

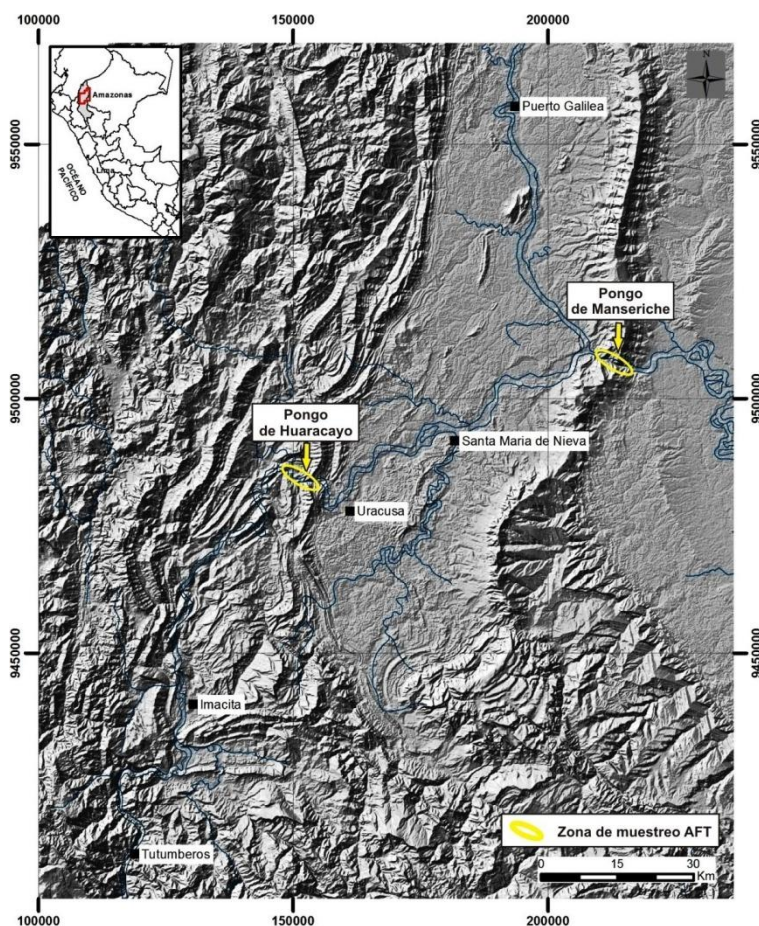
ANÁLISIS DEL LEVANTAMIENTO DE LAS CORDILLERAS DE CAMPANQUIZ Y HUARACAYO POR TRAZAS DE FISIÓN (BORDE OCCIDENTAL Y ORIENTAL DE LA CUENCA SANTIAGO)

Waldir Valdivia, César Chacaltana & Daniel Peña

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

INTRODUCCIÓN

El estudio de las huellas de fisión en apatitos (*Apatite Fission Track* o AFT) permite reconstruir la historia termal de una roca cuando esta se encuentra a bajas temperaturas (aproximadamente por debajo de 120 °C). De esta forma se puede estudiar la evolución de esa roca en la parte más superficial de la corteza y su interacción con los procesos erosivos, tectónicos y térmicos. A diferencia de otros métodos de datación, este ofrece información sobre la temperatura a la que ha estado sometido el material geológico a lo largo de su historia. La temperatura es un factor determinante en la formación de hidrocarburos, por lo que el análisis de las huellas de fisión en minerales procedentes de una cuenca sedimentaria permite saber si ella tuvo las condiciones adecuadas para la formación de petróleo.



Las características de los terrenos de la cuenca Santiago, como son la escasez del registro sedimentario mesozoico y cenozoico aflorantes, impiden otorgar edades a los procesos geológicos, por lo que las huellas de fisión en apatitos aportan nueva información sobre la evolución tectónica de esta región. En este trabajo se presentan los datos de AFT en esta región, así como los posibles mecanismos que han podido condicionar las historias térmicas obtenidas. Dentro del perfil transversal que ha formado el río Marañón en los bloques de las cordilleras de Huaracayo (Pongo de Huaracayo) y Campanquiz (Pongo de Manseriche) correspondientes al borde oriental y occidental de la cuenca Santiago, se han recogido muestras y se consideran además las muestras recogidas por Duddy & O'Sullivan (1990), Alemán & Marksteiner (1993) y Kennan (2008) (Figura 01).

