

The logo for IRD (Institut de recherche pour le développement) features the letters 'IRD' in a bold, white, sans-serif font. To the right of the letters is a blue rectangular graphic with white horizontal lines of varying lengths, creating a stylized, modern look.

Institut de recherche
pour le développement

PUBLICACION ESPECIAL N° 5



Nuevas contribuciones del IRD y sus contrapartes al conocimiento geológico del sur del Perú

J. Jacay & T. Sempere
(editores científicos)

© **SOCIEDAD GEOLOGICA DEL PERU - INSTITUT DE RECHERCHE POUR LE DÉVELOPPEMENT, 2004**
All rights reserved. Reservados todos los derechos

Toda la correspondencia relacionada con esta publicación debe ser dirigida al editor responsable:
Sociedad Geológica del Perú, Apartado 2559, Lima 100, Lima-Perú

Impresión: Imprenta Cano S.R.L.

Printed in Peru Impreso en Perú

Este volumen ha sido en parte financiado por el IRD (DIC) gracias a una gestión efectuada por R. Marocco.

Portada: Imagen topográfica del sur del Perú (datos SRTM, resolución 90 m; gentileza de P. Roperch). Las áreas en blanco aparte del Océano Pacífico carecen de datos topográficos.

PUBLICACION ESPECIAL N°5

**Nuevas contribuciones del IRD y sus contrapartes
al conocimiento geológico del sur del Perú**

Nuevas contribuciones del IRD y sus contrapartes al conocimiento geológico del sur del Perú

J. Jacay & T. Sempere
(editores científicos)

CONTENIDO

INTRODUCCIÓN

	Pags.
Las actividades recientes del IRD y de sus contrapartes en el sur del Perú: grandes líneas de un aporte a la geología regional peruana <i>J. Jacay & T. Sempere</i>	9 - 12

TRABAJOS CIENTÍFICOS

1.- Estratigrafía, paleogeografía y paleotectónica del intervalo Paleozoico superior - Cretáceo inferior en el área de Mal Paso - Palca (Tacna) <i>A. Pino, T. Sempere, J. Jacay & M. Fornari</i>	15 - 44
2.- Estiramiento litosférico del Paleozoico superior al Cretáceo medio en el Perú y Bolivia <i>T. Sempere, J. Jacay, A. Pino, H. Bertrand, V. Carlotto, M. Fornari, R. García, N. Jiménez, A. Marzoli, C.A. Meyer, S. Rosas & P. Soler</i>	45 - 79
3.- Estratigrafía del Mesozoico y Paleógeno al norte del Lago Titicaca <i>T. Sempere, H. Acosta & V. Carlotto</i>	81 - 103
4.- Sistemas transcurrentes de escala litosférica en el sur del Perú <i>T. Sempere, J. Jacay, V. Carlotto, W. Martínez, C. Bedoya, M. Fornari, P. Roperch, H. Acosta, J. Acosta, L. Cerpa, A. Flores, I. Ibarra, O. Latorre, M. Mamani, P. Meza, F. Odonne, Y. Orós, A. Pino & R. Rodríguez</i>	105 - 110
5.- Estratigrafía y evolución paleógenas del área de Llalli - Macari (departamento de Puno) <i>O. Latorre, Y. Orós, T. Sempere, M. Fornari & V. Carlotto</i>	111 - 119
6.- Facies y ambientes sedimentarios de la Formación Moquegua inferior al sur de Moquegua <i>J. Acosta</i>	121 - 124
7.- La sedimentación oligo-miocénica en el antearco del sur del Perú: estudio estratigráfico y sedimentológico de la Formación Camaná. <i>M. Vega & R. Marocco</i>	125 - 141
8.- Estratigrafía y tectónica de la parte sur de la cuenca de Ayaviri <i>I. Ibarra, M. Mamani, R. Rodríguez, T. Sempere, V. Carlotto & G. Carlier</i>	143 - 155
9.- Petrología y geoquímica del magmatismo alcalino de la zona noroeste del Altiplano peruano (departamento de Puno) <i>M. Mamani, I. Ibarra, G. Carlier & M. Fornari</i>	157 - 174
10.-Paleogeografía y evolución de la cuenca miocena de Descanso-Yauri (Cusco) <i>L. Cerpa, P. Meza, V. Carlotto, M. Fornari & T. Sempere</i>	175 - 182
11.-Facies y ambientes sedimentarios de la Formación Moquegua superior en los alrededores de la ciudad de Tacna <i>J. Acosta</i>	183 - 186

	Pags.
12.-Avances sobre la historia geológica de la región de Tacna : sedimentología de la unidad Magollo (Mioceno medio y/o superior) <i>A. Flores</i>	187 - 194
13.-Estudio preliminar de los depósitos deltaicos miocenos del río Tambo (Punta de Bombón, Arequipa) <i>F.D. Peña, J. Apolín, B. Rodríguez & T. Sempere</i>	195 - 200

CONFERENCIAS

14.-Las « fases tectónicas » en los Andes Centrales : esplendor y decadencia de un paradigma geológico <i>T. Sempere</i>	203 - 216
15.-De Jenófanos a Wegener : una breve excursión en la historia del pensamiento geológico — un aporte de las geociencias al debate contemporáneo sobre ciencia y desarrollo <i>T. Sempere</i>	217 - 230

LAS ACTIVIDADES RECIENTES DEL IRD Y DE SUS CONTRAPARTES EN EL SUR DEL PERÚ: GRANDES LÍNEAS DE UN APOORTE A LA GEOLOGÍA REGIONAL PERUANA

Javier JACAY¹ & Thierry SEMPÈRE²

¹*Sociedad Geológica del Perú, Arnaldo Márquez 2277, Lima 11. E-mail: j_jacay@yahoo.com*

²*IRD, apartado postal 18-1209, Lima 18. E-mail: Thierry.Sempere@ird.fr*

Pese al cierre de la representación del ORSTOM en 1993 — debido a las dificultades y peligros que presentaban los trabajos de campo en ciertos departamentos del país —, investigadores del ORSTOM no tardaron mucho en volver al Perú, concretamente en los campos de la geografía, de la virología, y de la volcanología. Esta continuación implícita de las actividades del ORSTOM en el Perú tuvo como consecuencia la reapertura formal de la representación de Lima en 1997, y la iniciación simultánea de un programa sobre la geología del sur del país que acababa de ser definido a nivel de ORSTOM por G. Carlier y R. Marocco.

La gestión de Víctor Carlotto en la Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco (UNSAAC) fue decisiva para que se logre firmar un convenio entre esta institución y el ORSTOM, con el objetivo de desarrollar conjuntamente un programa de estudio de la geología de áreas seleccionadas de los departamentos de Cusco y Puno, definido por V. Carlotto y G. Carlier. La firma de este convenio permitió la vuelta al Perú de R. Marocco, como Representante del ORSTOM, y la asignación en 1998 de G. Carlier y T. Sempere. En 1999 la vieja institución llamada ORSTOM cambió de nombre para volverse el IRD (Institut de Recherche pour le Développement, es decir Instituto de Investigación para el Desarrollo).

El programa del IRD para el estudio geológico del sur del Perú fue dirigido por Gabriel Carlier de 1997 a 2000, y, después de su vuelta a Francia, por uno de nosotros (T.S.) de 2000 a 2004. Además de las personas ya citadas, los investigadores franceses que participaron en las actividades fueron, por orden alfabético, N. Boudesseul, A. Demant, G. Féraud, M. Fornari (a quien debemos importantes dataciones nuevas), D. Gapais, L. Husson, F. Odonne, E. Robert, P. Roperch, y M. de Saint-Blanquat, representando en particular al CNRS, a las universidades de Nice, Marsella, Rennes, Toulouse, y a otras sedes del IRD.

En el marco del convenio con la UNSAAC (1997-2001) se llevaron a cabo 5 tesis de grado en 4 años, diplomándose 9 estudiantes, y se organizaron 3 escuelas de campo, respectivamente en Condorama, Tuti, y Moho. Los resultados de estas actividades fueron expuestos en numerosas comunicaciones y publicaciones (en particular durante el X Congreso Peruano de Geología de 2000), y

este volumen presenta 6 más de ellas. También se organizó en 2001 un curso en la Universidad Nacional del Altiplano, que incluyó una excursión geológica de 4 días enteros alrededor de la ciudad de Puno.

Las investigaciones sobre la región andina ubicada entre Cusco y Puno habiendo culminado en 2001, el IRD tuvo que pasar a la segunda fase de su programa sobre el sur del Perú, el cual desde el principio había contemplado el estudio de la región costera. Para este objetivo se firmó en 2001 un convenio con la Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann de Tacna, que sigue vigente. En el marco de este convenio ya se llevaron a cabo 2 tesis de grado, y se organizaron numerosos cursos, incluyendo 6 escuelas de campo entre 2000 y 2003 en los alrededores de Tacna, Tarata, Moquegua e Ilo. Los resultados de estas actividades empezaron a exponerse en el XI Congreso Peruano de Geología (2002), y este volumen presenta 4 publicaciones más.

También se firmó en 2001 un convenio con la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, que está actualmente en curso de renovación, y, en 2002, un convenio de asesoramiento científico con INGEMMET, que está empezando a dar interesantes frutos.

Los temas tocados por las actividades científicas del IRD y de sus contrapartes peruanas han ido evolucionando con los años. En una primera etapa (1997-2001), se estudiaron cuencas mesozoicas y cenozoicas del Altiplano y áreas limítrofes (departamentos de Cusco y Puno), así como el magmatismo del área de Ayaviri. Estos trabajos completaron y confirmaron otros estudios realizados anteriormente por V. Carlotto y G. Carlier en la región de Cusco, la cual resulta una de las áreas mejor estudiadas del Perú. En una segunda etapa (2000-2003), los trabajos se focalizaron sobre el piedemonte pacífico y la franja costera del extremo sur del país (departamentos de Tacna, Moquegua y Arequipa), poniendo énfasis sobre las relaciones entre tectónica regional y cuencas neopaleozoicas, mesozoicas y cenozoicas. En la actualidad se está investigando en particular la articulación lógica de los fenómenos tectónicos, magmáticos y sedimentarios, mediante el estudio de la posible herencia de estructuras antiguas y del rol del emplazamiento de plutones en la evolución de cuencas cenozoicas y la edificación de los Andes.

PRESENTACIÓN DEL VOLUMEN

El volumen que tenemos el agrado de presentar a la comunidad geológica peruana viene a complementar el coloquio organizado conjuntamente por la Sociedad Geológica del Perú y el IRD en octubre de 2001. Los 15 trabajos que lo conforman consisten de 13 artículos científicos, a los cuales se ha agregado dos conferencias con fines didácticos. Los artículos están ordenados en función del período geológico considerado en ellos, los primeros refiriéndose al Paleozoico superior y Mesozoico, y los últimos al Mioceno.

Después de presentar una síntesis de los datos nuevos y antiguos concernientes al área de Mal Paso - Palca (Tacna), A. Pino et al. proponen una interpretación original de la evolución del extremo sur del Perú del Paleozoico superior al Cretáceo inferior. En particular sugieren que el área fue sometida a una extensión regional desde por lo menos el Carbonífero, hasta el punto que una cuenca marginal llegó a formarse. Sobre el mismo tema del estiramiento del margen peruano durante el Neopaleozoico y Mesozoico, T. Sempere et al. (A) presentan una síntesis detallada de los datos pertinentes concernientes al Perú y Bolivia, en la cual destacan la amplia predominancia de los fenómenos extensionales durante un intervalo largo de ~250 Ma. Para la región ubicada al noroeste del Lago Titicaca, T. Sempere et al. (B) proponen una nueva estratigrafía del Mesozoico y Paleógeno que resulta acordarse con la clásica estratigrafía de la cuenca de Arequipa.

El artículo de T. Sempere et al. (C) presenta los elementos tectónicos principales del sur del Perú y subraya la importancia de tres sistemas de desgarre litosférico, con los cuales es asociado un magmatismo significativo. El estudio por O. Latorre et al. del área de Macari-Llalli, ubicada sobre uno de estos sistemas, ilustra de forma impactante la influencia de la tectónica sinsedimentaria sobre el registro estratigráfico paleógeno. Este interesante trabajo está complementado por el estudio de L. Cerpa et al. sobre la cuenca miocena de Descanso-Yauri ubicada al oeste del área anterior, la cual proporciona un registro algo tardío de la evolución regional. El trabajo de I. Ibarra et al., sobre el área de Tinajani ubicada al sur de Ayaviri, es otro ejemplo didáctico de las relaciones íntimas que unen tectónica, sedimentación y magmatismo en ciertos contextos orogénicos. El estudio específico del magmatismo de esta misma área está brillantemente presentado por M. Mamani et al.

En la región costera, J. Acosta presenta dos estudios de secciones claves de las formaciones Moquegua inferior (A) y superior (B), respectivamente en las áreas de Moquegua y Tacna. A. Flores da a conocer las características detalladas de una nueva unidad continental miocena del área de Tacna. M. Vega y R. Marocco proporcionan un estudio estratigráfico y sedimentológico de la Formación Camaná basado en levantamientos de secciones litológicas, determinaciones

de dientes de tiburones fósiles (efectuadas por J. Apolín), e interpretaciones de líneas sísmicas *offshore*. Finalmente, D. Peña et al. describen una interesante transgresión de edad Mioceno superior en el cono deltaico del río Tambo, en base al hallazgo reciente de dientes de un tiburón fósil (también determinados por J. Apolín).

Las dos conferencias insertadas al final del volumen apuntan a despertar reflexiones más generales sobre lo que es la investigación en Ciencias de la Tierra hoy en día en los Andes Centrales, y de alguna forma representan contribuciones al debate contemporáneo sobre ciencia y desarrollo. Inicialmente dadas por T. Sempere en el año 2000, estas conferencias exponen respectivamente como el concepto obsoleto de « fases tectónicas » en los Andes Centrales ha sido reemplazado por un paradigma nuevo según el cual este orógeno resultaría de un considerable acortamiento tectónico; y como una noción de la historia de las ideas geológicas nos puede ayudar en identificar errores y creencias infundadas en nuestros conocimientos. Creemos que estas conferencias pueden ser de interés tanto para estudiantes curiosos como para profesores deseosos de actualizarse.

LAS GRANDES LÍNEAS DE LA HISTORIA GEOLÓGICA DEL SUR DEL PERÚ

Pese a que se necesitan todavía muchos estudios, intentamos esbozar aquí las grandes líneas de la evolución geológica del sur del Perú tales como las divisamos después de casi 7 años de investigaciones en esta región. Muchas luces nuevas han procedido de la zona costera del extremo sur, que en muchas partes no había sido estudiada en forma detallada desde varias décadas.

La historia que reconstruimos comienza en el Paleozoico superior (Devoniano o Carbonífero). Una observación clave nos parece el hecho que el Grupo Ambo (y estratos relacionados) está concordante bajo la Formación Chocolate (o Junerata) en varias zonas de afloramiento que se distribuyen entre Mal Paso (Tacna) y quizás Paracas. Esta asociación constante entre el Grupo Ambo y esta unidad que se interpreta fácilmente como acumulada en un contexto de arco y tras-arco extensional sugiere en efecto que el primero representa los depósitos tempranos de la distensión que afectó el margen peruano, por lo tanto desde el Paleozoico superior. En el extremo sur, se propone que la Formación Chocolate (Junerata) representa la creación y desarrollo de una cuenca marginal entre el Pensilvaniano (Carbonífero superior) y el Triásico. La presencia de lavas almohadilladas en Arica sugiere fuertemente que esta cuenca marginal estuvo activa hasta el Caloviano.

Este importante estiramiento del margen del Paleozoico superior al Jurásico medio controló la evolución y el registro estratigráfico de la extensa región ubicada al noreste (áreas de Arequipa, Puno, Cusco). Levantamientos tectónicos, relacionables con la extensión en la costa, así como unidades marinas están registradas en áreas que

muestran una organización lógica y coherente; por ejemplo, las unidades transgresivas jurásicas son más desarrolladas hacia el suroeste y se adelgazan hacia el noreste. Se nota que el estiramiento del margen se intensificó probablemente en el Triásico, puesto que un rift continental se formó a lo largo de lo que hoy es la Cordillera Oriental.

El primer cambio que se pueda percibir en esta evolución ocurre en el Caloviano medio o superior, cuando aparentemente se inicia el crecimiento del arco volcánico ubicado al suroeste de la cuenca marginal. Intrusiones de rocas subvolcánicas y plutónicas, de edad Jurásico superior, documentan claramente la intensificación de los procesos magmáticos de arco en un área que anteriormente pertenecía a una parte profunda de la cuenca marginal. Este cambio también desencadenó una evolución particular en la región noreste, donde se registra una intensa progradación de sedimentos arenosos procedentes del noreste, que fue seguida por una emersión en las áreas más continentales. En el extremo sur, el crecimiento del arco costero llegó a tal punto que potentes conglomerados continentales volcanodetríticos, intercalados con algunas lavas andesíticas, se acumularon en el Cretáceo inferior (~120 Ma) en la zona de Palca, donde sedimentos de ambiente marino profundo se habían depositado en el Jurásico medio (~170 Ma).

La Formación Guaneros superior y el Grupo Toquepala conforman un potente conjunto volcánico acumulado durante el funcionamiento probablemente continuo de este arco. Es de nuestra opinión que los conglomerados que se intercalan localmente en esta espesa sucesión volcánica representan depósitos continentales aluviales intra-arco, y que no marcan forzosamente discordancias estratigráficas. Más al noroeste, como en el área de Yura, la ausencia de depósitos volcánicos en el registro estratigráfico local implica una ausencia de aparatos volcánicos notables en la zona. Al contrario del extremo sur, ahí se registra la notable transgresión alboromaniana conocida en muchas regiones del Perú.

El intenso plutonismo que llegó a formar el Batolito Costero se inició en el Albiano (~105 Ma) y prosiguió hasta el Eoceno inferior (~45 Ma), representando procesos magmáticos en las profundidades del arco Toquepala. Observamos que entre ~93 y ~84 Ma, es decir al final de un primer período de emplazamiento del Batolito, se registran a la vez la emersión definitiva de la plataforma carbonática presente en el área de Yura, y removilizaciones en masa de sedimentos pelítico-calcareos depositados entre Cusco y Puno. Estos deslizamientos gigantes se encuentran sellados por estratos de edad campano-maastrichtiana y de origen continental a marino restringido. En las regiones cusqueñas y puneñas, unidades de edad Paleógeno inferior (partes inferiores de los grupos Puno y San Jerónimo) se depositaron en amplias cuencas subsidentes de tipo antepaís, alimentadas en material volcanodetrítico desde el sur, es decir desde el arco Toquepala que seguía desarrollándose.

La extinción aparente del arco Toquepala en el Eoceno medio no significó la extinción del magmatismo en todo el sur del Perú puesto que los batolitos Andahuaylas-Yauri (departamentos de Cusco y Apurímac) y Challaviento (departamento de Tacna) se emplazaron en el Eoceno superior y Oligoceno inferior. Sin embargo, el cese de la actividad del arco Toquepala fue seguido por la acumulación de estratos rojos, sin intercalaciones volcánicas, en varias cuencas extensionales endorreicas distribuidas a lo largo de la zona costera (Formación Sotillo, parte inferior del Grupo Moquegua). Mientras tanto, al noreste proseguía el funcionamiento de las cuencas de tipo antepaís mencionadas más arriba (partes superiores de los grupos Puno y San Jerónimo).

La reactivación de un arco volcánico importante, ahora ubicado en la presente Cordillera Occidental, ocurrió alrededor de 30 Ma. A partir de esta fecha, en el ante-arco se acumularon sedimentos volcanodetríticos que presentan un aumento notable hacia arriba tanto del grano promedio como de la influencia de un volcanismo explosivo félsico (ignimbritas notables se conocen a partir de ~25 Ma), posiblemente en una cuenca única (Formación Moquegua superior s.s.). Entre el sur de Cusco y el suroeste de Puno se desarrolló un abundante volcanismo básico alcalino entre ~30 y ~24 Ma (Grupo Tacaza s.s.); el origen mantélico de estas lavas y otras características geológicas sugieren que se derramaron a lo largo de un importante desgarre litosférico, que separaba la cuenca de Huacochullo (formaciones Pichu y Maure) de la cuenca simétrica ubicada en el norte del Altiplano boliviano. El magmatismo básico de edad Eoceno medio descrito al sur de Cusco por G. Carlier y V. Carlotto, y el estudio del área de Macari-Llalli por O. Latorre et al. sugieren que este desgarre ya estaba activo en el Paleógeno medio y quizás inferior, mientras que el estudio de la cuenca Descanso-Yauri por Cerpa et al. demuestra que también estuvo activo durante el Mioceno medio.

El volcanismo explosivo félsico fue el proceso geológico dominante en el extremo sur entre ~24 y ~18 Ma, y desempeñó un papel importante en el Altiplano y Cordillera Occidental durante todo el Mioceno. Todos los datos geológicos concuerdan para afirmar que los Andes del sur del Perú presentaban un relieve notable en el Mioceno, marcado por la multiplicación de incisiones progresivamente profundas en la región costera. Ríos importantes, como los actuales ríos Tambo y Colca-Majes-Camaná, construyeron conos deltaicos en sus desembocaduras. Ahí se acumularon espesores notables de sedimentos, mientras que lateralmente las corrientes costeras los retrabajaban o barrían. La franja marítima que aflora hoy en día ha registrado transgresiones marinas desde el Oligoceno por lo menos superior, así como cambios en las características de la sedimentación.

Desde luego, estas grandes líneas de la evolución geológica del sur del Perú necesitan ser precisadas. En particular necesitan ser complementadas por estudios detallados del magmatismo desde el Paleozoico. En efecto,

los datos que puede aportar el estudio de las numerosas unidades plutónicas y volcánicas presentes en la región, del punto de vista tanto geoquímico como estructural, son indispensables para definir con buena precisión la historia geotectónica del margen sur-peruano. Se requieren

también estudios más precisos de la transición continente-océano, basados en datos batimétricos, sísmicos, estratigráficos, geocronológicos, estructurales y paleomagnéticos.

TRABAJOS CIENTIFICOS

ESTRATIGRAFÍA, PALEOGEOGRAFÍA Y PALEOTECTÓNICA DEL INTERVALO PALEOZOICO SUPERIOR - CRETÁCEO INFERIOR EN EL ÁREA DE MAL PASO - PALCA (TACNA)

Adán PINO¹, Thierry SEMPÈRE², Javier JACAY³ & Michel FORNARI⁴

¹ Escuela de Ingeniería Geológica - Geotecnia, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann, Tacna.
E-mail: adan_pino@yahoo.com

² Institut de Recherche pour le Développement (I.R.D.), La Maviscala 115, Lima 27. E-mail: Thierry.Sempere@ird.fr

³ Escuela de Ingeniería Geológica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Apartado 3973, Lima 100.
E-mail: j_jacay@yahoo.com

⁴ IRD y Laboratoire de Géochronologie, UMR 6526 Géosciences Azur, Université de Nice - Sophia Antipolis, 06108 Nice cedex 02, Francia. E-mail: Michel.Fornari@unice.fr

RESUMEN

Observaciones nuevas efectuadas en el área de Mal Paso - Palca (Tacna) así como reinterpretaciones de informaciones publicadas conducen a reformular la historia geológica local y regional. Esta evolución fue dominada por un largo proceso de adelgazamiento litosférico a partir del Paleozoico superior, el crecimiento local de un arco volcánico a partir del Cretáceo inferior, y la migración del mismo hacia su posición actual en el Eoceno superior u Oligoceno basal.

En su etapa incipiente el *rifting* produjo grábenes donde se depositaron la Formación Machani y el Grupo Ambo. A partir del Pensilvaniano, el adelgazamiento litosférico alcanzó un estado suficiente para producir cantidades considerables de magma básico, cuyas coladas se apilaron para conformar la potente Formación Junerata. Es probable que este proceso llegó a crear una cuenca marginal al sur de lo que hoy en día es el sistema de fallas Incapuquio. La zona de estudio se encontraba en el borde noreste de esta cuenca. En este borde de tipo pasivo, el proceso efusivo terminó en el Jurásico basal, mientras prosiguió en áreas ubicadas más al sur (Arica, Morro de Sama, etc.).

En la zona de estudio, una potente serie únicamente sedimentaria se acumuló entre el Sinemuriano y el Valanginiano, registrando una profundización progresiva durante el intervalo Sinemuriano-Toarciense medio, un estado de cuenca profunda del Toarciense superior al Caloviano inferior, y una somerización por progradación clástica cuarzosa, desde el noreste, a partir del Caloviano, hasta el Valanginiano. Aproximadamente a partir del Hauteriviense, un arco volcánico se desarrolló en las cercanías de la zona de estudio, y la ocupó durante la época Toquepala (Cretáceo inferior o superior - Eoceno medio o superior). Este arco casi se extinguió a fines del Eoceno. Un nuevo arco volcánico se desarrolló en la actual Cordillera Occidental por lo menos a partir del Oligoceno medio.

ABSTRACT

New data from the Mal Paso - Palca area (Tacna) and reinterpretations of published information lead to reformulate the local to regional geologic history. This evolution was dominated by a long process of lithospheric thinning that started in the Late Paleozoic, the local growth of a volcanic arc starting in the Early Cretaceous, and its migration to its current location in the Late Eocene or earliest Oligocene.

During its incipient stage, the Late Paleozoic rifting produced grabens where the Machani Formation and Ambo Group were deposited. Lithospheric thinning seems to have reached in the Pennsylvanian a stage sufficiently advanced to allow the production of considerable amounts of basic magma, and the accumulation of the submarine basaltic flows that form the thick Junerata Formation. It is likely that this evolution created a marginal basin south of what is today the Incapuquio fault system. The study area was located across the northeastern, passive-type, margin of this basin. The eruptive process ended there in the earliest Jurassic, whereas it continued in areas located more to the south (Arica, Morro de Sama, etc.).

In the study area, a thick, strictly sedimentary succession accumulated during the Sinemurian-Valanginian interval, recording a progressive deepening (Sinemurian - middle Toarcian), deep basin conditions (late Toarcian - early Callovian), and subsequent shallowing through quartzitic clastic progradation from the northeast (late Callovian - Valanginian). Starting approximately in the Hauterivian, a volcanic arc developed in an area located ~southwest and close to the study area. This arc grew to occupy entirely this region during the ~middle Cretaceous - middle Eocene interval (Toquepala arc) and nearly went extinct in the late Eocene. A new volcanic arc has been located in the present-day Cordillera Occidental at least since the middle Oligocene.

INTRODUCCIÓN

La evolución geodinámica de los Andes Centrales a través del tiempo es el objeto de un número creciente de estudios científicos. Los estratos del Paleozoico superior y Mesozoico observables en el sur del Perú han registrado la historia pre-orogénica de esta extensa región y por lo tanto proporcionan datos de mayor importancia. Gran parte de la información disponible sobre estas acumulaciones proviene de la región de Arequipa y hasta la fecha muy poco se ha publicado sobre las regiones ubicadas más al sur. En base a los resultados expuestos en una tesis de grado (Pino, 2003) sustentada en la Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann, el presente trabajo da a conocer observaciones e interpretaciones nuevas referentes a la zona de Mal Paso - Palca del departamento de Tacna, y propone una síntesis geológica regional actualizada.

El objetivo principal de la mencionada tesis era lograr una reconstrucción de la evolución paleogeográfica y paleotectónica que se adecue a la realidad geológica observable en la zona de Mal Paso - Palca. Se ha considerado conveniente mantener las denominaciones locales, dejando de lado, por ahora, la extensión regional de algunos nombres formacionales definidos en otras áreas, por considerar que existen variaciones laterales regionales, de índole tanto litoestratigráfica como

cronoestratigráfica, que dificultan las correlaciones, como sucede con algunas unidades definidas en la zona de Arequipa.

En este trabajo se usan las edades absolutas indicadas por Palmer y Geissman (1999) para el Paleozoico, y Hardenbol et al. (1998) para el Mesozoico y Cenozoico. Las plantas encontradas en Mal Paso fueron estudiadas por el Dr. Roberto Iannuzzi (Universidade do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil; Pino et al., 2002). Los ammonites encontrados en la zona de estudio están siendo estudiados por el Dr. Luc Bulot (CNRS - Universidad de Marsella, Francia). El estudio petrográfico de algunas muestras de la zona de estudio fue realizado por V. Alejandro (Universidad Nacional Mayor de San Marcos; Alejandro, en prensa).

LA ZONA DE ESTUDIO

El área de Mal Paso-Palca se ubica en la Ladera Pacífica de la Cordillera de los Andes (Pino, 2003), a unos 50 a 60 km al noreste de la ciudad de Tacna (Figs. 1, 2). Esta unidad morfológica se encuentra coronada al noreste por una serie de aparatos volcánicos que conforman la "Cadena Volcánica del Barroso", la cual pertenece a la Cordillera Occidental (Wilson & García, 1962; Salinas, 1985).

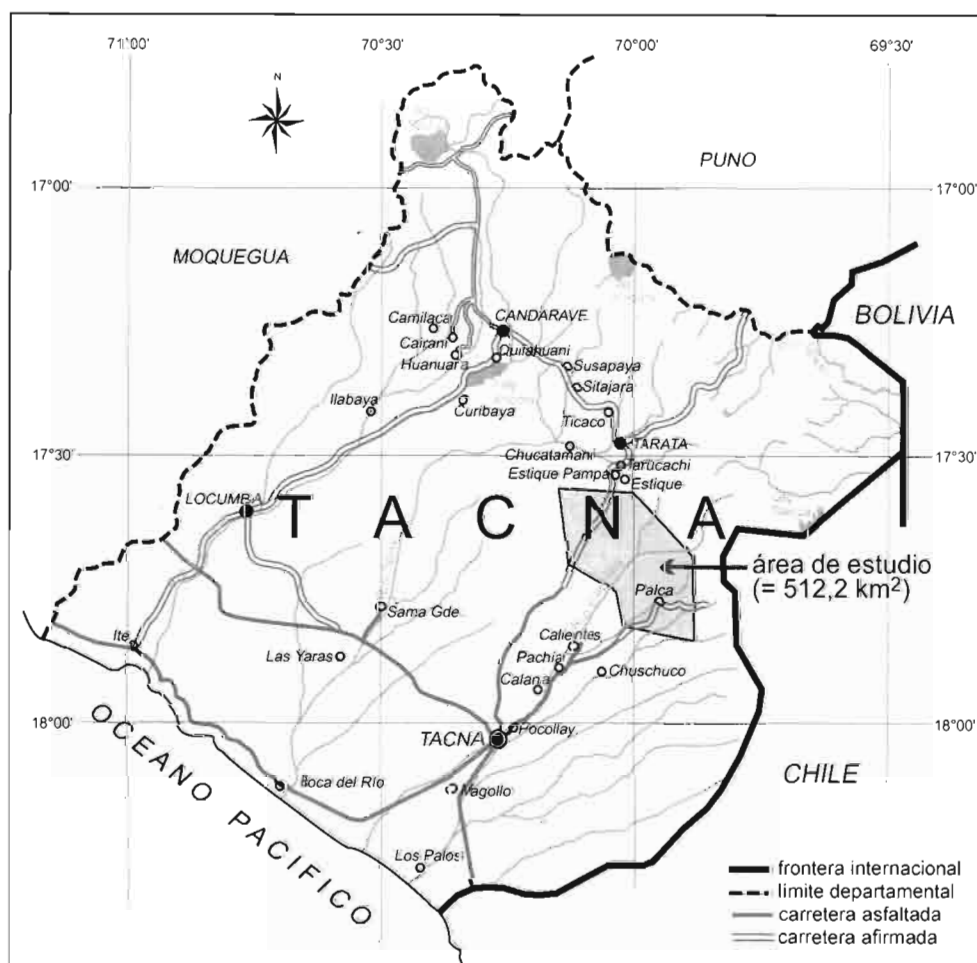


Fig. 1: Ubicación de la zona de estudio en el departamento de Tacna.

En la zona de estudio afloran rocas precámbricas, paleozoicas y sobre todo mesozoicas; en algunos sectores existen también reducidos afloramientos de rocas cenozoicas (Figs 3, 4). Las rocas precámbricas y paleozoicas afloran principalmente en el sector noroeste, mientras que las rocas mesozoicas ocurren en toda el área de estudio. Rocas magmáticas intrusivas ocurren en diferentes zonas del área de Mal Paso-Palca. La estructura tectónica de la región y sobre todo de la zona de estudio es dominada por el sistema de fallas Incapuquio.

TRABAJOS ANTERIORES

En 1921, es decir poco antes de las negociaciones que resultaron en la reunión de Tacna al territorio peruano, J. Felsh presentó un estudio titulado “Indicios de petróleo en capas del Calloviano - Jurásico superior, en la quebrada Chichaja (Palca-Tacna)”. Este texto publicado en Chile no ha podido ser encontrado en bibliotecas nacionales.

En 1962 se publicó el boletín correspondiente a los cuadrángulos geológicos 36-V (Pachía) y 36-X (Palca) levantados por J. Wilson y W. García en el marco del

programa de la Carta Geológica Nacional.

En 1981, el Dr. Jean-Claude Vicente publicó su trabajo titulado “Elementos de la estratigrafía mesozoica sur-peruana” (Vicente, 1981), donde trató de establecer correlaciones entre las formaciones jurásicas del extremo sur del Perú y las formaciones clásicas de la Cuenca de Arequipa. El mismo autor publicó luego un trabajo de índole tectónica que abarcó en parte la zona de estudio (Vicente, 1989).

En 1985, Edgar E. Salinas presentó una tesis de grado titulada “Evolución paleogeográfica del sur del Perú a la luz de los métodos de análisis sedimentológicos de las series del departamento de Tacna”, en la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa. Esta tesis cuenta con un gran número de datos y observaciones valiosas, especialmente de índole bioestratigráfica.

En 2000, el INGEMMET dió inicio al programa de actualización del Mapa Geológico del Perú a escala 1:50 000, con la revisión y actualización de las cartas geológicas pertenecientes a la franja más austral del Perú (Franja 1). La revisión de los cuadrángulos de Pachía y Palca estuvo a cargo de R. Monge y J. Cervantes.

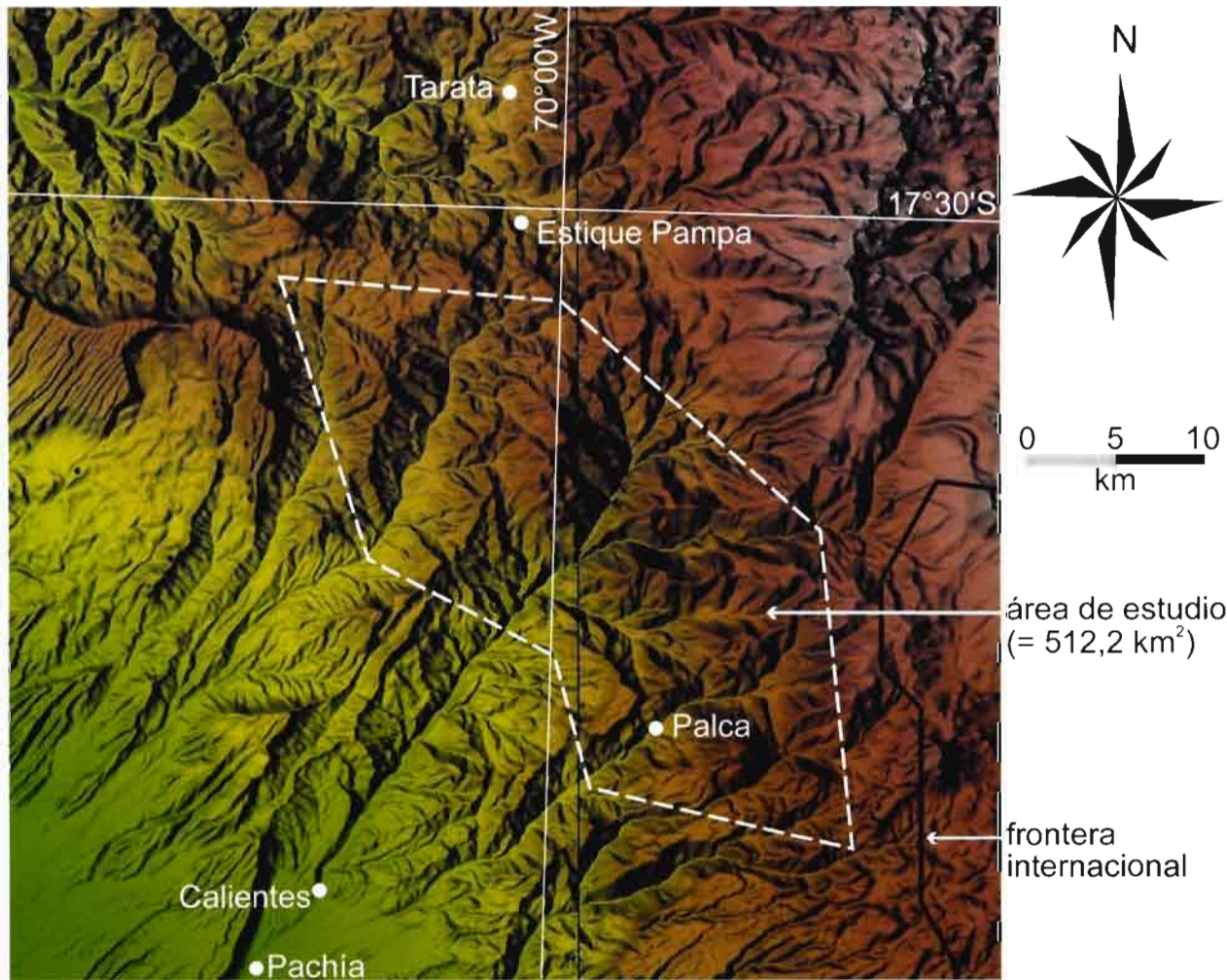


Fig. 2: Imagen topográfica de la zona de estudio (SRTM, 90 m)

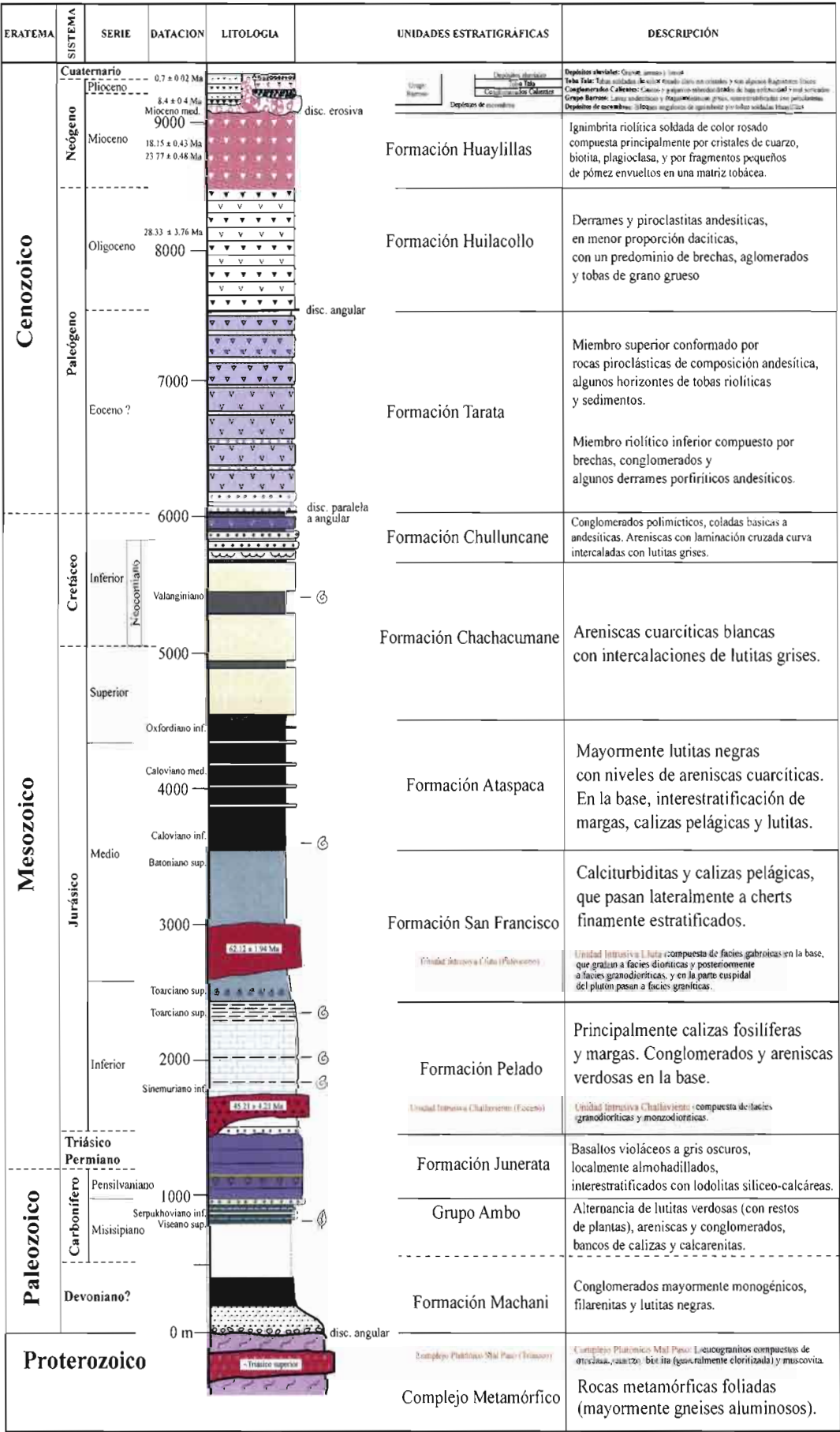


Fig. 3: Cuadro estratigráfico regional

BASAMENTO METAMÓRFICO

En la región de Tacna el basamento metamórfico se conoce solamente en una zona de afloramientos, ubicada en el sector noroeste de la zona de estudio. Una de sus mejores exposiciones se encuentra en ambos flancos de la quebrada Huacano Grande, a la altura del Cerro Machani. La zona de afloramientos se extiende en forma alargada orientada NNW-SSE a través de los cerros Ancocalani y Chinchillane. Este basamento metamórfico, que es suprayacido por la Formación Machani (Wilson & García, 1962), se encuentra conformado por rocas metamórficas foliadas. Se trata mayormente de gneises aluminosos (Salinas, 1985) que presentan una alternancia de zonas ricas en minerales ferromagnesianos alterados y de leucosomas cuarzo-feldespáticos subordinados de 1 a 5 mm de espesor. El rumbo de su foliación se mantiene similar en toda la zona de afloramientos, con una variación de sus buzamientos alrededor de la vertical.

Estos gneises quedan sin estudio detallado. Dado su ubicación geográfica, se pueden comparar con 3 áreas que sí cuentan con estudios:

- Las rocas precámbricas del bloque Mollendo-Camaná han registrado un intenso metamorfismo a ~1000 Ma de un protolito viejo de ~1900 Ma (Wasteneys et al., 1995; Martignole & Martelat, 2003). Sus afloramientos más orientales (Cocachacra) se encuentran ~190 km al ONO de Huacano y presentan facies metamórficas granulíticas de muy alta temperatura (Martignole & Martelat, 2003), distintas de las presentes en Huacano.
- Las rocas precámbricas del Cerro Uyarani (Bolivia; 18°30'S, 68°40'W) afloran a 180 km al ESE de Huacano. Consisten de granulitas foliadas máficas y félsicas, charnockitas, y anfibolitas, que son facies distintas de las de Huacano. Su estudio geocronológico evidencia que han registrado un metamorfismo a ~1150-1000 Ma de un protolito viejo de ~2000 Ma (Wörner et al., 2000), y en eso se asemejan a las del bloque Camaná-Mollendo.

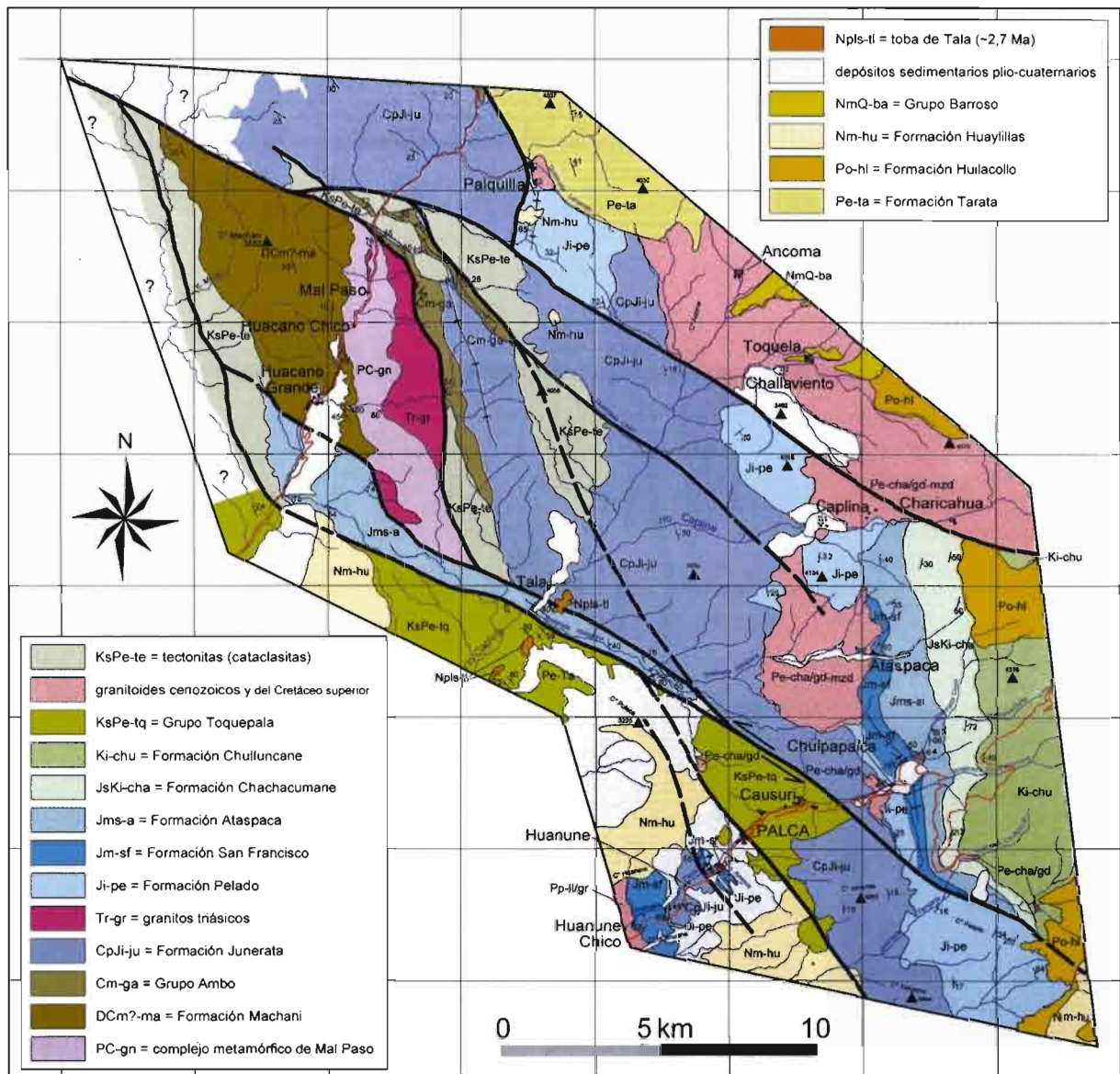


Fig. 4: Mapa geológico de la zona de estudio. Abreviaciones específicas de plutones: ll = plutón de Lluta; cha = Unidad Intrusiva Challaviento; gr = granito; grd = granodiorita; mzd = monzodiorita

• Las rocas metamórficas de Belén (norte de Chile; 18°30'S, 69°30'W) afloran a 120 km al SSE de Huacano y consisten de anfibolitas, gneises, esquistos, y cuarcitas menores, facies que en parte son similares a las de Huacano. Los circones de su protolito sugieren edades de 1900-1700 Ma pero podría tratarse de circones retrabajados (Wörner et al., 2000). Estas rocas han registrado dos períodos de metamorfismo, respectivamente durante los intervalos 540-460 Ma (Cámbrico-Ordoviciano) y 390-360 Ma (Devoniano medio y superior), y por lo tanto se pueden considerar como de edad paleozoica (Wörner et al., 2000).

Dado esta variedad de rocas y edades en las tres áreas más cercanas donde se conocen rocas metamórficas, se tiene que recomendar un estudio petrológico y geocronológico detallado de las de Huacano.

Cabe notar que Stewart et al. (1974) publicaron una edad aparente (K-Ar sobre muscovita) de 187 Ma (Jurásico inferior) para un gneis muestreado en los alrededores del Cerro Pallagua, en el sector suroeste de la zona de estudio. Aunque existen dudas acerca de la ubicación exacta de esta muestra, es evidente que se trata de una roca del basamento metamórfico cuyo sistema K-Ar fue probablemente reinicializado en ~187 Ma, es decir alrededor del Toarciano. Esta edad aparente, por lo tanto, indicaría la finalización de una anomalía térmica responsable de la reinicialización local del sistema K-Ar.

INTERVALO DEVONIANO? - MISISIPIANO

Formación Machani

La Formación Machani (Wilson & García, 1962) aflora dentro del sector noroeste de la zona de estudio. El afloramiento se extiende sobre los cerros Machani y Lluta, donde se puede observar el contacto entre esta formación y el basamento metamórfico. El contacto entre ambas unidades se extiende en dirección SSE sobre parte de los cerros Ancocalani y Chinchillane. Este afloramiento es el único descrito en esta parte de la región.

La Formación Machani se encuentra suprayaciendo en discordancia angular al basamento metamórfico. Al este de su zona de afloramiento, existe una serie sedimentaria carbonífera, reconocida ahora como Grupo Ambo (Pino et al., 2002). El contacto entre la Formación Machani y el Grupo Ambo aún no ha podido ser observado. Dado las relaciones observables, la Formación Machani, tal como fue definida en el Cerro Machani, sea representa una unidad anterior a este Grupo Ambo, sea forma su parte basal.

Los estratos de la Formación Machani presentan un rumbo comprendido entre N150 y N190, y un buzamiento promedio de 45° hacia el suroeste. La unidad ha sido afectada por la actividad del Sistema de Fallas Incapuquio, por lo que presenta una sección incompleta de aproximadamente 400 m de espesor. Conforman una serie sedimentaria granodereciente. En su base se observan niveles conglomerádicos intercalados con areniscas finas oscuras; los conglomerados están compuestos principalmente por clastos redondeados de gneis envueltos

en una matriz arenosa (filarenitas). Prosigue una alternancia de conglomerados finos, areniscas gris oscuro y lutitas negras. Por último, se observa una potente sucesión de delgados niveles de lutita negra, donde se han hallado restos fósiles de plantas que no pudieron ser extraídos para su determinación debido a la alta fisilidad de la roca.

Se propuso inicialmente una edad triásica para esta unidad (Wilson & García, 1962). Sin embargo, todos los fósiles encontrados hasta la fecha en estratos atribuidos a la Formación Machani provenían en realidad de los afloramientos vecinos del Grupo Ambo. Por lo tanto, se desconoce la edad exacta de la Formación Machani, en caso de que represente una unidad anterior al Grupo Ambo; sin embargo, es probable que se trate entonces de un rango cronológico cercano, tal como Carbonífero basal o Devoniano. Dado que este rango se ubica dentro del intervalo 400-330 Ma, cabe notar que la finalización de un metamorfismo está datada en 390-360 Ma en Belén, a sólo 120 km al SSE del Cerro Machani (Wörner et al., 2000; ver más arriba), y es muy posible que la reanudación de la sedimentación representada por la Formación Machani esté vinculada con este evento.

Grupo Ambo

Esta unidad sedimentaria aflora en el sector noroeste de la zona de estudio en una franja angosta de dirección NNE-SSE. Está expuesta a lo largo del flanco oriental de los cerros Ancocalani y Chinchillane, así como en parte del flanco occidental del Cerro Chare. Debido a una falla que la separa del basamento metamórfico al oeste, no se observa su parte inferior, mientras que la Formación Machani aflora al oeste del basamento. La unidad infrayace a un conjunto de coladas basálticas asignado a la Formación Junerata (este contacto puede observarse en las quebradas Teninguirre y Ancosontine) y consiste de una variedad de facies sedimentarias. Hacia su parte inferior se observa una alternancia de calizas fosilíferas y calcarenitas que presentan finas laminaciones onduladas. Continúa una sucesión finamente estratificada de lutitas verdosas intercaladas con calizas negras. Los niveles de lutitas contienen abundantes plantas y troncos fósiles. Hacia el contacto con las coladas volcánicas de la Formación Junerata, se observa una predominancia de areniscas blanquecinas de grano grueso y hasta conglomerádico, que se intercalan con algunos niveles calcáreos.

Las plantas fósiles recolectadas en los niveles lutáceos verdosos fueron identificadas como *Nothorhacopteris* cf. *kellaybelenensis* y *Tomiodendron* sp. (Pino et al., 2002), formas que indican el Misisipiano superior (Viseano superior – Serpukhoviano inferior; ~340-325 Ma). Ambos taxones (fotos 1 a 4), sobre todo la especie *Nothorhacopteris* cf. *kellaybelenensis*, han sido reconocidos ampliamente en las zonas de Ocoña-Puerto Viejo y Paracas (Grupo Ambo, costa del Perú; Alleman y Pfefferkorn, 1998) así como en la península de Copacabana (Bolivia; Azcuy y Suárez-Soruco, 1993; Iannuzzi et al.,

1999a, 1999b) donde se encuentran en niveles lutáceos verdosos de la Formación Siripaca (miembro superior del Grupo Ambo de Bolivia). Las similitudes litológicas y

florísticas entre el Grupo Ambo (peruano y boliviano) y la secuencia descrita en el área de estudio permite correlacionarlas sin ninguna duda.



Fotos 1-3. Hojas de *Nothorhacopteris* cf. *kellybelenensis* (Carbonífero inferior tardío; Viseano superior - Serphukhoviano inferior) caracterizan el Grupo Ambo en Mal Paso (Tacna)



Foto 4. Impronta de corteza de *Tomiodendron* sp. encontrada en el Grupo Ambo de Mal Paso (Tacna), en un banco cercano a los niveles donde se hallaron ejemplares de *Nothorhacopteris* cf. *kellybelenensis* (Carbonífero inferior tardío; Viseano superior - Serphukhoviano inferior)

En niveles calcáreos ubicados en la zona de afloramiento del Grupo Ambo, pero que fueron inicialmente considerados como parte de la Formación Machani, se hallaron pelecípodos identificados como *Myalina pliopotina* (Newell), especie que indicaría una edad Pérmico inferior (Salinas, 1985). En el relevamiento geológico del cuadrángulo de Pachía a escala 1:50000, realizado por INGEMMET en el año 2000 (Monge & Cervantes, 2000), se identificaron en la misma zona pelecípodos que fueron determinados como *Phestia* cf. *P. brevirostris* (Hall & Whittfield), *Limoptera macroptera* (Conrad), *Paracyclas rugosa* (Goldfuss), *Pterinopecten* sp., *Dysodonta* sp., *Paraprothyris* sp. y *Mytilarca* sp. Estos pelecípodos, sin embargo, indican una edad Devoniano inferior a medio

(Aldana, 2002) que discrepa con la edad brindada por *Nothorhacopteris* cf. *kellybelenensis* y *Tomiodendron* sp. Dado que en el Paleozoico superior las plantas son mucho más diagnósticas que los pelecípodos, se considera que es la edad misisipiana que se tiene que tomar en cuenta, y se recomienda por lo tanto una nuevo estudio de los pelecípodos.

INTERVALO PENNSILVANIANO - TRIÁSICO

Como se detalla a continuación, el intervalo estratigráfico Pensilvaniano - Triásico (~320-205 Ma) corresponde a la Formación Junerata, la cual fue estudiada en la sección ubicada en la falda del Cerro Huanuane (Fig.5).

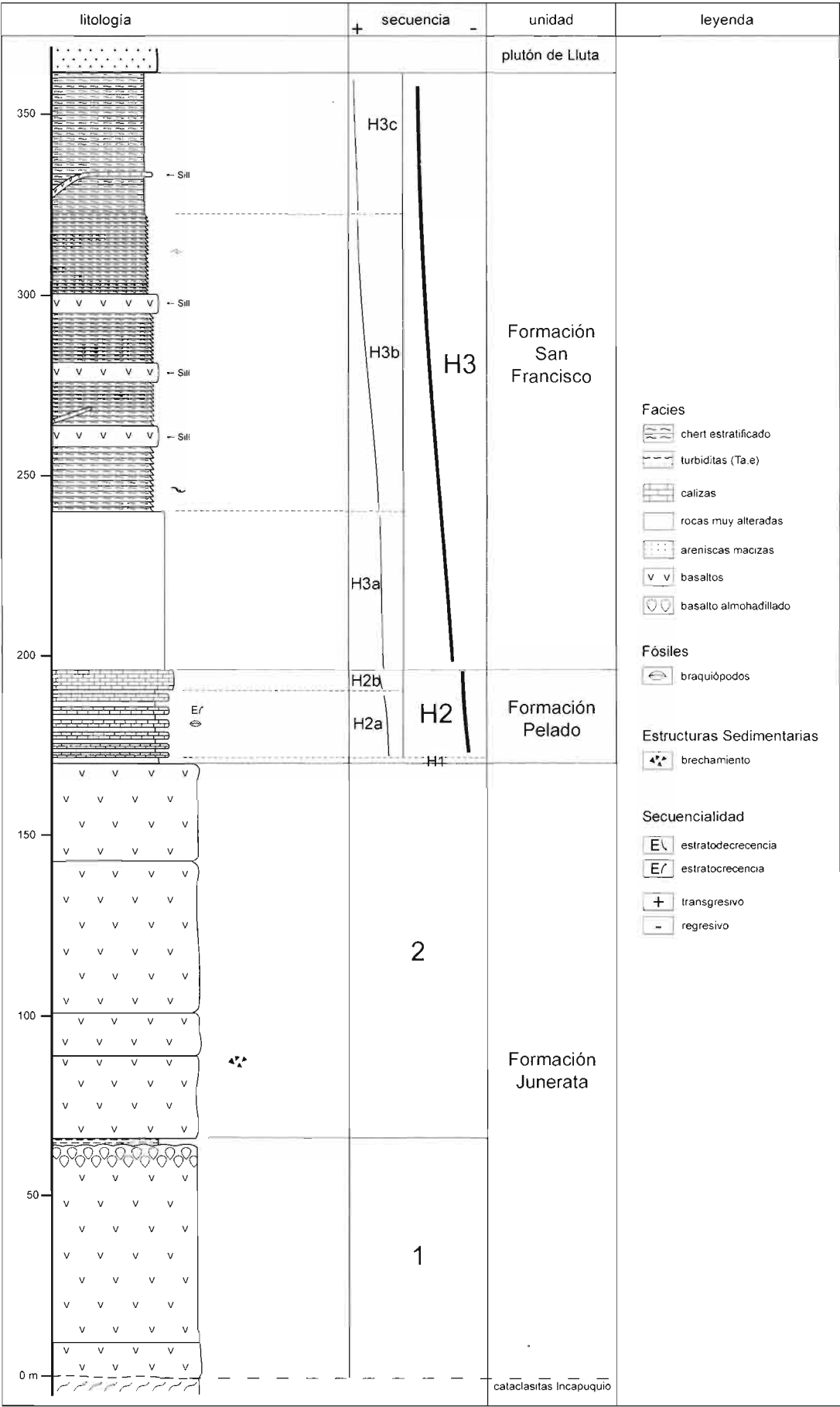


Fig. 5. Columna estratigráfica levantada en el Cerro Huanuane

Formación Junerata (Pensilvaniano - Jurásico basal, ~320 - ~200 Ma)

La Formación Junerata fue definida y descrita por Wilson & García (1962) en el Cerro Junerata (cuadrángulo de Palca). Salinas (1985) y Monge & Cervantes (2000) la denominaron Formación Chocolate, en base a su correlación estratigráfica con la unidad definida en Arequipa (i.e., *sensu* Jenks, 1948). En este trabajo se mantiene el nombre original de Formación Junerata, por tratarse de facies locales cuya correlación con el área de Arequipa necesita una mayor precisión.

La Formación Junerata sobreyace concordantemente al Grupo Ambo e infrayace de igual manera a la Formación Pelado. Su contacto con ésta es marcado por una superficie erosiva, encima de la cual descansa una delgada sucesión turbidítica que conforma la base de la Formación Pelado. Debido al sistema de fallas Incapuquio, no existe una sección completa de la Formación Junerata dentro de la zona de estudio. En la sección del Cerro Huanuane sólo aflora la parte superior de la unidad, que está en contacto con las facies calcáreas de la Formación Pelado; la parte inferior de esta sección está fallada. En esta localidad la parte expuesta de la Formación Junerata alcanza un espesor de 170 m, mientras que en la sección de los cerros Vilacollo y Junerata se calcula un espesor aflorante aproximado de más de 300 m. Pese a que no se observa su base en ninguna sección conocida, la gran área cubierta por la Formación Junerata en la parte central de la zona de estudio y los buzamientos regionales permiten estimar que su potencia es ~2000 m.

La Formación Junerata está compuesta de una serie de coladas basálticas que en algunos niveles se encuentran interestratificadas con delgados bancos de lodolitas silíceo-calcáreas (Pino et al. 2002). Se registran coladas de hasta 50 m de espesor, aunque es difícil determinar el contacto entre ellas debido a la litificación y fracturamiento de la roca. Una colada expuesta en la carretera a Palca muestra una estructura almohadillada y es cubierta por un nivel sedimentario de 0,4 m de espesor, compuesto por lodolitas silíceo-calcáreas de color gris oscuro a negro, sin macrofósiles. Los basaltos presentan cristales de plagioclasa envueltos en una matriz afanítica. Las coladas tienen una coloración gris violáceo a verdosa debido a que las rocas registran un alto grado de alteración que ha provocado la transformación de la plagioclasa en epídota y el rellenamiento de sus vacuolas por calcita y calcedonia.

El grado de alteración que presentan los basaltos de la Formación Junerata impide la determinación de una edad isotópica por decaimiento radioactivo del potasio, y los niveles sedimentarios intercalados entre las coladas carecen de fósiles. Por lo tanto una atribución cronológica, en el estado actual de los estudios, sólo se puede basar en las relaciones estratigráficas de la unidad. La Formación Junerata suprayace al Grupo Ambo, que contiene una flora fósil del Carbonífero inferior (Misisipiano) menos de 100 m por debajo del contacto, mientras que la sobreyacente Formación Pelado contiene ammonites del Sinemuriano

inferior (Salinas, 1985) y tal vez del Hetangiano (L. Bulot, com. pers.). El contacto entre Formación Junerata y Grupo Ambo no muestra evidencias de un hiato cronológico importante, y además se mantiene regionalmente, sugiriendo que no corresponde a una interrupción estratigráfica mayor. Por lo tanto se propone que el volcanismo básico de la Formación Junerata podría haberse desarrollado entre el Carbonífero superior (Pensilvaniano) y el Jurásico basal (Hetangiano-Sinemuriano), es decir durante algún período dentro del intervalo 320-200 Ma, y tal vez durante la mayor parte de este período.

La Formación Junerata corresponde a un potente apilamiento de coladas basálticas volcánicas, testigo de la acumulación de un abundante magma básico fluido. Por lo menos algunas coladas se derramaron bajo agua, como lo indica la existencia de basaltos almohadillados. Es de notar que, en la zona de estudio, este considerable período volcánico concluyó antes del Jurásico basal, mientras que en el área de Arequipa el volcanismo básico prosiguió hasta el Liásico superior (Vicente, 1989), hasta el Aaleniano en el área de Chala (Romeuf et al., 1993), y hasta el Caloviano en el área de Arica (Douglas, 1920). Se tratará de interpretar este hecho remarcable más adelante.

En base a similitudes litológicas evidentes, la Formación Junerata se correlaciona en parte con la Formación Chocolate *s.s.* del área de Arequipa, que tiene hasta 1500 m de espesor (Vicente, 1981; Salinas, 1985; Monge & Cervantes, 2000); con la parte no superior de la Formación Chocolate del litoral tacneño y sur-peruano; y quizás con la parte inferior de la Formación La Negra del norte de Chile, para la cual Muñoz et al. (1988a) propusieron una edad Hetangiano-Sinemuriano.

Complejo Plutónico Mal Paso

Este conjunto de cuerpos plutónicos aflora en el sector de Mal Paso con una orientación norte-sur. Al oeste está en contacto intrusivo con el basamento metamórfico, mientras que al este está en contacto fallado con el Grupo Ambo. Este complejo plutónico se encuentra emplazado en forma de cuerpos aparentemente tabulares dentro del basamento metamórfico. Está compuesto por leucogranitos, de color mayormente blanquecino, blanco rosáceo a rosado claro, de granos gruesos, sobre todo en su parte norte, donde la roca consiste de ortoclasa, cuarzo, biotita (generalmente cloritizada) y muscovita. Hacia el sur, este cuerpo presenta una variación de facies marcada por una menor abundancia de la muscovita, un mayor desarrollo de los cristales de ortoclasa y un incremento notable del porcentaje de cuarzo, manteniéndose la presencia de biotita.

Cerca del borde norte de esta zona de afloramiento, el basamento metamórfico es intruido por dos conjuntos de diques. El conjunto más antiguo está compuesto por diques básicos que presentan cierto grado de alteración. El conjunto más reciente consiste de filones de leucogranito (y aplita), de granos muy gruesos, con muscovitas de hasta 1 cm de diámetro, además de biotita (cloritizada), ortoclasa

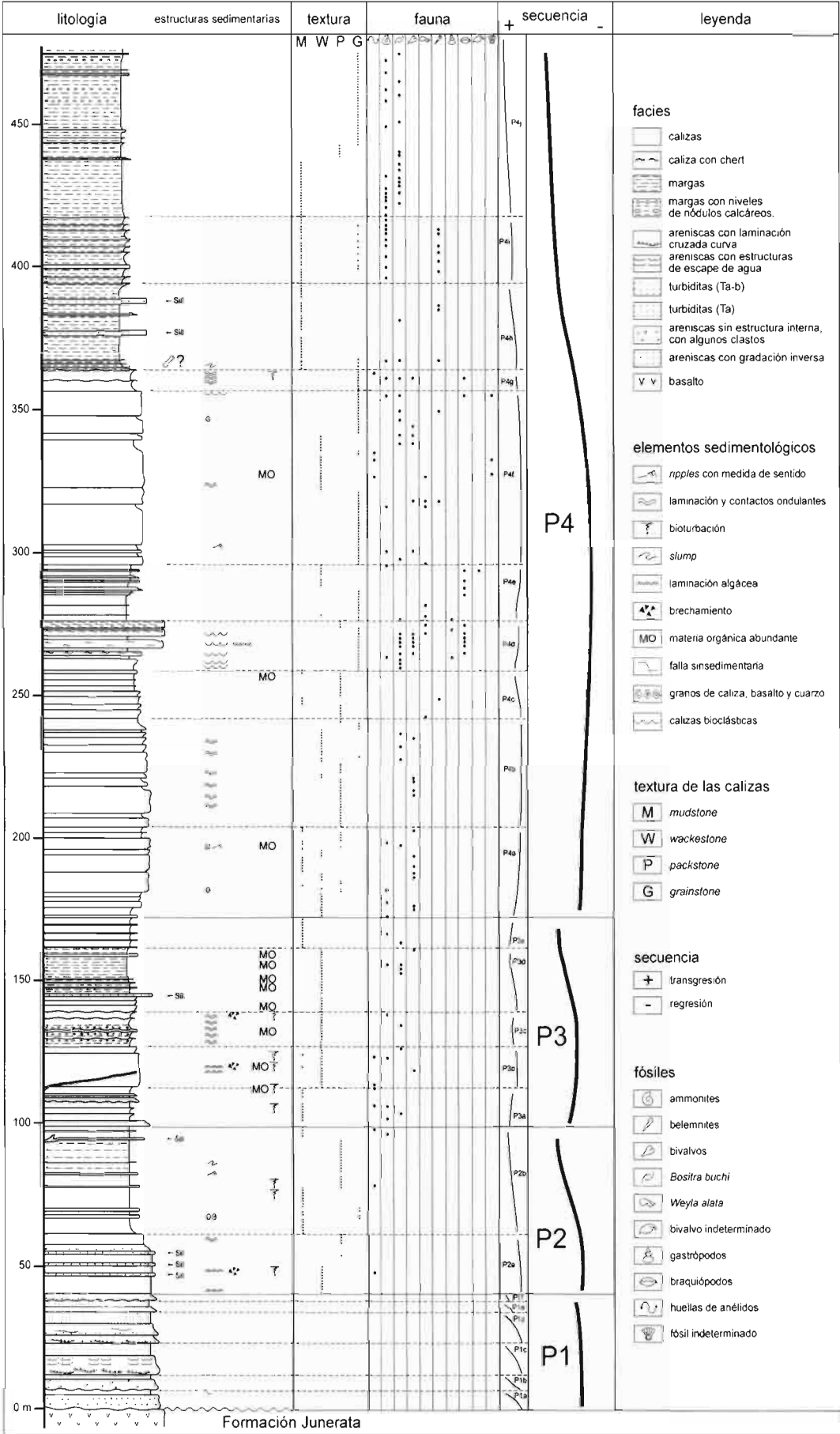


Fig. 6. Columna estratigráfica de la Formación Pelado, levantada en el Cerro Palquilla

y cuarzo. Este conjunto de diques leucograníticos se conecta a cuerpos de composición similar pertenecientes al complejo plutónico, y se lo considera cogenético.

Al oeste del complejo plutónico Mal Paso, en la quebrada Chinchillane, el basamento metamórfico es intruido por un pequeño afloramiento, de 6 m de largo por 3 m de ancho, de un cuerpo intrusivo netamente básico. Las rocas son oscuras, tienen granos que varían de muy grueso a medio, y se componen principalmente de hornblenda, además de reducidos porcentajes de plagioclasa, piroxeno(?) y mica. Este cuerpo presenta masas de hornblenditas de hasta 1.5 m de ancho, donde los cristales de hornblenda llegan a medir 6 cm de largo. Dada su composición básica, este cuerpo se puede vincular con el conjunto de diques básicos observado en la misma área, ambas facies conformando expresiones distintas pero cogenéticas de un mismo magmatismo básico.

Las relaciones cronológicas observables en el campo muestran que el conjunto básico se emplazó antes del conjunto leucogranítico, el cual ha proporcionado una edad Triásico superior (^{40}Ar - ^{39}Ar sobre muscovita; M. Fornari, Laboratoire de Géochronologie, Géosciences Azur, Francia, inédito). Es lógico plantear la posibilidad de que el conjunto de diques básicos represente los conductos de alimentación del vulcanismo evidenciado por la Formación Junerata, mientras que el cuerpo intrusivo rico en hornblenda representaría una manifestación plutónica del mismo.

INTERVALO JURÁSICO - CRETÁCEO INFERIOR

El intervalo Jurásico - Cretáceo inferior corresponde a las formaciones Pelado, San Francisco, Ataspaca, Chachacumane, y Chulluncane. Mientras las cuatro primeras son exclusivamente sedimentarias, correspondiendo al relleno parcial de una cuenca marina, la Formación Chulluncane da testimonio de una reanudación del vulcanismo en la zona de estudio. Estas unidades fueron estudiadas en las secciones del Cerro Huanuane (formaciones Junerata, Pelado y San Francisco; Fig. 5), del Cerro Palquilla (Formación Pelado; Fig. 6), de la quebrada Ammos (Formación San Francisco; Fig. 7) y de la quebrada Cuviri-Quilla (formaciones Ataspaca, Chachacumane, y Chulluncane; Figs. 8 y 9).

Formación Pelado (Sinemuriano - Toarciano medio, ~202 - ~184 Ma)

Wilson & García (1962) establecieron la sección tipo de esta unidad mayormente calcárea en el Cerro Pelado, ubicado en el extremo sureste de la zona de estudio. Esta formación presenta sus mejores exposiciones en los cerros Pelado, Sino y Palquilla. La Formación Pelado marca la desaparición local de la actividad magmática y el inicio de una sedimentación continua.

En el Cerro Pelado, así como en los cerros Palquilla y Sino, la Formación Pelado se encuentra suprayaciendo, en contacto concordante y con una superficie erosiva, a

las coladas basálticas de la Formación Junerata. El contacto de esta unidad calcárea con la suprayacente Formación San Francisco es transicional. En los cerros Pelado y Palquilla, el tope de la Formación Pelado se encuentra fallado; en la quebrada Cuviri, cerca al caserío de Chulpapalca, las formaciones Pelado y San Francisco se encuentran replegadas, lo que hace difícil determinar el contacto entre ellas. También aflora a lo largo de la quebrada Palca, en los cerros Huanune y Huanuane, donde presenta un espesor mucho menor.

La Formación Pelado presenta un espesor de 510 m en el Cerro Pelado (Wilson & García, 1962), de 475 m en el Cerro Palquilla, y de sólo 26 m en la sección del Cerro Huanuane, que se ubica al suroeste del sistema de fallas Incapucquio. Esta notable disminución de espesor indica que la cuenca profundizaba marcadamente hacia el suroeste y sugiere que el sistema de fallas Incapucquio probablemente ya influía sobre la geometría de la litósfera regional.

La Formación Pelado se inicia con 40 m de conglomerados y areniscas verdosas que reflejan el retrabajo de basaltos, muy probablemente de la Formación Junerata. El resto de la unidad consiste de calizas, calizas bioclásticas y margas, muy fosilíferas (ammonites, braquiópodos, pelecípodos), que conforman tres secuencias organizadas en forma parecida. La parte inferior de cada secuencia se compone de calizas en bancos gruesos, con laminación ondulada, bioturbación y fragmentos de conchas, mientras la parte superior es margosa, con algunas intercalaciones de calizas oscuras en sus niveles iniciales. Esta organización secuencial es típicamente transgresiva. El análisis secuencial detallado de la sección de Palquilla (Fig. 6) concluye que la unidad registra una lenta transgresión marina (Pino, 2003). En la sección de la quebrada Ammos (parte superior de la unidad; Fig. 7), el pase de facies someras a facies pelágicas indica también una transgresión. La sección del Cerro Huanuane (Fig. 5) registra la misma evolución.

Un estudio detallado de ammonites (von Hillebrandt, en Salinas, 1985) permitió precisar que la edad de la Formación Pelado está comprendida entre el Sinemuriano inferior y la base del Toarciano superior, es decir entre ~202 y ~184 Ma.

- En la parte inferior de la Formación Pelado se han identificado los ammonites *Arietites* sp., *Arnioceras* cf. *ceratitoides*, *Arnioceras* cf. *miserabile*, y *Asteróceras* cf. *obtusum*, que indican el Sinemuriano inferior (Salinas, 1985).
- En su parte media los ammonites *Cruciloboceras* (*Metadoceras*) cf. *venarense* (Oppel), *Uptonia* cf. *obsoleta* (Simpson), *Tragophylloceras* sp., y *Fanninoceras* cf. *behrendseni* (Jaworski) indican el Pliensbachiano inferior (Salinas, 1985).
- En la parte superior se identificaron los ammonites *Nodicoeloceras* sp. o *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) sp., *Peronoceras* cf. *subarmatum* (Young & Bird), *Peronoceras* cf. *desplacei* (d'Orbigny), *Hildaites*? sp., y *Harpoceras* cf. *chrysanthemum* (Yokoyama), así como ammonites de las familias Dactylioceratidae e Hildoceratidae. En conjunto

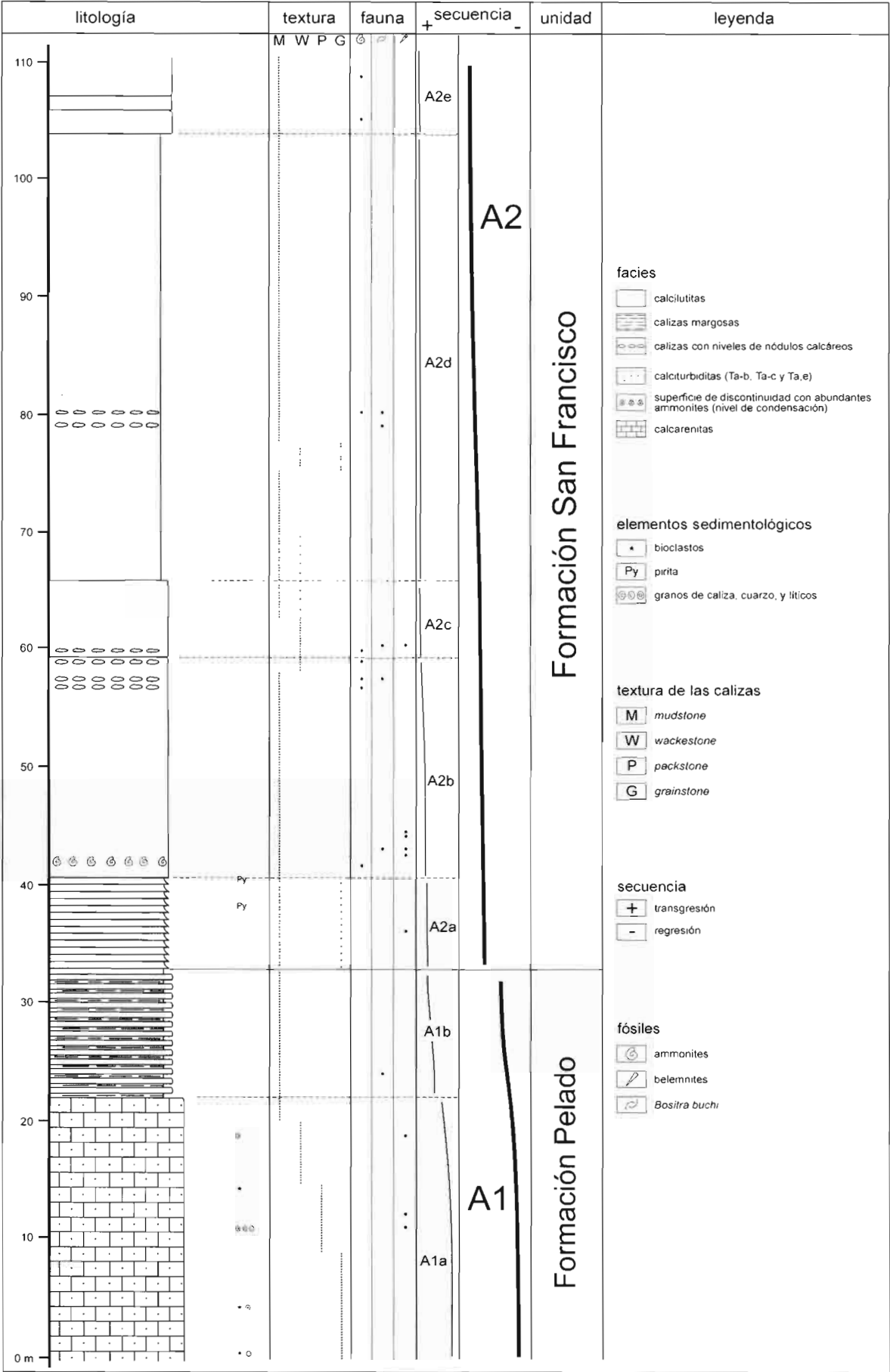


Fig. 7: Columna estratigráfica levantada en la quebrada Ammos (km 51 de la carretera Tacna-Palca-Colpa-Bolivia)

estos ammonites indican una edad Toarciano medio. En los niveles más superiores, se determinó el ammonite *Phymatoceras copiapense*, que indica el Toarciano superior (Salinas, 1985).

La Formación Pelado (Sinemuriano inferior-Toarciano superior) se correlaciona con los niveles calcáreos presentes en el tope de la Formación Chocolate s.s., de edad Sinemuriano inferior (Vicente, 1981) y con la base de la Formación Socosani (Toarciano inferior-Bajociano inferior; Vicente et al., 1982), del sector de Yura; en la zona altiplánica, se correlaciona en parte con la unidad calcárea inferior del Grupo Lagunillas de edad Sinemuriano inferior-Bajociano inferior (Vicente, 1981); en la Cordillera Oriental del Perú central, con la Formación Condorsinga, unidad superior del Grupo Pucará (Mégard, 1978; Stanley, 1994); en el área al este de Arica, con el miembro clástico inferior de la Formación Livilcar, de edad Sinemuriano-Toarciano (Muñoz et al., 1988b); en la Cordillera de la Costa de Antofagasta, con el miembro superior de la formación Cerros de Cuevitas, de edad sinemuriana (Muñoz et al., 1988b).

Formación San Francisco (Toarciano superior - Batoniano, ~184 - ~165 Ma)

Wilson & García (1962) definieron esta unidad describiendo algunos centenares de metros de areniscas, lutitas y calizas cerca de la desembocadura de la quebrada Palca en la Pampa San Francisco, es decir a aproximadamente unos 10 km al suroeste de la zona de estudio. La Formación San Francisco suprayace a la Formación Pelado con un contacto concordante y transicional, e infrayace a la Formación Ataspaca de igual manera.

La unidad presenta sus mejores exposiciones en los cerros Huanune y Huanuane, y en las quebradas Ammos y Cuviri. En las faldas de los cerros Huanune y Huanuane, aproximadamente 3 km al suroeste del poblado de Palca, en el curso medio e inferior de la quebrada Palca, la Formación San Francisco suprayace concordantemente a la Formación Pelado; en esta sección, sin embargo, la formación es intruida "concordantemente" por el plutón tabular de Lluta (ver más adelante) y, debido a este fenómeno, su continuación aflora al oeste de este intrusivo, más abajo en la quebrada Palca. La parte de la Formación San Francisco que infrayace al plutón tiene un espesor medido de 164 m, mientras que la parte que le suprayace tiene 624 m de espesor (Wilson y García, 1962); esto permite estimar que la sección completa de la Formación San Francisco en este área mide aproximadamente 788 m de espesor. En la quebrada Ammos (Fig. 7), los estratos forman un anticlinal apretado limitado en ambos flancos por fallas del sistema Incahuasi. En la quebrada Cuviri, las formaciones Pelado y San Francisco están localmente replegadas.

La Formación San Francisco conforma una potente serie granodecreciente, compuesta por sedimentos muy finos (calcilitas y chert) con algunas intercalaciones de

areniscas finas. En la falda del Cerro Huanuane (Fig. 5), se distingue un miembro inferior compuesto por areniscas muy finas que pasan a lodolitas silíceas (cherts) y presenta algunos niveles de *slumps*, y un miembro superior compuesto integralmente de cherts estratificados, dispuestos en bancos de 10 a 15 cm de espesor, con una gran variedad de coloraciones (gris, gris claro, gris verdoso, verdoso y, en algunos casos, rosado). El miembro inferior podría representar la parte distal de un abanico turbidítico, mientras el superior corresponde a un ambiente bastante profundo dado la presencia de cherts estratificados.

En la quebrada Ammos (Fig. 7), el miembro inferior local se compone de delgados calciturbiditas (areniscas calcáreas finas) que gradan a calcilitas, lo que sugiere un ambiente de pendiente de plataforma carbonatada. El miembro superior consiste de calizas margosas pelágicas, en algunos casos fosilíferas, con escasas y delgadas intercalaciones de areniscas calcáreas, que corresponden a flujos turbidíticos esporádicos de volumen reducido. Se observan horizontes con nódulos, casi siempre con ammonites, y un nivel compuesto por una abundante acumulación de ammonites, que representa un horizonte de condensación estratigráfica. La coloración de las calizas varía de gris azulino a negro, y en varios niveles son fétidas. En sección delgada, las calizas presentan globigerínidos y radiolarios del tipo *Spumellaria* (Salinas, 1985). Estos carbonatos pelágicos indican un ambiente profundo donde el aporte de sedimentos era débil, como lo subraya en particular la existencia de un nivel de condensación.

Un estudio detallado de ammonites (von Hillebrandt, en Salinas, 1985) permitió atribuir a la Formación San Francisco una edad Toarciano superior-Batoniano superior (Vicente, 1981; Salinas, 1985), que corresponde al intervalo ~184-165 Ma.

El nivel de condensación de ammonites observable en la quebrada Ammos proporcionó *Catullocceras* sp. y *Pleydellia* sp., que indican la biozona de *P. fluitans* (Toarciano superior). Un horizonte rico en nódulos fosilíferos ubicado 20 m encima de este nivel de condensación proporcionó *Dumortieria pusilla* Jaworski, *Cylicoceras* (?) n. sp., *Sphaerocoeloceras brochiiforme* Jaworski, *Bredya manflasensis* Westermann y *Bredya delicata* Westermann, que indican la biozona de *B. manflasensis* (Aaleniano inferior). En conjunto estos fósiles indican el intervalo Toarciano superior-Aaleniano inferior (Salinas, 1985).

El miembro inferior de la Formación San Francisco proporcionó los géneros *Sonninia*, *Witchelia*, *Hammatoceras* y *Phylloceras*, y el miembro superior el género *Fontannesia* y las especies *Eumeditoceras klimaklomphalum* Vacek y *Emileia* cf. *E. multiforme* Gottsche (Wilson y García, 1962). En conjunto estos ammonites indican el intervalo Toarciano superior - Bajociano medio.

En la zona de Copapuquio, al norte del Cerro Pelado, se colectó ejemplares de *Epistrenoceras* sp., género que indica el Batoniano superior (Vicente, 1981).

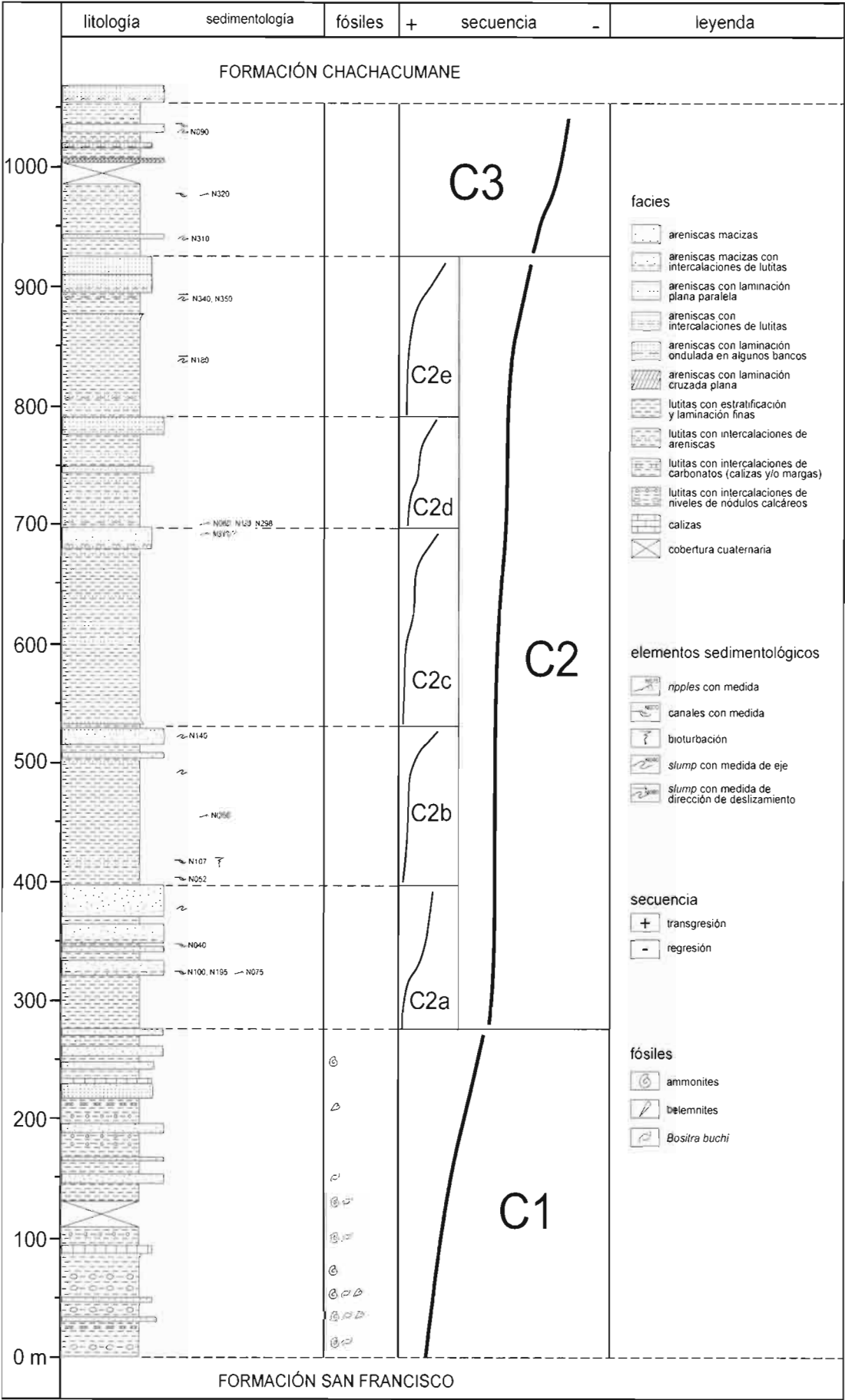


Fig. 8: Columna estratigráfica de la Formación Ataspaca, levantada en la quebrada Cuviri

Cabe subrayar que la superficie de condensación que se desarrolló en el Toarciano superior (es decir durante el período dentro del intervalo 184-180 Ma) indica que en esta época esta área de la cuenca había profundizado de manera marcada.

