sempéré, 1993), con la región de Cuzco (parte de la Fm Yuncaypata superior; Carlotto, 1992), y con el Centro del Perú donde las carófitas de las Capas Rojas no serían de edad Santoniano (Mégard, 1978), sino Campaniano superior a Maestrichtiano (Jaillard et al., 1993).

En la cuenca oriental, el Campaniano marino ha sido encontrado en el Sur de Ecuador (Faucher et al., 1971) y en partes del Oriente del Norte del Perú (Petroperú, datos inéditos). La transgresión del Campaniano medio no ha sido reconocida hasta ahora, en las zonas occidentales del Perú.

En todas partes, la transgresión del Campaniano medio está seguida por delgados depósitos continentales

de grano fino, que traducen una regresión.

D. EL CAMPANIANO SUPERIOR - MAESTRICHTIANO

D.1. La fase tectónica mayor del Campaniano superior está marcada por eventos distintos según los lugares.

En el Noroeste del Perú, corresponde al hundimiento de la cuenca de Talara (Olsson, 1944; Jaillard, 1993), que constituye así la primera cuenca de ante-arco del Cretácico superior peruano (Macharé et al., 1986). En el Norte y Centro del Perú, correspondería a la generalización de la sedimentación roja mayormente continental, como lo sugieren las carófitas (Mégard, 1978; Mourier et al., 1988; Jaillard et al., 1993).

En el Sureste del Perú, corresponde a la creación de las cuencas detríticas muy subsidentes de las zona de Cuzco y Sicuani (Córdova, 1986; Noblet et al., 1987) (fig. 2). En la cuenca oriental, la fase tectónica del Campaniano superior está registrada por el depósito de un conspicuo nivel arenoso (Fms Areniscas de Azúcar 1 y Vivian), conocido desde el Ecuador (base de la Fm Tena, Faucher et al., 1971) hasta Bolivia (base de la Fm El Molino; Sempéré, 1993).

En el Suroeste del Perú (Arequipa), una secuencia fluvial gruesa y granocreciente asociada con débiles deformaciones sinsedimentarias (tope de la Fm Querque), precede el depósito local y discordante, de potentes conglomerados gruesos no datados de cono aluvial (Fm Uchurca; Vicente, 1981), atribuidos al Campaniano tardío-Maestrichtiano? (Jaillard & Sempéré, 1989; Jaillard, 1993). Ellos han sido interpretados como los depósitos de ante-país del sobre-escurrimiento de Sincha-Lluta (Vicente et al., 1979) (fig. 2). Es probable que el movimiento de dicho cabalgamiento empezara antes, pero no parece haber sido importante antes del Campaniano superior. En el Sur del Perú, el análisis de las deformaciones sinsedimentarias indica una compresión Norte-Sur o Noreste-Suroeste (Noblet et al., 1987; Jaillard, 1993).

La fase del Campaniano superior constituye la fase tectónica mayor del Senoniano en la margen peruana. Deformaciones y cabalgamientos precoces ocurrieron muy probablemente en varias partes del Perú, como lo sugieren la ubicación de las cuencas de Capas Rojas inmediatamente al Este del frente actual de los sobre-escurrimientos que limitan al Este la cuenca occidental, y la gran extensión de las areniscas en la cuenca oriental.

D.2. Las transgresiones marinas del Maestrichtiano están principalmente registradas en la cuenca oriental.

Dichas transgresiones están representadas por delgados niveles carbonatados o lutáceos de color negro o verde conteniendo selacios y foraminíferos (Fm Cachiyacu, Seminario y Guizado, 1976; Fm Vilquechico superior, Jaillard et al., 1993). Están sobrayacidos por lutitas continentales finas de color dominante rojo con

carófitas y/o vertebrados (Fm Huchpayacu por ejemplo) (fig. 2). La ausencia de material grueso evidencia una relativa tranquilidad tectónica (Fm Vilquechico superior; Jaillard et al., 1993).

La presencia local de fósiles marinos del Cretácico superior en las Capas Rojas de los Andes (Mourier et al., 1988; Mabire, 1961), indica que estas transgresiones pudieron alcanzar el borde este de la cuenca occidental. Al Oeste, sedimentos detríticos continentales pueden haberse depositado localmente, pero no existen datos estratigráficos precisos.