Figura 01.- Mapa de ubicación de muestras AFT.

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA SANTIAGO

La cuenca Santiago se ubica en el extremo sur de los Andes Septentrionales en la zona correspondiente a la charnela entre los Andes Centrales y los Andes Septentrionales, dentro de la unidad morfoestructural correspondiente a la Zona Subandina, caracterizada estructuralmente por ser muy compleja. La Cuenca Santiago, que forma parte del sistema de cuenca de antepaís amazónico del norte, está constituida de una gruesa capa de sedimentos con edades comprendidas entre el Triásico y el Cuaternario, que descansa sobre un basamento precambriano y en la que se reconocen importantes

discontinuidades estratigráficas. Esta gruesa capa se encuentra deformada gracias al episodio tectónico que comenzó en el Cretácico superior y es responsable de la morfología actual. Las grandes fallas de dirección NE-SO y N-S permiten dividir la cuenca en tres grandes bloques que se denomina, de oeste a este: 1) Cordillera de Huaracayo, 2) Depresión Santiago-Nieva y 3) Cordillera de Campanquiz. A su vez, cuatro grandes accidentes estructurales regionales delimitan a cada uno de estos bloques: Falla Almendro-Jumbilla, Falla Chicais-Ajachin, Falla Teniente Pinglo y Falla Borja.

ANÁLISIS POR TRAZAS DE FISIÓN

Cordillera de Campanquiz: Borde Oriental

El bloque de la cordillera de Campanquiz es una gran estructura anticlinal elongada en sentido NNE-SSO, limitada en ambos flancos por fallas regionales de vergencia opuesta. Esta estructura expone en superficie rocas cretácicas y cenozoicas. Las muestras estudiadas han sido recolectadas del anticlinal de Campanquiz, en la sección del río Marañón que ha formado el pongo de Manseriche. Además se consideran datos de las muestras tomadas por Duddy & O'Sullivan (1990), Alemán & Marksteiner (1993) y Kennan (2008) recolectadas en la misma zona (Fig. 02).

