

ESTRATIGRAFÍA Y TECTÓNICA DE LA PARTE SUR DE LA CUENCA DE AYAVIRI

Ivanoff IBARRA¹, Miriam MAMANI¹, Rildo RODRÍGUEZ^{1,2},
Thierry SEMPERE³, Víctor CARLOTTO⁴ & Gabriel CARLIER⁵

¹ Convenio UNSAAC-IRD, Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco, Cusco, Perú. E-mail: geoivich@hotmail.com

² INGEMMET, Avenida Canadá 1470, apartado postal 889, Lima 41, Perú. E-mail: rildo@ingemmet.gob.pe

³ IRD, apartado postal 18-1209, Lima 18, Perú. E-mail: Thierry.Sempere@ird.fr

⁴ Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco, Cusco, Perú.

E-mail: carloito@unsaac.edu.pe

⁵ IRD y Laboratorio de Mineralogía del Museo Nacional de Historia Natural (MNHN), 61 rue Buffon, 75005 París, Francia.

E-mail: gabi@mnhn.fr

RESUMEN

La evolución geológica oligo-miocena del área de Ayaviri-Pucará-Tinajani-Cupi fue profundamente controlada por el funcionamiento transcurrente de las principales fallas de orientación noroeste-sureste que caracterizan la región. La cuenca de Ayaviri se encuentra en gran parte limitada por dos de estas fallas: la falla Ayaviri en el noreste, y la falla Pasani en el suroeste. Más al suroeste, el corredor estructural de Cupi-Colque, donde afloran estratos paleozoicos y mesozoicos así como rocas plutónicas oligo-miocenas, está limitado por las fallas Pasani y Pucarani. En una primera etapa (Oligoceno inferior), el juego transpresional de la falla Ayaviri estructuró y deformó el borde noreste de la cuenca homónima. En una segunda etapa (Oligoceno medio a superior), el corredor de Cupi-Colque funcionó en forma transtensional, permitiendo el derrame de lavas alcalinas básicas y la acumulación de espesores localmente importantes de brechas volcánicas de composición similar, así como la formación de un área lacustre. En una tercera etapa (Mioceno inferior y medio), el corredor de Cupi-Colque funcionó en forma transpresional, deformando el borde sur de la cuenca de Ayaviri durante la acumulación de conglomerados gruesos, y produciendo la exhumación de los estratos antiguos y rocas plutónicas presentes en el corredor.

ABSTRACT

The Oligo-Miocene geologic evolution of the Ayaviri-Pucará-Tinajani-Cupi area was deeply controlled by transcurrent motions of the main NW-trending faults that characterize the region. Most of the Ayaviri Basin is bounded by two of these faults: the Ayaviri fault in the NE, and the Pasani fault in the SW. More to the SW, the Cupi-Colque structural corridor, in which Paleozoic and Mesozoic strata and Oligo-Miocene plutonic rocks crop out, is bounded by the Pasani and Pucarani faults. During a first stage (early Oligocene), transpresional motion on the Ayaviri fault structured and deformed the NE edge of the Ayaviri Basin. During a second stage (middle to late Oligocene), the Cupi-Colque corridor functioned transtensionally, allowing the eruption of alkaline basic lavas, the accumulation of locally thick volcanic breccias of similar composition, and the formation of a lacustrine area. During a third stage (early and middle Miocene), the Cupi-Colque corridor functioned transpressionally, deforming the southern edge of the Ayaviri Basin during the accumulation of coarse conglomerates, and producing exhumation of the older strata and plutonic rocks present in the corridor.

INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se ubica en el extremo oeste del Altiplano y corresponde a la parte sur de la cuenca de Ayaviri (ubicada en la provincia homónima del departamento de Puno; Fig. 1). Bajo un punto de vista estratigráfico, la zona de estudio muestra un cierto contraste entre el oeste y el este (Fig. 2). El mapa geológico de la zona de estudio se presenta en la Figura 3 (Ibarra & Mamani, 2000).

GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

Ordovícico (Serie Umachiri)

Al noroeste de la falla Pasani afloran rocas que pertenecen a la serie Umachiri, donde infrayacen en fuerte discordancia angular a estratos oligocenos (Formación Tinajani). Litológicamente está constituida por areniscas de grano muy fino de color verde, a veces bioturbadas, que se encuentran bastante fracturadas y deformadas.

También existen cineritas (con presencia de piritita), niveles carbonatados algáceos de espesor centimétrico, y pequeños niveles de rocas volcánicas básicas. El espesor aflorante aproximado es de 500 m.

Las bioturbaciones en las areniscas y los pequeños niveles carbonatados evidenciarían una sedimentación marina relativamente profunda (E. Díaz-Martínez, en Flores & Rodríguez, 1999). Las cineritas indican una actividad volcánica sinsedimentaria. El vulcanismo está mejor representado por los pequeños sills básicos que se emplazaron cuando los sedimentos no estaban aún bien compactados (Flores & Rodríguez, 1999).

Se atribuye a la Serie Umachiri una edad paleozoica, posiblemente ordovícica, en base a la presencia de un trilobite, sin embargo mal preservado (E. Díaz-Martínez, en Flores & Rodríguez, 1999). Esta unidad es muy similar a la Formación San José de edad también ordovícica, que aflora al sur de Ollantaytambo (Cusco) e infrayace en discordancia angular al Cenozoico (Carlotto et al., 1996).

Ordovícico superior (Formación Sandia)

La Formación Sandia aflora en la parte noreste del área de estudio, en los cerros Atojuachana y Tirapata, al noroeste de Tirapata (Fig. 3). La base de esta sucesión no se observa. Su techo infrayace concordantemente a las lutitas y diamictitas de la Formación San Gabán (Ordovícico terminal) (Laubacher, 1978). La sucesión aflorante tiene un espesor aproximado de 400 a 500 m. Se asigna una edad caradociana a la Formación Sandia. En efecto, Laubacher (1978) encontró en la quebrada Punco Punco trilobites de los géneros *Crytolithus* y *Ceraurina*.

Siluro-Devoniano (Formación Lampa)

Esta unidad aflora al sur de la hacienda Ullachi. En el área de estudio no se ha observado su base, pero infrayace a rocas del Grupo Ambo (Misisipiano). Litológicamente está conformada por areniscas finas de color amarillo-verdusco, y areniscas micáceas bien estratificadas en capas de 10 a 20 cm, intercaladas con

