

LAS CUENCAS PENNSILVANIANAS-PERMIANAS DE ATICO Y OCOÑA (SUR-PERÚ)

Esteban Taipe¹, Javier Jacay¹, Juan Quintana¹, Benita Giles¹, Thierry Sempere²

¹: Escuela de Ingeniería Geológica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú

²: ISTerre – IRD – Université de Grenoble 1 – CNRS, Grenoble, Francia y Lima, Perú (Thierry.Sempere@ird.fr)

ABSTRACT

The Pennsylvanian-Permian "basins" of Atico and Ocoña (southern coast of Peru) formed through pervasive extension of the Precambrian basement. The basins were filled mainly by alluvial deposits including conglomerates, sandstones, siltstones and mudstones. A few marine carbonate beds occur in the lower part of the Atico section. These infills were deposited over active detachments, making that the corresponding basin resembles the Hornelen Basin of Norway in its tectonic framework.

PROBLEMÁTICA Y OBJETIVOS DE ESTUDIO

La existencia de cuencas sedimentarias continentales controladas por zonas de cizallamiento dúctil con bajo buzamiento es una de las características de las zonas de extensión continental (Chauvet, 1989). A lo largo de la región costera del Sur del Perú, las unidades sedimentarias continentales del Paleozoico superior afloran desde Tacna (18°S, frontera con Chile) hasta Paracas (14°S). Cerca de Atico y Ocoña (Fig. 1), depósitos pensilvanianos y permianos pertenecientes al Grupo Yamayo (Sempere et al., 2012), reposan en contacto anormal, de tipo *détachement*, sobre el zócalo precámbrico migmatítico (Taipe 2004).

LOCALIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

Las cuencas pensilvanianas-permianas de Atico y Ocoña se sitúan en la región costera del Sur del Perú, entre las coordenadas 16°10' y 16°25' de longitud Oeste, y 73°37' y 73°08' de latitud Sur (Fig. 1). Ellas son separadas por una distancia de 50 km y se caracterizan por un relleno clástico continental así como por una deformación de su zócalo metamórfico debido al funcionamiento del *détachement* en mención. Las cuencas estudiadas se sitúan en el interior del Bloque Camaná-Mollendo (BCM), compuesta esencialmente de migmatitas precambrianas y de granitoides ordoviciense (Caldas, 1978; Shackleton et al., 1979; Martignole y Martelat, 2003; Loewy et al., 2004).

LOS DEPÓSITOS SINTECTÓNICOS PENNSILVANIANOS-PERMIANOS DE ATICO Y DE OCOÑA

En el área de estudio, los afloramientos del Pensilvaniano-Permiano perteneciente al Grupo Yamayo, se presentan en dos bandas prácticamente paralelas a la costa. La banda de Atico aflora sobre más de 56 km de largo y unos 6 km de ancho, menos de 10 km al NO de la costa. La banda de Ocoña se sitúa más cerca de la última y tiene una extensión menor. Las dos cuencas están en contacto con el zócalo a través del *détachement* principal, cuya traza en el mapa es orientada generalmente ONO-ESE (Fig. 1).

ZONA DE ATICO

La serie Pensilvaniana-Permiana de esta zona se compone principalmente de conglomerados, areniscas y pelitas. La Formación Atico está constituida por un conjunto granocreciente aparente de 2100 m de espesor. En el corte que ella aflora (valle de Atico), las pelitas y areniscas finas dominan la parte basal de la Formación Atico, seguida de areniscas hacia la parte media y conglomerados en la parte superior. Los clastos corresponden a cantos rodados de rocas del Precámbrico (migmatitas, gneises), granitos rojos, rocas volcánicas alteradas, y calizas de origen indeterminado.

La Formación Atico aflora a lo largo de la carretera Atico-Caravelí, en particular entre los kilómetros 9 y 14. Las primeras descripciones corresponden a Bellido y Narváez (1960), quienes la describen mediante la adopción de nombres usados en el centro del Perú, como de la Formación Tarma por su parte basal (es decir, parte septentrional), que consiste principalmente de sedimentos finos y caliza, y de la Formación Mitu, por su parte principal, que consta de areniscas y conglomerados marrones rojizos,

lo que implica correlaciones discutibles. Esta serie posteriormente fue mencionada por Rüegg (1968) y Morales (1997).

