



Aportes sobre la geología y origen del Bosque Petrificado Piedra Chamana, Sexi, Cajamarca

Pedro Navarro, Diana Pajuelo, y Elizabeth Ordóñez

INGEMMET, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Av. Canadá 1470, San Borja, Lima, Perú (pnavarro@ingemmet.gob.pe)

1. Introducción

Las rocas volcánicas cenozoicas de la Cordillera Occidental del norte del Perú son conocidas como Grupo Calipuy. Algunas unidades de estas rocas han dado origen y albergan a un importante yacimiento paleontológico conocido como El Bosque Petrificado de Piedra Chamana, que se ubica en la jurisdicción distrital de Sexi (Fig. 1), provincia de Santa Cruz, departamento de Cajamarca; y cartográficamente en la esquina noreste de la hoja de Chongoyape (14e).

El Bosque Petrificado Piedra Chamana está constituido principalmente por variados tipos de troncos fósiles, además de improntas de hojas y semillas, y microorganismos fósiles.

2. Contexto geológico regional

El bosque petrificado se encuentra albergado en las rocas volcánicas emitidas por el centro volcánico Incahuasi (Navarro et al., inédito) correspondiente al anteriormente denominado Volcánico Huambos (Wilson, 1984) del Grupo Calipuy (Fig. 2). Estas rocas volcánicas han proporcionado edades isotópicas K-Ar y Ar-Ar del Eoceno superior que oscilan entre los 36 y 39 Ma (Noble et al., 1990; Woodcock et al., 2009); de naturaleza ácida, han tenido un carácter explosivo.

Subyacen en discordancia angular diversos depósitos principalmente piroclásticos de composición intermedia, que conforman la secuencia volcánica Chancay (Navarro et al., inédito). Esta secuencia se correlaciona con el denominado Volcánico Llama (Wilson, 1984), que tiene una edad K-Ar del Eoceno inferior, aproximadamente de 54 Ma (Noble et al., 1990).

Es necesario precisar se considera que la leve discordancia existente entre los volcánicos Incahuasi y Chancay, que están debidamente datados, representa en el norte de Perú el “evento tectónico compresivo Inca II” de ~43 Ma (Noble et al., 1990), descrito en otros lugares del país (Noble et al., 1985; Cobbing, 1981; McKee y Noble, 1982; Benavides, 1999).

Estructuralmente se tiene un sistema principal de fallas inversas con dirección predominante al NO-SE, y un sistema secundario con dirección NE-SO. Precisamente en el sistema principal se hospeda el yacimiento epitermal de baja sulfuración Los Pircos (Enríquez et al., 2006).

3. Contexto geológico local

En el área de estudio (Fig. 3) se ha reconocido como basamento a una alternancia de calizas nodulares de coloraciones grises a pardas, lutitas calcáreas gris oscuras, limoarcillitas rojizas amarillentas, y niveles esporádicos de areniscas grises de grano fino, correspondientes a las formaciones Inca y Chulec del Cretácico.

Sobreyacen en discordancia angular los depósitos de la secuencia volcánica Chancay, consistentes hacia la base por intercalaciones de secuencias volcanoclásticas, depósitos de flujos de cenizas y piroclastos de bloques y cenizas de coloraciones violáceas (Chancay 1); cubiertos por alternancias de depósitos piroclásticos de cenizas de coloraciones pardo rojizas (Chancay 2). El tope está constituido por piroclastos gris verdosos ricos en fragmentos líticos polimícticos dispuestos en capas tabulares y depósitos de bloques y cenizas porfiríticas con fragmentos líticos monomícticos (Chancay 3). El conjunto tiene un espesor aproximado de 400 m.

