



# Diacronismo en la sedimentación del Pensilvaniano-Pérmico inferior entre la Zona Subandina y la Cordillera Oriental: la sección de Hacienda Huanca (Cerro de Pasco) y su relación con los grupos Tarma y Copacabana y la Formación Ene

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

<sup>1</sup> Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Av. Canadá 1470, San Borja, Lima ([rrodriguez@ingemmet.gob.pe](mailto:rrodriguez@ingemmet.gob.pe))

<sup>2</sup> Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid, España ([e.diaz@igme.es](mailto:e.diaz@igme.es))

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

## 1. Introducción

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

En las altiplanices del centro del Perú, secuencias volcano-sedimentarias con intercalaciones de calizas marinas han sido atribuidas al Grupo Mitu (Harrison, 1951; Mégard, 1978; Cobbing et al., 1996). Los estudios realizados al este de Cerro de Pasco, al noreste de la localidad de Hacienda Huanca, ponen en evidencia una secuencia volcano-sedimentaria del Pensilvaniano-Pérmico inferior coetánea con los grupos Tarma y Copacabana y la Formación Ene (Grupo Titicaca).

En este trabajo 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.

## 2. 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 compuesto por areniscas con niveles de calizas que lateralmente desaparecen hacia el norte, pasando por la laguna Alcacocha hasta llegar a Hacienda Huanca (noreste de Curhuamayo). Allí, sobreyaciendo a lutitas negras del Devónico, se encuentra una potente secuencia volcánica de 500 m, compuesta por tobas soldadas con estructuras de flujo ignimbrítico (*fiamme*) que podrían corresponder a la Formación Lavasen del Grupo Ambo (Carbonífero inferior). Por encima y en discordancia angular, se encuentra una secuencia volcano-sedimentaria que en anteriores estudios fue considerada dentro del Grupo Mitu (Harrison, 1951; Mégard, 1978; Cobbing et al., 1996) y que infrayace en discordancia angular al Grupo Mitu s.s. (Fig. 1).

## 3. Litoestratigrafía

En 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 calcáreas de origen deltaico, que pasan a una

secuencia de calizas gris-verdosas con intercalaciones de lutitas y areniscas, depositada en un ambiente de plataforma carbonatada perturbado por desembocaduras fluviales, y finaliza con calizas en estratos delgados con

intercalaciones de lutitas negras, depositadas en un ambiente de plataforma carbonatada con influencia de medios deltaicos.