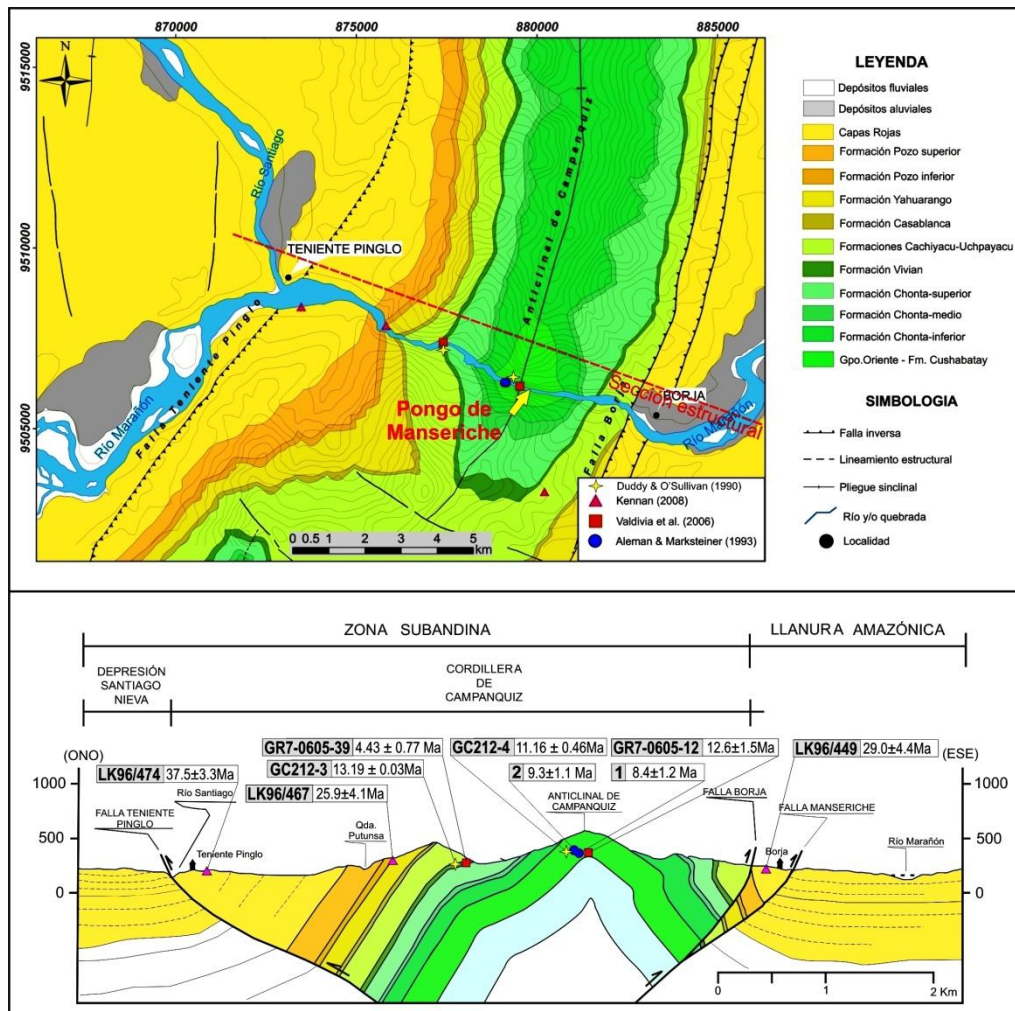


Fig. 02. Ubicación de muestras para AFT y su proyección en la sección geológica en el pongo de Manseriche. Muestras GC212-3 y GC212-4 (Duddy & O'Sullivan, 1990). Muestras 1 y 2 (Alemán & Marksteiner, 1993). Muestras LK96/449, LK96/467 y LK96/474 (Kennan, 2008).

La muestra GR7-0605-12 pertenece a la Formación Cushabatay y la muestra GR7-0605-39 pertenece a la Formación Vivian (Fig. 02). La edad obtenida de la muestra GR7-0605-12 por las huellas de fisión en apatitos es de 12.6 ± 1.5 Ma y la edad del inicio del enfriamiento es de 16.1 ± 1.8 Ma (Fig. 03A). La edad obtenida de la muestra GR7-0605-39 es de 4.43 ± 0.77 Ma y la edad del inicio del enfriamiento es de 4.8 ± 0.9 Ma (Apatite to Zircon, Inc., Report by: Raymond A. Donelick)(Fig.03B).

Dos muestras son referidas por Duddy & O'Sullivan (1990), la muestra GC212-3 recolectada de la Formación Vivian y la muestra GC212-4 recolectada de la Formación Cushabatay (Fig. 02). La edad obtenida por las huellas de fisión de la muestra GC212-3 es de 13.19 ± 0.03 Ma y de la muestra GC212-4 es de 11.16 ± 0.46 Ma.

Dos muestras fueron tomadas por Alemán & Marksteiner. (1993), la muestra 1 fue tomada de la Formación Cushabatay y la muestra 2 fue tomada de la Formación Vivian (Fig. 02). La edad obtenida de la muestra 1 por las huellas de fisión es de 8.4 ± 1.2 Ma y de la muestra 2 es de 9.3 ± 1.1 Ma. Kennan (2008), tomó tres muestras, la muestra LK96/449 de la Formación Casablanca; LK96/467 de la Formación Yahuarango y LK96/474 de las areniscas que yacen sobre la Formación Pozo. Las edad obtenida de la muestra LK96/449 es de 29.0 ± 4.4 Ma; de la muestra LK96/467 es de 25.9 ± 4.1 Ma y para la muestra LK96/474 es de 37.5 ± 3.3 Ma (Fig. 02).