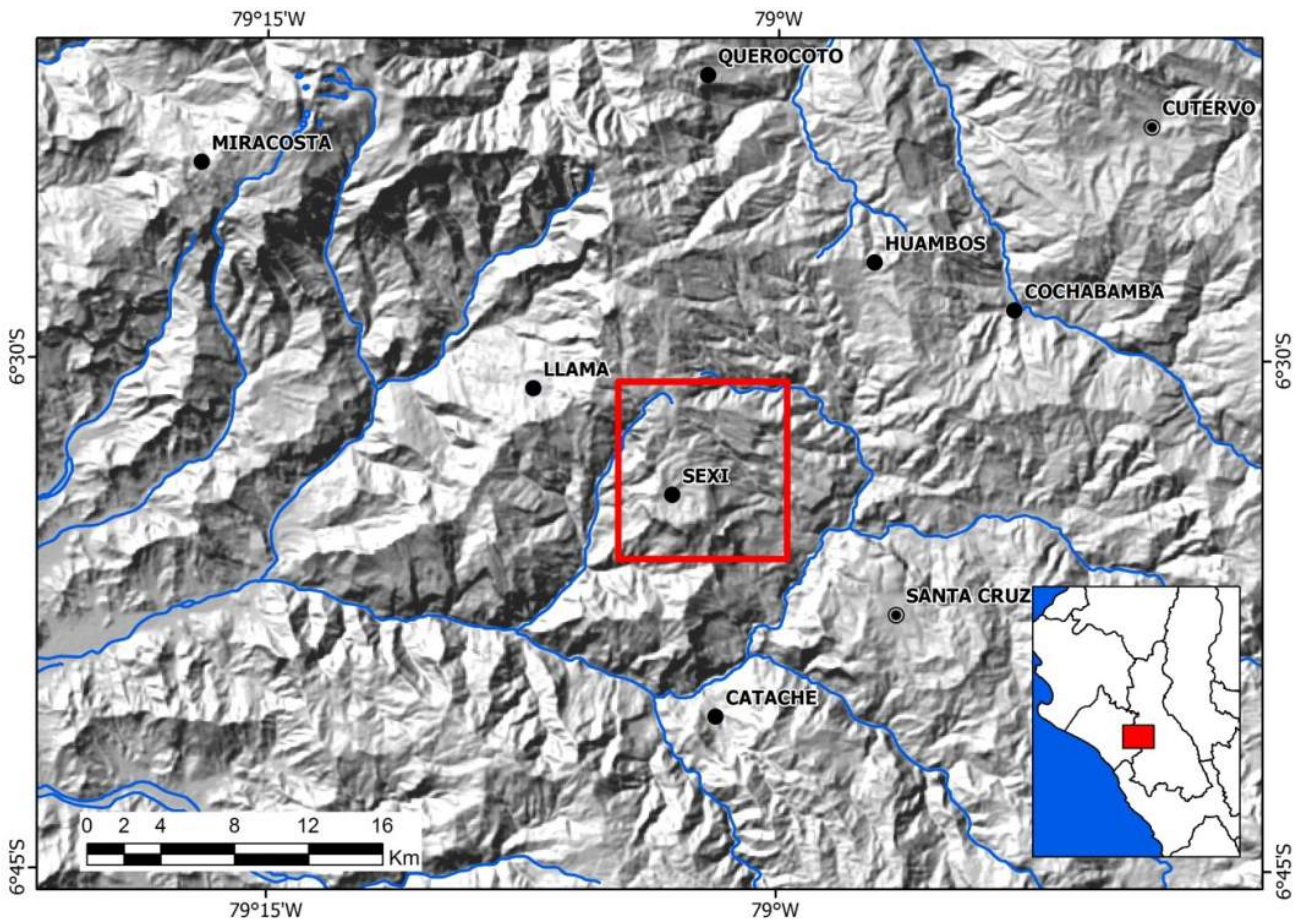


Figura 1. Ubicación del área de estudio.