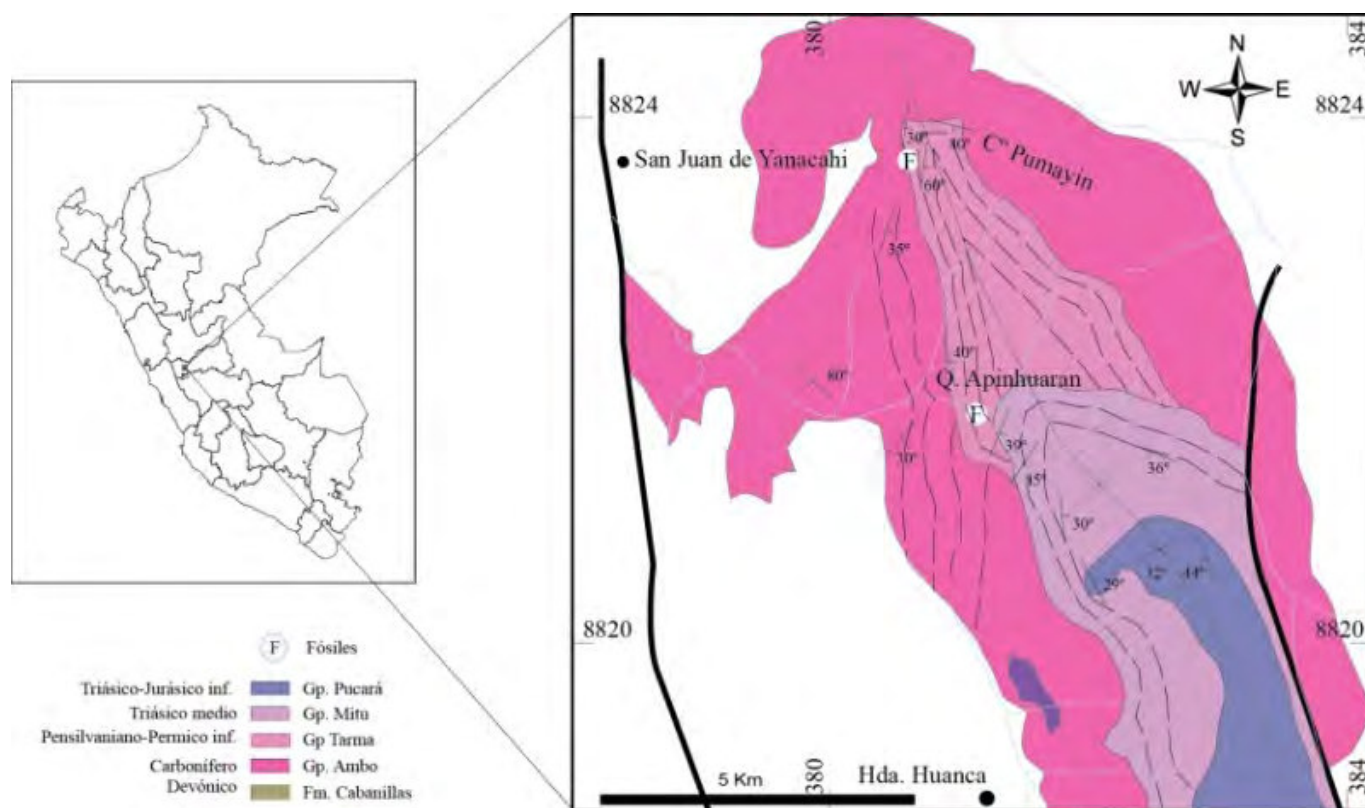


Figura 1. Ubicación y mapa geológico del Grupo Tarma al noreste de Hacienda Huanca.

La unidad intermedia (B), con 140 m de espesor, sobreyace en discordancia de erosión a la unidad A. 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, que se interpretan como originadas por oleadas piroclásticas. Calizas y calcarenitas ocurren al techo de las tres secuencias mencionadas, representando transgresiones marinas sobre flujos volcánogénicos.

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

Por lo general, la secuencia volcano-sedimentaria del Grupo Tarma se depositó en una zona litoral con áreas de deltas y plataforma carbonatada cercanas a un arco volcánico.

### 3. Edad

Al norte de Hacienda Huanca, la edad de las facies volcano-sedimentarias 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* d'Orbigny (Misipiano 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 realizadas en la sección de Hacienda Huanca (Reitsma et al., 2012). En la parte media de la sección, una muestra de arenisca sólo entregó circones del Carbonífero medio, con una edad máxima de 308.2 Ma (Fig. 2). Este importante dato indica que la parte media de la sección de Huanca no es más vieja que el Pensilvaniano medio (Moscoviano terminal), mientras que los fósiles indican que su base corresponde al Pensilvaniano y su techo al Pérmico inferior.

Otra muestra, tomada de la base del Grupo Mitu, corresponde a una arenisca roja cuarzo-feldespática que contiene 7.5 % de circones triásicos, y muchos pérmicos (31 %) y neo-mesoproterozoicos (55 %). Estos resultados proporcionan una edad máxima de 241.5 Ma para la base del Grupo Mitu.