La Formación San Francisco (Toarciano superior - Batoniano superior) se correlaciona en parte con las formaciones Socosani (Toarciano inferior - Bajociano superior) y Puente (Batoniano) del área de Arequipa (Vicente, 1981, 1989; Vicente et al., 1982), con la parte inferior, de edad bajociana-batoniana, de la Formación Guaneros del litoral sur-peruano (Romeuf et al., 1993, 1995), y aparentemente con la parte inferior de la Formación La Negra del norte de Chile según lo publicado por Muñoz et al. (1988a, 1988b).

Formación Ataspaca (Caloviano - Oxfordiano, ~165 - ~154 Ma)

La Formación Ataspaca fue definida por Wilson & García (1962) en la quebrada Chachacumane, donde describieron areniscas pardas, lutitas oscuras y calizas grisáceas, interestratificadas en capas delgadas. La unidad suprayace a la Formación San Francisco e infrayace a la Formación Chachacumane, ambos contactos siendo concordantes y transicionales. En el valle Caplina, entre Challatita y Calientes, la Formación Ataspaca tiene un espesor aproximado de 1250 m (Wilson y García, 1962). La unidad registra un espesor total de 1056 m en la sección de la quebrada Cuviri.

La Formación Ataspaca comprende tres miembros. El miembro inferior está conformado principalmente por lutitas oscuras intercaladas con bancos delgados de areniscas macizas grises, calizas macizas oscuras, algunos niveles de margas y niveles de nódulos calcáreos (en esta parte de la sección se ha recolectado un gran número de ejemplares de ammonites). En el miembro medio, las lutitas alcanzan un gran desarrollo, con algunas intercalaciones de areniscas grises macizas o laminadas. El miembro superior está formado por bancos de areniscas y niveles de lutitas. En la columna estratigráfica levantada en la quebrada Cuviri (1056 m; Fig. 8), estos tres miembros corresponden a tres secuencias mayores cuya superposición registra la progradación de un sistema de abanico clástico sobre facies pelágicas.

La secuencia inferior (275 m) está conformada por lutitas con laminación muy fina, generalmente de color gris oscuro a negro, a veces con horizontes de nódulos calcáreos, donde se intercalan esporádicamente algunos niveles margosos de color plomizo con pelecípodos y en algunos casos ammonites, algunas calizas oscuras con estratificación fina, areniscas macizas sin estructura visible, y areniscas laminadas, de color gris azulino con pequeños clastos de caliza. Esta secuencia se depositó en una zona de transición entre un ambiente de abanico externo distal y una llanura pelágica.

La secuencia media (651 m) se compone de 5 subsecuencias que presentan una evolución vertical

parecida, con una parte inferior con facies finas y una parte superior con facies más gruesas. La parte inferior de cada una de las cinco subsecuencias consiste principalmente de lutitas negras a gris oscuras finamente laminadas, con algunas delgadas intercalaciones turbidíticas (de tipo Ta-b, Ta-c, Tb-d, Tc-d), areniscas macizas o, en algunos casos, areniscas con laminación plana paralela. Las partes superiores de cada subsecuencia son estratocrecientes y consisten de areniscas macizas cuarzosas a cuarcíticas, casi siempre con base erosiva, en bancos de 0.10 a 1 m de espesor; las facies son relativamente variadas (areniscas sin estructura interna o con laminaciones al tope, a veces con gradación turbidítica, o con laminación plana paralela u ondulada) pero en su conjunto se pueden interpretar como turbiditas *sensu lato*. Cada subsecuencia representa un período de progradación, iniciándose en el borde distal de un abanico externo y evolucionando hacia un ambiente de tipo abanico medio.

La secuencia superior (130 m) consiste de lutitas negras con laminación fina y algunos bancos de areniscas de 0.5 a 1 m de espesor. Las areniscas son cuarcíticas macizas o con laminación plana paralela; en algunos niveles se observa una laminación cruzada plana o ondulada. Esta secuencia indica la transición hacia los ambientes más someros típicos de la Formación Chachacumane.

Algunas medidas de paleocorrientes sobre canales y rizaduras indican una dirección promedia de transporte hacia el suroeste, y por lo tanto que las progradaciones se desarrollaron en esta dirección. Plegamientos asimétricos en *slumps* similarmente indican una paleopendiente promedia hacia el suroeste. Estos datos confirman que la cuenca profundizaba en esta dirección.

En base a un estudio de la fauna fósil (principalmente ammonites), Salinas (1985) atribuyó a la Formación Ataspaca una edad caloviana-kimeridgiana, considerando hipotéticamente que los niveles superiores de la Formación Ataspaca llegarían hasta el Kimeridgiano. Sin embargo, se subraya que ningún dato concreto autoriza la propuesta de tal rango de edad y que por lo tanto éste debería restringirse al rango indicado por los fósiles. Las determinaciones disponibles (von Hillebrandt, en Salinas, 1985) sólo indican que la Formación Ataspaca se depositó durante el intervalo Caloviano inferior - Oxfordiano (165-154 Ma).

En efecto se identificaron:

- En la parte inferior de la unidad, los ammonites *Neuqueniceras* sp., *Xenoccephalites* sp. y *Euricephalites* sp., que marcan el Caloviano inferior (Salinas, 1985).
- En la parte media, las especies *Reineckeia* aff. *R. (Kellawaysites) stehni* Zeiss y *Reineckeia multicostata* Stehn, que indican el Caloviano medio (Salinas, 1985).
- En la parte superior, formas pertenecientes a la subfamilia *Perispinctinae* y a la familia *Oppeliidae*, que brindan una edad oxfordiana (Salinas, 1985).

La Formación Ataspaca se correlaciona en parte con los miembros medio y superior, de edad caloviana, de la Formación Guaneros del litoral (Bellido y Guevara, 1963; Vicente, 1981), con las formaciones Puente y Cachíos

(Batoniano-Caloviano) del área de Arequipa (Vicente et al., 1982; Vicente, 1989), y con las formaciones El Morro (Caloviano) y Los Tarros (Oxfordiano) del área de Arica (Cecioni y García, 1960).

Formación Chachacumane (Kimeridgiano-Valanginiano, ~154 - ~132 Ma)

La Formación Chachacumane fue definida y descrita por Wilson & García (1962) en la quebrada homónima ubicada en el sector sureste de la zona de estudio, donde la unidad aflora a lo largo de una estrecha franja orientada norte-sur. Esta formación suprayace a la Formación Ataspaca en forma concordante y transicional. Las areniscas líticas grises con laminación cruzada curva que marcan la base de la Formación Chulluncane se superponen concordantemente a las cuarcitas blancas de la Formación Chachacumane superior con una discontinuidad sedimentaria.

El espesor medido de la Formación Chachacumane en la sección de la quebrada Quilla es de 1089 m. Entre Challatita y Calientes, en el valle de Caplina, al suroeste de la zona de estudio, Wilson & García (1962) calcularon un espesor aproximado de 400 m para la unidad. Este contraste indica una notable reducción del grosor de la formación en dirección suroeste, lo que refleja la misma profundización de la cuenca registrada al suroeste del Sistema de fallas Incaquico para las formaciones Pelado y Ataspaca.

La Formación Chachacumane se compone principalmente de areniscas cuarcíticas grises y de cuarcitas gris claras a blancas, en su mayoría macizas, que alternan con lutitas o limolitas negras a gris oscuro. En la sección de la quebrada Quilla (Fig. 9), la Formación Chachacumane consiste de tres secuencias grano- y estratocrecientes.

Las secuencias inferior y media son ampliamente dominadas por facies silicoclásticas, mientras la secuencia superior muestra un mayor desarrollo de las facies finas.

La secuencia inferior (428 m) está conformada por 10 subsecuencias estratocrecientes que presentan una organización vertical parecida: sus bases consisten de limolitas finamente laminadas de color gris azulado; prosiguen areniscas con laminaciones ondulada y/o plana paralela; y sus topes consisten de areniscas cuarzosas y cuarcíticas, macizas y con laminación plana paralela, en bancos de ~0.10 m de espesor promedio, que forman paquetes de hasta 45 m de espesor. En esta secuencia, se observan comúnmente restos de plantas en mal estado de conservación, y rastros de bioturbación.

La secuencia media (380 m) está formada por 6 subsecuencias estratocrecientes, de características parecidas. Sus partes inferiores consisten de limolitas gris oscuro, casi siempre con intercalaciones de areniscas macizas o con laminación ondulada; sus partes superiores están conformadas principalmente por areniscas cuarzosas a cuarcíticas, macizas, de color gris a blanco, en bancos de 0.05 a 2 m de espesor. También existen facies con laminaciones plana paralela y ondulada. Localmente se observa bioturbación o laminación oblicua tabular.

La secuencia superior (281 m) es estratocreciente y consiste de dos miembros. El miembro inferior (218 m) se compone de limolitas grises a negras con laminación ondulada en ciertos niveles e intercalaciones estratocrecientes de areniscas cuarcíticas macizas de color gris claro, pardo y blanco, que presentan laminación plana paralela o cruzada plana en algunos bancos. El miembro superior (63 m), que recuerda a las facies de la Formación Hualhuani del área de Arequipa, está conformado por un potente paquete de areniscas cuarcíticas blancas en bancos de 8 a 10 m, con laminación plana paralela; en su parte cuspidal se observan laminaciones cruzadas tabulares.

En las secuencias inferior y media de la Formación Chachacumane, las facies, mayormente arenosas, se ordenan en secuencias elementales estratocrecientes que reflejan progradaciones de sistemas clásticos marinos, de tipo deltaico. En la secuencia superior muestra una organización similar, sin embargo con un mayor desarrollo de las facies finas, lo que probablemente refleja un pulso transgresivo. La formación concluye con una espesa acumulación de areniscas limpias con laminación plana paralela a tabular, representando un ambiente de playa inferior.

Basándose en la presencia de restos de tallos y hojas vegetales en los niveles lutáceos, Wilson & García (1962) estimaron que la Formación Chachacumane era probablemente de edad Cretáceo inferior. En efecto, el ammonite *Hoplites lorensis* Lisson, que indica una edad valanginiana, y el pecicípodo *Panopea carteroni* (Castro, 1960) se describieron en lutitas y areniscas arcillosas de la unidad. La presencia de *Hoplites lorensis* en Tacna es particularmente interesante dado que esta especie valanginiana fue también descrita en las formaciones Santa (Perú central y norte) y Herradura (Morro Solar, Lima). Dado que los niveles superior de la Formación Ataspaca han brindado ammonites del Oxfordiano (von Hillebrandt, en Salinas, 1985), se propone que la Formación Chachacumane se depositó aproximadamente durante el intervalo Kimeridgiano-Valanginiano (~154-132 Ma).

La Formación Chachacumane (Kimeridgiano - Valanginiano) se puede correlacionar en parte con las formaciones Labra (Oxfordiano-Kimeridgiano), Gramadal (Titoniano) y Hualhuani (Cretáceo inferior?) del área de Arequipa, y con la Formación Zuñamarca del río Majes (Vicente, 1981, 1989) si se confirma la edad valanginiana de ésta.

Formación Chulluncane (Hauteriviano?-Aptiano?, ~132 - ~110 Ma?)

La Formación Chulluncane (Wilson & García, 1962) sólo aflora en el extremo oriental del sector sureste, principalmente en el cerro homónimo, extendiéndose hasta el Cerro Pantatire. Wilson & García (1962) afirmaron que los contactos superior e inferior de esta unidad son discordancias angulares. Sin embargo, se observa que su contacto con la Formación Chachacumane es concordante tanto en la quebrada Quilla como en la carretera Tacna-

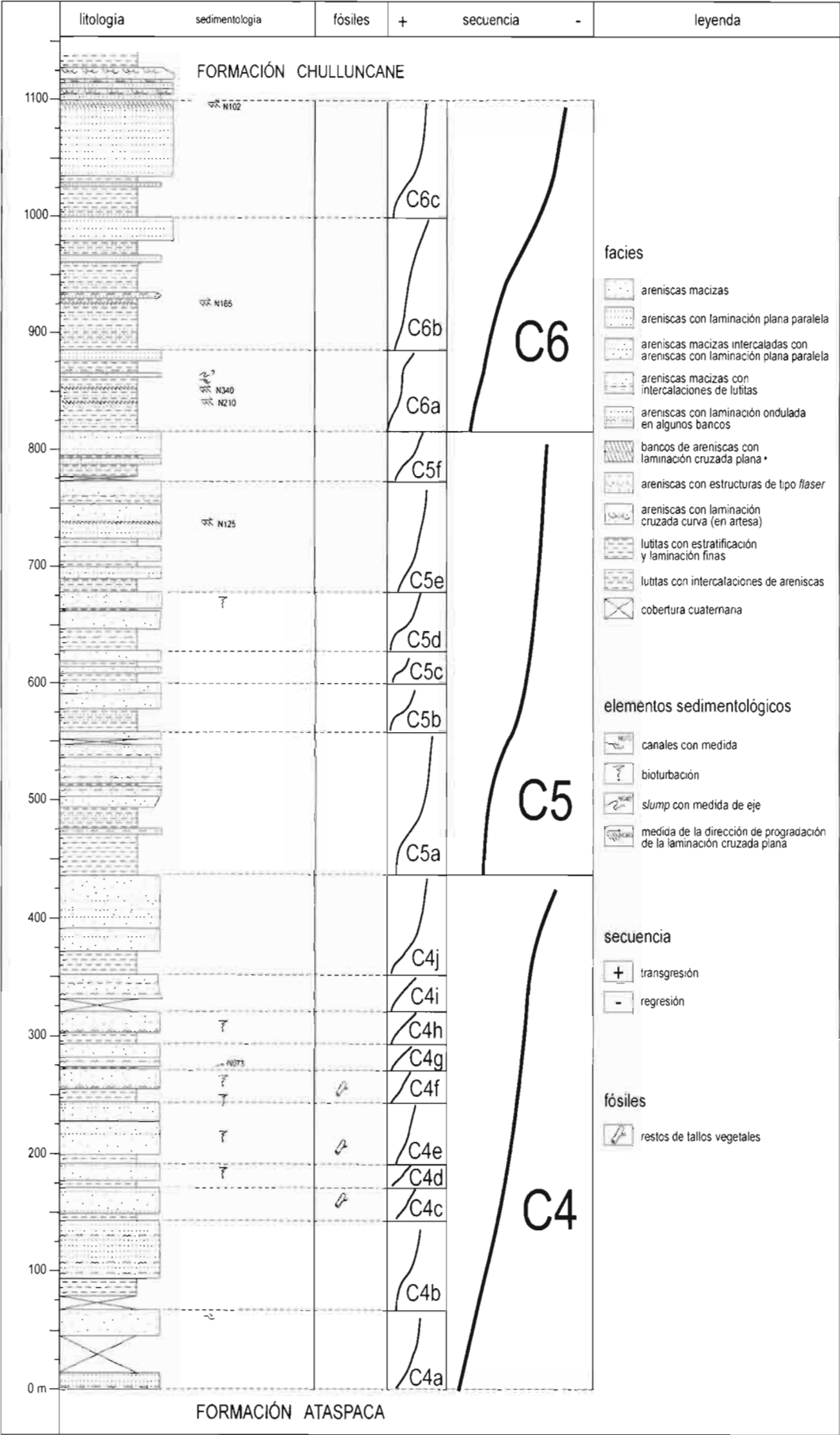


Fig. 9: Columna estratigráfica de la Formación Chachacumane levantada en la quebrada Cuviri

Collpa-La Paz. En cambio su contacto con la Formación Huilacollo (rocas volcánicas oligocenas) es efectivamente una discordancia angular.

La Formación Chulluncane se inicia con una intercalación de areniscas líticas grises, de grano fino a mediano, que presentan laminaciones cruzadas curvas (en artesa) típicas de depósitos en canales. Por su composición y dinámica de deposición, estas facies se distinguen claramente de las cuarcitas blancas infrayacentes de la Formación Chachacumane, y el contacto entre las dos formaciones es por lo tanto una discontinuidad sedimentaria.

La Formación Chulluncane conforma una sucesión grano- y estratocreciente de 300 m de espesor aproximadamente. Su parte inferior se compone de limolitas negras y areniscas líticas grises de grano medio con estratificación cruzada curva en algunos bancos; su parte superior consiste de conglomerados compactos con guijarros bien redondeados de cuarcitas, calizas y sobre todo rocas volcánicas oscuras (basálticas a andesíticas) principalmente, intercalados con areniscas líticas de grano medio a grueso; su parte media muestra facies intermediarias entre las de sus partes inferior y superior. Cabe notar que unos derrames de rocas volcánicas básicas a andesíticas se intercalan sobre todo en la parte superior de la sección de la quebrada Quilla, confirmando las observaciones de Wilson & García (1962).

La Formación Chulluncane indica por lo tanto un nítido cambio en la zona de aporte, perceptible desde su misma base. El material cuarzoso característico de la Formación Chachacumane provenía de la región continental ubicada al norte o noreste, mientras que la composición de la Formación Chulluncane indica que en esta época este mismo punto de la cuenca era alimentado en material clástico desde un arco volcánico cercano, como lo refleja también la ocurrencia en ella de derrames volcánicos. Aunque necesitan confirmación, unas imbricaciones de clastos medidas en un conglomerado de la Formación Chulluncane sugieren que este material volcanodetrítico provenía del oeste. La discontinuidad que separa las formaciones Chachacumane y Chulluncane se tiene por lo tanto que interpretar como producto del desarrollo de un arco volcánico al sur o suroeste de la zona de estudio.

Salinas (1985) estimó que se podía reconocer las formaciones Gramadal y Hualhuani en la parte superior de la Formación Chachacumane. Sin embargo, la comparación de la sección de la quebrada Quilla con las descripciones litológicas presentadas por Salinas (1985) indica que las facies atribuidas por Salinas (1985) a las formaciones Gramadal y Hualhuani corresponden en realidad a la Formación Chulluncane. Por lo tanto el intervalo estratigráfico atribuido en este sector a las formaciones Gramadal, Hualhuani y Matalaque por Salinas (1985), y también por Monge & Cervantes (2000), en realidad corresponde a la sección completa de la Formación Chulluncane. Además, ammonites encontrados en la Formación Gramadal de la zona de Arequipa datan esta

unidad del Titoniano inferior (Vicente, 1989), lo que discrepa con la edad valanginiana del ammonite *Hoplites lorensis* Lisson encontrado en la subyacente Formación Chachacumane. Evidentemente, la base de la Formación Chulluncane, que es post-valanginiana, no puede correlacionarse con la Formación Gramadal de Arequipa, que es titoniana. Por tal motivo se considera prudente mantener por el momento la denominación de Formación Chulluncane. Este problema litoestratigráfico debe ser motivo de posteriores investigaciones.

Restos de tallos y hojas de helechos en la parte inferior de la Formación Chulluncane ("Formación Gramadal" de Salinas, 1985) comprenden pteridofitas filicales, leptosporáneas y matoniáceas, y en particular el género *Laccopteris*, que indica una edad neocomiana (Salinas, 1985). Puesto que la sucesión observada aparentemente no registra la transgresión mayor que se desarrolló en todo el Perú a partir del Albiano inferior (Robert et al., 2002), se propone un rango de edad Hauteriviano-Aptiano (~132-110 Ma) para la Formación Chulluncane.

Filones básicos

El área de estudio comprende enjambres de filones básicos, además de los señalados en el basamento metamórfico de Mal Paso (ver más arriba). Aguas abajo de Palca, por ejemplo, diques y sills basálticos a andesíticos intruyen estratos pertenecientes a las formaciones Junerata y sobre todo San Francisco. No se observan diques de este tipo en el vecino plutón de Lluta, sugiriendo que se emplazaron entre el Jurásico medio y el Paleoceno.

En el litoral de Tacna e Ilo, se dispone de tres dataciones sobre intrusiones básicas de tamaño reducido:

- En el área de Ilo, un dique andesítico fue datado en 162.5 ± 0.3 Ma (Caloviano medio; plateau ^{40}Ar - ^{39}Ar sobre roca total; Roperch & Carlier, 1992).
- En el cuadrángulo de La Yarada, un basalto porfírico con grandes cristales de plagioclasa (que alcanzan frecuentemente 1 cm) conforma un cuerpo hipovolcánico que intruye la Formación Guaneros; proporcionó una edad de 157.2 ± 0.4 Ma (Oxfordiano medio; plateau ^{40}Ar - ^{39}Ar sobre plagioclasa; Romeuf, 1994).
- En el mismo cuadrángulo de La Yarada, un sill basáltico (inicialmente descrito como colada) que intruye la Formación Guaneros fue datado en 129.9 ± 0.3 Ma (Hauteriviano medio; plateau ^{40}Ar - ^{39}Ar sobre roca total; Roperch & Carlier, 1992).

Estas edades indican que en el litoral hubo por lo menos dos épocas de magmatismo básico en el intervalo Jurásico medio - Cretácico inferior: una en el Caloviano-Oxfordiano, es decir durante la deposición de la Formación Chachacumane, y la otra en el Hauteriviano, es decir durante la deposición de la Formación Chulluncane. En el área de Ilo, además, una edad de 123.0 ± 1.3 Ma (K-Ar, roca total) obtenida sobre un plutón indica un *reset* barremiano (Roperch & Carlier, 1992), que fue probablemente causado por un alto flujo térmico asociado a un intenso magmatismo,

también durante la deposición de la Formación Chulluncane. Estas deducciones están de acuerdo con la interpretación de esta unidad como marcadora del desarrollo de un arco volcánico.

CENOZOICO

Plutón de Lluta (Paleoceno medio; ~61 Ma)

El plutón de Lluta forma un cuerpo aparentemente tabular de $1,8 \pm 0,5$ km de espesor emplazado en forma concordante en la Formación San Francisco, cuyas partes inferior y superior se encuentran apartadas por él (Fig. 10). Proporcionó dos edades paleocenas concordantes, de 62.12 ± 1.94 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar) y 60.33 ± 1.30 Ma (K-Ar), ambas sobre biotita (Clark et al., 1990), que demuestran que pertenece a la Unidad Intrusiva Yarabamba (Monge & Cervantes, 2000) y que se emplazó durante la época de acumulación del Grupo Toquepala. El plutón vecino de Challatita proporcionó un edad de 77.40 ± 1.17 Ma (plateau ^{40}Ar - ^{39}Ar sobre hornblenda; Clark et al., 1990).

El plutón de Lluta presenta una notable variación vertical de facies. En su parte basal se observan facies gabroicas que gradan progresivamente a facies dioríticas. El porcentaje de feldespatos se incrementa hacia arriba, llegando a formar facies granodioríticas, que en la parte cuspidal del plutón pasan a facies graníticas con un nítido desarrollo de feldespatos y biotita. Por último, la zona de contacto del plutón con la roca de caja de su techo (Formación San Francisco superior) presenta una epidotización hidrotermal.

Grupo Toquepala (Cretáceo superior - Paleógeno inferior) y Formación Tarata

En la zona de estudio, el Grupo Toquepala aflora al suroeste del Sistema de Fallas Incapuquio, a lo largo del mismo (Fig. 4). Consiste de una espesa sucesión de rocas volcánicas (coladas andesíticas e ignimbritas, principalmente), y de cuerpos hipovolcánicos de composición andesítica que generalmente presentan geometrías de sill con espesores pluridecamétricos a hectométricos.

En la zona de estudio, la Formación Tarata (Jaén, 1965) sólo presenta un área de afloramiento en los alrededores del poblado de Palquilla, en el sector noreste. Esta serie volcano-sedimentaria alcanza un espesor de 1400 m (Wilson & García, 1962; Salinas, 1985). Descansa en discordancia aparentemente paralela sobre el Grupo Toquepala, aunque localmente se describe una discordancia angular (Wilson & García, 1962).

La Formación Tarata consiste de un miembro riolítico inferior compuesto por brechas, conglomerados y algunos derrames porfiríticos andesíticos de color marrón, gris o rojizo (Wilson & García, 1962). El miembro superior está conformado por piroclastitas de composición andesítica, con algunos niveles de tobas riolíticas y sedimentos (Wilson & García, 1962). Las tobas son

andesíticas y dacíticas, con un alto contenido de feldespato y biotita, mientras que los conglomerados están formados por guijarros redondeados de andesitas cementados en una matriz tobácea donde abundan las biotitas (Wilson & García, 1962). En la sección del Cerro Lapana (norte del pueblo de Tarucachi, al noreste del área de estudio), se han encontrado bancos de calizas intercalados con piroclastitas (Wilson & García, 1962). Las calizas contienen ostrácodos probablemente lacustres (Jaén, 1965).

Las facies del miembro inferior de la Formación Tarata son similares a las rocas volcánicas del Grupo Toquepala, lo que vuelve difícil definir un contacto entre estas dos unidades (Wilson & García, 1962). Este hecho sugiere que la Formación Tarata podría en realidad pertenecer al Grupo Toquepala. En la región de Moquegua, el Grupo Toquepala es por lo menos de edad Cretáceo superior-Paleógeno inferior (James et al., 1975; Beckinsale et al. 1985; Clark et al., 1990).

Por sus relaciones estratigráficas, se propuso que la Formación Tarata es de edad Cretáceo superior-Paleógeno (Wilson & García, 1962) u Oligoceno (Salinas, 1985). La Formación Tarata aparentemente infrayace en discordancia angular a la Formación Huilacollo, que proporcionó una edad de 28.33 ± 3.76 Ma (France et al., 1984), que indica el Oligoceno medio. Estos datos sugieren que la edad de la Formación Tarata sería eocena. Sin embargo, en el cuadrángulo de Tarata (35-V), figuran dos dataciones de esta unidad: 20.36 ± 0.8 y 15.85 ± 0.3 ; en el Cerro Tacata, entre los poblados de Palquilla y Estique (al norte de la zona de estudio), la Formación Tarata proporcionó un edad aparente de 19.5 ± 0.4 Ma (Monge & Cervantes, 2000). Estas tres dataciones indican el Mioceno inferior a medio, lo que discrepa profundamente con las edades propuestas anteriormente por relaciones estratigráficas, y, si provienen efectivamente de la Formación Tarata, descartan su pertenencia al Grupo Toquepala y la vuelven un equivalente temporal de la Formación Huaylillas. Una posible explicación de esta fuerte discrepancia sería que el contacto entre las formaciones Tarata y Huilacollo sea una falla, y no una discordancia angular. Queda claro que se necesita un estudio detallado para resolver estas contradicciones cronológicas.

Unidad Intrusiva Challaviento (Eoceno medio a superior; ~46 - ~39 Ma)

El área de afloramiento de la Unidad Intrusiva Challaviento (Monge & Cervantes, 2000) presenta una orientación general NNO-SSE y se extiende desde los alrededores de Vilavilane hasta unos 4 km al noroeste de Ticaco, alcanzando una longitud aproximada de 45 km. Está conformado por una serie de plutones que presentan facies y edades similares; son de color gris claro y su tamaño de grano varía de grueso a medio. Los plutones de Challaviento y de Ataspaca son granodioríticos a monzodioríticos, mientras que el plutón de Chulpapalca y

los pequeños intrusivos consisten de granodioritas (Monge & Cervantes, 2000).

Las edades obtenidas sobre el plutón de Ataspaca corresponden a las partes superior del Eoceno medio e inferior del Eoceno superior:

- Edades ^{40}Ar - ^{39}Ar (Clark et al., 1990): 46.01 ± 1.45 Ma (sobre hornblenda) y 40.22 ± 0.65 Ma (sobre biotita);
- Edades K-Ar sobre biotita: 42.58 ± 0.96 Ma, 40.65 ± 0.88 Ma y 39.15 ± 0.85 Ma (Clark et al., 1990), y 39.9 ± 1.0 Ma (Sánchez, 1983).

Las edades obtenidas sobre el plutón de Ticaco indican la parte superior del Eoceno medio:

- Edades ^{40}Ar - ^{39}Ar (Clark et al., 1990): 44.83 ± 4.30 Ma (sobre hornblenda) y 43.53 ± 0.26 Ma (sobre biotita);
- Edad K-Ar sobre biotita: 40.8 ± 1.5 Ma (Sánchez, 1983).

El pórfido dacítico de Palquilla forma un pequeño afloramiento en el poblado homónimo. Se trata de un pórfido con textura porfiro-afanítica que parece corresponder a una intrusión subvolcánica superficial (Salinas, 1985). Está compuesto de cuarzo, plagioclasa y hornblenda envueltos en una matriz parcialmente vítrea, con biotita, circón y minerales opacos (Salinas, 1985). Dado su ubicación geográfica en la hilera de intrusivos que conforma la Unidad Intrusiva Challaviento, es posible que este cuerpo pertenezca a la misma. Su datación isotópica podría confirmar o descartar esta hipótesis.

Formación Huilacollo (Oligoceno)

Tres afloramientos mapeados como Formación Huilacollo (Wilson & García, 1962) ocurren en el extremo este de la zona de estudio. Esta unidad infrayace concordantemente a la Formación Huaylillas, y, en algunos sectores, infrayace en discordancia angular al Grupo Barroso (Wilson & García, 1962). Su espesor varía de 200 a 1000 m y se compone de derrames y piroclastitas andesíticas y en menor proporción dacíticas, con un predominio de brechas, aglomerados y tobas de grano grueso (Wilson y García, 1962).

Una sola edad de 28.33 ± 3.76 Ma (Oligoceno medio) se obtuvo sobre la Formación Huilacollo, 11 km al este de Causuri (France et al., 1984).

Formación Huaylillas (Mioceno inferior; ~24 - ~18 Ma)

En el sector sureste de la zona de estudio, la Formación Huaylillas (Wilson & García, 1962) descansa en discordancia angular sobre las formaciones jurásicas. Regionalmente, suprayace concordantemente a conglomerados del Grupo Moquegua, e infrayace al Grupo Barroso. Su espesor varía generalmente entre 500 y 600 m (Wilson & García, 1962; Salinas, 1985), pero puede reducirse lateralmente a 100 m (Cerro Huanune) o menos. Se trata de un potente paquete de ignimbritas riolíticas soldadas, de color rosado a blanquecino, compuestas principalmente por cristales bien desarrollados de cuarzo, biotita, plagioclasa y además por fragmentos pequeños de pómez, envueltos en una matriz tobácea.

En la región tacneña, todas las edades disponibles sobre la Formación Huaylillas se obtuvieron por el método K-Ar, e indican el Mioceno inferior:

- sobre biotita: 23.77 ± 0.48 Ma, 22.21 ± 0.50 Ma, 22.03 ± 0.51 Ma (France et al., 1984), 21.6 ± 0.7 Ma (Tosdal et al., 1981), 21.44 ± 0.82 Ma, 21.23 ± 0.58 Ma, 21.21 ± 0.90 Ma, 20.65 ± 0.94 Ma, 18.34 ± 0.41 Ma, 18.15 ± 0.43 Ma (France et al., 1984);
- sobre hornblenda: 20.99 ± 1.5 Ma (France et al., 1984);
- sobre roca total: 22.0 ± 1.2 , 18.4 ± 0.5 Ma, 18.35 ± 0.5 Ma (Bellon y Lefèvre, 1976).

Cabe notar que 7 de estas 13 edades coinciden para sugerir un evento principal en 21.76 ± 0.05 Ma, y que otras 4 sugieren otro evento en 18.26 ± 0.32 Ma.

Todas estas edades están comprendidas entre ~24 y ~18 Ma, e indican que el volcanismo explosivo correspondiente estuvo activo durante un intervalo de tiempo relativamente corto (~6 Ma). Los centros de erupción que generaron esta potente unidad piroclástica se ubicaban probablemente en la actual Cordillera Occidental.

Deslizamientos en masa (Mioceno medio - Cuaternario, ~15?-0 Ma)

Los depósitos de escombros de deslizamientos (Wilson & García, 1962; Bedoya et al., 2002; Flores, en prensa) están geográficamente asociados a los afloramientos de la Formación Huaylillas. Están compuestos por bloques angulosos de ignimbritas y/o tobas soldadas de la Formación Huaylillas, envueltos en una matriz limo-arcillosa tobácea proveniente de la trituración de la roca volcánica; en algunos sectores, están compuestos únicamente por tobas retrabajadas. Estos depósitos son evidentemente posteriores a la Formación Huaylillas, por lo que tienen una edad máxima Mioceno medio (~18 Ma). En el curso inferior de la quebrada Huacano Grande, estos depósitos infrayacen a los Conglomerados Calientes, de edad Mioceno terminal-Plioceno superior (Flores y Sempere, 2002). Sin embargo, deslizamientos de este tipo también han ocurrido después del inicio de la deposición de los Conglomerados Calientes (Flores, en prensa). Por esta razón se atribuye a esta unidad un rango de edad Mioceno medio-Cuaternario (Flores, en prensa).

Grupo Barroso (Mioceno superior - Pleistoceno, ~9-0 Ma)

El Grupo Barroso (Mendivil, 1965) conforma los estrato-volcanes andesíticos que coronan la Cordillera Occidental en la región sur del Perú y norte de Chile. Dentro del Área Mal Paso-Palca, aflora en forma muy reducida en el sector noreste, donde se compone de lavas andesíticas y traquiandesíticas grises interestratificadas con piroclastitas (Salinas, 1985). La roca contiene fenocristales de sanidina y cristales microscópicos de biotita (Wilson & García, 1962). En la región tacneña, las dataciones disponibles van desde 8.4 ± 0.4 Ma hasta 0.7 ± 0.02 Ma, lo que corresponde al intervalo Mioceno superior-Pleistoceno.

Conglomerado Calientes (Mioceno superior? - Plioceno, ~9 - 2.7 Ma)

Esta unidad conforma el conjunto inferior del relleno del valle de Tacna (Flores y Sempere, 2002; Flores, en prensa). En el valle del río Caplina, a unos 18 km al suroeste de la zona de estudio, consiste de conglomerados compuestos por cantos y guijarros subredondeados y mal sorteados, de tamaño centimétrico a métrico. Esta unidad está organizada en secuencias granodecrecientes que fueron depositadas en un ambiente fluvial proximal. Los Conglomerados Calientes suprayacen en discordancia erosional al Grupo Moquegua e infrayacen a la Toba Pachía (Flores et al., 2002).

En la zona de estudio, esta unidad aflora en la quebrada Huacano Grande, donde suprayace en discordancia angular al basamento precámbrico y a la Formación Machani. Consiste de flujos de clastos (*debris-flow*) angulosos, que alcanzan diámetros de 1 m y se componen de gneis, leucogranito y rocas sedimentarias, estando envueltos en una matriz areno-arcillosa; pueden existir niveles arcillosos en los topes de los flujos.

La edad de estos conglomerados aún no está definida con precisión pero se puede afirmar que es anterior al evento volcánico Pachía (2.7 Ma; Flores et al., 2002). Las relaciones observables en el campo sugieren que la deposición de la Conglomerados Calientes puede haberse iniciado a finales del Mioceno superior. Por consiguiente, la edad de esta unidad abarcaría probablemente el intervalo Mioceno superior - Plioceno superior (Flores y Sempere, 2002).

Toba de Tala (2.7 Ma ?)

En la zona de Tala (sector suroeste de la zona de estudio) depósitos piroclásticos espesos de 15 a 20 m, que corresponden a un mismo evento volcánico, están preservados sobre algunas elevaciones. Se trata de tobas soldadas de color rosado claro con escasos cristales, algunos fragmentos líticos y abundante matriz de ceniza. Por su litología y su ubicación topográfica, y pese a su mayor grado de soldamiento, esta toba se correlaciona lógicamente con la Toba Pachía (Pino, 2003), la cual a su vez se correlaciona con las tobas Lauca de Chile y Pérez de Bolivia (Flores et al., 2002), datadas en 2.7-2.8 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar ; Wörner et al., 2000). Sin embargo, la correlación de la toba de Tala con la Toba Pachía deberá comprobarse con la datación radiométrica de ambas.

Depósitos aluviales plio-cuaternarios

Se trata de gravas polimícticas, arenas y flujos de lodo que han sido transportados y depositados por los ríos y avenidas de aguas temporales. Por lo general, estos depósitos presentan formas de fajas alargadas en los ríos y quebradas principales. Sólo los depósitos que alcanzan un gran desarrollo han podido ser mapeados.

SISTEMA DE FALLAS INCAPUQUIO (SFI)

La estructura de la zona de estudio es dominada por el Sistema de Fallas Incapuquio (SFI). Se trata de un sistema sinistral de carácter regional, de rumbo ~N125 (Fig. 4), que se extiende sobre los departamentos de Tacna y Moquegua a lo largo de 140 km (Jacay et al., 2002). En el área noroeste de la zona de estudio, este sistema forma un rombo estructural asimétrico que corresponde a una estructura en flor positiva (Jacay et al., 2002; Pino et al., 2002; Sempere et al., 2002b) y está bordeado por tectonitas (es decir rocas de origen tectónico) producidas por la actividad de las fallas asociadas. Este rombo estructural representa un primer bloque con mayor exhumación, donde afloran el basamento metamórfico y la Formación Machani. Al sureste, en un segundo bloque, afloran el Grupo Ambo (Carbonífero inferior) y la Formación Junerata (Carbonífero superior-Jurásico basal). Más al sureste, en un tercer bloque, afloran los niveles superiores de la Formación Junerata. Asimismo, existe una serie de pliegues apretados que afectan a unidades litoestratigráficas próximas a alguna falla de este sistema. Estas características estructurales y la asimetría del rombo evidencian que se trata de un sistema transcurrente sinistral, que funcionó principalmente en forma transpresiva (Jacay et al., 2002; Pino et al., 2002; Sempere et al., 2002b).

Focos de sismos corticales se ubican sobre el SFI (J. Barriga, com. oral) y depósitos recientes cercanos a él (Palca) se encuentran fallados, demostrando que se trata de un elemento estructural activo. La Formación Huaylillas (Mioceno inferior) está afectada por el SFI al sureste de la zona de estudio. En el área de Moquegua, a este sistema está asociado una serie de pórfidos coetáneos del Grupo Toquepala, cuyos ascensos se vieron probablemente favorecidos por el régimen transcurrente, lo que sugiere que el SFI ya estaba activo durante el Cretáceo superior-Paleoceno (Jacay et al., 2002) y que es de escala litosférica (Sempere et al., 2002b). Además, los conglomerados gruesos del borde noreste de la cuenca Moquegua evidencian la continuidad de la actividad de este sistema durante el resto del Paleógeno (Jacay et al., 2002). Las marcadas variaciones de espesores y facies de las unidades jurásicas (ver más arriba) sugieren fuertemente que el SFI controlaba esta parte de la cuenca, funcionando como sistema de fallamiento mayormente normal o transtensional en esa época. En conjunto, los datos disponibles en la zona de estudio indican que el Sistema de Fallas Incapuquio conforma un elemento estructural antiguo, de escala litosférica, que estuvo activo desde por lo menos el inicio del Jurásico.

HISTORIA GEOLÓGICA DE LA ZONA DE ESTUDIO

Pese a que se carece de un estudio detallado del basamento metamórfico de Huacano, es probable que su origen comparta puntos comunes con las rocas metamórficas de Belén (Norte de Chile) debido a sus similitudes litológicas. En la zona de estudio, la iniciación

Fig. 10: Geometría de la Unidad Intrusiva Lluta, emplazada en la Formación San Francisco; nótese la variación de facies dentro del intrusivo.

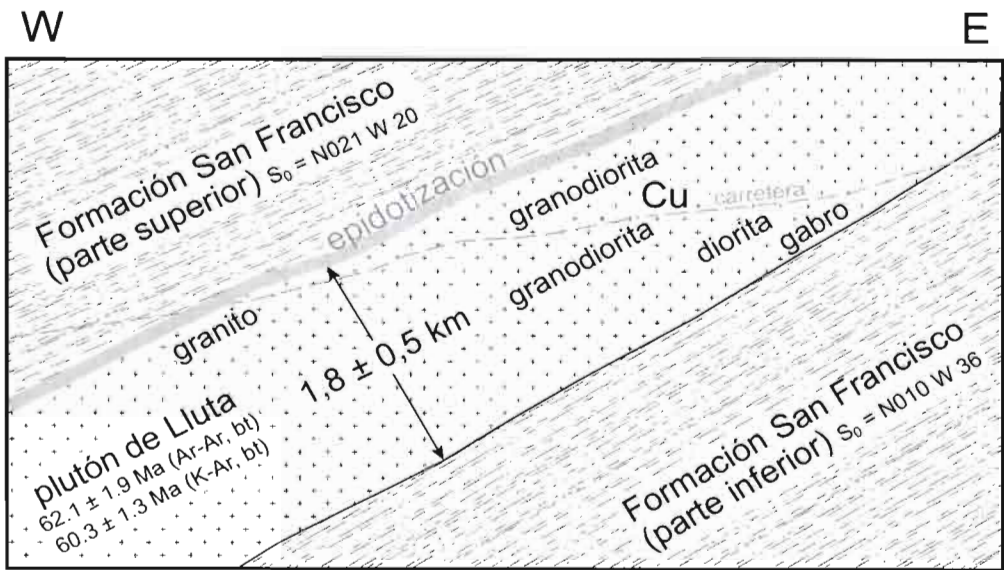


Fig. 11: Esquema paleotectónico (sin escala) durante el Devoniano?-Misisipiano, donde se ilustra el inicio de un proceso de adelgazamiento litosférico, generando un rift incipiente.

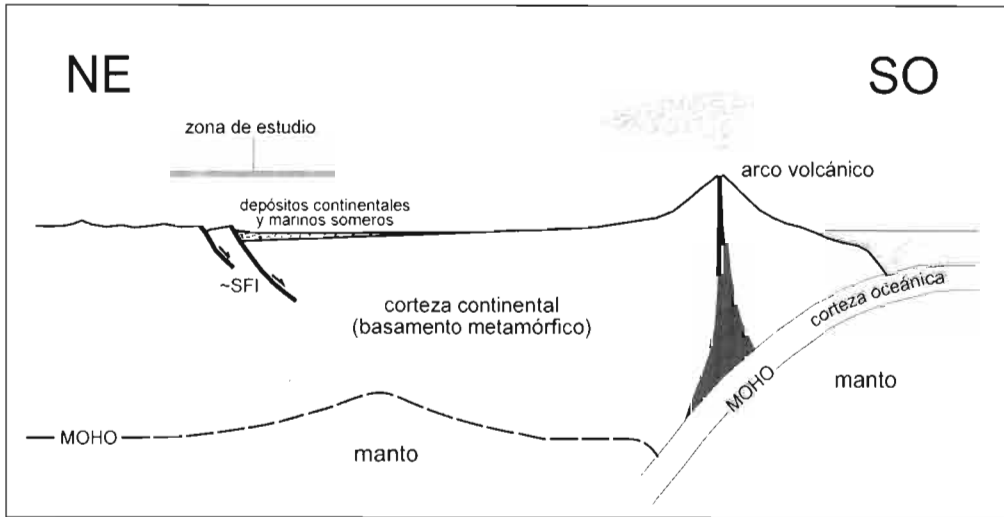
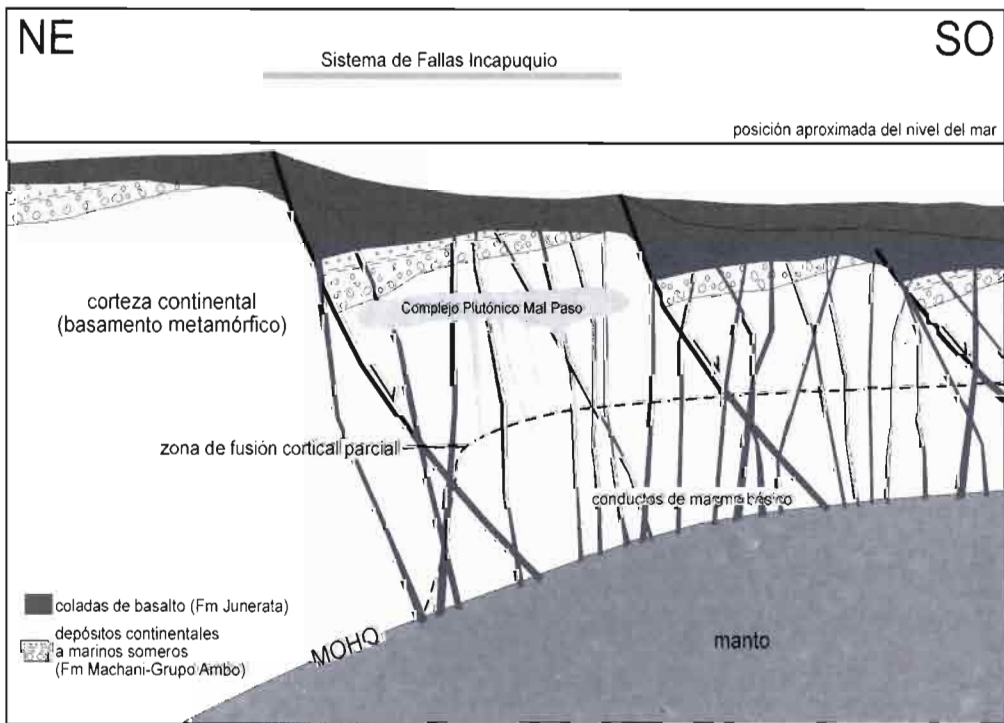


Fig. 12: Esquema paleotectónico (sin escala) durante el intervalo Pensilvaniano-Triásico. El voluminoso magmatismo básico (Fms Junerata y Chocolate) proviene de una fusión parcial del manto, sugiriendo un proceso de adelgazamiento litosférico así como la generación de una cuenca marginal en una zona ubicada más al suroeste.



de la sedimentación en el Devoniano o Carbonífero inferior (Formación Machani) refleja forzosamente un cambio notable en el contexto tectónico regional (Fig. 11), y cabe notar que coincide prácticamente con la finalización, entre 390 y 360 Ma (Devoniano medio a superior), de un episodio metamórfico en Belén (Wörner et al., 2000). En la zona de Belén, sin embargo, la sedimentación se reanuda más tarde, aparentemente recién en el Carbonífero superior, con sedimentos clásticos marinos de poca profundidad que contienen braquiópodos (Wörner et al., 2000).

El período comprendido entre ~320 y 202 Ma (intervalo Pensilvaniano-Triásico; duración: ~120 Ma) se caracterizó por la acumulación de volúmenes considerables de rocas volcánicas mayormente básicas (Fig. 12). La observación de lavas almohadilladas indica que las coladas correspondientes se derramaron bajo agua. Este voluminoso magmatismo básico se interpreta como producto de una fusión parcial del manto por descompresión, lo que implica un contexto de adelgazamiento litosférico. Tal contexto favoreció la erupción progresiva de grandes cantidades de lavas, puesto que la litósfera estaba adelgazándose. Los continuos esfuerzos de tensión formaron fisuras en gran parte del basamento de la cuenca y especialmente en las zonas de mayor adelgazamiento. Estas fisuras fueron usadas como conductos por los magmas basálticos y corticales. Los diques básicos presentes en el borde norte de la zona de afloramiento del basamento metamórfico representan probablemente conductos del magmatismo Junerata. Los intrusivos triásicos del Complejo Plutónico de Mal Paso fueron generados por fusión cortical debido a altos flujos de calor producidos por la intrusión en la corteza de grandes volúmenes de magma básico. Dado que un magma básico estancado en la corteza cristaliza como gabro, las hornblenditas de la quebrada Chinchillane podrían haber resultado de este fenómeno.

La Formación Junerata es importante para el entendimiento de la evolución general de la región puesto que su litología y espesor son característicos de un proceso de fusión mantélica de gran escala, que difícilmente puede ser generado por un fenómeno que no sea un adelgazamiento litosférico. Tal proceso tectónico tuvo que generar subsidencia en la zona donde se desarrolló, lo que está reflejado por el espesor importante de la unidad y el hecho que por lo menos parte de ella fue derramada bajo agua. Esta evolución se puede interpretar como el resultado de un proceso de *rifting* que progresivamente dio lugar al desarrollo de una cuenca marginal (Figs. 11 y 12). Es importante destacar desde ya que la zona de estudio se ubica en lo que era el margen noreste de esta cuenca marginal. Se recomienda realizar en la región costera estudios estratigráficos, sedimentológicos, y sobre todo geoquímicos para evaluar su posición tanto paleogeográfica como paleotectónica, y asimismo comprobar la hipótesis de una cuenca marginal.

Dado la aparente ausencia de un hiato estratigráfico importante entre el Grupo Ambo y la

Formación Junerata, se propone que el inicio del proceso distensivo ocurrió en el Paleozoico superior (Devoniano? o Misisipiano), es decir que el Grupo Ambo y la Formación Machani representan la etapa inicial del *rifting* (Fig. 11) evidenciado por la Formación Junerata.

El intervalo Sinemuriano-Valanginiano (duración: 70 Ma) corresponde a la acumulación continua de depósitos sedimentarios en este borde noreste, subsidente, de la cuenca marginal creada durante el intervalo anterior (Formación Junerata). Este borde funcionó "técnicamente" como un margen pasivo. La repartición de las facies y de los espesores en la zona de estudio demuestra que la cuenca profundizaba hacia el suroeste, y sugiere que el Sistema de fallas Incaquico (SFI) ya estaba activo como sistema de fallamiento normal o transtensional (Figs. 13 y 14). En efecto, la parte de la cuenca cubierta por la zona de estudio estaba aparentemente profundamente estructurada por el SFI (Fig. 13):

- el bloque ubicado al noreste del SFI está caracterizado por facies siempre menos profundas que en los demás bloques;
- el bloque ubicado el suroeste del SFI está caracterizado por facies sistemáticamente más profundas que al noreste;
- el rombo estructural que actualmente existe dentro del SFI registra facies de paleopropiedades intermedias (por lo cual se lo puede denominar "bloque intermedio").

La topografía generada por el fallamiento normal (o transtensional) activo a lo largo del SFI controló en gran parte la distribución de las facies sedimentarias, la cual fue influenciada en forma mucho menor por fenómenos eustáticos. El análisis sedimentológico y los ambientes reconstruidos manifiestan que una región continental emergida existía al noreste de la cuenca. Intensos procesos erosivos continentales, en una región alejada ubicada al noreste, y submarinos generaron un gran volumen de sedimentos, que se acumuló en la cuenca gracias a su subsidencia.

La primera etapa del funcionamiento de este margen pasivo de la cuenca marginal es reflejada por la Formación Pelado (Fig. 14), que corresponde a la deposición de calizas en una parte distal de una plataforma carbonatada, como lo sugiere la fauna relativamente pelágica que contiene (ammonites abundantes). Los depósitos turbidíticos presentes en la base de la Formación Pelado y la plataforma carbonatada distal evidenciada por la misma alcanzaron su mayor desarrollo en el bloque noreste (40 y 438 m de espesor respectivamente, en la sección del Cerro Palquilla), mientras que en el bloque suroeste hundido la sedimentación de estos conjuntos fue mucho menor (1 y 25 m de espesor respectivamente, en la sección del cerro Huanuane). Es probable que hacia el suroeste no hubo sedimentación de verdaderos carbonatos, como lo refleja su ausencia en la sucesión Chocolate-Guaneros de la zona litoral. Esta notable variación de facies y espesores en tan sólo 9 km de distancia en dirección suroeste, indica una rápida profundización, corroborando así la presencia de una paleotopografía relativamente abrupta, que descendía en

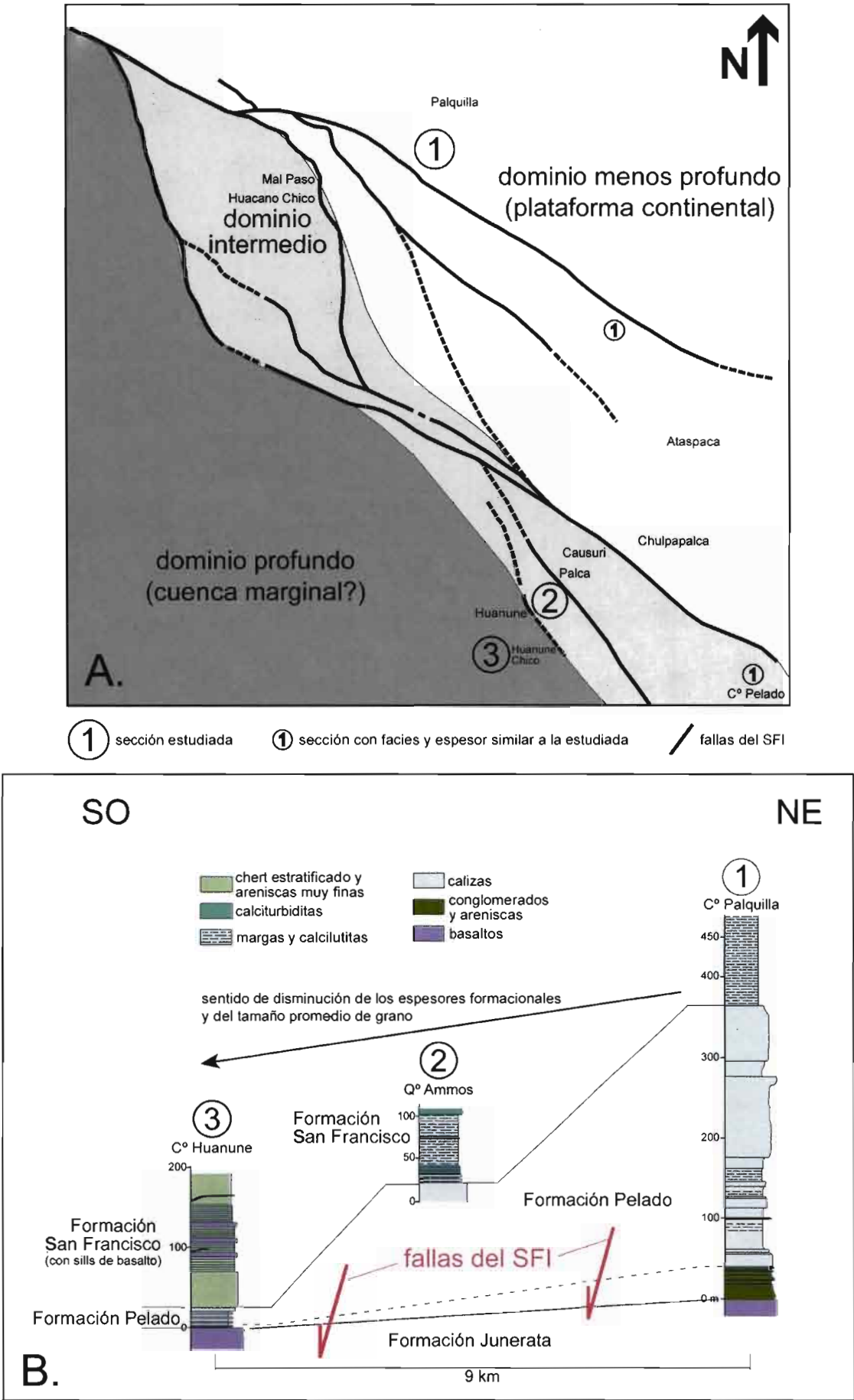


Fig. 13: A. Parte de la cuenca estructurada por la distribución del Sistema de Fallas Incapuquio, el cual funcionó como un sistema normal o transtensional. La topografía generada controló en parte la distribución de facies y espesores. B. Variación de facies y espesores en las formaciones Pelado y San Francisco a través del Sistema de Fallas Incapuquio (SFI), ilustrando la distribución de dominios presentada en A

dirección aproximada suroeste. Las pocas medidas disponibles de paleopendientes (*slumps*) y paleocorrientes (rizaduras) corroboran además un sentido de paleotransporte sedimentario hacia el suroeste.

La importante subsidencia tectónica de la cuenca ocasionó una retrogradación de las facies. En esta zona de la cuenca, se pasó transicionalmente de una sedimentación calcárea de profundidad mediana (Formación Pelado) a una sedimentación turbidítica distal y posteriormente a una sedimentación pelágica (Formación San Francisco), indicando que la profundidad aumentó considerablemente en la cuenca durante el intervalo Toarciano superior - Aaleniano (Fig. 15). En el bloque intermedio, se registra una sedimentación pelágica calcárea, así como por lo menos un nivel de condensación, mientras que 2 km al suroeste, en el bloque suroeste, la sedimentación pelágica es inicialmente netamente silíceo (cherts estratificados). La distribución de los depósitos de la Formación San Francisco confirma por lo tanto que la profundidad de la cuenca aumentaba rápidamente hacia el suroeste. Esta etapa de alta profundidad continuó durante la deposición de los potentes espesores de lutitas negras de la Formación Ataspaca, con su fauna pelágica bentónica (posidonias de conchas muy delgadas) y nectónica (ammonites).

A partir del Caloviano medio (parte media de la Formación Ataspaca), se percibe una tendencia hacia una somerización de la cuenca, que se confirma por la progradación de facies arenosas deltaicas y/o de anteplaya sobre las facies pelágicas anteriores expresada por la Formación Chachacumane (Fig. 16). La potente sucesión

de areniscas y lutitas depositada en este intervalo indica que la subsidencia continuó en esta parte de la cuenca, aunque ciertamente en forma menos intensa que en el intervalo Sinemuriano - Batoniano. Esta inversión en la evolución de la cuenca tal vez se debe también al notable aumento en los aportes detríticos continentales, puesto que traduce una inversión del balance entre subsidencia tectónica y aportes sedimentarios. Cabe subrayar, por lo tanto, el contraste entre la unidad "somera" carbonatada del inicio de esta evolución (la Formación Pelado), donde la fracción detrítica era obviamente reducida, y la unidad "somera" cuarzosa del final (la Formación Chachacumane), predominantemente compuesta por una fracción detrítica arenosa. Evidentemente, la paleogeografía continental durante el intervalo Kimeridgiano-Valanginiano estuvo dominada por sistemas de ríos que llevaban un abundante material clástico a la cuenca, a diferencia del intervalo Sinemuriano-Batoniano.

La evolución registrada por la sucesión sedimentaria jurásica-valanginiana en la zona de estudio se puede resumir por lo tanto en tres etapas:

- La profundización progresiva de la cuenca corresponde a la Formación Pelado (Sinemuriano - Toarciano medio; ~202-184 Ma, con una duración de 18 Ma). Durante este período se depositaron facies en conjunto cada vez más profundas. La superposición de estas facies equivale a una transgresión de primer orden, que fue muy probablemente producida por el hundimiento tectónico de esta parte de la cuenca.
- El período de mayor profundidad, para esta parte de la cuenca, corresponde a las formaciones San Francisco y

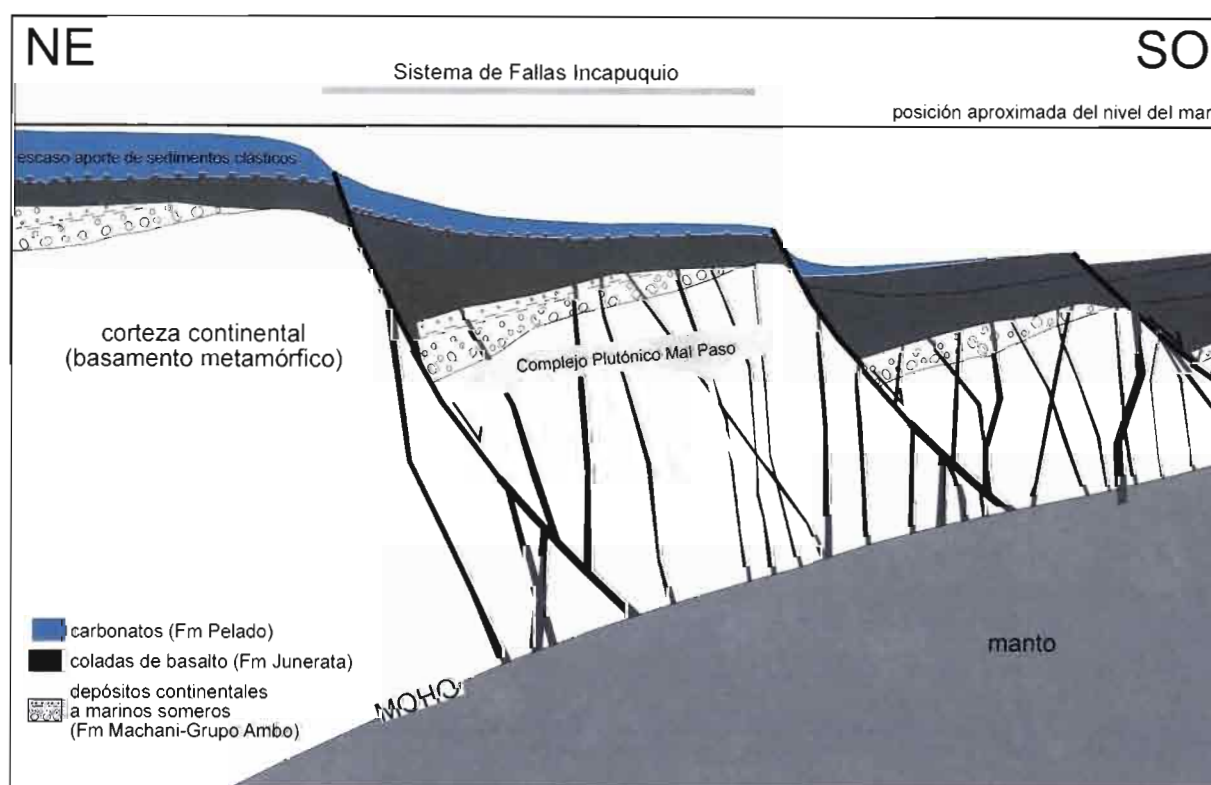


Fig. 14: Esquema paleotectónico (sin escala) durante el intervalo Sinemuriano-Toarciano medio, marcado por una profundización progresiva de la cuenca (Formación Pelado).

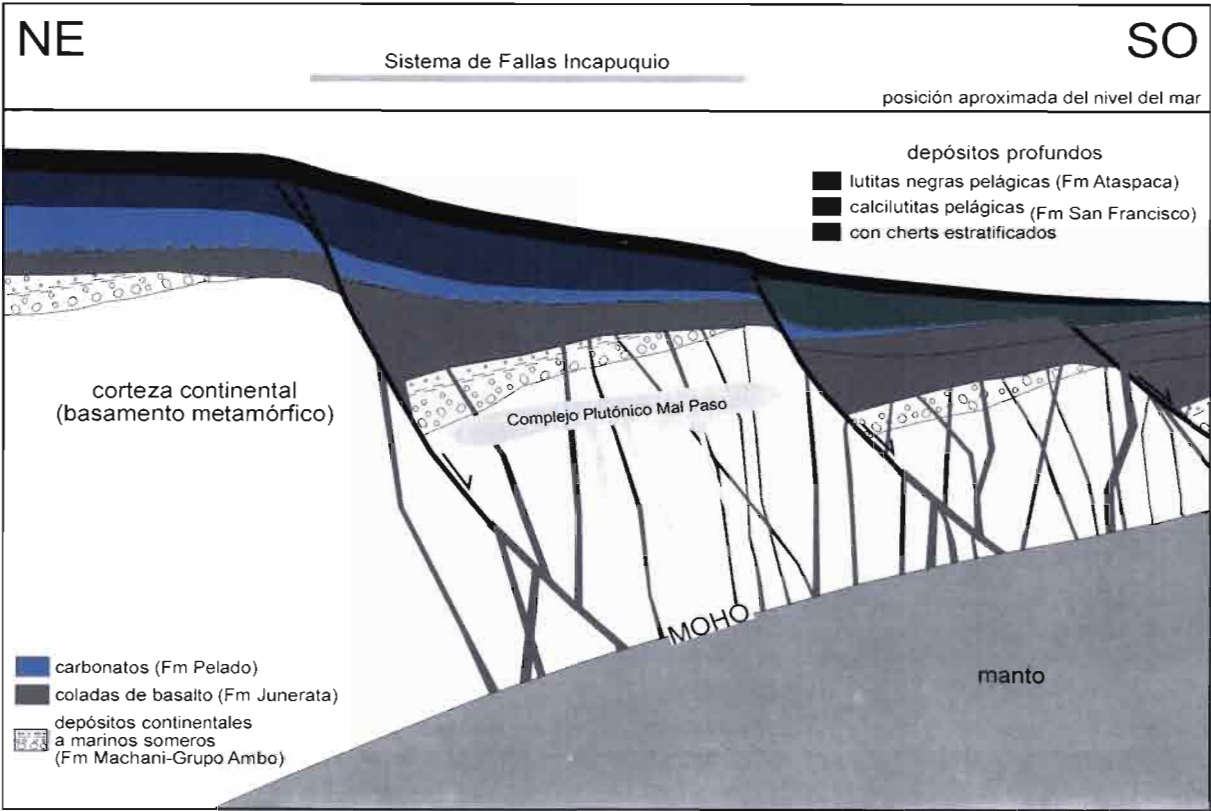


Fig. 15: Esquema paleotectónico (sin escala) durante el intervalo Toarciense superior-Caloviano inferior, el cual correspondió al estado de máxima profundidad de la cuenca

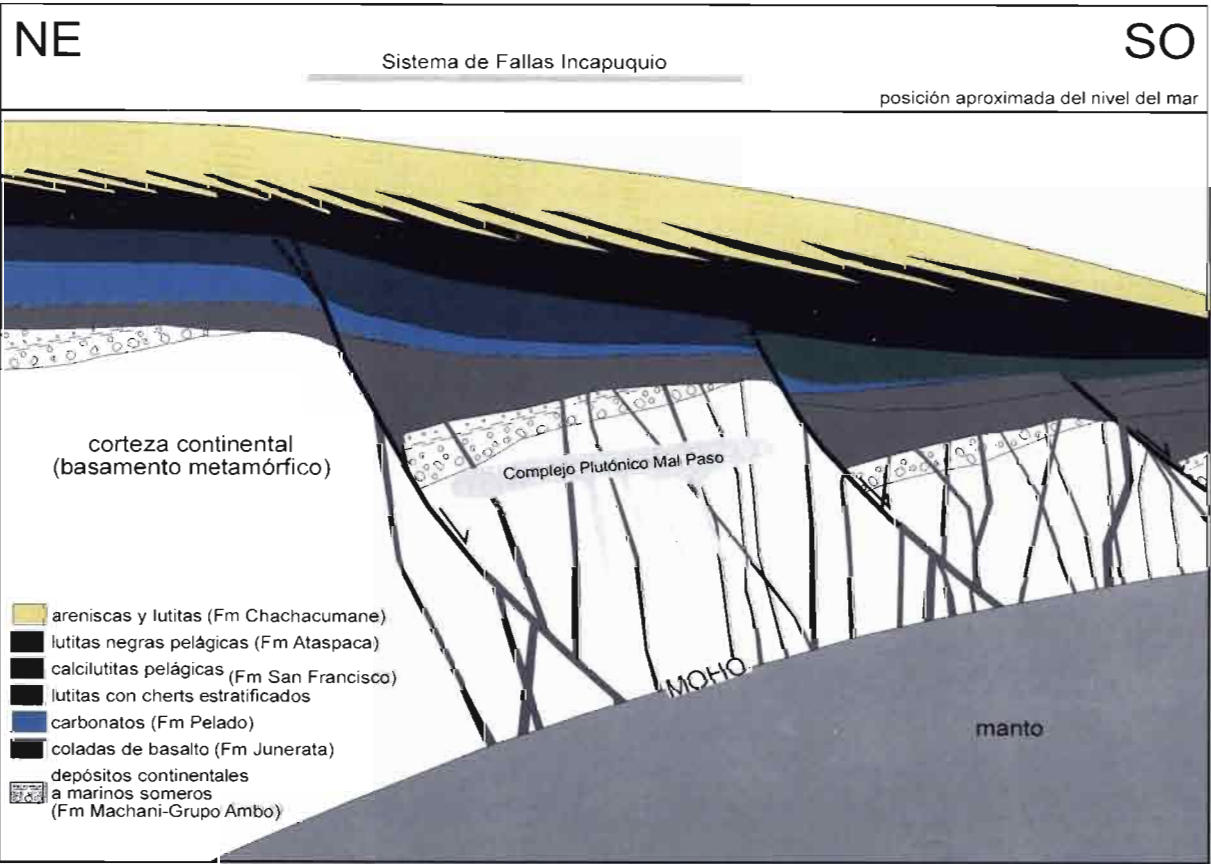


Fig. 16: Esquema paleotectónico (sin escala) durante el intervalo Caloviano medio-Valanginiano, ilustrando la somerización de la cuenca por progradación de facies arenosas deltaicas y/o de anteplaya sobre facies pelágicas

Ataspaca inferior, es decir al intervalo Toarciense superior-Caloviense inferior (~184-162 Ma; duración: 22 Ma); está mayormente marcado por lutitas negras espesas con fauna pelágica (posidonias y ammonites). En el área de Arequipa, el período de mayor profundidad corresponde a las formaciones Socosani terminal, Puente y Cachíos inferior, es decir al intervalo Bajociense superior-Caloviense inferior (~172-162 Ma; duración: 10 Ma), revelando que la región de Tacna se hundió ~12 Ma antes que la de Arequipa.

• El inicio de la progradación clástica es registrado por las partes medias de las formaciones Ataspaca y Cachíos, y ocurrió aproximadamente en el Caloviense medio (~162-161 Ma), tanto en el área de Palca como en el área de Arequipa, coincidiendo en el litoral sureño con la reanudación de una actividad magmática básica. La somerización de esta parte de la cuenca prosiguió sobre todo durante la sedimentación de la Formación Chachacumane, con la progradación desde el noreste de facies clásticas cuarzosas organizadas en secuencias estratocrecientes. En conjunto, el período de somerización por progradación desde el noreste abarca el intervalo Caloviense medio - Valanginiense (~162-132 Ma; duración de 30 Ma).

Alrededor de ~132 Ma (límite Valanginiense-Hauteriviense) se produjo un profundo trastorno en la cuenca, puesto que su parte estudiada empezó a ser invadida por una sedimentación volcanodetrítica desde el oeste o suroeste (Formación Chulluncane, que incluye además derrames volcánicos, corroborando la cercanía de un arco volcánico; Fig. 17). La discontinuidad litológica

Chachacumane / Chulluncane indica por lo tanto el desarrollo de un arco volcánico en las vecindades de la zona de estudio.

Es probable que este arco volcánico evolucionó hasta formar el arco que generó el Grupo Toquepala, contemplado del punto de vista tanto volcánico como plutónico (batolito Yarabamba), y se plantea por lo tanto la posibilidad que el magmatismo Toquepala se haya desarrollado continuamente desde el Cretáceo inferior. Se considera generalmente que el Grupo Toquepala se extinguió en el Eoceno inferior o medio (Clark et al., 1990), pero cabe notar que la actividad magmática prosiguió durante el Eoceno medio a superior (~46-39 Ma) en una parte reducida de la zona de estudio (unidad intrusiva Challaviento).

El arco volcánico más reciente se desarrolló en la porción tacneña de la actual Cordillera Occidental, al noreste de la zona de estudio, correspondiendo a las formaciones Huilacollo (con una sola datación, del Oligoceno medio) y Huaylillas (Mioceno inferior), y al Grupo Barroso (Mioceno superior a Reciente). Las dataciones disponibles dejan la posibilidad que existió una disminución o detención en la actividad volcánica en el Mioceno medio. A partir del Oligoceno, la mayor parte de la zona de estudio perteneció a la Ladera Pacífica de los Andes, siendo afectada por procesos de erosión y sedimentación fundamentalmente controlados por el crecimiento de la pendiente pacífica de la Cordillera Occidental.

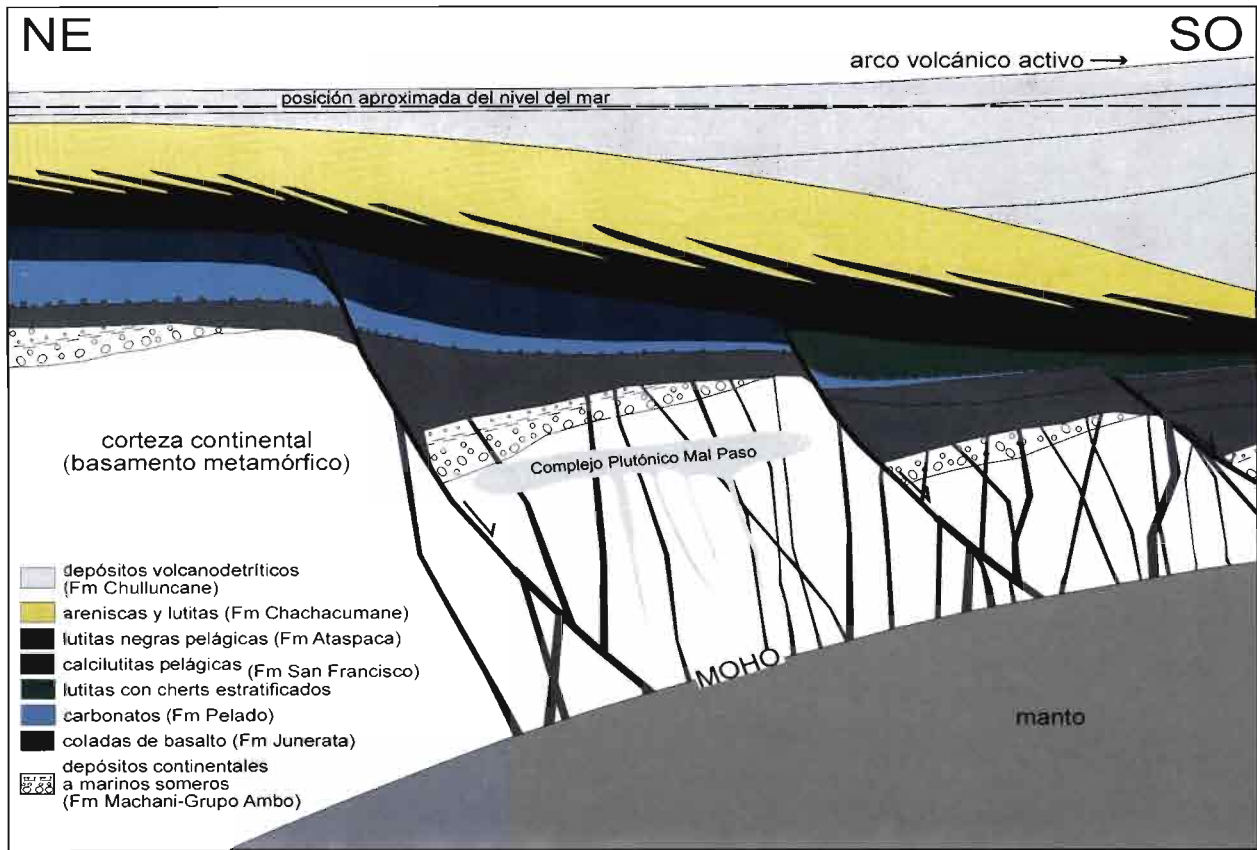


Fig. 17: Esquema paleotectónico (sin escala) a partir del ?Hauteriviense, marcado por el desarrollo de un arco volcánico en las vecindades de la zona de estudio

CONCLUSIONES

Síntesis

La historia geológica regional fue dominada por el desarrollo de un proceso de *rifting* de trasarco a partir del Paleozoico superior. La identificación de este proceso es una clave fundamental para explicar la acumulación posterior de una espesa sucesión volcánica y sedimentaria. La actividad del magmatismo Junerata, la rápida profundización de las facies en dirección suroeste registrada en las formaciones Pelado y San Francisco, y el considerable espesor que presentan las unidades de edad Paleozoico superior a Cretáceo inferior, son claros indicios del desarrollo de una cuenca muy subsidente en el extremo sur del Perú. Un proceso de *rifting* también puede explicar la deposición de la Formación Machani y del Grupo Ambo registrados en el área de Huacano: en efecto, es lógico considerar que estos depósitos mayormente continentales representan los primeros sedimentos acumulados en la etapa incipiente del proceso de *rifting*, que en este caso se habría iniciado en el Devónico o Misisipiano.

Siguiendo esta hipótesis, la evolución geológica reconstruida en la zona de estudio se puede resumir de la siguiente manera:

- Un proceso de adelgazamiento litosférico se inició en el Paleozoico superior (Devoniano o Misisipiano inferior). En su etapa incipiente el *rifting* produjo grábenes donde se depositaron la Formación Machani y el Grupo Ambo.
- En el Pensilvaniano, el adelgazamiento litosférico alcanzó un estado suficiente para producir cantidades considerables de magma básico, como lo evidencian las numerosas coladas basálticas de la potente Formación Junerata. Es probable que este proceso mantélico, como manifestado por este abundante magmatismo que duró por lo menos 120 Ma, llegó a crear una cuenca marginal.
- En la zona de estudio, que se encontraba sobre el borde noreste, “pasivo”, de esta cuenca marginal, el proceso efusivo terminó en el Jurásico basal, mientras prosiguió en áreas ubicadas más al sur (en Arica existen lavas almohadilladas calovianas; Douglas, 1920).
- Entre el Sinemuriano y el Valanginiano, la zona de estudio era parte del margen continental subsidente, de tipo pasivo, de la cuenca marginal. Ahí se acumuló una potente serie sedimentaria, que registra una profundización durante el intervalo Sinemuriano-Toarciaco medio, un estado de cuenca profunda del Toarciaco superior al Caloviano inferior, y una somerización por progradación clástica cuarzosa, desde el noreste, a partir del Caloviano, hasta el Valanginiano.
- Aproximadamente a partir del Hauteriviano, el registro estratigráfico indica el desarrollo de un arco volcánico en las cercanías de la zona de estudio.
- Un arco volcánico ocupó el área de estudio durante la época Toquepala (Cretáceo inferior o superior - Eoceno medio o superior). El arco estuvo ubicado en la actual Cordillera Occidental por lo menos a partir del Oligoceno medio.

El sistema de fallas Incapuquio y Challaviento estructuró la parte de la cuenca que corresponde a la zona de estudio, probablemente desde la iniciación del *rifting*. Esta deducción plantea la posibilidad de que este sistema es mucho más antiguo que lo que se ha considerado hasta la fecha. El eje de la cuenca se ubicaba al suroeste de la zona de estudio y tenía probablemente una orientación noroeste-sureste, paralela a la del sistema de fallas *syn-rift* registrado tanto en el área de Arequipa, como en la zona de estudio (Sistema de Fallas Incapuquio y Challaviento).

Comparación con el área de Yura (Arequipa)

La información sintética referente a este área fue publicada por Vicente (1981), Vicente et al. (1982) y Vicente (1989). La estratigrafía mesozoica del área de Arequipa presenta similitudes con la de Mal Paso - Palca (Salinas, 1985; Monge & Cervantes, 2000). El espesor de la Formación Chocolate s.s. y la abundancia de rasgos sinsedimentarios extensionales en las formaciones Socosani y Puente del área de Yura reflejan una importante subsidencia tectónica, al igual que en la zona de estudio. Por ejemplo, la Formación Socosani de Arequipa, que en su mayor parte se depositó en una plataforma carbonatada relativamente somera, muestra pruebas de una notable tectónica distensiva activa durante su sedimentación, que generó rápidas variaciones de facies y espesor (Vicente et al., 1982).

La estratigrafía en el borde noreste de la Cuenca de Arequipa (sectores de Yura, Chapi, La Capilla y Mal Paso-Palca) presenta una evolución vertical parecida, presentando algunas variaciones laterales en facies y espesores. Cerca de Arequipa, el conjunto progradante formado por las formaciones Labra, Gramadal y Hualhuani (Oxfordiano-Neocomiano) equivale claramente a la Formación Chachacumane de la zona de estudio; presenta en gran parte facies de poca profundidad pese a registrar una resaltante potencia, poniendo de manifiesto la importante subsidencia de esta zona de la cuenca, y planteando la cuestión del balance entre la tasa de subsidencia y la tasa de sedimentación.

Todos los trabajos referentes al Mesozoico del sur del Perú contemplan la existencia de un arco volcánico hacia el suroeste, y por lo tanto un contexto de subducción, como fue comprobado por Romeuf et al. (1995). Siguiendo las sugerencias de Vicente et al. (1982), Sempere et al. (2002a) propusieron que la Cuenca de Arequipa se originó por un proceso de adelgazamiento litosférico de tipo *rifting* que probablemente se desarrolló en un contexto de trasarco distensivo. El adelgazamiento litosférico parece haber culminado en el Bajociano superior - Caloviano inferior (~172-162 Ma), época de máxima profundidad de la cuenca.

Evolución del margen occidental de Sudamérica (Gondwana)

El estiramiento del margen continental de

Gondwana occidental durante el intervalo Pérmico superior - Jurásico medio generó una serie de cuencas alargadas de tipo *rift*, con una orientación general SE-NO, a lo largo de lo que hoy en día es la Cordillera de los Andes. Por ejemplo, un sistema de *rift* se desarrolló entre el Pérmico superior y el Jurásico medio en la Cordillera Oriental del Perú y Bolivia (Kontak et al., 1985; Sempere et al., 2002a, 2004 [este volumen]). Las cuencas La Ramada y Mendoza-Aconcagua ubicadas en el extremo sur de los Andes Centrales (límite Chile-Argentina) son de tipo *rift* y se formaron durante el Triásico superior - Jurásico inferior (Álvarez et al., 2002), también durante el adelgazamiento litosférico coetáneo del borde oeste de la Gondwana.

El presente estudio permite extender el período de adelgazamiento litosférico al Paleozoico superior, dado que no parece existir un hiato cronológico entre el Grupo Ambo observable en Mal Paso y la sobreyacente Formación Junerata. Por lo tanto, el estiramiento al cual fue sometido el margen occidental de Gondwana se habría iniciado en el Devoniano superior o Misisipiano, produciendo la deposición de estratos sedimentarios en una cuenca ubicada a lo largo de la costa sur del Perú (como parecen confirmarlo estudios en curso en Pocoma, Cocachacra, Chira, Ocoña, Atico, Puerto Viejo, Paracas).

Cabe destacar que durante el Misisipiano (Grupo Ambo) Perú estuvo afectado por fenómenos extensionales o transtensionales que generaron fallamientos normales y áreas de subsidencia, donde se acumularon sedimentos clásticos fluviales y deltaicos (Palacios, 1995). Esta conclusión está de acuerdo con el registro de un magmatismo misisipiano en varias zonas de la Cordillera Oriental del Perú (Jacay et al., 1999), la cual fue el sitio de un notable proceso de *rifting* a partir del Pérmico superior (Sempere et al., 2002a, 2004 [este volumen]).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del Convenio firmado entre el Institut de Recherche pour le Développement (I.R.D.) de Francia y la Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann de Tacna, representada por su Escuela de Ingeniería Geológica - Geotecnia (Facultad de Ingeniería). Agradecemos a Jorge Acosta, Carlos Barrantes, Conrado Bedoya, Salomé Bedoya, José Berrospi, Rubén Cahuana, Tony Canqui, Wilber Chambi, Alexander Flores, Manuel Lara, Gilmer Mamani, René Marocco, Roxana Quispe, Arturo Ramos, Sandra Valdivia, y Enzo Viacava, por su colaboración en el campo.

