



Evolución tectónica-estructural de la cuenca Miocena Tincopalca: Transición de una cuenca “Piggyback” a una cuenca transpresiva, distrito de Santa Lucia, Puno – Sur del Perú

Daniel Torres¹

¹ Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Av. Canadá 1470 San Borja, Lima- Perú
(dtorres@ingemmet.gob.pe)

Introducción

Las zonas de transpresión y transtensión están vinculadas a deformaciones del tipo “strike-slip” o de rumbo, en donde coexisten la cizalla simple con, respectivamente, acortamiento y extensión ortogonal en respuesta a una convergencia o divergencia oblicua en márgenes continentales (Sanderson y Marchini, 1984; Tikoff y Teyssier, 1994; Dewey et al., 1998). El presente trabajo se basa en el cartografiado litológico-estructural (1:50000), microtectónica y secciones semibalceadas para ser relacionadas con las cuencas intramontañosas en la Cordillera Occidental y límite con el Altiplano de la Provincia de Puno (15°S). El objetivo de esta integración se basa en la necesidad de determinar la evolución tectónica-estructural de la cuenca Tincopalca (Figura 2) durante el Mioceno, un clásico ejemplo de deformación de rumbo asociada al Sistema de Fallas Condorama-Cailloma (SFCC) en un ambiente transpresivo.

La evolución tectónica en la Cordillera Occidental y el límite con el Altiplano del Sur del Perú durante el Mioceno está caracterizada por estar asociada a una deformación de tipo transpresiva (Torres et al., 2010a; Torres, 2011; Carlotto, 2013). Sus estructuras son de rumbo, regionales y han controlado la evolución geodinámica de diversas cuencas y altos estructurales, por ejemplo la Cuenca Tincopalca (Torres, 2011; Carlotto, 2013). Así mismo, el trazo de las fallas de rumbo se forma por coalescencia y unión de segmentos de falla a lo largo de un área que se denomina “Zona de desplazamiento principal” (ZDP), la ZDP puede definir alternativamente áreas de convergencia y divergencia localizada a

lo largo del sistema de rumbo (Christie-Blick y Biddle, 1985). La presentación de un modelo en transpresión junto con la característica básica de la ZDP resuelve muchas aparentes incongruencias, como la incompatibilidad dinámica de las estructuras (Torres et al., 2014) y la rápida subsidencia relacionada a aportes axiales paralelo a las estructuras (Torres et al., 2010b; Torres, 2011).

Este trabajo es un subproducto del mapa litológico-estructural de la cuenca hidrográfica Alto Tambo realizado en la actividad ACT01 “Estudio litogeoquímico de la cuenca del río Tambo – Línea de Base Geoambiental a escala 1:100000”, llevado a cabo por el INGEMMET, mediante la Dirección de Geología Regional.

Marco Geológico

La zona de estudio se encuentra en el distrito de Santa Lucia, Puno en el límite de la Cordillera Occidental con el Altiplano (Figura 1). El basamento de la Cuenca miocena Tincopalca está conformado por rocas mesozoicas del Gpo. Yura (Jenks, 1948) que afloran hacia el límite NE de la cuenca. Hacia el SO de la cuenca en el poblado de Yunga, en discordancia angular sobreyacen conglomerados polimícticos con olistolitos de la Formación Saracocha del Eoceno. Le sigue la Formación Pichu (Marocco y Del Pino, 1966) del Oligoceno-Eoceno conformado por niveles conglomerádicos y niveles volcanoclásticos, a la que sobreyace una lava andesítica-basáltica datada en Ar/Ar 26.5 Ma (Rousse et al., 2005) perteneciente al Gpo. Tacaza la sedimentación continua con rocas volcano-sedimentarias.

En leve discordancia erosiva sobreyace los

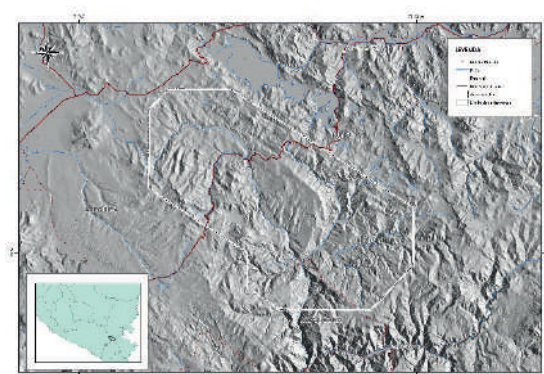


Figura 1.- Plano de ubicación

depósitos gris blanquecinos de las facies fluvio-lacustres del Grupo Maure que aporta mediante su denudación la mayor parte del relleno sedimentario de la cuenca.