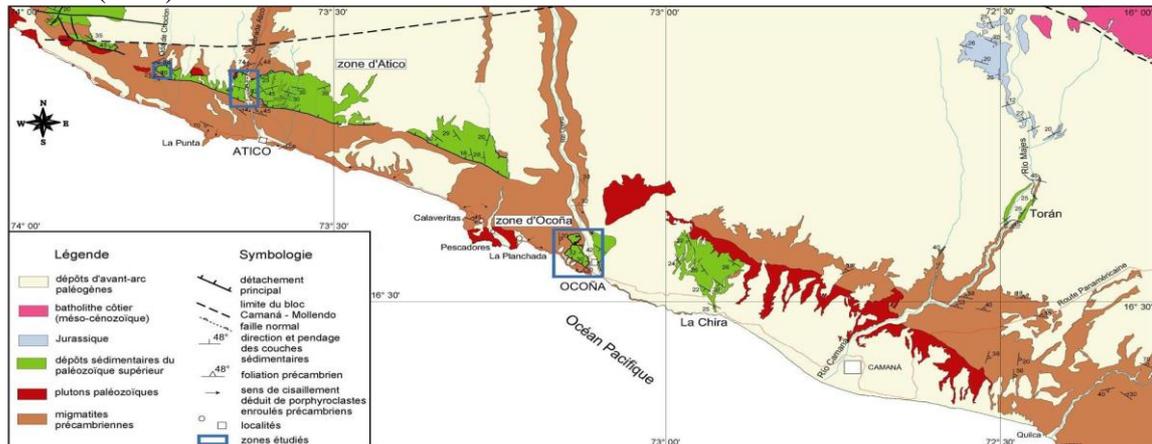


Fig. 1.- Localización de los depósitos sedimentarios del Paleozoico superior de Atico y Ocoña. Mapa establecido a partir de las hojas geológicas de Atico, Ocoña, La Yesera, Aplao, Camaná y Mollendo (INGEMMET), con correcciones y modificaciones.

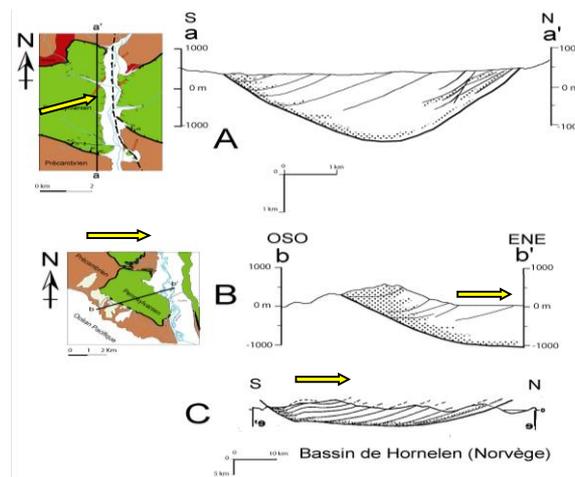


Fig. 2. Corte esquemático a través de las cuencas de Atico (A), Ocoña (B) y de Hornelen (C). Se observa similitudes entre las estructuras y reparticiones de facies.

En la zona Norte de Atico, la parte inferior de la serie se compone principalmente de alternancias de lutitas y limolitas de color rojo y verdoso. Los conglomerados están presentes localmente, con clastos de litología variable observándose cuarcitas, rocas volcánicas, granitos, y migmatitas. Los conglomerados son seguidos por areniscas verdosas, de grano fino a grueso, en capas masivas o laminadas, con estratificación oblicua y rizaduras de corriente, se observa algunas veces clastos angulosos de caliza de varios centímetros de diámetro. Los bancos de limos son masivos o finamente laminados, de color marrón oscuro a rojizo, alternando con areniscas y conglomerados. Las intercalaciones de pelitas son a su vez ricas en materia orgánica, lo que les da un color oscuro característico, y se observan comúnmente restos vegetales (hojas y tallos fragmentados) indeterminables. En esta zona, las mediciones de paleocorrientes (rizaduras, imbricaciones de cantos rodados, ejes de los paleocanales) indican que el transporte de sedimentos se realizó principalmente hacia el cuadrante Sur (SO a SE). Los horizontes estratiformes de bloques calcáreos disjuntos, de color gris, decamétricos en dimensión horizontal, se observan al norte de Atico, y parecen corresponder a los niveles fragmentados tectónicamente, siendo testigo de una extensión penecontemporánea de la sedimentación. Estas calizas contienen una fauna marina de corales, fusulínidos (del género *Triticites*; Pensilvaniano a Permiano inferior) y bivalvos (Bellido y Narváez, 1960).

En la Quebrada de Choclón al Oeste de la zona de Atico, se observan igualmente facies finas rojizas de lutitas, limolitas y areniscas, en general groseramente estratificadas. Los bancos tienen espesores de 0,5 a 1 m, son similares a los observados en la parte norte de Atico, y forman horizontes estratiformes apenas fragmentados, plurimétricos en dimensión horizontal. En la Formación Atico se observa localmente angularidades en la estratificación general, que traducen igualmente una tectónica sinsedimentaria en extensión (Quebrada Atico; Quebrada de Choclón); es lo más comúnmente visto a lo largo del borde norte de la cuenca.

