

# DIACRONISMO EN LA SEDIMENTACIÓN DEL PENNSILVANIANO-PÉRMICO INFERIOR ENTRE LA ZONA SUBANDINA Y LA CORDILLERA ORIENTAL: LA SECCIÓN DE LA HACIENDA HUANCA (CERRO DE PASCO) Y SU RELACIÓN CON LOS GRUPOS TARMA Y COPACABANA Y FORMACIÓN ENE

Rildo Rodríguez<sup>1</sup>, Enrique Díaz-Martínez<sup>2</sup>, Mariel, Reitsma<sup>3</sup>

<sup>1</sup> INGEMMET, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Av. Canadá # 1470 San Borja Lima. rrodriguez@ingemmet.gob.pe

<sup>2</sup> Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid, España. e.diaz@igme.es

<sup>3</sup> Département de minéralogie, Section des Sciences de la Terre, Université de Genève, Ginebra, Suiza

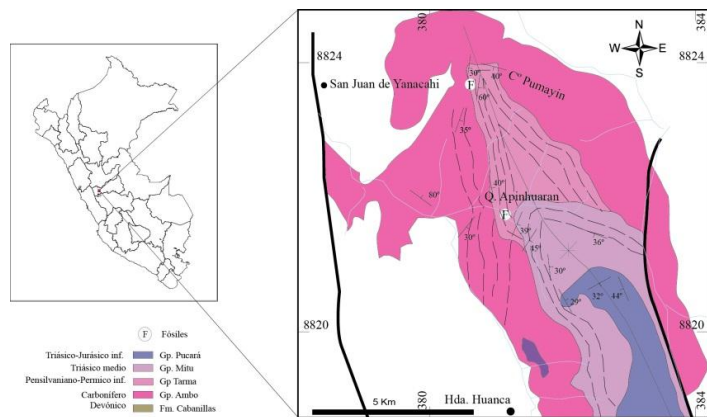
## INTRODUCCIÓN

A lo largo de la Cordillera Oriental, la secuencia estratigráfica del Pensilvaniano-Pérmico inferior está compuesta por lutitas negras, calizas, areniscas y conglomerados del Grupo Tarma; calizas del Grupo Copacabana y, lutitas, calizas y areniscas de la Formación Ene. Los contactos entre estas unidades estratigráficas son progresivos (Newell, 1953, Mégard, 1978) desde Ecuador a Bolivia, lo que llevó a que varios autores hayan propuesto su redefinición como Grupo Titicaca, (Díaz-Martínez, 1999; Díaz-Martínez et al., 2000; Azcuy & Pasquo, 2005).

En las altiplanices del Centro del Perú, secuencias volcanosedimentarias con intercalaciones de calizas marinas han sido atribuidas al Grupo Mitu (Harrison, 1951; Mégard, 1978; Cobbing et al., 1966). Los estudios realizados al este de Cerro de Pasco, noreste de la Hacienda Huanca, ponen en evidencia una secuencia volcanosedimentaria del Pensilvaniano-Pérmico inferior coetánea con los grupos Tarma y Copacabana y a la Formación Ene (Grupo Titicaca). Se presenta su análisis estratigráfico y su comparación con otros afloramientos similares de la misma región y se realiza una correlación litológica y temporal para demostrar el cambio lateral de facies entre la Cordillera Oriental y la Zona Subandina, confirmando la paleogeografía regional identificada por otros autores para este periodo.

## MARCO GEOLÓGICO

En la Cordillera Oriental, entre las fallas Tarma y San Vicente-Oxapampa (Fig. 3), las facies sedimentarias del Grupo Tarma fueron descritas por Mégard (1978). En Acobamba, a 10 km de la sección tipo, el Grupo Tarma alcanza los 1000 m de espesor y está compuesta por areniscas con niveles de calizas que lateralmente desaparecen hacia el norte, pasando por la laguna Alcacocha hasta llegar a la hacienda Huanca (noreste de Curhuamayo). En la hacienda, sobreyaciendo a lutitas negras del Devónico, se encuentra una potente secuencia volcánica de 500 m, compuesta por tobas soldadas con estructuras de flujo ignimbrítico (fiames) que podrían corresponder a la Formación Lavasen del Grupo Ambo (Carbonífero inferior). Por encima y, en discordancia angular, se encuentran una secuencia volcanosedimentaria que en anteriores estudios fue considerada dentro del Grupo Mitu (Harrison, 1951; Mégard, 1978; Cobbing, 1996) y que infrayace en discordancia angular al Grupo Mitu s.s. (Fig. 1)