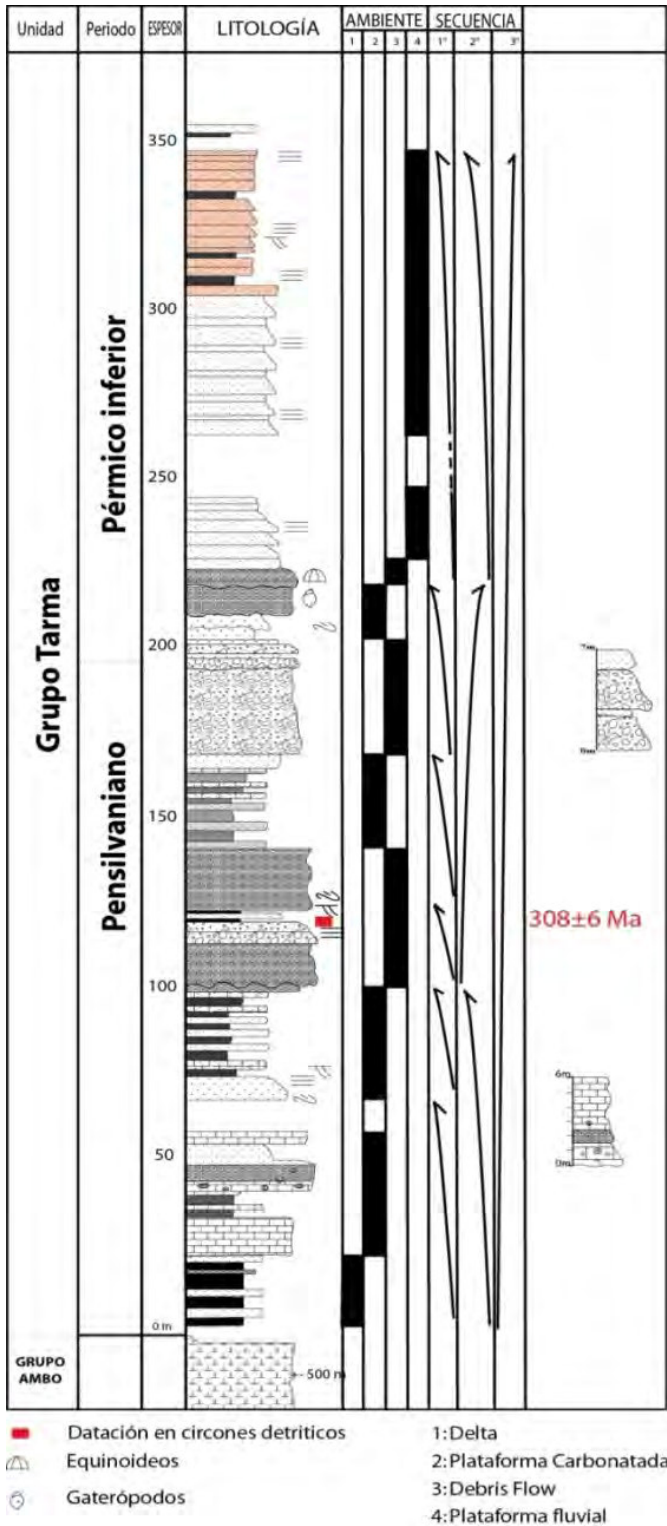


Figura 2. Columna estratigráfica del Grupo Tarma al norte de la localidad de Hacienda Huanca

4. Correlaciones regionales

4.1. Altiplanicies

Alrededor de la laguna Alcacocha existen otros afloramientos volcano-sedimentarios y afloran más de 1000 m de areniscas cuarzosas con laminación cruzada, que incluyen muchas oleadas piroclásticas.

Al noroeste de Huancayo, Mégard (1968) asignó una

edad carbonífera-pérmica a una secuencia de 150 m compuesta 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 Excélsior. Esta sucesión 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 menos gruesa, siendo conformada por conglomerados finos y areniscas conglomerádicas con clastos aislados de cuarcitas y pizarras de la Formación Excélsior.

Al sureste de Lircay, 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 Excélsior 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; existen 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 infrayace a las areniscas típicas del Grupo Mitu.

4.2. Otras áreas

En el borde este de la Cordillera Oriental, Dunbar & Newell (1946) definieron el Grupo Tarma como una unidad lutácea con intercalaciones de calizas, y en menos proporción con areniscas cuarzosas, niveles de conglomerado, y un nivel de yeso al techo. En su 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 una sucesión sedimentaria del Carbonífero superior-Pérmico inferior 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 sedimentaria del Carbonífero superior-Pérmico inferior es más monótona, compuesta por más de 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 consisten de una secuencia incompleta de calizas con fósiles del Pérmico inferior, que corresponde a la Formación Copacabana. La parte superior está cubierta por la secuencia detrítica-carbonatada de la Formación Ene. 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 y Copacabana y la Formación Ene. La edad del Grupo Tarma, que sólo alcanza 237 m de espesor, ha sido determinada por palinología como Pensilvaniano inferior a medio. El contacto superior es progresivo con las calizas del Grupo Copacabana, que abarca el Pensilvaniano superior y 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).