La masa principal de conglomerados aflora al sur del área de la zona de Atico, por encima y cerca del *détachement* principal, sobre un ancho de varios cientos de metros, en donde se observa discordancias progresivas. Estos conglomerados generalmente de color marrón rojizo se presentan en bancos masivos de 1 a 3 m de espesor. Sus clastos flotan en una matriz microconglomerádica marrón rojizo y verde, y son de gneis gris-verdosos, cuarzo blanco, granitos rosados, rocas volcánicas, y caliza gris.

Mediciones de paleocorrientes (imbricación de clastos, marcas de corriente en areniscas), sugieren que hubo dos regiones fuentes de sedimentación, respectivamente al norte y al sur de la cuenca:

- En la zona norte de Atico, las direcciones de paleocorrientes se dirigen hacia el SE y el SO, mientras que los ejes de los canales están orientados N-S.

- En la zona sur, cerca del *détachement principal*, las direcciones de paleocorrientes se orientan principalmente hacia el NNO, con cierto grado de solapamiento de clastos hacia el NO.

La presencia de clastos volcánicos en los conglomerados situados al sur y norte de la cuenca implica que rocas volcánicas (de edad desconocida) se encontraban aflorando en la región de Atico en el Pensilvaniano, al NE y SO. La forma subredondeada a redondeada de estos clastos sugiere que éstos sufrieron un transporte significativo antes de la sedimentación definitiva en Atico. La ausencia de rocas volcánicas interestratificadas en el relleno de la cuenca implica sea que ningún arco estaba activo en esta época, sea que, si es que había un arco activo, entonces estaba muy lejos de Atico. Aunque el grado avanzado de alteración de los clastos volcánicos impide una datación directa, es posible que reflejen la erosión de lo que quedaba en el Pensilvaniano de las acumulaciones volcánicas del arco construido en el BCM en el Ordovícico.

La existencia de niveles calcáreos delgados con fauna marina en la parte inferior de la serie indica que esta parte de la cuenca fue esporádicamente invadida por el mar, cerca del comienzo de su evolución. La presencia de clastos de caliza de litología similar en los conglomerados visibles a lo largo de los bordes NE y SO de la cuenca sugiere que estos niveles calcáreos estuvieron parcialmente sometidos a la erosión durante el funcionamiento de la cuenca.

ZONA DE OCOÑA

La sucesión expuesta en las proximidades de Ocoña (en ambas orillas del río Ocoña, en el Cerro Quichín y Pumacoto), tiene un espesor mínimo de 1100 m. La sección tipo está situada en la orilla oeste del Río Ocoña. El estudio inicial de esta unidad se debe a Mendívil y Castillo (1960), quienes la describieron como Formación Ambo, asignándole implícitamente una edad Misisipiana. Sin embargo, Morales (1997) señala la determinación, por parte de H. Pfefferkorn, de una flora Pensilvaniana descubierta en esta unidad.

La sucesión de Ocoña incluye conglomerados, areniscas microconglomerádicas, areniscas arcólicas, limolitas y lutitas, y localmente algunas capas de yeso y caliza. Hacia el Oeste del río, las facies conglomerádicas pasan de unos pocos cientos de metros a facies de areniscas arcillosas de color marrón rojizo, donde se observa algunas capas de calizas azuladas a negras intercaladas entre las pelitas. Hacia la margen este del Río Ocoña las facies son netamente más finas: se observa limos, pelitas y calizas. Existe pues una marcada polaridad en la distribución de facies sedimentarias: la cuenca se profundizaba rápidamente hacia el Este, tal como lo confirman las mediciones de paleocorrientes medidas en los conglomerados y areniscas.

Los conglomerados se encuentran principalmente en la parte suroeste de la cuenca donde están adosados a una falla normal que se conecta al *détachement* principal (Fig. 2). Presentan un aspecto monótono y masivo: se trata de depósitos de conos aluviales, con elementos flotantes (debris-flows), en los cuales se observan unidades elementales con granoclasificación normal. La litología de los clastos es variada: gneis verde-gris a negro, granitoides blancos y a veces rosados, cuarzo lechoso. Sus colores evolucionan desde rojo, cerca de la falla que bordea la cuenca al sur, hacia tonos rosados hacia la elongación norte. El diámetro de los clastos, que son generalmente redondeados a sub-angulares, varía de unos pocos

centímetros hasta 30 cm. La matriz, generalmente compacta, consta de una arenisca heterogénea microconglomerádica. El espesor de las capas varía desde unos pocos metros a aproximadamente 30 m en el caso de depósitos de flujo de escombros. Este tipo de deposición es característico del borde SO de la cuenca de Ocoña. Hacia el NE, estas facies conglomerádicas pasan lateralmente, en una distancia de unos 2 km, a facies de areniscas arcósicas microconglomerádicas localmente laminadas.