**Figura 1.** Ubicación y mapa geológico del Grupo Tarma al noreste de la hacienda Huanca.

## LITOESTRATIGRAFÍA

En la Hacienda Huanca, el Grupo Tarma se puede dividir en tres unidades. La unidad inferior (A) tiene 100 m de espesor, empieza con lutitas negras intercaladas con areniscas calcareas de un medio deltaico que, pasan a una secuencia de calizas gris-verdosas con intercalaciones de lutitas y areniscas de un ambiente de plataforma carbonatada con intervención de medios fluviales, y finaliza con calizas en estratos delgados con intercalaciones de lutitas negras de un ambiente de plataforma carbonatada con influencia de medios deltaicos. La unidad intermedia (B) sobreyace en discordancia de erosión a la unidad A y tiene 140 m de espesor. Está compuesta por tres secuencias granodecrecientes que empiezan con conglomerados y terminan con areniscas finas con intercalaciones de calizas o calcarenitas. Los conglomerados por lo general presentan clastos angulosos de tobas o calizas, también presentan laminaciones oblicuas métricas originadas por oleadas piroclásticas. Las calizas y calcarenitas se presentan al techo de las tres secuencias mencionadas y representan transgresiones marinas sobre flujos volcanogénicos.

Finalmente, la unidad superior (C), tiene 110 m de espesor y se inicia con areniscas de grano fino a medio, feldespáticas con matriz limosa de color gris amarillento y hacia el techo presenta algunas intercalaciones de areniscas rojas finas, marcando el paso al Grupo Mitu.

En general el medio sedimentario de la secuencia volcanosedimentaria del Grupo Tarma corresponde a una zona litoral con zonas de deltas y plataforma carbonatada cercanos a un arco volcánico.

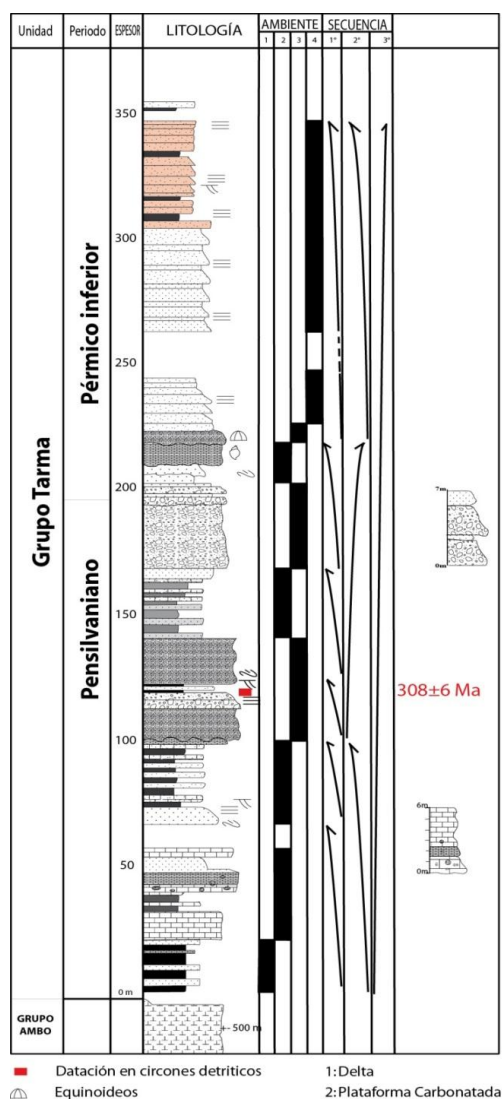
## EDAD

Al norte de la hacienda Huanca, la edad de las facies volcanosedimentarias ha sido determinada en base a fósiles y dataciones de circones detríticos. Champion (en Harrison, 1951) encontró dentro de estas calizas *Productus* sp. y corales solitarios, que indican el Carbonífero superior-Pérmico. Durante el cartografiado del cuadrángulo de Cerro de Pasco, Rodríguez et al. (2011) encontraron *Linoproductus cora* DORBIGNY (Misisipiano medio-Pérmico inferior), *Rhipidomella* sp. (Silúrico-Pérmico), *Stereostylus* sp. (Carbonífero inferior-Pérmico inferior), *Kochiproductus* sp. (Carbonífero superior-Pérmico) y *Polypora inimica* CHRONIC (Pérmico inferior), esta última ubicada en la parte superior de la secuencia.