E. EL MAESTRICHTIANO SUPERIOR - PALEOCENO.

El intervalo Maestrichtiano superior-Paleoceno

depósitos faltan frecuentemente (Faucher et al., 1971; Naeser et al., 1991; Jaillard et al., 1993), sea por no deposición, sea por erosiones ulteriores (Jaillard, 1993, fig. 2). Eso indicaría que un levantamiento afectó esta parte de la margen después del Maestrichtiano.

En las zonas occidentales, a pesar de datos estratigráficos y sedimentológicos muy escasos, carofitas terciarias indican que la sedimentación continental prosiguió al menos localmente (Mégard, 1978). Mientras tanto, un potente arco volcánico funcionó sobre la ex-cuenca occidental del sur del Perú, entonces emergida (Fm Toquepala, Beckinsale et al., 1985).

El levantamiento de la parte occidental de la margen puede ser relacionado con una leve compresión que iba aumentando con el tiempo. Eso sería compatible con

INTERPRETACIONES TECTONICAS.

A. Eustatismo y tectónica.

Las transgresiones marinas del Senoniano registradas en la margen peruana (Coniaciano inferior, Santoniano inferior, Campaniano medio, Maastrichtiano inferior o medio) coinciden con importantes alzadas eustáticas del nivel del mar (Haq et al., 1987). Sin embargo, la extensión del área invadida por el mar disminuyó nítidamente con el tiempo, indicando un levantamiento progresivo del substrato. La paleogeografía indica claramente que dicho levantamiento fue más precoz y, luego, más importante en el Sur del Perú (fig. 3).

Por otro lado, las regresiones mayores coinciden frecuentemente con regresiones eustáticas (Haq et al., 1987), y ciertas habían sido consideradas como fases tectónicas (Santoniano superior). Las interpretamos más bien como resultando de la interacción de oscilaciones eustáticas y del levantamiento progresivo de la margen, que explica que zonas cada vez más extensas quedaron emergidas.

En el estado actual de los estudios, consideramos que la actividad tectónica senoniana en la margen peruana está expresada (a) por el levantamiento progresivo y lento de la margen que ocurrió desde el límite Turoniano-Coniaciano hasta el Maastrichtiano por lo menos, y (b) por episodios notables de deformación compresiva (fases del límite Turoniano-Coniaciano, del Coniaciano superior-Santoniano basal y sobre todo del Campaniano superior, fig. 2). Dichos eventos tectónicos se superponen con la regresión eustática importante del Cretácico superior, que culmina en el Paleoceno (Haq et al., 1987), y que puede explicar en gran parte la emersión de la margen peruana.

Los procesos geodinámicos responsables del levantamiento y de la deformación de la margen quedan por ser aclarados (Jaillard, 1993). Sin embargo, la extensión geográfica de las transgresiones maastrichtianas, paralelas al eje de la cadena en curso de formación (fig. 3), indica que la cuenca oriental empezó a jugar el papel de cuenca de ante-país a partir de esta época (Sempéré, 1993).

B. Inversiones tectónicas.

La deformación de la margen peruana migra del Suroeste hacia el Noreste con el tiempo (Mégard, 1978, 1984; fig. 2), y se localiza en los límites paleogeográficos, sugiriendo que está determinada por los accidentes que controlaron la sedimentación y la subsidencia.

El evento del Coniaciano basal parece haber afectado principalmente la zona costera, cuyo borde oriental jugó probablemente como una falla absorbiendo la deformación, ya que la cuenca occidental no fue deformada, excepto en Bolivia.

La tectónica del límite Coniaciano-Santoniano afectó el borde oeste de la cuenca occidental, como lo demuestra la deformación de la zona de Arequipa y el

cierre de la cuenca marina. Resultaría de la re-utilización como falla inversa de las fallas extensivas que delimitaban dicha cuenca («inversión tectónica»).

Según nuestra interpretación, la fase mayor del Campaniano superior deformó nuevamente la faja suroeste de la cuenca occidental, y provocó el cabalgamiento de la zona costera sobre esta última. La frontera paleogeográfica entre ambas zonas jugó entonces como rampa frontal (*footwall ramp*) del cabalgamiento. Además, cuencas de Capas Rojas muy subsidentes se formaron en el límite entre la cuenca occidental y el Umbral axial. Están interpretadas como las cuencas de ante-país de la deformación del Campaniano superior, que re-utilizan en compresión las fallas normales antiguas, probablemente con una importante componente de rumbo dextral (Noblet et al., 1987). En esta zona, la tectónica compresiva no fue muy importante y los cabalgamientos quedaron probablemente ciegos.