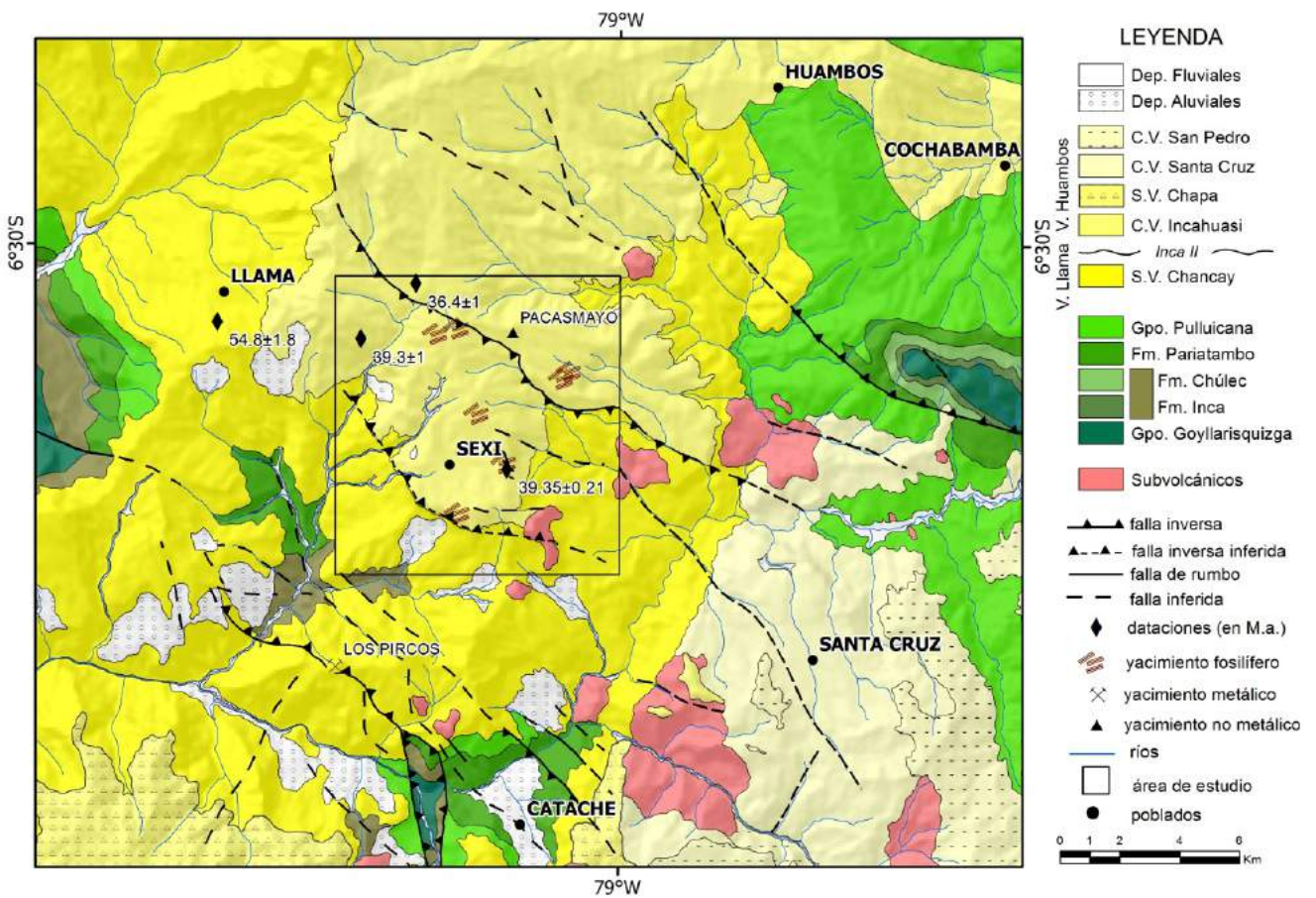


Figura 2. Mapa geológico regional.