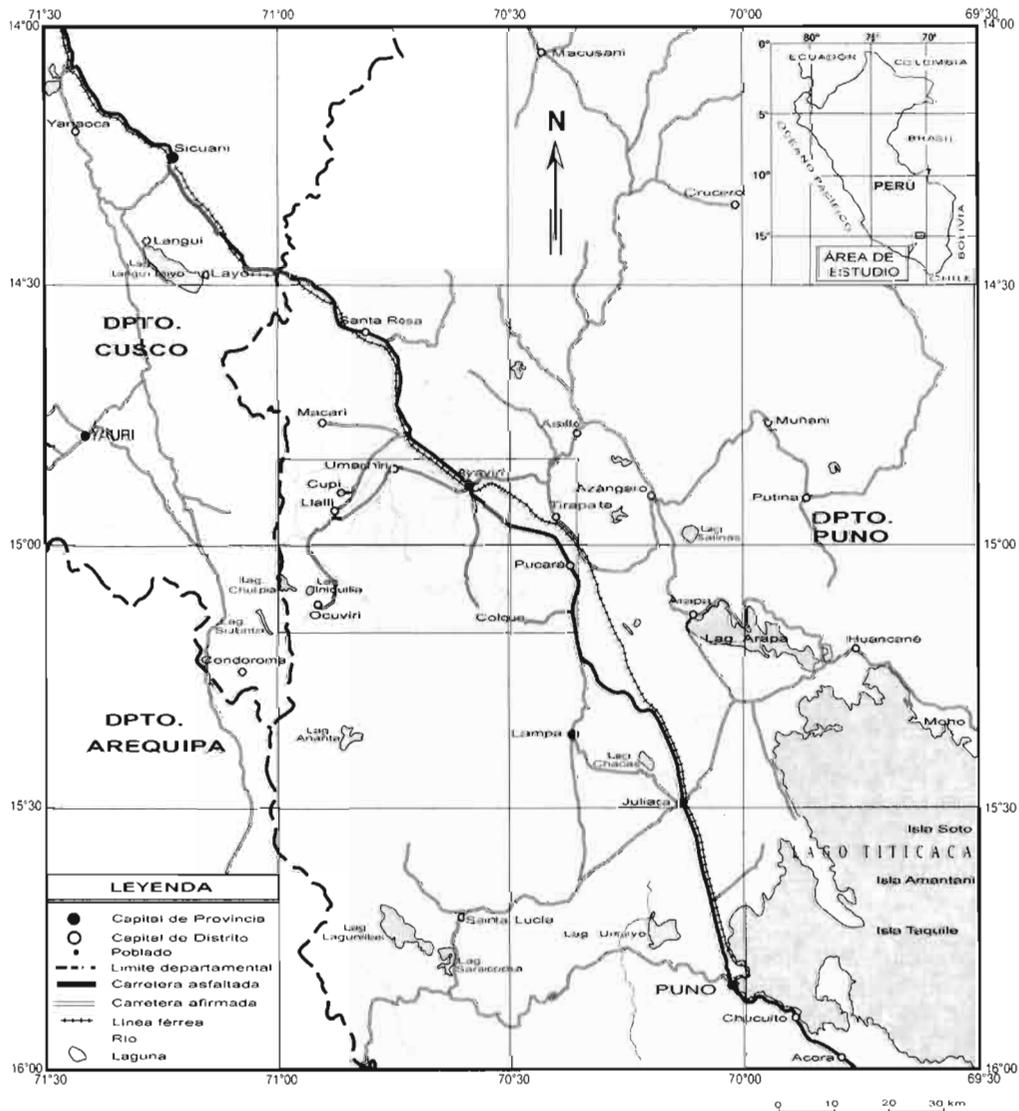


Fig. 1: Mapa de ubicación y accesibilidad de la zona de estudio

limolitas de color amarillo. Los sedimentos de esta formación se depositaron en un medio marino. Cerca de la zona de estudio, a 25 km de la carretera Lampa-Juliaca. se han encontrado braquiópodos de los géneros *Harringtonina* y *Clarkeia* que indican una edad siluro-devoniana (Laubacher. 1978).

Misisipiano (Grupo Ambo)

El Grupo Ambo aflora al sur y sureste de la zona de estudio, entre el Cerro Ccamactocco y la Quebrada Tarucane, al sur de la hacienda Veluyo, y en el Cerro Mojonloma (Fig. 3). Esta unidad suprayace a la Formación Lampa e infrayace en discordancia al Grupo Mitu y Formación Angostura. Litológicamente el Grupo Ambo está compuesto por conglomerados con clastos de cuarcita en una matriz arenosa, de origen fluvial. con intercalaciones

de lutitas micáceas, areniscas cuarzosas micáceas y areniscas arcósicas, que posiblemente se depositaron en un ambiente deltaico y/o litoral. Al noreste de Lampa, Laubacher (1978) identificó fragmentos de *Sphenopteris* sp., *Calamites* sp. y *Rhacopteris* sp., géneros que indican una edad misisipiana.

Permiano superior-Triásico (Grupo Mitu)

Los afloramientos del Grupo Mitu se hallan dispersos y con sucesiones incompletas. Existen al noreste y sur de la hacienda Huañatila; otro afloramiento se observa según una franja que se extiende desde Huañatila hacia el sur-sureste, en dirección de la ciudad de Juliaca.

El Grupo Mitu consiste de una sucesión detrítica y volcánico-detrítica roja acumulada en grábenes continentales (Sempere et al., 2002, 2004a [este volumen]).