CONCLUSIONES GENERALES.

La fase peruana comenzó en la margen peruana durante el Coniaciano basal, culminó durante el Campaniano superior, y fue seguida por una *remisión* durante el Maastrichtiano. En el Perú, empezó en la faja oeste del Sur peruano, y progresó a la vez hacia el Norte, y hacia el Este. De un punto de vista tectono-sedimentario, se pudo establecer la siguiente cronología:

Coniaciano basal (\approx 89 M. años): llegada abrupta de material detrítico arcilloso; levantamiento y erosiones locales, más marcadas en el Sur y el Oeste;

Coniaciano superior-Santoniano basal ? (\approx 88 M. años): débiles deformaciones locales (Arequipa), levantamiento de la zona costera, y aislamiento de la cuenca marina oeste-peruana;

La emersión casi general del Santoniano superior es debida a la conjunción de una regresión eustática y del levantamiento progresivo de la margen sin deformaciones importantes, y es seguida por una transgresión de origen eustático en el Campaniano medio;

Campaniano superior (\approx 77-75 M. años): cabalgamientos y deformaciones en el Suroeste del Perú, generalización de la sedimentación de Capas Rojas en la parte este de la cuenca occidental, e inicio de la sedimentación arenosa en la cuenca oriental.

La «fase peruana» tal como ha sido definida, resultaría de tres fenómenos coetáneos: (1) la regresión eustática del Cretácico superior; (2) el levantamiento lento y progresivo de la margen, sobre la cual las transgresiones eustáticas se extendieron cada vez menos, mientras que las regresiones eustáticas tuvieron efectos cada vez más importantes (fig. 3); y (3) fases tectónicas compresivas de más breve duración, particularmente las del límite Turoniano-Coniaciano, del límite Coniaciano-Santoniano, y del Campaniano superior. Durante dichas fases compresivas, las estructuras paleogeográficas

extensionales fueron re-utilizadas en fallas inversas. Eso explicaría la ubicación de las deformaciones mayores en las fronteras paleogeográficas.