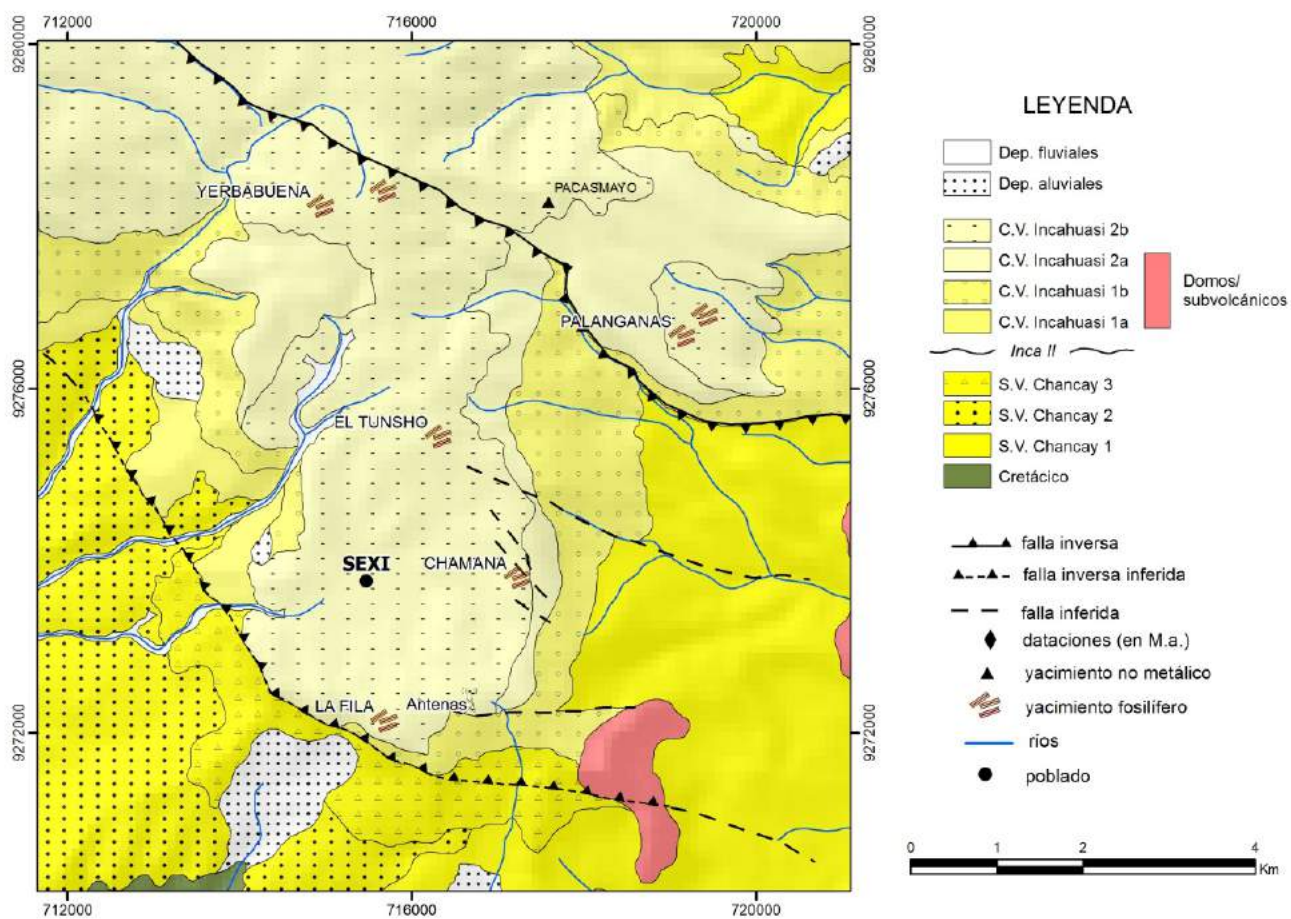


Figura 3. Mapa geológico local del área de estudio.



Foto 1. Depósito piroclástico en Palanganas.