### 5. Paleogeografía en el Pensilvaniano-Pérmico

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 (Fig. 3).

Entre las fallas Tarma y Oxapampa-San Vicente se desarrolló un arco volcánico 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 pensilvaniana depositó lutitas negras con intercalaciones de calizas delgadas (Fig. 3). En el Pérmico inferior se instaló una plataforma carbonatada; lateralmente, hacia el oeste, las lutitas se intercalan con areniscas y conglomerados, probablemente en transición con la zona volcano-sedimentaria de Hacienda Huanca.

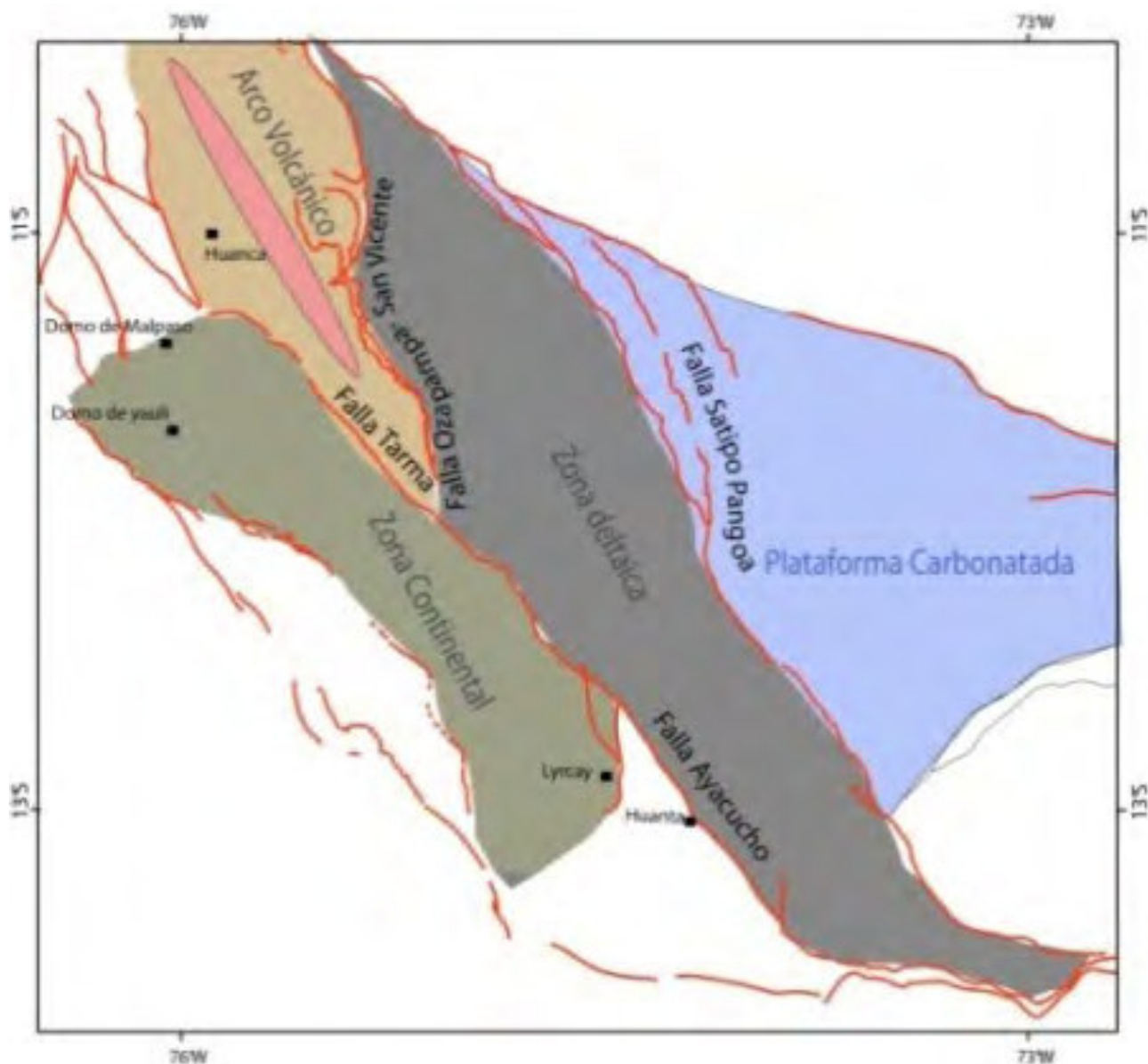


Figura 3. Esquema paleogeográfico para el Pensilvaniano-Pérmico inferior.

Finalmente, al este de la falla Satipo-Pangoa las facies son más calcáreas, ilustrando que una plataforma carbonatada se desarrolló allí desde el Pensilvaniano inferior hasta el Pérmico inferior (Fig. 3). Hacia arriba, estas calizas pasan a lutitas negras y areniscas cuarzosas de la Formación Ene, la cual conformaría 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 volcánico-sedimentario de la zona de Hacienda Huanca (Fig. 3).

## Referencias

- Azcuy, C., di Pasquo, M. 2005. Early Carboniferous palynoflora from the Ambo Fm, Pongo de Mainique, Peru. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 134, 153-184.
- Azcuy, C., di Pasquo, M., Valdivia, H. 2002. Late Carboniferous miospores from the Tarma Fm, Pongo de Mainique, Peru. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 118, p. 1-28.
- Cobbing, J., Quispesivana, L., Paz, M. 1996. Geología de los cuadrángulos de Ambo, Cerro de Pasco, y Ondores. *Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional*, v. 77, 238 p.
- 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 de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 3, p. 19-26.
- 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*, v. 13, p. 511-525.
- Gil, W. 2002. Evolución lateral de la deformación de un frente orogénico: Ejemplo de las cuencas subandinas entre 0° y 16°S. *Publicación Especial de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 4.