REFERENCIAS

- ALDANA M. (2002).- Fauna Devoniana en la costa sur del Perú, nuevos especímenes. XI Congreso Peruano de Geología, resúmenes, p. 212.
- ALEJANDRO V. (En prensa). *Contribución al conocimiento estratigráfico y petrográfico de unidades del sur del Perú*. Tesis de grado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.
- ALLEMAN V. & PFEFFERKORN H.W. (1998).- Licópodos de Paracas: Significación geológica y paleoclimatológica. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 78, p. 131-136.
- ÁLVAREZ P., GIAMBLIAGI L., GODOY E. & RAMOS V. (2002).- Tectosedimentary evolution of Triassic-Jurassic extensional basins in the high Andes of Argentina and Chile (32°-34°S). IV International Symposium on Andean Geodynamic. Toulouse, p. 27-30.
- AZCUY C.L. & SUÁREZ-SORUCO R. (1993).- *Nothorhacopteris kellybelenensis*, una nueva especie del Carbonífero inferior de Bolivia. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, v. 13-14, p. 173-179 (In "Fósiles y Facies de Bolivia". II - Invertebrados y Paleobotánica: Suárez-Soruco, R., ed., Y.P.F.B., Santa Cruz, Bolivia).
- BECKINSALE R.D., SÁNCHEZ F.A.W., COBBING E.J., TAYLOR W.P. & MOORE N.D. (1985).- Rb-Sr whole-rock isochrons and K-Ar age determinations for the Coastal Batholith of Peru. In "Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes": Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J., Beckinsale, R.D. (eds). Blackie, Glasgow, p. 177-202.
- BEDOYA C., ACOSTA J., PINO A. & FLORES A. (2002).- Análisis de peligro de deslizamiento en la cuenca del río Callazas. XI Congreso Peruano de Geología, resúmenes, p. 150.
- BELLIDO E. & GUEVARA C. (1963).- Geología de los cuadrángulos de Punta Bombón y Clemesi. Carta Geológica Nacional. Lima, 92 p.
- BELLON H. & LEFÈVRE R. (1976).- Données géochronométriques sur le volcanisme andin dans le Sud du Pérou. Implications volcano-tectoniques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (D)*, v. 283, p. 1-4.
- CASTRO L. (1960).- *Estudio geológico en el departamento de Tacna*. Universidad Nacional Mayor de San Marcos, tesis doctoral, 133 p.
- CECIONI G. & GARCÍA F. (1960).- Observaciones geológicas en la Cordillera de la Costa de Tarapacá. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, boletín n° 6, 28 p., Santiago.
- CLARK A. II., FARRAR E., KONTAK D. J., LANGRIDGE R. J., ARENAS M. J., FRANCE L. J., MCBRIDE S. L., WODMAN P. L., WASTENEYS H. A., SANDEMAN H. A. & ARCHIBALD D. A. (1990).- Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Peru. *Economic Geology*, v. 85, p. 1520-1584.
- DOUGLAS J.A. (1920).- Geological sections through the Andes of Peru and Bolivia. 2. From the port of Mollendo to the Inambari River. *Geological Society of London Quarterly Journal*, v. 76, 58p.
- FLORES A. (En prensa).- *Evolución cenozoica del área de Tacna: geomorfología, estratigrafía, sedimentología y tectónica*. Tesis de grado, Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann-Tacna.
- FLORES A. & SEMPERE T. (2002).- Avances en la historia geológica del valle de Tacna. XI Congreso Peruano de Geología, resúmenes, p. 22.
- FLORES A., JACAY J., ROPERCH P. & SEMPERE T. (2002).- Un evento volcánico de edad Plioceno superior(?) en la región de Tacna: la Ignimbrita de Pachia. XI Congreso Peruano de Geología, resúmenes, p. 199.
- FRANCE L.J., CLARK A.H. & FARRAR E. (1984).- Geochronological and petrological studies of Tertiary igneous rocks. Cordillera Occidental, southernmost Peru: a preliminary report. INGEMMET, informe inédito, 28 p.
- HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.B., JACQUIN T., DE GRACIANSKY P.-C., VAIL P.R. (1998).- Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, chart 1. In: P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail (Editors), Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins, SEPM Special Publication 60.
- IANNUZZI R., DÍAZ-MARTÍNEZ E. & SUÁREZ-SORUCO R. (1999a).- Los elementos florísticos de la Formación Siripaca (Grupo Ambo, Bolivia) y su

- contexto bioestratigráfico. Instituto de Geociencias. UFRGS-Pesquisas, v. 26, p. 21-40.
- IANNUZZI R., PFEFFERKORN II., DÍAZ-MARTÍNEZ E., ALLEMAN V. & SUÁREZ-SORUCO R.** (1999b).- La flora eocarbonífera de la Formación Siripaca (Grupo Ambo, Bolivia) y su correlación con la flora de Paracas (Grupo Ambo, Perú). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 88, p. 39-51.
- JACAY J., SEMPERE T., CARLIER G. & CARLOTTO V.** (1999).- Late Paleozoic - Early Mesozoic plutonism and related rifting in the Eastern Cordillera of Peru. IV International Symposium on Andean Geodynamics. Göttingen, p. 358-363.
- JACAY J., SEMPERE T., HUSSON L. & PINO A.** (2002).- Características estructurales del Sistema de Fallas Incapucquio. XI Congreso Peruano de Geología, resúmenes, p. 29.
- JAÉN II.** (1965).- Geología del cuadrángulo de Tarata. Comisión Carta Geológica Nacional (ahora INGEMMET), boletín 11.
- JAMES D. E., BROOKS C. & CUYUBAMBA A.** (1975).- Early evolution of the Central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 3325-3346.
- JENKS W.** (1948).- Geología de la hoja de Arequipa, al 1/200.000. *Boletín del Instituto Geológico del Perú*, v. 9, 104 p.
- KONTAK D.J., CLARK A.H., FARRAR E. & STRONG D.F.** (1985).- The rift associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: a precursor to the Andean orogeny. In: W.S. Pitcher, M.P. Atherton, J. Cobbing & R.D. Beckinsale (Editors), *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Blackie, Glasgow, & Halsted Press, New York, p. 36-44.
- MARTIGNOLE J. & MARTELAT J.-E.** (2003).- Regional-scale Grenvillian-age UHT metamorphism in the Mollendo-Camaná block (basement of the Peruvian Andes). *Journal of Metamorphic Geology*, v. 21, p. 99-120.
- MÉGARD F.** (1978).- Etude géologique des Andes du Pérou central. Travaux et Documents de l'ORSTOM. París, v. 86, 310 p.
- MENDÍVIL S.** (1965).- Geología de los cuadrángulos de Maure y Antajave (hojas 35-x, 35-y). Perú. Comisión de la Carta Geológica Nacional, boletín 10, 99 p.
- MONGE R. & CERVANTES J.** (2000).- Mapa geológico actualizado de los cuadrángulos de Pachía y Palca (Esc. 1:50 000). INGEMMET. Dirección de Geología Regional, Lima.
- MUÑOZ N., ELGUETA S. & HARAMBOUR S.** (1988b).- El sistema Jurásico (Fm. Livilcar) en el curso superior de la quebrada de Azapa, I-Región: Implicancias paleogeográficas. V Congreso Geológico Chileno, v. 1, p. A403-A415.
- MUÑOZ N., VENEGAS R. & TÉLLEZ C.** (1988a).- La Formación La Negra: Nuevos antecedentes estratigráficos en la Cordillera de la Costa de Antofagasta. V Congreso Geológico Chileno, v. 1, p. A283-A311.
- PALACIOS O.** (1995).- Geología histórica y evolución tectónica del Perú. En: Geología del Perú. Boletín 55, serie A. Carta Geológica Nacional, INGEMMET, 1995, p. 15-44.
- PALMER A.R. & GEISSMAN J.** (1999).- 1999 Geologic Time Scale. *Geological Society of America*.
- PINO A.** (2003).- *Estratigrafía y paleogeografía del intervalo Paleozoico superior-Cretáceo inferior en el extremo sur del Perú (área Mal Paso-Palca)*. Tesis de Grado, Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann-Taena.
- PINO A., JACAY J., SEMPERE T., IANNUZZI R., ALLEMAN V. & PFEFFERKORN J.** (2002).- Nuevos aportes geológicos en el estudio de la evolución geodinámica de la Cordillera de los Andes en el Sur del Perú. XI Congreso Peruano de Geología, resúmenes, p. 40.
- ROBERT E., BULOT L.G., JAILLARD E. & PEYBERNÈS B.** (2002).- Proposition d'une nouvelle biozonation par ammonites de l'Albien du Bassin andin (Pérou). C. R. Palevol, París, v. 1, p. 1-9.
- ROMEUF N., AGUIRRE L., CARLIER G., SOLER P., BONHOMME M., ELMIS S. & SALAS G.** (1993).- Present knowledge of the Jurassic volcanogenic formations of southern coastal Peru. II International Symposium on Andean Geodynamics. Oxford, p. 437-440.
- ROMEUF N.** (1994).- *Volcanisme jurassique et métamorphisme en Equateur et au Pérou. Caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques. Implications géodynamiques*. Tesis doctoral, Universidad de Marsella, Francia, 308 p.
- ROMEUF N., AGUIRRE L., SOLER P., FÉRAUD G., JAILLARDE. & RUFFET G.** (1995).- Volcanismo jurásico medio en los Andes del norte y centro. *Revista Geológica de Chile*, v. 22 (2), p. 245-259.
- ROPERCH P. & CARLIER G.** (1992).- Paleomagnetism of Mesozoic rocks from the Central Andes of southern Peru: Importance of rotations in the development of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, B12, p. 17233-17249.
- SALINAS E.** (1985).- *Evolución paleogeográfica del sur del Perú a la luz de los métodos de análisis sedimentológicos de las series del departamento de Tacna*. Universidad Nacional San Agustín de Arequipa, tesis de grado, 205 p.
- SÁNCHEZ A.W.** (1983).- Nuevos datos K-Ar en algunas rocas del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 71, p. 193-202.
- SEMPERE T., CARLIER G., SOLER P., FORNARI M., CARLOTTO V., JACAY J., ARISPE O., NÉRAUDEAU D., CÁRDENAS J., ROSAS S. & JIMÉNEZ N.** (2002a).- Late Permian-middle Jurassic lithospheric thinning in Peru, and its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics*, v. 345, p. 153-181.
- SEMPERE T., JACAY J., FORNARI M., ROPERCH P., ACOSTA H., BEDOYA C., CERPA L., FLORES A., HUSSON L., IBARRA I., LATORRE O., MAMANI M., MEZA P., ODONNE F., ORÓS Y., PINO A. & RODRÍGUEZ R.** (2002b).- Lithospheric-scale transcurrent fault systems in Andean southern Peru. V International Symposium on Andean Geodynamics. Toulouse, p. 601-604.
- STANLEY G. D.** (1994).- Paleontology and stratigraphy of Triassic to Jurassic rocks in the Peruvian Andes. *Paleontographica*. Abteil A, v. 233, 208p.
- STEWART J.W., EVERNDEN J.F., SNELLING N.J.** (1974).- Age determinations from Andean Peru: a reconnaissance survey. *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, p. 1107-1116.
- TOSDAL R.M., FARRAR E., CLARK & A.H.** (1981).- K-Ar geochronology of the Late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 10, p. 157-173.
- VICENTE J.-C.** (1981).- Elementos de la estratigrafía mesozoica sur peruana. En: Volkheimer, W., y Musacchio, E.A. (eds.), "Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur", v. 1: Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, p. 319-351.
- VICENTE J.-C.** (1989).- Early Late Cretaceous overthrusting in the Western Cordillera of southern Peru. In Ericksen, G.E., Cañas, M.T., Reinemund, J.A. (eds.), "Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources". Houston, v. 11, p. 91-117.
- VICENTE J.-C., BEAUDOIN B., CHÁVEZ A. & LEÓN I.** (1982).- La cuenca de Arequipa (sur-Perú) durante el Jurásico-Cretácico inferior. V Congreso Latinoamericano de Geología, v. 1, p. 121-153.
- WASTENEYS A.H., CLARK A.H., FARRAR E. & LANGRIDGE R.J.** (1995).- Grenvillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa massif, Peru: a Laurentia-Gondwana link. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 132, p. 63-73.
- WILSON J. & GARCÍA W.** (1962).- Geología de los cuadrángulos de Pachía y Palca (Hojas 36-v y 36-x). Comisión Carta Geológica Nacional (ahora INGEMMET), boletín 4.
- WÖRNER G., LEZAUN J., BECK A., HEBER V., LUCASSEN F., ZINNGREBE E., RÖSSLING R. & WILKE H.G.** (2000).- Precambrian and Early Paleozoic evolution of the Andean basement at Belén (northern Chile) and Cerro Uyarani (western Bolivia Altiplano). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 717-737.

ESTIRAMIENTO LITOSFÉRICO DEL PALEOZOICO SUPERIOR AL CRETÁCEO MEDIO EN EL PERÚ Y BOLIVIA

Thierry SEMPÈRE¹, Javier JACAY², Adán PINO³, Hervé BERTRAND⁴,
Víctor CARLOTTO⁵, Michel FORNARI⁶, Raúl GARCÍA⁷, Néstor JIMÉNEZ⁷,
Andrea MARZOLI⁸, Christian A. MEYER⁹, Silvia ROSAS¹⁰ & Pierre SOLER¹

¹ IRD, apartado postal 18-1209, Lima 18, Perú. E-mail: Thierry.Sempere@ird.fr

² Escuela de Ingeniería Geológica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, apartado postal 3973, Lima 100, Perú.
E-mail: j_jacay@yahoo.com

³ Escuela de Ingeniería Geológica - Geotecnia, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann, Tacna, Perú. E-mail: adan_pino@yahoo.com

⁴ Laboratoire des Sciences de la Terre, Ecole Normale Supérieure de Lyon, 46 allée d'Italie, 69364 Lyon cedex 07, Francia.
E-mail: herve.bertrand@ens-lyon.fr

⁵ Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco, Cusco, Perú.
E-mail: carlotto@unsaac.edu.pe

⁶ IRD y Laboratoire de Géochronologie, UMR 6526 Géosciences Azur, Université de Nice - Sophia Antipolis, 06108 Nice cedex 02, Francia. E-mail: Michel.Fornari@unice.fr

⁷ IGEMA, Universidad Mayor de San Andrés, casilla 6568, La Paz, Bolivia. E-mail: ragaduarte@yahoo.com;
E-mail: nesjim@mail.megalink.com

⁸ Dipartimento di Mineralogia e Petrologia, Università di Padova, corso Garibaldi 37, 35137 Padova, Italia.
E-mail: andrea.marzoli@unipd.it

⁹ Naturhistorisches Museum, Augustinerstrasse 2, 4001 Basel, Suiza. E-mail: Christian.Meyer@bs.ch

¹⁰ Departamento de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica del Perú, Lima 32, Perú. E-mail: brosas@pucp.edu.pe

RESUMEN

La síntesis de los datos provenientes de las cuencas sedimentarias neopaleozoicas y mesozoicas de los Andes de Perú y Bolivia (8°S-22°S) y de su magmatismo asociado indica que el margen sudoccidental de Gondwana fue sometido a varios episodios de estiramiento litosférico durante el intervalo Paleozoico superior - Cretáceo medio. Un estiramiento pronunciado afectó el margen del extremo sur del Perú a partir del Carbonífero; el registro tanto sedimentario como magmático de la región de Tacna sugiere que se formó una cuenca de tipo marginal donde se derramaron volúmenes considerables de rocas volcánicas básicas entre el Pensilvaniano y el Triásico. El registro sedimentario observable en la cuenca de Arequipa, que resultó de esta evolución, indica que el estiramiento litosférico culminó en el Jurásico medio, después de haber producido una subsidencia considerable.

Más al este, procesos de *rifting* se iniciaron recién en el Pérmico superior en la Cordillera Oriental del Perú central y se propagaron hacia el sur (Bolivia) hasta el Jurásico medio, a lo largo de un eje que coincide con la Cordillera Oriental actual. En el Pérmico superior - Triásico, el *rifting* produjo grábenes subsidentes que fueron llenados por los depósitos aluviales rojos y vulcanitas del Grupo Mitu. El inicio del *rifting* parece haber sido diacrónico, propagándose de norte a sur: edades isotópicas sobre el magmatismo Mitu tienden claramente a ser más viejas (Pérmico superior) en el norte, aunque edades pérmicas (280-260 Ma) también han sido reportadas al oeste y sur del Lago Titicaca. Estratos *syn-rift* del Mitu se depositaron aparentemente más temprano en el norte que en el sur, donde sobreyacen a una unidad parcialmente marina del Pérmico superior - Triásico inferior que no se depositó en un contexto de *rift*. La depositación de los carbonatos *post-rift* del Grupo Pucará progresó de norte a sur a lo largo del eje del *rift* Mitu, pero no penetró al sureste de Cusco.

Un estiramiento litosférico titoniano es registrado en el oeste del Perú central por el abrupto hundimiento tectónico de la cuenca Chicama. Más al sur, en la Cordillera Oriental, la terminación del *rifting* fue seguida por la creación de leves relieves: una inversión suave del sistema de *rift* de la Cordillera Oriental en el Jurásico superior - Cretáceo inferior es registrado por la progradación coetánea, hacia el oeste, de sedimentos detríticos localmente gruesos, así como por una superficie erosional pre-cretácea desarrollada sobre áreas levantadas que coinciden el eje de *rifting* activo durante el Pérmico superior - Triásico. A lo largo de la región costera central actual, es decir al oeste de todas las áreas mencionadas hasta ahora, un estiramiento litosférico de edad Cretáceo medio es comprobado por la subsidencia considerable y el vulcanismo submarino de la cuenca de Huarney.

La evolución del margen centro-andino fue por lo tanto dominada por estiramiento litosférico durante ~250

Ma. Este largo período terminó alrededor de ~93-89 Ma con el inicio del engrosamiento cortical andino. Los episodios mayores de estiramiento litosférico (Carbonífero [costa sur] o Pérmico superior [Cordillera Oriental] a Jurásico medio; Cretáceo medio [Perú central]) reflejan posiblemente una evolución de los patrones de circulación astenosférica producidos por la subducción y convección mantélica a gran escala.

Las heterogeneidades litosféricas producidas por estos procesos han lógicamente influenciado en forma importante la distribución y las modalidades de las deformaciones más jóvenes. En particular, el Altiplano correspondía a un dominio paleotectónico con espesor litosférico “normal”, que era limitado por dos áreas alargadas caracterizadas por una litósfera adelgazada. La Cordillera Oriental de Perú y Bolivia parece resultar de la intensa inversión tectónica, durante el Oligoceno superior - Neógeno, del área adelgazada más oriental.

ABSTRACT

Integrated studies and revisions of Neopaleozoic-Mesozoic sedimentary basins and associated magmatism in the Andes of Peru and Bolivia (8°S-22°S) show that the southwestern margin of Gondwana was areally submitted to several episodes of lithospheric thinning during the Late Paleozoic - Middle Cretaceous interval. The southernmost Peruvian margin underwent pronounced stretching starting in the Carboniferous; the sedimentary and magmatic records in the Tacna region suggest that a marginal-type basin was formed, where considerable volumes of basic volcanic rocks were erupted during the Pennsylvanian-Triassic interval. In the Arequipa basin, which resulted from this evolution, the sedimentary record indicates that the lithospheric thinning culminated in the Middle Jurassic, after having produced considerable subsidence.

More to the east, rifting processes started in central Peru in the Late Permian and propagated southwards into Bolivia until the Middle Jurassic, along an axis that coincides with the present Cordillera Oriental area. In the Late Permian - Triassic, rifting produced subsident grabens that were filled by red alluvial deposits and volcanic rocks (Mitu Group). Initiation of rifting was diachronic, propagating from north to south: isotopic ages obtained on the Mitu magmatism clearly tend to be older (Late Permian) in the north, although Permian ages (280-260 Ma) are also reported from west and south of Lake Titicaca. Mitu syn-rift strata were apparently deposited earlier in the north than in the south, where they overlie a partly marine unit of Late Permian - Early Triassic age that was not sedimented in a rift context. Deposition of the post-rift carbonates of the Pucará Group progressed from north to south along the axis of the Mitu rift, but did not penetrate southeast of Cusco.

Tithonian lithospheric thinning is recorded in western central Peru by the abrupt downwarping of the Chicama basin. Termination of rifting in the Cordillera Oriental was followed by the creation of gentle reliefs: a slight inversion of the Cordillera Oriental rift system in the late Jurassic-earliest Cretaceous is recorded by coeval westerly progradation of locally coarse detritus and by a pre-Cretaceous erosional surface developed on uplifted areas that had been previously located within the Late Permian-Triassic rift axis. Along the present-day coastal region, *i.e.* west of all the areas previously mentioned, Middle Cretaceous lithospheric thinning is attested by considerable subsidence and submarine volcanism in the elongated Huarmey basin.

The evolution of the central Andean margin was thus dominated by lithospheric thinning during ~250 Myr, and ended ~93-89 Ma with the onset of Andean crustal thickening. The major episodes of lithospheric stretching (Carboniferous [southern coast] or Late Permian [Cordillera Oriental] to Middle Jurassic; Middle Cretaceous [central Peru]) possibly reflect an evolution of asthenospheric flow patterns produced by subduction and large-scale mantle convection.

Logically, the lithospheric heterogeneities produced by these processes are likely to have largely influenced the distribution and modalities of younger deformations. In particular, the Altiplano plateau corresponded to a paleotectonic domain of “normal” lithospheric thickness that was bounded by two elongated areas underlain by thinned lithospheres. The high Cordillera Oriental of Peru and Bolivia seems to have resulted from Late Oligocene-Neogene intense inversion of the easternmost thinned area.

INTRODUCCIÓN

La Cordillera de los Andes es clásicamente considerada como uno de los mejores ejemplos de cadena de montañas edificada a lo largo de un margen continental por procesos tectónicos ligados a la subducción de una placa oceánica, en un contexto aparentemente no colisional (Jolivet, 1995). Esta notable cadena muestra variaciones longitudinales considerables (Fig. 1). Los Andes Centrales forman el segmento más grande y montañoso de la Cordillera de los Andes. A su vez, este segmento largo de ~4000 km es segmentado entre los Andes Centrales del

Norte (5°30'S--13°S; enteramente ubicado en el Perú), el “Oroclino Boliviano” (~13°S-28°S; sobre el Sur del Perú, Bolivia, Norte Grande de Chile, y Noroeste Argentino), y los Andes Centrales del Sur (28°S-37°S; sobre Chile central y Argentina del centro-oeste). La zona montañosa del más grande de estos segmentos, el Oroclino, cubre ~1.300.000 km² (en este trabajo usamos el término ‘oroclino’ sólo con un sentido descriptivo, que se refiere a la característica concavidad de este segmento hacia el océano). La presente contribución concierne esencialmente a los Andes Centrales del Norte y las partes peruanas y bolivianas del Oroclino.

Por sus características tectónicas, el Oroclino es una de las más prominentes cadenas de montañas del mundo: su espesor cortical alcanza localmente 75 km (Beck et al., 1996), un valor comparable con el espesor cortical máximo en los Himalayas (con la diferencia que éstos resultan de una colisión continental). El ancho máximo del orógeno, medido desde la fosa de subducción hasta el frente de deformación sobre el cratón, llega a sobrepasar 850 km.

La estructura geológica de los Andes Centrales es todavía relativamente poco conocida. La tendencia de muchos tectónicos y geofísicos a consistido implícitamente en considerar que el orógeno es algo homogéneo en su mayor parte (Isacks, 1988; Lamb et al., 1997). Es bastante característico que, en su gran mayoría, descripciones de la estructura geológica de los Andes Centrales se basan generalmente sobre los rasgos geomorfológicos actuales. Sin embargo, existe un consenso en cuanto a la idea que el margen continental activo de los Andes Centrales ha sufrido un importante engrosamiento cortical desde el Cretáceo superior (Jaillard & Soler, 1996).

Se conoce relativamente mal cuales son las causas y procesos que resultan en el engrosamiento cortical de un margen continental sometido a una convergencia océano-continente. Los Andes Centrales proporcionan a los geocientistas un caso extremo de engrosamiento continental relacionado con tal tipo de convergencia, y por lo tanto merecen estudios detallados. Para determinar la estructura e historia de los Andes Centrales, un conocimiento preciso de la evolución y estructura pre-orogénicas es obviamente necesario, porque es de esperar que estructuras antiguas han desempeñado importantes papeles tectónicos durante el engrosamiento andino.

La meta de este artículo es proporcionar una síntesis actualizada y algo detallada de los datos referentes a los episodios de adelgazamiento litosférico que ocurrieron entre el Paleozoico superior y el Cretáceo medio en Perú y Bolivia. Se dedica una atención especial al sistema de *rift* del Pérmico superior – Jurásico medio porque se desarrolló a lo largo de lo que hoy es la Cordillera Oriental de ambos países. Observamos que la distribución de las áreas adelgazadas pre-orogénicas coincide con elementos orogénicos andinos específicos, y exploramos la idea que estructuras extensionales y/o transtensionales preexistentes han determinado muchas de las características presentes de los Andes Centrales del Norte y del Oroclino. Se sugiere que la preexistencia de una corteza o litósfera adelgazada bien puede haber sido una condición necesaria (pero no suficiente) para el desarrollo de acortamientos corticales durante la orogenia andina.

La evolución estratigráfica mesozoica y cenozoica referente a la región de estudio es ilustrada por 3 transectas estratigráficas (Fig. 2). La compilación de los datos geocronológicos disponibles se presenta en la Tabla 1. Seguimos a la escala de Hardenbol et al. (1998) para las correspondencias entre pisos cronoestratigráficos y edades absolutas. Nuestro uso del término 'andino' se refiere a los Andes (o proto-Andes) como cadena de montañas, y al relacionado período orogénico.

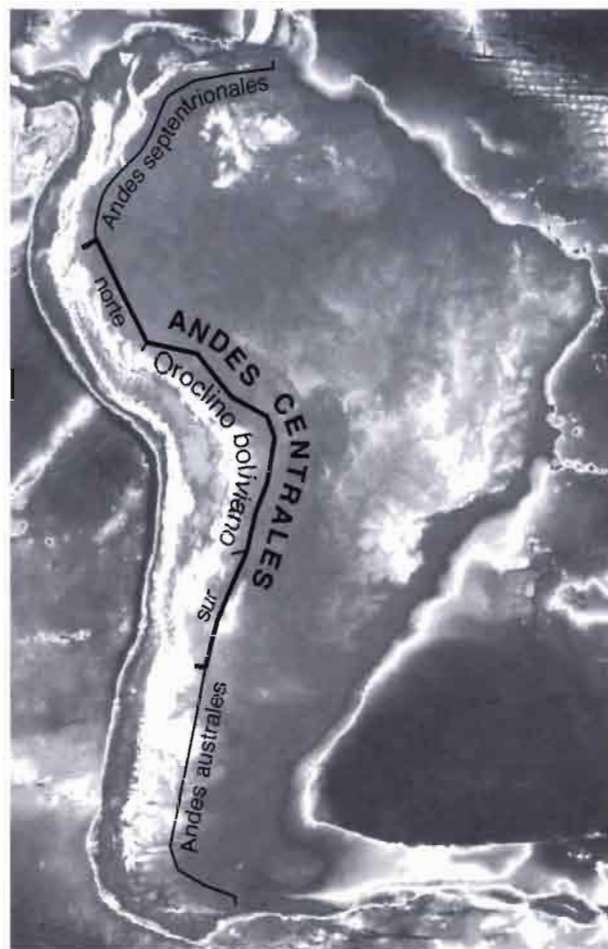


Fig. 1: Segmentación de la Cordillera de los Andes usada en este trabajo

PRIMERA ETAPA DE ADELGAZAMIENTO LITOSFÉRICO : PALEOZOICO SUPERIOR - TRIÁSICO, COSTA DEL SUR DEL PERÚ

Estudios recientes (Jacay et al., 1999; Pino et al., 2004 [este volumen]) amplían al Paleozoico superior la idea que el margen centro-andino estuvo sometido a adelgazamiento litosférico desde el Pérmico superior hasta el Cretáceo medio (Sempere et al., 2002, y este trabajo). En efecto, en el área de Tacna (Pino et al., 2004 [este volumen]) y en general a lo largo de la costa sur-peruana (Pocoma, al norte de Ilo, inédito; Punta de Bombón, según W. Martínez, INGEMMET, com. pers.; área de Chala - Puerto Viejo, inédito; área de Paracas, INGEMMET, por confirmar), la ausencia de un hiato cronológico perceptible entre el Grupo Ambo y la potente serie volcánica sobreyacente (Formación Chocolate y equivalentes) sugiere fuertemente que la base de la última es inmediatamente posterior al Grupo Ambo y por lo tanto de edad Carbonífero "medio". Esta ausencia de hiato está ilustrada en el área de Mal Paso (Tacna) por la presencia de una colada basáltica intercalada en estratos relativamente finos del Grupo Ambo.

La asociación estratigráfica entre el Grupo Ambo y la potente Formación Chocolate, la cual se interpreta

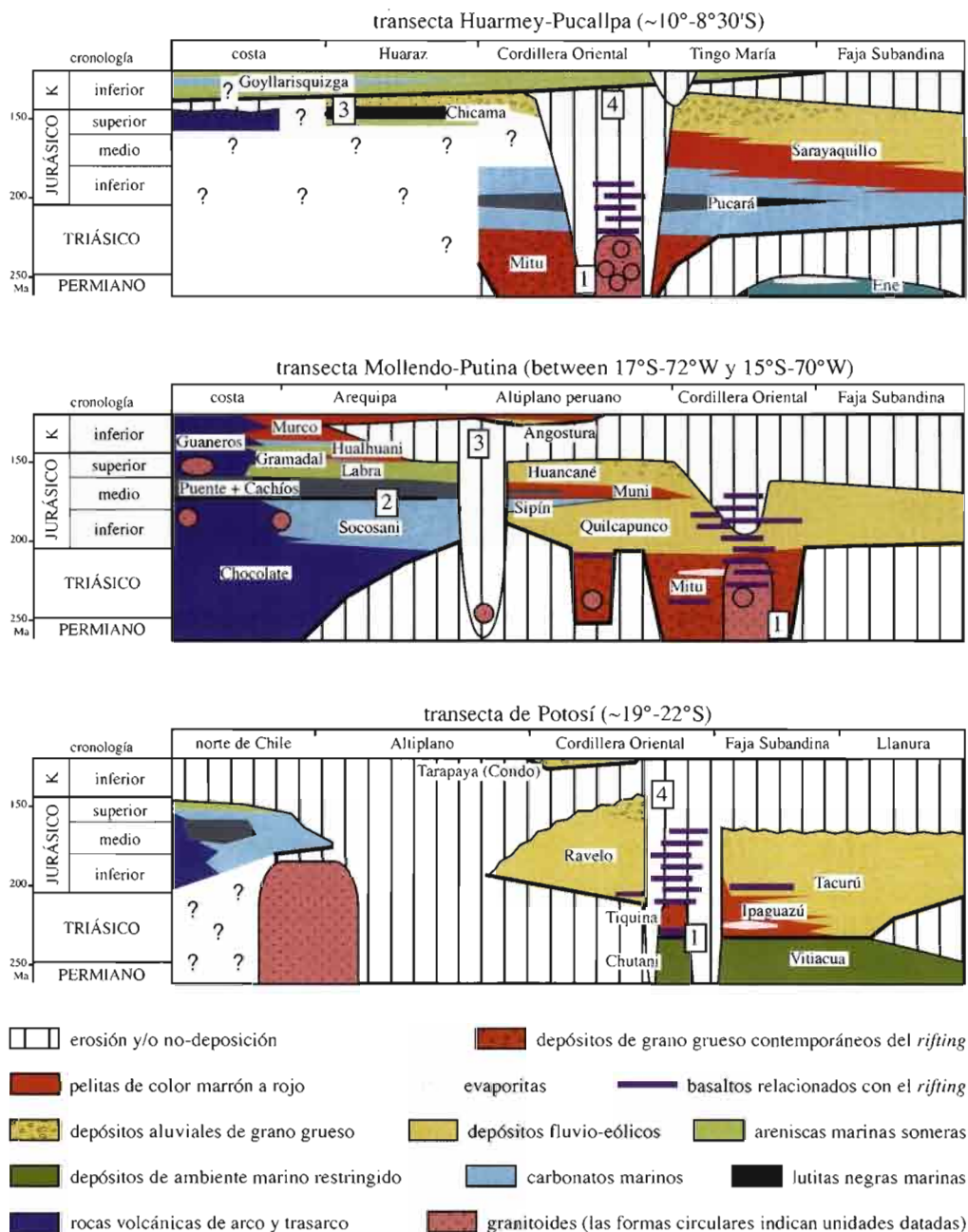


Fig. 2. Sinopsis estratigráfica mesozoica-cenozoica de los Andes Centrales entre ~10°S y ~20°S. Se nota un decrecimiento general de la influencia marina de oeste a este, y de norte a sur. Abreviaciones: G= Fm Gramadal, Hé= Fm Huancané, Hh= Fm Hualhuani, Ipa= Fm Ipaguezú, L= Fm Labra, M= Fm Muni, Mc= Fm Murco, P+C= Fms Puente y Cachíos, S= Fm Sipín, Sc= conglomerados Saracocha. Números encuadrados: 1= *rifting* Pérmico superior-Triásico (diacrónico de N a S); 2= hundimiento de la cuenca de Arequipa; 3= hundimiento de la cuenca Chicama; 4= levantamientos del Jurásico terminal-Cretáceo inferior (4*= levantamiento de Lagunillas). Referencias para norte de Chile: Ramírez y Huete (1981), Skarmeta y Marinovic (1981), Bogdanic (1990), Ladino et al. (1999); para las otras áreas, ver el texto y las figuras 6 y 8.

como producto de un magmatismo de arco y tras-arco extensional (Sempere et al., 2002), sugiere también que el Grupo Ambo se acumuló en grábenes formados en una etapa temprana de una misma evolución en régimen marcadamente extensional (Pino et al., 2004 [este volumen]). En efecto, el Grupo Ambo se caracteriza por una tectónica sinsedimentaria en fallas normales (Palacios, 1995). Bajo este punto de vista, se propone que el Grupo Ambo representa una unidad depositada al inicio de un largo período de estiramiento del margen peruano. El estiramiento produjo con el tiempo un adelgazamiento litosférico que

permitió que magmas alcanzaran la superficie. Esta deducción está comprobada por la evidencia de un volcanismo importante de edad Carbonífero “medio” en la parte cuspidal del Grupo Ambo del Perú central (Cordillera Oriental y Faja Subandina), donde se ha descrito localmente más de 600 m de ignimbritas, andesitas y/o dacitas intercaladas con depósitos continentales (Mégard, 1978). Hacia al este, piroclastitas algo retrabajadas están constantemente intercaladas en lo que se describe como la parte basal (Pensilvaniano temprano) del Grupo Tarma (Mégard, 1978). La hipótesis que las coladas básicas a

TABLA 1
EDADES ISOTÓPICAS MENCIONADAS EN EL TEXTO. VER LAS REFERENCIAS ORIGINALES PARA DETALLES;
BI: BIOTITA, MU: MUSCOVITA, PL: PLAGIOCLASA, HB: HORNBLENDA, WR: ROCA TOTAL, GL: VÍDRIO.

region	unit	method	age (Ma)	observations	source
<u>central Peru: Eastern Cordillera</u>					
	Equiscocha granite	K-Ar	253 ± 11 (mu), 204 ± 9 (pl)		Soler, 1991
	San Ramón-type batholiths	Rb-Sr, wr	246 ± 10		recalculated by Soler, 1991, based on data by Capdevila et al., 1977
	Talhuis-Carrizal-type granitoids	K-Ar, bi	245 ± 11, and 233 ± 10	intrusive into the San Ramón-type batholiths	Soler, 1991
<u>southern Peru: Eastern Cordillera</u>					
	Quillabamba granite	U-Pb	257 ± 3		Lancelot et al., 1978
	Abancay "quartz-diorite"	U-Pb	222 ± 7	catclastic	Dalmayrac et al., 1980
	monzodiorite dyke (Fig. 4)	K-Ar, hb	185 ± 6		Sempere et al., 2002
	rhyolite dyke (Fig. 4)	K-Ar, bi	244 ± 6		Sempere et al., 2002
	Allinocápac volcanics	Rb-Sr	200-180	peralkaline	Kontak et al., 1985, 1990
	Macusani syenite	K-Ar	184.2		Stewart et al., 1974
	Macusani syenite	K-Ar	173.5 ± 3.1		Kontak et al., 1985
	Coasa granite	U-Pb	238 ± 11		Lancelot et al., 1978
	Aricoma adamellite	U-Pb	234 ± 9		Dalmayrac et al., 1980
	Limacampa 2-mica pluton	Rb-Sr	199 ± 10	foliated, peraluminous	Kontak et al., 1990
<u>southern Peru: Altiplano</u>					
	Antarane granodiorite	Ar-Ar	~277		Clark et al., 1990b
	Antarane granodiorite	K-Ar, bi	275.2 ± 5.8		Clark et al., 1990b
	Antarane granodiorite	K-Ar, mu	263.6 ± 5.2	from an associated quartz vein	Clark et al., 1990b
	"lava flows"	K-Ar, wr	272 ± 10	type of lava was not indicated	Klinck et al., 1986
<u>southern Peru: Arequipa</u>					
	Punta Coles gabbro-monzonite super-unit	U-Pb	188.4 and 184		Mukasa, 1986a
<u>southern Peru: coast</u>					
	basaltic flow, lower Chala Fm	Ar-Ar	~177		Romeuf et al., 1993
<u>southern Peru: Tacna</u>					
	Precambrian gneiss	K-Ar, mu	187	likely to represent thermal reset	Stewart et al., 1974
<u>Bolivia: Western Cordillera</u>					
	Nevado Tata Sabaya granite	K-Ar	188.1 ± 4.0 and 181.6 ± 3.9	slightly catclastic and altered	Sempere et al., 1998
<u>Bolivia: Altiplano</u>					
	"basalt flow", Serranías de Chilla	K-Ar	279.9 ± 3.3 (wr), 244.9 ± 2.9 (gl)		S. McBride, in Kontak et al., 1985; ages recalculated by Kontak et al., 1990
	"altered gabbro south of Lake Titicaca"	K-Ar	258 ± 13	Bolivian National Oil Company unpublished data	Saavedra et al., 1986
<u>Bolivia: axis of Eastern Cordillera</u>					
	Zongo-Yani 2-mica pluton	U-Pb	222.2 ± 7.7/-9.1	pervasively foliated facies	Farrar et al., 1990
	Zongo-Yani 2-mica pluton	U-Pb	225.1 ± 4.1/-4.4	weakly foliated facies	Farrar et al., 1990
	Cordillera Real plutons	K-Ar	~212		McBride et al., 1983; Kontak et al., 1985
	Cerro Sapo alkaline complex	K-Ar	97.7 ± 2.8	dated material is from a breccia-pipe bearing kimberlitic clasts	Kennan et al., 1995; Tawackoli et al., 1999
	Cerro Grande high-K gabbroic to syenitic intrusion	K-Ar, bi	120.0 ± 0.5	obtained on 2 biotite fractions	Tawackoli et al., 1999
	Comaca basanite dyke	K-Ar, wr	184 ± 4.9		Tawackoli et al., 1996; Tawackoli, 1997
<u>Bolivia: Entre Ríos branch of rift</u>					
	Tarabuco-Uyuni sill	K-Ar, wr	171.4 ± 4.2	continental tholeiite	Sempere, 1995
	Entre Ríos sill (altered)	K-Ar, wr	108, 104, and younger ages	continental tholeiite; Bolivian Gulf Oil Company unpublished data	Saavedra et al., 1986; Sempere et al., 1992; López-Murillo and López-Pugliesi, 1995
	Carni basalt sill	K-Ar, wr	233	Bolivian Gulf Oil Company unpublished data	Saavedra et al., 1986; Sempere et al., 1992; López-Murillo and López-Pugliesi, 1995
	Rejará pluton	K-Ar	141 ± 10	this Precambrian pluton is intruded by dolerite dyke swarms	Aranibar, 1979
<u>NW Argentina</u>					
	Los Alisos alkaline ultrabasic dyke	K-Ar	303 ± 10	high-K	Méndez and Villar, 1979
	Sierra de Rangel alkaline granites	Rb-Sr, bi	146 ± 1.6 and 122 ± 1.5		Menegatti et al., 1997

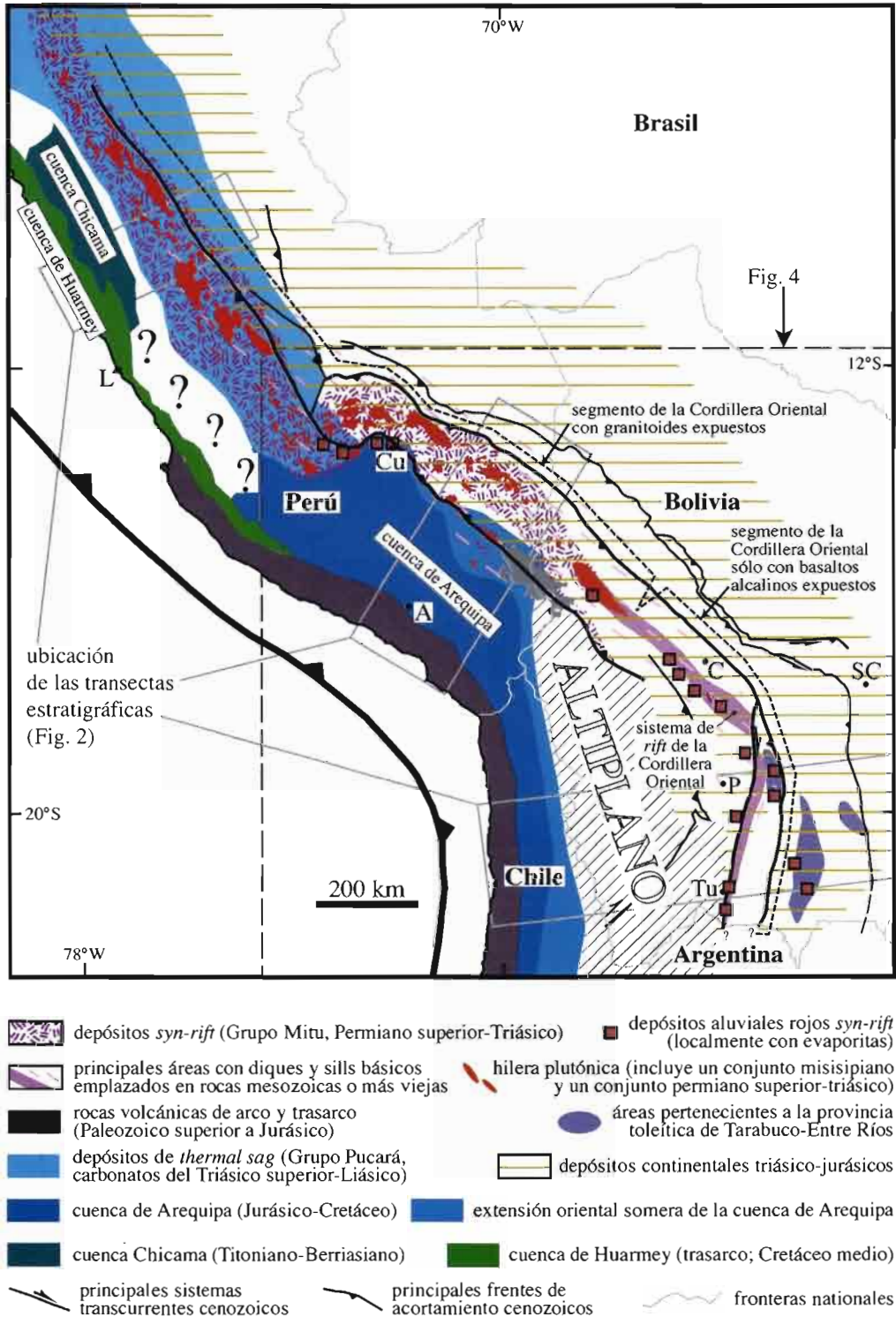


Fig. 3. Sinopsis de los principales elementos geológicos mesozoicos de Perú y Bolivia. El eje del sistema de rift del Pérmico superior-Jurásico medio está definido por las ocurrencias del Grupo Mitu, los granitoides coetáneos, y los enjambres de diques básicos, y coincide aproximadamente con el eje de la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia. Localidades: A: Arequipa, C: Cochabamba, Cu: Cusco, L: Lima, P: Potosí, SC: Santa Cruz, Tu: Tupiza.

intermedias de la parte basal de las formaciones equivalentes Chocolate y Junerata son de edad Carbonífero “medio” participa de la misma lógica.

La fuerte inestabilidad tectónica reconstruida para el Misisipiano de Bolivia, donde en particular se describen localmente notables hundimientos tectónicos (Sempere, 1995), se puede explicar por el estiramiento del margen centro-andino durante la época de acumulación del Grupo Ambo.

A lo largo de la Cordillera Oriental del Perú afloran numerosos plutones (granitos, granodioritas y granitoides alcalinos), que se emplazaron en las raíces del *rift* comprobado para el intervalo Pérmico superior-Jurásico medio (Sempere et al., 2002, y este trabajo). Sin embargo sobre ellos se obtuvieron dos grupos distintos de edades: mientras que el conjunto mayor corresponde al período Pérmico superior - Triásico, confirmando su interpretación de magmatismo ligado al *rifting* coetáneo,

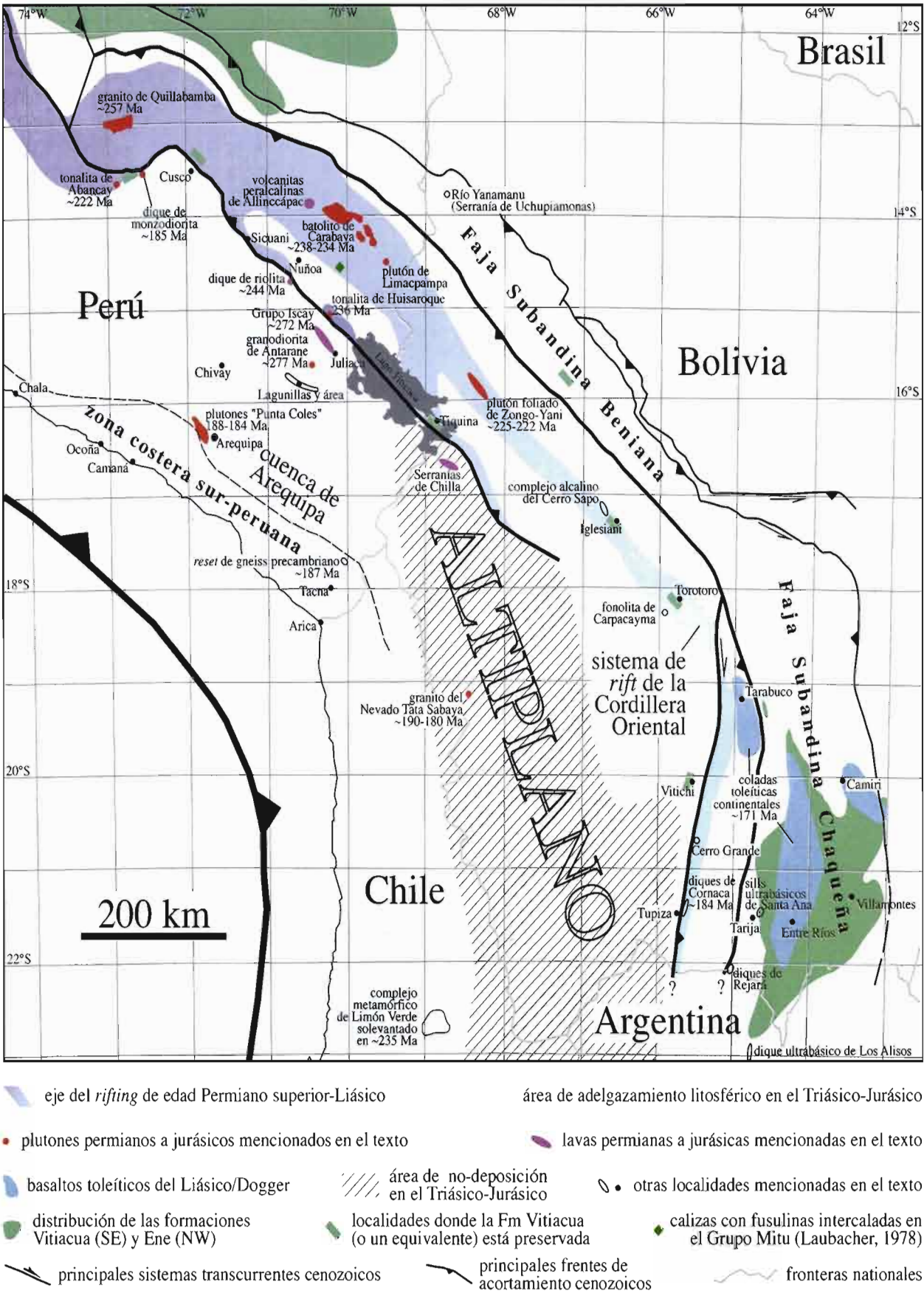


Fig. 4. Ubicación de los datos pertinentes referentes a la parte norte del "Oroclino Boliviano"

el otro agrupa edades misisipianas obtenidas sobre plutones ubicados en su mayoría en el norte (Jacay et al., 1999), sugiriendo que el mencionado sistema de rift ya estuvo activo durante el Misisipiano. Un estudio detallado de este magmatismo antiguo es necesario para confirmar esta interpretación.

SEGUNDA ETAPA DEL ADELGAZAMIENTO LITOSFÉRICO: PÉRMICO SUPERIOR - JURÁSICO MEDIO, CORDILLERA ORIENTAL DE PERÚ Y BOLIVIA

Introducción

El *rifting* Pérmico superior - Triásico se desarrolló diacrónicamente en la Cordillera Oriental de Perú (Mégard, 1973, 1978; Laubacher, 1978; Noble et al., 1978; Dalmayrac et al., 1980; Kontak et al., 1985; Rosas & Fontboté, 1995; Rosas et al., 1997; Jacay et al., 1999), extendiéndose a Bolivia en el Triásico-Jurásico medio (McBride et al., 1983; Sempere, 1995; Sempere et al., 1998, 1999, 2002). El eje principal del sistema de *rift* coincidía aparentemente con el eje de la Cordillera Oriental en ambos países (Fig. 3). En este artículo dedicamos una atención especial a los datos referentes a la poco conocida continuación de este sistema de *rift* en Bolivia. Nuestras investigaciones en el sur del Perú y en Bolivia confirman que la Bolivia mesozoica estaba conectada al Perú, y no a cuencas sureñas argentino-chilenas (Sempere et al., 2000a, 2002).

La reconstrucción del sistema de *rift* en mapa muestra que éste se separaba en dos ramales a ~19°S (Figs. 3, 4). El ramal sureste, “de Entre Ríos”, se extendía en la Faja Subandina Chaqueña y se amortiguaba en el área de

la frontera entre Bolivia y Argentina. El ramal austral, “de Tupiza”, tiene ahora una orientación N010E y aparentemente se extiende en la Puna argentina. En mapa, esta geometría paleotectónica recuerda el actual sistema de *rift* del mar Rojo, que se separa al norte entre el inactivo golfo de Suez y el *rift* activo del golfo de Aqaba, el cual se prolonga por el sistema transcurrente del mar Muerto (Fig. 5). En lo que sigue consideramos el “ramal de Tupiza” como la continuación austral del eje principal del *rift*.

En el Perú, estratos de edades pérmicas a jurásicas se reparten entre los grupos Mitu y Pucará, que se depositaron respectivamente en contextos continentales y marinos (McLaughlin, 1924; Steinmann, 1929; Harrison, 1943, 1951; Jenks, 1951; Newell et al., 1953). El Grupo Mitu aflora mayormente en la Cordillera Oriental del Perú central y sur, y se acumuló en grábenes subsidentes, reflejando el *rifting* Pérmico superior-Triásico (e.g., Mégard, 1978; Dalmayrac et al., 1980; Kontak et al., 1985). Al noroeste de Cusco, el Grupo Pucará (Triásico superior-Liásico) tiene una distribución más amplia (Fig. 3); consiste predominantemente de carbonatos que se depositaron durante el hundimiento térmico (*thermal sag*) que siguió el *rifting* inicial en esta región; más al sur, areniscas fluvio-eólicas espesas se depositaron durante este período de hundimiento térmico (Sempere et al., 1998, 1999, 2000a, 2002).

En los grábenes producidos por el *rifting*, estratos del Paleozoico superior, conformables o deformados, fueron generalmente preservados por debajo del Grupo Mitu, mientras fueron erosionados de los vecinos hombros del *rift* (*rift shoulders*). Un magmatismo intenso ocurrió comúnmente en profundidad bajo el piso de los grábenes, y se derramaron rocas volcánicas predominantemente

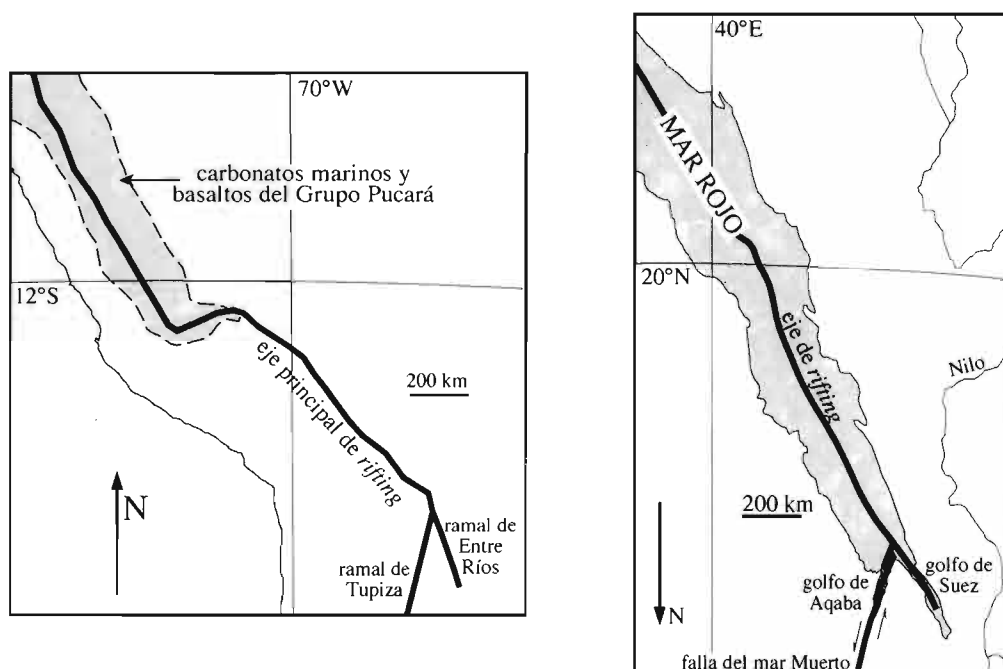


Fig. 5. Comparación entre las geometrías en planta de los sistemas de rift del mar Rojo y de la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia en el Pérmico superior-Jurásico medio (ahora invertido y acortado). Una ramificación del eje de *rifting* se observa en ambos casos

alcalinas. Edades isotópicas coherentes obtenidas sobre rocas volcánicas y plutónicas indican que el *rifting* Mitu se desarrolló del Pérmico superior al Jurásico medio (Tabla 1; ver Kontak et al. [1985, 1990], Soler [1991], y Jacay et al. [1999], para reseñas).

Estratos *pre-rift* y su deformación

Unidades estratigráficas anteriores al *rifting*, y sus relaciones

El Grupo Tarma-Copacabana, cuyo espesor sobrepasa comúnmente 500 m, se depositó durante el Pensilvaniano-Pérmico inferior, es decir inmediatamente antes del *rifting*. Conformar una importante unidad-guía debido a que estuvo frecuentemente preservado en los grábenes Mitu. Tiene un origen marino somero y consiste de calizas fosilíferas y de areniscas subordinadas, lutitas negras, y calizas ricas en chert nodular. Hacia el sureste, en la Faja Subandina Chaqueña y Llanura de Bolivia, la plataforma carbonatada del Grupo Copacabana pasa lateralmente a areniscas fluvio-eólicas (Formación Cangapi; Sempere, 1995). En algunas áreas de la Cordillera Oriental donde el Grupo Copacabana fue preservado en grábenes Mitu, se observa su transición rápida a lutitas negras sobreyacientes. En otras localidades de la Cordillera Oriental, estratos del Grupo Copacabana están plegados (localmente en forma intensa, y metamorfizados) y sea intruidos por granitoides Mitu (e.g., Soler & Bonhomme, 1987), sea sobreyacidos discordantemente por el Grupo Mitu (e.g., Laubacher, 1978; Mégard et al., 1983). Esta variedad contrastada de relaciones estratigráficas (Fig. 6) da pautas sobre el contexto tectónico del *rifting* temprano (ver más abajo).

Depósitos de ambiente marino restringido coetáneos del *rifting* temprano: las formaciones Vitiacua y Chutani (Bolivia), y Ene (Perú)

La Formación Vitiacua del sur de Bolivia consiste de lutitas negras, carbonatos silíceos (principalmente calizas y dolomitas con chert frecuente), pelitas rojo oscuro, y areniscas subordinadas, que conforman una sucesión de somerización. Lutitas negras marinas ocurren característicamente en la parte inferior de la Formación Vitiacua, mientras carbonatos de ambiente marino restringido, ricos en chert, son particularmente comunes en la parte superior de la unidad (Sempere et al., 1992). La Formación Vitiacua sobreyace a las areniscas fluvio-eólicas de la Formación Cangapi con una transición rápida (la cual marca una transgresión), y es abruptamente sobreyacida por los estratos continentales rojos de la Formación Ipaguazú, que son yesíferos y predominantemente pelíticos.

Palinomorfos y un hueso de la mandíbula de coelacanto, provenientes de la parte inferior (rica en materia orgánica) de la Formación Vitiacua, indican una edad Pérmico superior (Sempere et al., 1992), mientras moluscos

y un fragmento de pez provenientes de su parte cuspidal sugieren que ésta es de edad triásica, tal vez Triásico superior (Beltan et al., 1987; Suárez-Riglos & Dalenz, 1993), pese a que una edad Triásico inferior a medio parece más probable (Sempere et al., 1992, 1998). Aunque las edades indicadas por los conostráceos sudamericanos no están confiablemente calibradas, datos proporcionados por fósiles bolivianos de este grupo merecen ser mencionados, ya que conostráceos sugestivos de una edad Pérmico superior se registraron en la Formación Vitiacua (*Palaeolimnadia* sp., *Palaeolimnadiopsis* cf. *eichwaldi*) y en la sobreyacente Formación Ipaguazú (*Cyzicus* [*Lioestheria*] sp.) (Tasch, 1987). Sin embargo, la calibración absoluta de las edades indicadas por los conostráceos de Sudamérica es incierta.

La estratigrafía de Bolivia comparte muchos puntos comunes con la estratigrafía de Brasil (Sempere, 1995). La Formación Irati (Pérmico superior) de la cuenca del Paraná (Brasil) es muy similar a la parte inferior, rica en materia orgánica, de la Formación Vitiacua y representa su equivalente oriental (Sempere et al., 1992). La Formación Irati es concordantemente sobreyacida por unidades (formaciones Serra Alta, Teresina, y Rio do Rasto en el sur; Formación Corumbataí en el norte) que se correlacionan con miembros superiores de la Formación Vitiacua y alcanzan el Triásico (França et al., 1995); estratos rojos continentales conocidos como Formación Pirambóia sobreyacen en discontinuidad a este conjunto estratigráfico Pérmico superior - Triásico inferior, el contacto ubicándose en alguna parte del Triásico medio (França et al., 1995). Como los estratos rojos continentales de la Formación Ipaguazú sobreyacen abruptamente a la Formación Vitiacua, y como Bolivia y Brasil pertenecían ambos a la región estable de Gondwana occidental en esta época, esta correlación evidente sugiere una edad Triásico medio para el contacto Vitiacua / Ipaguazú.

Sin embargo, la reciente identificación en la Formación Ipaguazú de improntas dejadas por un arcosaurio afín a *Chirotherium barthii* (ver más abajo) proporciona un dato complementario importante. Las características de estas huellas sugieren en efecto que fueron dejadas en el Triásico inferior o medio (Escitiano superior a Anisiano; ~245-234 Ma). Este dato nuevo y los datos más antiguos sugieren, en conjunto, una edad Triásico más bien inferior para la discontinuidad Vitiacua / Ipaguazú.

Se interpreta que la discontinuidad sedimentaria en la base de las formaciones Ipaguazú y Pirambóia refleja una desestabilización de gran escala de los sistemas deposicionales continentales y, dado su edad, que es una consecuencia distal del inicio del estiramiento litosférico en Gondwana occidental.

En la Cordillera Oriental de Bolivia, la Formación Vitiacua se encuentra sólo en tres localidades, ubicadas dentro del eje principal del *rift* (Pasto Waykho, 6 km al oeste de Vitichi; Quebrada Aymaraj Hueko, 6 km al suroeste de Torotoro; Iglesiasani, 40 km al NNO de Cochabamba). Es probable que la Formación Vitiacua fue

preservada ahí debido al hundimiento estructural producido por el *rifting*. En cada una de las tres localidades, la Formación Vitiacua es sobreyacida por coladas alteradas de basalto y/o conglomerados con clastos de basalto de tamaño =15 cm, que marcan la base del Grupo Serere (Sempere et al., 1998). En las dos primeras localidades, las facies ricas en chert y las brechas de chert que caracterizan la parte superior de la Formación Vitiacua se observan al tope de la sucesión local, sugiriendo que la Formación Vitiacua es estratigráficamente completa; además, el contacto entre la Formación Vitiacua y los estratos rojos sobreyacentes es allí prácticamente transicional, y parece obvio que no hubo un largo intervalo de tiempo entre la deposición de las dos unidades. En Iglesias, dos ricas asociaciones de palinomorfos (1: *Hamiapollenites karrooensis*, *Tornopollenites toreutis*, *Lueckisporites virkkiae*, *Corisaccites alutas*, *Protohaploxypinus enigmaticus*, *Taeniaesporites* sp. [sp. 1 Jardíné 1974], *Paravittatina cincinnata*, *Punctatisporites gretensis*, ..., y numerosos acritarcos incluyendo varias especies de *Michrhystridium*; y 2: *Lueckisporites virkkiae*, *Corisaccites alutas*, *Guttulapollenites gondwanensis*, *Gondwanipollenites ovatus*, *Schweitzerisporites maculatus*, *Weylandites* sp., con numerosos *Botryococcus*) indican un ambiente marino a marino restringido, y edades Pérmico medio a superior (J. Doubinger, inédito).

Unos 70 km al suroeste del eje principal del *rift*, la Formación Chutani aflora en el área de Tiquina (zona sureste del Lago Titicaca), donde sobreyace al Grupo Copacabana (Oviedo, 1962, 1964). La Formación Chutani muestra facies que son similares a las de la Formación Vitiacua, incluyendo lutitas oscuras en su parte inferior, y por lo tanto tendría una similar edad Pérmico superior - Triásico inferior (Sempere et al., 1998). En la parte superior de la Formación Chutani se conocen plantas fósiles de edad Pérmico superior (Iannuzzi et al., 1997; Vieira et al., 1999a, 1999b). Coladas alteradas de basalto están intercaladas con depósitos de llanura costera y niveles estromatolíticos al tope de la formación. Estas coladas subyacen concordantemente a las areniscas y pelitas fluviales rojizas de la Formación Tiquina, que se correlaciona con la Formación Ipaguazú.

En el Perú, la Formación Ene muestra facies similares a las de las formaciones Vitiacua y Chutani. En particular, la parte inferior de la Formación Ene consiste predominantemente de lutitas negras ricas en materia orgánica de edad Pérmico superior (e.g., Mathalone & Montoya, 1995; Carlotto et al., 2000). En dos localidades cercanas al eje de *rift* Mitu (Fig. 4), estas lutitas negras sobreyacen concordantemente al Grupo Copacabana y pasan hacia arriba a carbonatos silíceos y/o a areniscas originadas en ambientes marino somero a fluvial o eólico; esta sucesión continua es a su vez sobreyacida concordantemente por rocas volcánicas alteradas y estratos rojos (los cuales incluyen pelitas, areniscas y yeso) que representan las facies locales del Grupo Mitu (Carlotto et al., 2000). La Formación Ene parece existir

ampliamente en la Faja Subandina y Llanos del Perú, es decir al este del sistema de *rift* Mitu (Mathalone & Montoya, 1995).

Las lutitas negras que caracterizan las partes inferiores de las formaciones Vitiacua, Chutani y Ene representan una transgresión marina de edad Pérmico superior, la cual es también representada por unidades en las cuencas del Paraná (Brasil) y del Karoo (Sudáfrica) (Sempere et al., 1992; Tankard et al., 1995). Es probable que esta amplia transgresión se extendió sobre una región muy extensa de Gondwana occidental. Sin embargo, fue coetánea de la etapa temprana del magmatismo Mitu, vinculado al *rifting* (Fig. 6). En el sur del Perú, calizas portadoras de fusulínidos del Pérmico superior se intercalan localmente dentro de estratos rojos del Grupo Mitu (Laubacher, 1978), demostrando que intrusiones marinas ocurrieron en algunos grábenes Mitu.

Las formaciones Vitiacua, Chutani y Ene sobreyacen concordantemente al Grupo Copacabana, y, dado su edad, aparecen como equivalentes temporales, de ambiente marino restringido, de los primeros depósitos *syn-rift* del Mitu, mientras subyacen a otros depósitos *syn-rift*, más jóvenes, del Mitu, puesto que son sobreyacidos por estratos rojos que pertenecen, o son equivalentes, al Grupo Mitu (Fig. 6). Dado la edad aproximada Triásico inferior del tope de estas unidades marinas restringidas, el *rifting* Mitu parece haber ocurrido en dos etapas, con una primera durante el intervalo Pérmico superior-Triásico inferior, y una segunda empezando en el Triásico inferior. Este análisis concuerda con la idea, avanzada por Soler (1991) sobre bases independientes (ver más adelante), que el Grupo Mitu consiste de dos partes.

Deformación y *rifting*

Como subrayado más arriba, la continuidad sedimentaria que se observa comúnmente en Bolivia y sur del Perú entre el Grupo Copacabana (Pensilvaniano-Pérmico inferior) y las unidades sobreyacentes del Pérmico superior-Triásico inferior contrasta notablemente con la deformación pre-Mitu localmente intensa observada en el Grupo Copacabana en algunas áreas de la Cordillera Oriental entre ~11°S y ~17°30'S. Esta deformación, tradicionalmente explicada por una hipotética "tectónica tardi-hercínica" de edad Pérmico superior (e.g., Dalmayrac et al., 1980), en realidad es restringida a una faja estrecha dentro de la Cordillera Oriental (Sempere, 1995); dado que en el Pérmico superior deformación y sedimentación fueron contemporáneas, esta faja era probablemente discontinua, la deformación ocurriendo en áreas específicas mientras la sedimentación dominada por lutitas continuaba tranquilamente en otras áreas del mismo dominio de la Cordillera Oriental.

Semejantes relaciones son sugestivas de un sistema de *rift* transcurrente, en el cual segmentos transtensionales habrían sido separados por "nudos" transpresionales. Favorecemos la idea que una

transpresión local causó la deformación de estratos pre-Mitu al inicio de la dislocación continental, antes del desarrollo general de los grábenes y de la actividad intensa del magmatismo. Movimientos coetáneos de transtensión produjeron un lento hundimiento de áreas alargadas, donde el Grupo Copacabana fue preservado y lutitas marinas de ambiente más profundo se sedimentaron concordantemente encima de él, antes que los procesos de *rifting*, acelerándose, incrementasen el magmatismo y formasen verdaderos grábenes.

Un escenario similar, aunque más tardío, podría también explicar la ocurrencia de plutones de edad Triásico superior que muestran una deformación contemporánea de su emplazamiento. En la Cordillera Real de Bolivia occidental, el plutón de Zongo-Yani arrojó edades U-Pb del Triásico superior sobre una facies levemente foliada ($225.1 \pm 4.1/4.4$ Ma) y una facies pervasivamente foliada ($222.2 \pm 7.7/9.1$ Ma) (Farrar et al., 1990); el emplazamiento de este granito de dos micas, peraluminoso y foliado, fue contemporáneo del desarrollo de una esquistosidad y de un metamorfismo de baja presión que refleja un flujo térmico elevado (Bard et al., 1974). En el Perú vecino, el plutón similar de dos micas de Limacpampa, peraluminoso y foliado, está datado en 199 ± 10 Ma (Rb-Sr; Kontak et al., 1990). Al sur de Abancay, una "diorita cuarcífera" cataclástica proporcionó una edad U-Pb de 222 ± 7 Ma (Dalmayrac et al., 1980). Sugerimos que el emplazamiento y la deformación temprana de estas intrusiones Mitu podría haber ocurrido en contextos transpresionales locales en el Triásico superior durante una etapa posterior del *rifting*.

Un solevantamiento triásico de los plutones es registrado por clastos de granitoides Mitu que se encuentran comúnmente en conglomerados y piroclastitas del Grupo Mitu en el Perú central (Mégard, 1978), sugiriendo que el *rifting* se desarrolló en dos etapas (Soler, 1991). Es probable que tal levantamiento fue causado por una deformación litosférica relacionada con el *rifting*.

Magmatismo vinculado al *rifting*

Sur del Perú

El *rifting* Mitu produjo un intenso magmatismo en el sur del Perú (Egeler & De Booy, 1961; Vivier et al., 1976; Noble et al., 1978; Dalmayrac et al., 1980; Carrier et al., 1982; Kontak, 1984; Bonhomme et al., 1985; Kontak et al., 1985, 1990; Clark et al., 1990a; Cenk, 1998). En un trabajo fundamental sobre el tema, Kontak et al. (1985) identificaron claramente que en el sur del Perú todo el magmatismo de edad Mitu se relacionaba con un proceso de *rifting*, y reconocieron que las rocas volcánicas predominantemente básicas del Grupo Mitu y las granodioritas y monzogranitos batolíticos son muy probablemente representativos de una continuidad con una relación causal (« *the predominantly basic Mitu Group volcanics and the batholithic granodiorites and monzogranites [...] are most probably representative of a continuum with a cause and effect relationship* »). En particular, estos autores subrayaron que este magmatismo es muy similar al magmatismo conocido en el *rift* abortado pérmico de Oslo (Noruega) (Kontak, 1984; Kontak et al., 1985).

Varios tipos de magmas derivados del manto y aparentemente no vinculados, incluyendo basaltos alcalinos y facies peralcalinas localmente espesas, ocurren en las rocas volcánicas del Mitu (Kontak et al., 1985). Volcanitas básicas pueden conformar hasta 20 % del total del vulcanismo Mitu y consisten de coladas espilitizadas de basalto toleítico o alcalino que se intercalan generalmente con las rocas sedimentarias del Grupo Mitu (Vivier et al., 1976; Kontak, 1984; Soler, 1991). Enjambres de diques y sills básicos intruyendo estratos paleozoicos y mesozoicos se conocen en el Altiplano, Cordillera Oriental, y Faja Subandina del sur del Perú (Newell, 1949; Laubacher, 1978), y es probable que, como en la Bolivia vecina, se emplazaron en el Triásico-Jurásico mediante un adelgazamiento litosférico.

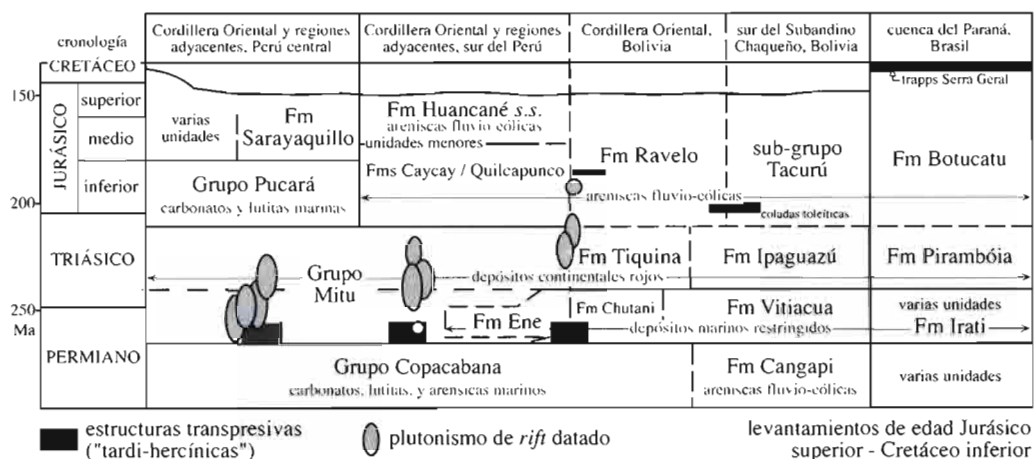


Fig. 6. Sinopsis de los principales datos estratigráficos, deformacionales y magmáticos de edad pérmica a jurásica mencionados en el texto, referentes a la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia, la cuenca del Chaco de Bolivia, y la cuenca del Paraná de Brasil

Una etapa temprana, pérmica, de magmatismo es documentada en el Altiplano peruano: 21 km al noroeste de Juliaca, « coladas de lava » (« *lava flows* ») se dataron en 272 ± 10 Ma (K-Ar, roca total; Klinck et al., 1986, 1991); ~30 km al WSW de Juliaca, la granodiorita de Antarane proporcionó edades K-Ar de 275.2 ± 5.8 Ma (sobre biotita) y 263.6 ± 5.2 Ma (sobre muscovita de una veta de cuarzo asociada), así como edades ^{39}Ar - ^{40}Ar que sugieren que el emplazamiento ocurrió alrededor de ~277 Ma (Clark et al., 1990b).

En la Cordillera Oriental, la sucesión volcánica peralcalina de Allinccápac, espesa de 2000 m, se dató en 180-200 Ma (Rb-Sr; Kontak et al., 1985, 1990). Estas rocas rodean y sobreyacen a un gran complejo sienítico peralcalino que proporcionó edades aparentes K-Ar de 184.2 Ma (Stewart et al., 1974) y 173.5 ± 3.1 Ma (Kontak et al., 1985). El complejo sienítico y las rocas volcánicas vecinas son probablemente cogenéticas (Kontak et al., 1985), sugiriendo que el magmatismo peralcalino relacionado se desarrolló durante el Liásico y, posiblemente, Dogger inferior. Por lo tanto, un magmatismo predominantemente derivado del manto se desarrolló en este segmento de la Cordillera Oriental durante la primera mitad del Jurásico (Kontak et al., 1985).

En contraste con las rocas volcánicas Mitu, derivadas del manto, los plutones del batolito de Carabaya derivan de magmas corticales, y son también similares a plutones conocidos en el *rift* de Oslo (Kontak, 1984; Kontak et al., 1985, 1990). El batolito de Carabaya es comúnmente cortado por diques básicos alcalinos y ricos en titanio, contemporáneos o posteriores a los granitoides, que muestran características similares a las de los basaltos conocidos en el Grupo Mitu (Marocco, 1978; Kontak, 1984; Kontak et al., 1985, 1990). La intrusión de los principales plutones ocurrió en el Pérmico superior y Triásico (edades U-Pb: 257 ± 3 , 238 ± 11 , 234 ± 9 , y 222 ± 7 Ma; Lancelot et al., 1978; Dalmayrac et al., 1980).

Hemos reportado (Sempere et al., 2002) nuevas edades K-Ar de 244 ± 6 Ma (sobre biotita de un dique de riolita) y 185 ± 6 Ma (K-Ar sobre hornblenda de un dique de monzodiorita) sobre el magmatismo Mitu del sur del Perú (Tabla 1; Fig. 4).

Como propuesto por Kontak et al. (1985), todos estos datos concuerdan con la idea que el adelgazamiento litosférico que se desarrolló entre el Pérmico superior y el Jurásico medio en el sur del Perú generó una variedad de magmas derivados del manto, así como un flujo térmico elevado que produjo cantidades importantes de fusión cortical en el Pérmico superior y Triásico. Este período de adelgazamiento litosférico duró cerca de 100 Ma y afectó principalmente lo que es actualmente la Cordillera Oriental.

Bolivia

El magmatismo de *rift* fue dominado en Bolivia por magmas básicos. Plutones derivados de productos de fusión cortical se conocen solamente al noroeste de 17°S, es decir en la prolongación de la Cordillera Oriental

del sur del Perú. Estos plutones han arrojado edades U-Pb de 225-222 Ma (Farrar et al., 1990) y edades K-Ar de ~212 Ma (McBride et al., 1983; Kontak et al., 1985).

El magmatismo básico asociado al eje principal de *rifting* muestra composiciones alcalinas (Aldag, 1913; Smulikowski, 1934; Soler & Sempere, 1993; Tawackoli, 1997), mientras los basaltos conocidos en el “ramal de Entre Ríos” del sistema de *rift* (Sempere et al., 1998) tienen una composición toleítica (Fig. 7; Soler y Sempere, 1993). Todas estas rocas básicas indican que se trata de un magmatismo “intraplaca” derivado del manto, así como un adelgazamiento litosférico. Aunque se obtuvieron varias edades isotópicas pérmicas a jurásicas, muestras de estas rocas básicas generalmente alteradas son difíciles de datar con seguridad, y de hecho muchas han proporcionado edades aparentes cretáceas y paleógenas (ver las compilaciones de Saavedra et al. [1986], Rubiolo [1997], y Tawackoli et al. [1999]).

Magmatismo y flujo térmico en el eje principal de *rifting*.

En la Cordillera Oriental al noroeste de 17°S (Cordillera Real), los granitoides de edad Triásico superior son similares a los de la Cordillera Oriental del sur del Perú (McBride, 1983; Kontak et al., 1985) e incluyen plutones peraluminosos (Bard et al., 1974; Farrar et al., 1990). Por lo tanto, es probable que se emplazaron en profundidad a lo largo del mismo sistema de *rift*. Al sureste de 17°S, no se conocen granitoides, y el eje de *rift* reconstruido se caracteriza por enjambres alargados de diques y sills básicos que intruyen principalmente rocas paleozoicas (Figs. 3, 4). En las áreas con enjambres de diques básicos, generalmente se observan también coladas, sills y/o diques basálticos en el Mesozoico (donde existe), sugiriendo fuertemente que los diques en el Paleozoico representan los conductos de alimentación de este magmatismo y por lo tanto son de edad mesozoica (Steinmann, 1906, 1923; Kozłowski, 1934; Sempere et al., 1998). Esta faja rica en diques, sills y coladas básicas coincide con el eje de la actual Cordillera Oriental, lo que fue reconocido por Kozłowski (1934) con palabras clarísimas: « *Tous les gisements des roches éruptives mésozoïques que je connais se trouvent exclusivement dans la Cordillera Oriental et surtout dans sa partie centrale, où ils sont disposés le long d'une zone parallèle à la direction de la chaîne (...)* » («Todas las ocurrencias de las rocas eruptivas mesozoicas que conozco se encuentran exclusivamente en la Cordillera Oriental y especialmente en su parte central, donde están distribuidas a lo largo de una faja paralela a la dirección de la cadena»). Kozłowski (1934), después de Steinmann (1923), conjeturó correctamente que las rocas básicas alcalinas de la Cordillera Oriental de Bolivia que ellos recolectaron y estudiaron eran probablemente de edad Triásico-Jurásico.

Un dique no alterado de basanita, que intruye rocas ordovícicas al noreste de Tupiza fue datado en 184 ± 4.9 Ma (Tawackoli et al., 1996; Tawackoli, 1997), lo que sugiere que el *rifting* ocurrió en esta área en el Liásico

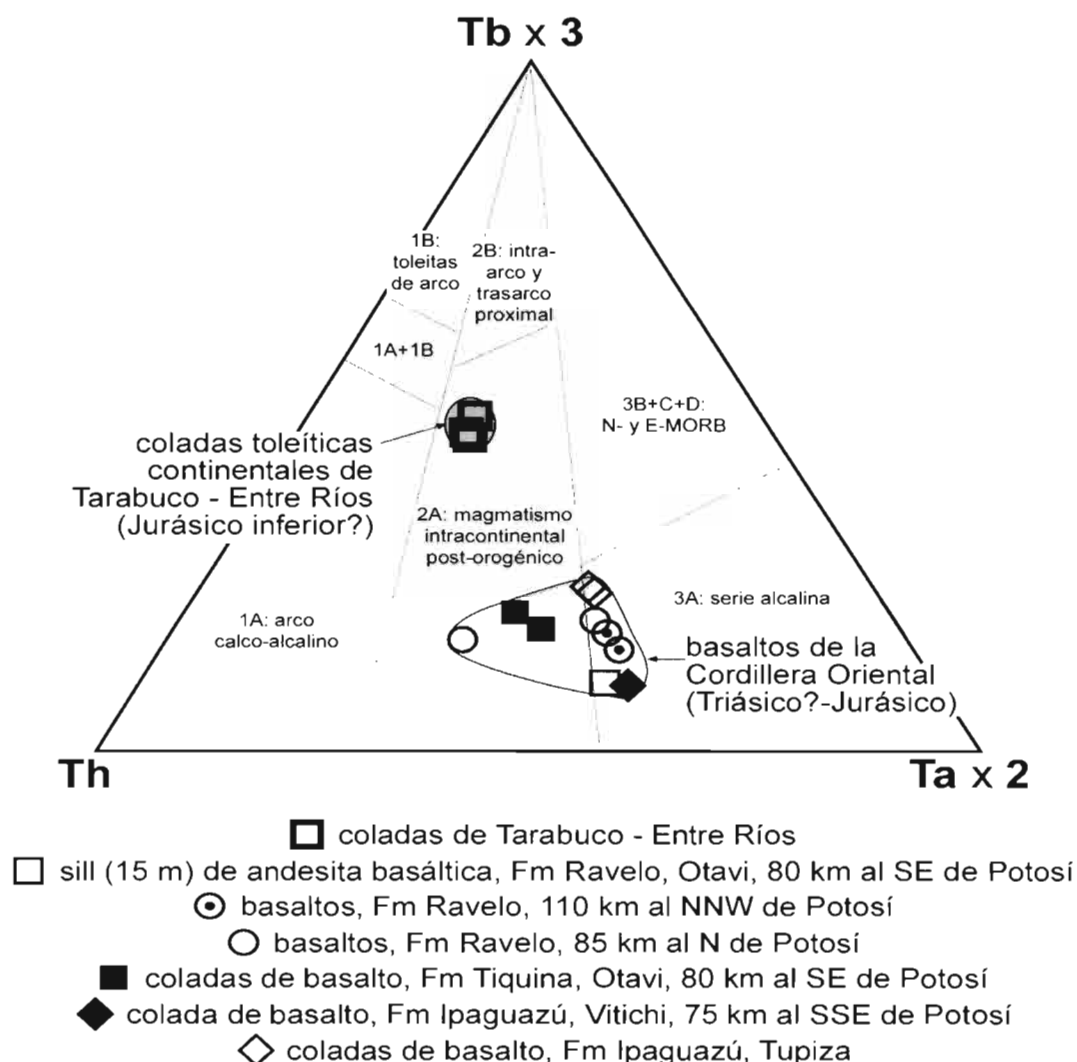


Fig. 7. Ploteo de algunas rocas básicas mesozoicas de Bolivia en el diagrama Tb-Th-Ta de Cabanis y Thiéblemont (1988) (modificado de Soler y Sempere, 1993)

superior. Edades aparentes obtenidas sobre ilitas de epizona provenientes del Ordovícico de la misma región de Tupiza (Tabla 2; Jacobshagen et al., 1999, 2002) soportan la idea de un *rifting* de edad Triásico o Jurásico inferior, así como la de una reactivación magmática en el Cretáceo inferior. En ambos casos se produjo un flujo de calor suficiente para resetear los sistemas K-Ar de estas arcillas: Jacobshagen et al. (2002) subrayan en efecto que en 3 muestras (M 707.5, M 707.5-2, y M 21/94/96) « las diferencias de edad entre ambas fracciones en las [mismas] muestras son extremadamente pequeñas » y que estos « datos analíticos pueden indicar influencias térmicas de magmatismos tanto del Triásico superior como del Cretáceo inferior. » ilitas del Ordovícico provenientes de localidades más alejadas del eje de *rifting* (al oeste y este de éste) proporcionaron edades aparentes en el rango 320-290 Ma (Jacobshagen et al., 2002) que, pese a que estos autores no lo contemplan, podrían interpretarse como *resets* parciales, debidos al *rifting*, de ilitas mucho más antiguas.

Magmatismo en el “ramal de Entre Ríos” del sistema de rift.

Esta región comprende los basaltos de Tarabuco y de Incapampa al noroeste (ambos con un espesor máximo de ~100-150 m), y los de Entre Ríos y de Camiri al sureste (con espesores máximos de 150 m y 30 m, respectivamente). La observación reciente, por dos de nosotros (H.B. y A.M.), de niveles de facies alternativamente vesiculares y macizos en los basaltos de Tarabuco y de Entre Ríos, y de lavas almohadilladas (Tarabuco), demuestra que estas dos unidades consisten de apilamientos de coladas, y por lo tanto obliga a corregir su interpretación anterior como un sill gigante (Sempere et al., 2002).

El “basalto de Tarabuco” (del área ubicada desde ~30 km al norte hasta ~20 km al sureste de Tarabuco) consiste en varias coladas apiladas sin intercalaciones sedimentarias, mientras el “basalto de Uyuni-Incapampa” (del área ubicada ~30 a ~50 km al sur de Tarabuco) es un

TABLA 2
EIDADES APARENTES K-AR OBTENIDAS SOBRE DOS FRACCIONES DE ILITA DE MUESTRAS
PROVENIENTES DEL ORDOVÍCICO DE LA REGIÓN DE TUPIZA (SEGÚN JACOBSIAGEN ET AL., 2002).

# muestra	fracción < 2 ?m	fracción < 0.2 ?m	rango de edades aparentes	ubicación
M 21/94/96	137.1 ± 3.2	133.2 ± 4.5	Cretáceo inferior (Berriasiano-Hauteriviano)	21°19'10"S / 65°52'12"W, Tupiza
M 707.5	220.3 ± 5.2	208.7 ± 5.5	Triásico superior	21°13'19"S / 65°40'14"W, Tupiza
M 707.5-2	223.4 ± 4.7	203.2 ± 4.8		
M 696	251.7 ± 6.5	191.5 ± 4.1	Triásico basal a Jurásico inferior (significado dudoso)	21°13'53"S / 65°40'06"W, Tupiza

sill que intruye estratos mesozoicos pre-maastrichtianos. El primero sobreyace a areniscas conglomerádicas y pelitas rojas atribuibles a la Formación Ipaguazú y subyace a areniscas eólicas similares a las conocidas en la Faja Subandina Chaqueña en las formaciones San Diego, Tapehua e Ichoa. Una colada de basalto muestreada 5 km al norte de Tarabuco proporcionó una edad aparente de 171.4 ± 4.2 Ma (K-Ar, roca total; Sempere, 1995).

En el sinclinal de Uyuni-Incapampa, el sill intruye una sucesión granodecreciente roja, espesa de ~400 m, que por su facies se adscribió a la Formación Ipaguazú (=Sayari) (Sempere et al., 1998). Además contiene unas improntas de tetrápodos primitivos que han sido estudiadas por uno de nosotros (C.M.). Estas huellas fueron dejadas por una *manus* (mano) y un *pes* (pie) derechos de un arcosaurio (Foto 1). Las relaciones *manus/pes* definen un morfotipo de mano de un chiroteríido de gran tamaño. El dedo V es orientado hacia atrás, y los dedos II y III dominan, lo que es típico de *Chirotherium barthii* KAUPP. Huellas cursoriales fuertemente digitigradas, como en este ejemplar, se restringen generalmente al Triásico inferior y medio (Escitiano superior a Anisiano). Este intervalo cronológico (~245-234 Ma) confirma la anterior atribución a la Formación Ipaguazú.

Cerca de Uyuni del Pilcomayo, diques básicos, cuyo espesor es =3 m, se observan encima del sill y alimentan a coladas bréccicas de espesor métrico ubicadas en la parte inferior de la Formación Ravelo. También se observan diques por debajo del sill, con un espesor =0.3 m, pero su composición distinta no permite vincularlos con él.

Las relaciones y características de las rocas sedimentarias e ígneas en el área de Tarabuco recuerdan fuertemente al conjunto formado por la Formación Ipaguazú, el “basalto de Entre Ríos”, y el subgrupo Tacurú en la parte sur de la Faja Subandina Chaqueña. El Basalto de Entre Ríos es un conjunto macizo de espesor =130 m que agrupa varias coladas apiladas sin intercalaciones sedimentarias; está alterado en todos sus afloramientos conocidos y ha proporcionado edades aparentes de 108 Ma, 104 Ma y otras más jóvenes (K-Ar, roca total; datos

no publicados de la Bolivian Gulf Oil Company, listados en Saavedra et al. [1986], Sempere et al. [1992], y López-Murillo y López-Pugliesi [1995]). Al oeste de Entre Ríos, la colada basal de la unidad de basaltos descansa sobre areniscas eólicas de una unidad local llamada Formación San Diego.

El análisis de muestras de los basaltos de Tarabuco y Entre Ríos indica que tienen composiciones de toleita continental tan cercanas que no pueden ser geoquímicamente distinguidas (Soler y Sempere, 1993; Fig.7). Ambas unidades sobreyacen a la Formación Ipaguazú y subyacen al Subgrupo Tacurú, y alcanzan espesores similares (~130 m). Sus zonas respectivas de afloramiento están presentemente distantes de sólo ~50 km, y separadas por la estrecha Faja Estructural Interandina donde, a parte de los depósitos recientes, no se conocen unidades más jóvenes que el Pérmico (Fig. 8). En conjunto, estas relaciones sugieren fuertemente que, antes de la deformación andina, las dos unidades de basalto pertenecían a una misma provincia, que proponemos denominar “provincia toleítica de Tarabuco-Entre Ríos”. Dado la alteración del basalto de Entre Ríos, la edad obtenida sobre el basalto de Tarabuco (171.4 ± 4.2 Ma) se tiene que considerar como una mejor estimación de la edad de la actividad de esta provincia. Porque Bolivia pertenecía a una parte estable de Gondwana antes del Cretáceo (Sempere, 1995), es interesante notar que un extenso magmatismo toleítico (provincia de Karoo-Ferrar), confiablemente datado entre 184 y 176 Ma se conoce en Africa del Sur y Antártica (Encarnación et al., 1996; Fleming et al., 1997; Duncan et al., 1997), dado que estas regiones también estaban ubicadas a lo largo del borde suroeste de Gondwana. Por otra parte, es también posible que las toleítas bolivianas representen elementos más australes de la Provincia Magmática Centro-Atlántica (CAMP), que está conformada por rocas básicas toleíticas confiablemente datadas entre 191 y 205 Ma, con una edad mediana de 199.0 ± 2.4 Ma y un máximo de edades en 200 Ma, es decir en el límite Triásico-Jurásico (Marzoli et al., 1999). Un estudio geocronológico y geoquímico fue iniciado en 2003 para resolver este interrogante.



Foto 1. Improntas de manus (mano) y pes (pie) dejadas por *Chirotherium cf. barthii* KAUPP en la Formación Ipaguzú de Uyuni del Pilcomayo. Sus características indican una edad Triásico inferior y medio (Escitiano superior a Anisiano; ~245-234 Ma).