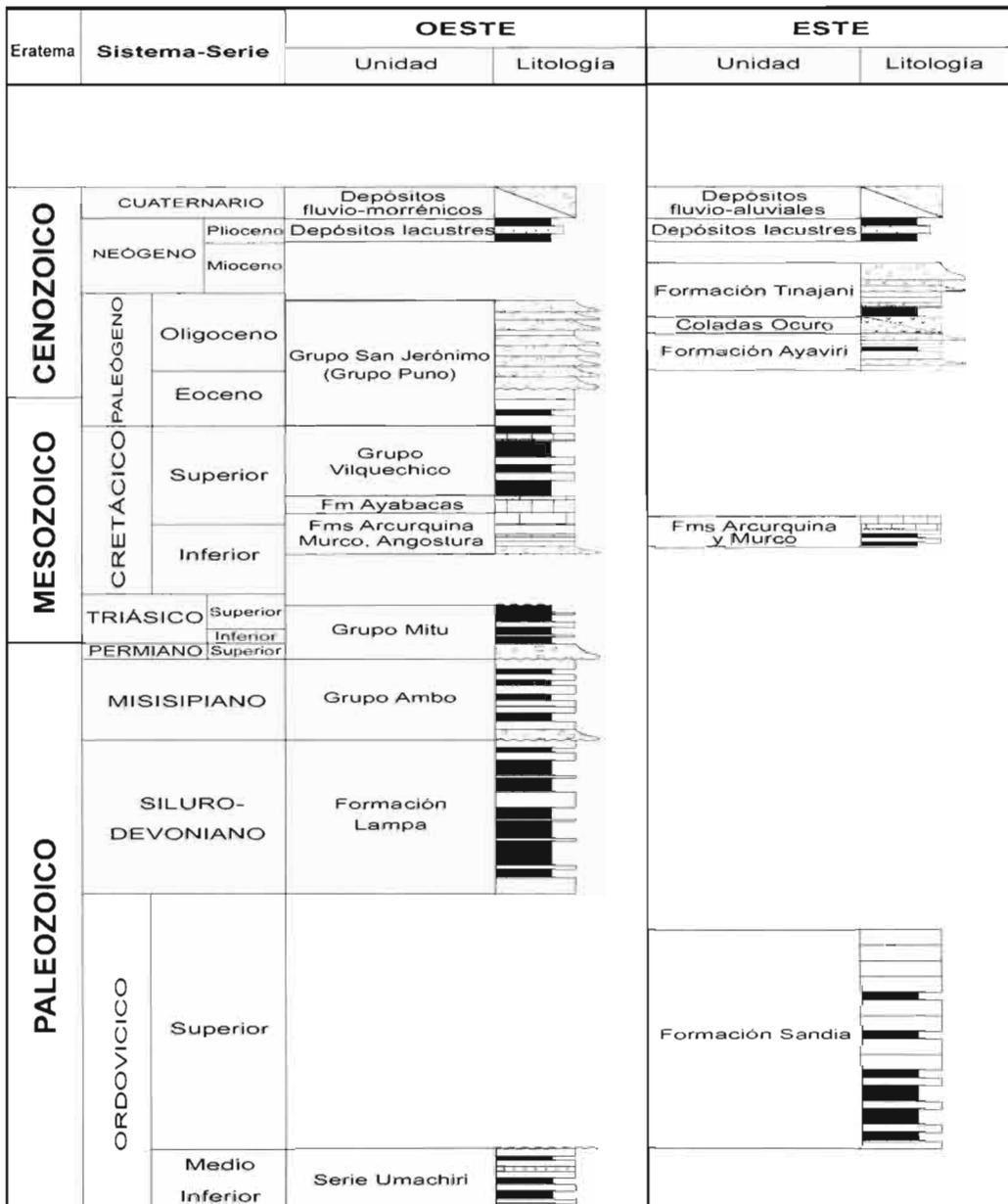


Fig. 2: Columna estratigráfica de la zona de estudio

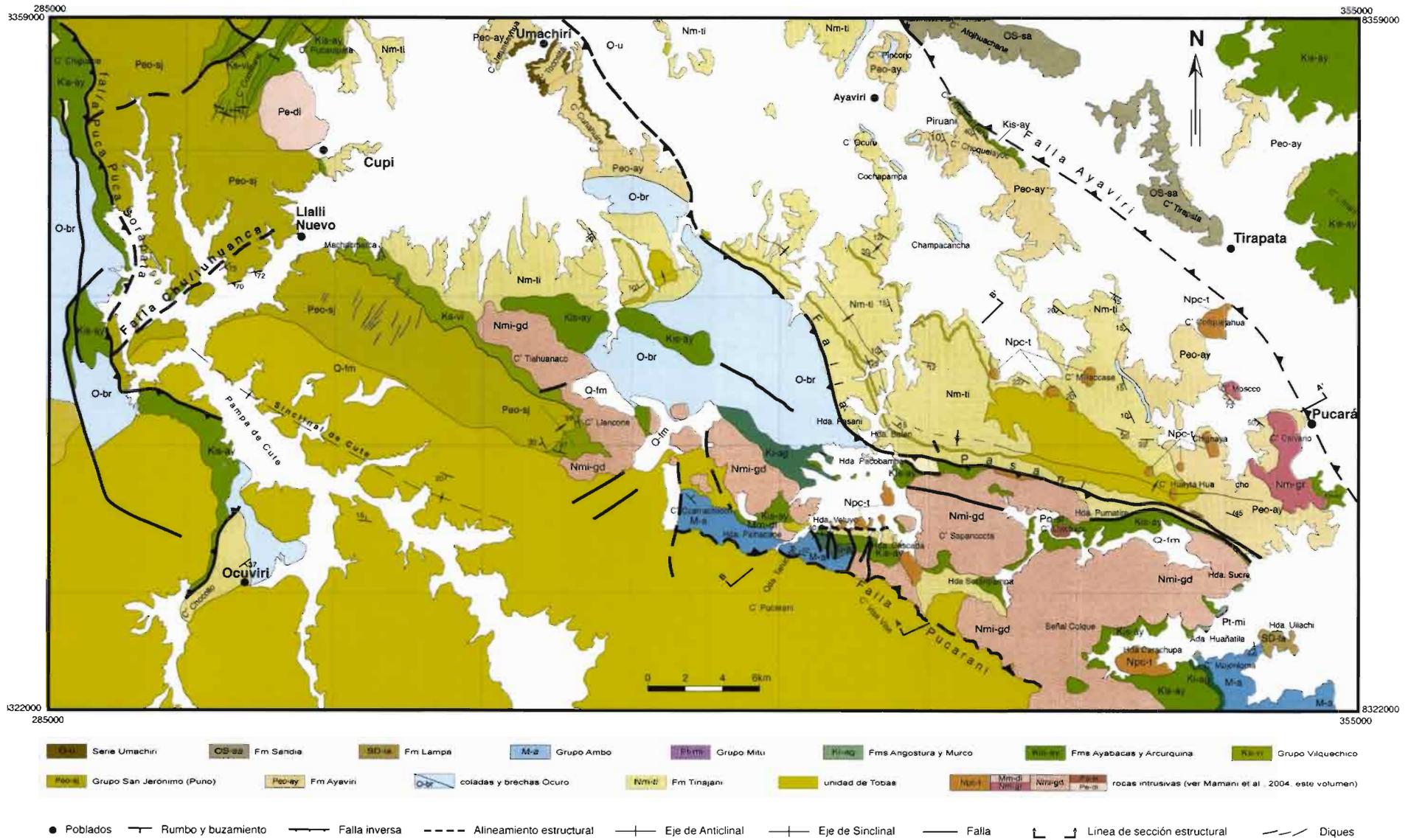


Fig. 3.- Mapa geológico de la zona de estudio

La unidad suprayace en discordancia al Grupo Ambo e infrayace en discordancia erosional a la Formación Angostura (Fig. 2). Las facies sedimentarias del Grupo Mitu comprenden conglomerados con clastos de rocas volcánicas violáceas, inmersos en una matriz arenosa, y de pelitas y limolitas intercaladas con areniscas finas.

Al sureste de Santa Rosa, cerca de la carretera Cusco-Puno, una lava riolítica fue datada en 244 ± 6 Ma (Sempere et al., 2002, 2004a [este volumen]). Al norte de Juliaca, fuera de la zona de estudio, la tonalita del Cerro Huisaroque fue datada en 236 ± 6 Ma (Klinck et al., 1986; Palacios et al., 1993). Estas dataciones indican edades del Triásico inferior para el Grupo Mitu de la zona de estudio. Sin embargo, lavas que afloran a unos kilómetros al noroeste de Juliaca dieron una edad de 272 ± 10 Ma, (Klinck et al., 1986; Palacios et al., 1993). Por lo tanto, se asume que en la zona de estudio el Grupo Mitu abarca el Pérmico superior y Triásico.

Albiano (formaciones Angostura, Murco, Arcurquina)

Esta unidad fue definida como Areniscas Angostura por Klinck et al. (1986) y Palacios et al. (1993), quienes le atribuyeron una edad neocomiana. Por el hecho que esta unidad descansa sobre una destacada superficie de discontinuidad y que marca el inicio de la gran transgresión del Albiano, Sempere et al. (2004a [este volumen]) proponen que corresponde al Albiano inferior, tal vez basal.

Los afloramientos de esta formación se extienden en una franja ancha de orientación noroeste-sureste desde Juliaca. Esta unidad suprayace erosionalmente a estratos jurásicos, a pelitas rojas oscuras (en Colque) o rocas volcánicas (en Santa Rosa) del Grupo Mitu, o a estratos paleozoicos, e infrayacen concordantemente a lutitas y/o calizas de las formaciones Murco, Arcurquina o Ayabacas (Sempere et al., 2004b [este volumen]).

La base de la Formación Angostura está constituida por conglomerados con clastos de cuarcita y rocas volcánicas, que son seguidos por areniscas amarillas con clastos aislados de cuarzo. En Colque las areniscas presentan laminaciones oblicuas y dos intercalaciones de caliza con estructura estromatolítica; estos estratos se encuentran intercalados con pelitas de color violáceo, que suelen presentar grietas de desecación, pasando a areniscas de grano medio a fino de tonalidad amarillenta con una matriz arcillosa. La unidad se depositó en un medio sedimentario mayormente fluvial, pero las delgadas calizas intercaladas en la sucesión registran cortos episodios lacustres marinos. La presencia de pelitas violáceas y calizas sugiere que en esta localidad la parte superior de la Formación Angostura representa un cambio facial lateral equivalente a las formaciones Murco y Arcurquina que se conocen más al este con sus respectivas litologías (Sempere et al., 2004b [este volumen]).

En el sector de los cerros Atojuachana y Uchu, los estratos regulares (no deslizados) conformados por pelitas rojas intercaladas con bancos métricos de caliza de

ambiente marino muy somero, y localmente niveles de yesos (en el Cerro Atojuachana), deben describirse como formaciones Murco y Arcurquina. En estos lugares el espesor de este conjunto no pasa de unas decenas de metros.

Las calizas resedimentadas de la Formación Ayabacas contienen numerosos fósiles, como *Neolobites bassleri* (Lisson, 1924; Jaillard, 1995). Sin embargo, por la naturaleza re trabajada de la Formación Ayabacas, esta fauna informa sobre la edad de los estratos calcáreos regulares anteriores a los deslizamientos, es decir sobre la Formación Arcurquina. Cabe notar que esta fauna es muy similar a fósiles de la Formación Arcurquina de la región de Arequipa (Benavides, 1962; Jaillard, 1995). En base a correlaciones con esta última formación, asumimos una edad Albiano superior-Cenomaniano para la Formación Arcurquina de la zona de estudio.

Turoniano? (Formación Ayabacas)

La Formación Ayabacas conforma un olistostromo de gran extensión, localmente muy espeso, que re trabaja sedimentos anteriores (hasta paleozoicos). Puede descansar sobre unidades diferentes, señalando un período de fuerte inestabilidad tectónica (Sempere et al., 2000b).

La Formación Ayabacas se encuentra distribuida en afloramientos dispersos localizados en el extremo oeste, sur y noreste de la zona de estudio. Está compuesta mayormente de calizas bastante replegadas por deslizamientos sinsedimentarios. Bloques de pizarras, cuarcitas, areniscas y limolitas de color rojo se encuentran inmersos dentro de esta unidad, predominando los bloques de calizas. Estas calizas y pelitas rojas fueron inicialmente depositadas bajo forma de estratos regulares, pertenecientes a las formaciones Arcurquina y Murco, y es el producto de su re trabajación, por procesos probablemente submarinos de remoción en masa, que se denomina Formación Ayabacas (Sempere et al., 2000a, 2000b, 2004b [este volumen]).

Campaniano-Maastrichtiano (Grupo Vilquechico)

El Grupo Vilquechico aflora al noroeste del poblado de Cupi, donde sobreyace en discordancia a la Formación Ayabacas. Al sur de la hacienda Machacmarca infrayace en débil discordancia angular al Grupo San Jerónimo o directamente en discordancia angular a la Formación Tinajani. Al norte de la hacienda Sucre se encuentra en contacto fallado con las formaciones Ayabacas y Tinajani (Fig. 3). En la columna levantada en el sector de Machacmarca (250 m), se ha podido diferenciar tres secuencias regresivas mayores bien definidas, que representan respectivamente las formaciones Vilquechico inferior, Vilquechico medio y Vilquechico superior (Sempere et al., 2000a, 2004b [este volumen]).