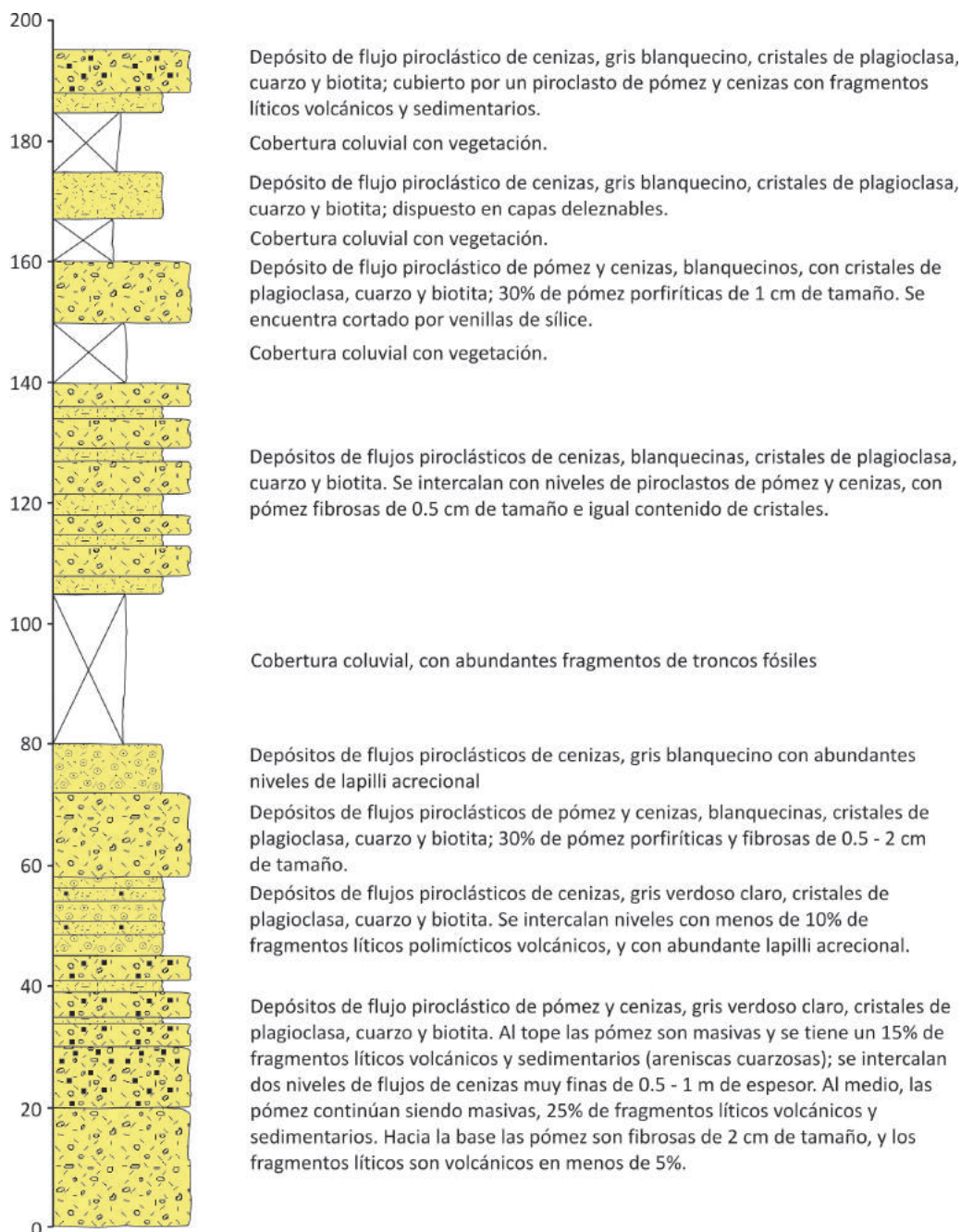


Figura 4. Columna estratigráfica levantada entre Sexi y Las Antenas.

La secuencia volcánica Chancay está cubierta mediante una discordancia angular por los depósitos del centro volcánico Incahuasi, cuyos afloramientos conforman dos eventos eruptivos.

El primero está conformado a la base (1a) por lahares con clastos subangulosos a subredondeados, y flujos piroclásticos de cenizas grises con escaso contenido de fragmentos líticos polymícticos.

Sobreyacen piroclastos de pómez y cenizas soldados (1b), con textura eutaxítica, pómez alargados (tipo *fiamme*), abundantes cristales de cuarzo, biotita y sanidina, con ocasionales fragmentos líticos polymícticos. Woodcock et al. (2009) reportan para este flujo una edad Ar-Ar en sanidina de 39.52 ± 0.11 Ma.

El segundo evento está constituido en la base por niveles volcanoclásticos y sedimentarios en capas tabulares centimétricas (2a), que representan un hiato en la

actividad volcánica; uno de estos niveles volcanoclásticos contiene restos de microfósiles del tipo ostrácodos indet., cuyos caparzones orientados sugieren una depositación in situ y su morfología indica ambientes de estuario o lagunas costeras; sin embargo es necesario precisar que estas determinaciones han sido realizadas en base a sus características morfológicas debido a que sólo se han preservado los moldes internos más no los caparzones (Tejada et al., 2012). Se intercalan depósitos de flujos piroclásticos gris blanquecinos ricos en cristales. Tienen un espesor en conjunto superior a los 100 m.