- 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*.
- Harrison, J.V. 1961. Geología de los Andes Orientales del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 21, p. 3-97.
- Kobe, H. 1986. Apuntes sobre el Paleozoico del Domo de Malpaso, Perú central. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 76, p. 35-44.
- Marocco, R., Lipa, V., Quispe, L. 1996. Geología del cuadrángulo de San Miguel. *Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional*, v. 83, 131 p.
- Martin, C., Paredes, J. 1977. Données nouvelles sur le Paléozoïque de la zone subandine du Pérou central. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 284, p. 1647-1650.
- Mégard, F. 1968. Geología del cuadrángulo de Huancayo. *Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional*, v. 18, 123 p.
- Mégard, F. 1978. Etude géologique des Andes du Pérou central. *ORSTOM, Paris*, 310 p.
- Mégard, F., Marocco, R., Vicente, J., Muñoz, C., Pastor, R., Mégard-Galli, J. 1983. Apuntes sobre la geología de Lircay (Huancavelica, Perú central): El plegamiento tardihercínico y las modalidades del plegamiento andino (fase Quechua). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 71, p. 255-262.
- Newell, N.D., Chronic, J., Roberts, T. 1953. Upper Paleozoic of Peru. *Geological Society of America Memoirs*, v. 58, 276 p.
- Reitsma, M. 2012. Reconstructing the Late Paleozoic: Early Mesozoic plutonic and sedimentary record of south-east Peru: Orphaned back-arcs along the western margin of Gondwana. *Thèse de doctorat, Université de Genève, Suiza*, no. Sc. 4459, 226 p.
- Rodríguez, R., Mamani, M., Carlotto, V., Cueva, E. 2009. Geocronología y geoquímica de las rocas graníticas del Pensilvaniano y Triásico medio en la Cordillera Oriental del Perú Central (10°45'S-13°30'S). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 103, p. 245-253.
- Rodríguez, R., Cueva, E., Carlotto, V. 2011. Geología del cuadrángulo de Cerro de Pasco. *Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional*, v. 144, 160 p.
- 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 Society of Petroleum Geologists*, v. 19, p. 630-664.