La Formación Vilquechico inferior (10 m) está conformada casi en su totalidad por limolitas abigarradas

intercaladas con niveles de yeso de origen lacustre y delgados niveles de areniscas finas; su base no aflora en la zona de estudio.

La Formación Vilquechico media (100 m) comienza con un miembro de areniscas cuarzosas, limpias, blanquecinas, intercaladas en la base con delgados bancos de pelitas rojas y verdes; el ambiente era probablemente litoral por la existencia de facies marinas someras. Su parte media está compuesta por lutitas negras y verdes intercaladas con pequeños bancos de areniscas calcáreas depositadas en un ambiente marino poco profundo. Su parte superior consiste de lutitas rojas y moradas depositadas en una llanura costera.

La Formación Vilquechico superior (140 m) está constituida de areniscas de grano fino a medio de color blanco depositada en canales, indicando posiblemente un ambiente litoral, de estuarios o de ríos distales. Su parte media está compuesta por lutitas de color morado, verde y rojo. Su parte superior se compone de lutitas rojas intercaladas por areniscas de grano fino y calizas grises recristalizadas que pasan luego a una sucesión más pelítica donde se intercalan calizas fosilíferas. Su parte superior está compuesta por pelitas, areniscas cuarzosas y algunas brechas calcáreas.

En la zona de estudio no se han encontrado fósiles, pero la fauna presente al norte de Puno incluye pelecípodos y gasterópodos marinos, restos de peces, dientes de seláceos, huellas de dinosaurios y carófitas, que en su conjunto sugieren una edad Coniaciana a Maastrichtiana (Jaillard et al., 1993). Sin embargo, el Grupo Vilquechico se correlaciona fácilmente con las formaciones Chaunca superior (Campaniano) y El Molino (Maastrichtiano-Paleoceno) de Bolivia (Sempere et al., 2000a), sugiriendo que la Formación Vilquechico inferior sería campaniana, que la Formación Vilquechico media abarcaría el Campaniano terminal y Maastrichtiano inferior, y que la Formación Vilquechico superior correspondería al intervalo Maastrichtiano superior-Paleoceno inferior.

Eoceno-Oligoceno medio (Grupo San Jerónimo o Puno)

Este grupo aflora en el extremo oeste de la zona de estudio, en los cerros Atacolla y Orcontaqui, donde suprayace en leve discordancia angular al Grupo Vilquechico e infrayace en leve discordancia a las Tobas Ocuvi. En Cupi sus relaciones de contacto con la Formación Vilquechico y el Macizo de Cupi (Mamani et al., 2004 [este volumen]) no son claras. El espesor de esta unidad es de más de 4000 m. Litológicamente está compuesta por conglomerados con clastos de rocas volcánicas, calizas y areniscas, microconglomerados, areniscas feldespáticas y lutitas de color rojo. Localmente se pueden encontrar niveles de brechas volcánicas en el techo de la unidad.

Esta unidad se encuentra por debajo de las Tobas Ocuvi datadas en 18.74 ± 0.19 Ma (Boudesseul et al., 2000; Mamani et al., 2004 [este volumen]). A partir de las relaciones de contacto, dataciones radiométricas, y

correlaciones regionales (Sempere et al., 2004b [este volumen]), se asume que estas capas rojas son de edad Eoceno-Oligoceno medio. Por consiguiente, su parte cuspidal es coetánea de la Formación Ayaviri y de la parte inferior de la Formación Tinajani (Latorre & Orós, 2000).

Eoceno-Oligoceno inferior (Formación Ayaviri)

La Formación Ayaviri aflora en los bordes de la cuenca de Ayaviri, es decir en la parte noreste y suroeste de la zona de estudio. En el Cerro Pincorjo esta formación se encuentra en contacto fallado con la Formación Sandia e infrayace en discordancia progresiva a la Formación Tinajani. Otro afloramiento en Piruani sobreyace en leve discordancia angular a la Formación Arcurquina (Fig. 3). También se observan afloramientos de esta formación al oeste de Pucará, sin conocerse sus relaciones de base y techo.

La Formación Ayaviri (Fig. 4) está constituida principalmente de areniscas feldespáticas y conglomerados con clastos de cuarcitas y rocas volcánicas que tienen de 5 a 20 cm de diámetro. Estas facies indican medios fluviales, mientras que intercalaciones de lutitas rojas y verdes, así como algunos niveles de yesos, corresponden a ambientes lacustres y/o de llanura de inundación. No se encontraron fósiles en esta unidad. Sin embargo, el techo de la formación está convencionalmente marcado por las coladas volcánicas del Cerro Ocuo, que también marcan convencionalmente la base de la Formación Tinajani y han proporcionado edades K/Ar de 29.3 ± 0.6 y 28.3 ± 1.0 Ma (Oligoceno medio; Bonhomme et al., 1985). Estas edades implican que la edad de la Formación Ayaviri no es más joven que el Oligoceno medio. La edad de la base de la unidad, que sobreyace a las formaciones Arcurquina o Ayabacas (Albiano superior-Turoniano), sólo se puede determinar por correlaciones estratigráficas regionales; dado su espesor = 800 m, sugerimos que es Eoceno superior u Oligoceno inferior.

Oligoceno (Lavas Ocuo y Unidad de Brechas Volcánicas)

Brechas volcánicas espesas y coladas básicas afloran al oeste y en la parte central de la zona de estudio (Fig. 3). Los afloramientos de las brechas espesas se encuentran en contacto fallado con la Formación Tinajani, y parecen estar controlados por la falla Pasani. Sin embargo, cerca de esta falla las brechas parecen infrayacer a las basanitas datadas en ~ 28 Ma. El espesor de esta unidad es difícil de estimar, pero sobrepasa varios centenares de metros. Las brechas están constituidas por diferentes fragmentos de rocas volcánicas de aspecto oscuro y composición básica, que además presentan por alteración vetillas de calcita.

La composición de estas brechas volcánicas es característica y permite su correlación con una unidad muy similar de brechas y coladas volcánicas básicas que afloran al noroeste (Latorre & Orós, 2000) y noreste (Flores & Rodríguez, 1999) de la zona de estudio. Dado sus