El tope del segundo evento eruptivo (2b) lo conforman a la base niveles de caída de cenizas blanquecinas cubiertos por intercalaciones de depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas, gris blanquecinos, pómez porfiríticas, abundantes cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita, además de fragmentos líticos polymícticos; y algunos

niveles con abundante lapilli acrecional. En estos niveles se han observado improntas de semillas y hojas de la orden de Sapindales y Pinales (Tejada et al., 2012), y numerosos troncos y tallos fósiles, algunos de los cuales están aún enraizados en un paleosuelo (Woodcock et al., 2009) mientras que otros han sido englobados y arrastrados por los flujos piroclásticos como en Yerbabuena, Palanganas, El Tunsho, La Fila. Luego sobreyace una intercalación de capas tabulares de

piroclastos que tienen espesores de 5 a 20 m, en los cuales no se han observado restos de troncos fósiles, a excepción de algunos rodados como constituyentes de un depósito coluvial (Fig. 4). En esta unidad se reportan edades radiométricas Ar-Ar de 39.3 ± 1.0 Ma obtenida en sanidina (Noble et al., 1990) y de 39.35 ± 0.21 Ma en plagioclasa (Woodcock et al., 2009). El espesor del conjunto es de aproximadamente 300 m.



Foto 2. Capas piroclásticas en El Tunsho.

En el substratum del bosque petrificado se ha recolectado restos de microfósiles que confirman la existencia de una paleolaguna, rellena por material principalmente volcanoclástico depositado probablemente en un paleoambiente costero o de estuario. Sin embargo es necesario ahondar las investigaciones con otras muestras microfósiles reconocidas en Palanganas. Las determinaciones paleontológicas de las hojas sugieren paleoambientes tropicales y subtropicales.

4. Reflexiones finales

El Bosque Petrificado Piedra Chamana ha sido reconocido por el ex-INC de Cajamarca el 15 de abril de

1997 como Patrimonio Cultural de la Nación, amparado por las leyes 24047 y 26576. Actualmente las investigaciones llevadas a cabo por la Dirección de Geología Regional del INGEMMET con la colaboración de geocientíficos como la Dra. Deborah Woodcock, el Geóg. Fernando Villiger, el Arqueól. Roger Ravinnes, entre otros; tienen como propósito integrar los aspectos geológicos, culturales y socio-económicos, conjuntamente con la biodiversidad para considerar al Bosque Petrificado Piedra Chamana en patrimonio geológico de interés nacional. La profundización de estudios geológicos y geoturísticos, inventario de geositos, plan de manejo estrategias de protección y conservación, difusión del recurso natural, diseño de georutas y puesta en valor redunden en beneficio del desarrollo de la población de Sexi y conlleven a la creación de un geoparque nacional.

Referencias

- Benavides, V. 1999. Orogenic evolution of the Peruvian Andes: The Andean cycle. Society of Economic Geologists Special Publication 7, p. 61-107
- Cobbing, E., Pitcher, W., Wilson, J., Baldock, J., Taylor, W., McCourt, W., Snelling, N. 1981. Estudio geológico de la Cordillera Occidental del norte del Perú. INGEMMET, serie D, v. 10, 260 p.
- Enríquez, J., Rodríguez, O., Rodríguez, R. 2006. Geología de los yacimientos epitermales del tipo baja sulfuración en el corredor estructura San Pablo-Porculla, Norte del Perú. XIII Congreso Peruano de Geología, Lima, Resúmenes extendidos, p. 724-727
- Tejada, L., Navarro, P., Pajuelo, D., Ordoñez, E. 2012. Paleoambiente del substrato del Bosque de Sexi: evidencia de ostrácodos y plantas. XVI Congreso Peruano de Geología, Resúmenes extendidos, 5 p.
- McKee, E., Noble, D. 1982. Miocene volcanism and deformation in the Western Cordillera and High plateaus of south-central Perú. Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 657-662
- Noble, D., McKee, E., Mourier, T., Mégard, F. 1990. Cenozoic stratigraphy, magmatic activity compressive deformation, and uplift in Northern Peru. Geological Society of America Bulletin, v. 102, p. 1105-1113
- Noble, D., Sébrier, M., Mégard, F., McKee, E. 1985. Demonstration of two pulses of Paleogene deformation in the Andes of Peru. Earth Planetary Science Letters, v. 3, p. 345-349
- Wilson, J. 1984. Geología de los cuadrángulos de Jayanca, Incahuasi, Cutervo, Chongoyape, Chota, Celendin, Pacasmayo y Chepen. INGEMMET, serie A, v. 38, 104 p.
- Woodcock, D., Meyer, H., Dunbar, N., McIntosh, W., Prado, I., Morales, G. 2009. Geologic and taphonomic context of El Bosque Petrificado Piedra Chamana (Cajamarca, Peru). Geological Society of America Bulletin, v. 121, p. 1172-1178.