BIBLIOGRAFIA

- BECKINSALE, R.D., SANCHEZ-FERNANDEZ, A.W., BROOK, M., COBBING, E.J., TAYLOR, W.P. & MOORE, N.D. (1985): Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal Batholith of Peru. In: Magmatism at a Plate Edge, the Peruvian Andes; Pitcher W.S., Atherton M.P., Cobbing E.J. & Beckinsale R.D. (eds), Blackie, Glasgow and Halsted Press, New York, 177-202.
- BENAVIDES, V. (1956): Cretaceous system in Northern Peru. *Am. Mus. Natur. Hist. Bull.*, 108, 352-494.
- CARLOTTO, V. (1992): Relations entre sédimentation, paléogéographie et tectonique dans la région de Cuzco (Sud du Pérou) entre le Jurassique supérieur et le Paléocène. *Memoria DEA Univ. Grenoble I*, 113 p.
- CÓRDOVA, E. (1986): *Un bassin intramontagneux andin péruvien. Les Couches Rouges du bassin de Cuzco (Maastrichtien-Paléocène)*. Tesis 3° ciclo Univ. Pau, 272 p.
- FAUCHER, B., VERNET, R., BIZON, G., BIZON, J.J., GREFOFF, N., LYS, M. & SIGAL, J. (1971): Sedimentary Formations in Ecuador. A stratigraphic and micropaleontological survey. Bureau Études Indust. Coop. Inst. Franç. Pétrole (BEICIP), 2 vol., Quito-Paris.
- HAQ, B., HARDENBOL, J. & VAIL, P. (1987): Chronology of fluctuating Sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- JAILLARD, E. (1993): Tectonic and Geodynamic evolution of the Peruvian margin between Kimmeridgian and Paleocene times. In: Cretaceous tectonics in the Andes; Salfity J.A. (ed.), *Earth Evol. Sci., Internat. Monograph ser., Vieweg Publ., Wiesbaden*, en prensa.
- JAILLARD, E. & SEMPÉRÉ, T. (1989): Cretaceous sequence stratigraphy of Peru and Bolivia. in: *Contribuciones de los Simposios sobre el Cretácico de América latina, Eventos y registro sedimentario*, 1-27, Buenos-Aires.
- JAILLARD, E., CAPPETTA, H., ELLENBERGER, P., FEIST, M., GRAMBAST-FESSARD, N., LEFRANC, J.-P. & SIGÉ, B. (1993): The Late Cretaceous Vilquechico Formation, Southern Peru. *Sedimentology, Paleontology, Biostratigraphy, Correlations. Cretaceous Research*, Londres, en prensa.
- MABIRE, B. (1961): La «Serie de Capas Rojas» Cretáceo-Terciarias en los Andes centrales del Perú. *Bol. Soc. geol. Perú*, 36, 151-185.
- MACHARÉ, J., SÉBRIER, M., HUAMAN, D. & MERCIER, J.-L. (1986): Tectónica cenozoica de la margen continental peruana. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 76, 45-77.
- MAROCCO, R., SEMPERE, T., CIRBIAN, M. & OLLER, J. (1987): Mise en évidence d'une déformation paléocène en Bolivie du Sud; sa place dans l'évolution géodynamique des Andes Centrales. *C. R. hebd. séances Acad. Sci. Paris, (D)*, 304, 1139-1142.
- MÉGARD, F. (1978): *Etude géologique des Andes du Pérou central*. *Mém. ORSTOM n° 86*, 310 p., Paris.
- MÉGARD, F. (1984): The Andean orogenic period and its major structures in Central and Northern Peru. *J. Geol. Soc. London*, 141, 893-900.
- MOURIER, T., BENGTON, P., BONHOMME, M., BUGE, E., CAPPETTA, H., CROCHET, J.-Y., FEIST, M., HIRSCH, K., JAILLARD, E., LAUBACHER, G., LEFRANC, J.-P., MOULLADE, M., NOBLET, C., PONS, D., REY, J., SIGÉ, B., TAMBAREAU, Y. & TAQUET, P. (1988): The Upper Cretaceous-Lower Tertiary marine to continental transition in the Bagua basin, Northern Peru. *Newslett. Stratig.*, 19, 143-177, Stuttgart.
- NAESER, C., CROCHET, J.-Y., JAILLARD, E., LAUBACHER, G., MOURIER, T. & SIGÉ, B. (1991): Tertiary Fission-Track ages from the Bagua syncline (Northern Peru). Stratigraphic and tectonic implications. *J. South Amer. Earth Sci.*, 4, 61-71.
- NOBLE, D.C., MCKEE, E.H., MOURIER, T. & MEGARD, F. (1990): Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in Northern Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 102, 1105-1113.
- NOBLET, C., MAROCCO, R. & DELFAUD, J. (1987): Analyse sédimentologique des «Couches Rouges» du bassin intramontagneux de Sicuani (Sud du Pérou). *Bull. Inst. Fr. Et. And.*, 16, 55-78.
- OLSSON, A.A. (1944): Contributions to the Paleontology of Northern Peru. Part VII: The Cretaceous of the Paita region. *Bull. Amer. Paleontology*, 28, 113 p., Nueva-York.
- SEMPERE, T. (1993): Kimmeridgian (?) to Paleocene tectonic evolution of Bolivia. In: Cretaceous tectonics in the Andes; Salfity J.A. (ed.), *Earth Evol. Sci., Internat. Monograph ser., Vieweg Publ., Wiesbaden*, en prensa.
- STEINMANN, G. (1929): *Geologie von Peru*. Karl Winter, 448 p., Heidelberg.
- VICENTE, J.-C. (1981): Elementos de la estratigrafía mesozóica sur-peruana. in: *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*; Volkheimer W. & Musacchio E. (eds.), 1, 319-351, Buenos-Aires.
- VICENTE, J.-C. (1989): Early late Cretaceous over-thrusting in the Western Cordillera of Peru. In: *Geology of the Andes and its relations to energy and mineral resources*; Erickson G.E., Canas Pinochet M.T. & Reinemund J.A. (eds.), *Circum-Pacific Council Energy Mineral Resources, Earth Sci. Ser.*, 11, 91-117, Houston.

