

ANÁLISIS DE LOS DEPÓSITOS DE CORRIENTES DE ALTA DENSIDAD DE LA FORMACIÓN PUENTE (CUENCA DE AREQUIPA), SUR DEL PERÚ

ANALYSIS OF THE DEPOSITS OF CURRENTS OF HIGH DENSITY OF THE PUENTE FORMATION (AREQUIPA BASIN), SOUTH OF THE PERU

Javier Jacay*

RESUMEN

Las cuencas sedimentarias del Jurásico medio-superior de los Andes centrales (Perú), con una tasa de sedimentación alta, ocurrieron durante un periodo de distensión. La Cuenca de Arequipa, que se desarrolló durante el Jurásico inferior a medio, presenta características morfológicas, sedimentológicas y tectónicas que son típicas de una «cuenca en distensión». Una de estas características es el relleno turbidítico, los que presentan flujos de gravedad de excepcional espesor «Megaturbiditas», los que corresponden a productos de eventos catastróficos durante la resedimentación.

Palabras clave: Sedimentología, Megaturbiditas, Cuenca sedimentaria, Jurásico.

ABSTRACT

The sedimentary Basins of the Jurassic half-superior of the Andes Power stations (Peru), with a rate of high sedimentation, they happened during a period of distension. The Arequipa Basin that was developed during the Jurassic one inferior to half, it presents characteristic morphological, sedimentológicas and tectonic that is typical of a «basin in distension.» One of these characteristics is the turbiditic filler those that present flows of graveness of exceptional thickness» Megaturbidites», those that correspond to products of catastrophic events during the resedimentación.

Keywords: Sedimentology, megaturbidites, Basin sedimentary, Jurassic.

I. INTRODUCCIÓN

Durante el Jurásico inferior a medio, una cuenca clástica se desarrollaba en la parte meridional de la margen occidental peruana, en un contexto tectónico de margen en distensión, que controlaba la geometría de la cuenca y la repartición de facies; la paleogeografía al sur de los 14° S, en aquel entonces, era la de una plataforma

siliciclástica Jurásica (formaciones Ravelo-Quilcapunco), que pasa inmediatamente al suroeste, a una cuenca en distensión «Cuenca de Arequipa»; hacia el norte, esta zona en distensión continuaba aproximadamente hasta la zona del Valle de Omas y Churín (Jacay *et al.* en prep., y Romero *et al.*, 2004), mientras que al este-noreste la plataforma jurásica (formaciones Ravelo-Quilcapunco) estaba expuesta a una erosión parcial, cuyos

* UNMSM-EAP: Ing. Geológica, Av. Venezuela cdra. 34 s/n., Lima-Perú (AP. 3973, Lima 100, Perú). E-mail: jjacayh@unmsm.edu.pe

productos estaban periódicamente movilizados por corrientes de gravedad de baja y alta densidad, y resedimentados en conos submarinos de la Cuenca de Arequipa bajo la forma de niveles turbidíticos (León, 1982; Vicente *et al.*, 1982).

Ciertos niveles del relleno sedimentario presentan características excepcionales en espesor, extensión lateral, granulometría y estructura interna; son las «megaturbiditas». Éstas están presentes dentro de la Formación Puente; estas secuencias, producto de corrientes de alta densidad, se caracterizan por: su amplia extensión lateral, su espesor (~5 m), su concordancia a la base y al tope con las turbiditas encajonantes, que en algunos casos es erosivo, traduciéndose a manera de discordancias internas en afloramiento. Además, sus productos dependen directamente de las zonas de facies del sistema turbidítico. Todo esto implica que los mecanismos de transporte y depósito son semejantes o idénticos para las diferentes capas.

En este trabajo se trata de describir las particularidades sedimentológicas de estos depósitos, y discutir su génesis en relación con la dinámica de la Cuenca de Arequipa.

II. MARCO GEOLÓGICO DE LA CUENCA DE AREQUIPA

La cuenca de Arequipa, que sigue un eje mayor regional noroeste-sureste, se sitúa en la

parte meridional de los Andes del Perú central, abarcando el intervalo del Jurásico inferior a medio (Bajociano superior a Tithoniano, 175-144 Ma) (Haq *et al.*, 1987) y conforma la parte occidental de la actual Cordillera occidental sur peruana (Fig. N.º 1).