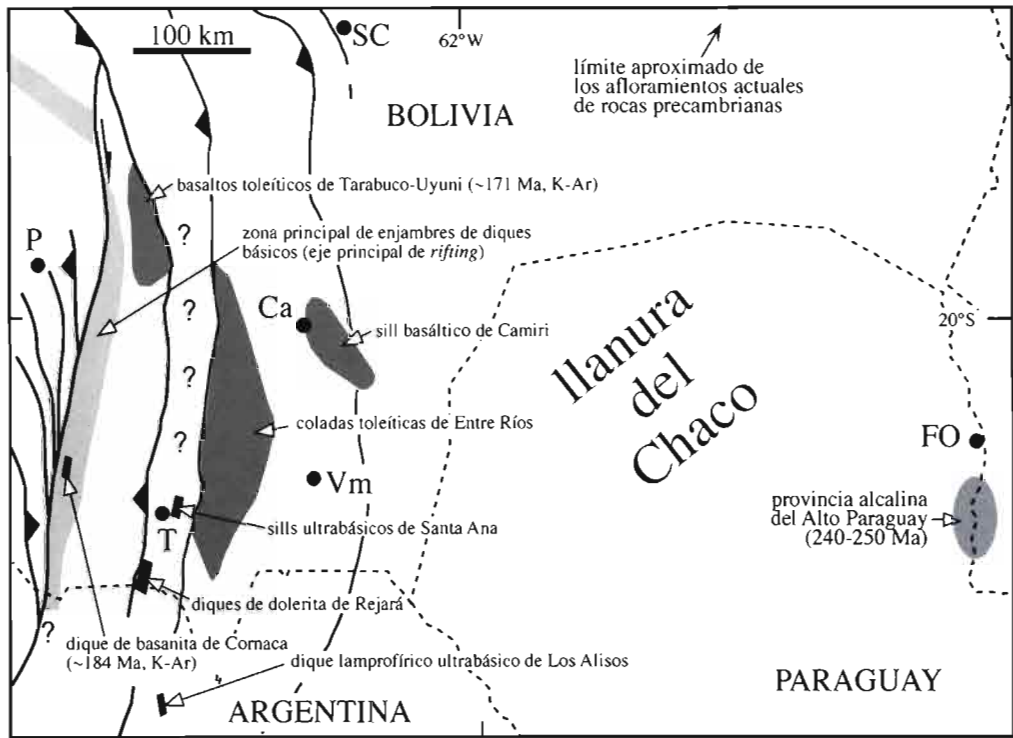


Fig. 8. Ocurrencias de rocas ígneas de edad triásica-jurásica (comprobada, probable, o posible) en el sureste de Bolivia y áreas adyacentes (ver texto para detalles). El marco tectónico neógeno es el mismo que en las figuras 3 y 4. Localidades: Ca: Camiri, FO: Fuerte Olimpo (Paraguay), P: Potosí, SC: Santa Cruz, T: Tarija, Vm: Villamontes. Los datos referente a la provincia alcalina del Alto Paraguay provienen de Gomes et al. (1996).

Es posible que el área con abundantes diques ubicada al oeste de la Faja Subandina Chaqueña (ver más abajo, y Fig. 8) haya funcionado como zona de alimentación de este magmatismo. Las diferencias composicionales actualmente conocidas no impiden esta hipótesis, puesto que magmatismos alcalinos y toleíticos pueden coexistir durante un *rifting*. Además, la edad liásica o Dogger inferior del magmatismo toleítico concuerda con la edad aparente de 184 Ma obtenida sobre un dique alcalino del área de Tupiza. Esto sugiere que la actividad magmática, que movilizó magmas alcalinos y toleíticos, habría sido importante en el sur de Bolivia en el Liásico superior - Dogger inferior (190-170 Ma), y tal vez un poco antes dado que las edades disponibles por ahora fueron obtenidas sobre un material parcialmente alterado.

Nuestro estudio de campo del basalto de Camiri (*sensu* Sempere et al., 1998) muestra que es un sill de espesor ≈ 30 m que intruye la Formación Cangapi (Pensilvaniano-Pérmico inferior) en una pequeña área al sureste de Camiri (Figs. 4, 8). Esta roca también alterada proporcionó una edad aparente de 233 Ma (K-Ar, roca total; dato inédito de la Bolivian Gulf Oil Company, listado en Saavedra et al. [1986], Sempere et al. [1992], y López-Murillo y López-Pugliesi [1995]), sugiriendo que el magmatismo básico *puede* haber sido activo en el área tan temprano como en el Triásico medio o superior; esta edad, sin embargo, necesita confirmación. No se dispone todavía de datos geoquímicos sobre el sill de Camiri, pero sus relaciones y aspecto general recuerdan los otros basaltos de la provincia magmática de Tarabuco-Entre Ríos. La distinción hecha entre los basaltos de Entre Ríos y de Camiri (Sempere et al., 1998) parece necesaria dado que el primero consiste de coladas apiladas mientras el segundo es un sill. El estudio en curso permitirá precisar sus respectivas características geoquímicas y geocronológicas.

Otras áreas de magmatismo y flujo térmico en Bolivia.

A parte de la provincia toleítica de Tarabuco-Entre Ríos, se ha comprobado hasta ahora que el magmatismo mesozoico conocido en Bolivia es de tipo alcalino y/o intraplaca, incluso en ciertas áreas que estaban aparentemente ubicadas afuera del sistema de *rift* (Fig. 4; Sempere y Soler, 1993; Tawackoli et al., 1999). Cerca de la frontera con Bolivia en el Noroeste argentino y al oeste de la Faja Subandina Chaqueña, una intrusión tabular ultrabásica alcalina, potásica (Meyer y Villar, 1984), proviene de una fuente mantélica litosférica profunda (Barbieri et al., 1997) y podría representar una de estas manifestaciones (Rubiolo, 1997); sin embargo, su edad aparente K-Ar de 303 ± 10 Ma (Méndez y Villar, 1979) sugiere que podría más bien tratarse de un magmatismo producido por la primera etapa, neopaleozoica, del estiramiento litosférico de Gondwana occidental. Al norte de la frontera, ~ 55 km al SSO de Tarija, el plutón de Rejará es una monzonita a granodiorita neoproterozoica o

cámbrica que sufrió un cierto metamorfismo cataclástico, y es intruida por diques de dolerita que también cortan los estratos ordovícicos sobreyacientes; la edad aparente K-Ar de 141 ± 10 Ma obtenida sobre el plutón de Rejará (Aranibar, 1979) posiblemente refleja un emplazamiento jurásico de los diques de dolerita y el flujo térmico asociado (Rubiolo, 1997; Sempere et al., 1998).

En las Serranías de Chilla, al sur del lago Titicaca, coladas de basalto presentan estructuras almohadilladas (R. Matos, com. pers.); una « colada » de este área proporcionó edades aparentes K-Ar del Pérmico (279.9 ± 3.3 Ma; roca total) y Triásico inferior (244.9 ± 2.9 Ma; vídrio) (S. McBride, *in* Kontak et al., 1985; edades recalculadas por Kontak et al., 1990). En la misma región, un « gabro » alterado muestreado en un área ubicada al sur del Lago Titicaca (sin mayor precisión) proporcionó una edad aparente K-Ar pérmica (258 ± 13 Ma; Saavedra et al., 1986); dado su edad aparente, la roca básica muestreada corresponde probablemente a los gabros descritos por Matos et al. (2000) al norte de Jesús de Machaca, y es posiblemente relacionada con los basaltos de las Serranías de Chilla. Un magmatismo pérmico también existió al oeste de Juliaca en el vecino Altiplano peruano (ver más arriba; Fig. 4).

En el noroeste de la Faja Subandina Beniana, en el Río Yanamanu (Serranía de Uchupiamonas), una colada (o sill?) de aspecto “andesítico”, de 8 m de espesor, ocurre en la Formación Beu, 400 m encima de su base (Ponce de León et al., 1972). En la misma área, numerosos diques y sills básicos intruyen la espesa Formación Tequeje (Devónico inferior), mientras granos de rocas volcánicas básicas son comunes en las areniscas de la Formación Beu (Jurásico) (Ponce de León et al., 1972).

Al pie septentrional del Nevado Tata Sabaya, en la Cordillera Occidental de Bolivia, un granito levemente cataclástico y alterado aflora bajo la cobertura cenozoica y posiblemente pertenece al “macizo precámbrico de Arequipa” (Rivas, 1989). Este granito ha proporcionado edades aparentes K-Ar de 188.1 ± 4.0 Ma y 181.6 ± 3.9 Ma (Toarciano; Sempere et al., 1998). Es posible que estas edades reflejan un importante *reset* térmico en el Toarciano, o el emplazamiento del plutón en ese tiempo; estas dos hipótesis están de acuerdo con una extensión coetánea acompañada por un magmatismo y/o un flujo térmico elevado en la vecina prolongación sureña de la cuenca de Arequipa (ver más adelante).

Mineralizaciones de plomo-zinc(-plata) son comúnmente asociadas con antiguos *rifts*, y los depósitos estratiformes conocidos en el Grupo Pucará (Triásico superior-Liásico) del Perú central no forman una excepción (Rosas y Fontboté, 1995). Pese a que ocurren en el Paleozoico, las mineralizaciones de plomo-zinc(-plata) conocidas en la Cordillera Oriental de Bolivia están distribuidas a lo largo de ambos costados del eje principal de *rifting* y por lo tanto es posible que se originaron en profundidad en relación con el sistema de *rift* (Sempere et al., 1998).

Perú central

Un intenso magmatismo ocurrió también en el Perú central durante el *rifting* Mitu (Mégard, 1978; Dalmayrac et al., 1980; Carlier et al., 1982; Soler, 1991). Numerosos plutones intruyen el basamento metamórfico expuesto en la Cordillera Oriental y fueron probablemente emplazados en las “raíces” del *rift*. Consisten de una variedad de granitos, granodioritas y granitoides alcalinos, que aparentemente muestran dos grupos de edades: como destacado más arriba, un conjunto de plutones principalmente norteños fue emplazado durante el Misisipiano, y otro, más extenso, durante el Pérmico superior y Triásico (Jacay et al., 1999). Esto sugiere que el *rifting* del Pérmico superior-Triásico se desarrolló a lo largo de una faja donde un magmatismo, probablemente de *rift*, ya había estado activo en el Misisipiano.

Soler (1991) reconoció la siguiente cronología de emplazamientos plutónicos en la Cordillera Oriental del Perú central: (1) el granito de Equiscocha (253 ± 11 Ma, K-Ar sobre muscovita; 204 ± 9 Ma, K-Ar sobre plagioclasa); (2) los batolitos de tipo San Ramón (246 ± 10 Ma, isócrona Rb-Sr sobre roca total, recalculada en base a los datos de Capdevila et al. [1977]), que son intruidos por (3) los granitoides de tipo Talhuis-Carrizal (245 ± 11 y 233 ± 10 Ma, K-Ar sobre biotita); y (4) diques básicos (incluyendo microgabros y microdioritas) que cortan a los últimos. Esta cronología se basa en parte sobre la observación que los depósitos *syn-rift* del Grupo Mitu contienen clastos derivados de la erosión de granitoides del tipo San Ramón, pero aparentemente ningún clasto derivado de los granitoides de tipo Talhuis-Carrizal. Estas relaciones están de acuerdo con la idea que el *rifting* se desarrolló en dos etapas (ver más arriba).

El pequeño y temprano plutón de Equiscocha es un granito hololeucócrato de grano fino que, conteniendo abundantes muscovitas y escasos granates pequeños, se originó por fusión cortical. Los extensos granitoides de tipo San Ramón son granitos calco-alcalinos metaluminosos a levemente peraluminosos, que se parecen mucho a los granitoides Mitu del sur del Perú (Soler, 1991) y por lo tanto se originaron probablemente a partir de líquidos de fusión cortical (Kontak et al., 1985); las relaciones isotópicas del estroncio del batolito de San Ramón (Capdevila et al., 1977) sugieren que estos líquidos corticales se mezclaron parcialmente con magmas derivados del manto (Soler, 1991). En contraste, los granitoides de tipo Talhuis-Carrizal muestran una marcada afinidad alcalina y tienen muchas características de granitoides emplazados en contextos de adelgazamiento cortical (Soler, 1991). Los diques básicos tardíos tienen composiciones alcalinas similares a los basaltos alcalinos del sur del Perú, y fueron comagmáticos de los granitoides del tipo Talhuis-Carrizal (Soler, 1991).

Como en el sur del Perú, las rocas volcánicas asociadas con el sistema de *rift* Mitu en el Perú central son predominantemente ácidas, siendo principalmente representadas por piroclastitas dacíticas a riolíticas. La

mayoría de las vulcanitas Mitu de Perú central tienen composiciones alcalinas y son probablemente comagmáticas de los granitoides del tipo Talhuis-Carrizal (Soler, 1991).

El conocimiento actual de la evolución magmática ligada al *rifting* en el Perú central sugiere que el adelgazamiento litosférico produjo inicialmente líquidos de fusión cortical (como el granito de Equiscocha) que en la etapa posterior fueron parcialmente contaminados por líquidos derivados del manto (batolitos de tipo San Ramón), y que estos magmas alcalinos derivados del manto terminaron por dominar (granitoides de tipo Talhuis-Carrizal, y diques básicos y vulcanitas Mitu comagmáticos).

Depósitos *syn-rift*

Definición del Grupo Serere (Bolivia)

La “supersecuencia Serere”, del nombre que designa a un río, un cerro, y dos estancias del departamento de Tarija ($\sim 21^{\circ}27'S$, $\sim 64^{\circ}05'W$), abarca el período Triásico medio - Jurásico (Sempere, 1990, 1995). Se propuso luego agrupar, para más comodidad, a todas las unidades depositadas o emplazadas durante este período dentro de un mismo grupo que lleve este nombre (Sempere et al., 1998). Del punto de vista genético, este Grupo Serere corresponde al desarrollo y relleno de un sistema de *rift* de gran escala. Evolucionó, como es clásico, desde una etapa inicial de grábenes estrechos hacia un estado de amplio *sag* térmico.

Semejanzas litológicas y secuenciales se reconocieron entre ciertas unidades del Grupo Tacurú (Zona Subandina - Llanura) y otras unidades del dominio andino (Oller y Sempere, 1990). Sin embargo, la denominación Grupo Tacurú, pese a su anterioridad, no puede adoptarse para designar el conjunto deposicional del Grupo Serere por las siguientes razones:

- El Grupo Tacurú, si bien incluye las formaciones Tapeuca, Castellón, Ichoa y Yantata, que pertenecen a la supersecuencia Serere, también incluye la Formación Cajones (Pádula y Reyes, 1958, 1960) que por su edad maastrichtiana tiene que colocarse en la parte superior de la supersecuencia Puca (sin embargo, otros autores consideran que la Formación Cajones no pertenece al Grupo Tacurú; López-Murillo y López-Pugliesi [1995], López-Pugliesi [1995]).
- Las unidades litológicas subandinas designadas por los nombres de formaciones Ipaguzú y San Diego, también partes de la supersecuencia Serere, conforman el Grupo Suaruro (de uso tradicional en YPF) o pertenecen al Grupo Cuevo (Suárez-Soruco y Díaz-Martínez, 1996).

Por lo tanto, la realidad abarcada por el propuesto Grupo Serere es distinta de lo que respectivamente abarcan los mencionados grupos Tacurú, Suaruro o Cuevo, y entonces se requiere el uso de un término distinto, con el fin de evitar confusiones.

Cuencas *syn-rift* en el Perú: el Grupo Mitu

El Grupo Mitu consiste de una sucesión roja a morada, localmente espesa de más de 2000 m, conformada por conglomerados, areniscas y pelitas, localmente con carbonatos y evaporitas, que se acumuló en grábenes subsidentes (Mégard, 1978; Dalmayrac et al., 1980; Carlotto, 1998). Estas rocas sedimentarias están comúnmente intercaladas con rocas volcánicas y volcanoclásticas localmente predominantes, y/o intruidas por rocas subvolcánicas a plutónicas que no intruyen las unidades sobreyacentes (esto es particularmente claro en el área de Nuñoa, en el sur del Perú). Los paleoambientes identificados en el Grupo Mitu incluyen abanicos aluviales, sistemas deposicionales fluviales y lagos o sebkhas, que son comunes en contextos de *riffts* continentales.

La unidad espesa conformada por areniscas y conglomerados rojizos conocidos en la costa del sur del Perú (área de Ocoña-Atico), tradicionalmente asignada al Grupo Mitu, proporcionó una flora Pensilvaniana (Morales-Serrano, 1997) que ya no permite esta atribución. Sin embargo, esta unidad sí se depositó en un contexto marcadamente extensional (J. Quintana, N. Sánchez, E. Taipe, en preparación), contemporáneo de la primera fase neopaleozoica del adelgazamiento litosférico de Gondwana occidental.

Cuencas *syn-rift* en Bolivia: el Grupo Serere inferior

La parte inferior del Grupo Serere de Bolivia (Sempere et al., 1998) comprende las formaciones rojas Ipaguezú y Tiquina (dado que las correlaciones parecen ahora más confiables, la denominación más reciente “Formación Sayari” tendría que ser abandonada para simplificar la nomenclatura estratigráfica). La Formación Ipaguezú consiste de pelitas rojas, de areniscas subordinadas y, localmente, de evaporitas (yeso, raramente halita), y es predominantemente de origen lacustre. Aflora en la Faja Subandina Chaqueña (mayormente en el “ramal de Entre Ríos” del sistema de *rift*) y en el eje principal de *rifting* de la Cordillera Oriental. La Formación Tiquina consiste predominantemente de intercalaciones de areniscas y pelitas rojas, de areniscas conglomerádicas localmente espesas o de conglomerados con clastos de basalto, y es de origen aluvial; aflora en algunas localidades de la Cordillera Oriental (incluyendo el eje principal de *rifting*) y en el área de Tiquina. Las formaciones Ipaguezú y Tiquina representan respectivamente extremos de grano fino y de grano grueso de lo que sería un equivalente boliviano del Grupo Mitu. Ambas unidades tienen un espesor generalmente =500 m y subyacen sin discordancia a las areniscas fluvio-eólicas espesas de la Formación Ravelo (dominio andino) o del Subgrupo Tacurú (Faja Subandina Chaqueña). Ambas unidades existen generalmente en localidades o áreas específicas, sugiriendo que fueron depositadas en paleográbenes, mientras las areniscas fluvio-eólicas sobreyacentes están presentes sobre regiones mucho más extensas.

En el eje del *rift*, las formaciones Ipaguezú o Tiquina incluyen coladas de basalto en su parte inferior; en cuatro localidades andinas, estas coladas sobreyacen a las formaciones Vitiacua o Chutani (Pérmico superior-Triásico inferior; ver más arriba). La Formación Ipaguezú sobreyace a la Formación Vitiacua en el “ramal de Entre Ríos” del sistema de *rift*. Las sucesiones incluyen característicamente una unidad basal, con un espesor generalmente menor a varias decenas de metros, que consiste de areniscas aluviales o eólicas de color claro, conglomerados rojizos y/o basaltos; esta unidad basal pasa rápidamente a una unidad dominada por pelitas, espesa y de color marrón rojizo a marrón morado, de origen aluvial a lacustre.

En la Quebrada Aymaraj Hueko, 6 km al suroeste de Torotoro, una unidad clástica de espesor >300 m sobreyace a la Formación Vitiacua (Pérmico superior-Triásico inferior) con una discontinuidad o una transición muy rápida. Podría representar una facies local, de grano fino a grueso, de la Formación Tiquina. Estos estratos rojos consisten predominantemente de conglomerados y areniscas conglomerádicas, con clastos de basalto. En ellos está intercalada por lo menos una colada de basalto, y están intruidos por un sill espeso de ~100 m. Los conglomerados son a veces de espesor plurimétrico y contienen abundantes clastos básicos cuyo tamaño puede sobrepasar 15 cm. Además, esta Formación Tiquina y los estratos subyacentes están deformados y sobreyacidos por la Formación Torotoro del Cretáceo con una clara discordancia angular.

En la Cordillera Oriental de manera general, el *rifting* produjo aparentemente grábenes angostos donde se preservaron estratos del Paleozoico superior. Estos grábenes fueron rellenados por depósitos rojos, de origen aluvial a lacustre, cuyo espesor puede sobrepasar 400 m (como cerca de Sayari, Incapampa, Tupiza, etc.). El relleno de estos grábenes comprende comúnmente: (1) una unidad basal que consiste de areniscas de color claro y/o conglomerados rojizos, y cuyo espesor generalmente no pasa de varias decenas de metros; (2) una unidad de pelitas espesas, de color marrón rojo a marrón morado, que sobreyace a la unidad basal con una transición rápida; (3) una unidad generalmente espesa de areniscas entrecruzadas (la Formación Ravelo), cuyo tope es una superficie erosiva sobre la cual traslapan estratos rojos del Cretáceo medio.

Depósitos *post-rift*

Depósitos *post-rift* en el noroeste del Oroclino: el Grupo Pucará en el Perú central

El *rifting* Mitu generó un *sag* térmico que expandió progresivamente la cuenca. Los carbonatos del Grupo Pucará se depositaron sobre el Grupo Mitu durante el intervalo Noriano-Liásico (Mégard, 1978; Stanley, 1994) y traslaparon sobre los “hombros” (*shoulders*) del *rift*. Reflejan una transgresión que se inició en el Noriano y

progresó de norte a sur siguiendo el eje del *rift* Mitu (Mégard, 1978; Loughman y Hallam, 1982; Rosas et al., 1997; Sempere et al., 1998). La inundación máxima está marcada por las lutitas y margas negruzcas de la Formación Aramachay (Retiano superior-Sinemuriano inferior); ricas en materia orgánica, su espesor es <50 m. Al este, en el Oriente peruano, estratos rojos de origen aluvial y eólico (Formación Sarayaquillo inferior) pasan hacia al oeste a los carbonatos del Pucará (Mégard, 1978). Basaltos con características "intraplaca" son frecuentes en el Grupo Pucará, que contiene mineralizaciones estratiformes de plomo-zinc(-plata) (Kobe, 1995; Rosas y Fontboté, 1995; Rosas et al., 1997). El Grupo Pucará no se conoce al sureste de Cusco.

Depósitos *post-rift* en el Oroclino boliviano (Bolivia y Perú): el Grupo Serere superior

En el área de Cusco-Sicuani, el Grupo Mitu subyace a areniscas fluvio-eólicas (Formación Caycay; Carlotto, 1998) que están localmente intercaladas con coladas de basalto y escasos carbonatos. Al noroeste del Lago Titicaca, las areniscas fluvio-eólicas de la Formación Quilcapunco sobreyacen concordantemente al Grupo Mitu (donde éste está presente) o al Paleozoico (afuera de los grábenes Mitu) (Acosta et al., 2000; Sempere et al., 2000). La Formación Quilcapunco es sobreyacida por las calizas de la Formación Sipín, que han proporcionado equínidos indicativos del intervalo Retiano-Bajociano inferior (Sempere et al., 2002). Las pelitas rojas de la Formación Muni le sobreyacen con una discontinuidad localmente erosiva, y hacia arriba pasan transicionalmente a las areniscas fluvio-eólicas de la Formación Huancané s.s. (Fig. 2; Sempere et al., 2000a). La Formación Muni se depositó en un ambiente de llanura aluvial a costera y contiene delgadas intercalaciones marinas con fósiles que sugieren una edad Dogger superior-Malm inferior (Stenzel, *apud* Newell, 1949; ver más adelante). La Formación Muni se adelgaza y desaparece hacia el norte y este, y las formaciones fluvio-eólicas Quilcapunco y Huancané s.s. se vuelven coalescentes en estas direcciones (Sempere et al., 2000a, 2004 [este volumen]).

Estas unidades fluvio-eólicas jurásicas del sur del Perú se correlacionan en Bolivia con la Formación Beu de la Faja Subandina Beniana, la Formación Ravelo de Bolivia andina, y el Subgrupo Tacurú de la Faja Subandina Chaqueña, todas las cuales presentan facies y origen similares (Oller y Sempere, 1990; López-Pugliesi, 1995; López-Murillo y López-Pugliesi, 1995; Sempere, 1995; Sempere et al., 1998). Estas areniscas prácticamente no fosilíferas pueden sobrepasar 1000 m de espesor e incluyen localmente coladas y/o sills basálticos, y conglomerados con clastos de basalto. Su distribución muestra que traslaparon lateralmente a partir de los grábenes iniciales del sistema de *rift* (Sempere, 1995). Su tope es una superficie de erosión sobre la cual traslapan estratos cretáceos (Grupo Puca).

El Subgrupo Tacurú incluye, según el orden

estratigráfico, las formaciones Tapehua (areniscas fluvio-eólicas), Castellón (areniscas fluviales y pelitas subordinadas rojas y verdosas), Ichoa (areniscas eólicas) y Yantata (areniscas fluviales parcialmente equivalentes a la Formación Ichoa) (ver la discusión en Sempere et al., 1998). Peces semionotiformes conocidos en la Formación Castellón (determinación por M. Gayet, CNRS-Université de Lyon, Francia), son comunes en la Formación Tacuarembó inferior (Triásico superior-Jurásico inferior) de la cuenca del Paraná en Uruguay (Sprechmann et al., 1981). Cuatro nuevas especies de ostrácodos (*Bisulcocypris laciniata boliviana*, *B. truncata*, *B. castellonensis*, *B. lubimovae*) de la Formación Castellón son similares a taxones de edad Jurásico a Cretáceo inferior de la cuenca del Paraná en Brasil (Formación Botucatu); fueron tentativamente interpretadas como de edad Cretáceo basal (Wealdiano) por la atribución tradicional de la unidad al Cretáceo (Damiani-Pinto y Sanguinetti, 1987). A pesar de discrepancias aparentes, todas las edades paleontológicas publicadas sobre el conjunto estratigráfico Vitiacua a Castellón en la Faja Subandina Chaqueña pertenecen al intervalo Pérmico superior-Cretáceo basal (Sempere et al., 1998).

Se encuentran areniscas eólicas, localmente asociadas con basaltos, en las formaciones San Diego, Tapehua, Ichoa (Faja Subandina Chaqueña) y Ravelo (Cordillera Oriental) de Bolivia, en la Formación Huancané s.s. al noroeste del Lago Titicaca (Newell, 1949), en la Formación Caycay del área de Cusco (Carlotto, 1998), y en la Formación Sarayaquillo del Oriente del Perú central (E. Bosc, com. pers.). En el sur del Perú, granos eólicos retrabajados han sido descritos en estratos marinos jurásicos del cuadrángulo de Ichuña (16°15'S, 70°45'W; Marocco y Del Pino, 1966). Las abundantes areniscas eólicas en Bolivia y sureste del Perú prolongan hacia el oeste el extenso dominio desértico jurásico definido por unidades eólicas coetáneas en las cuencas del Paraná y del Karoo (e.g., França et al., 1995). Modelos paleoclimáticos globales para el Jurásico ubican Bolivia y el sureste del Perú dentro de un extenso dominio desértico (Chandler et al., 1992).

Reseña

La abundante evidencia presentada más arriba demuestra que la actual Cordillera Oriental de Perú y Bolivia sufrió un significativo adelgazamiento litosférico durante el intervalo Pérmico superior-Jurásico medio. El desarrollo de un sistema de *rift* en esta región no es un fenómeno extraordinario, puesto que procesos coetáneos similares afectaron otras áreas de Gondwana occidental (e.g., Tankard et al., 1995) debido a la contemporánea dislocación de Pangea.

El inicio del *rifting* parece haber sido diacrónico, propagándose de norte a sur (Soler, 1991; Sempere et al., 1999, 2002). Las edades isotópicas del magmatismo Mitu tienden claramente a ser más viejas (Pérmico superior) en el norte (Kontak et al., 1985; Jacay et al., 1999), aunque

edades pérmicas (280-260 Ma) se conocen al oeste y sur del Lago Titicaca (Kontak et al., 1985, 1990; Klinck et al., 1986, 1991). Estratos *syn-rift* del Mitu se depositaron aparentemente más temprano en el norte que en el sur, donde sobreyacen a una unidad parcialmente marina del Pérmico superior-Triásico inferior. La transgresión del Grupo (*post-rift*) Pucará progresó de norte a sur a lo largo del eje de *rift* Mitu (Mégard, 1978), pero no penetró al sureste de Cusco (Dalmayrac et al., 1980).

PROGRESIÓN DEL ADELGAZAMIENTO LITOSFÉRICO DEL SUROESTE DEL PERÚ EN EL JURÁSICO INFERIOR Y MEDIO

En el sur del Perú, la cuenca de Arequipa (Figs. 3, 4) se originó por la continuación del adelgazamiento litosférico durante el Liásico y Dogger. El relleno jurásico de esta cuenca está conformado por el Grupo Yura, espeso de 4500-6000 m, el cual proporciona un registro sedimentario fundamental de la evolución geológica regional (Jenks, 1948; Benavides, 1962; Vicente, 1981, 1989; Vicente et al., 1982; Pino et al., 2004 [este volumen]). En este trabajo nos referimos a esta sucesión como “Grupo Yura”, en un sentido modificado, dado que opinamos que esta apelación debe reflejar en su conjunto la actividad de la cuenca en la cual se acumuló. Como usado aquí, este grupo comprende en particular las formaciones Chocolate (s.s.), Socosani, Puente, Cachíos, Labra, Gramadal y Hualhuani (de base a tope; Fig. 9) de la región de Arequipa, y las formaciones Junerata, Pelado, San Francisco, Ataspaca, Chachacumane, de la región de Tacna, que cubren un intervalo cronológico comparable.

Se sugiere además que las formaciones Labra, Gramadal y Hualhuani podrían en el futuro ser consideradas como tres miembros de una sola unidad, dado que las formaciones Labra y Hualhuani poseen una litología predominantemente arenosa y relativamente similar, mientras que la Formación Gramadal sólo se distingue por intercalaciones calcáreas en estratos que en muchas localidades son también mayormente arenosos. Existe por lo tanto la posibilidad de que las calizas Gramadal correspondan a *patch-reefs* (ver Vicente et al., 1982) y que tengan un significado paleoambiental y no cronoestratigráfico. En el área de Tacna, que corresponde a una zona profunda de la cuenca, las areniscas de la Formación Chachacumane efectivamente no presentan ninguna intercalación de calizas (pese a que el nombre de Formación Gramadal ha sido usado por algunos autores). Esta unidad tacneña proporcionó un ammonite valanginiano (Pino et al., 2004 [este volumen]), mientras que la Formación Hualhuani, que consiste de areniscas maduras y cuarcitas y es parcialmente equivalente a la Formación Chachacumane, es de posible edad valanginiana (Vicente, 1981; Batty & Jaillard, 1989; Jaillard & Santander, 1992).

Por otra parte, debido a la conflictiva nomenclatura estratigráfica del Mesozoico del área peruana del Lago Titicaca (comparar Newell, 1949; Ellison, 1985;

Klinck et al., 1986, 1991; Batty & Jaillard, 1989; Laubacher y Marocco, 1990), se siguen aquí las propuestas de Sempere et al. (2000a, 2004 [este volumen]).

Rocas ígneas

La Formación Chocolate s.s. (*i.e.*, *sensu* Jenks, 1948) es predominantemente volcánica y volcanoclástica. Su espesor es mayor que 900 m (casi nunca aflora en totalidad) y puede alcanzar 1500 m. Cerca de Arequipa, incluye cerca de su tope niveles de calizas que proporcionaron ammonites sinemurianos, y subyace con una discontinuidad a carbonatos de edad Liásico superior (Vicente, 1981). Al norte y noreste de Tacna, la equivalente Formación Junerata sobreyace en continuidad (Mal Paso) o leve discontinuidad al Grupo Ambo (Misisipiano), y subyace a calizas de edad Liásico inferior (Pino et al., 2004 [este volumen]); como destacado más arriba, estas relaciones plantean la posibilidad de que la Formación Chocolate se acumuló durante todo el intervalo Pensilvaniano-Triásico (~320 - ~200 Ma).

En la franja costera, unidades volcánicas y volcanoclásticas tradicionalmente correlacionadas con la Formación Chocolate (Bellido y Guevara, 1963) fueron datadas paleontológica- e isotópicamente (Roperch y Carlier, 1992; Romeuf et al., 1993, 1995). En el área de Chala, una colada basáltica de la parte inferior de la Formación Chala dio una edad ^{39}Ar - ^{40}Ar de ~177 Ma (Dogger basal), demostrando que esta unidad de espesor >3000 m representa la extensión meridional de la Formación Río Grande (Aaleniano superior-Caloviano; Rüegg, 1956; Caldas, 1978; Romeuf et al., 1993, 1995). Ambas formaciones sobreyacen discordantemente a rocas del Precámbrico y/o del Paleozoico superior.

En la costa de Tacna y Moquegua, la Formación Chocolate “de la costa” subyace a la Formación volcano-sedimentaria Guaneros, espesa de más de 3000 m. En la base de esta Formación Guaneros, que aparentemente registra un episodio de alto nivel marino, se encontraron ammonites del Bajociano superior-Batoniano (Romeuf et al., 1993, 1995). La Formación Chocolate “de la costa” es intruida por plutones que han proporcionado edades hetangianas a toarcianas (Clark et al., 1990a; Romeuf et al., 1993) y posiblemente incluye depósitos triásicos.

Las rocas volcánicas de las formaciones Río Grande, Chala, y Guaneros muestran características geoquímicas que sugieren que se acumularon en relación con un arco volcánico ligado a una subducción (Romeuf et al., 1993, 1995). El espesor considerable de estas unidades indica una alta tasa de subsidencia y más bien sugiere que estas rocas volcánicas y volcano-sedimentarias se acumularon en un contexto de trasarco extensional, cercano al arco propiamente dicho. Un estudio de la evolución del área de Tacna del Paleozoico superior al Cretáceo inferior propone que las formaciones equivalentes Chocolate y Junerata corresponden al desarrollo de una cuenca marginal en el extremo sur del Perú (Pino et al., 2004 [este volumen]).

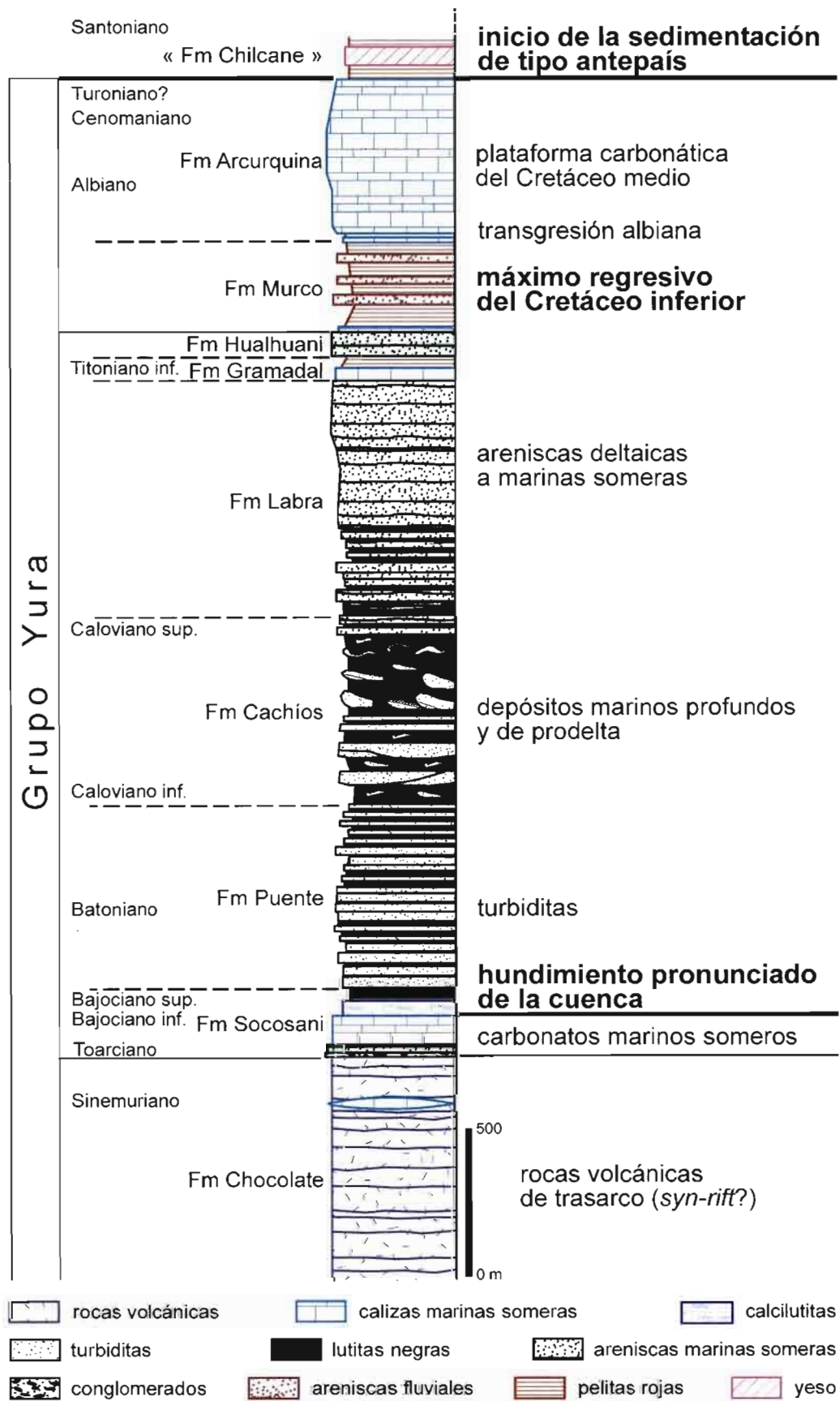


Fig. 9. Estratigrafía de la cuenca de Arequipa (modificado de Vicente, 1989). Las indicaciones cronológicas se basan esencialmente en ammonites (Vicente, 1981, 1989)

Dado que las formaciones costeras atribuidas a la Formación Chocolate no son equivalentes cronológicos o genéticos exactos de ésta en su lugar de definición, creemos que estas unidades volcánicas homónimas deberían ser prudentemente distinguidas de la Formación Chocolate *s.s.* a partir de ahora. Por lo tanto, el contexto de arco reconstruido para las rocas volcánicas costeras del Jurásico medio no tendría que generalizarse, por el momento, a la Formación Chocolate *s.s.* (Pensilvaniano?-Liásico inferior) de la cuenca de Arequipa del interior.

Manifestaciones de adelgazamiento litosférico en el Liásico - Bajociano inferior

Aunque las rocas volcánicas de las formaciones Junerata y Chocolate *s.s.* quedan virtualmente para estudiar, la asociación de estas unidades volcánicas espesas, que abarcan el intervalo Pensilvaniano - Triásico superior (a Liásico), con los sobreyacentes carbonatos someros de las formaciones Pelado (Liásico) y Socosani (Liásico superior-Bajociano) recuerda fuertemente el vínculo genético entre las vulcanitas *syn-rift* del Grupo Mitu (Pérmico superior-Triásico) y los sobreyacentes carbonatos someros *post-rift* del Grupo Pucará (Triásico superior-Liásico) (ver más arriba). Siguiendo la sugerencia de Vicente et al. (1982), se propuso por lo tanto que la cuenca de Arequipa se originó por adelgazamiento litosférico, y, dado la fuerte subsidencia registrada en la franja costera, que éste se desarrolló probablemente en un contexto de trasarco extensional, hasta desarrollar una cuenca marginal en el extremo sur (Sempere et al., 2002; Pino et al., 2004 [este volumen]). Se nota que la finalización de la actividad volcánica y consiguiente transgresión de carbonatos marinos ocurrieron más tarde en Arequipa (Toarciano) que en Tacna (Sinemuriano o antes) (Pino et al., 2004 [este volumen]).

La espesa acumulación de las rocas volcánicas de las formaciones Junerata y Chocolate refleja una intensa subsidencia tectónica, como lo hacen igualmente los sobreyacentes conjuntos sedimentarios Pelado - San Francisco (Liásico-Batoniano de Tacna) y Socosani - Puente (Toarciano-Batoniano de Arequipa), donde las manifestaciones extensionales sinsedimentarias son abundantes (Vicente et al., 1982; Pino et al., 2004 [este volumen]). El emplazamiento de los gabros y monzotonalitas de la superunidad Punta Coles, que proporcionaron edades aparentes de 188.4 y 184 Ma (U-Pb sobre zircones; Mukasa, 1986a), ocurrió posiblemente en este marco; sus relaciones isotópicas del plomo (Mukasa, 1986b) están en favor de una fusión coetánea de la corteza precámbrica; el área de emplazamiento de estos plutones, que quizás sufrió un adelgazamiento más intenso, está ubicada pocos kilómetros al suroeste de la clásica zona de afloramiento del Grupo Yura, donde no se conocen manifestaciones magmáticas sinsedimentarias, lo que plantea un evidente interrogante sobre el significado de las edades mencionadas.

En la prolongación noreste de la cuenca de

Arequipa, las calizas marinas de la Formación Sipín (Newell, 1949) han proporcionado el equínido *Diademopsis* sp. (Sempere et al., 2002); este género indica el intervalo Retiano-Bajociano inferior (Thierry et al., 1997). Esta unidad espesa de 0-40 m es por lo tanto correlativa de la Formación Socosani y refleja la misma transgresión, producida por subsidencia regional (Fig. 2).

Hundimiento de la cuenca de Arequipa en el Dogger medio

La extensión produjo un hundimiento tectónico y profundización importantes de la cuenca de Arequipa, y culminó durante el Bajociano superior-Caloviano inferior (~167-162 Ma). En Tacna, la profundización, bastante progresiva, es perceptible en particular en la zona de transición entre las formaciones Pelado y San Francisco; en esta comarca profunda de la cuenca, cherts estratificados se depositan a partir del Toarciano superior (Pino et al., 2004 [este volumen]). En Arequipa, depósitos calcáreos bajocianos, de aguas someras, están abruptamente sobreyacidos por facies profundas, anóxicas, de edad Bajociano superior (Formación Socosani superior), que a su vez subyacen a una sucesión turbidítica, espesa de 700 m, de edad Batoniano y Caloviano inferior (Formación Puente) (Vicente et al., 1982; Vicente, 1989; Fig. 9). Las turbiditas se depositaron en una fosa alargada paralela a la presente línea de costa, y muestran paleocorrientes NW-SE, confirmando la ubicación del área de Tacna en la parte más profunda de la cuenca de Arequipa.

Las sobreyacentes formaciones Ataspaca (Tacna) y Cachíos (Arequipa) son espesas de 500-1250 m y consisten predominantemente de lutitas ricas en materia orgánica. Areniscas subordinadas se encuentran en canales y en deslizamientos y olistolitos cuya frecuencia y espesor aumentan hacia arriba y disminuyen hacia el sureste. En su conjunto las facies indican un ambiente de parte inferior de pendiente submarina (Vicente, 1981; Vicente et al., 1982; Pino et al., 2004 [este volumen]). La Formación Cachíos ha proporcionado ammonites del Caloviano inferior y superior (Vicente, 1989), mientras los ammonites de la Formación Ataspaca indican que se depositó durante el intervalo Caloviano inferior-Oxfordiano (Pino et al., 2004 [este volumen]). Lutitas calovianas con ammonites, y sedimentos menores más gruesos, son comunes al suroeste del Lago Titicaca (Douglas, 1920; Jenks, 1948; Newell, 1949; Benavides, 1962; Bellido y Guevara, 1963; Portugal, 1974; Vicente, 1981), lo que indica que la inundación regional máxima para el Jurásico ocurrió durante esta época.

En la continuación noreste de la cuenca de Arequipa, niveles fosilíferos marinos intercalados en la Formación Muni (Newell, 1949) también representan este alto nivel marino de edad Dogger superior (Fig. 2; Sempere et al., 2004 [este volumen]). En efecto, la Formación Sipín, donde está preservada, y la Formación fluvio-eólica Quilcapunco, en las demás áreas, están abruptamente sobreyacidas por las pelitas rojas de la Formación Muni (Sempere et al., 2000a, 2004 [este volumen]). Esta

discontinuidad es erosiva, y, donde la Formación Sipín es presente, es marcada por una paleoalteración meteórica de las calizas negras subyacentes, las cuales se encuentran oxidadas sobre hasta 1 m, presentando un color amarillento. La Formación Muni incluye localmente yeso (Newell, 1949; Klinck et al., 1986, 1991; Palacios, 1993) y sirvió como nivel de despegue en el sinclinatorio de Putina al norte y noroeste del Lago Titicaca (Sempere et al., 2000a, 2004 [este volumen]).

La Formación Sipín siendo un equivalente nororiental de las calizas transgresivas Socosani, la discontinuidad Sipín/Muni representa probablemente un levantamiento marginal, del lado continental, en respuesta al abrupto hundimiento que afectó la región de Arequipa en el Bajociano (Fig. 9); la deposición de la Formación Muni habría por lo tanto ocurrido durante parte del intervalo Bajociano superior-Caloviano. Esta deducción está de acuerdo con determinaciones de fósiles marinos encontrados en intercalaciones de calizas en afloramientos suroccidentales de la Formación Muni. Una carta de H.B. Stenzel a N.D. Newell (fecha del 13 de marzo de 1947, y citada por Newell, 1949) menciona que, de estos fósiles, una « pequeña *Trigonia* (...) parece similar a *Trigonia literata* Young & Bird var. *keideli*, que se describe como común en el Malm inferior y Dogger superior de Neuquén » (Argentina); y que una « pequeña óstrea es una *Lisostrea* con rasgos primitivos, y bien podría ser jurásica. » con la reserva que la « identificación de ambas formas es dudosa por su mala preservación y falta de criterios diagnósticos ». Stenzel concluía, sin embargo, que « la evidencia existente, aunque es limitada, indica una posible edad Jurásico superior ».

El espesor de la Formación Muni es generalmente comprendido entre 50 y 250 m, pero localmente sobrepasa 700 m (Klinck et al., 1986, 1991). La formación consiste de pelitas de color rojo ladrillo que fueron depositadas en una llanura aluvial distal. Capas de areniscas de origen fluvial se intercalan progresivamente en ella, conformando una sucesión estrato- y grano-creciente que pasa transicionalmente a la Formación Huancané s.s. (tal como fue definida por Newell, 1949; Klinck et al., 1986, 1991; Palacios, 1993; Sempere et al., 2000a, 2004 [este volumen]), que es de origen fluvio-eólico.

En este respecto es importante recordar que la edad tradicionalmente atribuida a la Formación Huancané descansa sobre el estudio palinológico de un nivel de lutitas negras ubicado en la « base » de la unidad en Huambutío (Cusco) (Doubinger y Marocco, 1976). Por una parte, la revisión estratigráfica de esta localidad muestra que este nivel se ubica en realidad en la parte inferior de la transición entre formaciones Muni (Huambutío) y Huancané. Por otra parte, la lectura atenta del análisis detallado de J. Doubinger muestra que la asociación palinológica descrita se puede interpretar de dos maneras, una interpretación siendo la que fue preferida hasta ahora (edad wealdiana), la otra dejando abierta la posibilidad de una edad caloviana, por correlación con la cuenca de Neuquén. Por supuesto el análisis regional presentado aquí favorece ahora una

edad caloviana para estas lutitas negras de la transición entre formaciones Muni y Huancané en la localidad de Huambutío, que en realidad es el único dato cronológico directo del cual se dispone.

Progradaciones en la cuenca de Arequipa en el Oxfordiano-Kimmeridgiano

La parte superior de la Formación Cachíos muestra facies de ambientes cada vez más someros y pasa a la Formación Labra, que es espesa de 300-1500 m y dominada por areniscas (Vicente, 1981). Esta unidad se depositó mayormente en una plataforma silicoclástica inclinada, frente a la línea de costa (Vicente et al., 1982). Su evolución general estrato- y granocreciente sugiere una progradación de tipo delta. Calizas de ambiente somero se intercalan comúnmente entre las areniscas (Vicente, 1981). La edad de la Formación Labra es definida por ammonites del Caloviano superior en la subyacente Formación Cachíos, y del Titoniano inferior en la sobreyacente Formación Gramadal (Vicente, 1989); por lo tanto la Formación Labra parece corresponder mayormente al Oxfordiano-Kimmeridgiano (~159-151 Ma).

En Tacna, una evolución similar, aunque aparentemente un poco más tardía, está ilustrada por la sucesión continua Ataspaca - Chachacumane, que refleja una progradación de tipo deltaico hacia el sur y suroeste. La zona de transición entre las dos formaciones se ubica aproximadamente alrededor del límite Oxfordiano-Kimmeridgiano. La Formación Chachacumane ha proporcionado un ammonite de edad valanginiana (Pino et al., 2004 [este volumen]).

Se subraya que las formaciones Ataspaca y Chachacumane (zona muy profunda de la cuenca de Arequipa; Pino, 2004 [este volumen]), Cachíos y Labra (zona profunda de la cuenca de Arequipa), y Muni y Huancané s.s. (zona somera de la cuenca de Arequipa) conforman en cada caso una sucesión estrato- y grano-creciente, y por supuesto se tienen que correlacionar en primera aproximación. Las paleocorrientes fluviales medidas en la Formación Huancané s.s. indican coherentemente un transporte sedimentario hacia el sur y suroeste, es decir hacia la cuenca de Arequipa. En la Formación Huancané se observan comúnmente clastos de cuarzo y cuarcitas, con un tamaño de hasta 3 cm (Newell, 1949; Portugal, 1974; Klinck et al., 1986, 1991; Palacios, 1993), que indican una erosión coetánea de rocas paleozoicas o más antiguas al norte y noreste. La Formación Huancané s.s. representa por lo tanto la progradación hacia el sur de un amplio sistema fluvio-eólico alimentado desde levantamientos ubicados al norte, y alimentando los sistemas deltaicos representados por las formaciones Labra y Chachacumane.

La Formación Muni se adelgaza hacia la actual Cordillera Oriental, y las areniscas de la subyacente Formación Quilcapunco y de la sobreyacente Formación Huancané s.s., por coalescencia llegan a conformar una sola unidad esencialmente arenosa de más 400 m de

espesor. El aspecto de esta unidad arenosa coalescente es idéntico a las formaciones fluvio-eólicas Beu y Ravelo de la vecina Bolivia, con las cuales se correlaciona fácilmente (Sempere et al., 1998, 1999).

La progradación de las espesas areniscas someras de la Formación Labra sobre lutitas de ambiente relativamente profundo implica que la cuenca se somerizó nítidamente en el Oxfordiano-Kimmeridgiano, pero manteniéndose muy subsidente. Paleocorrientes y espesores cumulativos de areniscas indican que las arenas provenían del norte. Esta invasión de la cuenca por arenas quizás disminuyó durante el Titoniano inferior (Formación Gramadal, si es que representa un horizonte sincrónico), cuando carbonatos de ambiente somero se depositaron al suroeste de la presente Cordillera Occidental. La Formación Gramadal, cuyo espesor puede alcanzar 300 m, se adelgaza rápidamente hacia el norte y pasa a pelitas limolíticas rojas que se depositaron en una llanura costera, como lo observamos en Chivay; cerca de esta localidad, el equivalente de la Formación Gramadal sobreyace abruptamente a la Formación Labra y localmente muestra conglomerados gruesos en su base.

La invasión de la cuenca de Arequipa por las arenas Huancané, Labra y Chachacumane, procedentes del norte, sugiere que éstas fueron generadas por levantamientos coetáneos en el norte, posiblemente por una inversión incipiente del sistema de *rift* de la Cordillera Oriental (ver más abajo).

LEVANTAMIENTOS Y HUNDIMIENTOS TECTÓNICOS EN EL JURÁSICO SUPERIOR - CRETÁCEO INFERIOR

Adelgazamiento litosférico titoniano en el oeste del Perú central

En el oeste del Perú central (7°S-12°S; Fig. 3), el Grupo Chicama registra una profundización considerable y abrupta del piso local de la cuenca durante el Titoniano. El Grupo Chicama sobreyace a la Formación Simbal y comprende las formaciones Punta Moreno, Sapotal, y Tinajones, en orden estratigráfico (Jaillard y Jacay, 1989; Jacay, 1992; Enay et al., 1996).

La Formación Simbal inferior, no datada y espesa de más de 300 m, presenta facies depositadas en ambientes marino somero, de albúfera (*lagoon*) y/o de llanura aluvial, mientras la Formación Simbal superior consiste de lutitas marinas transgresivas, espesas de ~200 m, que proporcionaron un ammonite titoniano (Jaillard y Jacay, 1989). En contraste, la sobreyacente Formación Punta Moreno, espesa de 1750 m, consiste de turbiditas de facies variadas (grauvacas, areniscas líticas, conglomerados de flujos de detritos, olistolitos), y por lo tanto registra un cambio paleoambiental abrupto. La elevada subsidencia, las facies de pendientes, el material volcánico y calcáreo resedimentado (incluyendo olistolitos), y las discordancias internas, sugieren que la cuenca era relativamente profunda y controlada por una extensión sinsedimentaria (Jaillard y Jacay, 1989; Jacay, 1992; Jaillard, 1994). La sobreyacente

Formación Sapotal, espesa de 300-700 m, se compone de lutitas negras profundas y/o de prodelta. Las formaciones Punta Moreno superior y Sapotal están datadas del Titoniano superior por numerosos ammonites (Enay et al., 1996).

La Formación Tinajones, espesa de ~600 m, sobreyace abruptamente a la Formación Sapotal y, lateralmente, a unidades más antiguas (Jacay, 1992). Consiste principalmente de areniscas líticas conglomerádicas y de pelitas rojas con fragmentos de plantas, y conforma una sucesión en su conjunto estratodecreciente de origen marino somero a deltaico y de llanura costera. Existen abundantes pruebas de extensión sinsedimentaria (Jaillard y Jacay, 1989). La Formación Tinajones es tentativamente datada del Berriasiano sobre la base de escasos restos paleontológicos (Jaillard y Jacay, 1989; Jacay, 1992).

El Grupo Goyllarisquizga (Valanginiano-Aptiano) sobreyace al Grupo Chicama al oeste, con una discontinuidad, y traslapa discordantemente sobre rocas más antiguas al este, incluyendo el Precámbrico en la Cordillera Oriental (Wilson, 1963; Jaillard et al., 1997). La superficie erosiva presente en la base del Grupo Goyllarisquizga puede seguirse regionalmente (Moulin, 1989). Esta unidad presenta acumulaciones espesas, que demuestran que la subsidencia siguió siendo alta durante el Cretáceo inferior (Jaillard y Jacay, 1989; Moulin, 1989; Jaillard, 1994).

Levantamiento en la Cordillera Oriental de Perú central en el Jurásico superior - Cretáceo inferior

Tradicionalmente, se considera que la Cordillera Oriental de Perú central se comportó como un alto estructural (« geanticlinal del Marañón » o « *Axial Swell* ») desde el Triásico superior (Mégard, 1978, 1987; Dalmayrac et al., 1980; Jaillard, 1994), principalmente porque en este área estratos del Cretáceo inferior traslapan rocas precámbricas y paleozoicas y porque las unidades estratigráficas son más delgadas que al oeste y este. La reconstrucción de un sistema de *rift* de edad Pérmico superior-Jurásico medio a lo largo de la misma área implica al contrario que una sedimentación *syn-rift*, y probablemente también *post-rift*, debió ocurrir en el dominio de la Cordillera Oriental durante este intervalo de tiempo (ver más arriba). La ausencia de depósitos de edad Triásico superior-Jurásico medio y el traslape ocurrido en el Cretáceo inferior debe por lo tanto significar que esta área fue levantada y erosionada antes que finalizase el Cretáceo inferior. Semejante levantamiento de un área anteriormente sometida a *rifting* sugiere que algún tipo de inversión leve ocurrió en el Jurásico superior y/o Cretáceo basal.

Una erosión de edad Jurásico terminal y/o Cretáceo basal en la Cordillera Oriental de Perú central es documentada por los conglomerados Copuma (J. Jacay, inédito) y Sarayaquillo superior, que sobreyace a estratos del Jurásico inferior a medio respectivamente al oeste y

este del «geanticlinal del Maraón» (Sempere et al., 1999). Los conglomerados Copuma subyacen al Grupo Goyllarisquiza con una discordancia angular, y, hacia el oeste, pasan a pelitas y areniscas rojas de origen estuarino que Moulin (1989) llamó «Formación Goyllarisquiza inferior» (aunque este autor concluyó que esta unidad no debería incluirse en el Grupo Goyllarisquiza). Más al oeste, su equivalente lateral es probablemente la Formación Tinajones (Jacay, 1992; Jaillard, 1994), que contiene conglomerados y es posiblemente de edad Berriasiano (ver más arriba).

Evolución tectónica compleja en el sur del Perú y Bolivia en el Jurásico superior - Cretáceo inferior

Datos variados sugieren que levantamientos y hundimientos ocurrieron también en el sur del Perú y Bolivia en el Jurásico superior-Cretáceo inferior. Por ejemplo, en la costa del sur del Perú, la discordancia post-Dogger y pre-Titoniano identificada por Rüegg (1961) refleja movimientos tectónicos por lo menos locales. Por otra parte, el crecimiento considerable de un arco volcánico en el extremo sur del Perú resultó en el esparcimiento hacia el norte de sedimentos volcanodetríticos, localmente con clastos de diámetro >50 cm, después del Valanginiano (Pino et al., 2004 [este volumen]).

En la región peruana del Lago Titicaca, la Formación Huancané s.s. subyace a una superficie de discontinuidad que es cubierta en *onlap* por pelitas y limolitas rojas, y areniscas subordinadas (Sempere et al., 2000a, 2004 [este volumen]). La parte superior de esta unidad *onlap* ante es intercalada con calizas marinas estrato-crecientes que representan la extensa transgresión del Cretáceo medio (Fig. 2; Newell, 1949; Vicente, 1981; Jaillard & Santander, 1992; Jaillard, 1994; Sempere, 1994; Jaillard & Soler, 1996). En este área, la superficie de *onlap* del Cretáceo medio está establecida sobre rocas paleozoicas a jurásicas, y sobreyacida por areniscas comúnmente conglomerádicas (Formación Angostura; Klinck et al., 1986, 1991; Palacios, 1993; Sempere et al., 2000a, 2004 [este volumen]) que fueron confundidas con la Formación Huancané s.s. por muchos autores (por ejemplo: Newell, 1949; Portugal, 1974; Batty & Jaillard, 1989; Laubacher & Marocco, 1990). En el área de la Laguna Saracocha, cerca de Lagunillas, conglomerados muy gruesos, espesos de 150 m, sobreyacen a estratos plegados del Sinemuriano-Kimmeridgiano con una discordancia angular marcada, y son sobreyacidos transicionalmente por una sucesión en conjunto granodecreciente que consiste de areniscas conglomerádicas, areniscas y pelitas rojas, sobreyacidas a su vez por la Formación Ayabacas del Cretáceo medio superior (como lo fue correctamente descrito por Newell [1949], quien hasta definió una Formación Saracocha; estas observaciones contradicen Portugal [1974] y Jaillard y Santander [1992]). Los conglomerados Saracocha se correlacionan por lo tanto con las areniscas conglomerádicas de la Formación Angostura, que afloran apenas 20 km al norte. Estas

relaciones demuestran que los estratos marinos jurásicos cerca de Lagunillas fueron deformados sustancialmente (ver Portugal, 1974, para detalles descriptivos) en el Jurásico terminal y/o Cretáceo inferior, y que algunos relieves fueron creados tectónicamente en esta área en esta época. Cabe notar que porciones de baja temperatura de espectros ^{39}Ar - ^{40}Ar sugieren fuertemente que la región ubicada ~35 km al norte del área de Lagunillas sufrió una obliteración a los ~130-120 Ma, es decir durante el Cretáceo inferior (Clark et al., 1990b), implicando acontecimientos tectónicos coherentes con los descritos en Lagunillas.

La unidad de conglomerados gruesos, con un espesor =50 m y clastos de cuarcita métricos, que aparentemente existe en la base de la Formación Gramadal unos kilómetros al norte de Chivay, confirma que movimientos tectónicos crearon relieves en esta área en el Jurásico terminal (o poco después). Los relieves creados por esta deformación de edad Jurásico terminal-Cretáceo inferior se ubicaban probablemente entre Lagunillas y Chivay, pero su extensión geográfica es todavía desconocida. Aunque no se conocen conglomerados de este tipo más al sur, vale subrayar que la discontinuidad, de edad post-valanginiana, que separa las formaciones Chachacumane y Chulluncane en el área de Tacna representa el desarrollo de un arco volcánico en la costa del extremo sur del Perú (Pino et al., 2004 [este volumen]). Es claro que el tema necesita más estudios.

En Bolivia, conglomerados procedentes del este dominan la unidad terminal del Grupo Serere ~25 km al oeste del eje principal del *rift* jurásico, sugiriendo que la erosión afectó una estructura levantada producida por una leve inversión del sistema de *rift* antes del traslape del Cretáceo inferior a medio. La discordancia angular observada cerca de Torotoro entre estratos del Cretáceo medio o superior y depósitos volcanoclásticos rojos deformados (que posiblemente son equivalentes del Grupo Mitú; ver más arriba) refleja esta deformación.

La actividad magmática, sin embargo, no desapareció completamente de esta heterogeneidad litosférica, puesto que pequeños cuerpos ígneos se emplazaron después de la cesación del *rifting* (Fig. 4). El complejo alcalino del Cerro Sapo incluye una sienita nefelínica localmente enriquecida en sodalita, diques y stocks carbonatíticos, y una *breccia-pipe* (con clastos kimberlíticos) datada en 97.7 ± 2.8 Ma (K-Ar; Kennan et al., 1995; Tawackoli et al., 1999). La fonolita no datada de Carpacayma está en contacto con el Grupo Copacabana ~25 km al suroeste de Torotoro (Kozłowski, 1934). Más al sur, la intrusión gabroica a sienítica con alto contenido de potasio de Cerro Grande está datada en 120.0 ± 0.5 Ma (K-Ar sobre dos fracciones de biotitas; citado por Tawackoli et al., 1999). En la misma región, la edad Ar-Ar de ~91 Ma obtenida sobre un clasto "volcánico" (sin mayor precisión) muestreado en la Formación Camargo superior del sinclinal de Camargo (en Cerro Tonka; Horton, 1998) indica que un magmatismo fue activo al oeste de este sinclinal en el Cretáceo medio. En la Puna Argentina, sobre el mismo lineamiento, existen rocas alcalinas (Rubiolo, 1997) que

incluyen granitos alcalinos datados en 146 ± 1.6 y 122 ± 1.5 Ma (Menegatti et al., 1997). El magmatismo alcalino y carbonatítico de la provincia alcalina de Velasco (escudo precámbrico de Bolivia) proporcionó similarmente edades del Cretáceo basal (143-134 Ma; Darbyshire y Fletcher, 1979; Fletcher y Litherland, 1981; Fletcher y Beddoe-Stephens, 1987).

En el Perú los levantamientos están sellados por el traslape hacia el este o noreste de estratos de edad Cretáceo inferior o medio, y una superficie erosiva se encuentra generalmente en su base (Mégard, 1978; Laurent, 1985; Jaillard, 1994). En Bolivia, esta superficie erosiva es representada por la discordancia que separa el Grupo Serere del sobreyacente Grupo Puca. La superficie sobre la cual traslapó el Grupo Puca es claramente la continuación hacia el sur de la extensa superficie de traslape conocida en el Perú. La sedimentación sobre esta superficie se inició con la Formación Tarapaya *s.l.* (es decir incluyendo las formaciones Condo y Kosmina) y culminó con la transgresión del Cenomaniano evidenciada por la caliza marina Miraflores, cuyo espesor es ≈ 25 m (Jaillard y Sempere, 1991; Sempere, 1994; Graf, et al., 2002); manifestaciones extensionales y/o transtensionales se observan en la parte basal, no datada, de la Formación Tarapaya *s.l.* (Sempere, 1994). La Formación Miraflores es limitada hacia el este por el alto paleotectónico levantado en el Cretáceo inferior (ver más arriba), sobre el cual no traslapó. Los primeros estratos cretáceos depositados sobre este alto son de edad mastrichtiana (Sempere et al., 1997).

Conjuntamente, estos datos muestran que el adelgazamiento litosférico registrado en el Jurásico superior - Cretáceo inferior por profundizaciones abruptas y/o altas tasas de subsidencia, fue coetáneo de levantamientos corticales. Esto sugiere que por lo menos algunos de estos levantamientos pudieron producirse por el propio estiramiento litosférico.

TERCERA ETAPA DE ADELGAZAMIENTO LITOSFÉRICO: ALBIANO-CENOMANIANO, COSTA DEL PERÚ CENTRAL

Un adelgazamiento litosférico considerable está comprobado en la alargada cuenca de Huarmey, en el Perú central costero y marítimo (Fig. 3), donde ~ 9 km de depósitos volcánicos y sedimentarios se acumularon durante por lo menos el Albiano inferior y medio (Atherton y Webb, 1989; Jaillard, 1994; y referencias adentro). Estos depósitos, conocidos bajo el nombre de Grupo Casma (Myers, 1974), incluyen lavas almohadilladas (*pillow lavas*), lavas tabulares (*sheet lavas*), hialoclastitas, tobas depositadas en agua, y cherts, calizas, tobas y limolitas subordinadas. Las facies sedimentarias, así como el hecho que no se percibe ningún aporte continental en el registro estratigráfico, indican que la profundidad de la cuenca llegó a ser importante. Turbiditas gruesas y deslizamientos son comunes e indican que la cuenca presentaba pendientes topográficas que fueron creadas y mantenidas por una actividad tectónica.

La mayoría de los autores concluye que la cuenca de Huarmey se formó por adelgazamiento litosférico a lo largo del margen activo peruano en el Cretáceo medio (e.g., Aguirre y Offler, 1985; Soler, 1991; Jaillard, 1994), y algunos sugieren que este proceso llegó a producir una corteza de tipo oceánico (Atherton, 1990). Sobre la base de datos geológicos y gravimétricos, Atherton y Webb (1989) interpretaron la cuenca de Huarmey como una cuenca marginal donde « la corteza se dividió », « su piso siendo ocupado por material mantélico »; basaltos toleíticos ocurren en el centro de la cuenca, mientras rocas ácidas con alto contenido de potasio ocurren en su margen oriental, lo que indica variaciones horizontales en la composición y/o profundidad de la fuente magmática, y/o distintos grados de fusión parcial. En el tiempo se observa una evolución desde una fuente calco-alcalina hacia « una fuente más parecida al MORB con un componente continental variable » (Atherton y Webb, 1989). Esta evolución hacia un magmatismo toleítico fue también observada por Soler (1991). El estiramiento litosférico está registrado en la Cordillera Occidental, al este de la cuenca de Huarmey, por coladas basálticas alcalinas de edad Albiano basal, y por sills y diques basálticos alcalinos de edad Albiano medio o superior (Soler, 1989).

Los datos cronológicos sugieren que este episodio de adelgazamiento litosférico se inició en el Albiano inferior, cuya base es ~ 112 Ma (Hardenbol et al., 1998). En el área de Lima, las vulcanitas de la Formación Chilca, espesas de 2500 m, tienen intercalaciones sedimentarias que proporcionaron un ammonite del Aptiano superior o Albiano basal (Rivera et al., 1975; Jaillard, 1994). En el área de Huarmey ($\sim 10^\circ\text{S}$), lutitas transgresivas están también datadas del Albiano basal (Myers, 1974, 1980). Sin embargo, un estudio más reciente de las faunas de ammonites asociadas con esta transgresión data su inicio del primer tercio del Albiano inferior (Robert et al., 2002), es decir de ~ 110 Ma. El adelgazamiento litosférico registrado por la cuenca de Huarmey resultó en una aguda subsidencia extensional que controló muy probablemente la espesa acumulación de depósitos mayormente carbonatados conocidos en el dominio oriental, el cual se volvía menos profundo hacia el este. Señas de extensión sinsedimentaria se observan en estos estratos, así como en los estratos sobreyacentes del Albiano terminal y Cenomaniano medio temprano (Jaillard, 1987, 1994).

Hacia el sur, entre Lima y Nasca ($\sim 13-15^\circ\text{S}$), 1000-2000 m de basaltos y andesitas basálticas calco-alcalinas sobreyacen a las areniscas del Cretáceo inferior y están intercaladas con estratos marinos localmente bituminosos datados del Albiano (Ruegg, 1956; Caldas, 1978, Jaillard, 1994). Es probable que estas rocas se depositaron en la prolongación sur de la cuenca de Huarmey, y se piensa que ésta se volvía más estrecha hacia el sureste (Atherton y Aguirre, 1992) (Fig. 3).

Estratos deformados del Grupo Casma que han proporcionado ammonites del Albiano medio ($\sim 106-103$ Ma) están localmente intruidos por gabros más viejos que

101 Ma (Mukasa, 1986a). Estos gabros a menudo sintectónicos, y los diques asociados con ellos, intruyeron depósitos sepultados del Grupo Casma mientras la litósfera local se estaba adelgazando. Además, en el área de Lima, el Grupo Casma está intruido por plutones monzograníticos de edad Albiano superior (~101 Ma) (Mukasa, 1986a), mientras su parte superior incluye estratos con ammonites del Cenomaniano inferior (~99-96 Ma) (Guevara, 1980). En su conjunto, estos datos muestran que deformaciones locales del relleno de la cuenca, intrusiones sintectónicas de gabros, e intrusiones levemente más jóvenes de plutones menos básicos, ocurrieron *durante* el funcionamiento de la cuenca de Huarmey, es decir durante el adelgazamiento litosférico. En particular, la simultaneidad (por lo menos parcial) de una alta subsidencia, deformaciones locales, vulcanismo, e intrusiones, sugiere que este adelgazamiento litosférico fue controlado a gran escala en un contexto transcurrente que estaba dominando el margen del Perú: la transtensión habría creado un estiramiento litosférico con magmatismo y una elevada subsidencia, mientras transpresiones locales y/o episódicas habrían producido las deformaciones observadas en estratos e intrusiones.

Este modelo está en acuerdo con conclusiones alcanzadas por otros autores, quienes notaron una aparente alternancia de períodos extensionales y compresionales y propusieron que estructuras aparentemente compresivas fueron producidas en la cuenca por una tectónica transcurrente dextral de gran escala (Myers, 1974; Bussell y Pitcher, 1985; Jaillard, 1994). Está también coherente con la idea (Myers, 1974) que la acumulación de 1400 m de carbonatos y margas, que se adelgazan hacia el este, durante el intervalo Albiano inferior-Turoniano (112-89 Ma) en el dominio ubicado al este de la cuenca de Huarmey fue una consecuencia genética del adelgazamiento litosférico; proponemos que esta plataforma carbonatada albiana-turoniana se comportó “técnicamente” como una especie de margen pasivo vinculado al oeste con la cuenca más profunda de Huarmey. Esto sugiere que la evolución de la cuenca de Huarmey, y posiblemente el propio adelgazamiento litosférico, pudo durar hasta ~90 Ma. Esta idea está en acuerdo con el adelgazamiento litosférico incipiente registrado en el Oriente ecuatoriano (0°15'N-1°15'S) por un importante magmatismo alcalino básico con edades aparentes de 110-82 Ma (Barragán y Baby, 1999).

TERMINACIÓN DEL ADELGAZAMIENTO LITOSFÉRICO E INICIO DEL ENGROSAMIENTO CORTICAL EN EL CRETÁCEO SUPERIOR TEMPRANO

Al iniciarse el Cretáceo superior la litósfera del margen andino había sido adelgazada anteriormente, y a veces durante períodos largos, en ciertas regiones extensas, formando, especialmente en el sur del Perú, un patrón algo complejo en mapa (Figs. 3, 4).

En el Perú central, un plutonismo considerable se

desarrolló durante el Cretáceo superior en el área que había sido ocupada por la cuenca de Huarmey (Myers, 1974; Soler y Bonhomme, 1990; Jaillard, 1994; Jaillard y Soler, 1996). Sin embargo, el contexto tectónico de la deformación de esta cuenca, y la edad de su inicio, no se conocen con certeza. Opinamos que deformaciones internas de estratos e intrusiones de edad Casma podrían ser mejor interpretadas como evidencias de deformación sinsedimentaria transcurrente durante la evolución de la cuenca, y que no deberían ser presentadas como pruebas de que un acortamiento regional había comenzado en esta época. Dado la relación genética entre la cuenca profunda de Huarmey y la extensa plataforma carbonatada al este, es probable que la invasión turoniana-coniaciana de ésta por una sedimentación detrítica fina, de ambiente continental a marino somero, desde el oeste, fue producida por una emersión en esta dirección (Jaillard, 1994). Esta emersión implica a su vez que un cierto engrosamiento cortical ya se había desarrollado donde poco antes la cuenca de Huarmey había alcanzado profundidades importantes. Si este análisis es correcto, la edad perceptible del inicio del engrosamiento cortical andino en el Perú central sería turoniana (~93-89 Ma).

En el sur del Perú, los carbonatos marinos someros del Cretáceo medio están abruptamente sobreyacidos por estratos areno-pelíticos rojos de ambiente continental distal (Fig. 9; Jaillard, 1994). Los carbonatos subyacentes contienen fósiles de edad cenomaniana, mientras los estratos rojos sobreyacentes incluyen delgadas intercalaciones marinas, que proporcionaron un ammonite considerado como santoniano (Vicente, 1981). De esta forma, la edad de la discontinuidad sedimentaria que supuestamente marca el inicio del engrosamiento cortical andino en el sur del Perú está comprendida entre ~93 y ~84 Ma.

Grandes volúmenes de rocas plutónicas, clasificadas como partes del Batolito Costero, se emplazaron en estratos del Grupo Casma y rocas más antiguas del Perú costero. En el Perú central, sólo una proporción menor del batolito fue emplazada antes de 90 Ma; después de un intervalo aparentemente sin intrusiones en la corteza superior (~90-85 Ma), el plutonismo se reanudó en ~85 Ma y volúmenes considerables se emplazaron hasta 59 Ma (Mukasa, 1986a; Soler y Bonhomme, 1990). Cabe notar que estos magmas provenían casi exclusivamente de la fusión mantélica generada en la zona de subducción (Soler y Rotach-Toulhoat, 1990). Similarmente, la gran mayoría de las edades obtenidas sobre rocas del Batolito Costero del sur del Perú son más jóvenes que 87 Ma (Moore, 1984; Mukasa, 1986a), lo que supuestamente refleja el hecho que volúmenes plutónicos mucho mayores se emplazaron en la corteza superior después de esta fecha. El aumento significativo del magmatismo a partir de ~87-85 Ma podría reflejar una intensificación del engrosamiento cortical y de los procesos de fusión mantélica así como un cambio en las características de la subducción. La composición del “Grupo Linga”, ~30 km al SSE de Arequipa, datado en 68 ±

3 Ma (isócrona Rb-Sr), indica que cristalizó a partir de un magma generado en el manto superior por el proceso de subducción y muy poco contaminado por la corteza preexistente (Le Bel et al., 1985).

A pesar de la imprecisión actual, los datos cronológicos disponibles sobre la región de estudio sugieren que el prominente cambio de un largo período dominado por estiramiento litosférico al presente período dominado por engrosamiento cortical ocurrió aproximadamente durante el Turoniano, es decir el intervalo ~93-89 Ma.

CONSECUENCIAS DEL ESTIRAMIENTO LITOSFÉRICO PRE-OROGÉNICO PARA LA OROGENIA ANDINA

Inversión andina del sistema de *rift* de la Cordillera Oriental

Como subrayado más arriba, el eje del sistema de *rift* que funcionó del Pérmico superior al Jurásico coincide con el eje de la actual Cordillera Oriental de Perú y Bolivia. Esta coincidencia sugiere fuertemente que la Cordillera Oriental resultó de la inversión tectónica de este sistema de *rift*. Muchos cabalgamientos de la Cordillera Oriental se originaron probablemente por reactivación compresional a transpresional de anteriores fallas normales (Sempere, 2000; Sempere et al., 2002). Es probable que el buzamiento y la geometría general de las fallas normales activadas por el *rifting* en el Pérmico superior-Jurásico determinaron la vergencia de muchos cabalgamientos andinos, puesto que cabalgamientos de vergencia oeste (respectivamente, este) predominan al oeste (respectivamente, al este) del eje del paleo-*rift*. En el segmento N-S de la Cordillera Oriental, al sur de 19°S, los desplazamientos tectónicos andinos fueron inicialmente más transpresionales (Hérail et al., 1996; Tawackoli, 1997) debido a la oblicuidad de las estructuras preexistentes relativamente a la supuesta dirección de esfuerzos.

La inversión tectónica y el desgarre fueron más intensos cerca del eje del sistema principal de *rift*, como lo evidencian los afloramientos de rocas que estuvieron inicialmente ubicadas en regiones estructuralmente más profundas del *rift*. Por ejemplo, en la Cordillera Oriental al noroeste de 16°30'S, los granitoides que se habían emplazado en las "raíces" del *rift* están ahora expuestos en las altitudes más elevadas. Afloramientos de estas "raíces" consisten generalmente de rocas metamórficas del Precámbrico a Paleozoico inferior (Sempere et al., 1999); granitoides y rocas metamórficas al noroeste de 16°30'S están comúnmente intruidas por diques básicos, como lo son los estratos paleozoicos no metamórficos al sureste de 16°30'S.

En el Perú central, cuerpos de peridotitas poco estudiados ocurren en rocas metamórficas precámbricas, dentro de plutones y estratos misisipianos, y en el contacto entre grupos Mitu y Pucará (Aumaitre et al., 1977; Grandin y Zegarra-Navarro, 1979; Jacay, 1996; Mégard et

al., 1996; Quispesivana, 1996; Jacay et al., 1999). Estas relaciones geológicas sugieren que estas peridotitas fueron emplazadas tectónicamente en el Jurásico debido a un estiramiento y/o desgarre mayor de la corteza, si, por su inicio más temprano, el *rifting* en este segmento alcanzó un estado mucho más avanzado que en el sur. Es también posible, sin embargo, que estas peridotitas sean fragmentos de litósfera mantélica precámbrica o paleozoica que fueron emplazados tectónicamente en unidades más jóvenes durante la inversión del *rift* debido a una expulsión vertical particularmente intensa de material profundo. De todas formas, la ocurrencia de peridotitas en este contexto indica que en el Perú central la inversión del *rift* retrabajó parcialmente niveles estructurales tan profundos como la litósfera mantélica (Sempere et al., 1998; Jacay et al., 1999). Porque las inversiones de *rifts* pueden afectar profundidades estructurales diferentes, la cantidad de acortamiento y levantamiento producidos por la inversión puede también percibirse a partir de la distribución de los granitoides del Paleozoico superior - Jurásico. Aunque el sistema de *rift* continua en el Ecuador (Rivadeneira y Baby, 1999), la abundancia de los granitoides expuestos disminuye característicamente al norte de 6°S, donde prácticamente desaparecen. Esto sugiere que en el Perú el acortamiento en la Cordillera Oriental disminuye considerablemente al norte de 6°S.

El acortamiento y/o la profundidad de la inversión del *rift* en la Cordillera Oriental aparentemente también disminuyen al sureste de 17-18°S; los granitoides expuestos desaparecen a partir de esta latitud y hacia el sur sólo afloran enjambres de diques básicos (Figs. 3, 4). Es de notar que, desde el punto de vista geomorfológico, este segmento de la Cordillera Oriental no es alto y estrecho como una verdadera cordillera, sino conforma una extensa región elevada afectada por superficies erosivas de gran escala.

Características paleotectónicas del Altiplano

El Altiplano, el segundo más extenso alto *plateau* en el mundo (después de Tibet), forma uno de los rasgos más característicos del "Oroclino Boliviano". Bajo un punto de vista geomorfológico, el Altiplano es una extensa cuenca endorreica ampliamente cubierta (y llenada) por depósitos sedimentarios y volcánicos cenozoicos. Es limitado por la Cordillera Occidental, que es una faja elevada conformada por volcanes neógenos, y por la Cordillera Oriental. El origen geológico del Altiplano no está claro y es actualmente un tema de intenso debate.

Aunque existen pocos afloramientos de rocas precenozoicas sobre el Altiplano s.s. (excluyendo la parte peruana de esta región), este bloque incluye aparentemente rocas precámbricas, una cobertura paleozoica poco conocida, y, en su parte más oriental, delgados relictos de la Formación jurásica Ravelo (la cual se vuelve más espesa hacia el este, es decir hacia el eje del *rift* triásico-jurásico). El bloque del Altiplano fue el sitio de *onlaps* sedimentarios recién a partir del Cretáceo superior (Sempere, 1994), más

probablemente desde el este. Dado que no existen evidencias de erosiones anteriores al Cretáceo superior de supuestas acumulaciones mesozoicas en el Altiplano, estas relaciones indican que el dominio del Altiplano fue sometido a ninguna (o poca) subsidencia durante el intervalo Triásico-Jurásico.

El Altiplano actual es limitado al este por la Cordillera Oriental, que resulta de la inversión del sistema de *rift* triásico-jurásico, que a su vez debe haber limitado el bloque del Altiplano antes de la orogenia andina. Al oeste, el bloque del Altiplano estaba limitado por la cuenca de Arequipa, la cual aparentemente continuaba en el norte de Chile (Muñoz et al., 1988; Muñoz y Charrier, 1993; J.-C. Vicente, com. pers.). Aunque se necesitan más estudios, cabe mencionar que un *rifting* de edad Dogger está reconocido en la Precordillera del norte de Chile (22°S; Günther et al., 1997), mientras que un *rifting* triásico-jurásico está documentado en la Cordillera de Domeyko (25°-26°S; Mpodozis y Cornejo, 1997); y que el levantamiento rápido y la exhumación del bloque de Limón Verde en el Triásico inferior a medio (~23°S; Franz y Lucassen, 1997) refleja probablemente un *rifting* coetáneo al oeste de esta área. Por lo tanto proponemos que un estiramiento litosférico se desarrolló al oeste de todo el Altiplano actual durante el Triásico-Jurásico (Figs. 3, 4).

Una consecuencia importante de este análisis es que, antes de la orogenia andina, el bloque litosférico que hoy día corresponde al Altiplano era limitado a ambos lados (este como oeste) por áreas donde la litósfera había sido adelgazada. La litósfera bajo el Altiplano debió por lo tanto poseer un espesor "normal" antes de la orogenia andina. Encontramos particularmente interesante que, según estudios recientes de tomografía sísmica, una litósfera mantélica espesa de 65-80 km existe todavía bajo la corteza del Altiplano (Myers et al., 1998; Schmitz et al., 1999). Sin embargo, el espesor cortical actual bajo el Altiplano varía de ~55-60 km en ~16°S a 70-74 km en 20°S (Beck et al., 1996) y, dado que estos valores sobrepasan considerablemente el espesor cortical "normal", la corteza bajo el Altiplano debe haberse engrosado durante la orogenia andina (por procesos que están debatidos). A este respecto, es particularmente interesante que la corteza superior del Altiplano sólo sufrió un débil acortamiento en el Cenozoico (~15 km, es decir ~10-14 %; Rochat et al., 1999), porque confirma que se ha comportado como algo rígidamente desde al menos el Pérmico.

La propagación de la orogenia "saltó" aparentemente a través del bloque rígido del Altiplano en el Oligoceno, de un área al oeste del Altiplano a un área que, por lo menos en parte, coincide con la Cordillera Oriental (Sempere et al., 1990). Este hecho corrobora claramente que la Cordillera Oriental ha resultado de un fallo tectónico del sistema de *rift* homónimo, que representaba una zona de fragilidad, y no de una supuesta propagación progresiva de la deformación hacia el este (Sempere, 2000; Sempere et al., 2002).

Dado el débil acortamiento de la corteza superior (frágil) del Altiplano, el engrosamiento cortical afectó

principalmente la parte inferior (dúctil) de su corteza. Este desacoplamiento (*decoupling*; Yuan et al., 2000) entre las evoluciones de las cortezas superior e inferior del Altiplano pudo ser causado por una transferencia de materia dúctil desde la corteza inferior sobre-engrosada de las cordilleras Occidental y Oriental, que pudo "inflar" la corteza inferior del Altiplano (Sempere et al., 2000b; Husson y Sempere, 2003). Es probable que este tema importante permanecerá debatido por cierto tiempo.

Inversión de otras cuencas

En el Perú central, los principales cabalgamientos de edad andina coinciden con límites paleogeográficos (Janjou et al., 1981; Mourier, 1988), lo que sugiere fuertemente que provienen de la inversión de estructuras mesozoicas producidas por adelgazamiento litosférico (Jaillard, 1990). Este último autor afirmó que « en el norte del Perú, la inversión de las estructuras corticales extensionales y el ligado acortamiento del prisma sedimentario superimpuesto puede explicar enteramente el espesor cortical observado, mientras en el sur del Perú, actuó como un parámetro menor pero no desdeñable. » Sin embargo, en el sur del Perú, estudios más detallados parecen necesarios para evaluar la influencia de las estructuras preexistentes sobre el engrosamiento cortical andino.

Más al este, en el Oriente central y septentrional del Perú, las estructuras cenozoicas provienen aparentemente de la reactivación de fallas preexistentes (Laurent, 1985).

CONCLUSIONES

La identificación de un adelgazamiento litosférico pre-orogénico en los Andes de Perú y Bolivia ayuda a entender mejor la estructura y la historia tectónica de los Andes a estas latitudes. Aunque la información usada para reconstruir cuencas subsidentes y regiones con litósfera adelgazada no proviene necesariamente de las áreas que sufrieron el adelgazamiento litosférico más intenso, subrayamos que contribuye a demostrar que estos procesos actuaron en los Andes Centrales en varias épocas del Paleozoico superior - Mesozoico. En particular, las evidencias disponibles demuestran coherentemente que la actual Cordillera Oriental de Perú y Bolivia sufrió un notable adelgazamiento litosférico durante el intervalo Pérmico superior - Cretáceo medio.

Los episodios de estiramiento litosférico descritos en el presente trabajo resultaron probablemente de la evolución del patrón de circulación astenosférica provocado a gran escala por la convección mantélica. El cambio mayor registrado a ~93-89 Ma, de adelgazamiento a engrosamiento de la litósfera andina, podría por lo tanto reflejar un cambio mayor en el patrón regional de circulación astenosférica aproximadamente en esta época.

En las áreas que sufrieron un estiramiento litosférico, es obvio que la corteza pre-orogénica

permaneció delgada hasta el inicio del desarrollo de la orogenia andina, la cual produjo su engrosamiento. Por otra parte, no está claro si la litósfera mantélica se reconstituyó parcialmente a partir de la astenósfera cuando bajaron el flujo térmico y las temperaturas. De todas formas, sin embargo, el engrosamiento y/o acortamiento de la litósfera mantélica durante la orogenia andina debe haber generado fenómenos de delaminación cuando su creciente espesor alcanzó un umbral de estabilidad (Kay et al., 1994; Carlotto et al., 1999).

Sugerimos que el adelgazamiento progresivo o periódico de la litósfera durante un intervalo de ~180 Ma fue una condición necesaria para la posterior orogenia de los Andes Centrales y especialmente del Oroclino, que fue considerable a pesar de no ser colisional. Es un principio trivial que el acortamiento de un área continental es menos difícil cuando su corteza ha sido anteriormente adelgazada, como lo ilustran muchos antiguos márgenes continentales pasivos que han sido acortados considerablemente (por ejemplo en los bordes de la Tethys). Es otro principio trivial que el esfuerzo requerido para reactivar una falla preexistente es menos que el esfuerzo requerido para crear una nueva falla. Una consecuencia de este principio es que fallas preexistentes y otras heterogeneidades tectónicas influyen generalmente, y hasta pueden controlar, la propagación de la deformación en áreas sometidas a acortamiento. En particular, el conocimiento de las heterogeneidades litosféricas pre-andinas es crucial para entender porqué y cómo se formó el Oroclino. El hecho que la Cordillera Oriental corresponde a un sistema de paleo-*rift* y el Altiplano a un bloque

paleotectónico algo rígido sugiere que la estructura pre-orogénica regional fue un factor clave en la formación del Oroclino.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una versión actualizada, corregida y ampliamente extendida, de un artículo redactado en 2000 y publicado en la revista *Tectonophysics* (Sempere et al., 2002). El estudio fue financiado por el IRD (anteriormente Orstom) y realizado, en varias etapas, en colaboración con geólogos de la Gerencia de Exploración de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos (YPFB, Santa Cruz, Bolivia; 1984-1995), de la Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco (UNSAAC, Cusco, Perú; 1997-2001), de la Universidad Mayor de San Andrés (UMSA, La Paz, Bolivia; desde 1998), de la Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann (UNJBG, Tacna, Perú; desde 2000), y de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM, Lima, Perú; desde 2000). Agradecemos a muchos colegas o estudiantes de estas instituciones por su participación en operaciones de campo. Agradecemos especialmente a J. Doubinger, R. Iannuzzi, E. Robert, y J.-C. Vicente por proporcionarnos informaciones importantes, y a José Berrospi, Abdul Castillo, Elsa Choque, Marcelo Claire, Félix García, y Julio-César Salinas por su invaluable ayuda logística. También agradecemos a G. Carlier y E. Jaillard por intercambios fructíferos, y a G. Hérial por informaciones sobre el norte de Chile. Las improntas triásicas de Uyuni del Pilcomayo fueron descubiertas conjuntamente con I. Sabino.