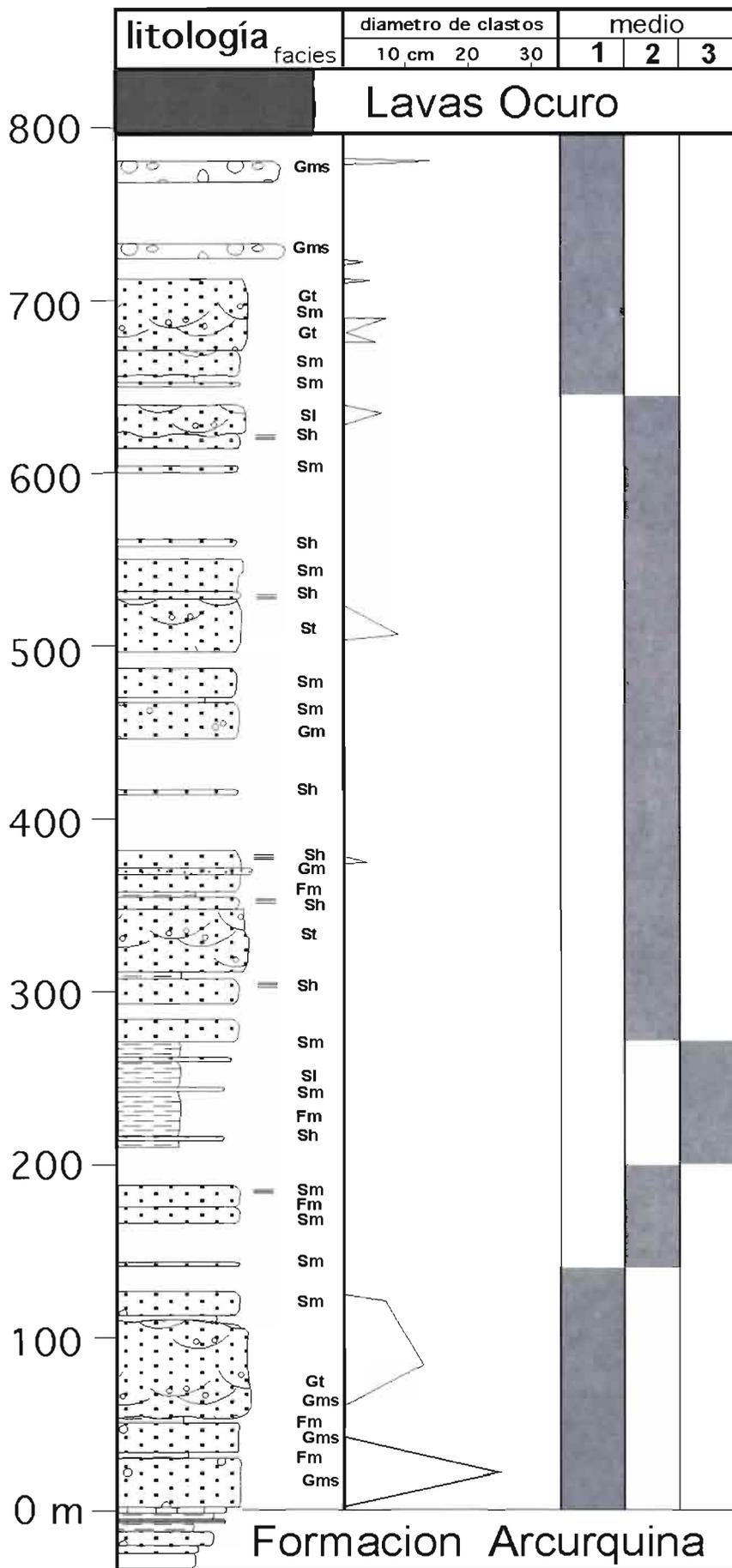


Fig. 4: Columna estratigráfica de la Formación Ayaviri, levantada en el Cerro Choquelayoc (según Flores & Rodríguez, 1999). Símbolos litológicos usuales. Códigos para medios sedimentarios: 1 = abanico aluvial, 2 = fluvial, 3 = llanura de inundación o lacustre.

características (Mamani et al., 2004 [este volumen]), las brechas volcánicas de la zona de estudio y las lavas alcalinas básicas de la cuenca de Ayaviri tuvieron que ser depositadas durante un período de gran actividad volcánica. Las dataciones disponibles indican que fue el Oligoceno medio y la parte inferior del Oligoceno superior.

Oligoceno superior-Mioceno medio (Formación Tinajani)

Los afloramientos más representativos de la Formación Tinajani se encuentran en el sinclinal de Tinajani (sur de Ayaviri). En Piruyo y en Sacrotunca, esta unidad sobreyace en discordancia angular a la Formación Ayabacas y al Grupo Vilquechico. En los alrededores de Umachiri sobreyace en discordancia angular a la Serie Umachiri y en el Cerro Chacata donde sobreyace en discordancia erosional a la Unidad de Brechas Volcánicas.

La Formación Tinajani muestra un miembro inferior esencialmente fino y un miembro superior conglomerádico (Flores & Rodríguez, 1999), el límite entre ambos siendo convencionalmente el nivel de tobas Ocuvi (Fig. 5). La base del miembro inferior está constituida por conglomerados con clastos volcánicos, que pasan hacia arriba a limolitas y areniscas silicificadas; al techo de esta sucesión se encuentran calizas lacustres muy silicificadas con niveles de silix. El tope del miembro inferior presenta areniscas y conglomerados, cubiertos por las tobas, datadas entre 20.5 ± 0.7 Ma y 17.25 ± 0.05 Ma (Boudesseul et al., 2000; Mamani et al., 2004 [este volumen]), que convencionalmente marcan la base del miembro superior. A 2,5 km al sureste de la hacienda Cascada aflora una sucesión conglomerádica granocreciente, que, por su ubicación estratigráfica, tienen que ser temporalmente equivalente al miembro inferior de la Formación Tinajani, mejor conocida a 7 km más al norte. Estos conglomerados se componen de clastos de rocas volcánicas dacíticas, cuarcitas y areniscas, con diámetros pluricentimétricos a decimétricos, indicando que los conglomerados inferiores pueden ser correlacionados.

Las tobas coalescentes que marcan convencionalmente el límite entre los miembros inferior y superior de la Formación Tinajani representan el "evento volcánico Ocuvi", cuya actividad máxima tuvo lugar alrededor de ~ 18.8 Ma (Boudesseul et al., 2000). Dado que también se obtuvo una edad $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ confiable de 17.25 ± 0.05 Ma, es probable que el "evento volcánico Ocuvi" perduró hasta los ~ 17 Ma. Por consiguiente, el miembro superior de la Formación Tinajani de Flores & Rodríguez (1999) se depositó probablemente a partir de ~ 17 Ma y sería de edad Mioceno medio. En conjunto, las dataciones disponibles demuestran que, en la zona de estudio, la Formación Tinajani se depositó desde ~ 28 Ma hasta por lo menos la parte inferior del Mioceno medio.

Unidad de Tobas Ocuvi

Esta unidad aflora en la parte suroeste de la zona de estudio a lo largo de la Pampa de Cute, cubriendo

grandes superficies y presentando estratos subhorizontales. En el extremo noroeste suprayace en leve discordancia angular al Grupo San Jerónimo (Eoceno medio-Oligoceno superior) y en el extremo sureste se encuentra en contacto aparentemente con estratos del Grupo Ambo (Misisipiano), indicando que estas unidades ya estaban exhumadas en esta época. Esta unidad se halla intercalada en los sedimentos continentales de la Formación Tinajani, marcando convencionalmente el límite entre sus dos miembros (Flores & Rodríguez, 1999). Litológicamente se trata de tobas de naturaleza riolítica, conformadas esencialmente por fragmentos líticos, cuarzo y biotita, inmersos en una matriz de vidrio (Mamani et al., 2004 [este volumen]).

Dataciones (K/Ar) de las tobas de la Formación Tinajani han proporcionado edades de 20.5 ± 0.7 Ma y 16.9 ± 1.1 Ma sobre biotitas, y de 18.0 ± 0.6 Ma sobre feldespatos potásicos (Bonhomme et al., 1985; Mamani et al., 2004 [este volumen]). La unidad de tobas que aflora al suroeste de Llalli dió una edad (método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sobre biotita) de 18.74 ± 0.19 Ma (Boudesseul et al., 2000). Este nivel se sigue hasta la cuenca Descanso-Yauri donde se halla en la base del relleno sedimentario de esta cuenca. Estas tobas parecen corresponder a un evento volcánico mayor, probablemente polifásico, que tuvo lugar alrededor de ~ 18.8 Ma ("evento volcánico Ocuvi"; Boudesseul et al., 2000).

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Desde un punto de vista tectónico, la zona de estudio está caracterizada por las fallas Ayaviri, Pucarani y Pasani, las cuales han controlado la sedimentación de la Formación Tinajani (Oligoceno superior-Mioceno medio) y el emplazamiento de los magmas neógenos. Las fallas Pasani y Pucarani definen un corredor estructural y magmático cuyas características sugieren una tectónica transcurrente, con una evolución desde un contexto predominantemente transtensional (época de erupción de las brechas y coladas básicas Ocuvi) a transpresional (exhumación de las rocas plutónicas y deformación del borde sur de la cuenca de Ayaviri).

El substrato de la zona de estudio está dado por afloramientos de rocas paleozoicas que se presentan en Umachiri y entre Veluyo y Colque, controlados por las fallas Pasani y Pucarani (Figs. 3 y 6).

Cuenca de Ayaviri (Oligoceno superior-Mioceno inferior)

La cuenca de Ayaviri tiene una orientación noroeste-sureste y una forma alargada algo romboédrica. Su funcionamiento estuvo controlado por las fallas Pasani y Ayaviri. Estas fallas han tenido durante el Oligoceno un juego transcurrente que ha controlado el inicio del relleno sedimentario de la cuenca. Con el tiempo se desarrolló un componente inverso que influyó profundamente el resto del relleno sedimentario en el Mioceno inferior y medio.

La subcuenca de Surimarca se encuentra ubicada al sureste de Cupi. Esta subcuenca está controlada por la prolongación noroeste de la falla Pasani y tiene una evolución similar a la cuenca de Ayaviri, a la cual pertenece. La repartición de los estratos en esta subcuenca evidencia que su relleno fue acompañado por un *onlap* de la Formación Tinajani hacia el sur, y por lo tanto tiene una sección asimétrica como la subcuenca y sinclinal de Tinajani.