Estilo estructural de la Cuenca Tincopalca

La abundancia de estructuras con distribución *en echelón* a diferentes escalas evidencian la deformación no-coaxial predominante (Figura 2), con lo cual la zona deformada puede modelarse como un caso especial de cizalla simple (Ramsay, 1967). La ZDP está representada por la falla Toroya. El arreglo de los pliegues *en echelón* indica una cinemática sinistral en la ZDP. Esta falla se genera al sur de la cuenca en el área de Tolapalca, y mantiene un rumbo NO-SE a excepción de la parte central de la cuenca (Hda. Toroya) en donde muestra una flexión N-S que genera una característica zona de transpresión, hacia el norte el rumbo de la falla regresa al rumbo general de la ZDP (NO-SE) en donde las estructuras rotan de manera horaria y tienden a nuclear entre si generando una zona angosta con una alta densidad de estructuras controlando la sedimentación de las unidades superiores de la cuenca y generando discordancias progresivas (Figura 2A). La Falla Huicho Ccollo se encuentra a unos 7 km al NO de Tincopalca, es una estructura ciega de rumbo E-O y posee un desplazamiento de rumbo sinistral. Si bien la estructura no aflora, su cinemática es determinada por la influencia que ejerce en las unidades sedimentarias en superficie, produciendo pliegues *en echelón* y fallas antitéticas de cinemática sinistral. La interacción de la Falla Toroya y la Falla Huicho Ccollo afectan a las estructuras generadas previamente, así los pliegues alejados de la ZDP que normalmente rotarían lentamente de forma horaria lejos del trazo de la ZDP aceleran su rotación debido a su interacción con la Falla Huicho Ccollo favoreciendo a la rotación de los pliegues generando ejes de pliegues que se flexionan abruptamente en el área de

influencia de ambas fallas. A lo largo del segmento NO de la ZDP se observan fallas tipo “Riedel” de rumbo sinistral que hacen un ángulo entre 10° y 15° con la ZDP. A escala de afloramiento algunos planos de falla se observan estriados, mientras que en otros se tiene presencia de cataclasitas y panizo. Las zonas de fracturas tensionales e hidrofracturas como venillas y “tension gashes” (Figura 2C) se desarrollan primordialmente a escala de afloramiento en zonas transpresivas y son características de zonas de cizalla en ambientes semifrágiles. Afloran con distribución *en echelón* y son buenos indicadores cinemáticos. Presentan estilolitos y clivaje generados por la presión de fluidos.

Evolución tectónica de la Cuenca Tincopalca

Entre los ~37-30 Ma el estilo estructural de esta cuenca es de tipo “Piggy back” (Horton et al., 2014), donde se depositaron los conglomerados de la Formación Saracocha, controlada por imbricaciones tectónicas (Escamas Ichuña, Pichacani y Lagunillas) asociadas a una zona de despegue principal en profundidad (Figura 2), algunas de estas estructuras suelen generar fallas “fuera de secuencia” (Morley, 1988) en la transición de rampa-plano. Posteriormente se da la transición de subducción plana a normal a partir de los ~25 Ma (James and Sacks, 1999) que incluyen los profundos efectos tectónicos y sobretodo magmáticos que acarrea este cambio progresivo. Así entonces, sumamos las nuevas restricciones termal al ángulo de convergencia oblicuo y obtenemos la partición de los esfuerzos necesarios para generar los sistemas de fallas de tipo “strike-slip” durante esta época (Blanquat et al., 1998; Torres, 2011). Las fallas “fuera de secuencia” se reactivan y comienza el volcanismo durante el Oligoceno tardío, así entre los 26 y 24 Ma la falla Huicho Ccollo controló la sedimentación del material volcano-sedimentario. Luego, entre los 21 y 18 Ma la falla Huicho Ccollo se comporta como una falla de rumbo sinistral generando fallas normales y “Toe Thrusts” durante la sedimentación sintectónica de las unidades inferiores del Gpo. Maure (Figura 2B). Posteriormente durante el Mioceno medio se empieza a generar la falla Toroya que a continuación se describe su evolución.

Durante los primeros estadios de la deformación, las primeras estructuras en generarse son plásticas y comúnmente involucra la generación de pliegues *en echelón*, seguido por más deformación plástica y la generación de fracturas (Figura 2), es en este estadio en que la Falla Huicho Ccollo se reactiva e interactúa en profundidad con la Falla Toroya. Al continuar la deformación, la zona de cizalla se angosta y el desplazamiento en el trazo

principal comienza a ser notorio, es aquí donde las estructuras preexistentes comienzan a rotar y hay un incremento en el desplazamiento de las fracturas de cizalla (Figura 2). Finalmente, las estructuras se unen formando una estructura principal (ZDP) que es donde se produce el mayor deslizamiento, que genera una discontinuidad. Cualquier deformación posterior dentro de cada bloque que está limitado por esta discontinuidad es más o menos independiente del otro. Esta última deformación está registrada en estratos de crecimientos en el sinclinal principal (Sinclinal de Vilcaña) donde se registran los últimos depósitos del Gpo. Maure en la cuenca Tincopalca, no se tiene una edad al tope, pero por correlaciones y relaciones de contacto se le estima un rango de edad entre los 10 a 5 Ma.