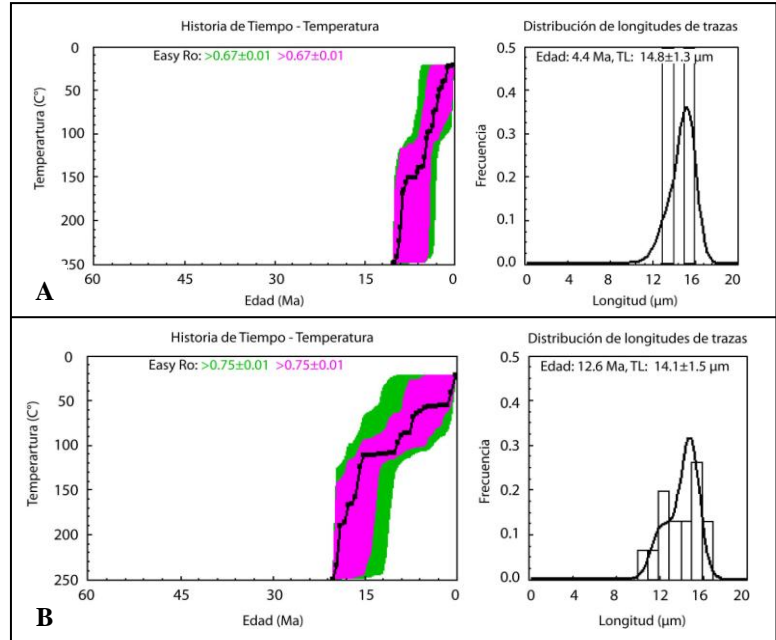


Fig. 03(A) Modelo térmico de la muestra GR7-0605-12 e histograma de longitudes de huellas medidas de la muestra. 02(B) Modelo térmico de la muestra GR7-0605-39 e histograma de longitudes de huellas medidos de la muestra. Los modelos han sido calculados con AFTSolve de Ketcham et al., (2000).

Interpretación

El resultado de las muestras tomadas por Duddy & O'Sullivan (1990), indican un evento de enfriamiento muy rápido durante el Mioceno (11 Ma) relacionado con el levantamiento tectónico de la Cordillera de Campanquiz. La información sísmica de subsuelo en esta región muestra cierta complejidad estructural, por lo que esta estructura ha sido explicada por inversión tectónica de los hemigrábenes. Navarro & Baby (2005) relacionaron esta estructura como un pliegue por propagación de falla (fault-propagation fold) resultando de la inversión de semigrábenes por eventos compresivos durante el Neógeno.

Las dos muestras tomadas por Alemán & Marksteiner (1993), evidencian haber sufrido paleotemperaturas en el rango de 100 a 110 °C alcanzados antes del evento de enfriamiento del Terciario superior (dentro de los últimos 10 Ma). Las cuatro muestras alcanzaron una paleotemperatura máxima post-depositacional, durante el evento de aumento de temperatura del Neógeno. El análisis de trazas de fisión pone en evidencia un levantamiento a 9 Ma que está ligado muy probablemente al sistema de corrimientos subandinos.

La interpretación de los episodios de calentamiento y enfriamiento obtenido por modelización de huellas de fisión tiene que hacerse tanto desde el punto de vista de los procesos de levantamiento y exhumación, como desde las posibles variaciones de los gradientes geotérmicos de la zona. Esta interpretación está por tanto ligada al conocimiento de los procesos tectónicos y térmicos de la zona a lo largo del tiempo. Teniendo en cuenta que los eventos de enfriamiento corresponden a fases de