Fallas

Falla Ayaviri. Ubicada al norte de Ayaviri, esta falla tiene una orientación noroeste-sureste y una vergencia suroeste. Levanta el Paleozoico inferior (Formación Sandía) contra areniscas de la Formación Ayaviri (Oligoceno inferior) y calizas de las formaciones Arcurquina y Ayabacas (Albiano a Turoniano). Esta falla constituye el límite noreste de la cuenca de Ayaviri. En su proximidad, estratos de la

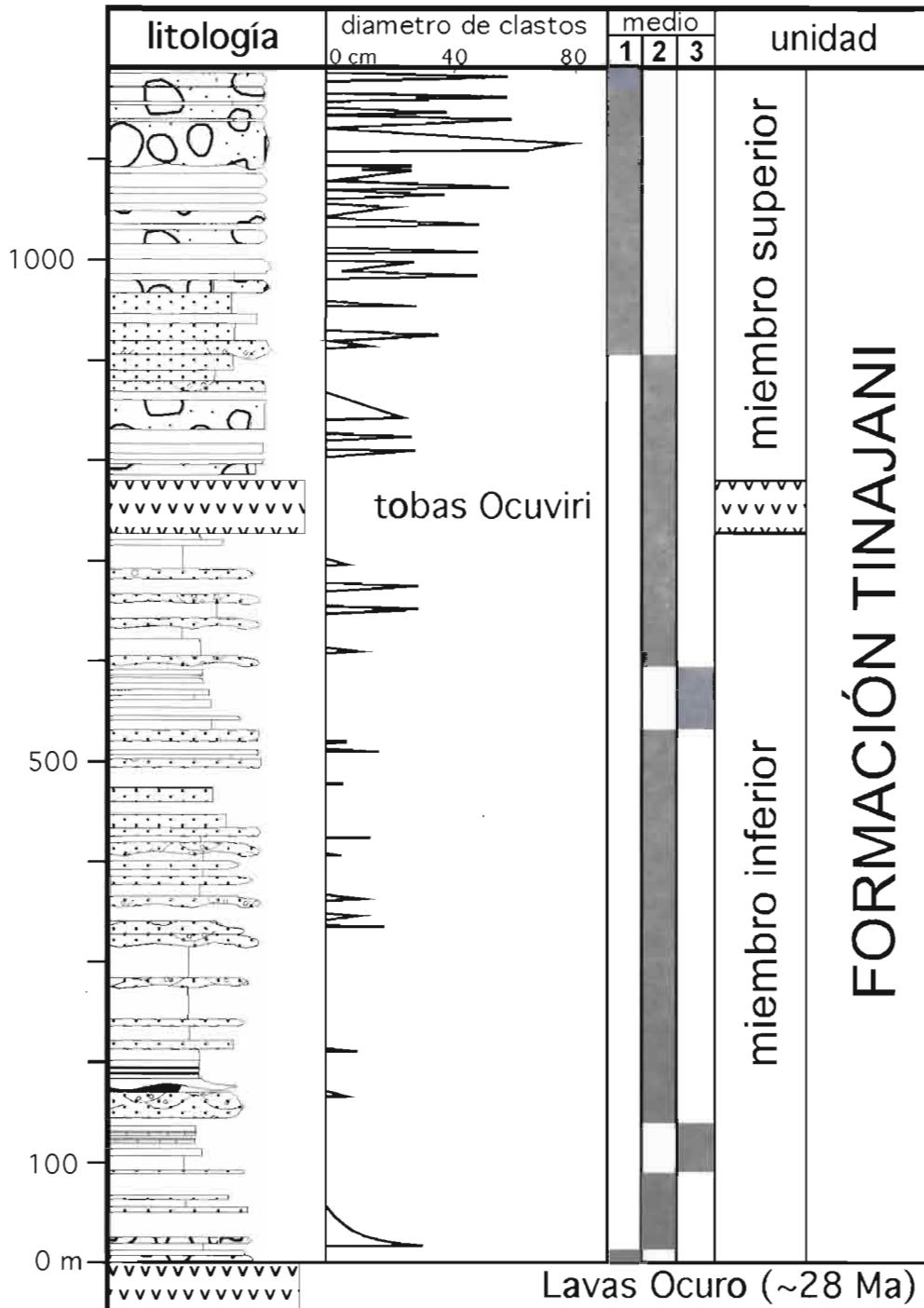


Fig. 5: Columna estratigráfica de la Formación Tinajani (según Flores & Rodríguez, 1999). Símbolos litológicos usuales. Códigos para medios sedimentarios: 1 = abanico aluvial, 2 = fluvial, 3 = llanura de inundación o lacustre.

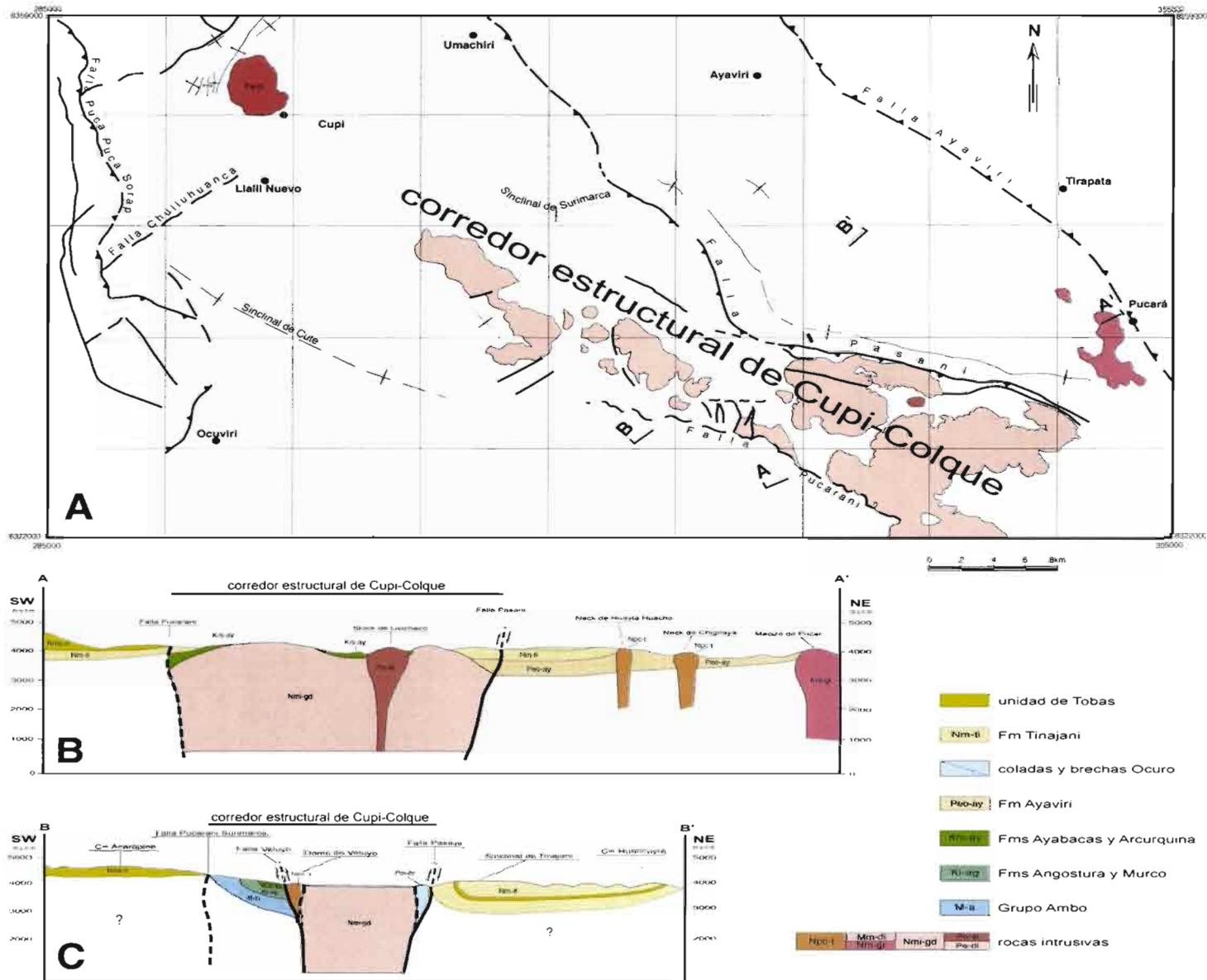


Fig. 6: A: Mapa estructural de la zona de estudio. B: Sección estructural A-A'. C: Sección estructural B-B'. Las secciones estructurales están ubicadas en el mapa geológico (Fig. 3).

Formación Ayaviri muestran nítidas discordancias progresivas, indicando que la falla funcionó durante la sedimentación, deformando su borde noreste. Esta falla también parece haber controlado los cuerpos intrusivos de Pucará, así como pequeños domos volcánicos plio-cuaternarios.