Conclusiones

Los análisis de microtectónica, estratigrafía, geocronología junto con un detallado mapa litológico-estructural demuestran que hubo un cambio en el estilo estructural de la cuenca Tinajani, en donde una cuenca de tipo "Piggyback" asociada a una Faja Plegada y Corrida (FPC) del Eoceno-Oligoceno pasó a ser una cuenca transpresiva asociada a movimientos "strike-slip" durante el Mioceno, asimismo los principales sistemas de fallas asociados a las cuencas intramontañosas en el sur del Perú provienen de antiguas fallas "fuera de secuencia" de los principales sobrescurrimientos de la antigua FPC.

Agradecimientos

El autor agradece al Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Dirección de Geología Regional, por permitirme elaborar este trabajo de investigación. A Arnold Garcia por el apoyo en campo y a Rildo Rodriguez y Dante Soberón por las discusiones constructivas.

Referencias

- BLANQUAT, M., TIKOFF, B., TEYSSIER, C. VIGNERESSE, J. (1998). Transpressional Kinematics and magmatic arcs. *Geol. Soc. Lon. Spec. Publ.* 135, p. 327-340.
- CARLOTTO, V. (2013). 'Paleogeographic and tectonic controls on the evolution of Cenozoic basins in the Altiplano and Western Cordillera of southern Peru. *Tectonophysics*, Vol. 589, 25p.
- CHRISTIE-BLICK, N. & BIDDLE, K. (1985). Deformation and basin formation along strike-slip faults. *In*: BIDDLE, K. & CHRISTIE-BLICK, N. (eds) *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*. SEPM Special Publications, 37, 1- 34.
- DEWEY, J., HOLDSWORTH, R., STRACHAN, R. (1998). Transpression and transtension zones. *Geol. Soc. Lon. Spec. Publ.* 135, p. 1-14.
- HORTON, B., PEREZ, N., FITCH, J., SAYLOR, J. (2014). Punctuated shortening and subsidence in the Altiplano Plateau of Southern Peru: Implications for early Andean mountain building.
- JAMES, D. & SACKS, I. (1999). Cenozoic formation of the Central Andes : a geophysical perspective. *In* : SKINNER, B. (ed) *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Soc. Econ. Geol. Spec. Publ. 7, p. 1-25.
- JENKS, W., 1948. Geología de la hoja de Arequipa al 200,000. Carta Nacional del Perú. Instituto Geológico del Perú. Boletín, n. 9, p. 35-45.
- MAROCCO, R. & Del PINO, L. (1966). Geología del cuadrángulo de Ichuña (hoja 33-u). Comisión de la Carta Geológica Nacional. Bol., n. 14, Peru.
- MORLEY, C. (1988). Out-of-Sequence Thrusts. *Tectonics*, 7, p. 539-561.
- RAMSAY, J. (1967). *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 p.
- ROUSSE, S., GILDER, S., FORNARI, M. SEMPERE, T. (2005). Spatial and temporal constraints on Neogene tectonics of the Peruvian Altiplano from new paleomagnetic and geochronologic data. *ISAG 6*, Barcelona, 3p.
- SANDERSON, D.; MARCHINI, W. (1984). Transpression. *Journal of Structural Geology*, Vol. 6, p. 449-458.
- SEMPERE, T. & JACAY, J. (2008). Anatomía de los Andes Centrales: Distinguiendo entre Andes Occidentales, Magmáticos y Andes Orientales, tectónicos. XIV Congreso peruano de Geología. Resúmenes. Sociedad Geológica del Perú.
- TIKOFF, B.; TEYSSIER, C. (1994). Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, Vol. 16, No. 11, p. 1575-1588.
- TORRES, D., MUÑOZ, L., AYALA, L., COBA, L., MARTINEZ, J., CERPA, L. (2014).- Estructuras extensionales en un ambiente transpresivo durante el Mioceno Inferior: Compatibilidad dinámica en el Sistema de Fallas Nasca, Puquio, Ayacucho, Sur del Perú. XVII Congreso Peruano de Geología. Sociedad Geológica del Perú, 4 p.
- TORRES, D. (2011). Estratigrafía, Sedimentología y Tectónica de la cuenca Condoroma (Mioceno), Arequipa, Sur del Perú. Universidad Nacional de Ingeniería. Tesis de grado. 179 p.
- TORRES, D., CERPA, L., MUÑOZ, L., CARLOTTO, V. (2010a). Evolución Tectónica-Estructural de una cuenca intramontaña transpresiva: la cuenca Condoroma, Arequipa, Sur del Perú. XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes.