levantamiento, la historia tectonotermal se deduce de la siguiente manera: La modelizaciones realizadas indican que la primera fase registrada de levantamiento está asociada a un enfriamiento que se inicia en 16.1 ± 1.8 Ma hasta 12.6 ± 1.5 Ma. Esta fase de levantamiento sería del Mioceno, entre el Burdigaliano y Serravalliano (16-12 Ma). El enfriamiento debe ser producto de la disminución de los gradientes térmicos regionales que se originaron durante la orogenia andina. Esto nos indica que en el Mioceno, entre el Burdigaliano y Serravalliano, se produce un primer levantamiento que habría dado inicio a la estructuración del bloque de la Cordillera de Campanquiz, dando lugar a una erosión de los depósitos sedimentarios. Posteriormente se registra una segunda fase de levantamiento, relacionada a un enfriamiento corto entre 4.8 ± 0.9 y 4.43 ± 0.77 Ma, con una erosión de la columna sedimentaria. Este levantamiento sería del Plioceno, posiblemente del Zancleano y correspondería a la fase tectónica pliocénica. Esto indica que la deformación neógena habría estructurado el bloque de la Cordillera de Campanquiz individualizando la cuenca, con un primer levantamiento en el Mioceno y una fuerte reactivación en el Plioceno. El análisis de los resultados, proveen edades diferentes para una misma unidad estratigráfica. Así por ejemplo, para la Formación Vivian, Duddy & O'Sullivan (1990) obtiene 13.19 ± 0.03 Ma, Alemán & Marksteiner (1993) obtiene 9.3 ± 1.1 Ma, y en la muestra tomada durante este trabajo (Valdivia et al., 2006) se obtiene 4.43 ± 0.77 Ma. Esto se podría explicar debido a que en rocas sedimentarias que contengan minerales de apatita, es frecuente que exista más de una población de edades lo cual revela la existencia de varias fuentes sedimentarias que llevarán a sedimento la historia termal del área fuente.

Cordillera de Huaracayo: Borde Occidental

El bloque de la Cordillera de Huaracayo corresponde a una cadena de montañas de dirección NNE-SSO donde se han configurado fallas inversas, anticlinales y sinclinales. Las muestras analizadas corresponden a las tomadas por Alemán & Marksteiner (1993) y Kennan (2008) en la sección del río Marañón que ha formado el pongo de Huaracayo (Fig. 04).