Dos dataciones de circones detríticos fueron analizadas en la sección de Huanca (Reitsma et al., 2012). En la parte media de la sección de Huanca, una muestra de arenisca solo contiene circones del Carbonífero medio, e indican una edad máxima de 308.2 Ma (Fig.2), mientras que otra muestra de la base del Grupo Mitu, corresponde a una arenisca roja cuarzofeldespática que contiene 7.5% de circones triásicos, y muchos pérmicos (31%) y Neo-Meso Proterozoicos (55%). En ese sentido, la edad máxima de la base del Grupo Mitu corresponde a 241.5 Ma. Las edades indican que la parte media de la sección de Huanca corresponde al Pensilvaniano medio y los fósiles indican que la base corresponde al Pensilvaniano y el techo al Pérmico inferior.

## CORRELACIÓN CON UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DE LAS ALTIPLANICIES.

En la laguna Alcacocho hay otros afloramientos volcanosedimentarios y afloran más de 1000 m de areniscas cuarzosas con laminación cruzada correspondiente a oleadas piroclásticas. Al noroeste de Huancayo, Mégard (1968) asignó una edad carbonífera-pérmica a una secuencia de 150 m compuesta



**Figura 2.** Columna estratigráfica del Grupo Tarma al norte de la Hacienda Huanca

a la base por conglomerados parduzcos, seguidos de areniscas y lutitas con restos de plantas, e intercalaciones de calizas marinas con fusulínidos. Las características litológicas y estratigráficas de esta secuencia, junto con la presencia de calizas, indica que se trata del Grupo Tarma.

En el borde este de la Cordillera Occidental, en los domos de Yauli y Malpaso, Kobe (1986) definió una serie sedimentaria de color verde atribuida al Carbonífero. En el Domo de Yauli la secuencia alcanza 190 m y es grano y estratodecreciente, sobreyaciendo en discordancia angular a las rocas metamórficas de la Formación Excelsior, y está constituida por secuencias grano y estratodecrecientes que pueden llegar a medir 15 m de potencia, compuestas por brechas sedimentarias y areniscas conglomerádicas. En la parte superior, la secuencia sedimentaria se hace más fina y está conformada por conglomerados finos y areniscas conglomerádicas con clastos aislados de cuarcitas y pizarras de la Formación Excelsior. Al sureste de Lyrca, Mégard et al., (1983) encontraron 250 m de espesor de una secuencia terrígena de areniscas y conglomerados con esporádicos niveles de caliza que sobreyacen en discordancia a la Formación Excelsior e infrayacen de la misma forma al Grupo Mitu. Más al este, en la margen derecha del río Mantaro, el Pensilvaniano-Pérmico inferior alcanza más de 2000 m. La parte inferior está compuesta por lutitas grises intercaladas con areniscas cuarzosas grises, blancas y verdosas, conglomerados con clastos de cuarzo, cuarcita y esquistos; finalmente algunos estratos de calizas grises con fósiles del Carbonífero superior (Mégard, 1983). La parte superior está compuesta por una serie de calizas sucias con fauna del Pérmico que infrayacen a las areniscas propias del Grupo Mitu.

### **SEDIMENTOS MARINOS ~ Grupos Tarma, Copacabana y Formación Ene**

En el borde este de la Cordillera Oriental, Dumbor & Newell (1946) definieron el Grupo Tarma como una unidad lutácea con intercalaciones de calizas y en menor proporción con areniscas cuarzosas, niveles de conglomerado y un nivel de yeso al techo. En la sección tipo el Grupo Tarma alcanza 300 m e infrayace discordantemente al Grupo Mitu sin presentarse las calizas del Grupo Copacabana.