REFERENCIAS

- ACOSTA H., SEMPERE T. & CARLOTTO V. (2000).- Estratigrafía y tectónica de la zona de Azángaro (Puno, Perú). X Congreso Peruano de Geología. Lima, in press.
- AGUIRRE L. & OFFLER R. (1985).- Burial metamorphism in the western Peruvian trough: Its relation to Andean magmatism and tectonics. In: M.P. Pitcher, E.J. Cobbing & R.D. Beckingsale (Editors). *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Blackie, Glasgow, & Halsted Press, New York, p. 59-71.
- ALDAG A. (1913).- Petrographische Untersuchung bolivianischer Andesit- und Diabasgesteine samt ihrer Einschlüssen. Inaug.-Dissertation, Bonn, Germany.
- ARANIBAR O. (1979).- Geología regional de la parte sur de la hoja geológica Padcaya (n° 6628), dpto. de Tarija. Informe interno GEOBOL, La Paz, 27 p.
- ATHERTON M.P. (1990).- The coastal batholith of Perú: The product of rapid recycling of "new" crust formed within rifted continental margin. *Geological Journal*, v. 25, p. 337-349.
- ATHERTON M.P. & WEBB S. (1989).- Volcanic facies, structure, and geochemistry of the marginal basin rocks of central Perú. *Journal of South American Earth Sciences*, v.2, p.241-261.
- ATHERTON M.P. & AGUIRRE L. (1992).- Thermal and geotectonic setting of Cretaceous volcanic rocks near Ica, Perú, in relation to Andean crustal thinning. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 5, p. 47-69.
- AUMAÎTRE R., GRANDIN G. & GUILLON J.H. (1977).- Données lithologiques et structurales relatives à un bloc précambrien surélevé de la Cordillère andine orientale (Pérou central). Les corps de roches ultrabasiques qui y sont présents. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 19, p. 983-989.
- BARBIERI M., GHIARA M.R., STANZIONE D., VILLAR L.M., PEZZUTTI N.E. & SEGAL S.J. (1997).- Trace-element and isotope constraints on the origin of ultramafic lamprophyres from Los Alisos (Sierras Subandinas, northern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 1997, v. 10, p. 39-47.
- BARD J.-P., BOTELLO R., MARTINEZ C. & SUBIETA T. (1974).- Relations entre tectonique, métamorphisme et mise en place d'un granite éohercynien à deux micas dans la Cordillère Real de Bolivie (massif de Zongo-Yani). *Cahiers ORSTOM, série Géologie*, v. 6, p. 3-18.
- BARRAGÁN R. & BABY P. (1999).- A Cretaceous hot spot in the Ecuadorian Oriente basin: geochemical, geochronological and tectonic indicators. IV International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, p. 77-81.
- BATTY M. & JAILLARD E. (1989).- La sedimentación neocomiana (Jurásico terminal - Aptiano) en el sur del Perú. In: L.A. Spalletti (Editor), *Contribuciones de los simposios sobre el Cretácico de América Latina (parte A: Eventos y Registro Sedimentario)*, Buenos Aires, p. 75-88.
- BECK S., ZANDT G., MYERS S.C., WALLACE T.C., SILVER P.G. & DRAKE L. (1996).- Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, v. 24, p. 407-410.
- BELLIDO E. & GUEVARA C. (1963).- Geología de los cuadrángulos de Punta Bombón y Clemesi. Carta Geológica Nacional, Lima, 92 p.
- BELTAN L., FRENEIX S., JANVIER P. & LÓPEZ-PAULSEN O. (1987).- La faune triásica de la formation de Vitiacua dans la région de Villamontes (Département de Chuquisaca, Bolivie). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 1987, p. 99-115.
- BENAVIDES V. (1962).- Estratigrafía terciaria de la región de Arequipa. *Boletín*

- de la Sociedad Geológica del Perú, v. 38, p. 5-63.
- BOGDANIC T.** (1990).- Kontinentale Sedimentation der Kreide und des Alttertiärs im Umfeld des subduktionsbedingten Magmatismus in der chilenischen Präkordillere (21°-23°S). Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Band 123, 117 p., Berlin.
- BONNIOMME M.G., AUDEBAUD E. & VIVIER G.** (1985).- K-Ar ages of Hercynian and Neogene rocks along an east-west cross section in southern Perú. Comunicaciones, Santiago de Chile, v. 18, p. 27-30.
- BUSSELL M.A. & PITCHER W.S.** (1985).- The structural controls of batholith emplacement. In Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (eds), *Magmatism at a Plate Edge: the Peruvian Andes*. Blackie, p. 167-176.
- CABANIS B. & THIÉBLEMONT D.** (1988).- La discrimination des tholéiites continentales et des basales d'arrière-arc: Proposition d'un nouveau diagramme: le triangle Th - 3xTb - 2xTa. Bulletin de la Société Géologique de France (8), v. 4, p. 927-935.
- CAPDEVILA R., MÉGARD F., PAREDES J. & VIDAL P.** (1977).- Le batholite de San Ramón, Cordillère Orientale du Pérou central. Geologische Rundschau, v. 66, p. 434-446.
- CARLIER G., GRANDIN G., LAUBACHER G., MAROCCO R. & MÉGARD F.** (1982).- Present knowledge of the magmatic evolution of the Eastern Cordillera of Perú. Earth Science Reviews, v. 18, p. 253-283.
- CARLOTTO V.** (1998).- Evolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13°-16°S, Pérou). Thèse de doctorat, Université de Grenoble, France, 159 p.
- CARLOTTO V., CARLIER G., JAILLARD E., SEMPERE T. & MASCLE G.** (1999).- Sedimentary and structural evolution of the Eocene-Oligocene Capas Rojas basin: Evidence for a late Eocene lithospheric delamination event in the southern Peruvian Altiplano. IV International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, p. 141-146.
- CARLOTTO V., CÁRDENAS J., DÍAZ-MARTÍNEZ E., SEMPERE T., HERMOZA W., CERPA L. & ACOSTA II.** (2000).- La Formación Ene de la región de Cusco y su importancia en la exploración de yacimientos de hidrocarburos. X Congreso Peruano de Geología, Lima, CD-ROM file GH1.
- CENKI B.** (1998).- Le volcanisme permotriasique et/ou mésozoïque de la région de Cusco-Sicuani: contexte géologique, caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques, interprétation géodynamique. Mémoire de maîtrise, Université de Grenoble, Francia, 33 p.
- CHANDLER M.A., RIND D. & RUEDY R.** (1992).- Pangean climate during the Early Jurassic: GCM simulations and the sedimentary record of paleoclimate. Geological Society of America Bulletin, v. 104, p. 543-569.
- CLARK A.H., FARRAR E., KONTAK D.J., LANGRIDGE R.J., ARENAS M.J., FRANCE L.J., MCBRIDE S.L., WOODMAN P.L., WASTENEYS H.A., SANDEMAN H.A. & DOUGLAS D.A.** (1990a).- Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Perú. Economic Geology, v. 85, p. 1520-1583.
- CLARK A.H., KONTAK D.J. & FARRAR E.** (1990b).- The San Judas Tadeo W (-Mo, Au) deposit: Permian lithophile mineralization in southeastern Perú. Economic Geology, v. 85, p. 1651-1668.
- DALMAYRAC B., LAUBACHER G., MAROCCO R.** (1980).- Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. Travaux et Documents de l'ORSTOM, Paris, v. 122, 501 p.
- DAMIANI-PINTO I. & SANGUINETTI Y.T.** (1987).- Lower Cretaceous ostracodes from Bolivia. Anais do X Congresso Brasileiro de Paleontologia, v. 2, p. 761-781.
- DARBYSHIRE D.P.F. & FLETCHER C.J.N.** (1979).- A Mesozoic alkaline province in eastern Bolivia. Geology, v. 7, p. 545-548.
- DOUBINGER J. & MAROCCO R.** (1976).- Découverte d'une microflore wéaldienne (Néocomien) dans la région de Cuzco (Sud du Pérou). Première datation des grès Huancané. Sciences Géologiques, Bulletin, Strasbourg, v. 29, p. 79-89.
- DOUGLAS J.A.** (1920).- Geological sections through the Andes of Perú and Bolivia. 2. From the port of Mollendo to the Inambari River. Geological Society of London Quarterly Journal, v. 76, 58 p.
- DUNCAN R.A., HOOPER P.R., REHACEK J., MARSII J.S. & DUNCAN A.R.** (1997).- The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. J. Geophys. Res., v. 102, p. 18127-18138.
- EGELER C.G. & DE BOOY T.** (1961).- Preliminary note on the geology of the Cordillera Vilcabamba (SE Perú), with emphasis on the essentially pre-Andean origin of the structure. Geologie en Mijnbouw, v. 40, p. 319-325.
- ELLISON R.A.** (1985).- Nuevos aspectos de la estratigrafía cretácica en la región del Lago Titicaca del sur del Perú. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 75, p. 51-53.
- ENAY R., BARALE G., JACAY J. & JAILLARD E.** (1996).- Upper Tithonian ammonites and floras from the Chicama basin, northern Peruvian Andes. GeoResearch Forum, Transtec, Switzerland, v. 1-2, p. 221-234.
- ENCARNACIÓN J., FLEMING T.H., ELLIOT D.H. & EALES II.V.** (1996).- Synchronous emplacement of Ferrar and Karoo dolerites and the early breakup of Gondwana. Geology, v. 24, p. 535-538.
- FARRAR E., CLARK A.H. & HEINRICH S.M.** (1990).- The age of the Zongo pluton and the tectonothermal evolution of the Zongo-San Gabán Zone in the Cordillera Real, Bolivia. I International Symposium on Andean Geodynamics, Grenoble, p. 171-174.
- FLEMING T.H., HEIMANN A., FOLAND K.A. & ELLIOT D.H.** (1997).- Ar-Ar geochronology of Ferrar Dolerite sills from the Transantarctic Mountains, Antarctica: Implications for the age and origin of the Ferrar magmatic province. Geological Society of America Bulletin, v. 5, p. 533-546.
- FLETCHER C.J.N. & BEDDOE-STEPHENS B.** (1987).- The petrology, chemistry and crystallization history of the Velasco alkaline province, eastern Bolivia. In: *Alkaline igneous rocks*, Fitton, J.C. & Upton, B.G.J. (eds.), Geological Society Special Publication, v. 30, p. 403-413.
- FLETCHER C.J.N. & LITHERLAND M.** (1981).- The geology and tectonic setting of the Velasco Alkaline Province, eastern Bolivia. Journal of the Geological Society, v. 138, p. 541-548.
- FRANÇA A. B., et al. (15 authors),** (1995).- Phanerozoic correlation in southern South America. In: A.J. Tankard, R. Suárez & H.J. Welsink (Editors), *Petroleum basins of South America*, AAPG Memoirs, v. 62, p. 129-161.
- FRANZ G. & LUCASSEN F.** (1997).- Upper Paleozoic crustal thickening: The basement of the Sierra de Limón Verde in N-Chile (Región Antofagasta). Actas del VIII Congreso Geológico Chileno, v. 2, p. 1271-1274.
- GOMES C.B., LAURENZI M.A., CENSI P., DE MIN P., VELÁZQUEZ V.F. & COMIN-CHIARAMONTI P.** (1996).- Alkaline magmatism from northern Paraguay (Alto Paraguay): A Permo-Triassic province. In: P. Comin-Chiaramonti & C.B. Gomes (Editors), *Alkaline magmatism in central-eastern Paraguay - Relationships with coeval magmatism in Brazil*, Edusp/FAPESP, São Paulo, p. 223-230.
- GRAF A., STRASSER A. & CARON M.** (2002).- OAE-2 equivalent (Upper Cenomanian) recorded in Bolivian shallow-water sediments. Resumen extendido, Congrès Suisse de Sédimentologie.
- GRANDIN G. & ZEGARRA-NAVARRO J.** (1979).- Las rocas ultrabásicas en el Perú: las intrusiones lenticulares y los sillones de la región de Huanuco-Monzón. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 63, p. 99-115.
- GUEVARA C.** (1980).- El grupo Casma del Perú central entre Trujillo y Mala. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 49, p. 25-52.
- GÜNTHERA., HASCHKE M., REUTTER K.-J. & SCHEUBER E.** (1997).- Repeated reactivation of an ancient fault zone under changing kinematic conditions: the Sierra-de-Moreno fault

- system (SMFS) (N-Chilean Precordillera). Actas del VIII Congreso Geológico Chileno, v. 1, p. 85-89.
- HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.B., JACQUIN T., DE GRACIANSKY P.-C. & VAIL P.R.** (1998).- Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, chart 1. In: P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail (Editors). *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. SEPM Special Publication 60.
- HARRISON J.V.** (1943).- The geology of the Central Andes in part of the province of Junín, Perú. Quarterly Journal of the Geological Society of London, v. 99, p. 1-36.
- HARRISON J.V.** (1951).- Geología de los Andes orientales del Perú central. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 21, 97 p.
- HERAIL G., OLLER J., BABY P., BONHOMME M. & SOLER P.** (1996).- Strike-slip faulting, thrusting and related basins in the Cenozoic evolution of the southern branch of the Bolivian Orocline. Tectonophysics, v. 259, p. 201-212.
- HORTON B.K.** (1998).- Late Cretaceous to Holocene evolution of the foreland basin system and associated fold-thrust belt in the central Andes of Bolivia. Tesis de Ph.D., Tucson, University of Arizona, 208 p.
- HUSSON L. & SEMPERE T.** (2003). Thickening the Altiplano crust by gravity-driven crustal channel flow. Geophysical Research Letters, v. 30, p. 1243-1246.
- IANNUZZI R., GUERRA-SOMMER M., DÍAZ-MARTÍNEZ E. & GRADER G.W.** (1997).- Presence of the Late Permian genus *Glossopteris* in Bolivia. Revista de la Universidade de Guarulhos - Geociências, II (n° especial), p. 225.
- ISACKS B.L.** (1988).- Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. Journal of Geophysical Research, B4, v. 93, p. 3211-3231.
- JACAY J.** (1992).- Estratigrafía y sedimentología del Jurásico en el curso medio del valle del Chicama, y esbozo paleogeográfico del Jurásico-Cretáceo del Nor-Perú (6°30'-8° latitud sur). Tesis de ingeniero geólogo, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, 143 p.
- JACAY J.** (1996).- Geología del cuadrángulo de Singa. Boletín INGEMMET, serie A, v. 67, 214 p.
- JACAY J., SEMPERE T., CARLIER G. & CARLOTTO V.** (1999).- Late Paleozoic - Early Mesozoic plutonism and related rifting in the Eastern Cordillera of Perú. IV International Symposium on Andean Geodynamics. Göttingen, p. 358-363.
- JACOBSSHAGEN V., MÜLLER J., AHRENDT H. & WEMMER K.** (1999).- Hercynian deformation and metamorphism in the Eastern cordillera of Southern Bolivia. IV International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, p. 364-366.
- JACOBSSHAGEN V., MÜLLER J., WEMMER K., AHRENDT H. & MANUTSOGLU E.** (2002).- Hercynian deformation and metamorphism in the Cordillera Oriental of Southern Bolivia. Central Andes. Tectonophysics, v. 345, p. 119-130.
- JAILLARD E.** (1987).- Sedimentary evolution of an active margin during middle and upper Cretaceous times: the North Peruvian margin from Late Aptian up to Senonian. Geologische Rundschau, v. 76, p. 677-697.
- JAILLARD E.** (1990).- Mesozoic extension and crustal thickening in the Peruvian Andes. I International Symposium on Andean Geodynamics, Grenoble, v. p. 269-272.
- JAILLARD E.** (1994).- Kimmeridgian to Paleocene tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) margin. In: J.A. Salfity (Editor). *Cretaceous tectonics of the Andes*. Vieweg, p. 101-167.
- JAILLARD E. & JACAY J.** (1989).- Les "Couches Chicama" du nord du Pérou: colmatage d'un bassin né d'une collision oblique au Tithonique. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série II, v. 308, p. 1459-1465.
- JAILLARD E. & SEMPERE T.** (1991).- Las secuencias sedimentarias de la Formación Miraflores y su significado cronoestratigráfico. Revista Técnica de YPF, Santa Cruz, v. 12, p. 257-264.
- JAILLARD E. & SANTANDER G.** (1992).- La tectónica polifásica en escamas de la zona de Mañazo-Lagunillas (Puno, sur del Perú). Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines, Lima, v. 21 (1), p. 37-58.
- JAILLARD E. & SOLER P.** (1996).- Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0-18°S) and its relations to geodynamics. Tectonophysics, v. 259, p. 41-53.
- JAILLARD E., BULOT L.G., ROBERT E., DHONDT A., VILLAGÓMEZ R., RIVADENEIRA M. & PAZ M.** (1997).- La transgresión del Cretácico inferior en el margen andino (Perú y Ecuador). IX Congreso Peruano de Geología, p. 331-335.
- JANJOU D., BOURGOIS J., MÉGARD F. & SORNAY J.** (1981).- Rapports paléogéographiques et structuraux entre les cordillères occidentales et orientales des Andes nord-péruviennes: les écaillés du Marañón (7°S, départements de Cajamarca et Amazonas, Pérou). Bulletin de la Société Géologique de France (7), v. 32, p. 697-705.
- JARDINÉ S.** (1974).- Microfiores des formations du Gabon attribuées au Karoo. Revue de Paléobotanique et Palynologie, v. 17, p. 75-112.
- JENKS W.** (1948).- Geología de la hoja de Arequipa, al 1/200.000. Boletín del Instituto Geológico del Perú, v. 9, 104 p.
- JENKS W.** (1951).- Triassic stratigraphy near Cerro de Pasco, Perú. Geological Society of America Bulletin, v. 62, p. 203-220.
- JOLIVET L.** (1995).- La déformation des continents. Exemples régionaux. Hermann, Paris.
- KAY S.M., COIRA B. & VIRAMONTE J.** (1994).- Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna Plateau, central Andes. Journal of Geophysical Research, v. 99, p. 24323-24339.
- KENNAN L., LAMB S. & RUNDLE C.** (1995).- K-Ar dates from the Altiplano and Cordillera Oriental of Bolivia: Implications for Cenozoic stratigraphy and tectonics. Journal of South American Earth Sciences, v. 8, p. 163-186.
- KLINCK B.A., ALLISON R.A. & HAWKINS M.P.** (1986).- The geology of the Cordillera Occidental and Altiplano west of Lake Titicaca, southern Perú. British Geological Survey, Nottingham, & INGEMMET, Lima, 353 p.
- KLINCK B.A., ALLISON R.A., HAWKINS M.P., PALACIOS O., DE LA CRUZ J. & DE LA CRUZ N.** (1991).- Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca. Sur del Perú. Boletín INGEMMET, serie A, v. 42, 253 p.
- KOBE H.** (1995).- Componentes volcánicos, evaporíticos y sedimentos metalíferos en la parte occidental de la cuenca del Grupo Pucará, Perú central. Sociedad Geológica del Perú, volumen jubilar Alberto Benavides, p. 179-191.
- KONTAK D.J.** (1984).- The magmatic arc and metallogenetic evolution of a craton-orogen interface: the Cordillera de Carabaya, Central Andes, Southeast Perú. Ph.D. Dissertation, Queen's University, Kingston, Ontario, 631 p.
- KONTAK D.J., CLARK A.H., FARRAR E. & STRONG D.F.** (1985).- The rift associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: a precursor to the Andean orogeny. In: W.S. Pitcher, M.P. Atherton, J. Cobbing & R.D. Beckinsale (Editors), *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Blackie, Glasgow, & Halsted Press, New York, p. 36-44.
- KONTAK D.J., CLARK A.H., FARRAR E., ARCHIBALD D.A. & BAADSGAARD H.** (1990).- Late Paleozoic-Early Mesozoic magmatism in the Cordillera de Carabaya, Puno, southeastern Perú: geochronology and petrochemistry. Journal of South American Earth Sciences, v.3, p.213-230.
- KOZŁOWSKI R.** (1934).- Esquisse de la répartition des roches éruptives dans les Andes de Bolivie. Archiwum Mineralogiczne Towarzystwa Naukowego Warszawskiego (Archives de Minéralogie de la Société des Sciences et des Lettres de Varsovie), v. 10, p. 123-162.
- LADINO M., TOMLINSON A. & BLANCO N.** (1999).- New constraints for the age of Cretaceous compressional deformation in the Andes of northern Chile (Sierra de Moreno, 21°-22°10'S). IV International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, p. 407-410.
- LAMB S., HOKE L., KENNAN L. &**

- DEWEY J. (1997).- Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. In: J.P. Burg & M. Ford, *Orogeny through time*. Geological Society Special Publication, v. 121, p. 237-264.
- LANCELOT J.R., LAUBACHER G., MAROCCO R. & RENAUD U. (1978).- U/Pb radiochronology of two granitic plutons from the Eastern Cordillera (Perú): Extent of Permian magmatic activity and consequences. *Geologische Rundschau*, v. 67, p. 236-243.
- LAUBACHER G. (1978).- Géologie de la Cordillère Orientale et de l'Altiplano au nord et nord-ouest du lac Titicaca (Pérou). *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, v. 95, 217 p.
- LAUBACHER G. & MAROCCO R. (1990).- La cuenca cretácica del Altiplano Peruano: litoestratigrafía e interpretación secuencial. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 81, p. 33-46.
- LAURENT H. (1985).- El pre-Cretáceo en el Oriente Peruano: su distribución y sus rasgos estructurales. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 74, p. 33-59.
- LE BEL L., COCHERIE A., BAUBRON J.-C., FOULLAC A.M. & HAWKESWORTH C.J. (1985).- A high-K, mantle derived plutonic suite from 'Linga', near Arequipa (Peru). *Journal of Petrology*, v. 26, p. 124-148.
- LÓPEZ-MURILLO R.D. & LÓPEZ-PUGLIESSI J.M. (1995).- Estratigrafía del Grupo Tacurú de las Sierras Subandinas. *Revista Técnica de YPF*, v. 16, p. 27-36.
- LÓPEZ-PUGLIESSI J.M. (1995).- Grupo Tacurú de las Sierras Subandinas de Bolivia: Nominación de las unidades formacionales que lo integran. *Revista Técnica de YPF*, v. 16, p. 55-68.
- LOUGHMAN, D.L. & HALLAM, A., 1982. A facies analysis of the Pucará group (Norian to Toarcian carbonates, organic-rich shales and phosphates) of Central and Northern Perú. *Sedimentary Geology*, v. 32, p. 161-194.
- MAROCCO R. & DEL PINO M. (1966).- Geología del cuadrángulo de Ichuña. *Boletín del Instituto de Geología, Minería y Metalurgia*. Lima, v. 14, 57 p.
- MAROCCO R. (1978).- Un segment E-W de la chaîne des Andes péruviennes: la déflexion d'Abancay. *Etude géologique de la Cordillère Orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel (Sud du Pérou, 12°30'S à 14°S)*. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, Paris, v. 94, 195 p.
- MARZOLI A., RENNE P.R., PICCIRILLO E.M., ERNESTO M., BELLINI G. & DE MIN A. (1999).- Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, v. 284, p. 616-618.
- MATHALONE J.M.P. & MONTOYA M. (1995).- Petroleum geology of the sub-Andean basins of Perú. In: A.J. Tankard, R. Suárez & H.J. Welsink (Editors), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists Memoirs, v. 62, p. 423-444.
- MATOS R., ANDRADE R., CHÁVEZ M.A., BONIFACIO D., DEL CASTILLO J., FERNÁNDEZ S., GALARZA, I., LIZONDO M., MACIAS J., QUISBERT A., RAMOS A., RESNIKOWSKI H., SOLIZ I., VALENCIA J., VARGAS G. & ZAPANA P. (2000).- Geología del Complejo Chilla de Jesús de Machaca. Altiplano de Bolivia. XIV Congreso Geológico Boliviano. La Paz, p. 35-39.
- MCBRIDE S.L., ROBERTSON R.C.R., CLARK A.M. & FARRAR E. (1983).- Magmatic and metallogenic episodes in the northern tin belt, Cordillera Real, Bolivia. *Geologische Rundschau*, v. 72, p. 685-713.
- MCLAUGHLIN D.H. (1924).- Geology and physiography of the Peruvian Cordillera, departments of Junín and Lima. *Geological Society of America Bulletin*, 35, p. 591-632.
- MÉGARD F. (1973).- Etude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou central. Thèse d'Etat, Université de Montpellier. 263 p.
- MÉGARD F. (1978).- Etude géologique des Andes du Pérou central. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, Paris, v. 86, 310 p.
- MÉGARD F. (1987).- Cordilleran Andes and marginal Andes: a review of Andean geology north of the Arica elbow (18°S). In: *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific ocean basin*. J.H.W. Monger & J. Francheteau (eds.). American Geophysical Union, Geodynamic Series, v. 18, p. 71-95.
- MÉGARD F., MAROCCO R., VICENTE J.-C. & MÉGARD-GALLI J. (1983).- Découverte d'une discordance angulaire tardi-hercynienne (Permien moyen) dans les Andes du Pérou central. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v. 296, p. 1267-1270.
- MÉGARD F., CALDAS J., PAREDES J. & DE LA CRUZ N. (1996).- Geología de los cuadrángulos de Tarima, La Oroya y Yauyos. *Boletín INGEMMET, serie A*, v. 69, 279 p.
- MÉNDEZ V. & VILLAR L.M. (1979).- Los filones ultrabásicos del Río Piedras, Sierras Subandinas de Salta y Jujuy. *Actas. VII Congreso Geológico Argentino*, v. 6, p. 119-129.
- MENEGATTI N., OMARINI R., DEL MORO A. & MAZZUOLI R. (1997).- El granito alcalino de la Sierra de Rangel (Cretácico inferior), Provincia de Salta, Argentina. *Actas. VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, v. 2, 1379-1384.
- MEYER H.A.O. & VILLAR L.M. (1984).- An alnoite in the Sierras Subandinas, northern Argentina. *Journal of Geology*, v. 92, p. 741-751.
- MOORE N.D. (1984).- Potassium-Argon ages from the Arequipa segment of the coastal Batholith of Perú and their correlations with regional tectonic events. *Journal of the Geological Society of London*, v. 141, p. 511-519.
- MORALES-SERRANO G. (1997).- Nuevos datos geocronológicos y bioestratigráficos del macizo antiguo de Arequipa. *Sociedad Geológica del Perú, IX Congreso Peruano de Geología*, p. 365-369.
- MOULIN N. (1989).- Facies et séquences de dépôt de la plate-forme du Jurassique moyen à l'Albien, et une coupe structurale des Andes du Pérou central. Doctoral thesis, Université de Montpellier, France, 287 p.
- MOURIER T. (1988).- La transition entre Andes marginales et Andes cordilléranes à ophiolites: évolutions sédimentaire, magmatique et structurale du relai de Huancabamba (3-8°S, nord-Pérou, sud-Equateur). Doctoral thesis, Université Paris XI, 302 p.
- MPODOZIS C. & CORNEJO P. (1997).- El rift triásico-sinemuriano de Sierra Exploradora, Cordillera de Domeyko (25°-26°S): asociaciones de facies y reconstrucción tectónica. *Actas del VIII Congreso Geológico Chileno*, v. 1, p. 550-554.
- MUKASA S.B. (1986a).- Zircon U-Pb ages of superunits in the Coastal Batholith of Peru: Implications for magmatic and tectonic processes. *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 241-254.
- MUKASA S.B. (1986b).- Common Pb isotopic compositions of the Lima, Arequipa and Toquepala segments in the Coastal batholith, Peru: Implications for magmatogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, p. 771-782.
- MUÑOZ N. & CHARRIER R. (1993).- Jurassic-Early Cretaceous facies distribution in the western Altiplano (18°-21°30'S): implications for hydrocarbon exploration. II International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford, p. 307-310.
- MUÑOZ N., ELGUETA S. & HARAMBOUR S. (1988).- El sistema jurásico (Fm. Livillar) en el curso superior de la Quebrada de Azapa, I-Región: implicancias paleogeográficas. N. Muñoz et al. *Actas. V Congreso Geológico Chileno, Santiago*, 1988, v. 1, p. A403-A415.
- MYERS J.S. (1974).- Cretaceous stratigraphy and structure, western Andes of Perú between latitudes 10° and 10°30'S. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 58, p. 474-487.
- MYERS J.S. (1980).- Geología de los cuadrángulos de Huarmey y Huayllapampa. *Boletín del INGEMMET (A)*, Lima, v. 33, 145 p.
- MYERS S.C., BECK S., ZANDT G. & WALLACE T. (1998).- Lithospheric-scale structure across the Bolivian Andes from tomographic images of velocity and attenuation por *P* and *S* waves. *Journal of Geophysical Research*, v. 103, B9, p. 21233-21252.
- NEWELL N.D. (1949).- Geology of the Lake Titicaca region, Perú and Bolivia.

- Geological Society of America Memoir, v. 36, 111 p.
- NEWELL N.D., CHRONIC J. & ROBERTS T.** (1953).- Upper Paleozoic of Perú. Geological Society of America Memoir, v. 58, 276 p.
- NOBLE D.C., SILBERMAN M.L., MÉGARD F. & BOWMAN H.R.** (1978).- Comendite (peralkaline rhyolites) in the Mitu Group, central Perú: Evidence of Permian-Triassic crustal extension in the Central Andes. U.S. Geological Survey Journal of Research, v. 6, p. 453-457.
- OLLER J. & SEMPERE T.** (1990).- A fluvio-eolian sequence of probable middle Triassic-Jurassic age in both Andean and Subandean Bolivia. I International Symposium on Andean Geodynamics, p. 237-240.
- OVIEDO C.** (1962).- Contribución al conocimiento estratigráfico de la península de Copacabana. Tesis de Grado de la Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, 49 p.
- OVIEDO C.** (1964).- Estratigrafía de la península de Copacabana. Informe inédito GXG-YPFB n° 895, Santa Cruz.
- PÁDULA L.E. & REYES F.C.** (1958).- Contribución al léxico estratigráfico de las Sierras Subandinas, República de Bolivia. Revista Técnica de YPFB, v. 1 (1), p. 9-70 (y reimpresión 1960, v. 2 (9), p. 9-70).
- PALACIOS O.** (1995).- Geología histórica y evolución tectónica del Perú. I: Geología del Perú. Boletín 55, serie A, Carta Geológica Nacional, INGEMMET, p. 15-44.
- PALACIOS O., DE LA CRUZ J., DE LA CRUZ N., KLINCK B.A., ALLISON R.A. & HAWKINS M.P.** (1993).- Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca, Sur del Perú. Boletín del INGEMMET, serie A, v. 42, 257 p.
- PINO A., SEMPERE T., JACAY J. & FORNARI M.** (2004).- Estratigrafía, paleogeografía y paleotectónica del intervalo Paleozoico superior - Cretáceo inferior en el área de Mal Paso - Palca (Tacna). Este volumen.
- PONCE DE LEÓN, V., MARIACA J., HOCHSTÄTTER H., LLANOS R. & VARGAS C.** (1972).- Informe geológico regional de la Faja Subandina del Norte (sector noroccidental). Informe interno GXG-YPFB n° 1725, Santa Cruz.
- PORTUGAL J.** (1974).- Mesozoic and Cenozoic stratigraphy and tectonic events of Puno-Santa Lucía area, Department of Puno, Perú. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 58, p. 982-999.
- QUISPE SIVANA L.** (1996).- Geología del cuadrángulo de Huanuco. Boletín de INGEMMET, serie A, v. 75, 138 p.
- RAMÍREZ C.F. & HUETE C.** (1981).- Geología de la hoja Ollagüe, Region de Antofagasta. Carta Geológica de Chile, n° 40, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago.
- RIVADENEIRA M.V. & BABY P.** (1999).- La cuenca Oriente: estilo tectónico, etapas de deformación y características geológicas de los principales campos de Petroproducción. Publicación Petroproducción - IRD, 88 p.
- RIVAS S.** (1989).- La Cordillera Occidental, ventana para el conocimiento geológico continental. VIII Congreso Geológico Boliviano, La Paz, p. 205-225.
- RIVERA R., PETERSEN G. & RIVERA M.** (1975).- Estratigrafía de la costa de Lima. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 45, p. 159-196.
- ROBERT E., BULOT L.G., JAILLARD E. & PEYBERNÈS B.** (2002).- Proposition d'une nouvelle biozonation par ammonites de l'Albien du Bassin andin (Pérou). C. R. Palevol, v. 1, p. 1-9.
- ROCHAT P., HÉRAIL G., BABY P. & MASCLÉ G.** (1999).- Bilan crustal et contrôle de la dynamique érosive et sédimentaire sur les mécanismes de formation de l'Altiplano. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris. Sciences de la Terre et des Planètes, v. 328, p. 189-195.
- ROMEUF N., AGUIRRE L., CARLIER G., SOLER P., BONHOMME M., ELMIS & SALAS G.** (1993).- Present knowledge of the Jurassic volcanogenic formations of southern coastal Perú. II International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford, p. 437-440.
- ROMEUF N., AGUIRRE L., SOLER P., FÉRAUD G., JAILLARDE & RUFFET G.** (1995).- Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes. Revista Geológica de Chile, v. 22, p. 245-259.
- ROPERCII P. & CARLIER G.** (1992).- Palcomagnetism of Mesozoic rocks from the Central Andes of southern Perú: Importance of rotations in the development of the Bolivian Orocline. Journal of Geophysical Research, v. 97, B12, p. 17233-17249.
- ROSAS S. & FONTBOTÉ L.** (1995).- Evolución sedimentológica del Grupo Pucará (Triásico superior-Jurásico inferior) en un perfil SW-NE en el centro del Perú. Sociedad Geológica del Perú, vol. jubilar A. Benavides, p. 279-309.
- ROSAS S., FONTBOTÉ L. & MORCHE W.** (1997).- Vulcanismo de tipo intraplaca en los carbonatos del Grupo Pucará (Triásico superior-Jurásico inferior. Perú central) y su relación con el vulcanismo del Grupo Mitu (Pérmico superior-Triásico). IX Congreso Peruano de Geología, p. 393-396.
- RUBIOLO D.** (1997).- Alkaline rocks in Central Andes from Argentina and Bolivia: tectonic implications. Actas, VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, v. 3, p. 1719-1723.
- RÜEGG W.** (1956).- Geologie zwischen Cañete und San Juan, 13°00'S-15°24'S. Süd-Perú. Geologische Rundschau, v. 45, p. 775-858.
- RÜEGG W.** (1961).- Hallazgo y posición estratigráfico-tectónica del Titoniano en la costa del sur del Perú. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 36, p. 203-208.
- SAAVEDRA A., SANTIVÁÑEZ R. & SHIMADA N.** (1986).- Edades radiométricas de Bolivia. Publicación especial del IGE (UMSA) - JICA, La Paz.
- SCHMITZ M., et al. (11 authors),** (1999).- The crustal structure beneath the Central Andean forearc and magmatic arc as derived from seismic studies - the PISCO 94 experiment in northern Chile. Journal of South American Earth Sciences, v. 12, p. 237-260.
- SEMPERE T.** (1990).- Cuadros estratigráficos de Bolivia: propuestas nuevas. Revista Técnica de YPFB, v. 11, p. 215-227.
- SEMPERE T.** (1994).- Kimmeridgian? to Paleocene tectonic evolution of Bolivia. In Cretaceous tectonics in the Andes, J.A. Salfity (Editor), Vieweg, Wiesbaden, p. 168-212.
- SEMPERE T.** (1995).- Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. In Petroleum Basins of South America, A.J. Tankard, R. Suárez-Soruco & H.J. Welsink (eds.), AAPG Memoir 62, p. 207-230.
- SEMPERE T.** (2000).- Discussion of "Sediment accumulation on top of the Andean orogenic wedge: Oligocene to late Miocene basins of the eastern Cordillera, southern Bolivia" (Horton, 1998). Geological Society of America Bulletin, in press.
- SEMPERE T., HÉRAIL G., OLLER J. & BONHOMME M.G.** (1990).- Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. Geology, v. 18, p. 946-949.
- SEMPERE T., AGUILERA E., DOUBINGER J., JANVIER P., LOBO J., OLLER J. & WENZ S.** (1992).- La Formation de Vitiacua (Permien moyen à supérieur - Trias ?inférieur. Bolivie du Sud): stratigraphie, palynologie et paléontologie. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen, v. 185, p. 239-253.
- SEMPERE T., BUTLER R.F., RICHARDS D.R., MARSHALL L.G., SHARP W. & SWISHER III C.C.** (1997).- Stratigraphy and chronology of Late Cretaceous - Early Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 709-727.
- SEMPERE T., CARLIER G., CARLOTTO V. & JACAY J.** (1998).- Rifting Pérmico superior - Jurásico medio en la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia. Memorias, XIII Congreso Geológico Boliviano, Potosí, v. 1, p. 31-38.
- SEMPERE T., CARLIER G., CARLOTTO V., JACAY J., JIMÉNEZ N., ROSAS S., SOLER P., CÁRDENAS J. & BOUESSEUL N.** (1999).- Late Permian-Early Mesozoic rifts in Perú and Bolivia, and their bearing on Andean-age tectonics. IV International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, p. 680-685.
- SEMPERE T., ACOSTA II. & CARLOTTO V.** (2000a).- Estratigrafía del Mesozoico y Paleogeno en la región del Lago Titicaca: hacia una solución? X Congreso Peruano de Geología, Lima, CD-ROM file GR50, 41 p.

- SEMPERE T., CARLIER G. & FORNARI M.** (2000b).- The Altiplano plateau. Bolivia and southern Peru: Constraints and insights from the geology of the Bolivian Orocline. AGU Fall Meeting, San Francisco, suplement to Eos, Transactions, American Geophysical Union, v. 81, n° 48, p. F1118.
- 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., ACOSTA H. & CARLOTTO V.** (2004).- Estratigrafía del Mesozoico y Paleógeno al norte del Lago Titicaca. Este volumen.
- SKARMETA J. & MARINOVIC N.** (1981).- Geología de la hoja Quillagua, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile, n° 51, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago de Chile.
- SMULIKOWSKI K.** (1934).- Les roches éruptives des Andes de Bolivie. Archiwom Mineralogiczne Towarzystwa Naukowego Warszawskiego (Archives de Minéralogie de la Société des Sciences et des Lettres de Varsovie), v. 10, p. 163-234.
- SOLER P.** (1989).- Petrography and geochemistry of Lower Cretaceous alkali basalts from the High Plateaus of central Perú and their tectonic significance. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, 1989, p. 1053-1064.
- SOLER P.** (1991).- Contribution à l'étude du magmatisme associé aux zones de subduction. Pétrographie, géochimie et géochimie isotopique des roches intrusives sur un transect des Andes du Pérou central. Implications géodynamiques et métallogéniques. Thèse de doctorat d'Etat, Université Pierre-et-Marie-Curie (Paris VI), 950 p.
- SOLER P. & BONHOMME M.** (1987).- Données radiochronologiques K/Ar sur les granitoides de la Cordillère Orientale des Andes du Pérou Central. Implications tectoniques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, série II, v. 304, p. 841-845.
- SOLER P. & BONHOMME M.G.** (1990).- Relations of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to Present. In: *Plutonism from Antarctica to Alaska*, S. Mahlburg-Kay & C.W. Rapela, Geological Society of America Special Papers, v. 241, p. 173-191.
- SOLER P., & ROTACH-TOULHOAT N.** (1990).- Implications of the time-dependent evolution of Pb- and Sr-isotopic compositions of Cretaceous and Cenozoic granitoids from the coastal region and the lower Pacific slope of the Andes of central Peru. In: *Plutonism from Antarctica to Alaska*, S. Mahlburg-Kay & C.W. Rapela, Geological Society of America Special Papers, v. 241, p. 161-172.
- SOLER P. & SEMPERE T.** (1993).- Stratigraphie, géochimie et signification paléotectonique des roches volcaniques basiques mésozoïques des Andes boliviennes. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série II, v. 316, p. 777-784.
- SPRECHMANN P., BOSSI J. & DA SILVA J.** (1981).- Cuencas del Jurásico y Cretáceo del Uruguay. In: W. Volkheimer & E.A. Musacchio (eds.), *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretáceo de América del Sur*. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretáceo, Buenos Aires, v. 1, p. 239-270.
- STANLEY G.D.** (1994).- Paleontology and stratigraphy of Triassic to Jurassic rocks in the Peruvian Andes. Paleontographica, Abteil A, v. 233, 208p.
- STEINMANN G.** (1906).- Die Entstehung der Kupferlagerstätten von Corocoro und verwandten Vorkommnisse in Bolivia. Rosenbusch-Festschrift, Stuttgart.
- STEINMANN G.** (1923).- Umfang, Beziehungen und Besonderheiten der Andinen Geosynklinale. Geologische Rundschau, v. 14.
- STEINMANN G.** (1929).- Geologie von Perú. Karl Winter, Heidelberg, 448 p.
- STEWART J.W., EVERDEN J.F. & SNELLING N.J.** (1974).- Age determinations from Andean Perú: a reconnaissance survey. Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 1107-1116.
- SUÁREZ-RIGLOS M. & DALENZ A.** (1993).- Pteriomorpha (Bivalvia) noriano de la Formación Vitiacua, del área de Villamontes (Tarija). In Fósiles y Facies de Bolivia, vol. II, R. Suárez-Soruco (ed.), Revista Técnica de YPF, v. 13-14, p. 155-160.
- SUÁREZ-SORUCO R. & DÍAZ-MARTÍNEZ E.** (1996).- Léxico estratigráfico de Bolivia (versión preliminar). Revista Técnica de YPF, v. 17, p. 1-227.
- TANKARD A.J., et al. (17 authors),** (1995).- Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic. In: A.J. Tankard, R. Suárez & H.J. Welsink (Editors), *Petroleum basins of South America*. AAPG Memoirs, v. 62, p.5-52.
- TASCH P.** (1987).- Fossil Conchostraca of the Southern Hemisphere and continental drift. Geological Society of America Memoir, v. 165, 290 p.
- TAWACKOLI S.** (1997).- Andine Entwicklung der Ostkordillere in der region Tupiza (Südbolivien). Doctoral thesis, Freie Universität Berlin, 116 p.
- TAWACKOLI S.** (1999).- Andine Entwicklung der Ostkordillere in der region Tupiza (Südbolivien). Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, v. 203, 116 p.
- TAWACKOLI S., JACOB SHAGEN V., WEMMER K. & ANDRIESEN P.M.** (1996).- The Eastern Cordillera of southern Bolivia: A key region to the Andean back-arc uplift and deformation history. Extended Abstracts, III International Symposium on Andean Geodynamics, Saint-Malo, France, p. 505-508.
- TAWACKOLI S., RÖSSLING R., LEHMANN B., SCHULTZ F., CLAURE-ZAPATA M. & BALDERRAMA B.** (1999).- Mesozoic magmatism in Bolivia and its significance for the evolution of the Bolivian Orocline. Extended Abstracts, IV International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, Germany, p. 733-740.
- THIERRY J., CLAVEL B., HANTZPERGUE P., NÉRAUDEAU D., RIGOLLET L. & VADET A.** (1997).- Distribution chronologique et géographique des échinides jurassiques en France: essai d'utilisation biostratigraphique. In: E. Cariou & P. Hantzpergue (eds.), *Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen*, Mémoires Elf-Aquitaine, v. 17, p. 253-271.
- VICENTE J.-C.** (1981).- Elementos de la estratigrafía mesozoica sur-Perúana. In: W. Volkheimer & E.A. Musacchio (eds.), *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretáceo de América del Sur*. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretáceo, Buenos Aires, v. 1, p. 319-351.
- VICENTE J.-C.** (1989).- Early Late Cretaceous overthrusting in the Western Cordillera of southern Perú. In: G.E. Erickson, M.T. Cañas & J.A. Reinemund (Editors), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Houston, v. 11, p. 91-117.
- VICENTE J.-C., BEAUDOIN B., CHÁVEZ A. & LEÓN I.** (1982).- La cuenca de Arequipa (Sur Perú) durante el Jurásico-Cretáceo inferior. V Congreso Latinoamericano de Geología, v. 1, p. 121-153.
- VIEIRA C. L., IANNUZZI R., DÍAZ-MARTÍNEZ E. & GRADER G.W.** (1999a).- Contribuição ao registro de peccopterídeos da Formação Chutani (Grupo Titicaca, Bolivia) e algumas considerações sobre suas idades e paleoambiente. Abstracts, XVI Congresso Brasileiro de Paleontologia, Crato, p.124.
- VIEIRA C. L., IANNUZZI R., DÍAZ-MARTÍNEZ E. & GRADER G.W.** (1999b).- Presence of the morphogenus *Pecopteris* in Late Permian deposits from western Bolivia (Chutani Formation, Titicaca Group). Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 71 (4-1), p. 809-810.
- VIVIER G., AUDEBAUD E. & VATIN-PÉRIGNON N.** (1976).- Le magmatisme tardi-hercynien et andin le long d'une transversale sud-péruvienne: bilan géochimique des éléments incompatibles. Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris, p. 396.
- WILSON J.J.** (1963).- Cretaceous stratigraphy of central Andes of Perú. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 47, p. 1-34.
- YUAN X., et al. (22 authors),** (2000).- Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases. Nature, v. 408, p. 958-961.

ESTRATIGRAFÍA DEL MESOZOICO Y PALEÓGENO AL NORTE DEL LAGO TITICACA

Thierry SEMPÈRE¹, Harmuth ACOSTA² & Víctor CARLOTTO²

¹ IRD, apartado postal 18-1209, Lima 18 - E-mail: Thierry.Sempere@ird.fr

² Departamento de Geología, Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco, Cusco E-mail: carlotto@unsaac.edu.pe

RESUMEN

El análisis de las descripciones precisas proporcionadas por Newell (1949) para la región del Lago Titicaca demuestra que, en dos casos, se asignó nombres distintos a parte o totalidad de la misma unidad litológica objetiva (Fms Huancané y Cotacucho, y Fms Moho y Vilquechico, respectivamente). El mapeo de la zona donde Newell definió sus unidades muestra que la sucesión estratigráfica de este autor se encuentra duplicada debido a un cabalgamiento importante al medio del perfil que estudió. El Mesozoico-Paleógeno de esta región consiste en realidad de 7 grandes unidades estratigráficas, que en ciertos casos pueden correlacionarse con otras regiones del Perú: (1) el Grupo Mitu (Triásico) aflora sólo en ciertas áreas; (2) una unidad compuesta de areniscas fluvio-eólicas blanquecinas (unidad Quilcapunco) descansa en discontinuidad sobre el Mitu o en discordancia sobre el Paleozoico, y es localmente sobreyacida por calizas y margas predominantemente negras de edad liásica y/o bajociana (Fm Sipín); (3) la Fm Muni, dominada por pelitas rojas, sobreyace a las dos unidades anteriores mediante una discontinuidad de erosión y/o alteración, y pasa transicionalmente hacia arriba a una unidad fluvio-eólica estrato- y granocreciente (Fm Huancané s.s.), conformando un conjunto progradante continental de edad Jurásico medio y superior; (4) el conjunto de edad Cretáceo medio conformado por las Fms Angostura (conglomerados y areniscas, presentes al oeste), Murco (pelitas y limolitas rojas) y Arcurquina (calizas grises en bancos regulares y estratocrecientes) descansa sobre una discordancia regional; (5) la Fm Ayabacas (~Turoniano) consiste de olistostromos localmente muy espesos que retrabajan depósitos anteriores y señala un contexto marcadamente extensional; (6) el Grupo Vilquechico (Campaniano superior-Paleoceno inferior) sella los olistolitos de la Fm Ayabacas y comprende sub-unidades que se correlacionan con unidades bolivianas datadas; (7) el Grupo Puno (Paleoceno superior-Oligoceno) conforma una potente sucesión estrato- y granocreciente de color rojo que fue depositada en una extensa cuenca de tipo antepaís, su parte inferior siendo dominada por pelitas rojas (Fm Muñani, Paleoceno superior-Eoceno inferior). Se subraya que la estratigrafía evidenciada comparte varios puntos comunes con la estratigrafía mesozoica-paleógena de la vecina Bolivia.

ABSTRACT

A re-analysis of Newell's (1949) precise descriptions and definition of the stratigraphy of the Lake Titicaca region shows that, in 2 cases, distinct names were assigned to the same objective lithologic unit (Huancané and Cotacucho Fms, and Moho and Vilquechico Fms, respectively). Mapping of the area where Newell defined his units shows that he duplicated the real stratigraphic succession due to a covered thrust occurring in the middle of his reference section. The Mesozoic-Paleogene of this region consists in fact of 7 main stratigraphic units, that in some cases can be correlated to other regions of Peru: (1) the Mitu Group (Triassic) crops out only in some areas; (2) a unit consisting of whitish fluvio-eolian sandstones unconformably overlies the Mitu or the Paleozoic, being locally overlain by dominantly black limestones and marls of Liassic and/or early Dogger age (Sipín Fm); (3) the Muni Fm is dominated by red mudstones, overlies the two previous units with an erosional and/or weathering discontinuity, and grades into a thickening- and coarsening-upward fluvio-eolian unit (Huancané s.s. Fm), forming a continental prograding set of Middle and Late Jurassic age; (4) the Middle Cretaceous stratigraphic set formed by the Angostura (conglomerates and sandstones, occurring in the west), Murco (mainly red mudstones and siltstones) and Arcurquina (regularly-bedded, thickening-upward, grey limestones) Fms onlaps a regional unconformity; (5) the Ayabacas Fm (~Turonian) consists of locally very thick olistostromes that rework previous deposits, marking an extensional context; (6) the Vilquechico Group (Late Campanian-Early Paleocene) post-dates the Ayabacas olistolites and comprises sub-units that correlate with dated Bolivian units; (7) the Puno Group forms a thick thickening- and coarsening-upward red-coloured succession that was deposited in a large foreland-type basin, its lower part being dominated by red mudstones (Muñani Fm, Late Paleocene-Early Eocene). We underline that the described stratigraphy shares many common aspects Mesozoic-Paleogene stratigraphy of nearby Bolivia.

INTRODUCCIÓN

Una breve comparación de los trabajos estratigráficos publicados sobre el Mesozoico y Paleógeno de la región peruana del Lago Titicaca pone de manifiesto que los numerosos modelos estratigráficos disponibles discrepan fuertemente entre ellos y que no existe un consenso sobre la realidad geológica de esta área. Sin embargo, el tema de la estratigrafía en la región ubicada al oeste del Lago Titicaca (Fig. 1) es importante por varias razones, incluyendo la existencia en esta zona del único yacimiento de hidrocarburos que fue explotado en los Andes Centrales — Pirín —, el hecho que esta región es cercana a la cuenca tal vez petrolífera del Madre de Dios, y el interés científico presentado por la obtención de un conocimiento objetivo y confiable de la evolución geológica del área.

El convenio IRD-UNSAAC emprendió en 1997 nuevos estudios de campo con el fin de tratar de resolver el problema de la estratigrafía mesozoica-paleógena en esta región. Estos estudios se han basado sobre métodos actualizados de estratigrafía secuencial genética, y, para los aspectos estructurales, sobre un mapeo de campo apoyado por un análisis de imágenes satelitales. El objetivo del presente trabajo es dar a conocer, en forma didáctica, los avances obtenidos hasta la fecha sobre este tema.

TRABAJOS ANTERIORES

Los trabajos que se publicaron anteriormente sobre la

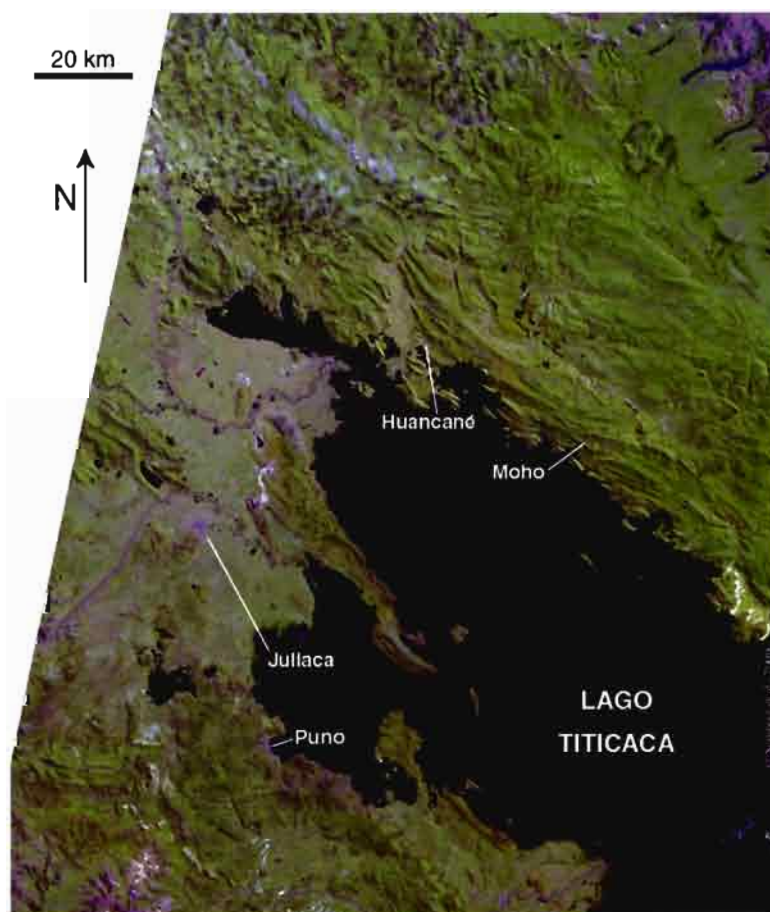
estratigrafía de la región del Lago Titicaca (Altiplano peruano) son numerosos. Sin ser exhaustivo, cabe mencionar a Newell (1945, 1946, 1949), Audebaud (1971), De Jong (1974), Portugal (1974), Audebaud et al. (1976), Laubacher (1978), Ellison (1985), Klinck et al. (1986), Palacios y Ellison (1986), Batty y Jaillard (1989), Laubacher y Marocco (1990), Jaillard y Santander (1992), Palacios et al. (1993), Jaillard (1995), y Sempere et al. (2000a). Estos trabajos se basan sobre Newell (1949) o se refieren abundantemente a este autor, y el presente estudio no forma una excepción. Además de la realidad observable en el campo, la considerable obra de Newell (1949) es un punto de partida obligatorio para volver a investigar la geología de la región mencionada, ya que este autor definió la mayor parte de la nomenclatura estratigráfica regional.

La estratigrafía propuesta por Newell (1949)

Problemática

Newell (1949) reconoció y definió la siguiente sucesión estratigráfica mesozoica-paleógena en la zona que estudió: Grupo Lagunillas, Formación Sipín, Formación Muni, Formación (Arenisca) Huancané, Grupo Moho, Grupo Cotacucho, Formación Vilquechico, Formación Muñani, Grupo Puno. Incluyó dentro de su grupo Moho la Formación (Caliza) Ayavacas [*sic*; ver más adelante una aclaración sobre la ortografía de este topónimo] que había sido reconocida y definida

Fig. 1: Vista satelital de la zona de estudio (LANDSAT-TM, canales 3-7-1).



sección N1: escarpe en Vilquechico, 7 km al este de Huancané (Newell, 1949, p. 64-65)

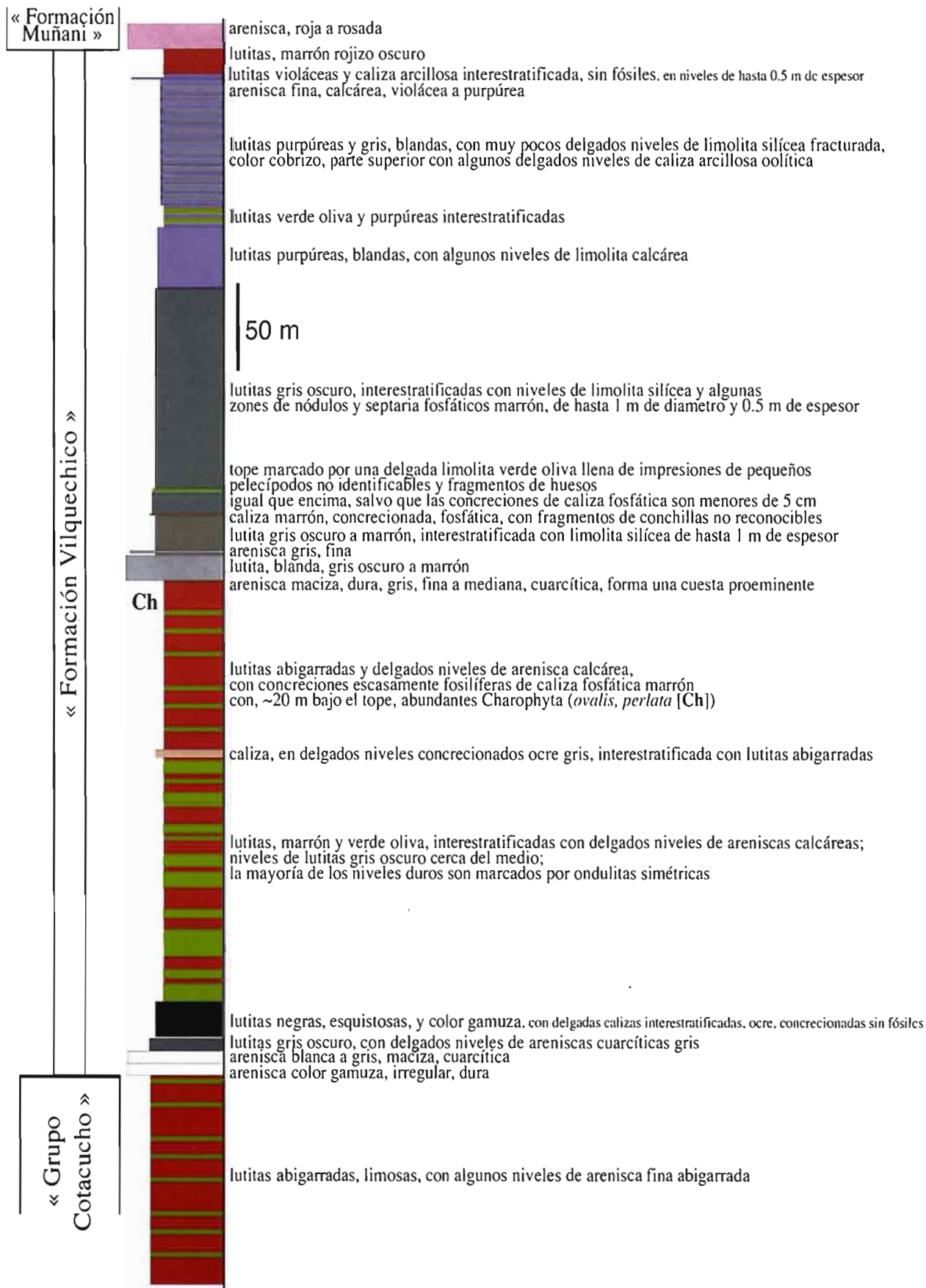


Fig. 2: Sección de Vilquechico según las descripciones de Newell (1949); Ch = nivel de carofitas mencionado por este autor.

anteriormente (Rasmuss, 1935; Cabrera y Petersen, 1936), destacando sus peculiaridades « estructurales » (Newell, 1949, p. 24-25 y p. 61).

Sin embargo, el análisis de las descripciones precisas proporcionadas por Newell (1949) para la región del Lago Titicaca demuestra que, en dos casos, se asignó nombres distintos a parte o totalidad de la misma unidad litológica. Este hecho problemático se puede comprobar a partir de sólo tres secciones, representadas en las figuras 2 a 4 del presente trabajo tales como fueron descritas por el propio Newell (1949). Estas tres secciones están correlacionadas en las figuras 5 y 6.

Las palabras o textos que a continuación figuran entre comillas son citas tomadas del trabajo de Newell (1949).

Identidad de la parte superior del « Grupo Moho » con la Formación Vilquechico

En Vilquechico (sección N1; Fig. 2), Newell (1949, p. 64-65) definió su Formación Vilquechico, la cual consiste mayormente de pelitas de color verde a gris oscuro. Esta unidad comprende dos miembros arenosos característicos, uno en la base (su unidad *a*) y otro en la parte media (su unidad *e*), cada uno con 15 m de espesor. Newell (1949) notó la presencia de un horizonte con abundantes *Charophyta* fósiles (« *Chara* » *ovalis*, « *Chara* » *perlata*) ~20 m bajo el segundo miembro arenoso, el cual « conforma una cuesta prominente (*forms a prominent cuesta*) ».

En Moho (sección N2; Fig. 3), Newell (1949, p. 59-60) definió su Grupo Moho, del cual un poco más de la mitad superior consiste mayormente de pelitas de color verde a gris oscuro. Esta parte superior del « Grupo Moho » comprende dos miembros arenosos que recuerdan fuertemente a los que se observan en la Formación Vilquechico en su localidad de definición (Figs. 2, 3 y 5). El primero (su unidad *d*; 12 m de espesor) marca la base de este « Grupo Moho » superior; el segundo (su unidad *g*; 20 m de espesor) se encuentra en su parte media y « forma escarpes prominentes (*forms prominent scarps*) ». Newell (1949) notó la presencia de un horizonte con abundantes *Charophyta* fósiles (con « *Chara* » *ovalis*) ~35 m bajo el segundo miembro arenoso.

Estos múltiples puntos comunes hacen evidente la identidad estratigráfica del Grupo Moho superior y de la Formación Vilquechico (tales como han sido definidos por Newell, 1949), hecho que se comprueba fácilmente en el campo. Cabe mencionar que Audebaud et al. (1976) y Laubacher (1978) ya habían llegado a la misma conclusión. Se nota (Fig. 5) que esta unidad única es aparentemente más espesa en Vilquechico (679 m) que en Moho (463 m). Descansa sobre una misma unidad de « pelitas abigarradas (*variegated shale*) » en Vilquechico y en Moho. Sin embargo esta unidad de « pelitas abigarradas » está asignada en Vilquechico al « Grupo Cotacucho » por Newell (1949) mientras que en Moho está considerada como la parte inferior del « Grupo Moho » por el mismo, lo

que por consecuencia cuestiona la definición de ambos grupos.

Identidad del « Grupo Cotacucho » con el conjunto conformado por las formaciones Muni y Huancané y la parte inferior del « Grupo Moho »

En Moho (sección N2; Fig. 3), Newell (1949, p. 58-60) identifica la « caliza Ayavacas » por debajo de las pelitas abigarradas mencionadas en el párrafo anterior, y 80 m por debajo de esta caliza, la Formación Huancané, que él mismo definió cerca del pueblo homónimo. Este autor nota que en Moho la Formación Huancané comprende niveles pelíticos cerca de su base aflorante, la cual se encuentra fallada.

En Cotacucho (sección N3; Fig. 4), Newell (1949, p. 63) definió su Grupo Cotacucho, que comprende distintas sub-unidades. Al techo de este « Grupo Cotacucho », reconoce la arenisca basal de su Formación Vilquechico. Habiendo demostrado más arriba la identidad de la unidad superior del « Grupo Cotacucho » y de la mitad inferior del « Grupo Moho », resulta obvio que la unidad arenosa espesa que conforma la parte media del « Grupo Cotacucho » es estratigráficamente idéntica a la Formación Huancané (Fig. 5). El propio Newell (1949) había mencionado que existe entre ambas unidades una similitud litológica marcada, lo cual fue destacado por Audebaud et al. (1976) y reiterado por Laubacher y Marocco (1990).

Consecuentemente, la parte inferior del « Grupo Cotacucho » que consiste mayormente de pelitas rojas yesíferas resulta ser estratigráficamente idéntica a la Formación Muni, la cual subyace normalmente a la Formación Huancané y también consiste mayormente de pelitas rojas localmente yesíferas (Newell, 1949, p. 54-59). En Cotacucho, este autor describe en la parte inferior del « Grupo Cotacucho » un cuerpo de yeso de aproximadamente 30 m de espesor, y menciona que es « generalmente muy mal expuesto debido a su incompetencia estructural y solubilidad », lo que sugiere que puedan existir complicaciones estructurales a raíz de la presencia de evaporitas en la pila sedimentaria.

A este respecto, y pese a los problemas planteados por su estratigrafía, Newell (1949) proporciona observaciones claves, con las cuales coincidimos plenamente. En su párrafo « *Cotacucho overlap* » (p. 62), este autor subraya lo siguiente: « Los afloramientos invariablemente pobres de los estratos basales del Cotacucho vuelven imposible el examen del contacto entre [los grupos Moho y Cotacucho]. Además, varias localidades, como los afloramientos justo al oeste de Huatasane y al sureste de Moho, muestran algunas indicaciones de despegues tectónicos en la base de la unidad *e*, la cual forma la base de la sucesión arenosa maciza en la parte media del Grupo Cotacucho. Una buena cantidad de deformación e inversión tectónicas de los estratos incompetentes por lo menos localmente a destrozado el contacto sedimentario original. Al principio de este trabajo, se sospechó que la parte superior de la

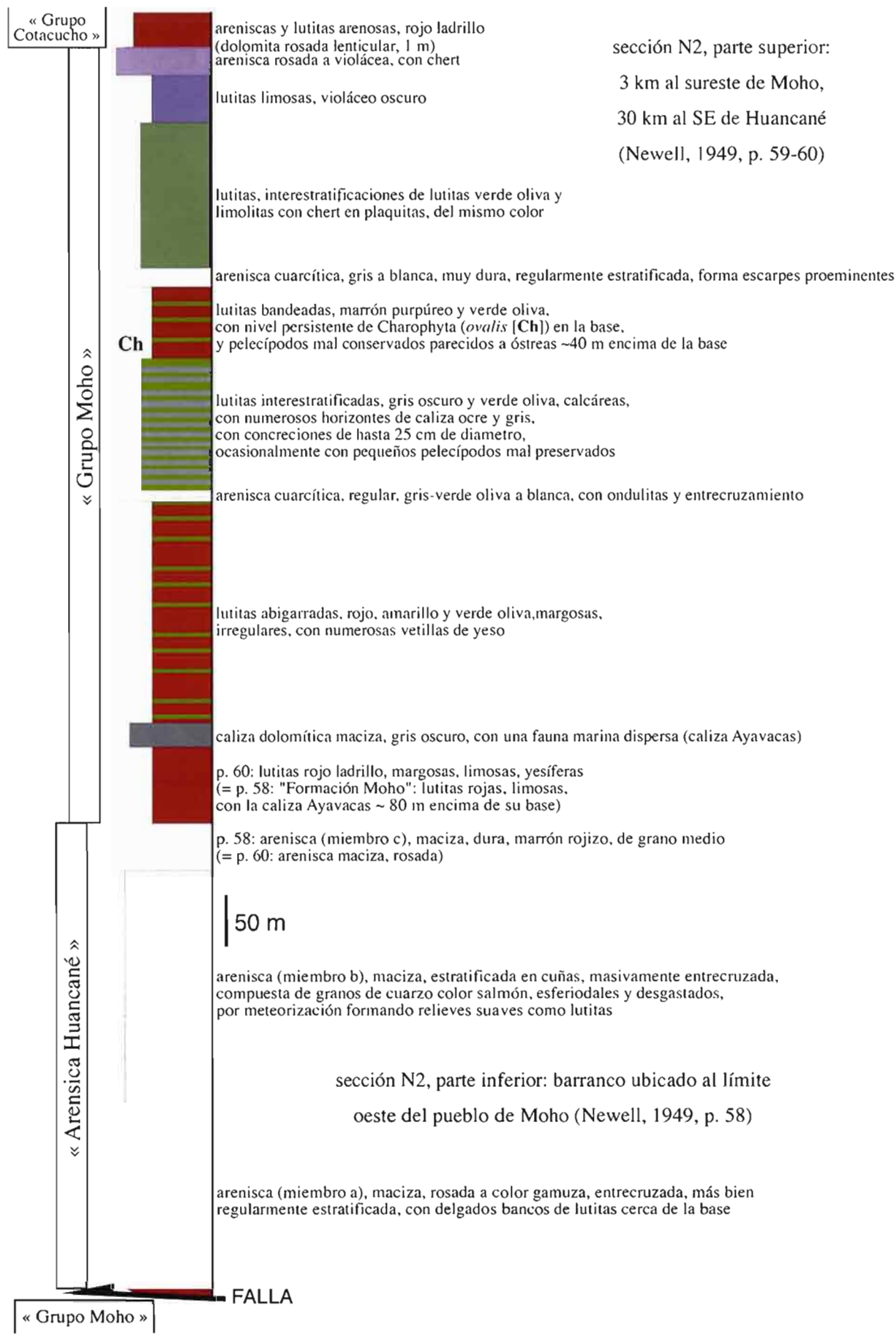


Fig. 3: Columna compuesta de las 2 secciones levantadas cerca de Moho por Newell (1949), según sus descripciones; Ch = nivel de carofitas mencionado por este autor.

sección N3: escuela de Cotacucho, 4 km al SE de Vilquechico,
sobre la carretera a Rosaspata (Newell, 1949, p. 62-63)

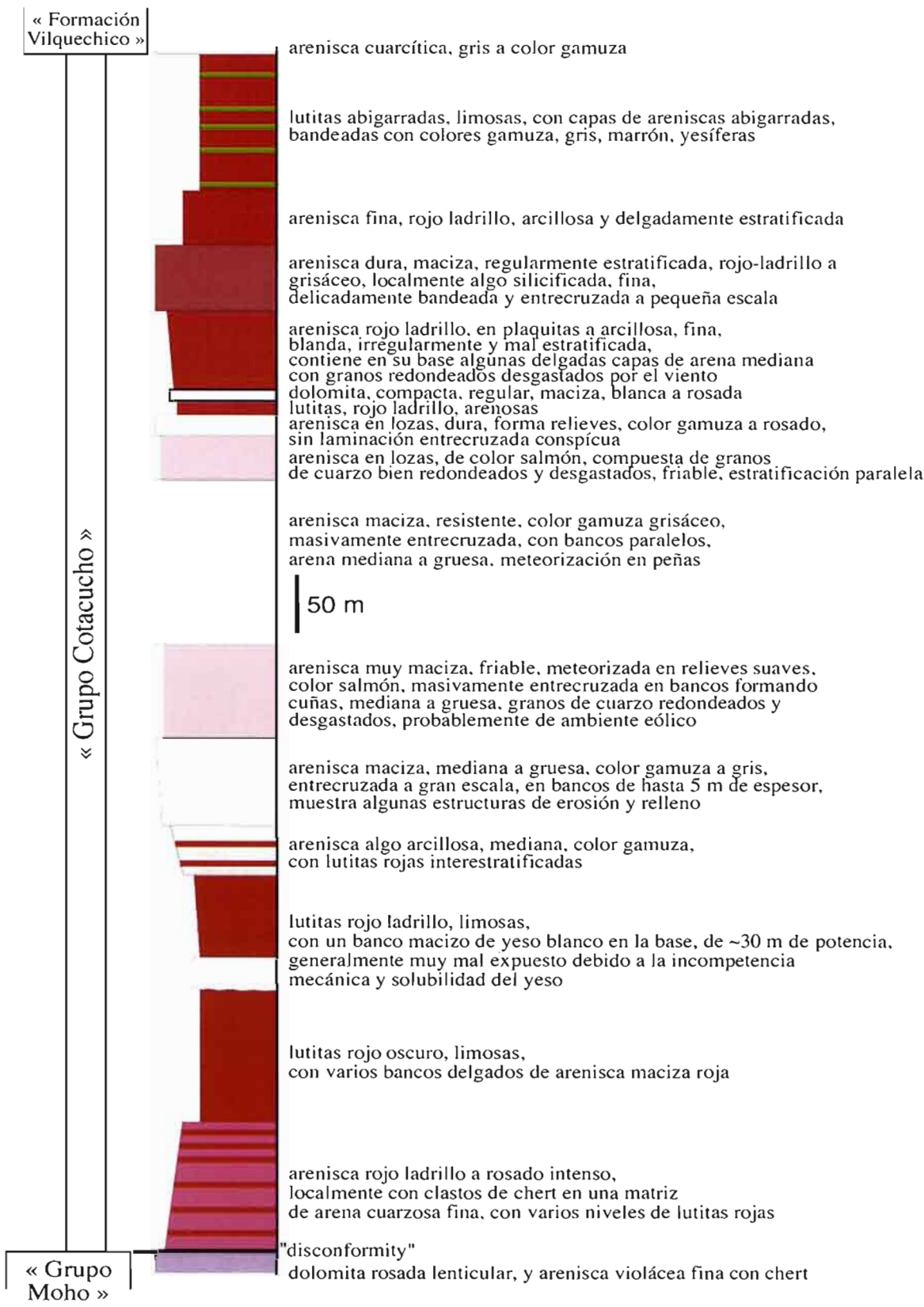


Fig. 4: Sección de Cotacucho, según las descripciones de Newell (1949)

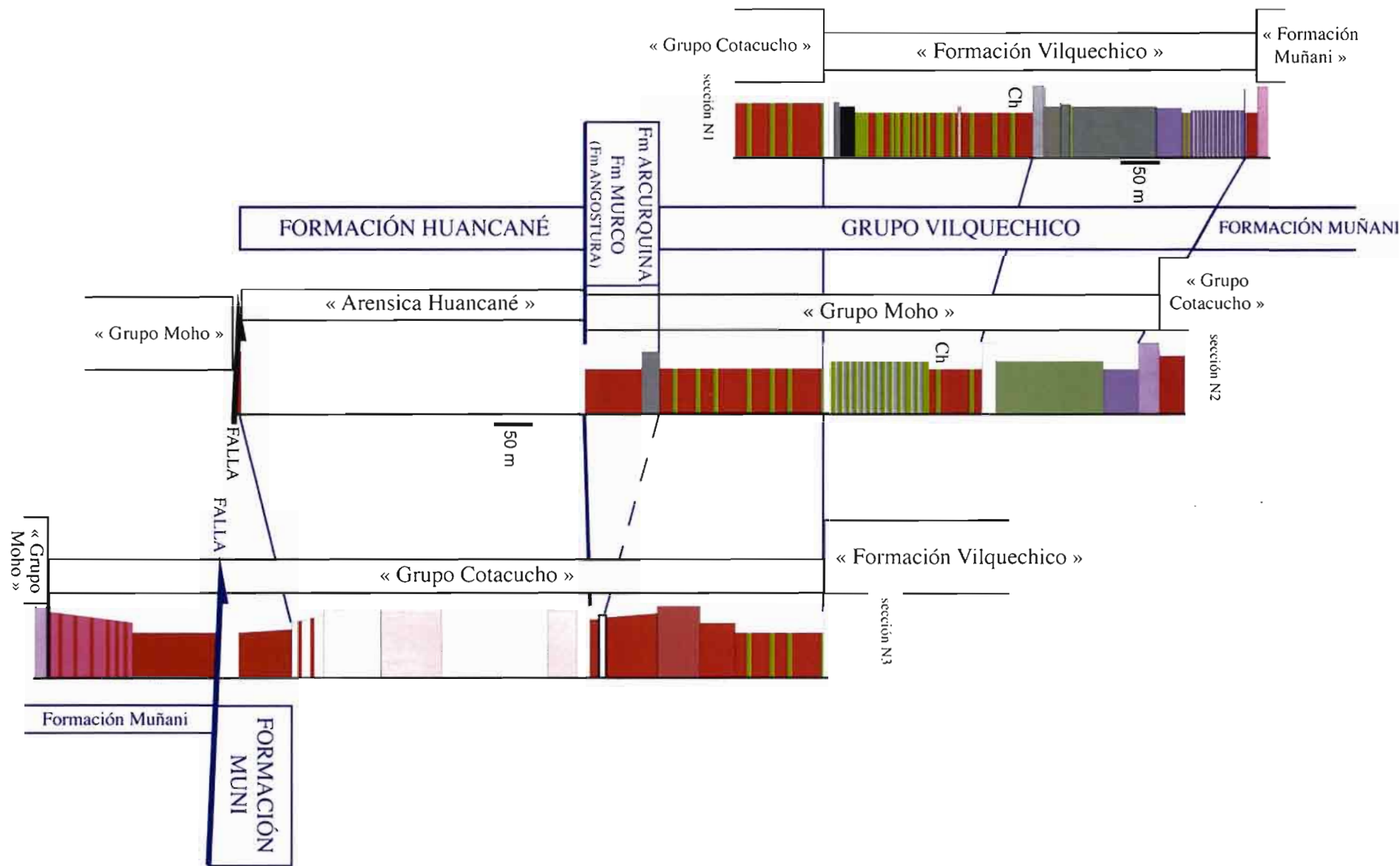


Fig. 5: Correlaciones entre las secciones descritas por Newell (1949) e ilustradas en las figuras 2 a 4. Las unidades estratigráficas reconocidas por este autor figuran en negro, mientras que las unidades estratigráficas identificadas por el presente trabajo están en azul. La falla indicada en azul en la base del nivel de yeso de la sección N3 es interpretativa pero deducida de las observaciones de Newell en esta localidad y otras (ver texto).

sección era una lámina cabalgante de estratos [mesozoicos] repetidos, por la similitud litológica marcada entre las dos series (... *the invariably poor outcrops of the basal beds of the Cotacucho made it impossible to examine the contact between the two groups. Furthermore, several places, such as outcrops just west of Huatasane and southeast of Moho, show some indication of bedding-plane thrusts at the base of unit d, which forms the base of the massive sandstone sequence of the middle part of the Cotacucho group. A great deal of crumpling and overturning of the incompetent beds below the sandstone has at least locally destroyed the original sedimentary contact. Early in the work it was suspected that the upper part of the section was a thrust sheet of duplicated (...) beds because of marked lithologic similarity between the two series.*) ». La observación por Newell (1949) de un frecuente fallamiento por debajo del cuerpo arenoso principal de su « Grupo Cotacucho » refuerza la identidad de este último con la Formación Huancané, ya que un fallamiento también se observa frecuentemente por debajo de ésta (Fig. 3). En conjunto, estas observaciones sugieren que a menudo existe un nivel de despegue tectónico en la Formación Muni, y confirman la posibilidad que existan repeticiones tectónicas.

Newell (1949), sin embargo, menciona que por razones estratigráfico-paleogeográficas – con las cuales no coincidimos (ver más adelante) –, prefirió considerar que los contactos tectónicos que observó en su « Grupo Cotacucho » no representaban fallas notables. Sin embargo, estas observaciones y los problemas identificados en su estratigrafía plantean a su vez problemas estructurales en la zona donde definió sus unidades.

El marco estructural del *sinclinorium* de Putina (o Faja de Putina)

Las observaciones estructurales que efectuamos en el campo y el posterior análisis de las imágenes LANDSAT-TM correspondientes confirman la primera impresión que Newell (1949) honestamente reconoce haber tenido al inicio de su estudio, es decir que la zona de Huancané-Moho comprende repeticiones tectónicas. Los niveles de despegue de las láminas cabalgantes (*thrust sheets*) se ubican en su gran mayoría en la Formación Muni. Entre el golfo de Vilquechico (o de Punta Imanco) y por lo menos los alrededores de Moho también se identificó una lámina despegada en la Formación Vilquechico inferior, la cual, como la Formación Muni, es en parte yesífera.

La existencia de cabalgamientos importantes es manifiesta, en forma espectacular, al NE del pueblo de Huancané. La unidad estructural donde se ubica el sinclinal de Vilquechico se encuentra despegada en la Formación Muni y cabalga hacia el SO sobre la lámina donde se ubica el pueblo de Huancané (Fig. 7) y en la cual se encuentra el estratotipo de la Formación Huancané (Palacios y Ellison, 1986, p. 40). Se observa claramente cómo los estratos ubicados al SO y NE del contacto fallado que separa el conjunto Muni-Huancané (NE) del conjunto Vilquechico-Muñani (SO) están interrumpidos por un cabalgamiento (Fig. 7).

Las vistas satelitales de la zona de Huancané-Moho muestran repeticiones tectónicas que involucran a las formaciones Muni y Huancané. Estas repeticiones localmente numerosas (Fig. 8) corresponden a apilamientos tectónicos (*duplexes*) de escamas de escala lateral kilométrica a plurikilométrica despegadas en la Formación

este trabajo	Newell (1949)		
	sección N1	sección N2	sección N3
FORMACIÓN MUÑANI	«Formación Muñani»	«Grupo Cotacucho»	
GRUPO VILQUECHICO	Fm superior		
	«Formación Vilquechico»		
	Fm media		
Fm inferior	«Grupo Cotacucho»	«Grupo Moho»	«Formación Vilquechico»
Fm ARCURQUINA Fm MURCO (Fm ANGOSTURA)			
FORMACIÓN HUANCANÉ		«Formación Huancané»	«Grupo Cotacucho»
↑ FORMACIÓN MUNI			

Fig. 6: Comparaciones entre las nomenclaturas estratigráficas propuestas por Newell (1949) y este trabajo, basadas sobre las correlaciones de la figura 5. La denominación “Grupo Vilquechico” y su división en tres formaciones sigue la propuesta de Jaillard et al. (1993)

Muni. Su apariencia en las vistas satelitales son típicas de « ojos de duplexes » (*duplex eyes*), ya que el ángulo de observación es perpendicular a su vergencia SO. Estas estructuras de tipo ahora clásico se expresan en el campo por la superposición repetida de una unidad pelítica roja (la Formación Muni) y otra arenosa blanquecina (la Formación Huancané). Tal hecho explica a su vez cómo los estudios que no reconocieron las características estructurales de la zona atribuyeron la unidad pelítica roja tanto a la Formación Muni como a la parte inferior del «Grupo Cotacuchu», y la unidad arenosa blanquecina tanto a la Formación Huancané como a la parte media del mismo grupo. En el caso particular de la zona de estudio, se destaca la importancia de tener acceso a imágenes satelitales de buena calidad, lo que para Newell era obviamente imposible en los años 1940.

Estas numerosas observaciones son coherentes y características, y conducen desde luego a plantear para la zona de Huancané-Moho la existencia de un nivel de despegue en la Formación Muni. El “sinclinorio” de Putina (o Faja de Putina) se caracteriza, en primera aproximación, por conformar una especie de sinclinal, con estratos mesozoicos descansando sobre estratos paleozoicos tanto en su borde NE como en su borde SO. Sin embargo, este “sinclinorio” está roto a lo largo de su eje por una estrecha faja de cabalgamientos, denominada Azángaro por pasar por esta localidad; muy generalmente, los cabalgamientos presentan una vergencia SO y usan un nivel de despegue ubicado en la Formación Muni. El cabalgamiento frontal de esta faja es idéntico al *Azángaro overthrust* de Newell (1949). Una consecuencia importante de este esquema estructural es que, en la zona de estudio, la base de la sucesión mesozoica (por debajo de la Formación Muni) aflora sólo al SO de la zona de cabalmientos de Azángaro

y en la franja NE de la Faja de Putina, debido a que este tramo estratigráfico se ubica por debajo del principal nivel de despegue tectónico por estas longitudes.

Hacia el NE (zona de Putina y carretera a Ananea; carretera Nuñoa-Macusani) y NO (zona de Nuñoa), otro nivel de despegue existe en las lutitas esquistosas paleozoicas. Hacia el SE, la Faja de Putina se continua en Bolivia bajo el nombre de “Faja de Huarina”, cuyo principal nivel de despegue se ubica en lutitas siluro-devónicas. Sin embargo, los pliegues observables muestran comúnmente una cierta oblicuidad sobre la orientación general de la Faja de Putina, algunos presentando una inversión estructural de ambos flancos; estas características peculiares sugieren que la Faja de Putina fue estructurada por una deformación regional transpresiva.

OBSERVACIONES DE CAMPO Y RESULTADOS ESTRATIGRÁFICOS

Introducción

La identificación de errores de índole estratigráfico y tectónico en el trabajo fundamental de Newell (1949) explica en parte las profundas discrepancias que surgieron entre los trabajos posteriores que se realizaron en la misma zona. Nuestra redefinición de la estratigrafía regional está basada tanto en el reconocimiento de estos problemas como en el desarrollo de nuevos estudios estratigráficos y tectónicos de campo.

El análisis crítico expuesto más arriba obliga obviamente a abandonar las denominaciones de « Grupo Moho » y « Grupo Cotacuchu », puesto que estos términos corresponden a unidades que por otra parte ya llevan otros

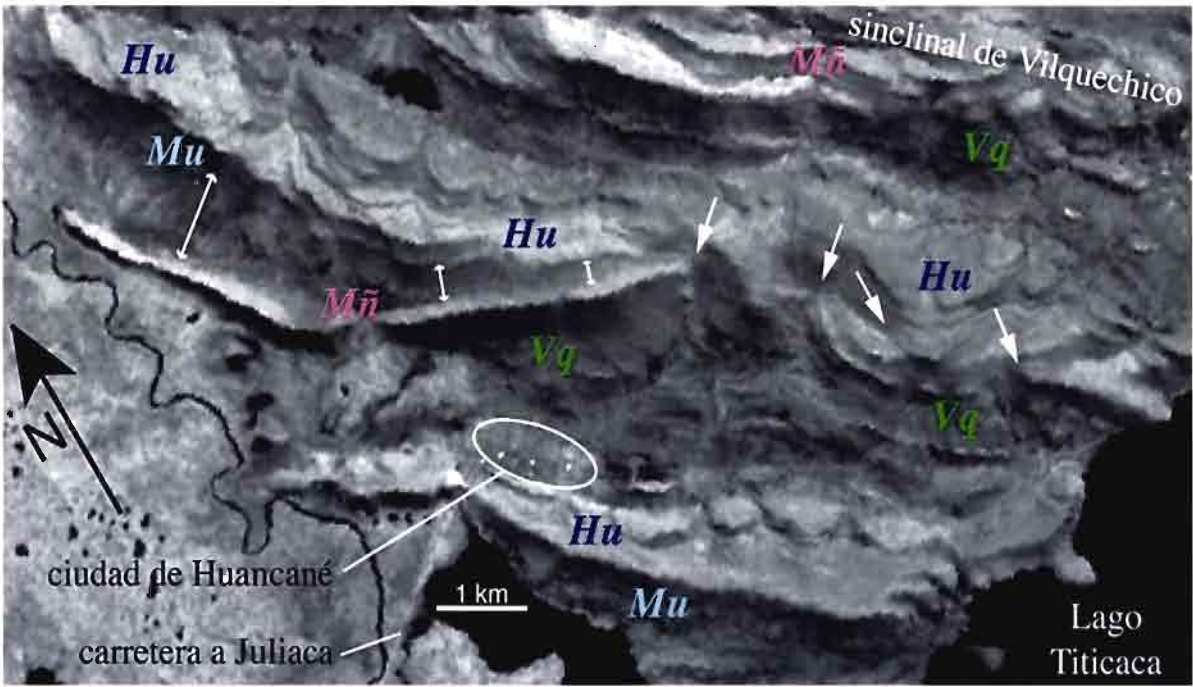


Fig. 7: Evidencias para la existencia de un cabalgamiento importante al NE del pueblo de Huancané (imagen LANDSAT-TM, canal 7); Mu= Formación Muni, Hu= Formación Huancané, Vq= Grupo Vilquechico, Mñ= Formación Muñani

nombres, impuestos además por el mismo autor. Seguir usando estas denominaciones contribuye a persistir en la confusión. No queda otra solución que proponer nuevos nombres provisionales para las unidades que lo requieren, basándose sobre correlaciones con formaciones similares ya definidas en otras zonas del Sur del Perú.

En la región de estudio, el Mesozoico-Paleógeno consiste de 7 grandes unidades estratigráficas (Fig. 9):

1. El Grupo Mitu (Pérmico superior - Triásico) se depositó específicamente en paleo-grábenes.
2. Un conjunto no denominado, de edad aproximada Liásico - Dogger inferior, está conformado por la unidad Quilcapunco (unidad nueva, denominación provisional) y la sobreyacente Formación Sipín de Newell (1949).
3. Un conjunto no denominado, de edad probable Dogger superior - Malm inferior, está esencialmente conformado por las formaciones Muni y Huancané de Newell (1949).
4. Un conjunto, para el cual se propone usar denominaciones definidas en la región de Arequipa, es conformado por areniscas, pelitas rojas y calizas regularmente estratificadas que representan a las formaciones Murco y Arcurquina; fue depositado en forma traslapante (*onlap*) y transgresiva durante el Cretácico Medio.
5. La Formación Ayabacas *s.s.* consiste en masas resedimentadas mayormente calcáreas y otros olistolitos, que se presentan en forma caótica.
6. El Grupo Vilquechico (Jaillard et al., 1993), de edad Cretácico terminal - Paleoceno inferior, sella los olistolitos caóticos de la Formación Ayabacas *s.s.*
7. La Formación Muñani, de edad Paleoceno superior -

Eoceno inferior, es equivalente a la parte inferior del Grupo Puno de Newell (1949).