CONCLUSIONES: ORIGEN Y EVOLUCIÓN DE LAS CUENCAS DE ATICO Y OCOÑA

El estudio de las cuencas de Ocoña y Atico y el *détachement* asociado conduce a las siguientes conclusiones:

El mapeo pone en evidencia el *détachement* extensional que afectó el zócalo del bloque Camaná-Mollendo (BCM), compuesto de migmatitas de edad grenviliana y granitos del Ordovícico. Las cuencas sedimentarias que se han desarrollado por encima de los *détachements* son de edad pensilvaniana-permiana. La organización espacial de las facies conglomerádicas muestra que estas cuencas son sintectónicas, lo que demuestra que los *détachements* funcionaron al menos durante el Pensilvaniano-Permiano (Fig. 2). Por lo menos algunas de las edades fanerozoicas obtenidas en las rocas metamórficas precámbricas de este zócalo corresponden sin duda al intervalo de tiempo durante el cual se llevó a cabo la exhumación.

La cuenca de Ocoña se profundizó hacia el Este, es decir en la dirección de la depresión sinsedimentaria creada por el desplazamiento hacia el Este del compartimiento superior, lo que demuestra la consistencia de los resultados proporcionados por el análisis de la cuenca, por una parte, y el análisis estructural, por otra parte.

Tanto la geometría como la arquitectura de las cuencas y el mapeo de la zona recuerdan claramente a las cuencas devónicas de Noruega (Hornelen, etc.).

El cizallamiento del zócalo profundo se efectuó en condiciones dúctiles durante la primera etapa de la evolución extensional, pero luego prosiguió en condiciones más someras y por lo tanto frágiles. Esta evolución produjo la exhumación del zócalo y la formación de las cuencas estudiadas

REFERENCIAS

1. Alemán, A., León, W. 2002. A Carboniferous volcanic arc along coastal Cordillera? *5th International Symposium on Andean Geodynamics*, Toulouse, France, p.23-26.
2. Bellido, E., Narváez, S. 1960. Geología del Cuadrángulo de Atico: *Com. Carta Geol. Nac.*, v. I, n° 2, 59 p. Lima-Perú.
3. Caldas, J. 1978. Geología de los cuadrángulos de San Juan, Acarí y Yauca, Hojas: 31-m, 31-n, 32-n : Boletín n° 30. *Instituto de Geología y Minería*, Lima, Perú, 78 p.
4. Chauvet, A. 1989. Etude petrostructurale du substratum des bassins dévoniens de l'ouest de la Norvège : Les processus d'amincissement de la croûte calédonienne épaissie: *Thèse de Doctorat, Université de Montpellier (Montpellier II) Sciences et Techniques du Languedoc*, 212 p.
5. Loewy, S.L., Connelly, J.N., Dalziel, I.W.D. 2004. An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America: *Geological Society of America Bulletin*; v. 116; n°. 1/2; p. 171-187.
6. Martignole, J., Martelact, J.-E. 2003. Regional-scale Grenvillian-age UHT metamorphism in the Mollendo-Camana block (basement of the Peruvian Andes): *J. Metamorphic Geol.*, 21, p. 99-120.
7. Mendivil, S., Castillo, W. 1960. Geología del Cuadrángulo de Ocoña: *Com. Carta Geol. Nac.*, v. 1, n° 3, 54 p., Lima-Perú.
8. Morales, G. 1997. Nuevos datos geocronologicos y bioestratigraficos del macizo antiguo de Arequipa: *vol. Res. Ext. IX Congreso Peruano de Geología*, p. 365-369.
9. Rüegg, W. 1968. Mil kilómetros de geología en la faja pacífica del Perú meridional. Excursión desde Arequipa: *Actas de las Terceras Jornadas Geológicas Argentinas*, Tomo I, p. 355-374, Buenos Aires.
10. Shackleton, R.M., Ries, A.C., Coward, M.P., Cobbold, P.R. 1979. Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa Massif of coastal Peru: *Geological Society [London] Journal*, v. 136, p. 195-214.
11. Taipe, E. 2004. *Détachements en extension et sédimentation : les bassins pennsylvaniens d'Atico et Ocoña (sud-Pérou)*. Mémoire de DEA, Université Paul-Sabatier (Toulouse), 38 p.
12. Sempere, T., Boekhout, F., Noury, M., Taipe, E., Garcia, F., Jacay, J., Spikings, R. A., Schaltegger, U. 2012. Reinstauración del Grupo Yamayo (Bellido y Guevara, 1963), y su significado en la Evolución de la Margen Peruana del Carbonífero al Triásico. 5 p. *XVI Congreso Geológico Peruano, in press*.