Una gran megasecuencia caracteriza la evolución sedimentaria de la Cuenca (Fig. N.º 2), la cual consiste a la base en una potente serie de volcánicos y sedimentos arrecifales denominado Grupo Chocolate; le sigue, concordantemente, la plataforma carbonatada de la Formación Socosani, el cual, a la parte superior, presenta numerosas estructuras de distensión, los que ya evidencian un proceso de subsidencia de la corteza que dará paso a sedimentos turbidíticos de la Formación Puente y depósitos de prodelta de la Formación Cachios; gradualmente sobreviene una progradación deltaica, que corresponde a la Formación Labra y al tope sedimentos de lagoon con Patch reef, correspondientes a la Formación Gramadal (León, 1981 y Vicente *et al.*, 1982).

Es en la sección tipo del Grupo Yura, del valle del río homónimo, donde se llevó a cabo el estudio de las corrientes de alta densidad dentro de la Unidad litoestratigráfica, llamado Formación Puente por Vargas (1970); a lo que anteriormente Benavides (1962) denominó como Miembro Puente con un espesor de ~600 m, y que presenta facies de turbidita de alta y baja densidad presentando lóbulos de

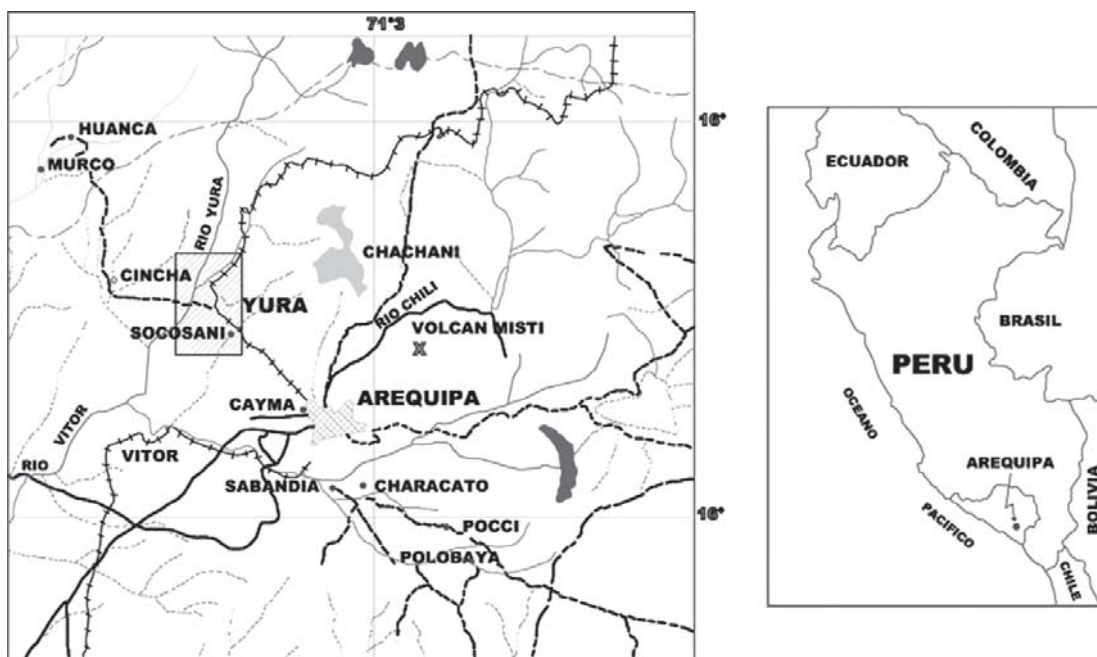


Figura 1. Carta esquemática de localización y accesibilidad del área de estudio.