Los conjuntos estratigráficos se describen a continuación de arriba hacia abajo, debido a que las discrepancias con los trabajos anteriores aumentan en este sentido.

Formación Muñani (Paleoceno superior - Eoceno inferior) y Grupo Puno (Paleoceno superior - Oligoceno)

Formación Muñani

La Formación Muñani (Newell, 1949) consiste de una potente sucesión estrato- y granocreciente, cuyo color marrón rojizo a rojo contrasta con los colores verdosos a morados de la Formación Vilquechico superior sobre la cual descansa (Fig. 9; Foto 1). Su parte basal no sobrepasa algunas decenas de metros de espesor, y está dominada por canales arenosos entrecruzados localmente con depósitos rojos de llanura de inundación y paleosuelos (como en 14°59.4'S-69°50.3'W, y en UTM 432-8306).

La parte inferior de la Formación Muñani es dominada por pelitas rojas, que representan facies de llanura aluvial, barreal (*mud flat*) y lago. En ella se intercala un delgado pero característico miembro gris oscuro a verdoso, localmente calcáreo, que contrasta fuertemente con las pelitas rojas espesas en las cuales se inserta. Espeso con algunas decenas de metros, este miembro de origen lacustre es conocido en gran parte de los Andes bolivianos, donde lleva el nombre de Miembro La Cabaña, y en el extremo NO de la República Argentina, donde se lo

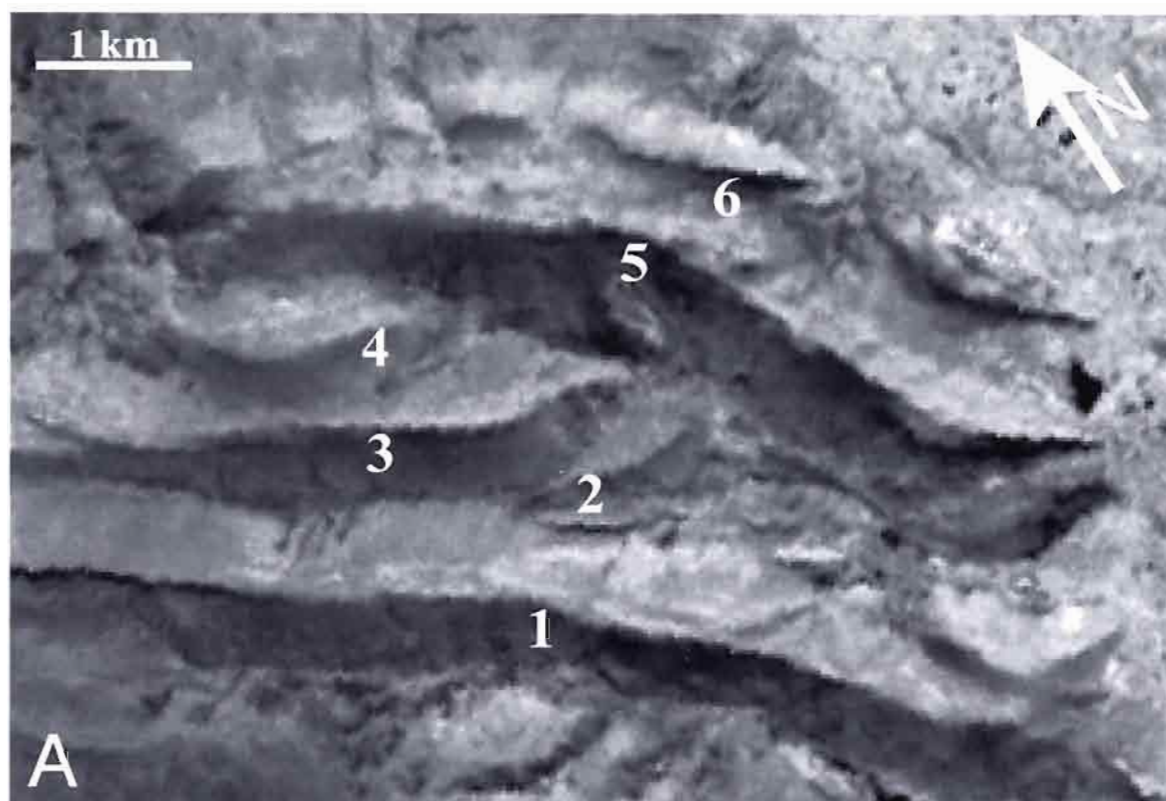


Fig. 8: "Ojos de duplexes" (duplex eyes) formados por repeticiones tectónicas de las formaciones Muni y Huancané, 7,5 km al SO de Huatasane

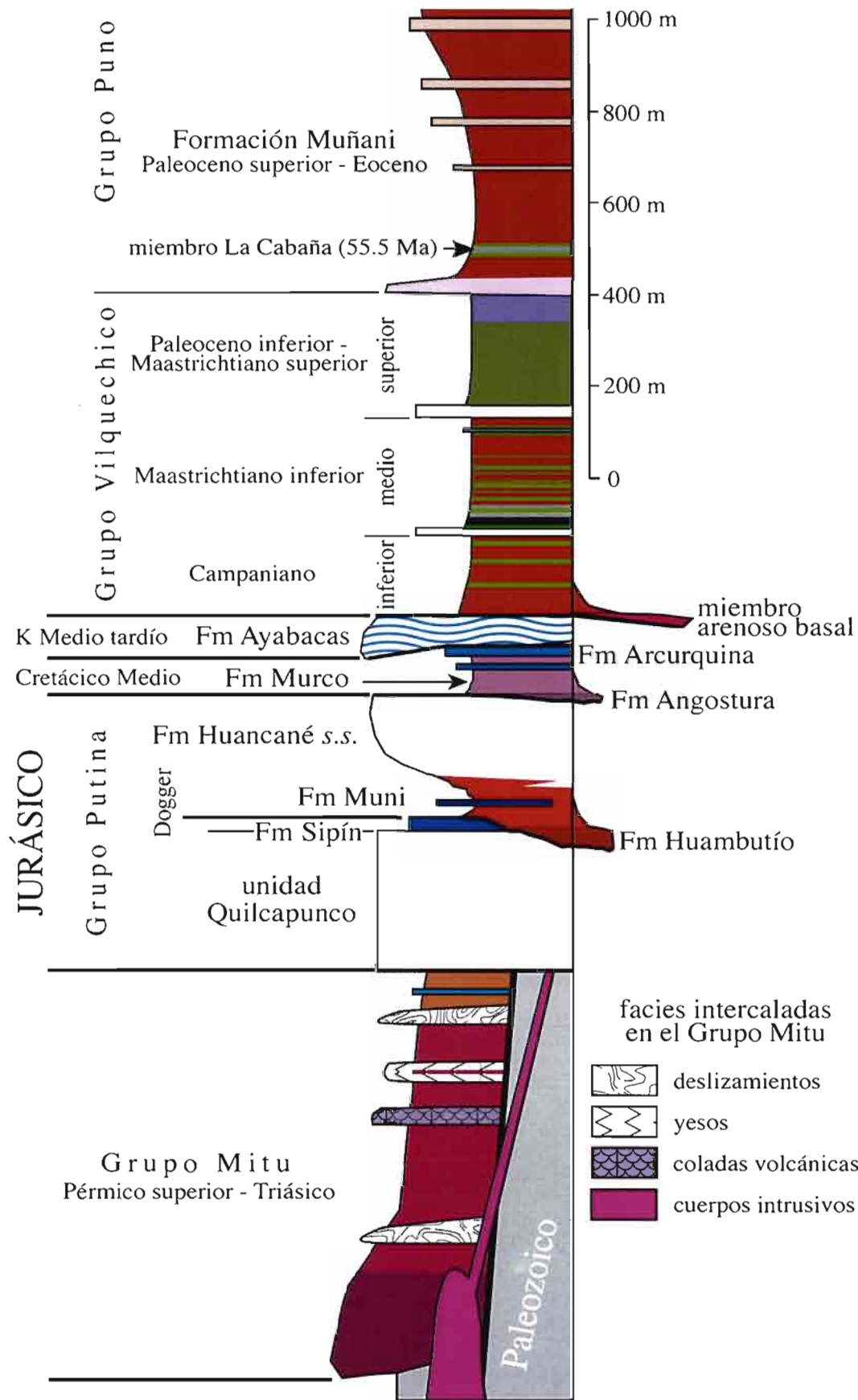


Fig. 9: Estratigrafía del Mesozoico - Paleógeno al noroeste del Lago Titicaca. Se subraya que los espesores de la mayoría de las unidades varían lateralmente. Las litologías están representadas de forma clásica; los colores son sugestivos de los colores reales, salvo los azules, que representan calizas; la denominación "miembro La Cabaña" es tomada de la estratigrafía boliviana

refiere como « Faja Verde ». En Bolivia, está datado entre 56 y 55 Ma (Paleoceno terminal) por magnetoestratigrafía (Sempere et al., 1997). Representa una perturbación climática corta pero notable, la cual aparentemente coincide con una importante perturbación climática de amplitud global fechada en 55.5 Ma (Bains et al., 1999).

En la parte superior de la Formación Muñani, las pelitas rojas van intercalándose con canales arenosos en forma creciente. Existen en estos canales escasos niveles conglomerádicos, con clastos centimétricos. El techo de la Formación Muñani corresponde a niveles de erosión del Neógeno superior.

Por sus colores y facies característicos, la Formación Muñani es equivalente a la parte inferior de la Formación Tiahuanaco (Altiplano Norte de Bolivia) y al conjunto formado por las formaciones Santa Lucía, Cayara y Potoco inferior (Andes bolivianos). Todas estas unidades se depositaron en una extensa cuenca de tipo antepaís.

Grupo Puno

La estratigrafía del Grupo Puno fue definida por Newell (1949) con bastante precisión, especialmente en el flanco este de la península de Pusi. Su descripción original pone de manifiesto que, a parte de la base, se trata de una espesa sucesión eminentemente grano- y estratocreciente, hecho que fue correctamente recalado por algunos de los autores posteriores (Klink et al., 1986; Palacios et al., 1993; se recomienda consultar a estos trabajos para tener una buena descripción de la unidad). El Grupo Puno consiste mayormente de facies fluviales y de llanura aluvial, y se depositó en una extensa cuenca de tipo antepaís. Medidas preliminares de paleocorrientes muestran que en esta cuenca el material clástico era transportado globalmente de sur a norte.

La parte inferior del Grupo Puno es dominada por

pelitas rojas, como se observa por ejemplo sobre la carretera que va de Cabanillas a Mañazo (UTM 354-8262), y es litológicamente similar a la Formación Muñani. Al sur de 15°30'S, sin embargo, el Grupo Puno inferior presenta facies más proximales que la Formación Muñani, lo que refleja la polaridad S → N de la cuenca. Es evidente que la Formación Muñani es un equivalente septentrional y más distal de la parte inferior del Grupo Puno, y por lo tanto que pertenece a este grupo (Sigé B. et al, 2004).

Al sur, el Grupo Puno descansa sobre la Formación Ayabacas, mientras que al norte (Faja de Putina) sobreyace al Grupo Vilquechico. Esta relación está también de acuerdo con lo que se sabe de la polaridad y arquitectura de la cuenca.

Espesas sucesiones grano- y estratocrecientes de edad Paleoceno superior-Oligoceno se conocen al NO y SE de la zona de estudio. Estas series representan una acumulación grano- y estratocreciente de tipo antepaís que comúnmente sobrepasa 5000 m de espesor. Al NO (región de Cusco), el equivalente del Grupo Puno parece ser el Grupo San Jerónimo, y tal vez las unidades pelíticas rojas a las cuales sobreyace (formaciones Chilca y Quilque, Carlotto V. 1998). Al SE (Bolivia), los equivalentes del Grupo Puno son la Formación Tiahuanaco (Altiplano Norte de Bolivia) y el conjunto formado por las formaciones Santa Lucía, Cayara y Potoco (Andes bolivianos). La base de este conjunto está datada en ~60 Ma (base del Paleoceno superior) por magnetoestratigrafía, mientras la base de la Formación Cayara está datada en ~58.2 Ma (Sempere et al., 1997).

Grupo Vilquechico (Campaniano - Paleoceno inferior)

El Grupo Vilquechico ha sido estudiado con bastante detalle por Jaillard et al. (1993), quienes redefinieron su estratigrafía. Descripciones precisas de sus



Foto 1. Vista panorámica del contraste de color visible en el contacto entre las Formaciones Muñani y Vilquechico superior (localidad: UTM 401-8328)

facies se pueden encontrar en la mayoría de los trabajos anteriores. El Grupo Vilquechico descansa sobre la Formación Ayabacas, sellando los olistolitos caóticos característicos de ésta, y subyace a la Formación Muñani (Fig. 9).

El Grupo Vilquechico comprende tres formaciones, hasta ahora referidas como Formación Vilquechico Inferior, Formación Vilquechico Media, y Formación Vilquechico Superior (Jaillard et al., 1993). La Formación Vilquechico Inferior es idéntica a la unidad de pelitas abigarradas descrita por Newell (1949) por debajo de su « Formación Vilquechico » (y luego idéntica a la parte superior de su Grupo Moho; ver más arriba). La Formación Vilquechico Media consiste de las unidades *a* a *d* de la « Formación Vilquechico » de Newell (1949; p. 65), mientras la Formación Vilquechico Superior consiste de las unidades *e* a *g* de la misma (p. 64-65). Las tres formaciones se componen mayormente de pelitas, cuyo color varía a lo largo del perfil estratigráfico. En función de su posición estratigráfica, características y facies asociadas, estas pelitas se depositaron en ambientes de llanura aluvial distal, barreal (*mud flat*), lago, llanura costera, y/o marino restringido y somero.

La Formación Vilquechico Inferior es mayormente pelítica. Presenta un aspecto abigarrado que resulta de la interestratificación de pelitas rojas (dominantes) y de pelitas verdosas yesíferas (Foto 2). En la mitad NE de la Faja de Putina, la Formación Vilquechico Inferior presenta en su base un miembro arenoso espeso de pocas decenas de metros y compuesto de areniscas arcillosas rojas toscamente estratificadas en bancos plurimétricos. Estas areniscas sellan la Formación Ayabacas en toda la zona de Nuñoa, y sobreyacen a la unidad Yanaoco en las cercanías de Huatasane. Hacia arriba, pasan transicionalmente a las pelitas típicas de la Formación Vilquechico Inferior.

La Formación Vilquechico Media está separada de la Formación Vilquechico Inferior por una discontinuidad sedimentaria sencilla y aparentemente plana (Foto 2). Su base está marcada por un miembro arenoso de ~15 m de espesor, regularmente estratificado y levemente

estratocreciente. Sobreyacen varias decenas de metros de facies pelíticas grises a verdosas, en las cuales se encuentra un miembro característico de lutitas negras con delgadas intercalaciones carbonatadas (Fig. 2,3,9). Más arriba, la sucesión continua con interestratificaciones de pelitas rojas y verdosas. En la parte superior de la formación se observa una intercalación plurimétrica de facies carbonatadas y margosas que proporcionaron fósiles marinos (Jaillard et al., 1993) y representan una transgresión. Por sus facies, el miembro de lutitas negras presente en la parte inferior de la unidad representa también una superficie de inundación máxima, que marca la culminación de la transgresión iniciada en la base de la unidad. Estos dos eventos transgresivos proporcionan elementos importantes para las correlaciones.

La Formación Vilquechico Superior está separada de la Formación Vilquechico Media por una leve discontinuidad erosiva. Su base está marcada por un miembro arenoso de ~15 a ~20 m de espesor, que presenta canales con entrecruzamiento de origen fluvial. Sobreyacen pelitas mayormente verdosas intercaladas con numerosos y delgados bancos de areniscas muy finas, frecuentemente cuarcíticas. En las últimas decenas de metros de la formación, las pelitas se vuelven francamente violáceas. Por sus facies más bien fluviales, el cuerpo arenoso basal de la unidad contrasta con los espesos cuerpos pelíticos entre los cuales se inserta, marcando una bajada del nivel de base y por lo tanto una regresión.

Por sus numerosas características, y pese a que las facies francamente carbonatadas son más abundantes en Bolivia, las tres formaciones que componen el Grupo Vilquechico son de fácil correlación con unidades estudiadas y datadas en el vecino país:

- La Formación Vilquechico Inferior es equivalente a la parte superior de la Formación Chaunaca, de facies similares. Por lo tanto es de edad campaniana, probablemente superior dado la larga duración de este piso.
- La Formación Vilquechico Media es equivalente al conjunto formado por el Miembro Inferior y la parte basal



Foto 2. Contraste litológico entre la parte superior de la Formación Vilquechico inferior y la parte inferior de la Formación Vilquechico media (localidad: UTM 400-8327)

del Miembro Medio de la Formación El Molino, cuya base está datada en ~73 Ma (Campaniano terminal) por magnetoestratigrafía (controlada a su vez por 2 edades Ar-Ar; Sempere et al., 1997). En conjunto, el Miembro Inferior de la Formación El Molino representa el mismo ciclo transgresivo-regresivo observado en el Perú, y el miembro de lutitas negras corresponde al período de transgresión máxima (~71.5-70 Ma). La base del Miembro Medio (~66.9 Ma) corresponde a una breve transgresión que está marcada en la zona de estudio por la intercalación marina mencionada más arriba en la parte superior de la unidad. Esta breve transgresión sucede a un período regresivo marcado por paleosuelos, que es datado en Bolivia en ~67.2-66.9 Ma.

- La Formación Vilquechico Superior es equivalente a la mayor parte del Miembro Medio y al Miembro Superior de la Formación El Molino. Se subraya que las facies pelíticas verdosas que se observan en la Formación Vilquechico Superior, e incluso los nódulos diagenéticos que contienen, son similares a lo que se conoce en su equivalente boliviano. El cuerpo arenoso de origen fluvial que forma la base de la Formación Vilquechico Superior y marca una regresión (ver más arriba) se correlaciona con una importante regresión conocida en Bolivia, donde está estimada en ~66.7-66.4 Ma. Cabe mencionar que se estima que la regresión global más aguda conocida en el Maastrichtiano culminó en ~66.3 Ma (Hardenbol et al., 1998).

Estas correlaciones precisas con el país vecino datan el Grupo Vilquechico del Campaniano superior - Paleoceno inferior (~77-60 Ma).

Formación Ayabacas s.s. (Cretácico Medio tardío?)

Esta unidad, inicialmente denominada Formación Ayabacas por Cabrera La Rosa y Petersen (1936), fue definida cerca de la localidad homónima ubicada 10 km al noreste de Juliaca. Sin embargo, la ortografía correcta de este topónimo, como mencionada en los correspondientes mapas topográficos de la República del Perú, y como usada en el mismo pueblo homónimo, es Ayabacas, razón por la cual se usa en este trabajo una denominación con ortografía corregida.

La Formación Ayabacas es una megabrecha (*sensu* Spence y Tucker, 1997) u olistostromo, es decir consiste de una acumulación de olistolitos (De Jong, 1974; Sempere et al., 2000b). Su espesor puede sobrepasar varios centenares de metros y se observa sobre un área superior a 50.000 km², lo que la convierte en una de las megabrechas más voluminosas en el mundo. Los olistolitos que la componen retrabajan estratos que pertenecieron inicialmente a las formaciones Arcurquina y Murco (principalmente), a las formaciones Huancané, Muni y Sipín, y al Paleozoico. Esta unidad marcadamente resedimentada es la que aflora en la localidad de Ayabacas, y por lo tanto esta denominación se aplica a ella. Por su génesis muy particular (ver más adelante), se tiene que restringir la denominación de Formación Ayabacas a esta unidad resedimentada, y por lo tanto la unidad de calizas

regularmente estratificadas que proporcionó el material calcáreo deslizado tiene que describirse bajo otra denominación. Por supuesto, no se puede usar un sólo término para designar a dos unidades distintas: la unidad inicialmente estratificada, y la unidad que resultó de la resedimentación de ella y de su substrato.

Nuestras observaciones e interpretaciones, independientes, resultan coincidir completamente con las de De Jong (1974). Pese a que otros autores reportaron deslizamientos, De Jong (1974) parece ser el único autor anterior en haber identificado claramente las características y origen de esta unidad, a la cual llamó *Titicaca melange* (pero la denominación Ayabacas tiene anterioridad). Vale la pena citar su importante contribución: En la zona de Puno, « ... la estructura es típicamente caótica. Las formaciones del "Grupo Titicaca" [= formaciones Sipín, Muni, Huancané, y Moho; esta última incluye la caliza Ayabacas] se encuentran en bloques grandes (50-500 m) que aparentemente flotan dentro de una matriz más blanda. Bloques adyacentes pueden provenir de formaciones ampliamente separadas en la columna estratigráfica. Pese a que algunos bloques están extremadamente fracturados, otros no lo son. (...) En unos bloques la estratificación está prácticamente horizontal, pero en otros está enderezada o subvertical, y algunos están probablemente invertidos. (...) La matriz alrededor de los bloques (...) es una brecha con clastos grandes y pequeños de calizas y areniscas fracturadas, e incluye partículas extremadamente fragmentadas de pelitas multicolores y areniscas. Los clastos grandes pueden alcanzar 12 m, y es común observar una transición continua entre los tamaños de los bloques más grandes y de los clastos más pequeños de la brecha. Nunca se observó estratificación ». De Jong (1974) deduce correctamente que la unidad que describe « es el resultado de la fragmentación de rocas litificadas del Grupo Titicaca, y del deslizamiento de estas rocas bajo la influencia de la gravedad. [...] Los plegamientos y el olistostromo indican transporte en masa: masa coherente en los pliegues, masa fragmentada en el olistostromo [...] ». De Jong (1974) reconoció correctamente que pendientes importantes tuvieron que ser tectónicamente creadas para permitir que se formen semejantes depósitos de resedimentación en masa de escala tan grande. Tanto sus mediciones como las nuestras indican una mayoría de los deslizamientos hacia el NE.

Pese a que interpretó las características caóticas de la Formación Ayabacas como de origen tectónico, Newell (1949) también proporciona descripciones elocuentes. En la zona de Pirín (p. 25), comenta lo siguiente: « ... La arenisca Huancané, relativamente competente, emerge a través de la masa indescriptible de pelitas rojas mezcladas con grandes bloques de caliza, muchos de los cuales alcanzan varios centenares de metros de largo y ancho. Partes de pliegues de arrastre, comúnmente invertidos o recumbentes, son reconocibles en la arenisca Huancané, pero en muchos lugares ninguna estructura consistente se puede reconocer en los estratos incompetentes del Grupo Moho. Localmente, sobreescurrecimientos muy

fracturados y estructuras imbricadas se pueden reconocer en la caliza Ayavacas. Hasta un exámen moderadamente detallado de cualquier área de estos estratos contorsionados revela que están orientados en cada posición imaginable, con numerosas duplicaciones de los mismos estratos en cada loma (... *the relatively competent Huancane sandstone protrudes through the nondescript mass of macerated red shales and great blocks of limestone, many of which attain a width and breadth of several hundred meters. Parts of drag folds, commonly overturned or recumbent, are recognizable in the Huancane sandstone, but in many places no consistent structure can be recognized in the incompetent beds of the Moho group. Locally, shattered decken, imbricate structures, can be recognized in the Ayavacas limestone. Even a moderately close examination of any area of these contorted Moho beds reveals that they are oriented in every conceivable position with numerous duplications of the same strata in every hillside*). En otra sección de su trabajo (p. 61-62), agrega lo siguiente: «... la caliza está intrincadamente plegada y fallada de tal manera que la unidad está repetida muchas veces en el mismo afloramiento. [...] Un exámen detallado del Ayavacas y de los estratos asociados revela que, en la mayoría de las áreas, la formación está intrincadamente plegada y rota, en desorden extremo, de manera que las orientaciones estructurales generales pueden reconocerse en la masa compleja de caliza triturada sólo con un trabajo de campo atento. [...] En casi todas las áreas de afloramiento del Grupo Moho al noroeste y suroeste del Lago Titicaca, hay claras pruebas de violentas perturbaciones estructurales.

Por ser relativamente débiles, o “incompetentes”, frente a la compresión, estos estratos se han deformado en pliegues isoclinales y recumbentes intrincados y por fallamiento compresivo de bajo ángulo, mientras las formaciones resistentes subyacentes y sobreyacentes están afectadas mucho menos profundamente. [...] La caliza Ayavacas ... ha sido generalmente contorsionada y fracturada de una manera muy característica (... *the limestone is intricately folded and faulted so that the unit is repeated many times in single exposures. [...] A close examination of the Ayavacas and associated red beds reveals that in most areas the formation is intricately folded and broken, in extreme disorder, so that only with detailed field work can the general structural trends be recognized in the complex mass of triturated limestone. [...] In almost all the areas of Moho outcrops southwest and northwest of Lake Titicaca there are clear evidences of violent structural disturbance. Relatively weak, or ‘incompetent’ to compression, these beds have yielded in the form of intricate isoclinal and recumbent folds and low-angle compression faults, whereas subjacent and superjacent strong formations are very much less profoundly affected. [...] The Ayavacas limestone ... has generally been contorted and broken in a very characteristic manner*). Estas observaciones de Newell (1949) coinciden objetivamente con las de De Jong (1974) y con las nuestras (Sempere et al., 2000b), y es probable

que Newell hubiera llegado a las interpretaciones que favorecemos si hubiera entonces tenido acceso a modelos de resedimentación en masa.

La Formación Ayabacas fue depositada en un contexto tectónico marcadamente extensional, como lo demuestran afloramientos de fallas normales controlando deslizamientos de calizas y selladas por el Grupo Vilquechico (como en UTM 313-8409 y 317-8413; Sempere et al., 2000b). El contacto basal de la Formación Ayabacas es un plano de deslizamiento que se puede asimilar a una superficie de erosión (en el sentido que se ha sustraído un material inicialmente depositado), así como a una falla gravitacional de bajo ángulo, contemporánea de la sedimentación o muy precoz. Los espesores más importantes, que corresponden a zonas hundidas durante el período extensional, se observan al sur de Nuñoa, al SO de Asillo y entre Asillo y San Antón, al SO de Chupa, en la península de Pusi, en la zona de Ilave y al sur de esta localidad. Por otra parte, la Formación Ayabacas no parece existir al NE del cabalgamiento de Azángaro, de lo cual se concluye que la sub-faja NE de Putina se comportó como zona alta durante este episodio. También está ausente en algunas localidades situadas al SO de este frente, como al SE de Chupa (401-8326) y en Huancarani (380-8341), las cuales corresponden probablemente a áreas levantadas durante el período extensional.

La Formación Ayabacas retrabaja calizas que proporcionaron fósiles (albo-?) cenomanianos (Newell, 1949; Palacios et al., 1993; Jaillard, 1995). Por otra parte, como ya fue notado por De Jong (1974) y Sempere et al. (2000b), está sellada por los grupos Vilquechico (por ejemplo en UTM 399-8327, 389-8328, y en toda la zona de Nuñoa) o Puno (por ejemplo a lo largo de la franja oeste de la península de Pusi y en toda la zona ubicada al suroeste del Lago Titicaca). En la zona de Sicuani, Audebaud (1971) también observó que su Formación Hanchipacha (equivalente local del Grupo Vilquechico) sella la Formación Ayabacas. Estos hechos implican que la tectónica extensional que generó la resedimentación se produjo entre el Cenomaniano y el Campaniano.

Formaciones Angostura, Murco y Arcurquina (Cretácico Medio a Inferior)

La propuesta de usar estas denominaciones proviene de las necesidades siguientes:

- abandonar la denominación « Moho », como quedo demostrado más arriba;
- distinguir claramente, por razones genéticas, entre las unidades inicialmente estratificadas que fueron posteriormente resedimentadas, y la Formación Ayabacas que resultó de esta resedimentación;
- tomar en cuenta las similitudes litológicas y paleontológicas entre dos de estas unidades altiplánicas y las observables en la región de Arequipa.

En la zona de estudio, este conjunto se sobrepone a una superficie de discontinuidad en forma de *onlap*, sellando manifestaciones tectónicas (también conocidas

en todo el Perú y en Bolivia; Sempere et al., 2002 y este volumen). Esta superficie corresponde a una superficie de erosión notable, y, más localmente, a una superficie de no-deposición.

En las áreas occidentales de la zona de estudio, este conjunto empieza con estratos arenosos a conglomerádicos que conforman la Formación Angostura (Klinck et al., 1986; Palacios y Ellison, 1986; Palacios et al., 1993), la cual descansa en forma discordante sobre el Paleozoico (Tayataya, UTM 347-8266), sobre granitoides permo-triásicos (zona de Santa Rosa entre Sicuani y Ayaviri), sobre el Grupo Mitu (Colque, 348-8326 y 350-8330), o sobre estratos jurásicos deformados (Lagunillas, 326-8251; Huertas, 354-8265). Antes de su definición por los mencionados autores, esta formación mayormente arenosa había sido constantemente confundida con la también arenosa Formación Huancané. La Formación Angostura es grano- y estratodecreciente, con un aumento de las intercalaciones de limolitas y pelitas rojas hacia arriba, y, en algunas localidades (Colque, Huertas), contiene intercalaciones de bancos de caliza de espesor métrico. Se vuelve muy conglomerádica en la zona de Lagunillas, donde Newell (1949, p. 57) describió su equivalente local como «conglomerado Saracocha».

En este área, la Formación Murco consiste mayormente de pelitas y limolitas rojas, y de escasas intercalaciones de canales arenosos. Estas facies son típicas de la parte NE de la zona de estudio, donde descansan directamente, en discontinuidad, sobre la Formación Huancané (Fotos 3, 4, 5, 6), es decir sin la presencia de las facies gruesas típicas de la Formación Angostura. Hacia arriba, estas pelitas y limolitas rojas se intercalan con bancos de calizas grises, que se vuelven más frecuentes y espesos, pasando en forma transicional a la Formación Arcurquina local, la cual es dominada por estas facies calcáreas. La resedimentación en masa que generó la Formación Ayabacas re trabajó mayormente un material proveniente de estas dos formaciones. Se subraya

una vez más que las calizas presentes en la Formación Arcurquina son regularmente estratificadas, mientras que las de la Formación Ayabacas están deformadas por los procesos de resedimentación a los cuales fueron sometidas después de su depositación inicial. En Yanaoco (UTM 411-8316), se observa en forma espectacular como olistolitos calcáreos caóticos, pertenecientes a la Formación Ayabacas, sobreyacen en discordancia a varias decenas de metros de estratos calcáreos regulares, que pertenecen a la Formación Arcurquina.

Las formaciones Murco y Arcurquina de la región del Lago Titicaca son correlativas de las formaciones Murco y Arcurquina de la región de Arequipa, como lo demuestran sus facies y las faunas presentes en las calizas. Las facies calcáreas de cada área representan la misma transgresión albo-cenomaniana (Jaillard, 1995), la cual fue diacrónica pero puede usarse como horizonte aproximado de correlación en zonas de área limitada. El hecho que en algunas localidades la Formación Angostura contiene intercalaciones de calizas de facies similar demuestra por lo tanto que esta unidad es en parte lateralmente equivalente a las pelitas y limolitas rojas características de la Formación Murco, la cual es también anterior a la transgresión manifestada por las calizas de la Formación Arcurquina. Esta transición lateral entre facies gruesas al oeste y facies finas al este confirma que estas dos partes de la zona de estudio corresponden a dos dominios paleogeográficos distintos (Palacios y Ellison, 1986).

Formaciones Muni y Huancané (Dogger superior - Malm inferior)

Definida por Newell (1949) cerca del pueblo homónimo, la Formación Huancané fue desde entonces confundida con la unidad definida posteriormente como Formación Angostura (Klinck et al., 1986; Palacios y Ellison, 1986). De esta confusión nació la idea, errónea pero muchas veces reiterada, que la Formación Huancané es



Foto 3. La sección de Yanaoco muestra claramente las relaciones estratigráficas existentes entre las formaciones Huancané, Murco, Arcurquina y Ayabacas; vista hacia el noroeste

«discordante » sobre su substrato. En realidad, una diferencia fundamental entre las formaciones Angostura y Huancané es que la primera se apoya discordantemente sobre un substrato variado, mientras la segunda pasa transicionalmente hacia abajo a la Formación Muni (Fotos 6, 7).

Newell (1949) ya describió implícitamente una transición entre la Formación Muni, compuesta de pelitas y limolitas rojas que se intercalan hacia arriba con canales arenosos en forma estratocreciente, y la Formación Huancané, que hacia su base se intercala con pelitas rojas. Este hecho, evidente en el campo, fue claramente observado por algunos autores (Klinck et al., 1986; Palacios y Ellison, 1986; Palacios et al., 1993), y nuestras observaciones independientes lo han confirmado en todos los perfiles estudiados (Fig. 9).

Las facies arenosas y localmente conglomerádicas que caracterizan la Formación Huancané indican que se depositó en un ambiente fluvial de tipo trenzado, localmente bastante proximal, donde se desarrollaban episódicamente procesos eólicos que retrabajaban la arena disponible en forma de dunas (Foto 8). Las facies finas rojas de la Formación Muni representan depósitos de llanura aluvial, bastante distal, a llanura costera (puesto que esta unidad contiene intercalaciones marinas hacia el suroeste). La evolución transicional de la Formación Muni a la Formación Huancané corresponde a la progradación de un ambiente fluvio-eólico sobre un ambiente aluvial distal. Esta progradación se debe probablemente a un evento tectónico que afectó las zonas de aporte, puesto que registra un nítido aumento en material clástico arenoso, y localmente conglomerádico.

En una localidad de la zona de estudio (Huancarani, UTM 380-8341), se observa que la Formación Muni a su vez pasa transicionalmente hacia abajo a una unidad compuesta de varias decenas de metros de

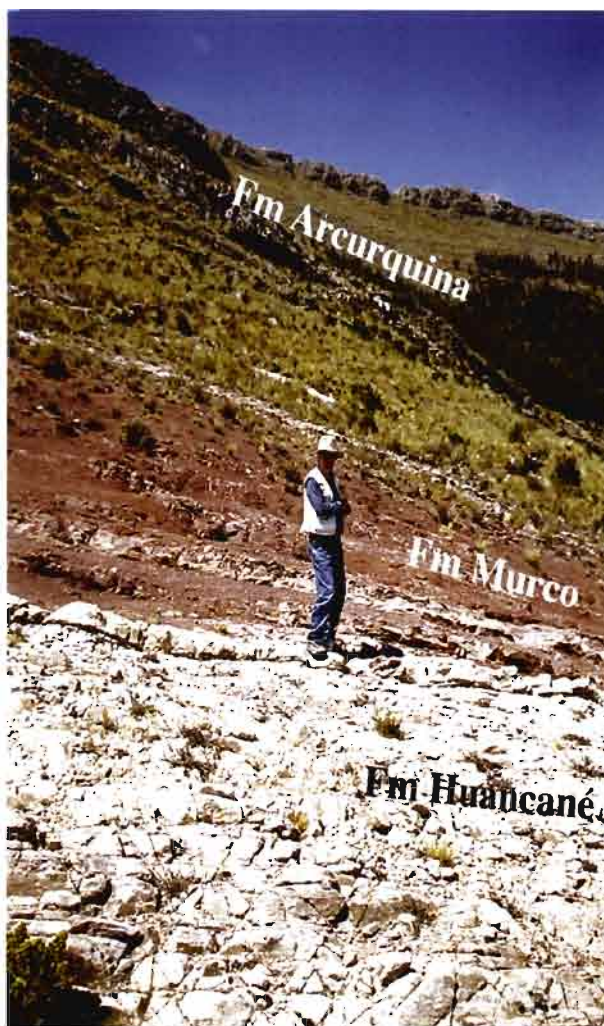


Foto 4. El geólogo está parado sobre la superficie de discontinuidad que separa las formaciones Huancané y Murco; sección de Yanaoco, vista hacia el noreste.



Foto 5. La parte inferior de la sección de Yanaoco muestra claramente las relaciones estratigráficas existentes entre las formaciones Sipín, Muni y Huancané; vista hacia el norte

conglomerados rojizos que presentan facies de abanicos aluviales a ríos proximales y descansan en fuerte discontinuidad erosiva sobre la unidad Quilcapunco (ver más adelante). La sucesión formada por estos conglomerados y las formaciones Muni y Huancané recuerda a la sucesión conformada por las formaciones Huambutío y Huancané al sureste de Cusco (Carlotto, 1989, 1998; Carlotto et al., 1991; Huambutío, UTM 206-8497), donde la Formación Huambutío comprende un miembro superior pelítico rojo que contiene intercalaciones de calizas y es similar a la Formación Muni. Por lo tanto, se denomina la potente unidad conglomerádica reconocida en Huancarani como Formación Huambutío.

Los delgados bancos de calizas fosilíferas marinas que se intercalan en la Formación Muni en la península de Pusi han proporcionado una fauna sugestiva de una edad Dogger superior a Malm inferior (Newell, 1949, p. 54-55). En Huambutío, lutitas negras intercaladas en la parte inferior de la Formación Huancané han proporcionado palinomorfos sugestivos de una edad neocomiana (la hipótesis más citada) o caloviana (Doubinger y Marocco, 1976, p. 86). Cabe notar que el Caloviano es aparentemente la época de mayor inundación marina en todo el Sur del Perú (Sempere et al., 2002). Por lo tanto, sospechamos que este notable e inhabitual nivel de lutitas ricas en materia orgánica podría representar el equivalente marginal de esta transgresión. En este trabajo damos la preferencia a esta

hipótesis y por lo tanto proponemos que la edad de estos niveles es en realidad caloviana.

El conjunto formado por las formaciones Huambutío (donde está presente), Muni y Huancané descansa sobre el conjunto infrayacente con una discontinuidad que marca, según las localidades, una erosión o una paleoalteración.

Unidad Quilcapunco y Formación Sipín (Liásico - Dogger inferior)

Al suroeste del frente de cabalgamiento de Azángaro y a lo largo del borde NE de la Faja de Putina aflora un conjunto estratigráfico particular que subyace a la Formación Muni (o a la Formación Huambutío donde está presente) y sobreyace al Grupo Mitu o directamente al Paleozoico. Su límite inferior es una discontinuidad simple, localmente levemente erosiva, mientras su límite superior es la superficie de erosión y/o paleoalteración mencionada en el párrafo anterior.

En la península de Pusi este conjunto está representado por la Formación Sipín de Newell (1949), que descansa directamente sobre el Devónico en esta zona. Más al norte, en Yanaoco (UTM 411-8316), la Formación Sipín tiene ~15 m de espesor y consiste de calizas, calizas margosas y margas negruzcas (Foto 9). Sobreyace transicionalmente a areniscas finas blanquecinas que a su



Foto 6. La sección de Yanaoco ilustra la transición estratigráfica entre las formaciones Muni y Huancané, así como la discontinuidad que separa las formaciones Huancané y Murco; vista hacia el este

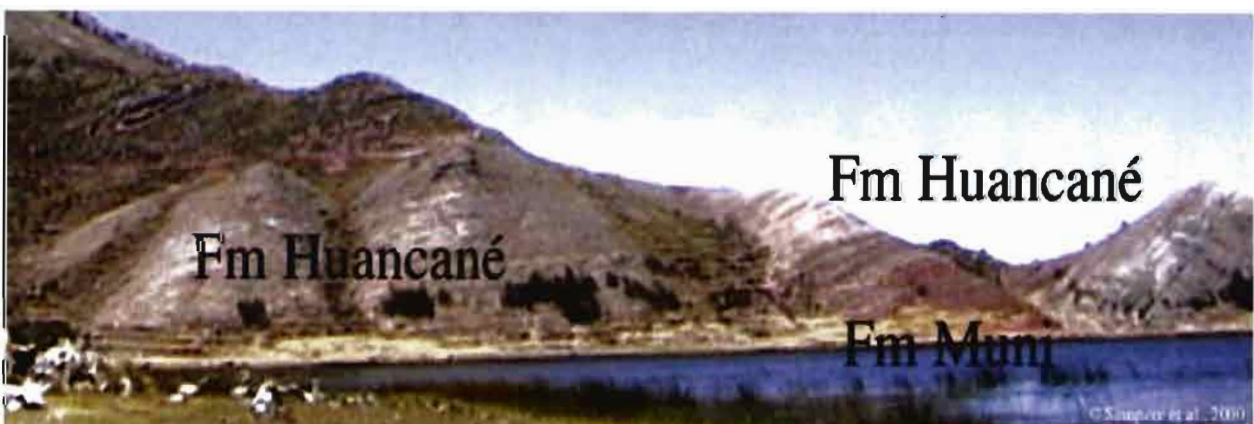


Foto 7. La parte inferior de la sección de Yanaoco ilustra la transición estratigráfica existente entre las formaciones Muni y Huancané; vista hacia el este

vez sobreyacen al Paleozoico (aunque el contacto no aflora, la relación cartográfica es clara). En esta localidad, el contacto entre las formaciones Sipín y Muni está marcado por una paleoalteración que afecta los metros superiores de las calizas en forma descendiente, cambiando su color negro a un color típicamente marrón anaranjado que desaparece hacia abajo.

En Caquincorani, ~4 km al ESE de Asillo (UTM 358-8384), la Formación Sipín está también representada por calizas negras que afloran por debajo de la Formación Muni, mostrando la misma paleoalteración en su tope. Sin embargo, esta unidad calcárea parece estar ausente entre este punto y Chupa, probablemente debido a los fenómenos de erosión expresados por la Formación Huambutío que se observa justamente en esta área (Huancarani; ver más arriba). La Formación Sipín vuelve a aparecer al SE de Chupa (UTM 400-8326), donde se la observa bajo una facies dolomítica de pocos metros de espesor. En las localidades donde presenta facies francamente calcáreas, la Formación Sipín contiene fósiles marinos generalmente mal preservados, indeterminables pero de aspecto mesozoico.

Sin embargo, en la parte basal del perfil de Yanaoco, se recolectaron especímenes completos de equínidos pertenecientes al género *Diademopsis*, que es solamente conocido en el intervalo de tiempo Retiano-Bajociano (det. Dr. D. Néraudeau, Universidad de Rennes, Francia; Sempere et al., 2002). Este hallazgo demuestra que la Formación Sipín es, por lo menos en parte, un equivalente lateral de la Formación Socosani de la región de Arequipa. La Formación Sipín sobreyace a una unidad mayormente arenosa que descansa en discontinuidad sobre el Grupo Mitu o en discordancia sobre el Paleozoico. Esta unidad resulta ser nueva del punto de vista estratigráfico, y la denominamos provisionalmente “unidad Quilcapunco”, del nombre de un pueblo ubicado ~10 km al este de Putina

(afloramientos en UTM 421-8352; columna en parte ilustrada por Jaillard [1995] en su figura 11, p. 151). Su espesor puede alcanzar los 400 m. Está principalmente compuesta por areniscas fluvio-eólicas blanquecinas, pero también se observan localmente delgados niveles de pelitas rojas (representando depósitos inter-canales), y conglomerados (indicando ríos con más caudal). Clastos de caliza provenientes del Grupo Copacabana se observan cerca de la base de la unidad (por ejemplo en Caquincorani) y, más particularmente, en el « conglomerado Chupa », definido por Klinck et al. (1986) en Bichoco (UTM 401-8325). Newell (1949) asignó esta unidad a su « Grupo Cotacucho » y la interpretó erróneamente como evidencia de que este grupo traslapaba (*overlapped*) hacia el NE (p.62). Lo que llamamos “unidad Quilcapunco” fue mapeado por INGEMMET como Formación Huancané en la zona de Nuñoa y entre Azángaro y Arapa, y como Grupo Ambo en la zona al SE de Asillo. Evidentemente, la ubicación estratigráfica de esta unidad entre la Formación Sipín y el grupo Mitu vuelve necesaria una denominación nueva, por lo menos provisionalmente.

Mientras la Formación Sipín está solamente presente en afloramientos ubicados al SO del frente de cabalgamiento de Azángaro, la unidad Quilcapunco se observa en los bordes SO y NE de la Faja de Putina, así como en algunos afloramientos ubicados dentro de ella (es imposible observarla en las numerosas zonas donde el despegue principal ocurre en la sobreyacente Formación Muni). La Formación Sipín parece acunarse hacia el NE a lo largo de una línea que coincide aproximadamente con la parte axial de la Faja de Putina. Hacia el NO, pero al suroeste de esta línea, las calizas que subyacen a la Formación Huambutío en Huambutío pueden representar la Formación Sipín por su posición estratigráfica.

El carácter marino de la Formación Sipín aumenta



Foto 8. Duna eólica, caracterizada por su estratificación oblicua tabular, intercalada en los estratos de la transición entre las formaciones Muni y Huancané (UTM 402-8325)

hacia el SO, culminando cerca de Cabanillas (Huertas, UTM 354-8265) donde un afloramiento clave fue correctamente reconocido como Formación Sipín por Klinck et al. (1986), Palacios y Ellison (1986), Batty y Jaillard (1989), y Palacios et al. (1993). Newell (1949, p. 45-46) señala en las calizas de este afloramiento de Huertas « fósiles mesozoicos muy similares a los del Jurásico en Lagunillas (*Mesozoic fossils ... very like the faunas of the Jurassic at Lagunillas*) », lo que vuelve muy probable que la Formación Sipín represente un equivalente nororiental más somero de la espesa unidad transgresiva (~500 m) de calizas sinemurianas a bajocianas (Vicente, 1981, p. 338) descritas en la parte inferior del « Grupo Lagunillas », las cuales son equivalentes cronológicos de la Formación Socosani de la región de Arequipa.

Grupo Mitu (Pérmico superior - Triásico)

El Grupo Mitu sólo está presente en algunas áreas de la zona de estudio, reflejando el hecho que fue depositado en grábenes dentro de un sistema de *rifts* (Kontak et al., 1985; Sempere et al., 2002 y este volumen). Aflora en las áreas de Estación Pucará (UTM 360-8338), Arapa (entre 376-8336 y 384-8327, como correctamente identificado por De Jong, 1974), Colque (348-8326 y 350-8330), Juliaca-Lampa (donde está dominada por rocas volcánicas y denominado Grupo Iscay; Klinck et al., 1986), y a lo largo del margen noreste de la Faja de Putina. Comprende facies rojas de abanicos aluviales, ríos proximales a distales, llanura aluvial y lagos, en las cuales se intercalan niveles de calizas, cuerpos evaporíticos y coladas volcánicas cuyos espesores pueden sobrepasar

varias decenas de metros. Se observa con relativa frecuencia cuerpos ígneos que intruyen al grupo Mitu sin afectar a las unidades que le sobreyacen, sugiriendo que este magmatismo se desarrolló durante el mismo período de *rifting*. En este respecto, cabe subrayar que la tonalita Huisaroque (368-8332) y un dique de riolita muestreado al sureste de Santa Rosa (312-8374) proporcionaron edades triásicas (K-Ar sobre biotita) de 236 ± 6 Ma (Klinck et al., 1986) y 244 ± 6 Ma (Sempere et al., 2002), respectivamente.

Una de las características más llamativas del Grupo Mitu en la zona de estudio es la presencia de olistolitos, evidenciando que fallas activas en los bordes de los grábenes mantenían pendientes inestables de donde se desprendían grandes bloques en forma catastrófica. Un gran olistolito de estratos paleozoicos, espeso de varias decenas de metros, se puede observar en Bichoco (UTM 401-8325) por debajo del « conglomerado Chupa », el cual incluye numerosos clastos de calizas del Grupo Copacabana. Apenas 4 km al sureste de Bichoco, el afloramiento de Grupo Copacabana mapeado por INGEMMET entre los puntos UTM 404-8324 y 405-8323 representa probablemente un enorme olistolito de esta formación dentro del grupo Mitu local, que tal vez fue la fuente de estos clastos calcáreos. En Bichoco, el mencionado olistolito de Paleozoico sobreyace a una masa también resedimentada de areniscas arcillosas amarillentas mezcladas con pelitas rosadas, el Paleozoico regularmente estratificado encontrándose todavía más abajo en la sucesión. Al norte y noroeste de Nuñoa, es común observar calizas grises replegadas, de pocos metros de espesor, resedimentadas dentro del Grupo Mitu, así como areniscas y/o pelitas rojas también deslizadas. Estas



Foto 9. Calizas y calizas margosas de la Formación Sipín en la sección de Yanaoco; el grupo de geólogos está rodeando el sitio fosilífero que proporcionó equínidos del género *Diademopsis* sp., cuyo rango cronológico es Retiano-Bajociano

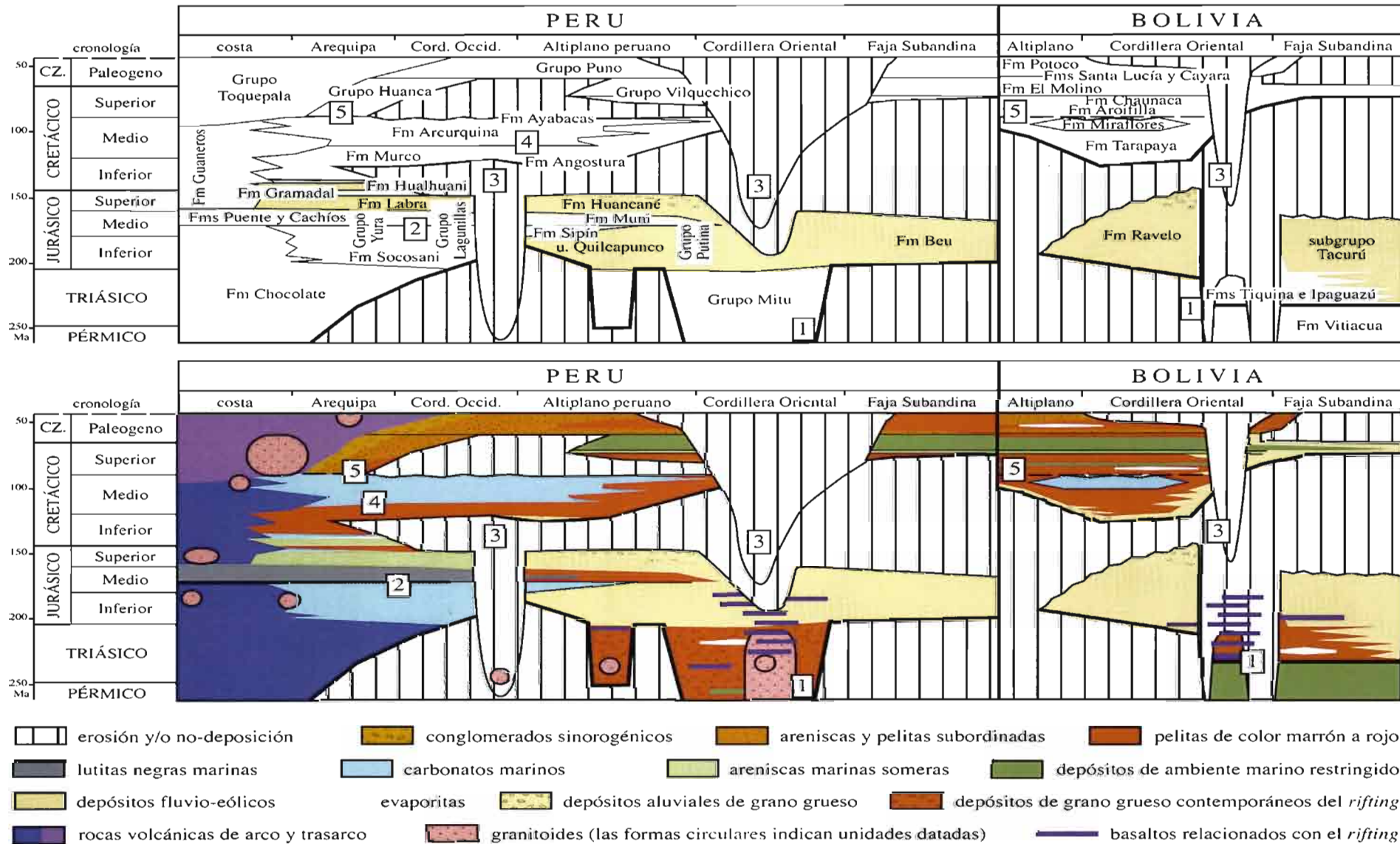


Fig. 10: Transversal estratigráfica Mollendo-Putina (entre 17°S-72°W y 15°S-70°W) (modificado de Sempere et al., 2002). La zona de estudio corresponde a la columna "Altiplano peruano", donde se reprodujo la estratigrafía de la figura 9. Números enmarcados: 1= rifting Pérmico superior-Triásico; 2= hundimiento de la cuenca de Arequipa; 3= levantamientos del Jurásico terminal-Cretácico inferior en la zona de Lagunillas; 4= transgresión (onlap) del Cretácico medio; 5= iniciación de las cuencas de tipo antepaís

observaciones están de acuerdo con lo que se sabe del contexto tectónico marcadamente extensional en el cual se depositó el Grupo Mitu (Sempere et al., en prensa).

CORRELACIONES Y CONCLUSIONES

La cronología propuesta en este trabajo está en parte basada sobre correlaciones con regiones vecinas del Perú y con Bolivia (Fig. 10). Subrayamos que la estratigrafía presentada en este trabajo comparte varios puntos comunes con la estratigrafía mesozoica-paleógena de la vecina Bolivia.

El equivalente boliviano del Grupo Mitu es la parte inferior del Grupo Serere (Sempere et al., 1998, 2002 y este volumen). La mitad superior del Grupo Serere se compone de areniscas fluvio-eólicas bastante parecidas a las de la unidad Quilcapunco y de la Formación Huancané. En este respecto vale mencionar que hacia el noreste de la Faja de Putina, la Formación Muni se adelgaza (mientras la Formación Sipín desaparece) de tal forma que la unidad Quilcapunco y la Formación Huancané, que consisten de facies parecidas, tendrían que volverse coalescentes en esa dirección. Este hecho está en realidad comprobado por la existencia, en la Faja Subandina de la zona fronteriza entre Perú y Bolivia, de una unidad única, llamada Formación Beu, que consiste de varios centenares de metros de areniscas fluvio-eólicas. Los equivalentes de la Formación Beu son la Formación Ravelo en Bolivia andina y el subgrupo Tacurú en la región chaqueña, todas unidades eminentemente arenosas, espesas, y de origen fluvio-eólico (Oller y Sempere, 1990; Sempere, 1994; Sempere, 1995; Sempere et al., 2002 y este volumen; Fig. 10). Por lo tanto los conjuntos Quilcapunco-Sipín y Muni-Huancané pueden ser agrupados en un sólo grupo (que se podría llamar "Grupo Putina", por ejemplo). De esta forma el conjunto Quilcapunco-Sipín se podría denominar "Grupo Putina inferior", y el Muni-Huancané "Grupo Putina superior". En su conjunto, las facies observadas en este "Grupo Putina" representan ambientes marinos muy someros, de llanura costera (con lagunas evaporíticas), de llanura de inundación, fluvio-eólicos, y fluviales (distales

a proximales). El "Grupo Putina" resulta ser el equivalente nororiental, de ambientes marino muy somero a continental, del « Grupo Lagunillas » de Newell (1949), de ambientes marinos más profundos, que a su vez es equivalente al Grupo Yura de la región de Arequipa (Newell, 1949; Jaillard y Santander, 1992; Jaillard, 1994; Sempere et al., en prensa).

Manifestaciones tectónicas de edad Jurásico terminal - Cretácico inferior, similares a las que se observan selladas por las formaciones Angostura o Murco en la zona de estudio, se conocen en muchas partes del Perú y en Bolivia (Sempere et al., 2002). Son ellas que produjeron la fuerte discontinuidad que se observa en el techo de los grupos Putina (Perú) y Serere (Bolivia), es decir en la base de las formaciones Angostura o Murco (zona de estudio, Perú) y del Grupo Puca inferior (Bolivia). Las formaciones Murco y Arcuquina se reconocen en Bolivia, donde su equivalente comprende las formaciones Tarapaya (limolitas y pelitas rojas, con base traslapante) y Miraflores (calizas regularmente estratificadas; Jaillard y Sempere, 1991).

Procesos extensionales importantes ocurrieron en el Perú entre el Cretácico medio y superior, y generaron una descomunal resedimentación en masa, cuyos productos se describen como Formación Ayabacas. Aunque no tuvo la misma intensidad, la discontinuidad que en Bolivia separa el Grupo Puca superior del Grupo Puca inferior tiene probablemente el mismo origen.

Los Grupos Vilquechico y Puno tienen expresiones bastante parecidas en Bolivia. En particular, el primero es equivalente al conjunto formado por las formaciones Aroifilla, Chaunaca y El Molino.

Las otras correlaciones se encuentran ilustradas en la Figura 10, la cual pone de manifiesto la coherencia regional de la estratigrafía propuesta.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue financiado por el IRD (antes ORSTOM) en el marco del convenio UNSAAC-IRD. Agradecemos a J. Berrospi, G. Carlier, M. Fornari, W. Hermoza, I. Ibarra, M. Mamani y R. Rodríguez por su soporte en el campo.

REFERENCIAS

- AUDEBAUD E. (1971).- Mise au point sur la stratigraphie et la tectonique des calcaires cénomaniens du Sud-Est péruvien (formation Ayavacas). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série D*, v. 272, p. 1059-1062.
- AUDEBAUD E., LAUBACHER G. & MAROCCO R. (1976).- Coupe géologique des Andes du sud du Pérou, de l'océan Pacifique au bouclier brésilien. *Geologische Rundschau*, v. 25, p. 223-264.
- BAINS S., CORFIELD R.M. & NORRIS R.D. (1999).- Mechanisms of climate warming at the end of the Paleocene. *Science*, v. 285, p. 724-727.
- BATTY M. & JAILLARD E. (1989).- La sedimentación neocomiana (Jurásico terminal - Aptiano) en el sur del Perú. In: L.A. Spalletti (Editor), *Contribuciones de los simposios sobre el Cretácico de América Latina* (parte A: Eventos y Registro Sedimentario), Buenos Aires, p. 75-88.
- CABRERA LA ROSA A. & PETERSEN G. (1936).- Reconocimiento geológico de los yacimientos petrolíferos del departamento de Puno. *Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas y Petróleo del Perú*, n° 115, 100 p.
- CARLOTTO V. (1989).- Formación Huambutío: Nueva unidad estratigráfica, marcador del evento tectónico-sedimentario infraneocomiano. I Workshop sobre el Cretáceo en el Perú. Lima, p. 5.
- CARLOTTO V. (1998).- Evolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13°-16°S, Pérou). Tesis de doctorado, Université de Grenoble, Francia, 159p.
- CARLOTTO V., CÁRDENAS J., CHÁVEZ R., GIL W., JAILLARD E. & CARLIER G. (1991).- Estratigrafía de la Formación Huambutío (Kimmeridgiano-Berriasiano), Cusco, Perú. VII Congreso Peruano de Geología, p. 591-597.
- DE JONG K. A. (1974).- Mélange (olistostrome) near Lago Titicaca, Peru. *The American Association of Petroleum*

- Geologists Bulletin, v. 58, p. 729-741.
- DOUBINGER J. & MAROCCO R.** (1976).- Découverte d'une microflore wealdienne (Néocomien) dans la région de Cuzco (Sud du Pérou). Première datation des grès Huancané. Bulletin des Sciences Géologiques, Strasbourg, v. 29, p. 79-89.
- ELLISON R. A.** (1985).- Nuevos aspectos de la estratigrafía cretácica en la región del Lago Titicaca del Sur del Perú. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 75, p. 51-63.
- HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M. B., JACQUIN T., DE GRACIANSKY P. C. & VAIL P. R.** (1998).- Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, chart 1. In: P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin y P.R. Vail (Editores), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*, SEPM Special Publication 60.
- JAILLARD E.** (1994).- Kimmeridgian to Paleocene tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) margin. In: J.A. Salfity (Editor), *Cretaceous tectonics of the Andes*, Vieweg, Wiesbaden, Alemania, p. 101-167.
- JAILLARD E.** (1995).- La sedimentación albiana-turoniana en el sur del Perú (Arequipa - Puno - Putina). Sociedad Geológica del Perú, Volumen Jubilar Alberto Benavides, p. 135-157.
- JAILLARD E. & SEMPERE T.** (1991).- Las secuencias sedimentarias de la Formación Miraflores y su significado cronoestratigráfico. Revista Técnica de YPFB, Santa Cruz, Bolivia, v. 12, p. 257-264.
- JAILLARD E. & SANTANDER G.** (1992).- La tectónica polifásica en escamas de la zona de Mañazo-Lagunillas (Puno, sur del Perú). Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines, Lima, v. 21 (1), p. 37-58.
- 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.
- 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, 353 p.
- KONTAK D.J., CLARK A.H., FARRAR E. & STRONG D.F.** (1985).- The rift associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: a precursor to the Andean orogeny. In: W.S. Pitcher, M.P. Atherton, J. Cobbing y R.D. Beckinsale (Editores), *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Blackie, Glasgow, y Halsted Press, New York, p. 36-44.
- LAUBACHER G.** (1978).- Géologie de la Cordillère Orientale et de l'Altiplano au nord et nord-ouest du lac Titicaca (Pérou). Travaux et Documents de l'ORSTOM, v. 95, 217 p.
- LAUBACHER G. & MAROCCO R.** (1990).- La cuenca cretácica del Altiplano Peruano: litoestratigrafía e interpretación secuencial. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 81, p. 33-46.
- NEWELL N.D.** (1945).- Investigaciones geológicas en las zonas circunvecinas al Lago Titicaca. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 18, p. 44-68.
- NEWELL N.D.** (1946).- Geologic investigations around Lake Titicaca. American Journal of Science, v. 244, p. 357-366.
- NEWELL N.D.** (1949).- Geology of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia. Geological Society of America Memoir, v. 36, 111 p.
- OLLER J. & SEMPERE T.** (1990).- A fluvio-eolian sequence of probable middle Triassic-Jurassic age in both Andean and Subandean Bolivia. I International Symposium on Andean Geodynamics, Grenoble, p. 237-240.
- PALACIOS O. & ELLISON R.** (1986).- El sistema cretácico en la región del Lago Titicaca. I Simposio del Proyecto PICG 242, La Paz, p. 32-51.
- PALACIOS O., DE LA CRUZ J., DE LA CRUZ N., KLINCK B.A., ALLISON R.A. & HAWKINS M.P.** (1993).- Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al Oeste del Lago Titicaca, Sur del Perú. Boletín del INGEMMET, serie A, v. 42, 257 p.
- PORTUGAL J.** (1974).- Mesozoic and Cenozoic stratigraphy and tectonic events of Puno-Santa Lucía area. Department of Puno, Peru. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 58, p. 982-999.
- RASSMUSS J.E.** (1935).- Informe sobre la región petrolífera de Puno. Boletín de la Dirección de Minas y Petróleo del Ministerio de Fomento del Perú, año 15, n° 45.
- SEMPERE T.** (1994).- Kimmeridgian? to Paleocene tectonic evolution of Bolivia. In: Cretaceous tectonics in the Andes, J.A. Salfity (Editor), Vieweg, Wiesbaden, Alemania, p. 168-212.
- SEMPERE T.** (1995).- Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. In: Petroleum Basins of South America, A.J. Tankard, R. Suárez-Soruco y H.J. Welsink (Editores), AAPG Memoir 62, p. 207-230.
- SEMPERE T., BUTLER R.F., RICHARDS D.R., MARSHALL L.G., SHARP W. & SWISHER III C.C.** (1997).- Stratigraphy and chronology of Late Cretaceous - Early Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 709-727.
- SEMPERE T., CARLIER G., CARLOTTO V. & JACAY J.** (1998).- Rifting Permico superior - Jurásico medio en la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia. Memorias, XIII Congreso Geológico Boliviano, Potosí, v. 1, p. 31-38.
- 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.) and CD-ROM file 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.
- SIGÉ B., SEMPERE T., BUTLER R.F., MARSHALL L.G., & CROCHET J.-Y.** (2004).- Age and stratigraphic reassessment of the fossil-bearing Laguna Umayo red mudstone unit. SE Peru, from regional stratigraphy, fossil record, and paleomagnetism. Geobios, en prensa.
- SPENCE G.H. & TUCKER M.E.** (1997).- Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. Sedimentary Geology, v. 112, p. 163-193.
- VICENTE J.-C.** (1981).- Elementos de la estratigrafía mesozoica sur-peruana. In: W. Volkheimer y E.A. Musacchio (Editores), *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, Buenos Aires, v.1, p. 319-351.

SISTEMAS TRANSCURRENTES DE ESCALA LITOSFÉRICA EN EL SUR DEL PERÚ

Thierry SEMPÈRE¹, Javier JACAY², Víctor CARLOTTO³, William MARTÍNEZ⁴,
Conrado BEDOYA⁵, Michel FORNARI⁶, Pierrick ROPERCH⁷,
Harmuth ACOSTA³, Jorge ACOSTA⁵, Luis CERPA³, Alexander FLORES⁵,
Ivanoff IBARRA³, Omar LATORRE³, Mirian MAMANI³, Paola MEZA³,
Francis ODONNE⁸, Yovani ORÓS³, Adán PINO⁵ & Rildo RODRÍGUEZ⁴

¹ I.R.D.-Perú, La Mariscala 115, Lima 27; apartado postal 18-1209, Lima 18

² Escuela de Ingeniería Geológica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, apartado 3973, Lima 100

³ Facultad de Ingeniería Geológica, Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco, Cusco

⁴ INGEMMET, Avenida Canadá 1470, apartado postal 889, Lima 41

⁵ Escuela de Ingeniería Geológica – Geotecnia, Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann, Tacna

⁶ I.R.D. and Laboratoire de Géochronologie, UMR Géosciences Azur, Université de Nice, Francia

⁷ I.R.D.-Chile, casilla 53390, Correo Central, Santiago, Chile

⁸ Laboratoire de Dynamique des Bassins Sédimentaires, Université Paul Sabatier, Toulouse, Francia

RESUMEN

Tres importantes sistemas transcurrentes, con magmatismo asociado, son identificados en el sur del Perú. Un corredor transcurrente dextral (CECLLA = corredor estructural Cusco-Lagunillas-Laraqueri-Abaroa), orientado N150 y ancho de ~40-80 km, se caracteriza por potentes lavas básicas oligocenas y numerosas intrusiones. Los otros dos sistemas, orientados ~N125-130 y senestrales, están cartográficamente relacionados con el CECLLA. Magmas básicos miocenos a cuaternarios están asociados al sistema ubicado al noreste (SFUACC = sistema de fallas Urcos-Ayaviri-Copacabana-Coniri). Al suroeste, el abundante magmatismo de arco de edad Cretáceo superior-Paleoceno parece relacionado con el sistema de fallas Incapuquio-El Castillo (SFIEC).

ABSTRACT

Three large transcurrent systems, with related magmatism, are identified in southern Peru. A ~40-80km-wide, N150-trending, dextral corridor (CECLLA = Cusco-Lagunillas-Laraqueri-Abaroa structural corridor) is characterized by thick Oligocene basic lavas and numerous intrusions. The other two systems are oriented ~N125-130 and sinistral, and cartographically related to the CECLLA. Miocene to Quaternary basic magmas are associated to the northeastern system (SFUACC = Urcos-Ayaviri-Copacabana-Coniri fault system). In the southwestern region, the abundant Late Cretaceous-Paleocene arc magmatism seems related to the Incapuquio-El Castillo fault system (SFIEC).

INTRODUCCIÓN

La visión tradicional de la estructura tectónica del sur del Perú descansa sobre estudios realizados hace más de veinte años. Sin embargo, estudios en curso desde 1997 están aportando un gran número de datos nuevos que en conjunto plantean la necesidad de una reevaluación profunda de este tema.

En esta corta contribución descriptiva se presentan los principales elementos tectónicos que reconocimos actualmente en el sur del Perú, así como sus relaciones con las cuencas sedimentarias sinorogénicas presentes en el área. Observamos que los sistemas deformacionales más prominentes en esta parte del "Oroclino Boliviano" son predominantemente transcurrentes,

y que muchas manifestaciones magmáticas están asociadas con ellos.

ESTRUCTURA TECTÓNICA A GRAN ESCALA DEL SUR DEL PERÚ

El corredor estructural Cusco-Lagunillas-Laraqueri-Abaroa (CECLLA)

Uno de los principales elementos estructurales y paleotectónicos del sur del Perú es el corredor estructural Cusco-Lagunillas-Laraqueri-Abaroa (CECLLA), cuya orientación ~N150 muestra una interesante oblicuidad de 20° con la dirección andina regional (Fig. 1). Este gran sistema de desgarre dextral tiene ~40 a ~80 km de ancho y

muestra una variedad de características tectónicas, magmáticas y sedimentarias.

A lo largo del CECLLA, dentro del cual se observan fallas inversas y transcurrentes, las rocas pre-oligocenas están localmente intensamente deformadas (plegadas, cizalladas, y/o penetrativamente fracturadas), mientras que al noreste del CECLLA no lo son. Rocas paleozoicas sólo afloran al noreste del CECLLA, que además coincide con el límite noreste de las facies profundas de edad Jurásico medio de la cuenca de Arequipa (Fig. 2). Inmediatamente al suroeste del CECLLA, las rocas pre-cenozoicas, escasamente expuestas, son estratos jurásicos muy deformados y depósitos discordantes del Cretáceo medio, menos deformados. Inmediatamente al noreste del CECLLA, los estratos jurásicos están poco deformados y preservados por debajo de la discordancia del Cretáceo inferior; en contraste con las facies observadas al suroeste del CECLLA, presentan facies continentales y, hacia el suroeste, facies marinas someras subordinadas (Sempere, Acosta & Carlotto, 2000 y este volumen).

En el Cretáceo, fenómenos deformacionales y térmicos afectaron por lo menos partes del CECLLA,

produciendo levantamientos y localmente una discordancia angular (Newell, 1949; Clark et al., 1990; Sempere et al., 2002 y este volumen). Al sur de 15°S, estratos espesos de edad Cretáceo superior - Paleógeno, que representan un relleno de tipo antepaís, se conocen sólo al noreste del CECLLA (salvo una ocurrencia adentro). Plutones eocenos afloran sólo al oeste (o dentro) del CECLLA (batolito Andahuaylas-Yauri al suroeste de Cusco; batolito Challaviento al noreste de Tacna-Mal Paso). Debido a estas características, la « Falla Límite Intra-Andina » (FLIA) conjeturada por Sempere (1995) tendría que identificarse con el CECLLA.

El CECLLA fue el área de emplazamiento de las rocas ígneas del Grupo Tacaza s.s., el cual incluye principalmente rocas volcánicas básicas alcalinas (datadas en 30-24 Ma; Fornari et al., 2002) e intrusiones básicas a félsicas que también presentan afinidades alcalinas (Mamani & Ibarra, 2000). Su geometría y características geoquímicas muestran que este corredor magmático no se relacionaba directamente con la subducción pero más bien funcionó como un sistema de desgarre litosférico que permitió que líquidos mantélicos alcanzaran la superficie. El plegamiento de las coladas básicas del Tacaza en el

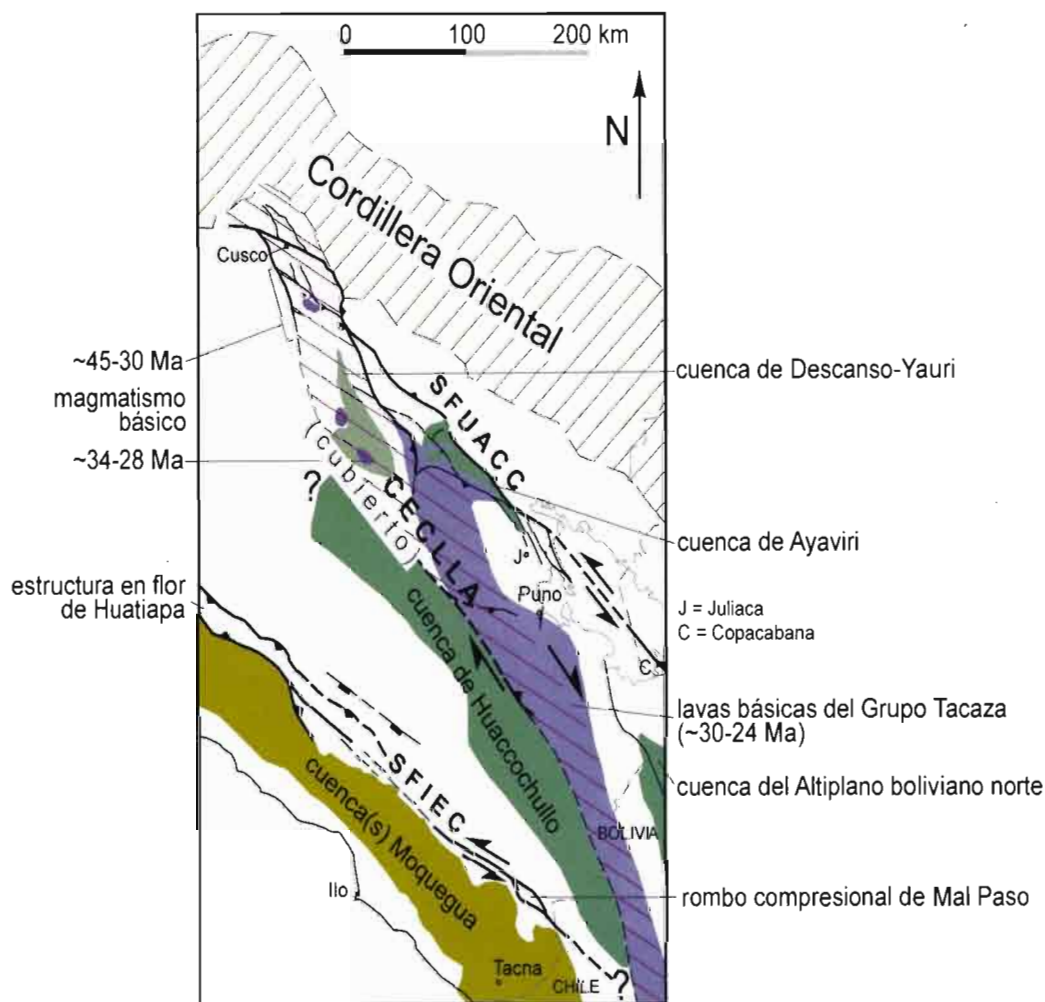


Fig. 1: Estructura tectónica simplificada del sur del Perú. El mapa destaca los tres sistemas transcurrentes reconocidos en este trabajo (CECLLA, SFUACC, SFIEC)

CECLLA está sellado por estratos de edad Mioceno superior o más reciente.

El Grupo Tacaza *sensu lato* también incluye unidades volcano-sedimentarias que fueron depositadas en cuencas oligo-miocenas gemelas al oeste (cuenca de Huacochullo, Perú) y este (cuenca del Altiplano norte, Bolivia) del CECLLA durante su actividad tectono-magmática. Los rellenos de estas dos cuencas simétricas muestran similitudes estratigráficas remarcables. Los estratos basales del Grupo Tacaza s.s. sellan comúnmente estratos anteriores con una discordancia angular, aún afuera del CECLLA. Unas cuencas más pequeñas, como la cuenca de Descanso-Yauri (Mioceno inferior y medio) y la cuenca de Paruro (Mioceno superior), se desarrollaron dentro del CECLLA.

En la actualidad, fallamientos normales y/o transtensionales son particularmente activos en el CECLLA (áreas de Acomayo, Pomacanchis, Langui-Layo, Lagunillas, etc.), donde han creado semigraben en los cuales se han formado lagunas. Un fallamiento senestral N120 (ilustrado por el mecanismo focal de un sismo cortical en el área de Lagunillas) es común, y compatible con el sistema dextral formado por el CECLLA de orientación ~N150. Un volcanismo básico y un hidrotermalismo, ambos

de edad Neógeno superior, están también documentados en el área del CECLLA.

El sistema de fallas Urcos-Ayaviri-Copacabana-Coniri (SFUACC)

El sistema de fallas Urcos-Ayaviri-Copacabana-Coniri (SFUACC) tiene una orientación ~N130. Se trata de un sistema transcurrente senestral que limita al suroeste el dominio de la Cordillera Oriental y tiene un importante componente inverso de vergencia suroeste (Fig. 1). Aunque fue anteriormente considerado como un cabalgamiento en la vecina Bolivia (Sempere et al., 1990), muchas fallas del SFUACC tienen aparentemente una geometría subvertical. Al SFUACC está estrechamente asociado un magmatismo neógeno (Redwood & Macintyre, 1989), que incluye rocas derivadas del manto emplazadas exactamente sobre fallas principales tanto en el Perú (Carlotto, 1998) como en Bolivia (Hérail et al., 1993), hecho que demuestra netamente que se trata de un sistema de desgarramiento cortical a litosférico (Fig. 3). El CECLLA y el SFUACC se vuelven coalescentes al sur de Cusco y en su prolongación común hacia el NNO la Cordillera Oriental presenta una notable deflexión oroclinal (Fig. 1). El desarrollo y la deformación

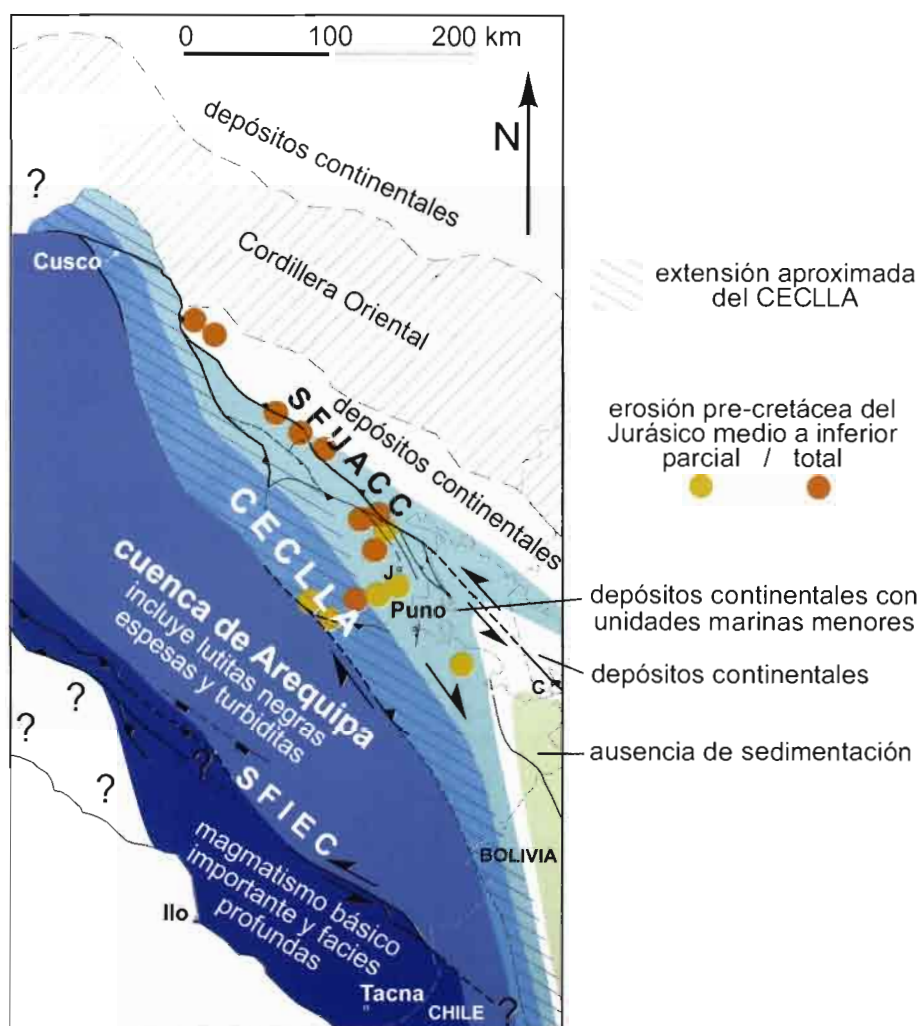


Fig. 2: Distribución de las principales zonas paleogeográficas en la cuenca jurásica. El corredor CECLLA corresponde a un elemento mayor de la arquitectura de la cuenca. Las fallas ilustradas son de edad andina

sindeposicional de la cuenca rómbica de Ayaviri (Oligo-Mioceno) fueron controlados por fallas principales pertenecientes al SFUACC.

El sistema de fallas Incapuquio-El Castillo (SFIEC)

La estructura del extremo sur del Perú es dominada por el sistema senestral Incapuquio-El Castillo (SFIEC), de orientación N125 (Jacay et al., 2002). Incluye estructuras en flor de pequeña a gran escala, que han exhumado el basamento precámbrico (Fig. 1). En este sistema, los buzamientos de las fallas varían de 90° (dominante) a 35°, y un componente inverso generalmente ha levantado los compartimentos noreste. Está muy bien expresado en la topografía actual (Fig. 4) y es sísmicamente activo. No se descarta que algunos segmentos o fallas del sistema hayan tenido un rechazo normal en épocas más recientes.

El SFIEC representa, en primera aproximación, el límite del *plateau* que se extiende hacia el noreste y soporta los volcanes de edad Neógeno superior que conforman la Cordillera Occidental. Por lo menos al este de 70°10'W,

ciertas fallas del SFIEC presentan cataclasitas a milonitas de geometría subvertical y de ancho hectométrico. Estas tectonitas (rocas de falla), que por lo menos en ciertos casos derivan de un protolito riolítico, se encuentran especialmente en *restraining bends* y *compressional jogs* en la parte oriental del SFIEC, es decir en la región interna del eje de simetría del Oroclino.

La distribución y el espesor de los conglomerados oligo-miocenos sugieren que el SFIEC constituyó el límite noreste, activo, de la "cuenca Moquegua". Es posible que el abundante magmatismo de arco representado por el vecino y deformado Grupo Toquepala (Cretáceo superior - Paleógeno inferior) se desarrolló en relación con una transpresión a lo largo del SFIEC (siguiendo al modelo de Saint-Blanquat et al. [1998]). Es bastante significativo que muchos plutones coetáneos ocurren en la estructura en flor de Huatiapa (Fig. 1).

Aunque está en gran parte cubierto en el norte de Chile por debajo de las espesas rocas volcánicas neógenas de la Cordillera Occidental, el SFIEC podría interrumpirse contra el CECLLA o volverse coalescente con él.

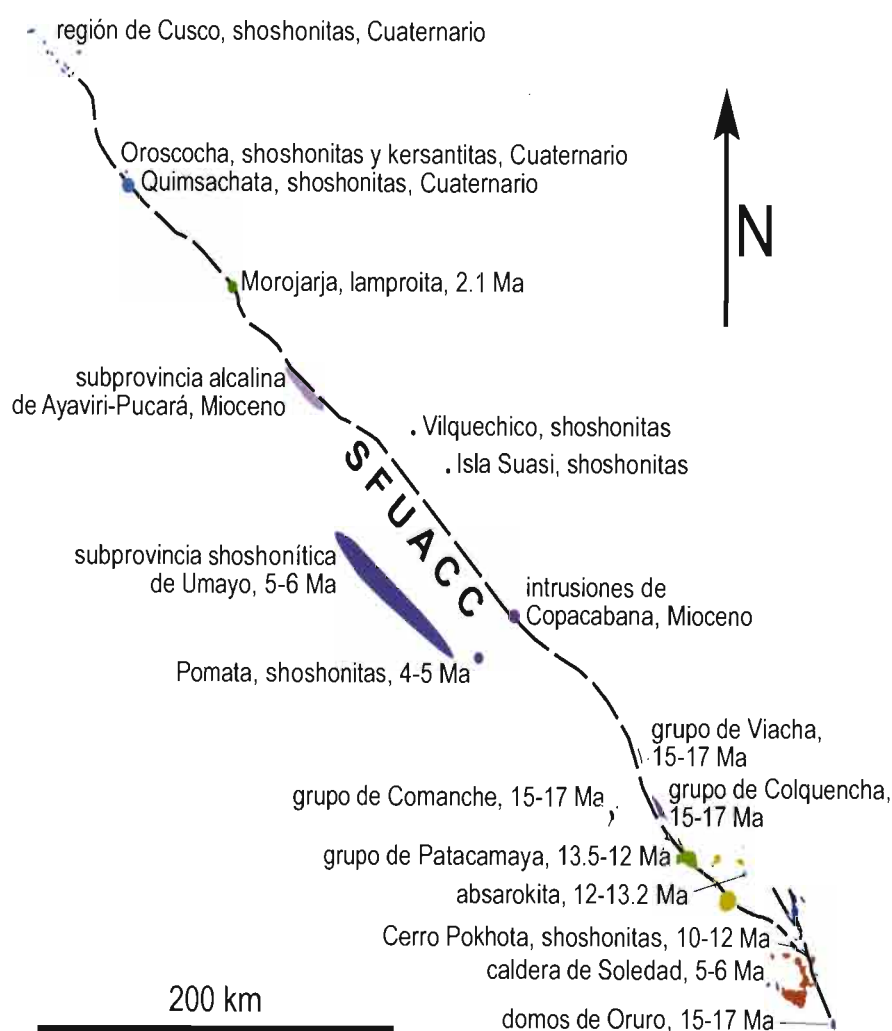


Fig. 3: Numerosas manifestaciones magmáticas están asociadas con el SFUACC, sugiriendo que los magmas aprovecharon este sistema de falla para ascender, e implicando que tiene una geometría subvertical

CONCLUSIONES

Dado que los magmas tienden a ascender subverticalmente desde profundidades que corresponden a la corteza inferior y media y al manto superior, la estrecha asociación de rocas ígneas, en parte derivadas del manto, con el CECLLA, SFUACC, y SFIEC, demuestra que estos sistemas de fallas son subverticales y de escala litosférica. Creemos que nuestra identificación de zonas de desgarre de escala litosférica en el sur del Perú pone en tela de juicio el paradigma según el cual los Andes del

Oroclino fueron edificados puramente por acortamiento cortical. Fenómenos tectónicos y magmáticos correlativos de una expulsión lateral de extensos bloques litosféricos parecen ahora haber jugado papeles significativos. Por ejemplo, probablemente no se trate de una coincidencia si las rotaciones tectónicas antihorarias de más de 30° medidas en la “cuenca Moquegua” (Roperch et al., 2002) y el intenso magmatismo mantélico a lo largo del CECLLA (Fornari et al., 2002) se desarrollaron conjuntamente durante el Oligoceno.

REFERENCIAS

CARLOTTO V. (1998).- Evolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13°-16°S, Pérou). Ph.D. dissertation, Université de Grenoble, France, 159 p.

CLARK A.H., KONTAK D.J. & FARRAR E. (1990).- The San Judas Tadeo W (– Mo, Au) deposit: Permian lithophile mineralization in southeastern Peru. Economic Geology, v. 85, p. 1651–1668.

FORNARI M., MAMANI M., IBARRA I. & CARLIER G. (2002).- Datación del período volcánico “Tacaza” en el Altiplano de Perú y Bolivia. Resumen, XI Congreso Peruano de Geología, Lima, p. 21.

HÉRAIL G., SOLER P., LIZECA J.L. & BONHOMME M.G. (1993).- Evolution géodynamique de la transition entre l’Altiplano et la Cordillère Orientale au nord d’Oruro (Bolivie): implications sur le déroulement de l’orogénèse. Comptes Rendus de l’Académie des Sciences de Paris, série II, v. 317, p. 515-522.

JACAY J., SEMPERE T., HUSSON L. & PINO A. (2002).- Structural characteristics of the Incapuquio fault system, southern Peru. V International Symposium on Andean Geodynamics, Toulouse, p. 319-321.

MAMANI M. & IBARRA I. (2000).- Magmatismo y tectónica meso-cenozoica del Altiplano y del borde noreste de la Cordillera Occidental de la región de Puno. Tesis de grado, Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco, 82 p.