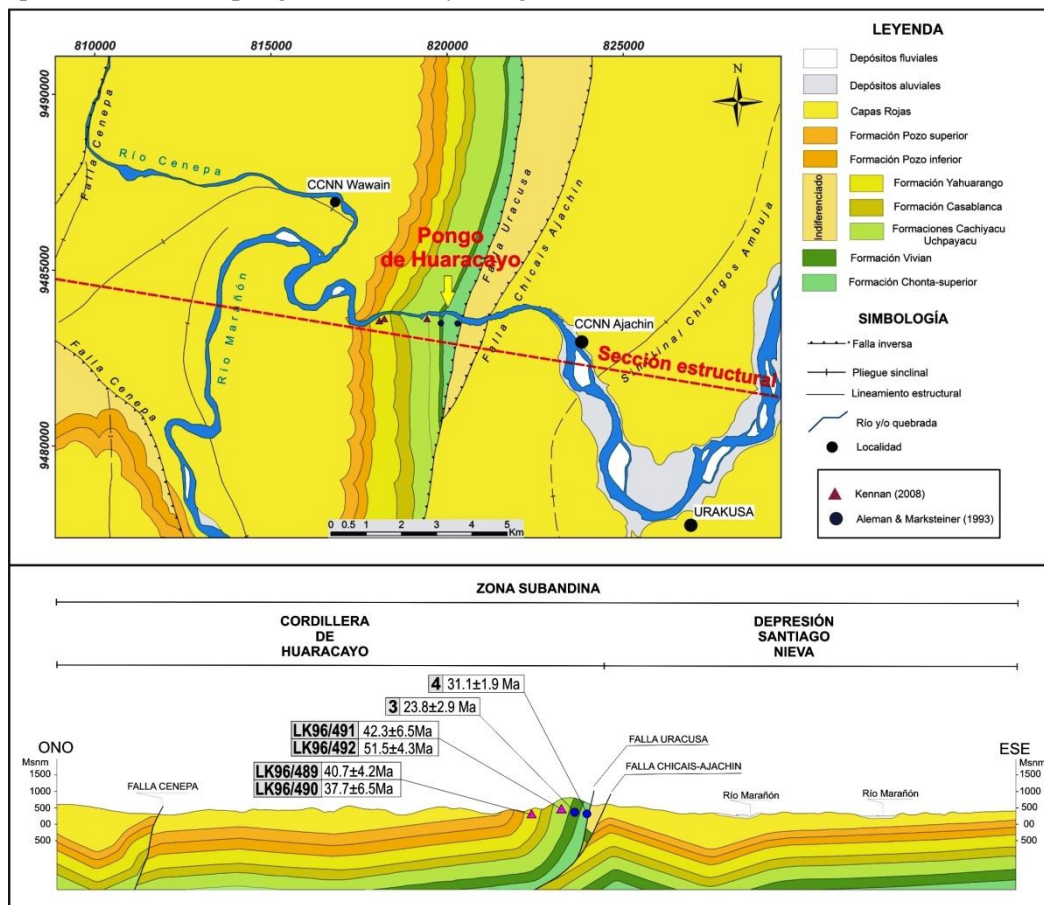


Fig. 04. Mapa geológico de la ubicación de muestras para FT y su proyección en la sección geológica en el pongo de Huaracayo. Muestras 3 y 4 (Alemán & Marksteiner, 1993). Muestras LK96/489, LK96/490, LK96/491 y LK96/492 (Kennan, 2008).

Dos muestras fueron tomadas por Alemán & Marksteiner (1993). La muestra 3 fue tomada de la Formación Vivian que indica una edad por las huellas de fisión de 23.8 ± 2.9 Ma y la muestra 4 tomada de la Formación Cushabatay(?) indica una edad de 31.1 ± 1.9 Ma (Fig. 04).

Kennan (2008), recolectó cuatro muestras. La muestra LK96/492 fue tomada en el límite de las formaciones Uchpayacu y Yahuarango, las muestras LK96/491, LK96/489 y LK96/490 fueron tomadas de la parte inferior y media de la Formación Yahuarango. La edad obtenida por las huellas de fisión de LK96/492 es de 51.5 ± 4.3 Ma, de LK96/491 es de 42.3 ± 6.5 Ma, de LK96/490 es de 37.7 ± 6.5 Ma y de LK96/489 es de 40.7 ± 4.2 Ma (Fig. 04).

Interpretación

Los análisis de trazas de fisión tomadas de las muestras de Alemán & Marksteiner (1993), muestran evidencias de haber experimentado paleo-temperaturas incluso antes del Neógeno. Asumiendo el gradiente térmico de 21 °C/km y prevaleciendo la temperatura superficial de 27 °C en el momento del levantamiento, el enfriamiento en ambas cordilleras fue rápido, con más de 3.5 a 4.5 km de sección removida desde el inicio del enfriamiento. Los datos no siguen una evaluación precisa de la proporción de exhumación activa, sin embargo se estima una proporción promedio mínima de 350 a 400 m/Ma, asumiendo un levantamiento continuo desde 10 Ma al presente. Las muestras procedentes del cretácico que afloran en la actualidad en el pongo de Huaracayo, presentan edades de huellas más jóvenes que la edad estratigráfica y que las correspondientes a las más superficiales, debido posiblemente a que las zonas profundas tardaron más tiempo en exhumarse. Esta misma relación puede observarse en las muestras del Pongo de Manseriche.

En el pongo de Huaracayo, los resultados de la distribución de longitud de las huellas son complejos e indican un prolongado enfriamiento (Kennan, 2008). Las muestras tomadas por debajo de las lutitas Pozo y que contienen detritos volcánicos y metamórficos, se depositaron probablemente durante el Paleoceno superior o Eoceno temprano. Para el Paleoceno-Eoceno, los resultados de la edad de las cuatro muestras comprendida entre 51.5 ± 4.3 Ma y 40.7 ± 4.2 Ma corresponden a la edad de los depósitos de la Formación Yahuarango (55 - 48 Ma). Sin embargo, el enfriamiento prolongado durante este intervalo, además, podría indicar una primera fase de levantamiento para esta cordillera. Las muestras de edad comprendida entre 37.7 ± 6.5 a 40.7 ± 4.2 Ma, coinciden aproximadamente con los depósitos de conglomerados basales de la Formación Pozo que indicarían la continuidad del levantamiento. Asimismo, la composición volcánica para estos sedimentos y el tufo Pozo, podrían estar relacionados con el arco magmático Llama descrito al suroeste (Noble et al., 1990; Mamani et al., 2012). En el Oligoceno superior y el Mioceno superior todas las muestras indican un evento de enfriamiento similar. Posiblemente en el Mioceno superior refleja un levantamiento menor que coincide con el enfriamiento de las muestras recolectadas en el anticlinal de Campanquiz.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL