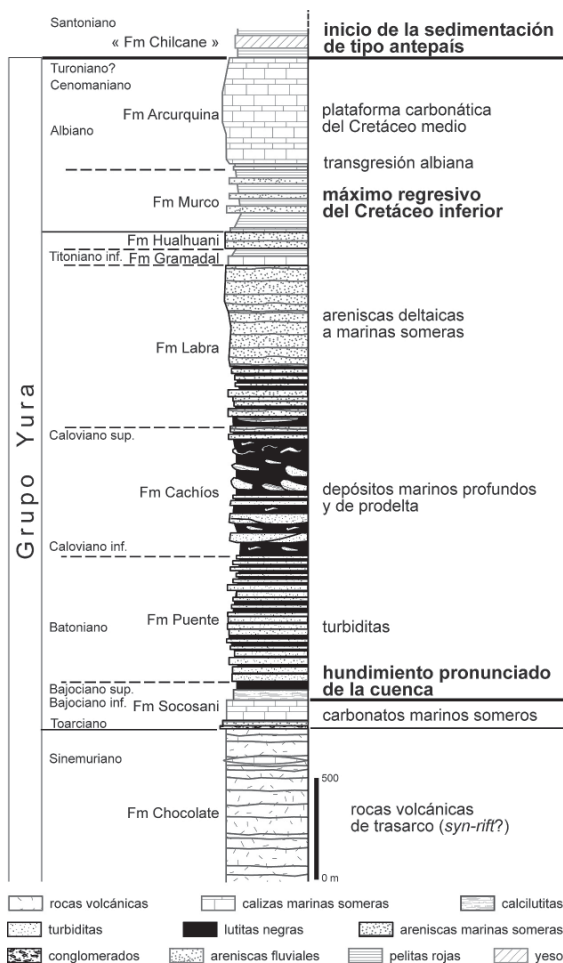


Figura 2. Columna estratigráfica del Grupo Yura (tomado de Sempere et al., 2004).

supra fan que se desarrollan en el abanico medio (León, 1981). Es el estudio de la formación y génesis de los depósitos de corrientes de alta densidad, que concierne a este trabajo (Fig. N.º 3), y corresponde a la evolución dinámica de la Cuenca de Arequipa, cuyos periodos de apertura y cierre han sido controlados por movimientos de tectónica extensional suroeste-noreste. Las características estructurales y de subsidencia de esta cuenca son típicas para una cuenca «en distensión».

III. DESCRIPCIÓN DEL CORTE DE UNA MEGATURBIDITA

Una sección típica de una megaturbidita muestra una secuencia vertical de cinco términos (Fig. N.º 3). Esos términos son interpretados de acuerdo a la nomenclatura de Lowe (1982), siendo tres tipos de corrientes los que actúan en el depósito de una megaturbidita: *debris flow*, corriente turbidítica de alta densidad y corriente turbidítica

de baja densidad. Los espesores elementales de estas secuencias generalmente son de 5 m de espesor.

Unidad inferior. Su repartición en secuencia vertical es reducida. Generalmente alcanza hasta unos 0.5 m (Fig. N.º 4b), y puede ser ausente en algunos de ellos (Fig. N.º 4a). Las características que presentan estos depósitos son: aspecto caótico, ausencia de gradación interna, fábrica desordenada, presencia de matriz entre los elementos («*matrix supported*»), cantos alineados y verticalizados cerca a la base; características que sugieren que se trata de «*debris flow deposits*» (Middleton & Hampton, 1976), o de flujos cohesivos de depósitos de *debris flow* (Lowe, 1982; Postma, 1986). Generalmente se componen de brechas angulosas y alargadas de lutitas negras de hasta 1 m de longitud, en una matriz de arenisca tipo grauwackas de grano grueso.

Unidad media. Dentro del grupo de secuencias de megaturbiditas aquí analizadas, son los que presentan una amplia sucesión vertical. Es una secuencia granoclasificada, donde las estructuras sedimentarias no pueden ser analizadas en términos de Bouma (1962). Presentan, más bien, características de corriente turbidítica de alta densidad, que han sido definidas por Lowe (1982) y están conformadas por tres subdivisiones (S_1 , S_2 y S_3).

Subdivisión S_1 : Es la que corresponde a la parte basal, con estructuras sedimentarias de tracción. Generalmente presenta una débil laminación paralela, con un pobre desarrollo de laminación oblicua a manera de pequeñas cubetas alargadas. Está comúnmente compuesto de grauwackas, con granos de cuarzo, pequeños clastos de lutitas negras, con una granoclasificación normal o invertida. Se