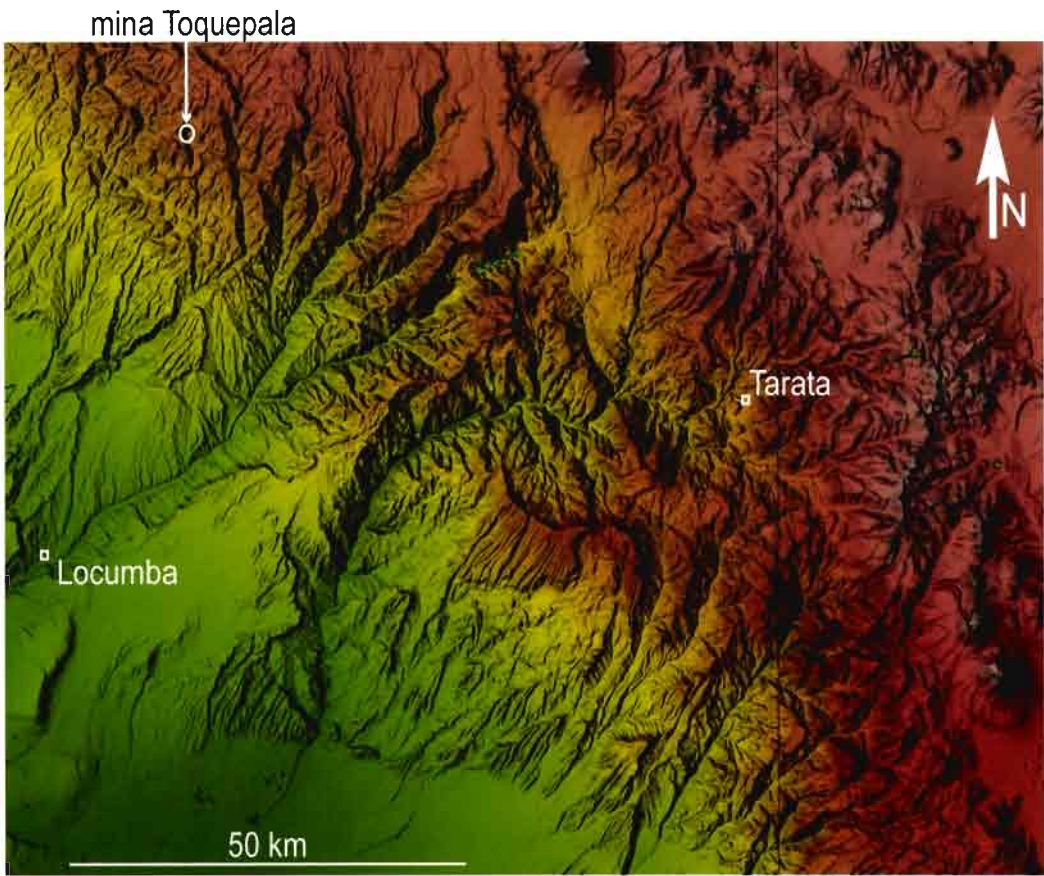


Fig. 4: La imagen topográfica de la región ubicada entre Moquegua y Tacna (NASA, resolución 90 m) muestra que el sistema de fallas Incapuquio (SFIEC) conserva una expresión topográfica muy marcada, sugiriendo que sigue activo.

- NEWELL N.D. (1949).- Geology of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia. Geological Society of America Memoir 36, 111 p.
- REDWOOD D.S. & MACINTYRE R.M. (1989).- K-Ar dating of Miocene magmatism and related epithermal mineralization of the northeastern Altiplano of Bolivia. *Economic Geology*, v. 84, p. 618-630.
- ROPERCH P., SEMPERE T., ARRIAGADA C., FORNARI M., MACEDO-SÁNCHEZ O. & TAPIA C. (2002).- New paleomagnetic constraints on the formation of the Bolivian Orocline. European Geophysical Society, Nice 2002. resumen EGS 02-A-05121.
- ROPERCH P., SEMPERE T., MACEDO O., ARRIAGADA C. & FORNARI M. (2002).- Counterclockwise rotation of the south Peruvian forearc and implications for the formation of the Bolivian Orocline. *Résumé étendu*, V International Symposium on Andean Geodynamics, Toulouse, p. 545-548.
- SAINT-BLANQUAT M. DE, TIKOFF B., TEYSSIER C. & VIGNERESSE J.-L. (1998).- Transpressional kinematics and magmatic arcs. In: R.E. Holdsworth, R.A. Strachan & J.F. Dewey (eds), *Continental transpressional and transtensional tectonics*, Geological Society, London, Special Publications, v. 135, p. 327-340.
- SEMPERE T. (1995).- Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. In: A.J. Tankard, R. Suárez & H.J. Welsink (eds.), *Petroleum basins of South America*, AAPG Memoir 62, p. 207-230.
- SEMPERE T., HÉRAIL G., OLLER J. & BONHOMME M.G. (1990).- Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, v. 18, p. 946-949.
- SEMPERE T., ACOSTA H. & CARLOTTO V. (2000).- Estratigrafía del Mesozoico y Paleógeno en la región del Lago Titicaca: hacia una solución? X Congreso Peruano de Geología. Lima, p. 52 (abs.) and CD-ROM file GR50A (41 p.).
- 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.

ESTRATIGRAFÍA Y EVOLUCIÓN PALEÓGENA DEL ÁREA DE LLALLI - MACARI (DEPARTAMENTO DE PUNO)

O. Omar LATORRE ¹, F. Yovani ORÓS ¹, Thierry SEMPÈRE ²,
Michel FORNARI ³ & Víctor CARLOTTO ⁴

¹ Convenio IRD-UNSAAC, Av. de la Cultura 733, Cusco. E-mail: omlat@hotmail.com.pe

² IRD, apartado postal 18-1209, Lima 18. E-mail: Thierry.Sempere@ird.fr

³ IRD y Laboratoire de Géochronologie, UMR 6526 Géosciences Azur, Université de Nice - Sophia Antipolis, 06108 Nice cedex 02, Francia. E-mail: Michel.Fornari@unice.fr

⁴ Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco (UNSAAC), Departamento Académico de Geología, Av. de la Cultura 733, Cusco. E-mail: carlotto@unsaac.edu.pe

RESUMEN

El área de Macari-Llalli está dividida en dos dominios tectonoestratigráficos por el sistema de fallas PucaPuca-Sorapata (SFPS). Los estratos paleógenos presentes en el área consisten de las formaciones Chilca y Anta (dominio suroeste) y del Grupo San Jerónimo (dominio noreste), el cual abarca las formaciones K'ayra y Soncco. Todas estas unidades presentan características similares a las de la región de Cusco. Los sistemas fluviales activos durante la acumulación del Grupo San Jerónimo (dominio noreste) estuvieron mayormente drenados de sur a norte, mientras que los ríos activos durante la acumulación de la Formación Anta (dominio suroeste) se dirigían del noroeste hacia el sureste. El SFPS estuvo activo durante la sedimentación, especialmente durante la acumulación de la Formación Soncco, donde se observan discordancias progresivas, y hasta el Mioceno inferior. La discordancia angular que separa las formaciones Chilca y Anta en el dominio suroeste se elaboró aproximadamente en el Eoceno inferior a medio.

ABSTRACT

The Macari-Llalli area is divided in two tectonostratigraphic domains by the PucaPuca-Sorapata fault system (SFPS). The Paleogene strata present in the area consist of the Chilca and Anta formations (SW domain) and of the San Jerónimo Group (NE domain), which comprises the K'ayra and Soncco formations. All these units present characteristics that are similar to those in the Cusco region. The fluvial systems active during the accumulation of the San Jerónimo Group (NE domain) were mainly drained from south to north, whereas the rivers active during the accumulation of the Anta Formation (SW domain) flowed from northwest to southeast. The SFPS was active during sedimentation, especially during the accumulation of the Soncco Formation, which includes growth strata, and until the Early Miocene. The angular unconformity that separates the Chilca and Anta formations in the SW domain was created approximately in the Early to Middle Eocene.

INTRODUCCIÓN

Entre Cusco y Puno afloran espesores considerables de "Capas Rojas", que sobrepasan comúnmente 5000 m. Estos estratos principalmente areno-conglomerádicos son de origen continental y pertenecen en su mayor parte a los grupos San Jerónimo (región de Cusco) y Puno (región de Puno), y a otras unidades coetáneas. La acumulación de estas unidades paleógenas muy espesas plantea interrogantes geológicas que han sido el objeto de varios estudios (Noblet, 1985; Córdova, 1986; Noblet et al., 1987; Marocco & Noblet, 1990; Carlotto, 1998). El presente trabajo representa una nueva contribución sobre este tema.

La zona de estudio está ubicada al límite de los departamentos de Cusco y Puno (Fig. 1), al sur-sureste del sinclinal de Sicuani que fue anteriormente estudiado por Noblet (1985). El sistema de fallas PucaPuca-Sorapata

(SFPS), aproximadamente orientado noroeste-sureste, divide el área de estudio en dos dominios estructurales que presentan estratigrafías cenozoicas algo diferentes (Figs. 2 y 3). El elemento mayor de este sistema es una falla inversa de vergencia noreste, a lo largo de la cual no es raro encontrar bloques de calizas arrastrados desde la subyacente Formación Ayabacas (Latorre y Orós, 2000).

EL PALEÓGENO EN EL DOMINIO NORESTE: GRUPO SAN JERÓNIMO

Cronoestratigrafía

En el dominio noreste, el área de afloramiento de las "Capas Rojas" presenta una forma romboédrica orientada noroeste-sureste (Fig. 3). Esta unidad, asimilada al Grupo San Jerónimo en este trabajo, comprende más de 5000 m de capas rojas continentales, y descansa en

discontinuidad sedimentaria sobre la Formación Ayabacas y/o el Grupo Vilquechico (Cretáceo superior a Paleoceno). En el área de estudio se puede dividir en 5 miembros, respectivamente descritos como miembros A, B, C, D y E.

Al norte, tanto el Grupo San Jerónimo como la Formación Ayabacas están intruidos por un cuerpo de sienogranito; pese a que proporcionó una edad aparente K-Ar de ~52.7 Ma (Audebaud, inédito), un nuevo intento de volver a datar este plutón por un método más seguro resultó imposible por la alteración que presenta el macizo. Por lo tanto la edad mencionada se tiene que considerar como dudosa.

Al oeste de Macari, una colada basáltica alcalina que marca convencionalmente el tope del Grupo San Jerónimo proporcionó una edad K-Ar de 24.0 ± 0.8 Ma que está en acuerdo con otras dataciones obtenidas en el área vecina de Ayaviri sobre rocas similares (Mamani et al., 2004 [este volumen]).

Estas relaciones y dataciones hacen que el Grupo San Jerónimo del área de estudio abarque por lo menos el Eoceno y Oligoceno, y tal vez parte del Paleoceno, y autorizan calificarlo como paleógeno.

Litologías y ambientes sedimentarios

La descripción de facies (Latorre y Orós, 2000) se basó en la clasificación de Miall (1977, 1996). El Grupo San Jerónimo consiste de conglomerados (Gms. Gm y Gt) que fueron depositados en conos aluviales o como relleno de canales y barras longitudinales de medios fluviales; de areniscas (St, Sh, Sx, Sm, Se y Sr) fluviales; de pelitas (Fm) de llanura de inundación; de escasas calizas (C) lacustres; y de algunas areniscas tobáceas (V) en la parte cuspidal del grupo.

Reseña de la evolución sedimentaria

El estudio detallado del registro sedimentario (Latorre & Orós, 2000) evidenció las siguientes características faciales para los cinco miembros del Grupo San Jerónimo en el dominio noreste:

- El miembro A (375 - 705 m) consiste de areniscas fluviales y pelitas de llanura de inundación.
- El miembro B (1177 - 1715 m) se compone de conglomerados, areniscas de ríos entrelazados y canales.

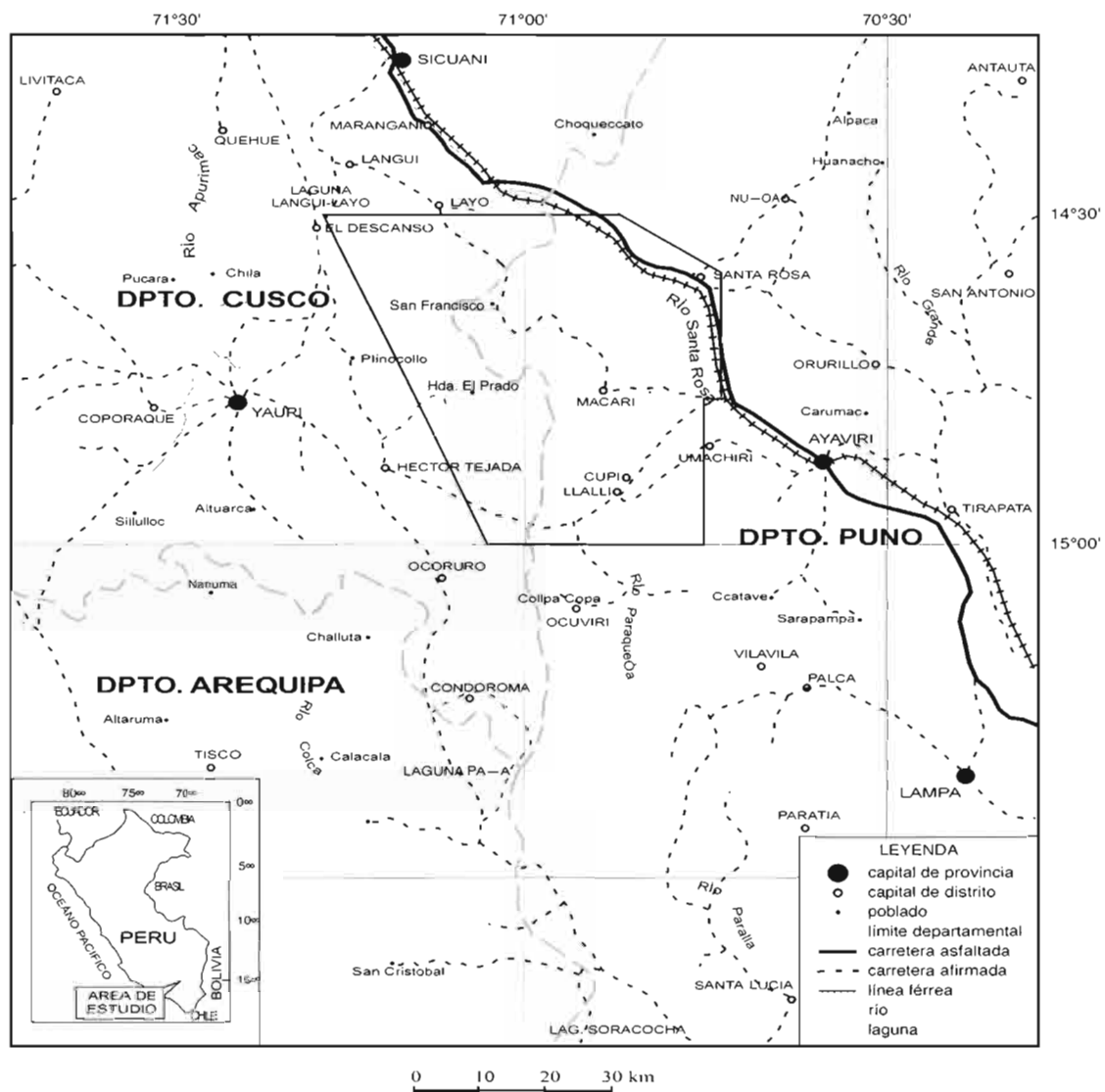


Fig. 1: Mapa de ubicación y accesibilidad de la zona de estudio

y pelitas de llanura de inundación.

- El miembro C (1050 - 1265 m) comprende esencialmente areniscas fluviales de canales entrelazados y pelitas de llanura de inundación.
- Los miembros D (440 - 1373 m) y E (355 - 1040 m) presentan facies similares: conglomerados de conos aluviales y ríos de canales entrelazados, areniscas de medios fluviales, pelitas de llanura de inundación y calizas lacustres. Cerca del techo del miembro E se observan areniscas tobáceas.

En la zona de estudio, el Grupo San Jerónimo presenta claramente una organización secuencial en dos megasecuencias grano- y estrato-crecientes. Esta organización es clásica en las regiones de Cusco y Sicuani, donde la megasecuencia inferior se describe como Formación K'ayra mientras que la superior constituye la Formación Soncco (Córdova, 1986; Carlotto, 1998). En el área de estudio, la Formación K'ayra consiste de los miembros A y B del Grupo San Jerónimo, y la Formación Soncco, de sus miembros C, D y E. Estos miembros pueden correlacionarse dentro del dominio noreste (Fig. 4).

La evolución del área de depositación se puede dividir en dos grandes períodos, que corresponden a las mencionadas formaciones K'ayra y Soncco. El primer período comenzó con la iniciación del funcionamiento de la cuenca, quizás en el Eoceno basal, cuando se instalaron ríos trenzados areno-conglomerádicos con aportes desde el sur y este. Los depósitos del miembro A rellenaron paleorelieves cavados en calizas de la Formación Ayabacas y, al parecer, en pelitas del Grupo Vilquechico. Al norte, los sedimentos fluviales de la base de este miembro se depositaron en ríos entrelazados conglomerádicos que fluían desde el este hacia el noroeste. Al sur, los depósitos fluviales coetáneos eran más arenosos.

El registro proporcionado por el miembro B comprueba que fue depositado en un ambiente fluvial donde el material conglomerádico era abundante. El sistema fluvial provenía al inicio del sureste y se dirigía hacia el nor-noroeste. Sin embargo nuevas zonas de aporte aparecieron posteriormente al nor-noroeste, reflejando probablemente la creación de relieves activos en esta dirección y provocando una sensible reorientación del esquema de drenaje; aparentemente dos sistemas de ríos se desarrollaron, uno procedente del noroeste y otro del sur. La tasa promedio de sedimentación parece haber sido más importante al sur que al norte.

El segundo período de evolución, que corresponde a la Formación Soncco, está caracterizado por la actividad sinsedimentaria del sistema de fallas PucaPuca-Sorapata (SFPS). Esta actividad entrampó al este del SFPS un sistema sedimentario compuesto en el sur por ríos trenzados conglomerádicos, procedentes del sur, y en el norte por un ambiente más distal, fluvio-lacustre. Cerca del SFPS y de los relieves creados por su actividad, se desarrollaron conos aluviales y ríos conglomerádicos proximales, y localmente pequeños lagos. En forma general, el material sedimentario provenía del sur y se dirigía hacia el nor-noroeste.

Dentro de este esquema, el miembro C se acumuló en un sistema fluvial con canales entrelazados que provenía del sur. Hacia el norte se desarrolló un sistema fluvial secundario, de canales divagantes, y una zona de lagunas. En la zona proximal del sur se registra una mayor tasa de sedimentación, y luego de subsidencia, probablemente por la activación de un sistema de fallas en este área.

Los miembros D y E presentan una paleogeografía

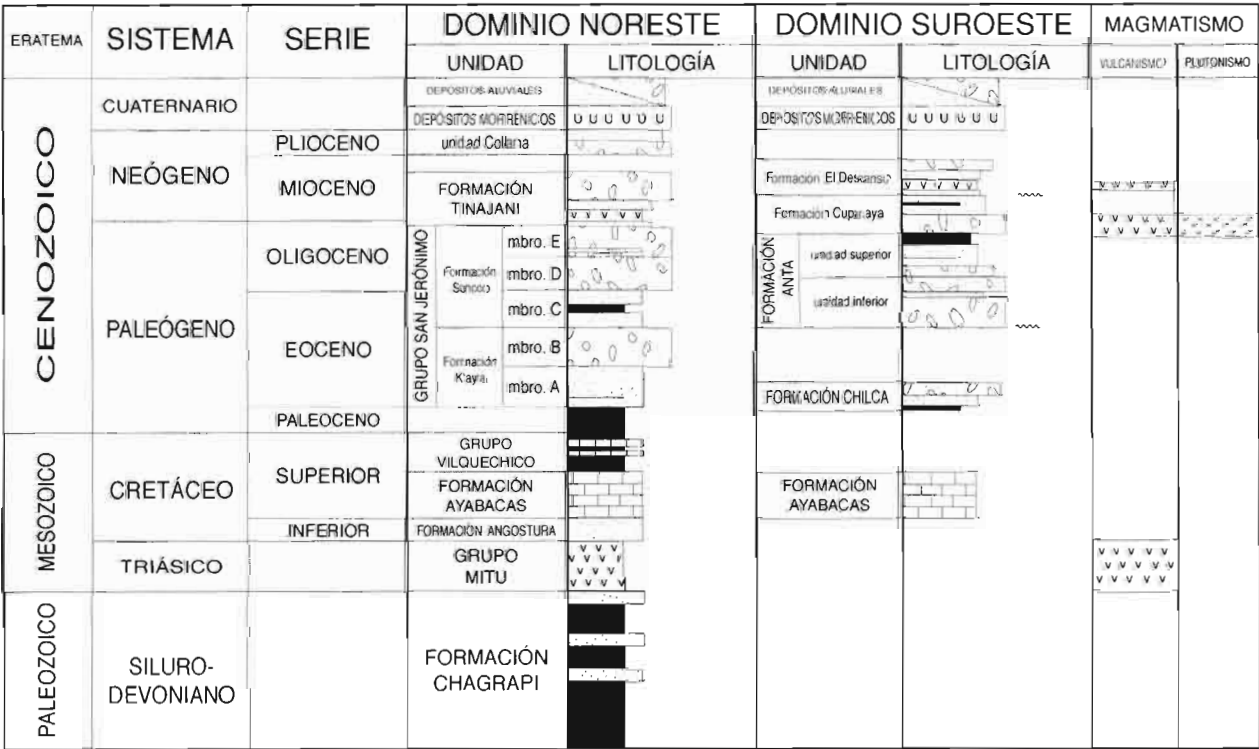
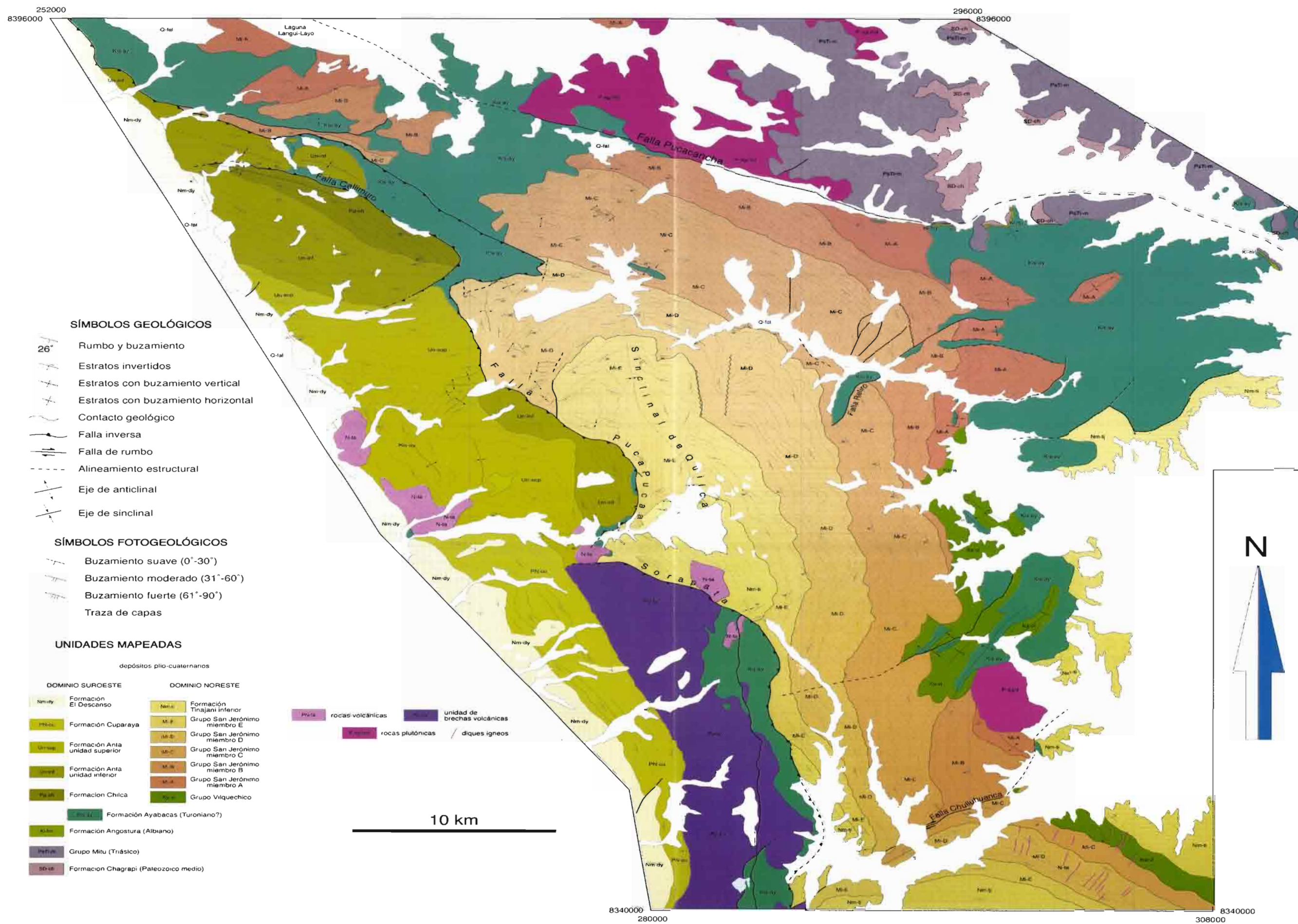


Fig. 2: Columnas estratigráficas generales para el área de estudio



similar. Al sur sigue funcionando un sistema fluvial, pero ahora parcialmente alimentado por conos aluviales: las paleocorrientes son bastante variables, con cierta tendencia hacia el norte. Al norte las facies conglomerádicas se hacen más finas, y la tasa de sedimentación es ahora más importante que al sur. Esta evolución debe de reflejar una actividad tectónica importante, lo que es ratificado por la presencia de discordancias progresivas (Fig. 3) y voluminosos aportes conglomerádicos desde el oeste a suroeste.

En realidad la evolución registrada por el Grupo San Jerónimo continua con la Formación Tinajani, cuya base está convencionalmente marcada por una colada básica alcalina (basanita) datada en 24.0 ± 0.8 Ma. En el área de estudio, esta unidad consiste mayormente de depósitos conglomerádicos a arenosos (Fig. 2) espesos

de ~700 m. Sólo está presente la parte inferior de la Formación Tinajani puesto que no se observan el nivel de ignimbritas, datadas en ~19-17 Ma, que separa convencionalmente sus miembros inferior y superior (Ibarra et al., 2004 [este volumen]). La finalización de la deformación principal debida a la actividad del SFPS, que separa los dos dominios tectonosedimentarios reconocidos en el área de estudio, es posterior a la Formación Tinajani inferior, y anterior a la Formación El Descanso que aflora subhorizontalmente al oeste. Dado la edad estimada para la base de ésta (Cerpa et al., 2004 [este volumen]), esta deformación terminó entre ~23 y ~20 Ma.

Correlaciones con las áreas de Sicuani y Cusco

Las características estratigráficas del Grupo San

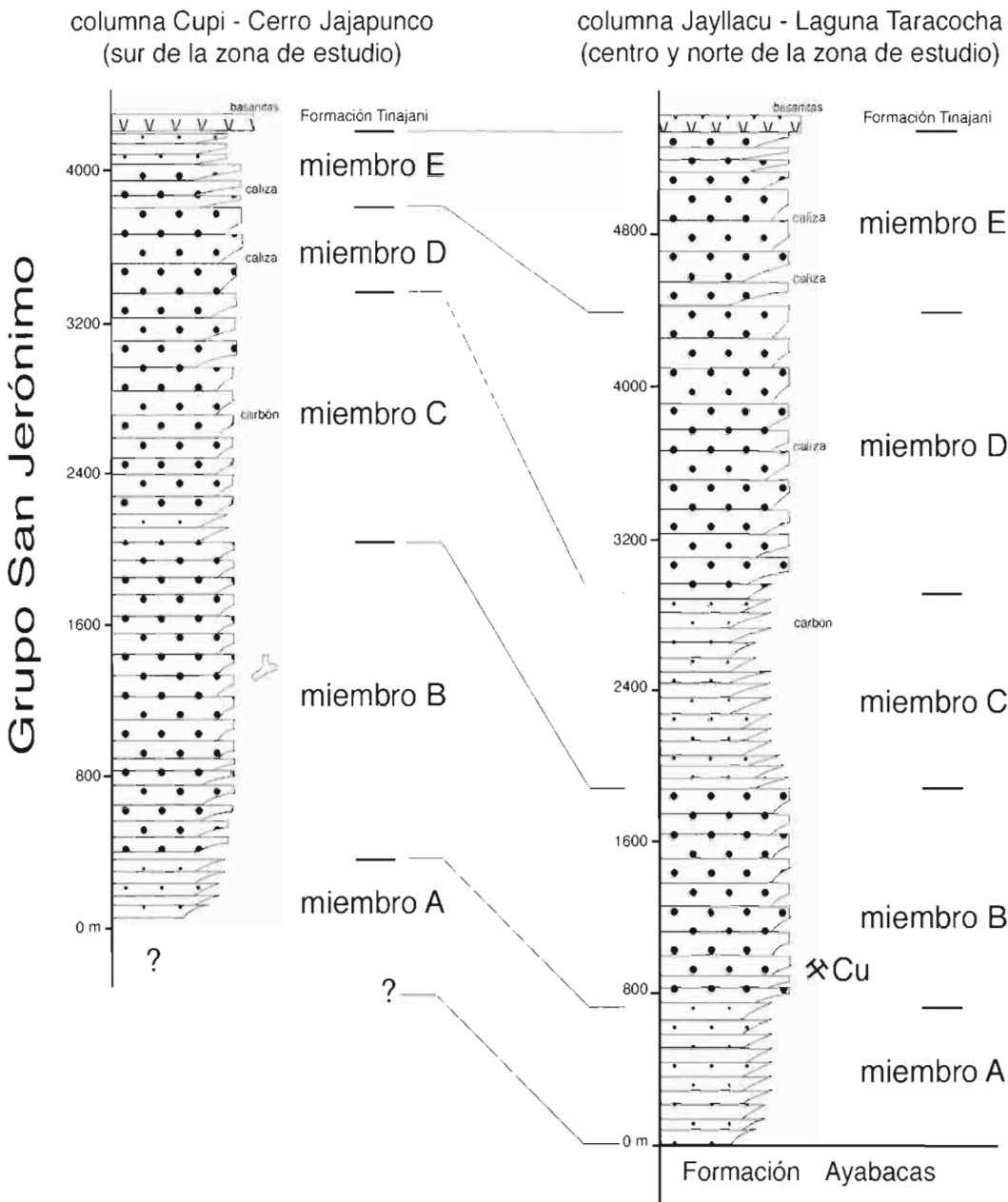


Fig. 4: Correlación estratigráfica de las capas rojas del Grupo San Jerónimo

Jerónimo en las áreas de Macari-Llalli, Sicuani y Cusco permiten proponer correlaciones regionales (Fig. 5). Las dos formaciones K'ayra y Soncco, que conjuntamente conforman el Grupo San Jerónimo, fueron definidas en el área de Cusco (Córdova, 1986; Carlotto, 1992, 1998). Como se expuso más arriba, los miembros A y B se correlacionan con la Formación K'ayra, mientras que los miembros C, D y E se correlacionan con la Formación Soncco. Cabe subrayar que en esta zona la Formación Soncco registra una importante actividad tectónica sinsedimentaria, similar a la que se observa en los miembros D y E de la zona de estudio.

En la región de Sicuani afloran “Capas Rojas” de origen esencialmente fluvial, que conforman una estructura sinclinal orientada NNO-SSE. Estas “Capas Rojas” han

sido divididas en 10 secuencias, denominadas A a J, que, por tratarse del primer estudio de esta unidad, se agruparon en una sola megasecuencia (Noblet et al., 1987; Marocco & Noblet, 1990). Estos autores distinguieron tres períodos en la evolución registrada:

- Un primer período corresponde a las secuencias A, B, C, D y E. Se caracteriza por una predominancia de sedimentos detríticos finos y luego de un ambiente de llanura de inundación, en un extenso sistema fluvial donde los ríos corrían aproximadamente de sur a norte.
- Un segundo período corresponde a las secuencias F y G. En este intervalo de tiempo ríos cargados por clastos invadieron la cuenca hacia el norte y noroeste. Se observan estructuras tectónicas sinsedimentarias y una actividad volcánica contemporánea.

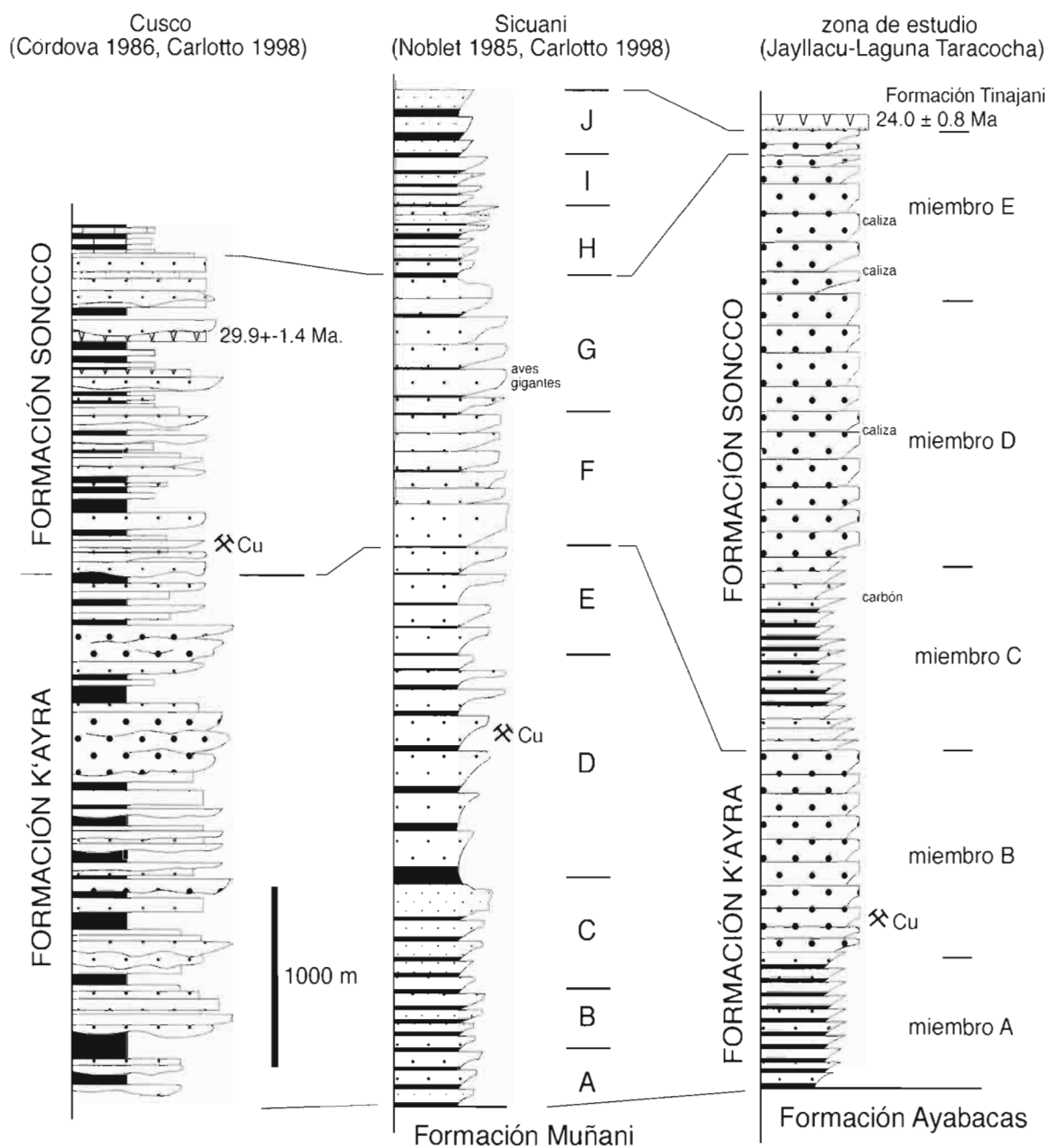


Fig. 5: Correlaciones estratigráficas entre las regiones de Cusco, Sicuani y Llalli-Macari (zona de estudio)

• Un tercer período corresponde a las secuencias H, I, y J. Se observa un retorno de los ambientes distales, que Noblet et al. (1987) atribuyeron a una calma tectónica y volcánica.

Se comprueba que el conjunto formado por los miembros A y B del Grupo San Jerónimo del área de estudio (Formación K'ayra) presenta una evolución similar al conjunto formado por las secuencias A, B, C, D y E de Sicuani (también atribuido a la Formación K'ayra). Similarmente, el conjunto formado por los miembros C, D y E del área de estudio (Formación Soncco) son comparables al conjunto formado por las secuencias F y G de Sicuani (también atribuido a la Formación Soncco). Las secuencias H, I y J de Sicuani, de grano promedio más fino, parecen corresponder a un intervalo ubicado bajo el techo del miembro E. Un mapa paleogeográfico abarcando el área de estudio y el sinclinal de Sicuani comprueba que el sistema fluvial regional corría aproximadamente de sur a norte, recibiendo aportes desde el sureste y especialmente suroeste (Fig. 6).

EL PALEÓGENO EN EL DOMINIO SUROESTE: FORMACIONES CHILCA Y ANTA

Introducción

Este dominio está cubierto al suroeste por la Formación El Descanso, de edad miocena (Cepa et al., 2004 [este volumen]) y separado del dominio noreste por el sistema de fallas PucaPuca-Sorapata (SFPS). Las unidades paleógenas presentes son las formaciones Chilca y Anta, ambas de origen continental, que en conjunto representan un espesor sedimentario superior a 4500 m. La Formación Anta sobreyace a las formaciones Ayabacas y Chilca con una discordancia angular. Las edades respectivas de las formaciones Chilca y Anta permiten considerar que la discordancia que las separa se desarrolló aproximadamente en el Eoceno inferior a medio.

Formación Chilca

Por sus características faciales y estratigráficas, se reconoció en el área de estudio la Formación Chilca de la región de Cusco, donde es de edad Paleoceno-Eoceno inferior. En la zona de estudio, la Formación Chilca se puede dividir en 3 secuencias:

- La secuencia A (230 m) consiste de pelitas y limolitas rojas, verdes y moradas (facies Fm), que fueron depositadas en llanuras de inundación; de calizas (C) lacustres; y de areniscas (Sh) fluviales.
- La secuencia B (400 m) se compone de areniscas y microconglomerados (St, Sh y Sx) fluviales, y de pelitas y limolitas rojas (Fm) de llanura de inundación.
- La secuencia C (240 m) consiste de conglomerados

(Gt) organizados en canales, y de areniscas y pelitas rojas (St y Fm); en conjunto estos sedimentos se depositaron en ríos entrelazados con llanuras de inundación.

La Formación Chilca presenta una organización secuencial claramente grano- y estrato-creciente; que se interpreta como producto de la progradación de ríos entrelazados areno-conglomerádicos sobre barreales y áreas lacustres. Las paleocorrientes disponibles sugieren que estos ríos corrían hacia el este (Latorre & Orós, 2000).

Formación Anta

Por sus características faciales y estratigráficas, se reconoció en el área de estudio la Formación Anta definida en la región de Cusco (Carlotto, 1998), donde es mayormente conglomerádica. En esta área, dataciones K-Ar obtenidas sobre coladas volcánicas intercaladas en su parte inferior media (38.4 ± 1.5 Ma y 37.9 ± 1.4 Ma) y cerca de su techo (29.9 ± 1.1 Ma) evidencian que la Formación Anta es de edad Eoceno medio-Oligoceno inferior (Carlotto, 1998). En el área de estudio, el techo de la Formación Anta está intruido por domos volcánicos datados (K-Ar) en 30.5 ± 1.6 Ma y 28.9 ± 0.8 Ma (Mamani et al., 2004 [este volumen]), confirmando que la unidad es anterior al Oligoceno superior.

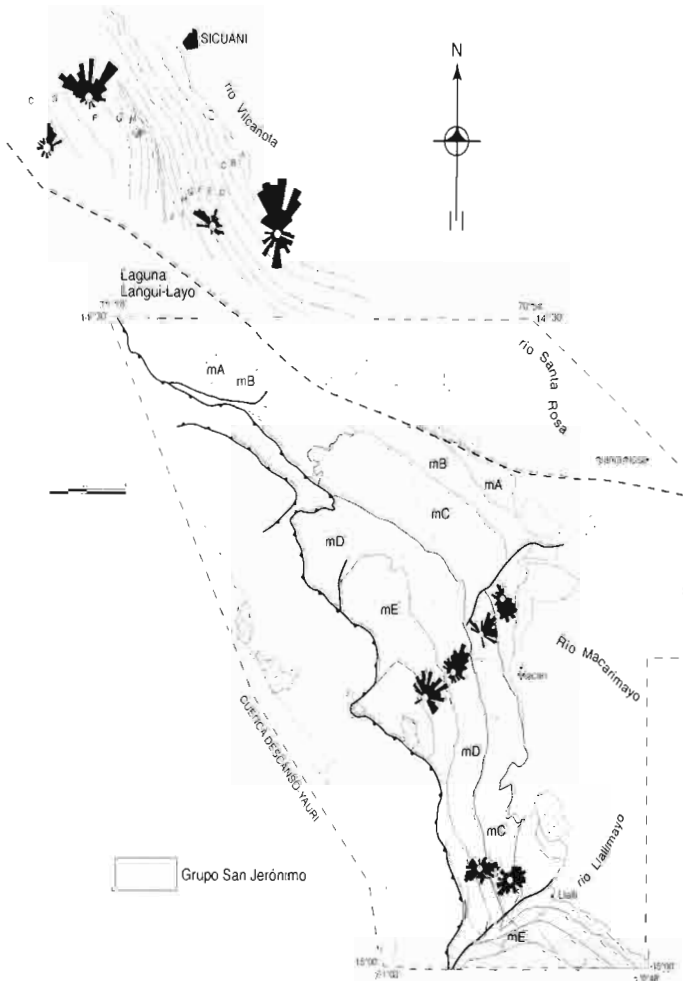


Fig. 6: Esquema paleogeográfico para el Eoceno-Oligoceno (Grupo San Jerónimo) abarcando el área de Sicuani y la zona de estudio

La Formación Anta consiste de conglomerados (Gms, Gm y Gt) que fueron depositados en conos aluviales, ríos proximales, canales y barras longitudinales de ríos; y de areniscas (St, Sm y Sh), pelitas y limolitas (Fm) que se depositaron en ríos entrelazados fluviales y llanuras de inundación asociadas. Las paleocorrientes disponibles (Latorre & Orós, 2000) sugieren que el drenaje principal estaba orientado del noroeste al sureste.

La Formación Anta se puede dividir en una unidad inferior grano-creciente y una unidad superior grano- y estrato-decreciente. La unidad inferior (1300 m) comprende esencialmente conglomerados y areniscas que

corresponden a abanicos aluviales y ríos proximales a distales; durante este intervalo de tiempo, que se supone empezó en el Eoceno medio como en Cusco, se desarrollaron conos aluviales y ríos conglomerádicos proximales que corrían hacia el sureste. La unidad superior (758 m) consiste de conglomerados de conos aluviales y ríos proximales, areniscas fluviales y pelitas de llanura de inundación; este intervalo estuvo dominado por la actividad de ríos areno-conglomerádicos que seguían corriendo principalmente hacia el sureste, y que evolucionaron luego a ríos arenosos por la retrogradación de las facies proximales.

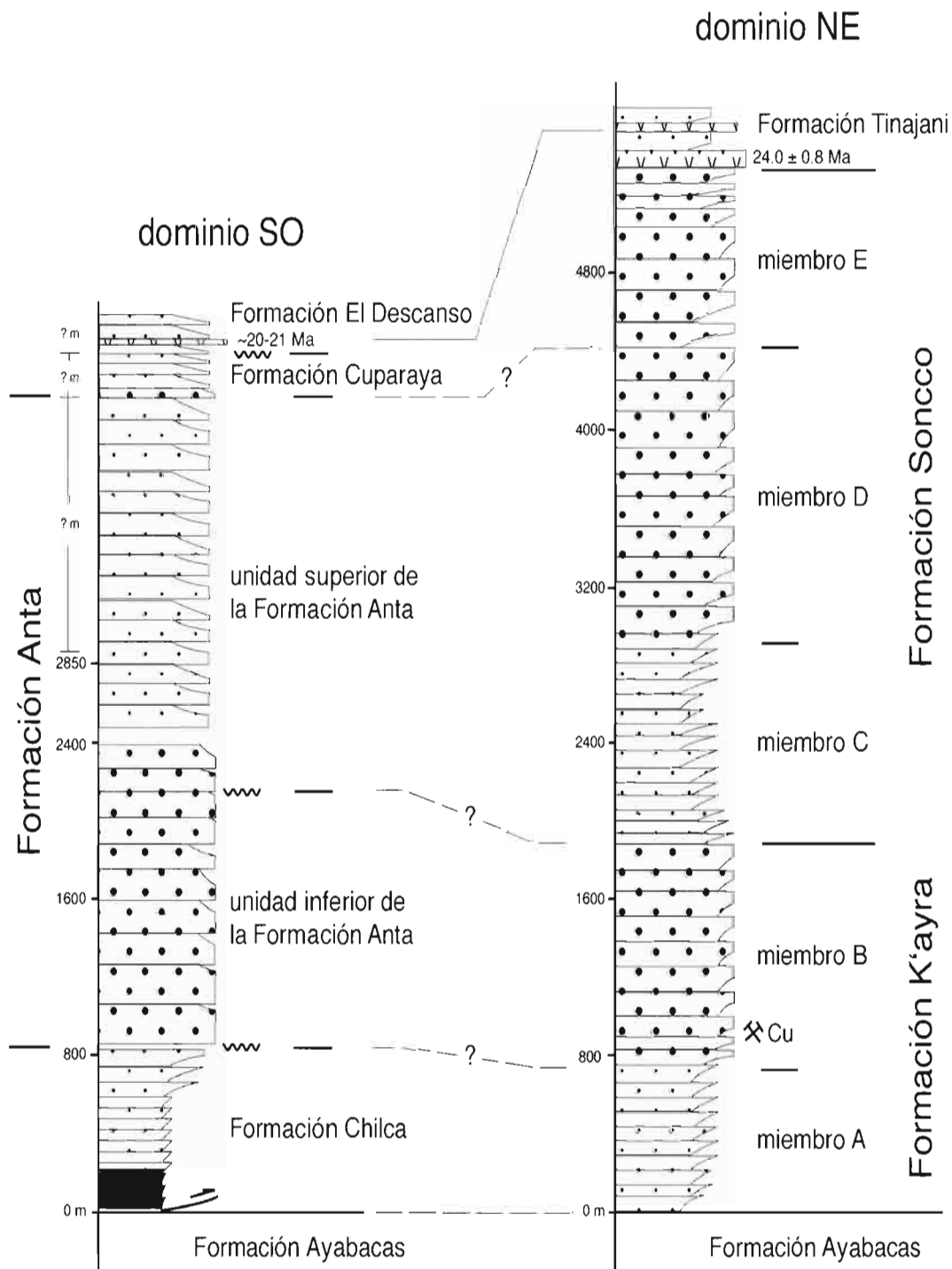


Fig. 7: Correlaciones estratigráficas de las unidades cenozoicas entre los dominios NE y SO

CONCLUSIONES

La zona de estudio presenta el interés de abarcar dos dominios tectonoestratigráficos separados por un sistema de fallas, el SFPS, que estuvo activo durante la sedimentación. En el dominio suroeste, la discordancia angular que separa las formaciones Chilca y Anta se elaboró aproximadamente en el Eoceno inferior a medio (~50-~42 Ma), posiblemente, dado su proximidad, por alguna actividad tectónica del SFPS. Otra actividad del mismo SFPS está documentada por lo menos durante la sedimentación de los miembros D y E del Grupo San Jerónimo y de la Formación Tinajani inferior, su finalización ocurriendo entre ~23 y ~20 Ma (Mioceno inferior). Esta actividad creó relieves que contribuyeron parcialmente a alimentar la cuenca.

La comparación de la estratigrafía entre los dominios noreste y suroeste (Fig. 7) requiere algunos comentarios. La ausencia aparente de la Formación Chilca en el dominio noreste se puede explicar por un proceso erosivo que es conocido en la región de Cusco (Carlotto,

1998). Aparentemente también, la Formación K'ayra se depositó en el dominio noreste mientras una discordancia erosiva y angular se elaboraba en el dominio suroeste. Si se admite la equivalencia cronológica de las formaciones Soncco y Anta, la primera parece corresponder a una zona distal mientras que la segunda tiene características de una zona proximal. Sin embargo, que obvia la actividad tectónica del SFPS durante la acumulación de los miembros D y E, mayormente compuestos por conglomerados gruesos de conos aluviales, implicando una probable separación tectónica de los dos dominios en esa época.

Finalmente, cabe destacar que los resultados sedimentológicos y estratigráficos obtenidos en el área de Macari-Llalli, en los dominios tanto noreste como suroeste, confirman plenamente la validez de las conclusiones alcanzadas en Cusco por Carlotto (1998).

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue financiado por el Convenio IRD-UNSAAC.

REFERENCIAS

- CARLOTTO V.** (1992).- Relation entre sédimentation, paléogéographie et tectonique dans la région de Cuzco (sud du Pérou) entre le Jurassique supérieur et le Paléocène. Diplôme d'Etudes Appliquées de l'Université de Grenoble, Francia, 43 p., inédito.
- CARLOTTO V.** (1998).- Evolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13-16°S). Pérou. Enregistrement sédimentaire, chronologie, contrôles paléogéographiques, évolution cinématique. Tesis doctoral, Université de Grenoble, Francia.
- CERPA L., MEZA P., CARLOTTO V., FORNARI M. & SEMPERE T.** (2004). Paleogeografía y evolución de la cuenca miocena de Descanso-Yauri (Cusco). Este volumen.
- CÓRDOVA E.** (1986).- Un bassin intramontagneux andin péruvien. Les Couches Rouges du bassin de Cuzco (Maestrichtien-Paléocène). Tesis doctoral. Universidad de Pau, Francia, 272 p.
- IBARRA I., MAMANI M., RODRÍGUEZ R., SEMPERE T., CARLOTTO V. & CARLIER G.** (2004).- Estratigrafía y tectónica de la parte sur de la cuenca de Ayaviri. Este volumen.
- LATORRE O. & ORÓS 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.
- 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.
- MAROCCO R. & NOBLET C.** (1990).- Sedimentation, tectonism and volcanism relationships in two Andean basins of southern Peru. *Geologische Rundschau*, v. 79, p. 111-120.
- MIALL A. D.** (1977).- A review of the braided stream depositional environment. *Earth Science Reviews*, v. 13, p. 1-62.
- MIALL A. D.** (1996).- The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Springer, 582 p.
- NOBLET C.** (1985).- Etude des bassins intramontagneux andins. Analyse sédimentologique des couches rouges sud-péruviennes. ORSTOM, Lima, 51 p.
- NOBLET C., MAROCCO R. & DELFAUD J.** (1987).- Analyse sédimentologique des "Couches Rouges" du bassin intramontagneux de Sicuani (Sud du Pérou). *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, Lima, v. 16, p. 55-78.

FACIES Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS DE LA FORMACION MOQUEGUA INFERIOR AL SUR DE MOQUEGUA

Jorge ACOSTA

*Escuela de Ingeniería Geológica – Geotecnia, Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann, Tacna, Perú.
E-mail: jaa_pe@yahoo.es ; jaa@unjbgs.edu.pe*

RESUMEN

La sedimentación en la Cuenca Moquegua se inició en el Oligoceno temprano, encima de una superficie irregular establecida sobre rocas volcánicas del Grupo Toquepala (Cretáceo superior - Eoceno inferior). La Formación Moquegua inferior (= Sotillo) suprayace en discordancia erosiva a angular al Grupo Toquepala e infrayace, localmente en discordancia erosional, a la Formación Moquegua superior (Oligoceno superior). La Formación Moquegua inferior se caracteriza por presentar una coloración rojiza y facies más finas que la Formación Moquegua superior. Una columna de aproximadamente 300 m levantada en el Cerro Cuesta de Tacna, al SO de Moquegua, muestra una sucesión granodecreciente generalizada. La parte basal está conformada por facies fluviales depositadas en ríos meandríformes, la parte intermedia por facies eólicas, y la parte superior por facies lacustres y evaporíticas con yeso en capas, nódulos y “enrejado de gallinero”.

La Formación Moquegua inferior se depositó en una cuenca subsidente, bajo un clima árido similar al actual. La principal zona de aporte de la cuenca estaba ubicada al NE, sugiriendo la existencia de una incipiente Cordillera Occidental, mientras que al SO se encontraba la Cordillera de la Costa que formaba una barrera que la separaba del Océano Pacífico.

ABSTRACT

Sedimentation in the Moquegua Basin started in the Early Oligocene, over an irregular surface established on volcanic rocks of the Toquepala Group (Late Cretaceous - Early Eocene). The Lower Moquegua (= Sotillo) Formation overlies the Toquepala Group with an erosional to angular unconformity and underlies the Upper Moquegua Formation (Late Oligocene) with a locally erosional disconformity. The Lower Moquegua Formation is characterized by its reddish color and finer average grain size (when compared to the Upper Moquegua Formation). A ~300-m-thick stratigraphic section measured in the Cerro Cuesta de Tacna, SW of Moquegua, show an overall fining-upward succession. Its lower part consists of fluvial facies deposited in meandering rivers; its middle part, of eolian deposits; and its upper part, of lacustrine facies and evaporites (gypsum occur in beds, nodules and chicken-wire facies).

The Lower Moquegua (= Sotillo) Formation was deposited in a subsident basin, under an arid climate similar to the present one. The main source area of the basin was located to the NE, suggesting the existence of an incipient Cordillera Occidental, whereas to the SW the Coastal Cordillera was forming a barrier that separated it from the Pacific Ocean.

INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es proporcionar nuevos alcances sobre la sedimentología y ambiente deposicional de la Formación Moquegua inferior en esta zona sur del país, enfocados en el departamento de Moquegua. Se ha estudiado la columna levantada en el Cerro Cuesta de Tacna, ubicado al SO de Moquegua cerca de la Carretera Panamericana Moquegua-Tacna.

La descripción de las facies sedimentarias se basó en la nomenclatura modificada de Miall (1996), mientras que para el análisis de secuencias se trabajó de acuerdo al criterio empleado por Arche (1992).

CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICAS Y ESTRATIGRÁFICAS DE LA FORMACION MOQUEGUA INFERIOR

Generalidades

La Formación Moquegua inferior (Fm. Sotillo) se caracteriza por su aspecto bien estratificado, su coloración rojiza, y su granulometría mayormente fina. Su parte basal descansa localmente en discordancia erosional sobre el Grupo Toquepala, datado isotópicamente del Cretáceo superior y Paleoceno medio (Clark et al., 1990).

Litología

En la zona de estudio la Formación Moquegua inferior está compuesta por dos macrosecuencias de primer orden (A y B; Fig. 1). La primera consiste principalmente de areniscas, mientras que la segunda presenta litologías de grano más fino, como limolitas y arcillitas, localmente con yesos. Las areniscas son limosas, de grano fino a grueso, de colores beige, gris claro y rojo. Las limolitas y arcillas son de color amarillo pálido y marrón rojizo, respectivamente. Los yesos se presentan en forma de capitas, de nódulos de algunos centímetros, y en enrejado de gallinero (*chicken-ware*).

Espesor

Al nor-noroeste de la ciudad de Moquegua, en el Cerro San Miguel, afloran 60 m de la Formación Moquegua inferior, con facies proximales. Sin embargo, al suroeste los espesores de la unidad alcanzan los 300 m en los cerros Mono y Cuesta de Tacna.

Edad

La edad de la Formación Moquegua inferior todavía no se conoce con precisión. Se le ha asignado una edad Eoceno terminal-Oligoceno temprano en base a su posición estratigráfica (Marocco, 1984; Marocco et al., 1985). Su prolongación en el extremo norte de Chile parece ser la parte inferior de la Formación Azapa, a la cual se asigna una edad Oligoceno temprano (Wörner et al., 2000). Más al sur, dos unidades correlacionables con la Formación Azapa han proporcionado edades oligocenas: la Formación Sical (34.7 ± 1 Ma; Makshev, 1978) y la Formación San Pedro (28 ± 6 Ma; Travisany, 1978).

No se han encontrado fósiles en esta columna, pero sí bioturbaciones (tubos y huellas de anélidos) en la macrosecuencia A.

Descripción de secuencias y litofacies

En la columna estudiada (Fig. 1), la Formación Moquegua inferior ha sido dividida en dos macrosecuencias de primer orden: A y B; y cinco macrosecuencias de segundo orden que describiremos a continuación.

Macrosecuencia A1 (56 m)

La secuencia está representada principalmente por facies St, Sp, Sh y Fl. Presenta granodecrecencia y estratocrecencia. Está organizada en 15 secuencias menores, de 4 a 14 m de espesor, que corresponden a depósitos de relleno de canales fluviales meandriformes (St+Sp+Sh) y de llanura de inundación (Fl). Sin embargo, la parte basal está formada por una secuencia de *debris flow* de baja energía (Gmm).

Macrosecuencia A2 (21 m)

Esta secuencia presenta granodecrecencia y estratocrecencia. Se organiza en 7 secuencias compuestas, con facies Sm y Sh que constituyen depósitos de abandono de lóbulos de derrame (*crevasse splay*). Aquellas que presentan base erosiva e intraclastos representan canales de lóbulos de derrame (*channel crevasse splay*). Algunas secuencias presentan capas de yeso.

Macrosecuencia B1 (30 m)

Esta secuencia presenta granodecrecencia. Está constituida por dos secuencias menores: la primera corresponde a un depósito de relleno de canal de un lóbulo de derrame (Sh), con base microconglomerática y 9 m de espesor, y la segunda a un depósito evaporítico (Fsm) con yeso en capas, nódulos y enrejado de gallinero (*chicken-ware*).

Macrosecuencia B2 (43 m)

Esta secuencia presenta una tendencia granodecreciente y está formada por dos secuencias múltiples igualmente granodecrecientes. Estas secuencias menores están constituidas por intercalaciones de areniscas limosas con arcillitas (Sh+Fl), con yesos en nódulos, capas y *chicken-ware* (3 a 15 cm de espesor), que representan depósitos lacustres y evaporíticos.

Macrosecuencia B3 (63 m)

Esta secuencia presenta las mismas características que la secuencia anterior. Está formada por una secuencia evaporítica de 40 m, con yeso en capas y *chicken-ware* (Sm-St), la cual finaliza con un nivel arcilloso. En el tope encontramos depósitos lacustres con menor proporción de yeso (Sh-Fl).

AMBIENTES DEPOSICIONALES Y PALEOGEOGRAFÍA

Cabe notar que la macrosecuencia A tiene una organización granodecreciente y estratocreciente, donde los depósitos fluviales pasan a depósitos palustres y evaporíticos.

La macrosecuencia B muestra una evolución vertical granodecreciente, donde hay una migración de ambientes: palustre > evaporítico > lacustre > evaporítico > lacustre. Se señala que esta macrosecuencia se ve interrumpida por un cuerpo sedimentario de 63 m de espesor que representa otro ambiente. Se trata de arenas finas rojas con estratificación cruzada, plana y en surco, de alto ángulo (20°-30°) que constituyen dunas eólicas.

A partir del análisis de las litofacies podemos concluir que la macrosecuencia A de la Formación

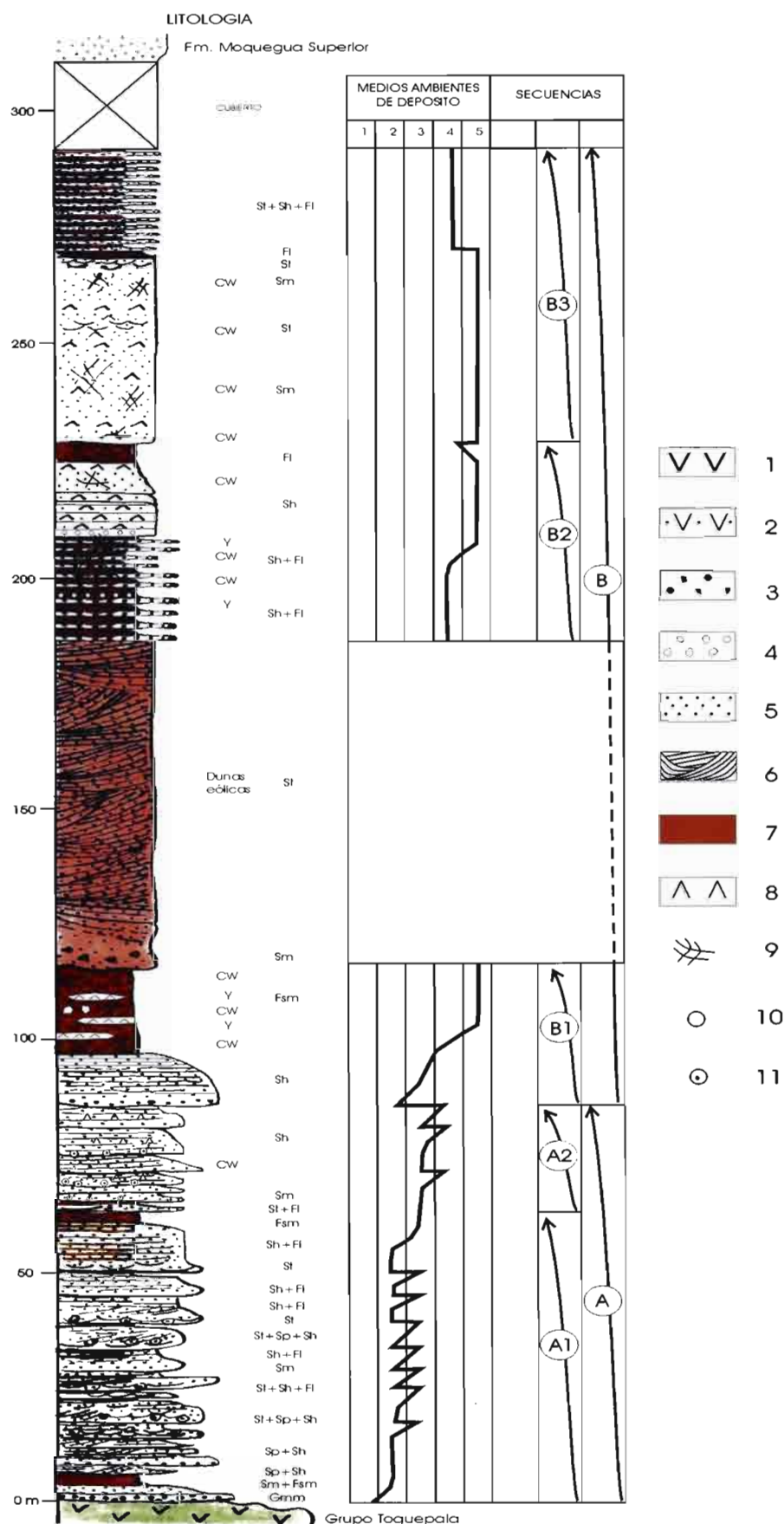


Fig. 1: Columna estratigráfica de la Formación Moquegua inferior (Fm. Sotillo), levantada en el Cerro Cuesta de Tacna (departamento de Moquegua). Ambientes depositacionales: 1= conos aluviales y debris-flows; 2= fluvial; 3= palustre; 4= lacustre; 5= evaporítico. Símbolos litológicos: 1= ignimbrita; 2= cinerita; 3= debris-flows (DF); 4= conglomerados; 5= areniscas; 6= estratificación cruzada de alto ángulo; 7= arcillas y limolitas; 8= yeso en capas; 9= yeso de tipo chicken-ware (CW: "enrejado de gallinero"); 10= yeso en nódulos (Y)

Moquegua inferior se depositó en un ambiente fluvial meandriforme. En esta secuencia se destacan secuencias completas de rellenos de canales (St+Sp+Sh+Fl) y secuencias de desbordamiento, como lóbulos de derrame (Sh-Sm), que irrumpían en un ambiente palustre. La parte media está constituida por depósitos eólicos que indican que el clima era árido. La parte superior de la formación (macrosecuencia B) está compuesta por facies lacustres (Sh+Fl o St+Sh+Fl) y evaporíticas (Sm-Fsm-Fl). Las facies lacustres se caracterizan por tener intercalaciones de areniscas, limolitas y arcillitas con poco yeso, mientras que las facies evaporíticas son generalmente macizas con abundante yeso.

La persistencia de la predominancia de las arcillitas sobre las areniscas hacia el tope de la columna sugiere que la zona de aporte cercana presentaba una topografía poco accidentada. De igual manera, la cuenca Moquegua presentaba en esa época una topografía bastante plana donde corrían ríos efímeros dado la aridez del clima, que posiblemente era similar al actual. La Cordillera de la Costa era el límite suroccidental de la cuenca y permitió el desarrollo de lagunas donde se depositaron las secuencias evaporíticas.

Mediciones de paleocorrientes indican que la zona de aporte cercana estaba ubicada al noreste de la cuenca, y es posible que ya existía una Cordillera Occidental incipiente.

CONCLUSIONES

El registro sedimentario preservado en la Cuenca Moquegua para el Oligoceno temprano proporciona datos

que permiten reconstruir los paleoambientes que ocuparon esta cuenca moderadamente subsidente. La Formación Moquegua inferior (Fm. Sotillo) está constituida por estratos depositados en ambientes fluviales meandriformes con secuencias completas de relleno de canal y depósitos de lóbulos de derrame (*crevasse splay*); también se registran ambientes palustres, así como lacustres y evaporíticos (*playa-lakes*). La presencia de un cuerpo espeso de dunas eólicas confirma que el paleoclima era árido.

Se destaca la estratocrecencia de los primeros 100 m de la sucesión con facies de canales y depósitos de desbordamiento (lóbulos de derrame), así como la granodecrecencia general que presenta la columna y la evolución de medios ambientes fluviales a medios lacustres y evaporíticos. La granulometría mayormente fina de la Formación Moquegua inferior indica que la zona de aporte era poco accidentada.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se realizó en el marco del convenio celebrado entre la Universidad Nacional Basadre Grohmann de Tacna y el IRD de Francia (Institut de Recherche pour le Développement), instituciones a las cuales van nuestros agradecimientos. Para la realización del estudio se utilizó parte de la información de campo obtenida en el Curso de Sedimentación Fluvial y Análisis de Cuenca, organizado en Moquegua por el IRD y la UNJBG-Tacna del 1 al 6 de abril de 2002, el cual fue dirigido por René Marocco y mi persona.

REFERENCIAS

- ARCHE A. (1992).- Sedimentología. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, España.
- CLARK A.H., FARRAR E., KONTAK D.J., LANGRIDGE R.J., ARENAS M.J., FRANCE L.J., MCBRIDE S.L., WOODMAN P.L., WASTENEYS H.A., SANDEMAN H.A. & DOUGLAS D.A. (1990a).- Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Perú. *Economic Geology*, v. 85, p. 1520-1583.
- MAKSAEV V. (1978).- Geología de los cuadrángulos de Chitigua y Cerro Palpana al oeste del curso superior del río Loa. Región de Antofagasta. Tesis de Geólogo, Universidad de Chile.
- MAROCO R. (1984).- Dynamique du remplissage dun bassin intramontagneux cénozoïque andin. Le bassin Moquegua (sud du Pérou). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, Vol. XIV. No 02, 1984, Pags. 117-140.
- MAROCO R., DELFAULD J. & LAVENU A. (1985).- Ambiente deposicional de una cuenca intramontañosa andina: el Grupo Moquegua (Sur del Perú) Primeros resultados. *Bol. Sociedad Geológica del Perú* No. 75. Pags. 73-90.
- MIALL A. (1996).- The geology of fluvial deposits. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- TRAVISANY V. (1978). Mineralización cuprífera en areniscas de la Fm San Pedro en el distrito de San Bartolo. Tesis de Geólogo. Universidad de Chile.
- WÖRNER G., HAMMERSCHMIDT K., HENJES-KUNST F., LEZAUN J. & WILKE H. (2000).- Geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18-22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Revista Geológica de Chile*, v. 27, n° 02.

LA SEDIMENTACIÓN OLIGO-MIOCÉNICA EN EL ANTEARCO DEL SUR DEL PERÚ: ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO DE LA FORMACIÓN CAMANÁ

Mayssa VEGA¹ & René MAROCCO²

¹ Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco e IRD. E-mail: mavegu@mixmap.com

² Institut de Recherche pour le Développement IRD, Casilla 18-1209, Lima 18. E-mail: marocco@amauta.rcp.net.pe

RESUMEN

El ante-arco del sur del Perú está constituido por dos cuencas paralelas; una continental (la cuenca Moquegua) ubicada al pie de la cordillera Occidental, la otra marina cuyos sedimentos más proximales (Fm. Camaná) afloran en la costa.

El análisis bio y lito estratigráfico muestra que la Fm. Camaná tiene un rango de edad que va del Oligoceno superior al Mioceno medio y que está dividido en dos unidades separadas por una fuerte discontinuidad de edad Oligoceno superior, la cual guardaría relación con el reajuste geodinámico a 26 Ma cuando la placa de Nazca se crea a partir de la placa Farallón.

La interpretación de la sedimentación en términos de estratigrafía secuencial permite determinar en las dos unidades varias parasecuencias, también muestra que las dos unidades de la Formación Camaná son transgresivas.

El análisis de información sísmica offshore, aunque sin control cronológico, permite hacer correlaciones entre afloramientos a tierra y sus equivalentes en el mar; permitiendo establecer un modelo evolutivo para el conjunto de la cuenca Camaná desde el Eoceno hasta el Mioceno. Esta información complementa lo que se vió a tierra y permitió determinar que la dinámica de la cuenca está ligada al funcionamiento de fallas normales, algunas de ellas listricas, en un contexto en extensión. El análisis de las secciones sísmicas también permitió precisar las alternancias de cortejos de sistema transgresivos y regresivos (en regresión normal o forzada), asociados a fluctuaciones de nivel de base controlados principalmente por la tectónica.

ABSTRACT

The forearc of southern Peru comprises 2 parallel basins. One, the Moquegua Basin, is continental and located at the foot of the Cordillera Occidental. The other is marine and its more proximal sediments (Camaná Fm.) crop out in the coastal area.

A bio- and lithostratigraphic analysis shows that the Camaná Fm. has a Late Oligocene-Middle Miocene age range and that it is divided in 2 units that are separated by a strong angular unconformity of Late Oligocene age, which may be related to the geodynamic adjustment at 26 Ma produced by the creation of the Nazca plate from the Farallón plate.

The interpretation of sedimentation in terms of sequence stratigraphy permits to determine several parasequences in both units. It also shows that both units of the Camaná Formation are transgressive.

Analysis of offshore seismic information, albeit without chronologic control, permits to correlate onshore outcrops and their offshore equivalents, allowing to establish an evolutionary model for the entire Camaná Basin from the Eocene to the Miocene. This information complements onshore observations and permits to determine that the basin dynamics is related to the activity of normal faults, some of them listric, in an extensional context. The analysis of seismic sections also permits to precise the alternation of transgressive and regressive system tracts (in normal or forced regression), associated to base level fluctuations mainly controlled by tectonics.

INTRODUCCIÓN

La parte emergida del ante-arco peruano se caracteriza, entre otras cosas, por mostrar el afloramiento de series marinas litorales oligo-miocénicas que se observan desde el Norte hasta el Sur del país. En el Norte del Perú son las formaciones Máncora (Oligoceno medio), Heath (Oligoceno superior), Zorritos (Mioceno inferior),

Cardalitos (Mioceno medio), Tumbes (Mioceno superior) (Grzybowski, 1899, Iddings y Olsson, 1928). En el Perú Central son las formaciones Paracas (Eoceno superior), Chilcatay (Oligoceno superior) y Pisco (Mioceno-Plioceno) (Petersen, 1954, Rüegg 1952, Macharé *et al*, 1988, De Vries y Schrader, 1997).

En la costa sur del Perú, durante el Oligo-Mioceno, la cuenca de ante-arco está dividida en dos cuencas, una

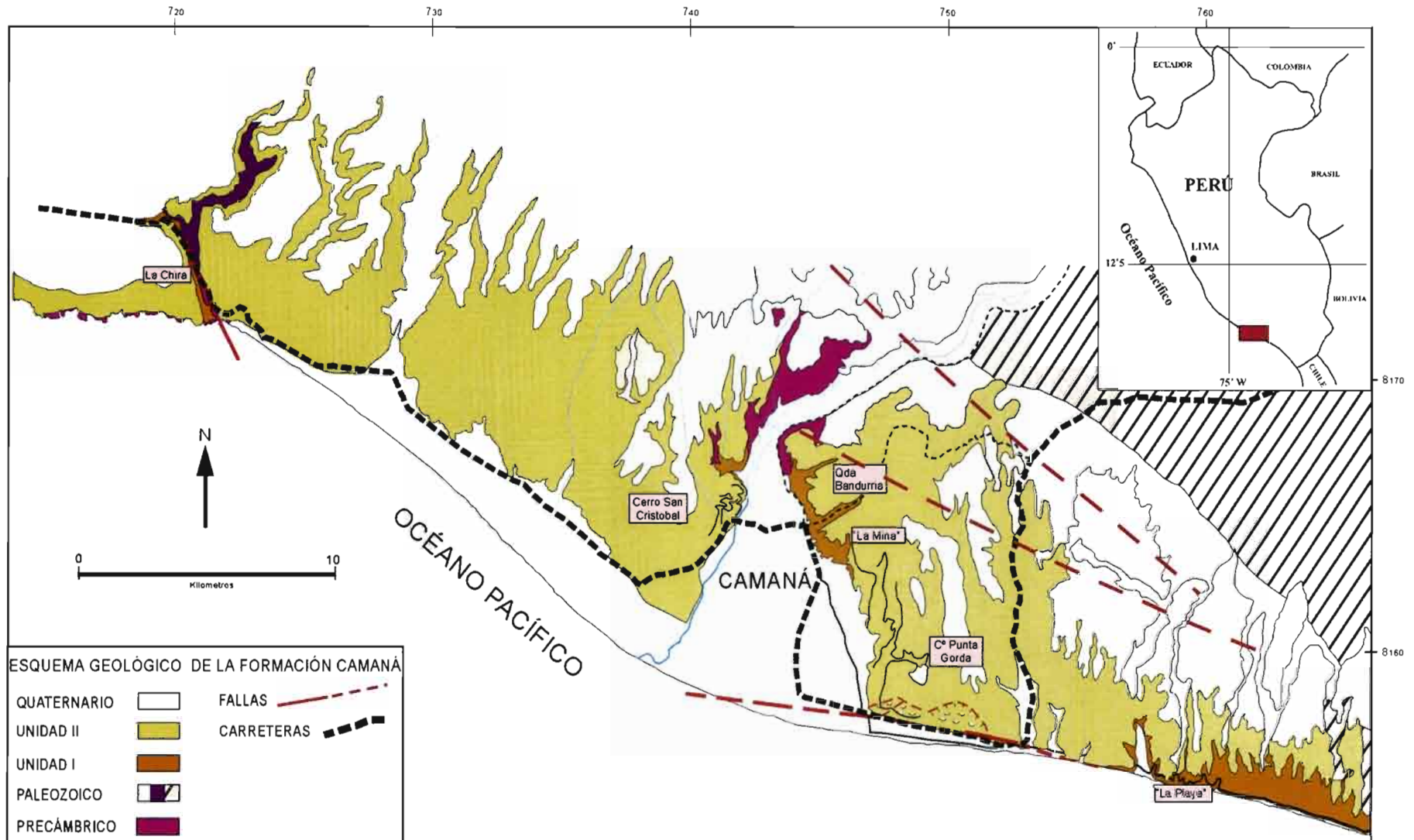


Fig.1: Esquema geológico de la Formación Camaná (Según Vega 2002)

continental (Cuenca Moquegua, Adams 1906, Marocco 1984), la otra marina o Cuenca Camaná (Rivera 1950, Pecho y Morales 1969) que es objeto del presente estudio. En el marco de las investigaciones geológicas sobre el Sur del Perú que el IRD realiza en cooperación con varias instituciones universitarias peruanas, nos ha parecido interesante reiniciar los estudios sobre la Formación Camaná con la finalidad de complementar los elementos ya conocidos (litología, rango estratigráfico del Oligoceno-Mioceno) con aspectos que no habían sido considerados en los estudios anteriores como por ejemplo la determinación de los ambientes sedimentarios sucesivos, la organización litoestratigráfica y secuencial, la caracterización de las principales discontinuidades y las interpretaciones que estos elementos permiten realizar en cuanto a la evolución geodinámica del antearco del sur del Perú.

El Eoceno, presente más al norte en la región de Pisco e Ica donde se lo conoce bajo el nombre de Formación Paracas (Petersen, 1954), no existe en la costa del Sur del Perú donde la Formación Camaná descansa directamente sobre el substrato precámbrico y paleozoico. Tampoco se conoce, en la parte occidental de los Andes Centrales, el

Oligoceno inferior que aparentemente no se depositó, a pesar de que este período (Rupeliano) corresponde a una muy fuerte transgresión eustática durante la cual el nivel del mar se encontraría aproximadamente 200 metros más arriba del nivel actual (Hardenbol *et al.*, 1998).

DESCRIPCIÓN DE LAS DOS UNIDADES

La Formación Camaná fue definida como una única serie marina litoral (Pecho y Morales, 1969; Rivera, 1950; etc). Nuestro estudio ha mostrado que se la puede dividir en dos unidades litoestratigráficas distintas y mapeables, que en adelante llamaremos Unidad inferior y Unidad superior, separadas por una fuerte discontinuidad erosiva y localmente angular.

La figura 1 presenta, en forma esquemática la repartición de los afloramientos de las dos unidades que conforman la Formación Camaná así como los sitios principales donde se encontraron elementos paleontológicos que permitieron apoyar estratigráficamente la separación de la formación en dos unidades. La figura 2 representa una columna estratigráfica compuesta y simplificada de la Formación Camaná.

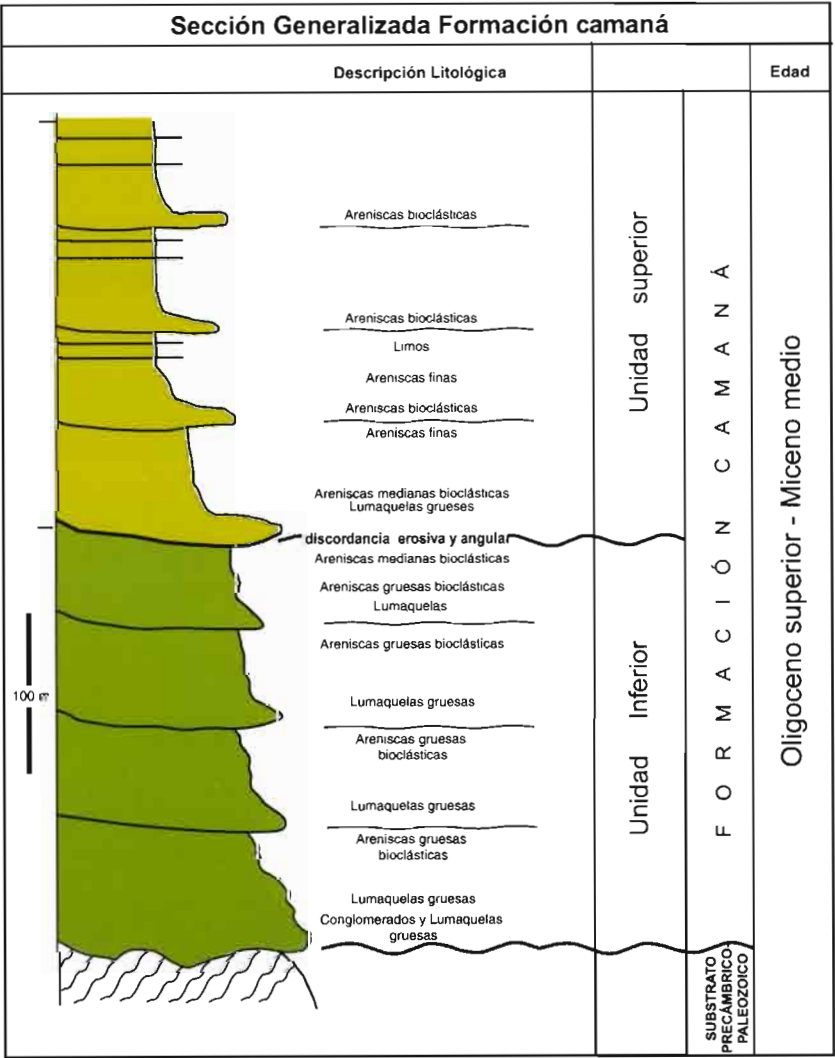


Fig. 2: Columna estratigráfica compuesta de la Formación Camaná (Según Vega 2002)

La descripción precisa de las dos unidades se dará más abajo; empero, podemos adelantar que la Formación Camaná, en sus afloramientos terrestres (*onshore*) está constituida por sedimentos marinos litorales de muy poca profundidad. Los sedimentos de mayor batimetría nunca pasan algunas decenas de metros de profundidad (50 m); siendo una gran parte de ellos (por lo menos en lo que concierne a la casi totalidad de la Unidad inferior y la parte inferior de la Unidad superior) sedimentos depositados entre la línea de playa y la zona de mayor agitación del agua (*foreshore* y *shoreface*), es decir entre 0–15 metros. La naturaleza morfológica y el tamaño de los granos de los sedimentos gruesos son función de la topografía, de la profundidad y de la longitud de onda de las olas. Los sedimentos más finos se habrían depositado en ambientes de mayor profundidad, posiblemente varias decenas de metros (*offshore-offshore transition*). Las bioturbaciones afectan fuertemente los sedimentos finos, destruyendo muy a menudo las estructuras sedimentarias.

En la figura 2 se nota que tanto la Unidad inferior como la Unidad superior están afectadas por superficies erosivas que constituyen las discontinuidades basales de grandes secuencias granodecrescentes de distalización; se trata de parasecuencias de retrogradación según la terminología establecida por Van Wagoner *et al.* (1988), cuya génesis explicaremos más adelante.

DEFINICIÓN DE LOS LÍMITES

Al tratar sobre los límites superior e inferior de la Formación Camaná, así como sobre la discontinuidad que separa la formación en dos unidades, no haremos mención de los fósiles que fundamentan nuestras dataciones ya que esto lo veremos detalladamente en los acápites 1.2 y 1.3.

El límite inferior

La Formación Camaná descansa sobre un

substrato constituido por el complejo basal de la Costa, terrenos sedimentarios (Grupo Tarma) y plutónicos del Paleozoico. Los fósiles contenidos en los niveles inferiores de la unidad inferior han arrojado edades del Oligoceno superior por lo que pensamos que la sedimentación de dicha unidad comenzó posteriormente a la fuerte regresión marina del final del Rupeliano, alrededor de 29–30 Ma (Haq *et al.*, 1987, Hardenbol *et al.*, 1998).

El límite superior

La fauna encontrada en la parte superior de la unidad superior no pasa el Mioceno medio, edad confirmada por los estudios de foraminíferos de Tsuchi, (1990) e Ibaraki (1992), y de moluscos de DeVries (2001). Estos niveles superiores subyacen a conglomerados y terrazas marinas atribuidos hasta el momento al Plio-Cuaternario; queda abierta la posibilidad para que estos conglomerados fluviales correspondan a vestigios proximales continentales de la fuerte regresión de fines del Mioceno medio. Si la sedimentación marina en esta zona continuó extendiéndose hasta el Mioceno superior; estos depósitos que serían equivalentes en edad a la Formación Pisco conocida más al norte, habrían desaparecido por erosión. En el estado actual de los conocimientos asumimos que la edad del límite superior de la Formación Camaná es Mioceno medio. En nuestra interpretación el rango de edad del conjunto de la Formación Camaná va del Chatiano inferior hasta el Langhiano-principios del Serravaliano. Este período corresponde a la transgresión eustática que sigue a la fuerte regresión del final del Rupeliano (Hardenbol *et al.*, 1998).

El límite entre las dos unidades de la Formación Camaná

La Unidad inferior está separada de la Unidad superior por una fuerte discordancia erosiva y angular (Foto 1), de mayor importancia que las discontinuidades



Foto 1: Discordancia erosional y angular entre las dos unidades de la Fm. Camaná (Quebrada Banduria)

observadas en el seno de las dos unidades y a las cuales nos referiremos más adelante. Los datos bioestratigráficos (dientes de tiburones, restos de mamíferos marinos, foraminíferos, moluscos) permiten afirmar que la Unidad inferior no es más joven que el Oligoceno superior y que la Unidad superior no es más antigua que el Oligoceno terminal. Estos argumentos militan por una discontinuidad ubicada alrededor del Oligoceno terminal.

El evento responsable de la discontinuidad entre las dos unidades de la Formación Camaná estaría en relación con el gran reajuste geodinámico ocurrido cuando, debido a la formación de la dorsal del Pacífico Este, se constituyeron las placas Nazca, Cocos y Pacífico a expensas de la Placa Farallón (Handshumacher, 1976). Pilger (1983) mostró que este evento se produjo alrededor de 26 Ma, representado por la anomalía magnética 7; cuando la placa de Nazca comienza a moverse en dirección Este-Oeste. Este evento tiene un efecto estructural sobre los terrenos afectados que muestran localmente un basculamiento que materializa la discordancia angular entre las dos unidades.

LA UNIDAD INFERIOR

Esta unidad descansa en fuerte discordancia angular y erosional sobre los terrenos que constituyen el Complejo Basal de la Costa y su cobertura paleozoica. Según los lugares la Unidad inferior cubre metamorfitas del Precámbrico, rocas intrusivas del Paleozoico o terrenos sedimentarios (cuarcitas y lutitas) atribuidos al Grupo Tarma (Newell *et al.* 1953, Pecho y Morales 1969). Cada vez que se ve el contacto Unidad inferior-substrato, se nota un *onlap* de esta unidad sobre los terrenos subyacentes.

Descripción general

Así como se lo puede apreciar en la figura 2, la Unidad inferior muestra algunas características resaltantes que son: su organización en cuatro principales parasecuencias, su granulometría, la naturaleza de sus clastos, la ausencia de huellas de un volcanismo contemporáneo de la sedimentación. En los sitios donde la serie está más completa como en "La Mina" o en la Quebrada Bandurria (figura 3) se puede notar que está conformada por cuatro grandes parasecuencias cada una granodecreciente; siendo el conjunto de la unidad también granodecreciente. La discontinuidad basal de cada parasecuencia es una superficie de erosión que determina depresiones de hasta varias decenas de metros en la parte somital de la secuencia infrayacente. Lateralmente, estas superficies de erosión se siguen sobre varios kilómetros. La génesis de estas discontinuidades basales estaría relacionada con regresiones forzadas, es decir regresiones provocadas por una bajada del nivel de base, sea por interacción del eustatismo y la subsidencia (positiva ó negativa) ó por subida tectónica del continente, independientemente del aporte sedimentario. Cada una de estas parasecuencias está conformada por secuencias de

menor orden (*bedsets* ó conjunto de capas según la terminología de Campbell, 1967), cuya potencia varía de algunos metros para las secuencias de grano muy grueso, a algunas decenas de metros para las de grano menos grueso.

Cada una de las cuatro grandes parasecuencias que conforman la Unidad inferior está limitada por una superficie de erosión y su relleno sedimentario granodecreciente, "transgresivo" que indica una profundización del mar en el lugar considerado. Veremos más adelante en el texto las relaciones que se pueden establecer entre la sedimentación, el eustatismo y el comportamiento tectónico del continente para el período Oligoceno superior-Mioceno medio, pero podemos adelantar una interpretación para las parasecuencias de la Unidad inferior. El conjunto de la Unidad inferior, es globalmente granodecreciente; es decir que su batimetría, a pesar de quedarse siempre débil (menor a 15 ó 20 metros de profundidad), tendió a aumentar, correspondiendo a una transgresión marina interrumpida periódicamente por eventos regresivos y/o tectónicos.