En la Cordillera Oriental, entre las fallas Ayacucho, San Vicente-Oxapampa y Satipo-Pangoa (Fig. 3), las facies marinas son más potentes. En la sección de Huanta, Mégard (1978) describe que la sucesión sedimentaria del Carbonífero superior-Pérmico inferior está formada en la base por 2050 m de lutitas con intercalaciones de calizas y areniscas que conforman el Grupo Tarma, seguidas de 1900 m de calizas gris oscuras con intercalaciones de lutitas en la parte inferior, y areniscas en la parte media (Newell, 1953), que se asignan al Grupo Copacabana. Más al sur, entre San Miguel y el río Pampas, la sucesión sedimentarias del Carbonífero superior-Pérmico inferior es más monótona, compuesta por más 2000 m de lutitas negras con intercalaciones aisladas de calizas (Marocco et al., 1996).

En el borde este de la cuenca Ene los afloramientos del Pensilvaniano-Pérmico inferior están formados por una secuencia incompleta de calizas con fósiles del Pérmico inferior que corresponden a la Formación Copacabana. La parte superior está cubierta por una secuencia detrítica-carbonatada de la Formación Ene. Los análisis palinológicos (Martin & Paredes, 1977; Robertson Research, 1990) indican una edad Pérmico inferior (Artinskiano-Kunguriano?). En el Pongo de Mainique, la secuencia del Pensilvaniano-Pérmico inferior está compuesta por los Grupos Tarma, Copacabana y la Formación Ene. La edad del Grupo Tarma ha sido determinada por palinología en el Pensilvaniano inferior a medio y solo alcanza 237 m de espesor. El contacto superior es progresivo con las calizas del Grupo Copacabana del Pensilvaniano superior al Pérmico inferior (Azcuy et al., 2002). Sin embargo, otros estudios de foraminíferos y palinomorfos realizados en los pongos de Paquizapango y Mainique y en los ríos Camisea y Alto Manu, indican que en otras áreas el Grupo Copacabana se inicia antes (hasta en el Pensilvaniano inferior) y abarca hasta el Pérmico inferior (Groves et al., 1997, Díaz-Martínez, 1999; Wood et al., 2002).

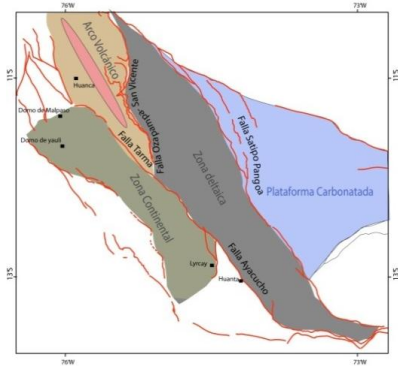
### **DIACRONISMO DEL PENNSILVANIANO-PERMICO**

Las edades obtenidas mediante fósiles y dataciones radiométricas en las diferentes unidades del Pensilvaniano-Pérmico inferior evidencian que los medios depositacionales fueron diacrónicos y controlados por fallas regionales. Entre las fallas Tarma y Oxapampa-San Vicente se desarrolló un arco volcánico (Fig. 3) en donde se depositaron tobas de bloques y flujos de oleadas piroclásticas que estuvieron cerca de la línea de costa. Más al este, entre las fallas Ayacucho, Oxapampa-San Vicente y Satipo Pangoa, la sedimentación del Pensilvaniano corresponde a lutitas negras con intercalaciones de calizas delgadas (Fig. 3). En el Pérmico inferior se instaló una plataforma carbonatada y lateralmente

hacia el oeste las lutitas presentan areniscas y conglomerados que correspondería al límite con la zona volcanosedimentaria de Huanca.

Finalmente, al este de la falla Satipo Pangoa las facies son más calcáreas y una plataforma carbonatada se desarrolló desde el Pensilvaniano inferior hasta el Pérmico inferior (Fig. 3) pasando luego a lutitas negras y areniscas cuarzosas de la Formación Ene, la cual forma la parte terminal del Grupo Copacabana (Gil, 2002). La paleogeografía estuvo gobernada por un alto estructural hacia el oeste que abarca la actual Cordillera Oriental y las altiplanices

(domos de Yauli y Malpaso). Sobre el alto, se instaló un arco magmático relacionado a granitoides del Pensilvaniano (Rodríguez et al., 2009) y con el relleno volcanosedimentario de la zona de Huanca (Fig. 3).