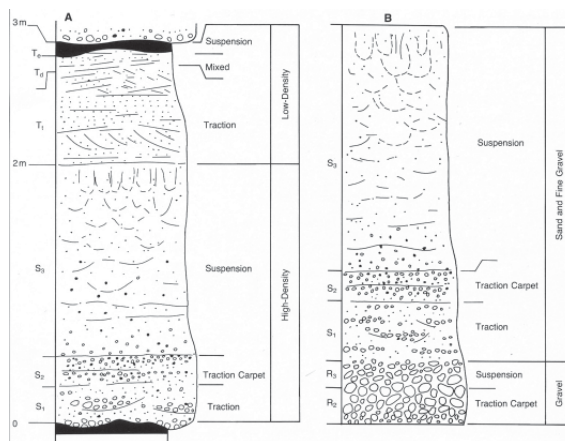


Figura 3. Depósito ideal de un flujo gravitacional de alta densidad (tomado de Lowe, 1982).

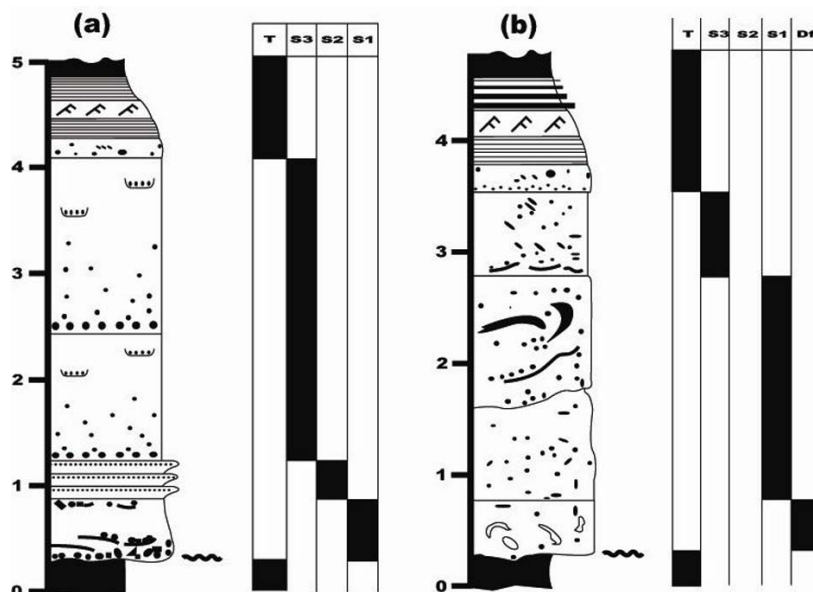


Figura 4. Secuencias sedimentarias de alta densidad de la parte media de la Formación Puente, en la sección tipo del Valle del río Yura.

tratan de microconglomerados, con un tipo de fábrica clasto soportado, que consiste en una orientación preferencial de los clastos, o bien de su imbricación.

Subdivisión S_2 : Es la división que se compone de laminaciones horizontales. La característica principal de estas laminaciones es su gradación inversa, formando una cobertura por corrientes de tracción («*traction carpets*») entre láminas. Generalmente, esas laminaciones miden de 5 a 10 cm de espesor (Fig. N.º 4a), pudiendo estar ausente en algunas secuencias (Fig. N.º 4b). Estas repeticiones de gradación inversa, traducen las desaceleraciones/aceleraciones sucesivas de corriente. Esta secuencia se compone en su totalidad de areniscas verdes de grano medio a grueso.

Subdivisión S_3 : Constituye la división más superior depositada por una sedimentación en suspensión, de manera rápida de areniscas masivas de gradación normal, con algunas estructuras de escape de agua de talla centimétrica. Esta subdivisión, generalmente, se inicia con unas laminaciones paralelas un poco difusas, conteniendo algunas de ellas, raros clastos de lutitas negras en suspensión.

Unidad superior. Se compone de areniscas grauavackas de granulometría media a fina que resultan de corrientes de turbidez de baja densidad. Generalmente, se conforman de algunos decímetros a un metro de espesor. Estos depósitos corresponden a la Tb-e, división clásica de la secuen-

cia turbidítica de Bouma (1962), y corresponden a un abrupto incremento de velocidad, seguido por una desaceleración gradual (Lowe, 1982).

La secuencia S_{1-3} refleja un patrón de la evolución de un flujo que es mecánicamente similar a aquel seguido por corrientes de baja densidad, para depositar la división de secuencias **Tbc** (estructuras de tracción), **Td** (laminación suspensión/tracción) y **Te** (depósitos masivos de suspensión).