Falla Pasani. Ubicada en la parte central de la zona de estudio (Figs. 3 y 6), la falla Pasani tiene también una orientación noroeste-sureste, pero una vergencia noreste. Esta falla constituye el límite noreste del corredor estructural de Cupi-Colque, donde en particular afloran rocas magmáticas alcalinas neógenas que intruyen rocas paleozoicas y mesozoicas, y también es el límite meridional del sinclinal de Tinajani y de la mayor parte de la cuenca de Ayaviri. Cerca de la falla Pasani, rocas del substrato han sido intruidas por un stock de sienita alcalina ultrapotásica datado en 28.4 ± 0.5 Ma, y cuerpos mayores de granodioritas alcalinas datados entre 22 y 19 Ma (Batolito de Colque).

El conocimiento de la evolución sedimentaria de la cuenca de Ayaviri permite proponer las siguientes interpretaciones en cuanto a la historia del funcionamiento de la falla Pasani. La falla funcionó en forma transcurrente en el Oligoceno, controlando la configuración y el inicio del relleno de la cuenca de Ayaviri (Flores & Rodríguez, 1999) así como el magmatismo básico de origen mantélico registrado por las brechas y lavas Ocuco (Mamani et al., 2004 [este volumen]). En el Mioceno inferior a medio dicha falla desarrolló un componente inverso, creando al suroeste los relieves que alimentaron la cuenca de Ayaviri al noreste. Los depósitos sedimentarios cercanos a la falla se deformaron a medida que se iban acumulando, produciendo discordancias progresivas (Flores & Rodríguez, 1999). Se interpreta esta falla como una estructura sinistral-inversa, subvertical en profundidad, que pone en contacto calizas de la Formación Ayabacas, brechas volcánicas oligocenas, y el batolito de Colque, contra estratos miocenos de la Formación Tinajani. En base a las características de las rocas plutónicas y volcánicas asociadas a la falla Pasani (Mamani et al., 2004 [este volumen]), es probable que esta estructura sea de escala litosférica.

Falla Pucarani. Ubicada en la parte meridional de la zona de estudio, al oeste del Señal Colque (Figs. 3 y 6), este sistema de fallas tiene también una orientación noroeste-sureste pero una vergencia aparentemente suroeste. Conjuntamente con la falla Pasani, esta falla define el corredor estructural denominado de Cupi-Colque, donde afloran rocas magmáticas alcalinas. La falla está en parte cubierta por tobos piroclásticas de la Unidad Ocuco. Pese a que en la superficie actual sus evidencias de movimiento no son claras, se la interpreta como una estructura subvertical profunda por la presencia de rocas magmáticas alcalinas.

Sistema de fallas Puca Puca - Sorapata. En la zona de estudio

aflora la prolongación sur de este sistema de fallas definido en el área de Macari (Latorre & Orós, 2000). Este sistema de orientación norte-sur y vergencia este pone las calizas de la Formación Ayabacas en contacto fallado inverso contra estratos del Grupo San Jerónimo y Formación Tinajani.

La existencia de pliegues en el Grupo San Jerónimo está relacionada con este sistema de fallas. Además, su disposición geométrica permite interpretarlo como responsable de la sedimentación del Grupo San Jerónimo en esta área, así como de su deformación mediante discordancias progresivas.

Falla Chulluhuanca. Ubicada al oeste de la zona de estudio, esta falla tiene una orientación noreste-suroeste, es decir perpendicular a la mayoría de las fallas importantes de la zona. La falla afecta principalmente a los conglomerados del Grupo San Jerónimo. Sus movimientos produjeron probablemente las discordancias progresivas que se observan al suroeste de Llalli (Latorre & Orós 2000). A lo largo de esta falla se observan pequeños afloramientos alineados de calizas de la Formación Ayabacas.

Otras fallas. Existen otras fallas de menor importancia y orientaciones variadas, que se relacionan generalmente con las estructuras mayores. Un ejemplo de ellas es la falla Veluyo, de orientación este-oeste, que aparentemente controló la intrusión de domos plio-cuaternarios.

Pliegues

El **Sinclinal de Tinajani** constituye una de las estructuras más importantes de la zona de estudio. De orientación noroeste-sureste, está limitado por las fallas subparalelas Ayaviri y Pasani. Los estratos plegados corresponden a las formaciones Ayaviri y Tinajani. En ambos flancos se observa una mayor deformación, marcada por mayores buzamientos y discordancias progresivas ("estratos de crecencia" — *growth strata*) (Flores & Rodríguez, 1999). Estas discordancias progresivas y su ubicación estrechamente ligada a las fallas vecinas evidencian que las deformaciones que las generaron fueron sinsedimentarias y relacionadas con la actividad de las fallas. La edad de los estratos involucrados indica que la falla Ayaviri produjo las discordancias progresivas asociadas con ella en el Oligoceno inferior y medio, mientras que la falla Pasani produjo la deformación de los estratos vecinos a ella en el Mioceno inferior a medio. A parte de la franja deformada apegada a la falla Ayaviri, el flanco noreste presenta menos deformación, resultando en un sinclinal asimétrico.

El **Sinclinal de Surimarca**, ubicado en la parte centro-oeste de la zona de estudio entre las fallas Pasani y Pucarani (subcuenca Surimarca), tiene una orientación este-oeste. Los estratos deformados pertenecen a la Formación Tinajani (Flores & Rodríguez, 1999).

El Sinclinal de Cute se encuentra ubicado en la parte suroeste de la zona de estudio. Tiene una orientación noroeste-sureste y deforma débilmente las tobas de la Unidad Ocuvi.

Secciones estructurales

La sección estructural A-A' se ubica al suroeste de Pucará, entre los cerros Visa Visa y Calvario. Tiene una orientación noreste-suroeste y una longitud de 33,5 km aproximadamente (Fig. 6B).

Al suroeste, las tobas de la Unidad Ocuvi y los conglomerados infrayacentes (Formación Tinajani inferior) están ligeramente deformados; esta deformación débil quizás se debe en parte a la intrusión de las granodioritas del batolito de Colque. Este batolito está en contacto con las sienitas del stock de Livichaco, que a su vez intruyen las calizas de la Formación Ayabacas.

La falla Pasani tiene una vergencia noreste y se interpreta como una estructura inversa que se verticaliza en profundidad. Esta falla afecta a la Formación Tinajani, produciendo el sinclinal homónimo.

Al noreste los estratos mayormente conglomerádicos de las formaciones Ayaviri y Tinajani (Oligoceno inferior a Mioceno medio) están intruidos por rocas volcánicas en los cerros Huayta Huacho y Chignaya (Fig. 3). El emplazamiento del macizo de Pucará, que intruye a la Formación Ayaviri, parece haber sido controlado por la falla Ayaviri, de vergencia suroeste.

La sección estructural B-B' está ubicada al sur de Ayaviri, entre los cerros Acarapine y Huancuyre, y tiene una longitud de 27 km (Fig. 6C).

Al suroeste se observa las tobas de la Unidad Ocuvi ligeramente plegadas, formando el sinclinal de Cute, que se encuentra limitado al norte por la falla Pucarani. El Grupo Ambo y las formaciones Angostura a Ayabacas aparecen levemente deformadas (posiblemente afectadas por un sistema de fallas ocultas y/o por la intrusión del batolito). En la parte central, los cuerpos magmáticos están limitados por las dos fallas inversas de Veluyo y Pasani. Al noreste de la sección se observa el sinclinal asimétrico de Tinajani controlado por la falla Pasani en su borde suroeste.

CONCLUSIONES

Las fallas Pasani y Pucarani definen un corredor estructural y magmático, denominado de Cupi-Colque, cuyas características sugieren una tectónica transcurrente (Figs. 3 y 6). En este corredor afloran esquistos micáceos del Paleozoico inferior, estratos de los grupos Ambo y Mitu (Paleozoico superior-Triásico), rocas sedimentarias cretáceas, así como el batolito de Colque y varias otras intrusiones. En el corredor de Cupi-Colque existen también areniscas conglomerádicas y conglomerados atribuidos a la parte inferior de la Formación Tinajani, que están cubiertos por las tobas de la Unidad Ocuvi datadas alrededor de ~18.8 Ma (Boudesseul et al., 2000) e intruidos

por pequeños domos riolíticos alcalinos datados en 19.4 ± 0.8 Ma (Mamani et al., 2004 [este volumen]). La predominancia de rocas antiguas y plutónicas en el corredor de Cupi-Colque contrasta con las áreas ubicadas tanto al suroeste como al noreste, donde predominan ampliamente acumulaciones volcanosedimentarias oligo-miocenas mayormente poco deformadas. Se interpreta que esta geometría estructural resulta de una deformación transpresional (de relativamente poca intensidad), que exhumó el corredor de Cupi-Colque mientras detritos clásticos se acumulaban al suroeste y noreste. Dado la edad de los estratos deformados a lo largo de la falla Pasani, se propone que esta deformación transpresional se desarrolló esencialmente en el Mioceno inferior y medio. Evidencias de movimientos normales sinestrales más recientes indican que la actividad de esta falla ha perdurado.