**Figura 3.** Esquema Paleogeográfico del Pensilvaniano-Pérmico inferior

## REFERENCIAS

1. Azcuy, C. & Pasquo, M. 2005. Early Carboniferous palynoflora from the Ambo Fm, Pongo de Mainique, Peru. *Review of Palaeobotany and Palynology* 134. 153– 184
2. Azcuy, C.; Pasquo, M.; Valdivia, H. 2002. A Late Carboniferous miospores from the Tarma Fm, Pongo de Mainique, Peru. *Review of Palaeobotany and Palynology* 118. 1 28
3. Cobbing, J.; Quispesivana, L.; Paz, M. 1996. Geología de los cuadrángulos de Ambo, Cerro de Pasco y Ondores. INGEMMET. Boletín. Serie A: 77, 238 p.
4. Díaz-Martínez, E.; Mamet, B.; Isaacson, P.; Grader, G. 2000. Permian marine sedimentation in northern Chile: new paleontological evidence from the Juan de Morales Formation, and regional paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 13, n. 6, pp. 511-525.
5. Díaz-Martínez, E. 1999. Estratigrafía y paleogeografía del Paleozoico superior del norte de los Andes Centrales (Bolivia y sur del Perú ). In: Macharé, J., Benavides, V., Rosas, S.(Eds.), Volumen Jubilar, 5, pp. 19-26.
6. Gil, W. 2002. Evolución lateral de la deformación de un frente orogénico: ejemplo de las cuencas subandinas entre 0° y 16°S. *Sociedad Geológica del Perú. Publicación Especial*, n. 4
7. Groves, J.; Wahlman, G.P.; Alemán, A.; Brenckle, P.; Wood, G. 1997. The paleogeographic, biostratigraphic and evolutionary significance of smaller foraminifers, fusulinids and palynomorphs from the Copacabana Formation (Pennsylvanian-lower Permian), Peru. *IX Congreso Peruano de Geología*.
8. Harrison, v. 1961. Geología de los Andes Orientales del Perú. *Soc. Geo. Perú. Boletín*, n. 21, pp. 3-97.
9. Kobe, H. 1986. Apuntes sobre el Paleozoico del Domo de Malpaso, Perú Central. *Soc. Geo. Perú. 76*, pp. 35-44.
10. Marocco, R.; Lipa, V.; Quispe, L. 1996. Geología del cuadrángulo de San Miguel. INGEMMET. Boletín. Serie A: 83, 131 p.
11. Martin, C. & Paredes, J. 1977. Données nouvelles sur le Paléozoïque de la zone subandine du Pérou central. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, vol. 284, n. 17, pp. 1647-1650.
12. Mégard, F. 1968. Geología del cuadrángulo de Huancayo. INGEMMET. Boletín. Serie A: 18, 123 p.
13. Mégard, F. 1978. Etude géologique des Andes du Pérou Central, ORSTOM, 1978. 310 p.
14. Mégard, F.; Marocco, R.; Vicente, J.; Muñoz, C.; Pastor, R. & Mégard-Galli, J. 1983. Apuntes sobre la geol. de Lircay (Huancavelica-Perú). *El pleg. tardihercínico y las modalidades del pleg. andino (F Quechua)*. *Soc. Geol. Perú. vol. 71*.
15. Newell, N.; Chronic, J. & Roberts, T. 1953. Upper Paleozoic of Peru. *Geo. Soc. Am. n. 58*, 1953. 276 p.
16. Reitsma, M. 2012. Reconstructing the Late Paleoz.: Early Mesoz. plutonic and sedimentary record of south-east Peru: Orphaned back-arcs along the western margin of Gondwana. *Thèse doctorat: Univ. Genève*, no. Sc. 4459
17. Rodríguez, R.; Cueva, E. & Carlotto, V. 2011. Geol. cuadrángulo de Cerro de Pasco. INGEMMET. Bol. Ser. A: 144, 160 p.
18. Rodríguez, R.; Mamani, M.; Carlotto, V. & Cueva, E. 2009. Geocro. y geoq. de las rocas graníticas del Pensilv. y Triásico med. en la Cord. Ori. del Perú Central (10°45'S-13°30'S). *Soc. Geo. Perú. n. 103*, 245-253.
19. Wood, D.; Groves, J.; Wahlman, G.; Brenckle, P.; Alemán, A. 2002. The paleogeographic and biostratigraphic significance of fusulinacean and smaller foraminifers, and palynomorphs from the Copacabana Formation (Pennsylvanian-Permian), Madre de Dios Basin, Peru. *Canadian Soc. of Petroleum Geo. pp. 630-664. N.19*