4. PROVENIENCIA DEL MATERIAL

El análisis de los materiales de las corrientes de baja y alta densidad (turbiditas y megaturbiditas) basado en las observaciones litológicas distribuidas a través de toda la secuencia, son casi exclusivamente de areniscas siliciclásticas a clásticas, las cuales son representadas por: 1) «extraclastos», que derivan de la plataforma deltaica «Ravelo-Quilcapunco», y raros clastos de calizas provenientes probablemente de la secuencia basal (formaciones Quilcapunco y Sipin) expuestas por entonces en la plataforma y/o cañones submarinos; 2) «intracuenca», que son los clastos originados debido a la erosión semicontemporánea por corrientes de turbidez, de las facies de arcillas y arenas previamente depositadas.

La composición de los litoclastos (como los olistolitos) indican una proveniencia externa, que fueron generados en áreas de la plataforma que manifiesta así su levantamiento, exposición

subaerea e intensa erosión y transporte por procesos de basculamientos durante el periodo de distensión del Jurásico medio a superior, para generar el aporte de estos materiales a la cuenca, asimismo nos sugieren una profunda erosión en el área de aporte y talud, lo que es indicativo de un fuerte control tectónico distensional asociado a un periodo de bajo nivel eustático.

V. APROXIMACIÓN DEL MECANISMO DE FORMACIÓN DE ESTOS DEPÓSITOS

Los espesores anómalos de estas secuencias que sobrepasan los 5 m y su amplia extensión areal a través de la cuenca, determinan eventos sedimentológicos, que junto al amplio volumen de las secuencias individuales, indican para estos depósitos, eventos catastróficos. Estos eventos son interpretados como ligados a una tectónica distensiva de la margen continental pacífica para esta época, que originan fuertes sismos, provocando la desestabilización de los márgenes de la cuenca y movilizándolo gran cantidad de material terrígeno por medio de uno o varios cañones submarinos, ocasionando deslizamientos de los materiales depositados en el talud. Estos mecanismos habrían originado secuencias de turbiditas normales, secuencias turbidíticas de alta densidad «megaturbiditas» o «seismoturbiditas» en el sentido de Mutti *et al.* (1984), y resbalamientos de olistolitos de diferente material (areniscas y calcáreos). Según el modelo catastrofista de Mutti (1985), la acumulación de secuencias areniscosas de turbiditas, ya sean tractivas o depositacionales, está favorecida por una bajada relativa del nivel del mar, que implica un rejuvenecimiento de los relieves (subáereos y subacuáticos), provocando la erosión rápida de las tierras emergidas.

Los procesos tectónicos, como control mayor en el desarrollo de facies de esta secuencia de la Formación Puente, son los diferentes periodos de distensión y subsidencia tectónica los que se manifiestan en los depósitos repetitivos de las megaturbiditas registradas en la secuencia litoestratigráfica de la Cuenca de Arequipa; por lo que se le considera como una cuenca tectónicamente móvil.

Dichos eventos son comparables a los descritos para otros medios marinos, por ejemplo: Johns *et al.*, (1981); Labaume *et al.*, (1983); Mutti *et al.*, (1984); Seguret *et al.*, (1984); observable también en medios lacustre continentales, los cua-

les son ligados a una amplia actividad tectónica y volcánica sincrónica (Noblet y Marocco, 1989).

VI. CONCLUSIÓN

Los depósitos de flujos de gravedad de la Cuenca de Arequipa (Jurásico medio superior) corresponden a eventos sedimentarios catastróficos, los que por su característica sedimentológica muy particular, y por el amplio volumen de sus depósitos, son denominados «megaturbiditas», que generalmente corresponden a mecanismos sedimentarios anormales (Mutti *et al.* 1984).

Estas megaturbiditas son un testigo de una intensa actividad tectónica a lo largo de la margen en distensión, que provocaban una tectónica sinsedimentaria, inducida por sismos que desestabilizaban las zonas de la margen y pendiente como producto de los procesos distensivos de la Cuenca de Arequipa.