El estudio de trazas de fisión en apatitos pone en evidencia la historia tectonotérmica de los bloques de las cordilleras de Campanquiz y Huaracayo. En la Cordillera de Campanquiz, teniendo en cuenta que los eventos de enfriamiento corresponden a fases de levantamiento, la historia tectonotermal registra dos de estas fases. La primera que habría dado inicio a la estructuración del bloque de la Cordillera de Campanquiz de edad Miocena, entre el Burdigaliano y Serravalliano (16 - 12 Ma), llegando inclusive a los 10 Ma, fase que fue producto de la disminución de los gradientes térmicos regionales que se originaron durante la orogenia andina y ligado probablemente al sistema de corrimientos subandinos. Luego, una segunda fase relacionada a un enfriamiento corto durante el Zancleano que correspondería a la fase Pliocénica. Esto indica que la deformación neógena habría estructurado el bloque de la Cordillera de Campanquiz individualizando la cuenca, con un primer levantamiento en el Mioceno y una fuerte reactivación en el Plioceno.

En la Cordillera de Huaracayo, las edades de las muestras se encuentran en el paso del Paleoceno-Eoceno, definido por un prolongado enfriamiento entre el Paleoceno superior y Eoceno inferior que indicarían el inicio de la estructuración y levantamiento para esta cordillera. Las paleotemperaturas se inician antes del Neógeno, con un enfriamiento rápido (similar a la cordillera de Campanquiz), y una

exhumación promedio mínima de 350 a 400 m/Ma. El enfriamiento traducido en levantamiento, es prolongado entre el Oligoceno superior y el Mioceno superior. En el Mioceno superior el enfriamiento coincide también con el enfriamiento y levantamiento de la Cordillera de Campanquiz. Todo esto indicaría que la deformación del bloque de la Cordillera de Huaracayo habría comenzado a estructurarse entre el límite entre el Paleoceno-Eoceno (antes que el bloque de la Cordillera de Campanquiz), siendo continuo hasta el Mioceno superior y coincidiendo con el primer levantamiento del Campanquiz.

BIBLIOGRAFIA

- Aleman, A. & Marksteiner, R. (1993) - Structural styles in the Santiago Fold and Thrust Belt, Perú: A salt related Orogenic Belt, Second International Symposium of Andean Geodynamics, Oxford, pp. 147-153.
- Duddy, I. & O'Sullivan, P. (1990) - Apatite fission track analysis of four outcrop samples from the Santiago basin, Peru. Geotrack report 212. Informe Técnico Perupetro IT3638, 33p.
- Kennan, L. (2008) - Fission track ages and sedimentary provenance studies in Peru, and their implications for andean paleogeographic evolution, stratigraphy and hydrocarbon systems. VI INGEPET 2008. (expr-3-1k-36) Lima-Perú, 13p.
- Ketcham, R.A, Donelick, R.A. and Donelick, M.B. (2000) – AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data. Geological Materials Research, v.2,n.1.
- Mamani, M., Navarro, P., Carlotto, V., Acosta, H., Rodriguez, J., Jaimes, F., Santos, A., Rodriguez, R., Chavez, L., Cueva, E. & Cereceda, C. (2010) - Arcos magmáticos meso-cenozoicos del Perú. En: Congreso Peruano de Geología 15. Resúmenes. Cuzco: Sociedad Geológica del Perú, 563-565p.
- Navarro, L.; Baby, P. & Bolaños, R. (2005) - Structural style and hydrocarbon potential of the Santiago basin. V INGEPET (EXPR-3-LN-09). Lima, Perú.
- 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; 1105-1113.
- Valdivia, W.; Chacaltana, C.; Grandez, E. & Baby, P. (2006) - Nuevos aportes en el cartografiado geológico y la deformación de la cordillera de Campanquiz: Cuenca Santiago. En: Congreso Peruano de Geología, 13, Lima. Resúmenes extendidos. Lima: S.G.P, Publicación Especial, p. 332-335.