El inicio de la transpresión en el corredor de Cupi-Colque está registrado por los primeros depósitos conglomerádicos que se observan en la parte sur de la cuenca de Ayaviri. Estos conglomerados corresponden al tope del miembro inferior de la Formación Tinajani y por lo tanto la edad del inicio de la transpresión se puede estimar como ~20 Ma, por ser por poco anterior al "evento volcánico Ocuvi". La transpresión en el corredor de Cupi-Colque permitió tanto el ascenso coetáneo de los magmas que cristalizaron para formar el batolito de Colque como la exhumación de este último y de las rocas antiguas intruidas. Este proceso generó evidentemente una zona de relieves, y fueron las rocas antiguas y los cuerpos intrusivos, exhumados en este corredor sometido a transpresión y levantamiento, que alimentaron en gran parte la cuenca de Ayaviri.

Durante el Oligoceno medio a superior, es decir anteriormente a su exhumación por transpresión, el corredor de Cupi-Colque había sido el área de mayor acumulación de rocas volcánicas básicas, sugiriendo que también controló la ubicación de los correspondientes puntos de emisión. El hecho que en esta época la efusión de magma básico ocurrió dentro o cerca de este corredor sugiere que fue producida por un funcionamiento transtensional del mismo, que por efectos extensionales locales permitió el ascenso del magma básico. La geoquímica alcalina de estas rocas confirma que su génesis y migración ocurrieron en relación con accidentes profundos (Mamani et al., 2004 [este volumen]). Otro hecho consistente con un contexto tectónico transtensional es que sedimentos finos, en parte lacustres, se depositaron después del volcanismo básico Ocuvi tanto en la cuenca de Ayaviri como en el corredor de Cupi-Colque, demostrando que en esta época toda la región estaba topográficamente deprimida.

En conjunto, cabe destacar que la evolución geológica oligo-miocena de la zona de estudio fue profundamente controlada por una tectónica transcurrente. En una primera etapa (Oligoceno inferior), el juego de la falla Ayaviri, que interpretamos como transpresional, estructuró y deformó el borde noreste de la cuenca de Ayaviri. En una segunda etapa (Oligoceno medio a superior), el corredor de Cupi-Colque funcionó en forma

dominantemente transtensional, permitiendo el derrame de lavas alcalinas básicas y la acumulación de espesores localmente importantes de brechas volcánicas de composición similar, así como la formación de un área lacustre. En una tercera etapa (Mioceno inferior y medio),

el corredor de Cupi-Colque funcionó en forma predominantemente transpresional, deformando el borde sur de la cuenca de Ayaviri y produciendo la exhumación de los estratos antiguos y rocas plutónicas presentes en el corredor.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BENAVIDES V.** (1962).- Estratigrafía preterciaria de la región de Arequipa. *Sociedad Geológica del Perú*. II Congreso Nacional de Geología, parte III, v. 38, p. 5-63.
- BONHOMME M.G., AUDEBAUD E. & VIVIER G.** (1985).- K-Ar ages of Hercynian and Neogene rocks along an east-west cross section in southern Peru. *Comunicaciones*, 35, 27-30.
- BOUDESSEUL N., FORNARI M., SEMPERE T., CARLIER G., MAMANI M., IBARRA I., MEZA P. & CERPA L.** (2000).- Un importante evento volcánico de edad Mioceno inferior en la zona de Descanso - Ayaviri - Condorama - Santa Lucía (Dptos. de Cusco, Puno y Arequipa). X Congreso Peruano de Geología, Lima, p. 8 (res.) y archivo CD-ROM «GR6A» (9 p.).
- CARLOTTO V., GIL W., CÁRDENAS J. & CHÁVEZ R.** (1996).- Geología de los cuadrángulos de Urubamba y Calca (hojas 27-r y 27-s). *Instituto Geológico Minero y Metalúrgico*. Boletín N°65. Série A: Carta Geológica Nacional, 245p.
- FLORES T. & RODRÍGUEZ R.** (1999).- *Las cuencas neógenas del sur del Perú: la cuenca Tinajani. Evolución sedimentológica, estratigrafía, paleogeografía y tectónica. (Ayaviri, Puno)*. Tesis de Ingeniero Geólogo. UNSAAC.
- JAILLARD E., CAPPETTA H., ELLENBERGER P., FEIST M., GRAMBAST-FESSARD N., LEFRANC J.-P. & SIGÉ B.** (1993).- Sedimentology, paleontology, biostratigraphy and correlation of the Late Cretaceous Vilquechico Group of southern Peru. *Cretaceous Research*, v. 14, p. 623-661.
- JAILLARD E.** (1995).- La sedimentación albiata-turoniana en el sur del Perú (Arequipa - Puno - Putina). *Sociedad Geológica del Perú*, Volumen Jubilar Alberto Benavides, p. 135-157.
- IBARRA I. & MAMANI M.** (2000).- *Magmatismo y tectónica mesocenoica del Altiplano y el borde noreste de la Cordillera Occidental de la región de Puno*. Tesis de Ingeniero. UNSAAC, Cusco; 80 p.
- KLINCK B.A., ALLISON R.A. & HAWKINS M.P.** (1986).- *The geology of the Cordillera Occidental and Altiplano west of Lake Titicaca, southern Peru*. British Geological Survey, Nottingham, e INGEMMET, Lima, 353p.
- LA TORRE O.O. & ORÓS F.Y.** (2000).- *Evolución sedimentológica y tectónica terciaria entre la Laguna Langui-Layo y Llalli (borde NE de la Cordillera Occidental)*. Tesis de Ingeniero. UNSAAC, Cusco, 74 p.
- LAUBACHER G.** (1978).- Géologie de la Cordillere Orientale et de l'Altiplano au Nord et Nord-Ouest du Lac Titicaca (Pérou). *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, 95, 217 p., Paris.
- LISSON C.I.** (1924).- *Edad de los fósiles peruanos y distribución de sus depósitos*. 3a edición, 226 p., Lima.
- MAMANI M., IBARRA I., CARLIER G. & FORNARI M.** (2004).- Petrología y geoquímica del magmatismo alcalino de la zona noroeste del Altiplano peruano (departamento de Puno). *Este volumen*.
- PALACIOS O., DE LA CRUZ J., DE LA CRUZ N., KLINCK B., ALLISON R. & HAWKINS M.** (1993).- Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al Oeste del Lago Titicaca-Sur Perú. *Instituto Geológico Minero y Metalúrgico*. Boletín N°. 42. Serie A: Carta Geológica Nacional, 257 p.
- SEMPERE T., ACOSTA H. & CARLOTTO V.** (2000a).- Estratigrafía del Mesozoico y Paleógeno en la región del Lago Titicaca: hacia una solución? X Congreso Peruano de Geología, Lima, p. 52 (res.) y archivo CD-ROM "GR50A" (41 p.).
- SEMPERE T., JACAY J., CARRILLO M.-A., GÓMEZ P., ODONNE F. & BIRABEN V.** (2000b).- Características y génesis de la Formación Ayabacas (departamentos de Puno y Cusco). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Lima, v. 90, p. 69-76.
- SEMPERE T., CARLIER G., SOLER P., FORNARI M., CARLOTTO V., JACAY J., ARISPE O., NÉRAUDEAU D., CÁRDENAS J., ROSAS S. & JIMÉNEZ N.** (2002).- Late Permian - Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics*, v. 345, p. 153-181.
- SEMPERE T., JACAY J., PINO A., BERTRAND H., CARLOTTO V., FORNARI M., GARCÍA R., JIMÉNEZ N., MARZOLI A., MEYER C.A., ROSAS S. & SOLER P.** (2004a).- Estiramiento litosférico del Paleozoico superior al Cretáceo medio en el Perú y Bolivia. *Este volumen*.
- SEMPERE T., ACOSTA H. & CARLOTTO V.** (2004b).- Estratigrafía del Mesozoico y Paleógeno al norte del Lago Titicaca. *Este volumen*.