VII. AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido financiado por el subsidio del proyecto CON-CON-2003 N.º 03160102. Se reconoce el apoyo del Instituto de investigación IGEO de la UNMSM; así mismo, se agradece al ingeniero José Sánchez, por sus acertados comentarios que permitieron mejorar el manuscrito original del presente artículo; finalmente, a Maribel de Jacay por su apoyo logístico en las diversas misiones de campo.

VIII. BIBLIOGRAFÍA

1. BENAVIDES V. (1962). «Estratigrafía Preterciaria de la Región de Arequipa». En: *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*. 75, 5-63.
2. BOUMA A.H. (1962). *Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier Amsterdam, 168 pp.
3. HAQ B. U., HANDERBOL J. & VAIL P. R. (1987). «Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic». En: *Science*. Vol. 235, p:1156-1167.
4. JACAY J., ALDANA M. Y TAYPE E. (en prep). *Aspectos estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos de la Formación Asia (Valle de Omas-Mala)*.
5. JOHNS D.R., MUTTI E., ROSELL J. & SEGURET M. (1981). «Origin of a thick, redeposited carbonate bed in Eocene turbidites of the Hecho Group, South-Central Pyrenees, Spain». En: *Geology*. Vol. 9, p: 161-164.

6. LABAUME P., MUTTI E., SEGURET M. Y ROSELL J. (1983). «Mégaturbites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen». En: *Bulletin de la Société Géologique de France*, 25(6), p: 927-941.
7. LEÓN I. (1981). *Antecedentes sedimentológicos del Jurásico Cretácico Inferior en la Zona de Yura*. Tesis Bachiller UNSA, 91 p.
8. LOWE D.R. (1982). «Sediment gravity flows: II. depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents». En: *Journal of Sedimentary Petrology*. 52(1), p: 279-297.
9. MIDDLETON G.V. y HAMPTON M.A. (1976). Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: Stanley D.J. & Swift D.J.P., eds., *Marine sediment transport and environmental management*: New York, John Wiley and Sons, p: 197-218.
10. MUTTI E. (1985). Turbidite. Systems and their relations to depositional sequences. G. G. Zuffa (ed.), *Provenance of Arenites*, pp. 65-93.
11. MUTTI E., RICCI LUCCHI F., SEGURET M. & ZANZUCCHI G. (1984). Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits. *Marine Geology*, 55, p: 103-116.
12. NOBLET C. y MAROCCO R. (1989). Lacustrine megaturbidites in an intermontane strike-slip basin: the Miocene Cuenca Basin of South Ecuador. *International Symposium on Intermontane Basins: Geology & Resources, Chiang Mai, Thailand* (30 January-2 February, 1989), p: 282-293.
13. POSTMA G. (1986). Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, 14, p: 291-294.
14. ROMERO D., CERVANTES J., VALDIVIA W., LATORRE O., ROSELL W., ESPINOZA S. y VALDERRAMA J. (2004). Evidencias de una secuencia Jurásica en el Sector de Churín-Oyón (Departamento de Lima): Las Formaciones Oyón y Chicama. Vol. Resúmenes Expandidos del XII Congreso Peruano de Geología. p: 513-516.
15. SEGURET M., LABAUME P. & MADARIAGA R. (1984). «Eocene seismicity in the Pyrenees from megaturbidites of the South Pyrenean Basin (Spain)». En: *Marine Geology*, 55, p: 117-131.
16. SEMPERE T., JACAY J., PINO A., BRETRAND H., CARLOTTO V., FORNARI M., GARCIA R. JIMENEZ N. MARZOLI A., MEYER CH. ROSAS S. Y SOLER P. (2004). Estiramiento litosférico del Paleozoico superior al Cretáceo medio en el Perú y Bolivia. In Jacay J. y Sempere T. (eds.) «Nuevas contribuciones del IRD y sus contrapartes al conocimiento geológico del sur del Perú». *Publicación especial N.º 5 Sociedad Geológica del Perú*. pp: 45-79.
17. VARGAS L. (1970). «Geología del Cuadrángulo de Arequipa». En: *Boletín del Servicio Geológico Nacional*, N.º 24, 64 pp.
18. VICENTE J.C., BEAUDOUIN B., CHÁVEZ A., LEÓN I. (1982). La Cuenca de Arequipa (Sur Perú) durante el Jurásico-Cretácico Inferior. *5th Congreso Latinoamericano de Geología*. Buenos-Aires 1981, 1, 121-153.