La granodecrecencia vertical se acompaña de una granodecrecencia horizontal en el sentido proximal-distal: el grano de las parasecuencias es siempre más grueso cerca de los paleorelieves del substrato que lejos de ellos (Base del Cerro San Cristóbal por ejemplo). Por esta razón, los afloramientos de la Unidad inferior se pueden agrupar en dos conjuntos: el que corresponde a las partes más proximales y el que corresponde a las partes más distales. Los dos conjuntos son siempre de grano grueso y pertenecen al dominio marino muy cercano a la línea de costa cuya batimetría alcanza al máximo los 20 o 25 metros de profundidad para las facies más profundas.

El conjunto proximal

Como lo podemos apreciar el mapa de la figura 1 el conjunto proximal está representado por las secciones de la Playa (al NE de la ciudad de Camaná, figura 4) y la sección de la Quebrada Bandurria (a la salida norte de Camaná, figura 3).

En la parte inferior de las secuencias encontramos varios metros de bancos de lumaquelas constituidas de bioclastos que en su gran mayoría (más del 80 %) corresponden a fragmentos de grandes balanos. Algunos llegan a estar bien conservados (Foto 2). Los otros bioclastos son espículos de equinodermos, fragmentos de moluscos (ostras esencialmente), huesos y dientes de peces (dientes de tiburón fundamentalmente). Los clastos redondeados del substrato de la Unidad inferior están siempre presentes, así como también fragmentos subangulosos a angulosos que indican una rápida sedimentación y enterramiento ya que no han tenido el tiempo de haber sido redondeados por el vaivén de las olas. En las lumaquelas basales de la primera parasecuencia es común encontrar clastos gigantes del substrato, cuyo diámetro puede sobrepasar un metro, como en la zona de la Playa. (Foto 3). Por encima de las lumaquelas

encontramos *bedsets* granodecrecientes de areniscas arcósicas muy gruesas, gruesas y medianas con abundantes bioclastos; los dientes de tiburón y los huesos de mamíferos marinos que permitieron datar la Unidad inferior provienen generalmente de estas areniscas arcósicas. La parte superior de la unidad está ocupada por secuencias de areniscas arcósicas medianas y, a veces, finas.

El conjunto distal

Lo encontramos en las secciones de La Mina o de la Quebrada Bandurria (figura 3). Las cuatro parasecuencias muestran la misma evolución que en el conjunto proximal. Cada una es granodecreciente así como lo es el conjunto de la Unidad inferior. Las partes inferiores de las parasecuencias están constituidas por areniscas muy gruesas, a veces microconglomeráticas y muy bioclásticas. Hacia la parte superior la parasecuencia se vuelve más fina, mostrando areniscas gruesas y medianas, a menudo bioturbadas y, según los lugares, con laminaciones horizontales, planares, en artesas y *wavy-bedding*.

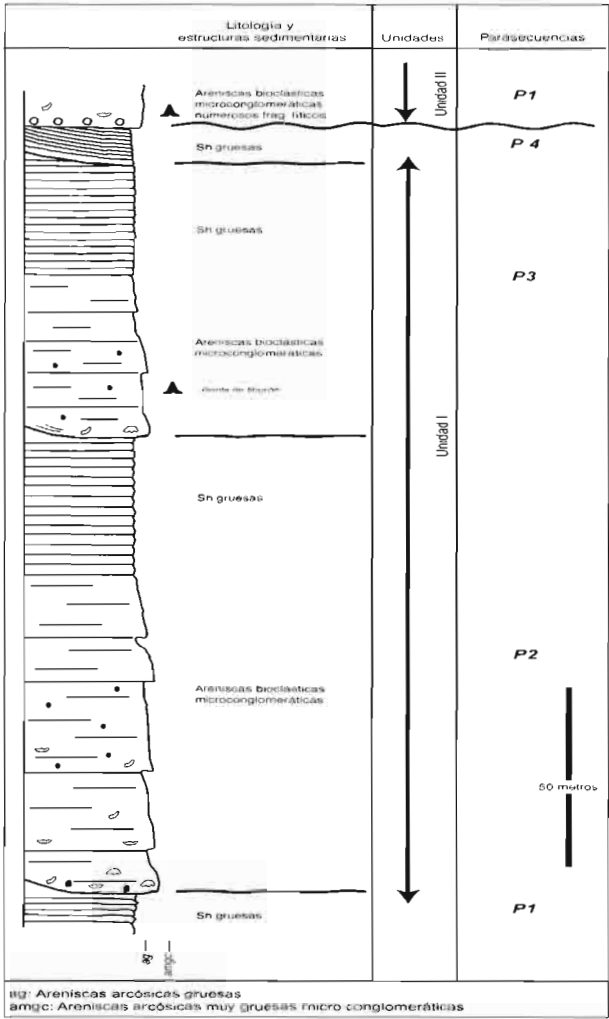


Fig. 3: Unidad inferior de la Formación Camaná en la Quebrada Bandurria (según Vega 2002)

Ambiente sedimentario

La naturaleza de los granos (esencialmente bioclastos de balanos), las estructuras sedimentarias visibles en algunos bancos de areniscas cuando la bioturbación no las ha borrado y los tipos de secuencias elementales son buenos indicadores de los medios ambientes representados en la Unidad inferior.

Las lumaquelas de balanos se han formado muy cerca de una ribera rocosa (los balanos viven fijados en las rocas). Dichas lumaquelas no presentan una gran proporción de fragmentos líticos y nunca están mezcladas con limos o arcillas. Esto indica que se originaron en el lugar de mayor tracción de las olas marinas a partir de los esqueletos de balanos y otros animales arrastrados de la línea de costa. Se sabe que este lugar de mayor energía del mar se encuentra a muy poca profundidad, probablemente a una profundidad equivalente al tercio o al cuarto de la longitud de onda de las olas (Dabrio, 1992). No hay forma de saber cual era la longitud de onda de las olas durante el período de sedimentación de la Unidad inferior, pero hay mucha probabilidad para que las lumaquelas se hayan acumulado a una profundidad que no sobrepasaba los 4 o

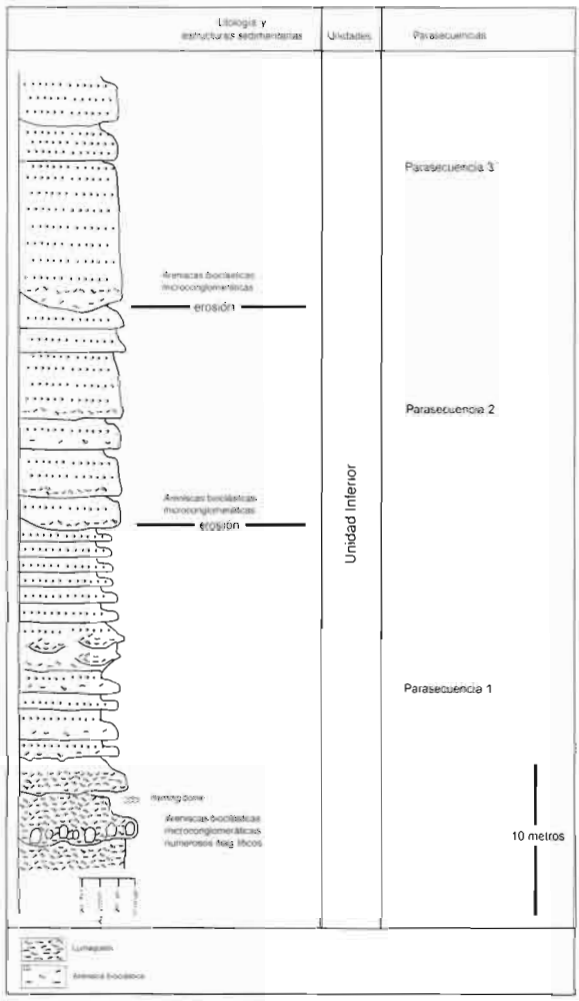


Fig. 4: Unidad inferior de la Formación Camaná en la Playa (según Vega 2002)

Foto 2: Detalle de una lumaquela compuesta por fragmentos de Balanus, algunos de ellos bien conservados (Base de la Unidad inferior de la Fm Camaná (La Playa).



Foto 3: Base de la unidad inferior de la Fm. Camaná en La Playa, con grandes bloques de granito dentro de las lumaquelas.



Foto 4: Cerro San Cristobal, orilla derecha del Río Camaná. Nótese los sedimentos gruesos a algunos centenares de metros mar adentro de la antigua playa, en el lugar de mayor energía de las olas.



5 metros. Otro ambiente donde se acumulan los bioclastos es la misma línea de playa, a partir del material producido en la zona de rompiente de las olas (*breaker zone*), ubicada a pocos metros de profundidad. En el Cerro San Cristóbal, orilla derecha del Río Camaná, en la última parasecuencia de la Unidad I se ve muy bien que las facies más gruesas se encuentran no en el mismo contacto con el paleorelieve (la antigua playa), pero sí a unos 80 ó 100 metros de este contacto en dirección del mar. (Foto 4)

Por encima de las lumaquelas encontramos areniscas gruesas bioclásticas y por encima areniscas gruesas a medianas. Estas areniscas son a menudo afectadas por bioturbaciones. Las estructuras observadas en estos niveles son surcos, ondulaciones de olas (*wavy-bedding*), estructuras de tormenta que se pueden atribuir a la zona de *shoreface*.

Globalmente, la Unidad inferior muestra una evolución transgresiva pero que se queda en un rango batimétrico relativamente débil. Las facies y las secuencias ambientales representadas corresponden a profundidades que varían de 0 a 15-20 metros. La gran cantidad de bioclastos de animales de esqueleto grueso (balanos, ostras) indica un litoral esencialmente rocoso y un mar dominado por las tormentas y con fuerte oleaje. Las estructuras de oleaje (*wavy-bedding*) son frecuentes. La repartición de las secciones proximales y distales nos dan una aproximación de la forma de la costa en los tiempos de la Unidad inferior; al parecer, en lo que ahora es el delta del Río Camaná existía un gran golfo ya que las facies más proximales se encuentran al SE de Camaná en los acantilados del lugar mencionado, La Playa, y al WNW de Camaná en la sección de La Chira. En los lugares donde está visible el contacto entre la Unidad inferior y el substrato (orilla derecha del Río Camaná por ejemplo) se nota el *onlap* de la Unidad inferior sobre el continente, lo que se traduce como una transgresión marina, no muy pronunciada pero efectiva, que permitía que, a medida que subía el nivel del mar la línea de costa migraba hacia el continente.

Contenido fosilífero y edad de la Unidad inferior

Los diferentes niveles de la Unidad inferior de la Fm. Camaná han proporcionado una rica fauna tanto de vertebrados como de invertebrados. La determinación de las edades de los restos de vertebrados (dientes de selacios, restos de mamíferos) precisan las edades dadas por los fósiles invertebrados descritos por Pardo *in* Pecho y Morales (1969). Estos últimos autores no habían separado la Formación Camaná en dos unidades.

No mencionaremos aquí el conjunto de los fósiles de vertebrados que encontramos, eso será el objeto de otro trabajo más orientado a la bioestratigrafía de la Formación Camaná, solo indicaremos los fósiles diagnósticos. Las determinaciones de los dientes de selacios fueron realizadas por el Biólogo José Apolín y la de los restos de mamíferos por Christian de Muizon; agradecemos a estos dos especialistas por su contribución científica a nuestro trabajo.

Sólo las parasecuencias 1, 3 y 4 han dado fósiles característicos. El nivel más fosilífero es el potente banco de 20 metros de espesor de areniscas arcósicas gruesas microconglomeráticas del sitio dicho La Mina (en la Quebrada Juan Pablo, orilla izquierda del Río Camaná) explotado como material de construcción y que pertenece a la parasecuencia 4 (Foto 5). Al interior de la parasecuencia 1 se ha encontrado *Carcharocles angustidens* de edad Oligoceno superior, al interior de la parasecuencia 4 encontramos dos especies que son *Carcharocles angustidens* e *Isurus cf. oxyrinchus*; los dientes de la parasecuencia 1 están menos evolucionados que los de la parasecuencia 4 en lo que corresponde al *Carcharocles oxyrinchus*. En la parasecuencia 4 también se halló una bulla timpánica de una ballena dentada arcaica de la familia Aetiocetidae de edad Oligoceno superior, siendo este el primer hallazgo de este fósil en el Perú y el tercero en el mundo (C. De Muizon, com. verbal).

En conclusión, todos estos fósiles indican una edad del Oligoceno superior, lo que no está en contradicción con la edad de 26 Ma aproximadamente propuesta para el límite discordante entre la Unidad inferior y la Unidad superior.

LA UNIDAD SUPERIOR

Descansa en fuerte discordancia erosional y angular sobre la Unidad inferior como se lo puede apreciar en las colinas al Este de la ciudad de Camaná o en la orilla derecha del Río Camaná (figura 1). En otros lugares, como en la sección de la Chira (carretera Panamericana) el contacto entre las dos unidades está afectado por fallas de poco rechazo pero no se notan con claridad las relaciones geométricas entre ellas. Finalmente, hacia el interior del continente ya que la Unidad superior ha tenido una mayor extensión, la vemos descansar directamente sobre el substrato Precámbrico y Paleozoico.

Litológicamente, lo veremos más abajo, la Unidad superior está constituida por sedimentos marinos globalmente más finos que la Unidad inferior, lo que indica una profundización de la cuenca.

Descripción general

Así como se lo puede apreciar en la (figura 2), la Unidad superior tiene la misma evolución vertical que la Unidad inferior. Es globalmente granodecreciente y está constituida por cuatro parasecuencias ellas mismas granodecrecientes, es decir de evolución "transgresiva". Cada parasecuencia está separada de la precedente por una superficie de erosión que atribuimos a un descenso del nivel de base (posiblemente de origen tectónico, por ejemplo un pulso de levantamiento) respecto al continente, generando una erosión de los sedimentos de la parasecuencia anterior, cuya génesis es la misma que la explicada para las de la Unidad inferior.

Los niveles más gruesos se encuentran en las bases de las dos primeras parasecuencias (figura 5). Están



Foto 5: “La Mina”. Gran banco de areniscas bioclásticas de la parte superior de la Unidad inferior que ha proporcionado una rica fauna de vertebrados

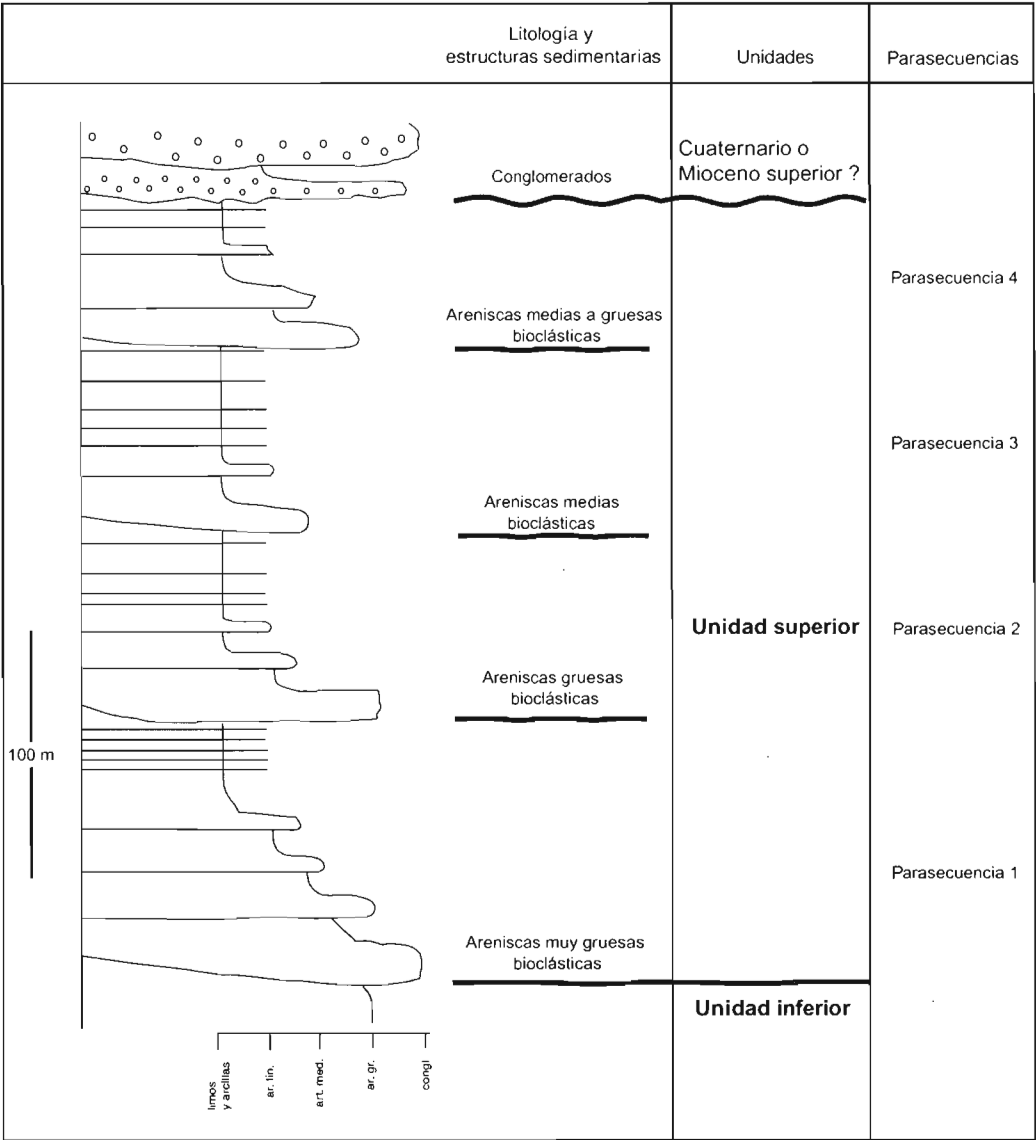


Fig. 5: Sección estratigráfica compuesta de la Unidad superior de la Formación Camaná conjunto La Mina-Punta Gorda (Según Vega 2002)

representados por lumaquelas compuestas mayormente por fragmentos de grandes balanos, de ostras, de gasterópodos, de bivalvos, de equinodermos, de esqueletos de vertebrados; siempre están presentes fragmentos líticos del substrato.

Las areniscas gruesas y muy gruesas bioclásticas son de color gris y ocre en su mayoría. Muestran a veces estructuras sedimentarias indicando un medio marino muy proximal: laminaciones horizontales toscas, canales, *wavy-bedding*. Es generalmente en las areniscas gruesas que se encontraron los dientes de tiburones que han permitido datar la serie. Estas areniscas gruesas conforman la parte mediana de la parasecuencia 1, la parte inferior de la parasecuencia 2 y las partes basales de las parasecuencias 3 y 4. Esta disposición es evidentemente relativa, ya que en las zonas proximales las parasecuencias son forzosamente más gruesas que en las partes distales. En la base de la parasecuencia 4, se encuentran también lumaquelas, pero son poco potentes (menos de un metro) y de medio de poca agitación ya que están construidas por moluscos en su mayoría enteros. Pueden representar tal vez el comienzo de la regresión marina.

Los sedimentos finos son areniscas finas y limos más o menos arcillosos y tufáceos. Son de color gris claro, blanco o amarillento. Las estructuras sedimentarias (laminaciones horizontales finas, ondulitas, *wavy-bedding*) son frecuentemente destruidas por bioturbaciones. En ciertos afloramientos los sedimentos finos se superponen sin intercalaciones de niveles gruesos, formando pequeñas secuencias decimétricas a métricas de arenas finas evolucionando a limos; se da esta disposición en la partes distales. En otros lugares, que corresponden a zonas más proximales, las secuencias

muestran en su base algunos centímetros (hasta 30 o 40 cm) de areniscas gruesas bioclásticas; veremos más abajo la interpretación que le damos a estas disposiciones (1. 3. 2. Medio ambiente).

La mayor parte de los afloramientos de la Unidad superior de la Fm. Camaná se encuentran en borde del mar en el cuadrángulo de Camaná y de la Yesera (Pecho y Morales, 1969) así como se lo puede ver en el mapa de la figura 1. Sin embargo se han descrito afloramientos de sedimentos marinos mucho más tierra adentro sobrepasando estos límites en la región de Cuno-Cuno (Foto 6) y de la Pampa Gramadal al sur de Caravelí (Pecho, 1983); dichos sedimentos marinos están intercalados en la parte inferior de la Formación Moquegua superior (Marocco 1984, Huamán, 1985). En la Pampa Gramadal se trata, de 30 metros de lumaquelas compuestas esencialmente por grandes gasterópodos (turrítelas) mientras que en la región de Cuno-Cuno (algunos kilómetros más hacia el este) los sedimentos marinos son más proximales que los de Pampa de Gramadal, cuya naturaleza es la misma que las dos parasecuencias inferiores de la Unidad superior de la Formación Camaná. Esta intercalación marina había sido considerada del Eoceno (Fm. Paracas) por Pecho (1983) debido a las turrítelas encontradas. Huamán (1985) y Nobel et al. (1985) mostraron que las intercalaciones de pómez y de tufos en los sedimentos marinos daban una edad de 24.5 y 25.5 Ma, lo que emplaza los sedimentos marinos en el Oligoceno terminal. Esta edad es coherente con la edad Oligoceno superior-Mioceno inferior de los moluscos de la intercalación marina (De Vries, 2001). Correlacionamos estos sedimentos marinos, actualmente ubicados a más de 2000 metros de altura con la parte inferior de la Unidad superior, posiblemente la primera parasecuencia.

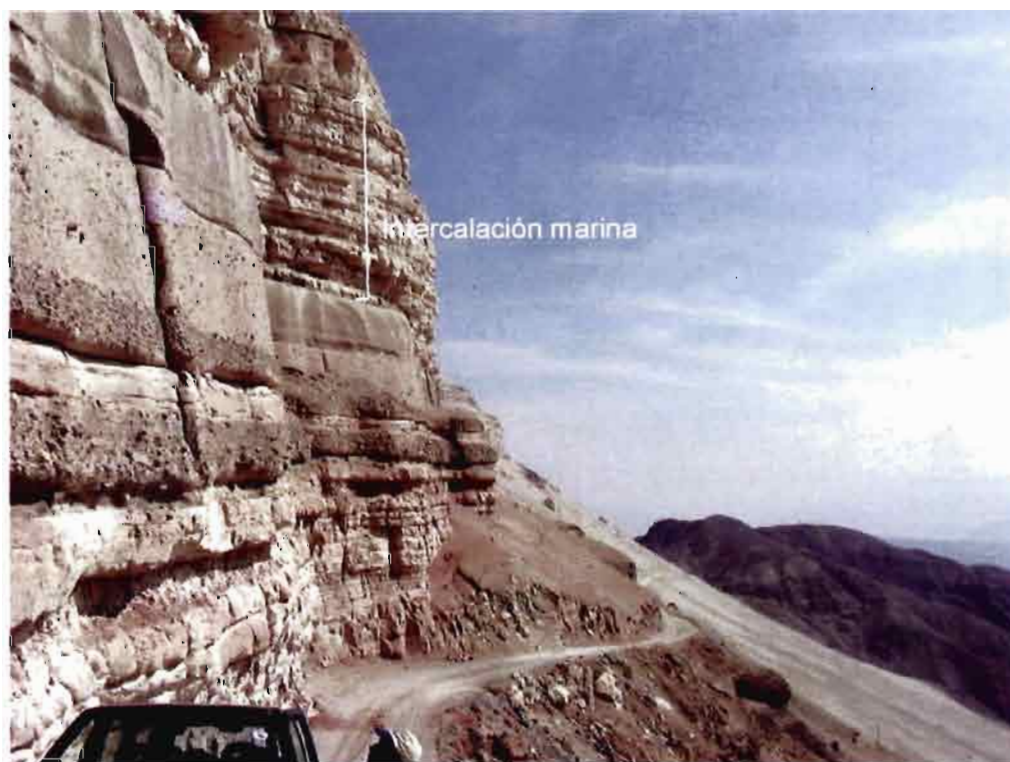


Foto 6: Intercalación marina en la Fm. Moquegua superior. Cuno-Cuno

El ambiente sedimentario de la Unidad superior

Es muy comparable al de la Unidad inferior. Las partes inferiores de las parasecuencias están ocupadas por sedimentos muy proximales (lumaquelas, areniscas arcóscas bioclásticas gruesas a muy gruesas) que corresponden al retorno del mar después de la “regresión forzada” que generó la superficie de erosión que constituye la discontinuidad basal de la parasecuencia. Son sedimentos de medios marinos agitados con fuerte oleaje. Todos estos sedimentos gruesos se depositaron entre 0 metros (la línea de playa) y 5 a 10 metros de profundidad, dependiendo de la pendiente del fondo del mar y de la longitud de onda de las olas costeras. Se trata de las zonas de *backshore* y *shoreface*. Como ya lo vimos anteriormente para la Unidad inferior, las lumaquelas que conforman la base de la primera parasecuencia se originaron en la zona de mayor agitación de las olas y en la zona del *breaker zone*.

Los sedimentos finos constituyen las partes superiores de las parasecuencias. Los tipos de secuencias elementales (arenas gruesas bioclásticas en la base pasando a arenas finas y limos bioclásticos bioturbados) indican un medio marino de poca agitación invadido de vez en cuando por pequeñas cantidades de sedimentos gruesos. El medio de sedimentación corresponde a una zona ubicada por debajo del nivel de base de las olas y de las mareas de buen tiempo (arenas finas y limos) los cuales son perturbados y erosionados cuando este nivel de base de las olas baja debido a la presencia de tormentas, depositando material grueso que arrastró desde la zona de playa (*shoreface*).

Edad de la Unidad superior

Tres parasecuencias han proporcionado fósiles de dientes de tiburones de valor estratigráfico (P 1, P2 y P4).

En la parasecuencia 1, encontramos a *Carcharocles* cf. *Subauriculatus* e *Isurus desori* que indican una edad Oligoceno terminal-Mioceno inferior. En la parasecuencia 2, el hallazgo de varios ejemplares de *Isurus desori* más evolucionados que los de la parasecuencia 1, indica una edad Mioceno inferior. Finalmente, los dientes de *Carcharocles megalodon* e *Isurus hastalis* de la parasecuencia 4 indican el Mioceno medio.

La edad Oligoceno terminal-Mioceno medio de la Unidad II es coherente con las edades de los foraminíferos descritos por Tsuchi et al. (1990), Tsuchi (1992) e Ibaraki (1992) en la Formación Camaná y con las edades de los moluscos descritos por DeVries (2001).

DINÁMICA DE LA CUENCA

Los datos litoestratigráficos, biostratigráficos y estructurales recolectados en el campo permiten presentar un modelo de evolución de la zona proximal de la cuenca

de ante-arco en su parte marina. Este modelo evolutivo empieza al inicio del Oligoceno superior y concluye tal vez al Mioceno medio.

LA FORMA Y EL CONTROL DE LA CUENCA DE ANTEARCO

La cuenca de ante-arco del sur del Perú muestra una orientación NW-SE paralela a la dirección orográfica general de los Andes peruanos al sur de la deflexión de Abancay (figura 6).

Pensamos que la disposición morfoestructural del ante-arco sur peruano ha sido la misma desde el Oligoceno terminal, es decir a partir del reajuste geodinámico global ocurrido alrededor de 26 Ma. Los únicos cambios que han podido producirse son los debidos al desplazamiento de la línea de costa (hacia el océano o hacia el continente) en función de las fluctuaciones de nivel de base y de la actividad tectónica. La observación de las líneas sísmicas *offshore* que PERUPETRO nos autorizó consultar indica claramente que la morfología de la plataforma continental y la acumulación sedimentaria se desarrollaron en un contexto extensivo con formación de fallas normales y lístricas (sintéticas y antitéticas) que en su mayoría presentan una vergencia hacia el Este. Las fallas lístricas principales han determinado el desarrollo de estructuras de tipo *roll over*, estas fallas presentan un tren de alineamiento aproximadamente paralelo a la costa y una cierta concavidad y buzamiento hacia el continente. Una de estas fallas se observa a tierra en dos afloramientos; uno a 25 km al WNW de Camaná, en la bajada La Chira; el otro 8 km al SE de Camaná a la salida hacia Arequipa (figura 1).

Al no existir pozos de control en la zona *off shore*, quedan relativizadas todas las correlaciones entre los sedimentos a tierra, de edad conocida y sus supuestos equivalentes *off shore*. Sin embargo, al analizar la pila sedimentaria observada en las líneas sísmicas *off shore* hemos identificado cuerpos sedimentarios cuyas características permiten, en primera aproximación, ser correlacionados con las dos unidades de la Formación Camaná. En la figura 7, que representa una interpretación de la línea sísmica 7241, mostramos que los cuerpos sedimentarios transgresivos U1B y U2B serían respectivamente los equivalentes de las unidades inferior y superior de la Formación Camaná a tierra (Vega, 2002).

Desde el Eoceno superior y hasta el Rupeliano superior el continente, al nivel del Sur del Perú, se encontraba en posición nítidamente más alta que en la actualidad. Efectivamente, durante el Rupeliano el nivel eustático del mar se ubicaba 200 metros más alto que en la actualidad. Los sedimentos transgresivos que constituyen la parte superior de la unidad 0 de la figura 7, que según nuestra interpretación pertenecen al Rupeliano medio (máximo de la transgresión), no lograron depositarse en el continente. No se conocen terrenos correspondientes a este período Eoceno terminal-Rupeliano en la costa del sur del Perú; solo en la costa del departamento de Ica, más

de 350 km al NW de Camaná, se han registrado sedimentos de esta edad: la Formación Paracas (Petersen, 1954).

Esta disposición del ante-arco con un continente muy alto comienza a modificarse al Rupeliano superior (alrededor de 30 Ma). La unidad regresiva U1A (figura 7) contemporánea de una baja del nivel de base presenta paradójicamente una ubicación más hacia al continente que la unidad transgresiva precedente lo cual estaría relacionado a la extensión y al funcionamiento de fallas normales. En el Chatiano, el nivel del mar fluctuaba entre 80 y 50 metros solamente por encima del nivel actual; es así que la unidad transgresiva UIB penetró en lo que actualmente es el continente emergido, para depositar la unidad inferior de la Formación Camaná. Esto nos permite afirmar que a partir de 30 Ma el continente comenzaba a bajar; probablemente esto es el inicio del reajuste geodinámico global a 26 Ma.

EL MODELO EVOLUTIVO

A partir del análisis de las series a tierra, gracias a la información sísmica disponible *off-shore* y tomando en cuenta lo expuesto en el acápite anterior podemos presentar un modelo evolutivo de la dinámica de la sedimentación en el ante-arco del Sur del Perú en la porción correspondiente a la región entre Atiquipa y Mollendo. La figura 8 sintetiza nuestra propuesta del modelo.

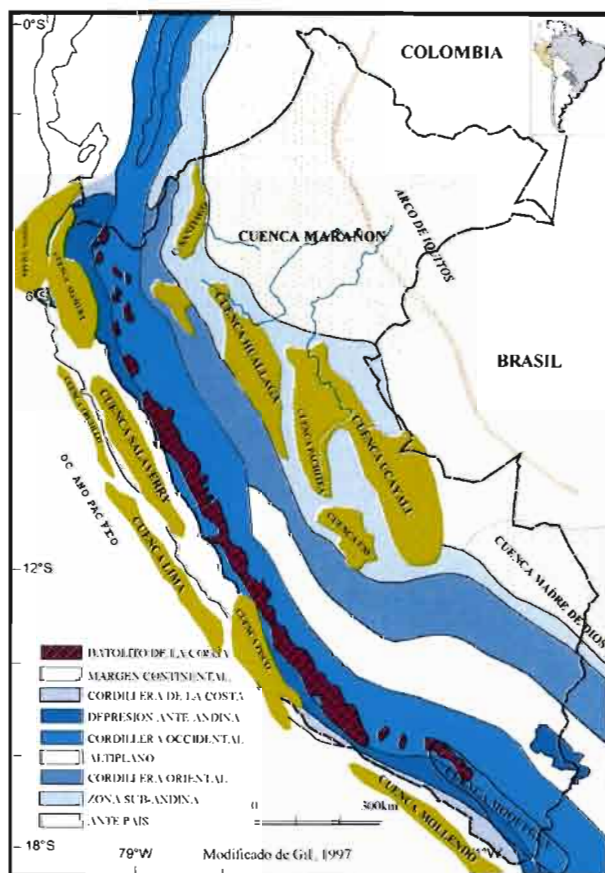


Fig. 6: Mapa de las Cuenas sedimentarias actuales del Perú Modificado de Gil 1997

Es en la parte *off shore* donde podemos observar el comienzo de la evolución terciaria del ante-arco del Sur del Perú. La Unidad U0 se depositó por encima de un substrato cuya parte superior es probablemente de edad mesozoica. Este substrato está basculado y afectado por un sistema de fallas normales buzando hacia el continente; algunas de estas fallas están selladas por la base de la U0, pero otras siguieron activas durante la sedimentación. Esta tectónica extensiva se correlaciona posiblemente con la descrita por Vicente (2000) en el curso inferior del Río Grande, 350 km al NW de Camaná.

La descripción del modelo que presentamos se divide en dos períodos: Uno Eoceno superior-Oligoceno inferior y el Oligoceno superior-Mioceno medio.

El Eoceno superior-Oligoceno inferior.

El primer cuerpo identificable en las líneas sísmicas es el cuerpo U0A, el cual es regresivo y descansa sobre sedimentos más antiguos que podrían haberse desarrollado durante un cortejo de sistema transgresivo (*Transgressive system tract*) ó alto (*High stand system*) de edad bartoniana. Durante el Rupeliano se produce una transgresión responsable de la sedimentación del cuerpo transgresivo U0B. En la parte actualmente emergida del continente no se encuentran afloramientos correspondientes al cuerpo U0B, sea por que fueron erosionados o sea por que el continente se encontraba levantado o en proceso de levantamiento, ya que en ninguna parte de la costa peruana se han descrito afloramientos del Oligoceno inferior; en este tiempo la sedimentación marina estaría restringida a las partes más distales del antearco.

Oligoceno superior-Mioceno medio

Al final del Rupeliano se produce una fuerte regresión en el mismo tiempo que una modificación estructural drástica de la margen peruana. En efecto, el cuerpo sedimentario regresivo U1A que se superpone a la Unidad U0B, tiene una disposición más cercana al continente que el cuerpo U0B; esto quiere decir que por lo menos en esta zona, los terrenos más proximales habrían bajado respecto a su posición anterior. Esto reflejaría un funcionamiento activo de las fallas lítricas principales dentro del contexto extensivo que gobernaba la cuenca. Esta acentuación de la actividad de las fallas se inició posiblemente alrededor de 30 Ma. Los sedimentos continentales conglomeráticos encontrados localmente por debajo de la Unidad inferior de la Fm. Camaná (Playa La Chira) (Foto 7) constituirían los equivalentes continentales fluviales del cuerpo marino regresivo U1A. A partir del Chatiano inferior comienza una transgresión que por primera vez penetra en lo que es actualmente el continente emergido. Esta transgresión da lugar a la Unidad U1B *offshore* y a la Unidad inferior de la Fm. Camaná (Unidad I). Mientras este cuerpo transgresivo continuaba depositándose se produce el evento geodinámico del cual ya hemos hablado que determinó la discordancia erosional

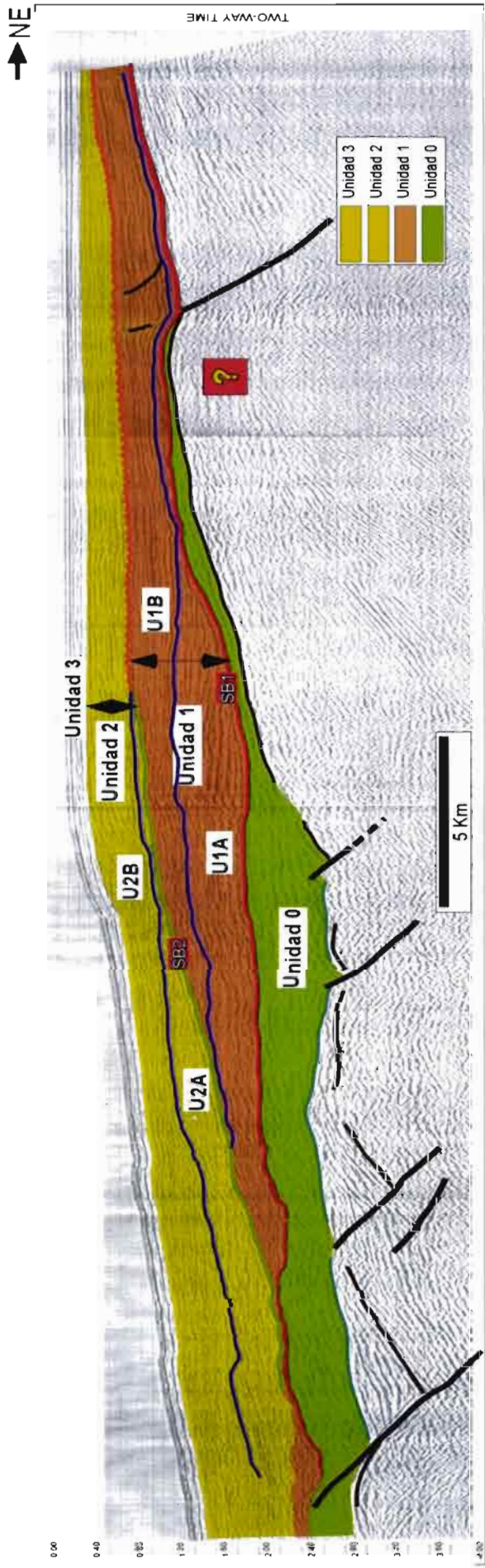


Fig. 7.- Interpretación de la línea sísmica 7241 (Según Vega 2002)

y localmente angular observada entre las dos unidades de la Fm. Camaná a tierra y, entre U1B y U2 en la zona *offshore*.

Como ya lo vimos anteriormente la cuenca de ante arco del Sur del Perú durante el Oligoceno superior-Mioceno medio se encontraba dividida en dos cuencas: una marina distal (Cuenca Camaná) y otra continental proximal (Cuenca Moquegua); separadas por una zona positiva (Cordillera de la Costa). Mientras que en la cuenca marina se produjo la sedimentación de las unidades que acabamos de describir, en la cuenca continental se acumulaban los sedimentos fluviales de la Formación Moquegua inferior. En primera aproximación podemos correlacionar esta Formación con la Unidad inferior de la Formación Camaná. Los sedimentos de la Formación Moquegua inferior proceden del desmantelamiento del arco volcánico; no se encuentran en esta, evidencias de un volcanismo contemporáneo de la sedimentación lo mismo que es evidente en la Unidad inferior de la Formación Camaná; esto sugiere que el arco volcánico era inactivo por lo menos en su parte occidental durante este período de tiempo.

El reajuste geodinámico también provocó y/o favoreció el desarrollo de una regresión forzada de gran magnitud, cuya génesis estaría asociada al levantamiento del continente (responsable de una emersión y una

erosión), el mar se restringe a la parte distal del antearco donde se depositó la Unidad regresiva U2A, cuya génesis se debe principalmente a la tectónica que a una bajada eustática del mar. Posteriormente, hacia el límite Chatiano-Aquitano inferior se reinstaura la transgresión marina la cual terminará en el Langhiano-Serravaliano, cuyos depósitos constituyen la Unidad U2B *offshore* y la Unidad Superior de la Formación Camaná. Probablemente es al inicio de esta transgresión que el mar pasa por encima de la Cordillera de la Costa y penetra en la cuenca Moquegua, siendo esta la única evidencia con que se cuenta de una incursión marina al interior de la cuenca Moquegua, esto está en aparente contradicción con el hecho de que durante todo el Mioceno inferior y medio el nivel eustático del mar experimenta una subida constante. Pensamos que la Cordillera de la Costa y la Cuenca Moquegua subieron con respecto al antearco Occidental por intermedio de un sistema de fallas bordeando a la Cordillera de la Costa.

Es importante señalar que posteriormente a 26 Ma la actividad volcánica contemporánea de la sedimentación, aunque limitada a algunos bancos de cineritas se hace presente en la cuenca Camaná, indicando la reactivación de la parte Occidental del arco volcánico. Los productos de esta actividad volcánica son mucho más abundantes en la cuenca Moquegua.

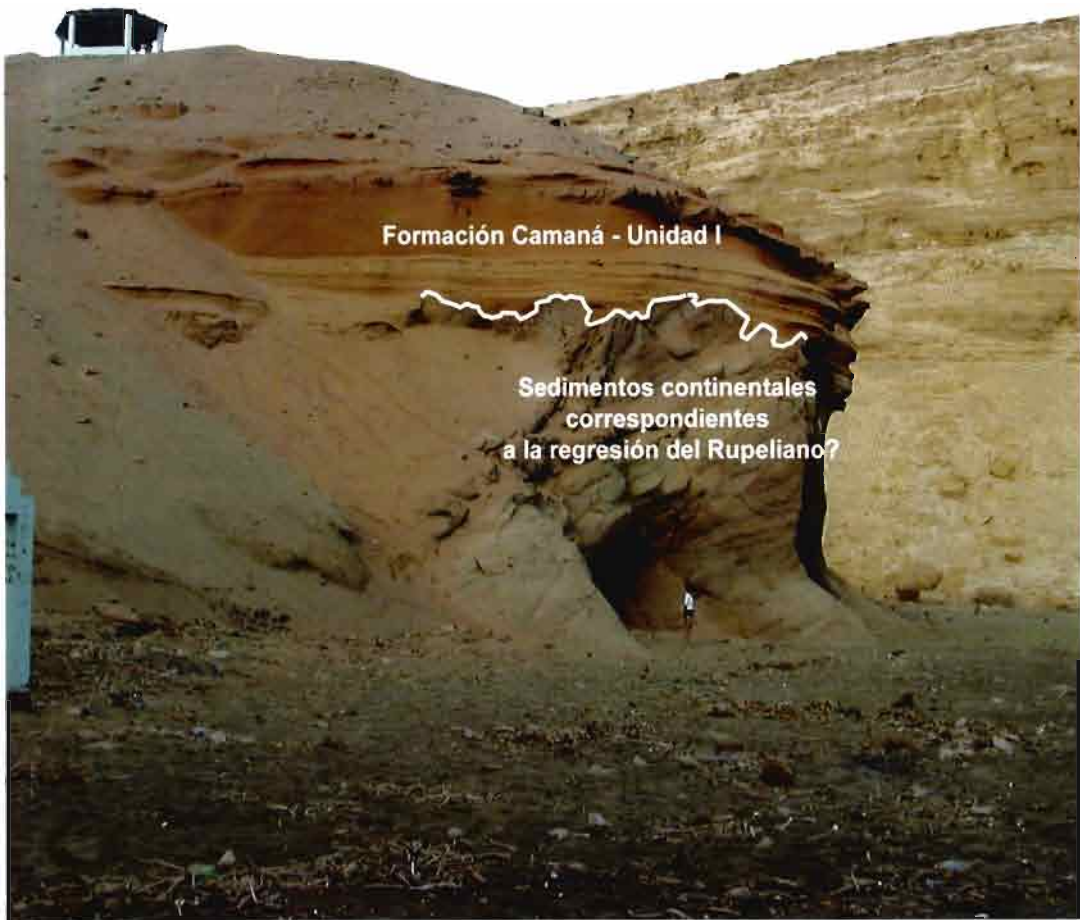


Foto 7: Los sedimentos continentales conglomeráticos encontrados localmente por debajo de la Unidad inferior de la Formación Camaná

CONCLUSIONES

El estudio de la Formación Camaná que hemos presentado, como cualquier trabajo de investigación, resuelve algunos problemas pero plantea muchos otros. Parte de las interpretaciones realizadas quedan relativizadas por la falta de control estratigráfico de las series sedimentarias *offshore* pese a que las series a tierra son mucho mejor conocidas. En el estado actual de los conocimientos, podemos concluir lo siguiente sobre los aportes de nuestro trabajo:

A tierra.- La Formación Camaná ha sido dividida en dos unidades depositadas en un ambiente marino silicoclástico alcanzando batimetrías de hasta 50 m de profundidad. Esta división está dada gracias a la existencia de una discordancia erosiva y angular asociada al reajuste geodinámico del final del Oligoceno. Se ha podido analizar la Formación Camaná en términos de estratigrafía secuencial: cada unidad está constituida por cuatro parasecuencias transgresivas, conformando cada unidad un *set* de parasecuencias con un patrón de apilamiento transgresivo.

Del punto de vista bioestratigráfico mostramos que los vertebrados pueden constituir excelentes fósiles diagnósticos; las informaciones de edad que aportan coinciden con los microfósiles y los moluscos

anteriormente encontrados y datados. Los dientes de tiburones, por la evolución progresiva de su heterodontía, permiten, en ciertos casos ser más precisos que los otros fósiles.

En la parte marina.- Si son válidas las edades que atribuimos a las diferentes series sedimentarias identificadas en los registros sísmicos, se puso en evidencia que la cuenca de antearco del Sur del Perú se habría desarrollado en gran parte de su evolución en un contexto extensivo. Según la zona donde nos encontremos en el área de estudio la deformación será de mayor o menor intensidad. Cuando nos alejamos más hacia el Sur la deformación es menor con desarrollo de importantes fallas lítricas con vergencia hacia el continente y desarrollo de estructuras de tipo roll over, mientras que cuando nos aproximamos más hacia el Norte vale decir en dirección hacia la dorsal de Nazca la deformación es más importante con presencia de fallas normales sintéticas y antitéticas que no llegan a ser lítricas. Estas habrían dado lugar al desarrollo de grábenes y semigrábenes. El control extensivo se habría visto modificado con el cambio geodinámico global materializado por la discordancia erosiva y localmente angular (asociada a una regresión forzada de gran intensidad) que comenzó alrededor de 30 Ma y culminó en el Oligoceno superior, cuando el continente inició su descenso respecto al nivel eustático del mar.

REFERENCIAS

- ADAMS J. L. (1906).- Caudal, procedencia y distribución de aguas en los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna. *Bol. Cuerpo Ing. y Petrol.* 45, pp.45-61.
- CAMPBELL C.V. (1967).- Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, vol 8, pp. 7-26.
- DABRIO C. J. (1992).- Playas e Islas barrera-lagoon. Sedimentación marina Siliciclástica. En: Sedimentología: Nuevas tendencias, Vol 1. Coordinador Alfredo Arche. Consejo superior de investigaciones científicas. España.
- DEVRIES T. J. & SCHRADER H. (1997).- Middle Miocene marine sediments in the Pisco Basin (Peru). *Bol. Soc. Geol. del Perú*. Vol. 87, pp.1-13.
- DEVRIES T. J. (2001).- Molluscan evidence for an Oligocene-Miocene age of Paracas Beds in Southern Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Bol 92 (2001) pp.57-65
- GRZYBOWSKI J. (1899).- Los Depósitos Terciarios del Perú Septentrional y su Fauna de Moluscos. Traducción G. Petersen 1937, *Bol. Min. Ind. Const., Esc. Nac. Ing., Serie 3, Tomo 89*.
- HANDSCHUMACHER D. W. (1976).- Post-Eocene plate tectonics of the Eastern Pacific, in the Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin. *Geophys. Monogr. Vol 19, edited by G.H. Sutton, M. H. Manghuni, R. Moberly, and E. U. McAfee*, pp. 177-202. AGU, Washington, D.C.
- HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987).- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Sciences* 235. pp. 1156-1167.
- HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M., JACQUIN T., DE GRACIANSKY P. & VAIL P. (1998).- Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. In: Mesozoic and Cenozoic Sequences Stratigraphy of European basins eds. P. Ch. de Graciansky, J. Hardenbol., T. Jacquin., P. Vail. *Society for Sedimentary Geology. Special Publication N° 60*
- HUAMÁN R. (1985).- Evolution Tectonique Cénozoïque et Néotectonique du Piemont Pacifique dans la Région d'Arequipa (Andes de Sud Perou). *Thèse Univ. Paris XI, Orsay*, 219 pp.
- IBARAKI M. (1992).- Neogene planktonic foraminifera of the Camana Formation, Peru: Their geologic age and paleoceanographic implications. *Reports Andean Studies, Shizuoka University. special vol 4*, pp. 9-19.
- IDDINGS A. & OLSSON A. A. (1928).- Geology of Northwest Peru. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.* Vol 12.
- MAROCO R. (1984).- Dynamique du remplissage d'un bassin intramontagneux cénozoïque Andin. Le bassin de Moquegua (sud du Pérou). *Ch. ORSTOM, Paris, 14 (sér. géol.)*, 117-140.
- MACHARÉ J., DEVRIES T., BARRON J. & FOURTANIER E. (1988).- Oligo-Miocene Transgression along the Pacific Margin of South America: *Geodynamique*, Vol.3 N° 1-2, pp.25-38.
- NEWELL N. D., CHRONIC J. Y ROBERTS T. (1953).- Upper Paleozoic of Peru. *Geol. Soc. of Amer. Memoir* 58, 276 pp.
- NOBEL D. C., SEBRIER M., MEGARD F. & MCKEE E. (1985).- Demonstration of two pulses of Paleogene Deformation of Andes of Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol 73, pp. 345-349.
- PARDO A. (1969).- Anexo Paleotológico in: Pecho y Morales, Geología de los Cuadrángulos de Camaná y la Yesera. *Bol. Carta Geol. Nac.* N° 21 Perú.
- PECHO V. (1983).- Geología de los cuadrángulos de Pausa y Caravelí. *Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Boletín N° 37*.
- PECHO V. & MORALES (1969).- Geología de los Cuadrángulos de Camaná y La Yesera *Bol. Carta Geol. Nac.* N° 21.
- PETERSEN G. (1954).- Informe preliminar sobre la Geología de la Faja Costanera del Departamento de Ica. *Empresa Petrolera Fiscal* 1, pp.33-76.
- PILGER R. H. (1983).- Kinematics of the South American Subduction zone from

- global plate reconstructions *In Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs, Geodyn. Ser.* Vol. 9, edited by R. Cabré, pp. 113-125.
- RIVERA R.** (1950).- Geología del valle de Camaná y Majes. Tesis Universitaria de grado de la Universidad San Agustín de Arequipa.
- RÜEGG W.** (1952).- The Camana Formation and the Andean Post Orogenic Uplift. *Bull. As. Suisse des Géol. et Ing. Du Pétrole*, Vol. 19, N° 57, pp. 7-12.
- TSUCHI R.** (1990).- Fundamental data on Cenozoic biostratigraphy of the Pacific coast of Peru supplement. *Reports of Andean Studies Shizuoka University. Special Volumen 3*, pp. 47-57.
- TSUCHI R.** (1992).- Neogene events in Japan and on the Pacific Coast of South America. *Revista Geológica de Chile*, vol. 19, N° 1, pp. 67-73.
- VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER W., MITCHUM R. M., VAIL P. R., SARG J. F., LOUTIT T. S. & HARDENBOL J.** (1988).- An Overview of the Fundamentals of Sequences Stratigraphy and Key Definitions. *SEPM special publication 42*, pp. 39-45.
- VEGA M.** (2002).- La Cuenca de Antearco del Sur del Perú: Dinámica de la Sedimentación y Contexto Geodinámico de la Formación Camaná. *Tesis de Grado*, 182 pp.
- VICENTE J. C.** (2000).- Características de la Extensión Paleógena en el Sector Costero de Palpa (Provincia de Ica): Enseñanzas del Corte de Curso Inferior del Río Grande. *Bol. Soc. Geol. del Perú*, Vol. 90, pp. 95-106.

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

Ivanoff IBARRA ¹, Miriam MAMANI ¹, Rildo RODRÍGUEZ ^{1,2},
Thierry SEMPERE ³, Víctor CARLOTTO ⁴ & Gabriel CARLIER ⁵

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: carlotto@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 pirita), 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-verduzco, y areniscas micáceas bien estratificadas en capas de 10 a 20 cm, intercaladas con

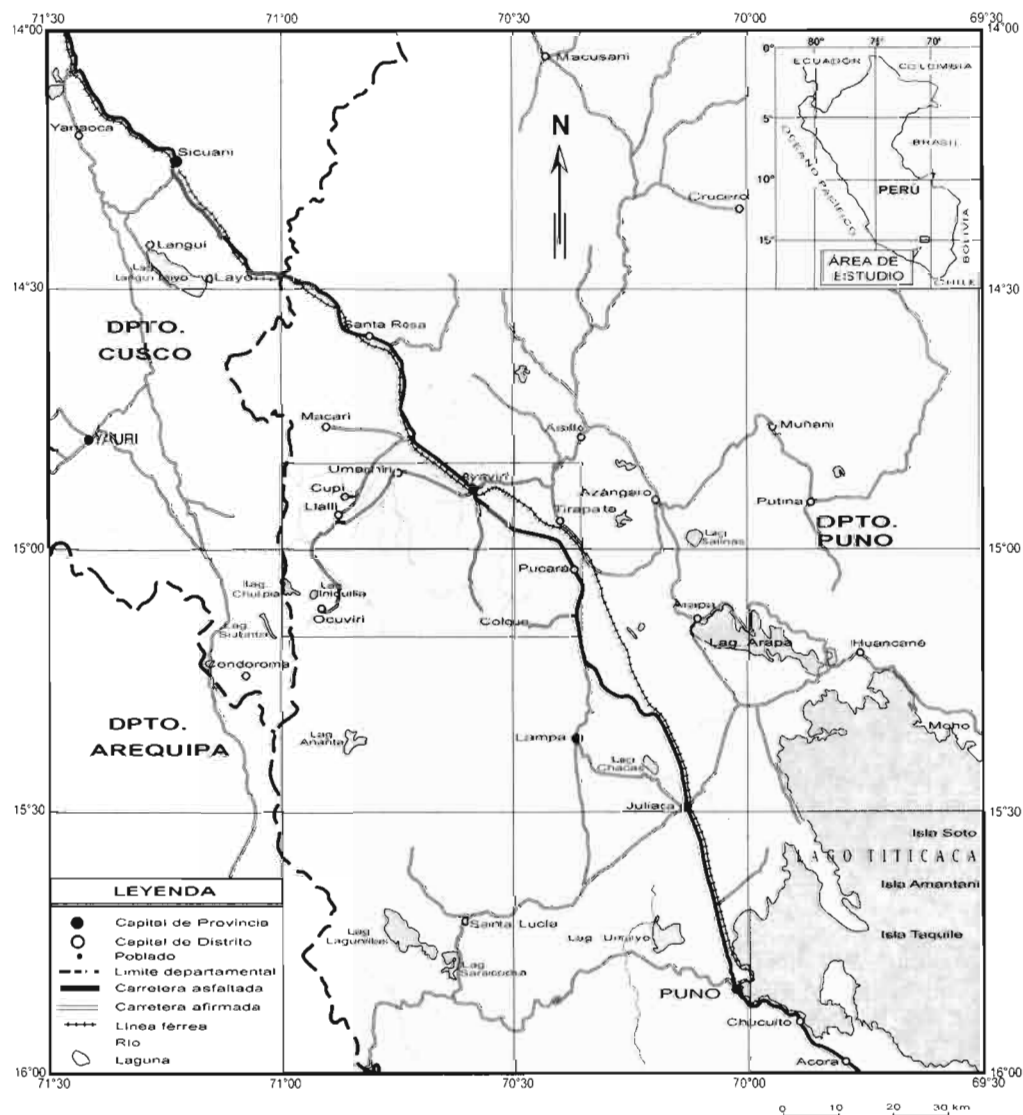


Fig. 1: Mapa de ubicación y accesibilidad de la zona de estudio

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 volcano-detrítica roja acumulada en grábenes continentales (Sempere et al., 2002, 2004a [este volumen]).

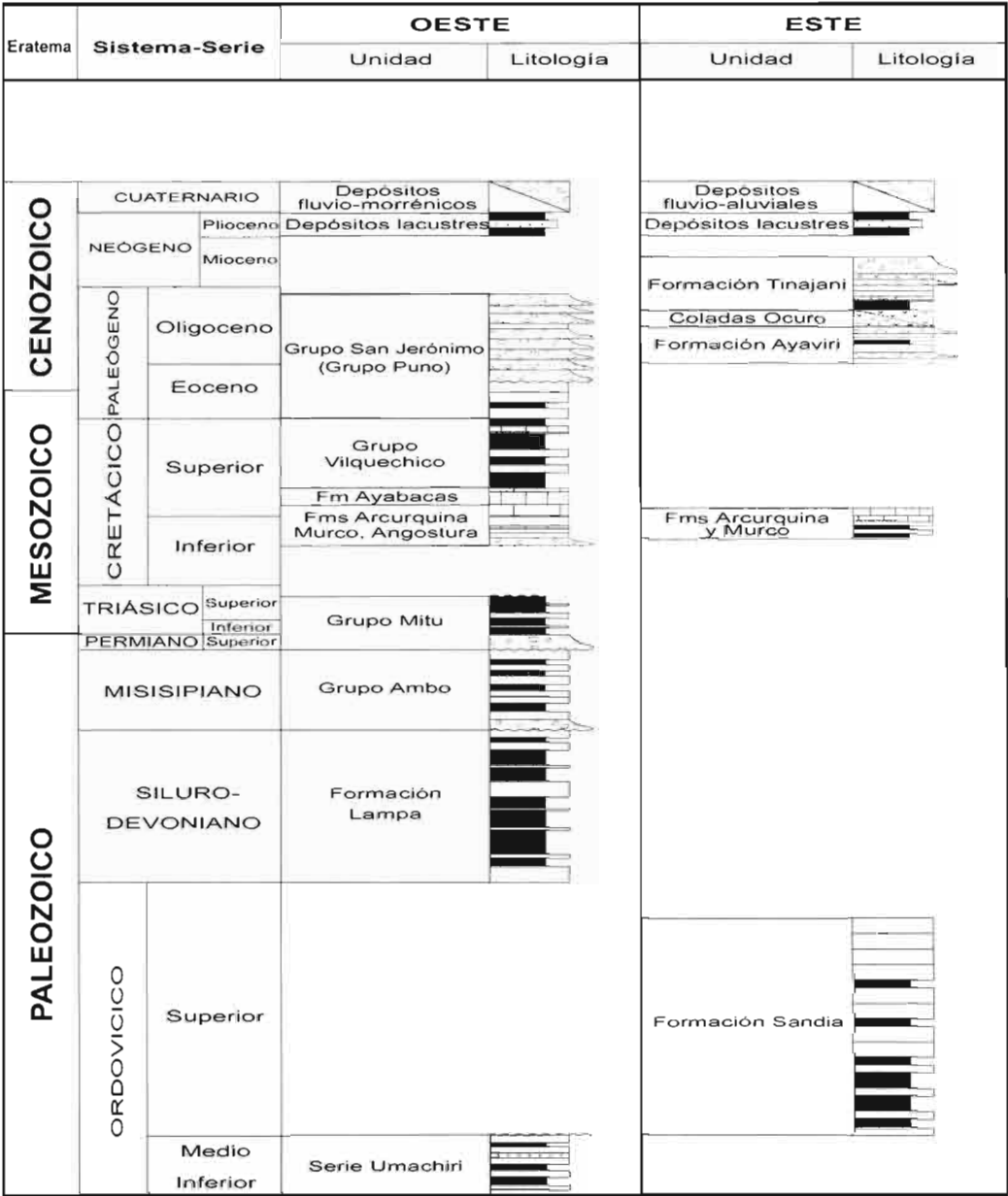


Fig. 2: Columna estratigráfica de la zona de estudio

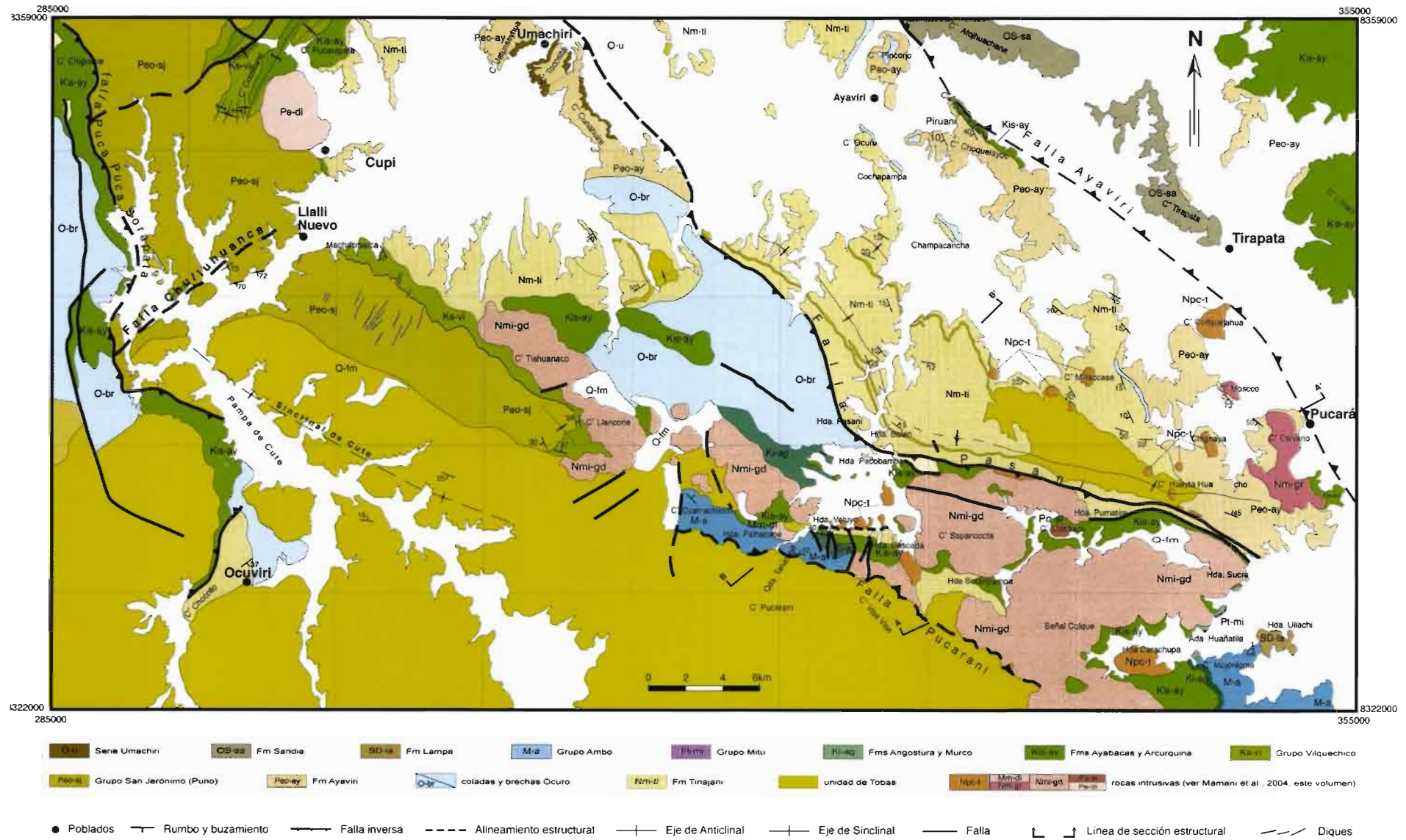


Fig. 3.- Mapa geológico de la zona de estudio

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 retrabajada 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 retrabaja 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 retrabajación, 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 recrystalizadas 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 pecicípodos 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 Chaunaca 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 Ocuvi, 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 Ocuvi 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

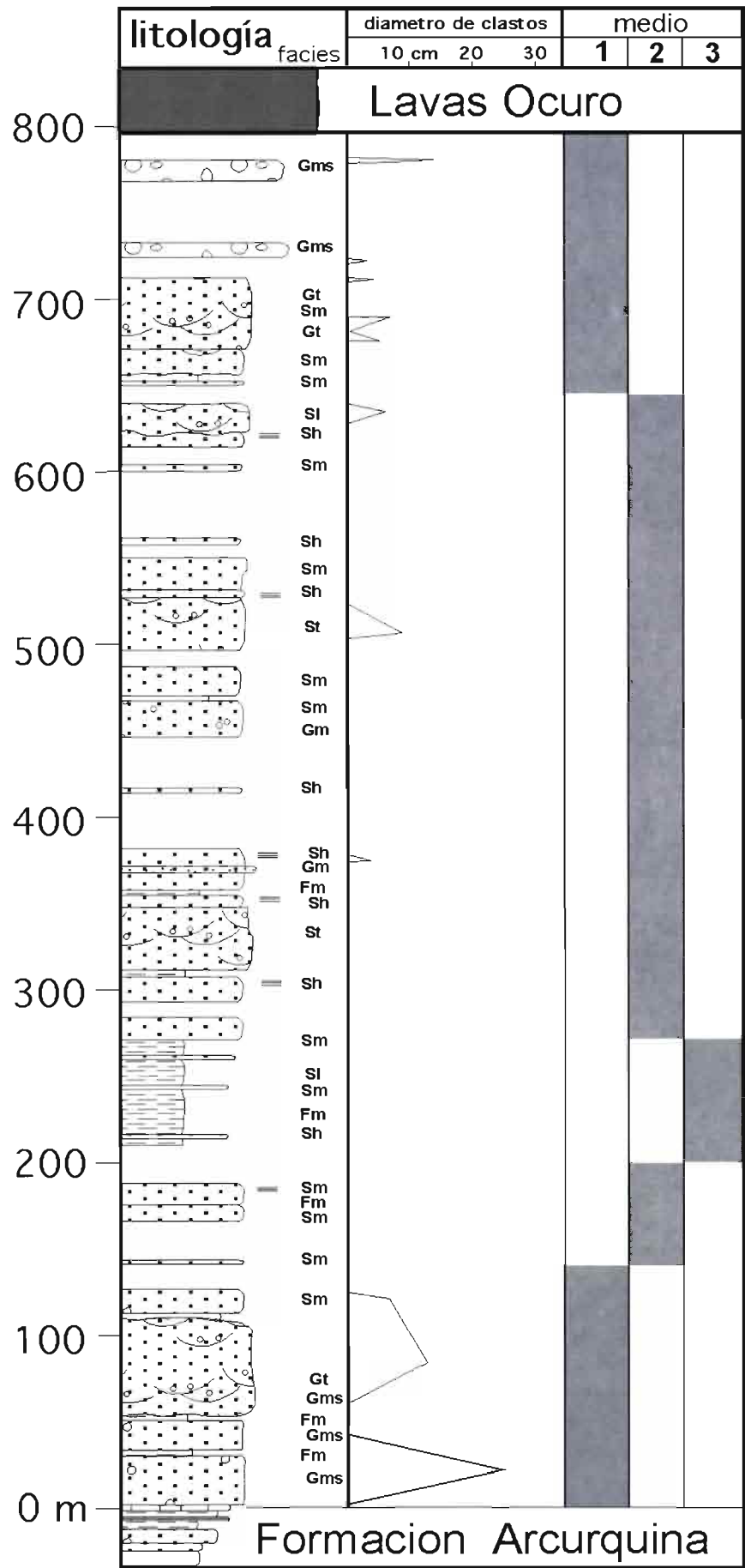


Fig. 4: Columna estratigráfica de la Formación Ayaviri, levantada en el Cerro Choquelayoc (según Flores & Rodríguez, 1999).
Símbolos litológicos usuales. Códigos para medios sedimentarios: 1 = abanico aluvial, 2 = fluvial, 3 = llanura de inundación o lacustre.

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 silex. 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 fallado 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

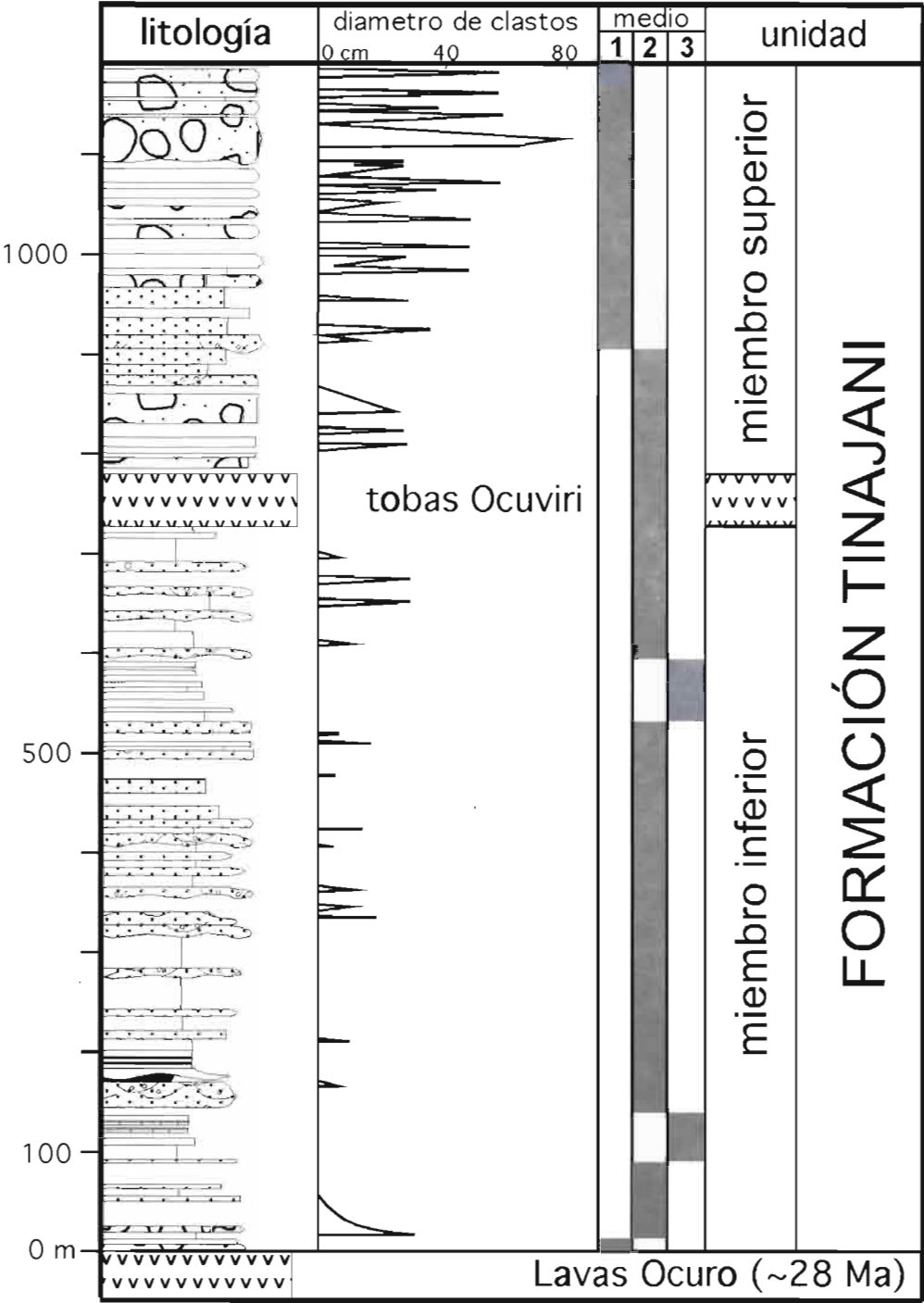


Fig. 5: Columna estratigráfica de la Formación Tinajani (según Flores & Rodríguez, 1999). Símbolos litológicos usuales. Códigos para medios sedimentarios: 1 = abanico aluvial, 2 = fluvial, 3 = llanura de inundación o lacustre.

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. Ubicado 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 piroclásticos 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 Perú. *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 Deseanso - Ayaviri - Condoroma - 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. Serie 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*.

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DEL MAGMATISMO ALCALINO DE LA ZONA NOROESTE DEL ALTIPLANO PERUANO (DEPARTAMENTO DE PUNO)

Miriam MAMANI ¹, Ivanoff IBARRA ¹, Gabriel CARLIER ² & Michel FORNARI ³

¹ Convenio UNSAAC-IRD y Facultad de Ingeniería Geológica y Geografía, Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco (UNSAAC), Cusco. Presentemente: Abt. Geochemie, GZG, Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 1, 37077 Göttingen, Alemania. E-mail: mmrian@gwdg.de

² IRD y Laboratorio de Mineralogía del Museo Nacional de Historia Natural (MNHN), 61 rue Buffon, 75005 París, Francia. E-mail: gabi@mnhn.fr

³ IRD y Laboratoire de Géochronologie, UMR 6526 Géosciences Azur, Université de Nice - Sophia Antipolis, 06108 Nice cedex 02, Francia. E-mail: Michel.Fornari@unice.fr

RESUMEN

Las rocas magmáticas del noroeste de Altiplano peruano (áreas de Huancané, Azángaro, Ayaviri, Ocuvi y Llalli; departamento de Puno) presentan distintas características mineralógicas y geoquímicas. En particular, el intervalo Oligoceno superior - Mioceno inferior (28-15 Ma) estuvo marcado por un magmatismo alcalino caracterizado por asociaciones sódicas, potásicas y ultrapotásicas. Este magmatismo se manifestó a lo largo de zonas de fracturas de importancia litosférica ubicadas entre el borde este de la Cordillera Occidental y el Altiplano. Las firmas geoquímicas sugieren que estos magmas alcalinos se formaron a partir de un manto (litósfera antigua) modificado por procesos de subducción durante un período de extensión en el tras-arco.

ABSTRACT

The magmatic rocks of the northwestern region of the Peruvian Altiplano (Huancané, Azángaro, Ayaviri, Ocuvi and Llalli areas; department of Puno) present distinct mineralogical and geochemical characteristics. In particular, the Late Oligocene - Early Miocene interval (28-15 Ma) was marked by an alkaline magmatism characterized by sodic, potassic and ultrapotassic assemblages. This magmatism developed along lithospheric-scale fault zones located between the northeast side of the Cordillera Occidental and the Altiplano. The geochemical signatures suggest that these alkaline magmas formed by partial fusion of a subduction-modified mantle (old lithosphere) during a period of backarc extension.

INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se ubica en el tras-arco de la Cordillera de los Andes, es decir al noreste del arco magmático principal (Fig. 1). En la zona de estudio se tiene un conjunto de rocas magmáticas terciarias que presentan diferentes variedades petrográficas y geoquímicas (Fig. 2). Estas rocas están alineadas en una dirección NO-SE y a nivel del alineamiento de estos cuerpos magmáticos se formaron cuencas sedimentarias. Este magmatismo corresponde al tras-arco y probablemente al borde oeste del Cratón Brasileño y está ligado a fallas profundas, las mismas que han controlado la evolución de las cuencas sedimentarias. Este magmatismo es posterior al magmatismo eoceno (constituido por los gabros y dioritas del batolito Andahuaylas-Yauri) y al magmatismo triásico (conformado por granodioritas y andesitas basálticas del Grupo Mitu).

Este magmatismo se presenta bajo tres modalidades (las unidades con mejor expresión se encuentran entre paréntesis):

- **Intrusivos** (macizos de Colque; Pucara, Cupi; stocks de Livichaco y Pichacane).
- **Cuerpos subvolcánicos** (domos de Cascada, Veluyo, Ocuvi, necks de Millaccase, Chignaya, Huayta Huacho; diques)
- **Rocas volcánicas** (coladas Ocuvi y brechas volcánicas relacionadas; depósitos piroclásticos del evento Ocuvi).

La edad de emplazamiento, Oligoceno - Mioceno (28-15 Ma), se basa sobre criterios estratigráficos y dataciones isotópicas por el método K-Ar. La evolución y las características composicionales son demostradas por normas petrológicas y geoquímicas.

Este magmatismo está relacionado a accidentes estructurales. En este trabajo se aportan nuevos datos

sobre los aspectos básicos de este magmatismo, sus características geoquímicas y las condiciones de su emplazamiento, ya que estas rocas son de tipo alcalino y se formaron en zonas litosféricas sujetas a esfuerzos extensionales. Las fuentes potenciales que pudieron haber contribuido a generar sus características geoquímicas son la astenósfera, el manto litosférico, o, por asimilación, la corteza. Hacia el este y sur de este conjunto de rocas se encuentra el frente del arco subalcalino normal y el ante-arco donde también afloran rocas y sedimentos de similar edad (por ejemplo las formaciones Tacaza, Moquegua y Huaylillas en el sur del Perú; y las formaciones Azapa, Oxaya, Zapahuira y Diabolo en el norte de Chile).

MARCOGEOLÓGICO

En la zona de estudio afloran unidades geológicas del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico (Ibarra et al., este volumen, que proporciona un mapa geológico del área de trabajo). Estas unidades sedimentarias han sido intruidas por macizos y stocks datados entre 28 y 15 Ma. También existen domos, necks, diques, coladas, ignimbritas, brechas volcánicas y depósitos volcano sedimentarios cuyas edades se encuentran entre 28 y 15 Ma (Tabla 1).

Las fallas existentes en la zona de estudio han tenido varios juegos, principalmente de rumbo, durante el Oligoceno y el Mioceno, no solamente controlando la evolución de las cuencas sedimentarias de Tinajani, Macari y Descanso, sino también controlando el emplazamiento de cuerpos ígneos. Evidencias de movimientos normales sinestrales más recientes indican que la actividad de estas fallas perduró.

Los trabajos más recientes corresponden a Audebaud & Vatin-Pérignon (1974) y Laubacher (1978), quienes indican que rocas ultrapotásicas como basanitas (29.3 ± 0.6 Ma) y gabros (28.02 ± 1.5 Ma) ocupan grandes superficies alrededor de Ayaviri y Llalli. Palacios et al. (1993) y De La Cruz (1995) estudiaron la estratigrafía de la región del Altiplano. Bonhomme et al. (1985), Carlier et al. (1996), Carlier & Lorand (1997), y Carlotto (1998), mencionan que en el sur del Perú el límite entre Oligoceno inferior y Oligoceno superior (28 Ma) está marcado por un importante evento magmático alcalino. Flores & Rodríguez (1999) indican que se produjo una importante sedimentación en la cuenca Tinajani entre el Oligoceno superior y Mioceno medio, controlada por fallas activas. Boudesseul et al. (2000) indican que las ignimbritas Ocuvi son correlacionables con otras que afloran en las zonas de Ayaviri, Descanso,

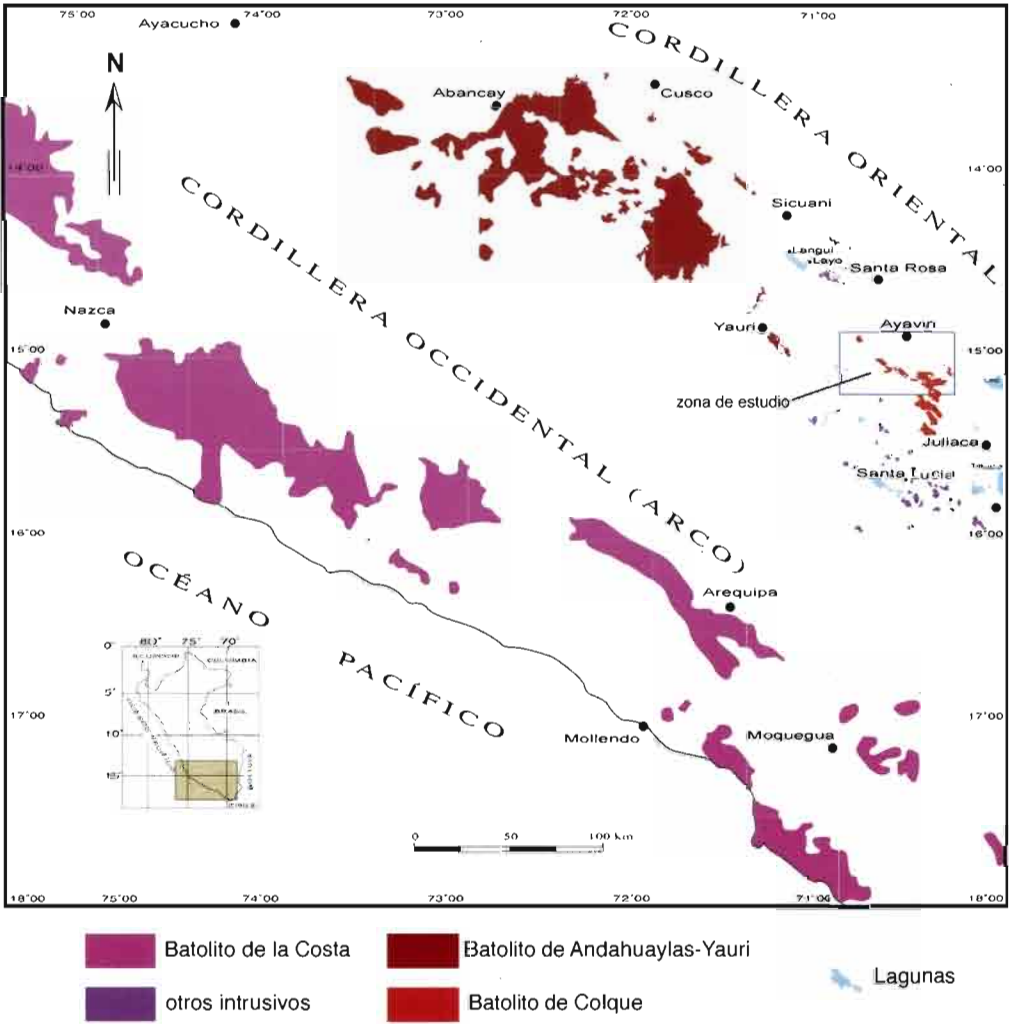


Fig. 1: Ubicación de la zona de estudio en el sur del Perú y en el contexto magmático regional

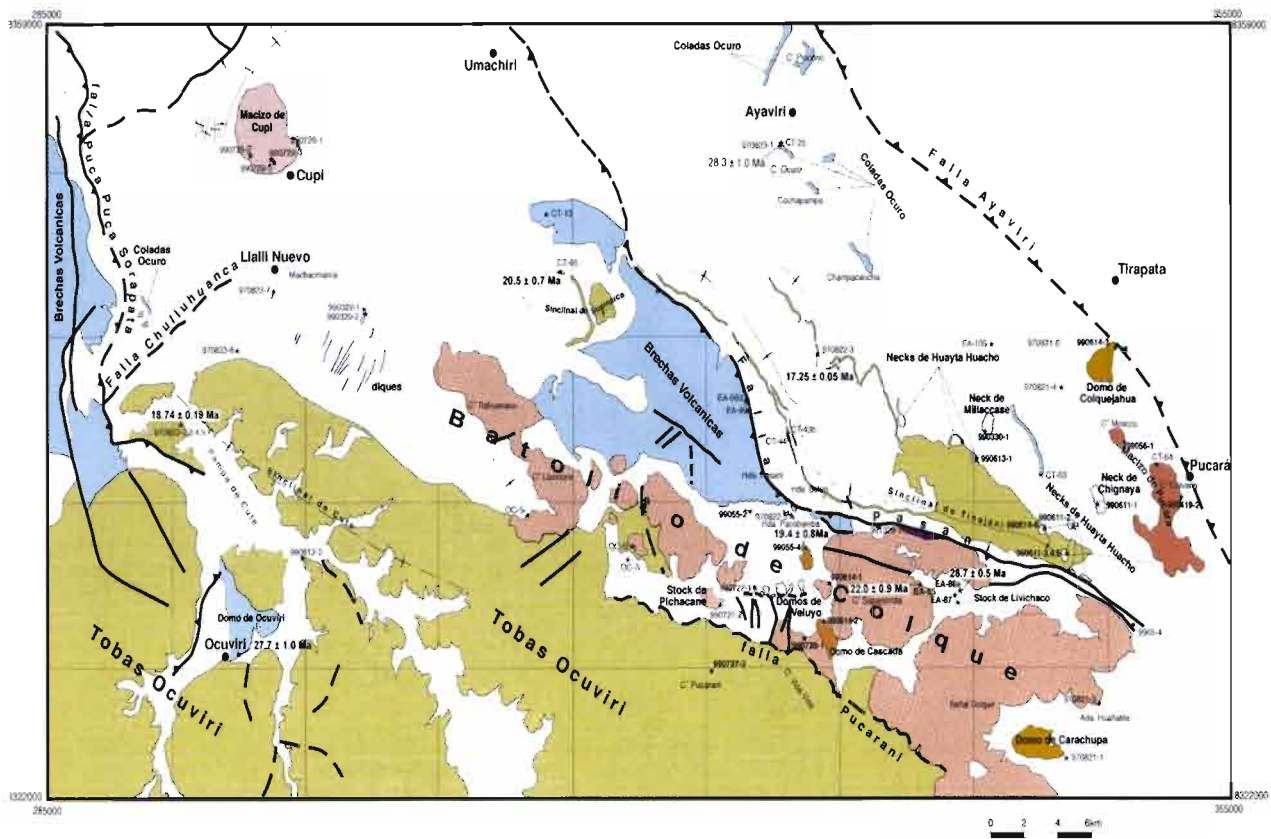


Fig. 2: Mapa de afloramientos de rocas magmáticas en la zona de estudio (extraído de la Fig. 1 de Ibarra et al., 2004 [este volumen]).

TABLA 1
DATAIONES ISOTÓPICAS DE ROCAS PLUTÓNICAS Y VOLCÁNICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO

N° de Muestra	Localización	Latitud	Longitud	Afloramiento	Tipo de roca	Método	Material	Edad (Ma)
990729-1**	C° Coroshupa	70° 51' 36"	14° 53' 19"	Macizo de Cupi	diorita	K-Ar	Hn	29 ± 1
EA 87*	C° Livichaco	70° 29' 20"	15° 05' 11"	Stock de Livichaco	gabro	K-Ar	Fk	28.70 ± 1.50
EA 84*	Hda. Collpane	70° 31' 13"	15° 04' 00"	Stock de Livichaco	gabro	K-Ar	Hb	28.20 ± 1.50
EA 99*	C° Pahuani	70° 36' 27"	15° 00' 30"	Coladas Monterino	traquita	K-Ar	Rt	28.30 ± 1.0
EA 96d*	C° Pahuani	70° 36' 27"	15° 00' 30"	Coladas Monterino	traquiandesita	K-Ar	Rt	26.9 ± 1.0
990612-4**	Ocuviri	70° 54' 04"	15° 06' 38"	Domo de Ocuviri	traquibasalto	K-Ar	Rt	27.7 ± 1.0
EA 85*	C° Sapanccota	70° 31' 00"	15° 05' 07"	Macizo de Colque	granodiorita	K-Ar	Rt	22.0 ± 1.1
EA 85*	C° Sapanccota	70° 31' 00"	15° 05' 07"	Macizo de Colque	granodiorita	K-Ar	Fk	23.1 ± 1.1
EA 85*	C° Sapanccota	70° 31' 00"	15° 05' 07"	Macizo de Colque	granodiorita	K-Ar	Bi	19.0 ± 1.1
OC-51**	C° Vellune	70° 44' 09"	15° 03' 05"	Macizo de Colque	granodiorita	Ar-Ar	Bi	17.5 ± 0.1
99055-4**	Pacobamba	70° 34' 49"	15° 04' 02"	Domo de Cascada	riolita	K-Ar	Bi	19.4 ± 0.8
EA 89*	Tinajani			Ignimbritas Ocuviri	riolita	K-Ar	Fk	18.0 ± 0.6
EA 89*	Tinajani			Ignimbritas Ocuviri	riolita	K-Ar	PI	16.3 ± 0.9
EA 89*	Tinajani			Ignimbritas Ocuviri	riolita	K-Ar	Bi	16.9 ± 1.1
EA 89*	Tinajani			Ignimbritas Ocuviri	riolita	K-Ar	Rt	14.7 ± 0.7
970823-2**	C° Ccaccate	70° 34' 49"	15° 04' 02"	Ignimbritas Ocuviri	toba riolítica	Ar-Ar	Bi	18.74 ± 0.19
CT 65**	Sunimarca	70° 55' 48"	15° 00' 38"	Ignimbritas Ocuviri	toba riolítica	K-Ar	Bi	20.5 ± 0.7
990611-1**	C° Chignaya	70° 25' 14"	15° 03' 05"	Neck de Chignaya	traquiandesita	Ar-Ar	Hn	15.82 ± 0.77

Rt = roca total, Hn = hornblenda, Fk = feldespato potásico, Bi = biotita, PI = plagioclasa

Fuente de datos

* = Bonhomme (1985)

** = Convenio UNSAAC-IRD (inédito)

Condoroma y con algunas zonas del sur de Perú. Mamani & Ibarra (2000) mencionan la existencia de un corredor estructural magmático de tipo alcalino ligado a fallas profundas.

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LAS ROCAS PLUTÓNICAS, SUBVOLCÁNICAS Y VOLCÁNICAS

Intrusivos

Macizo de Cupi

Basado en sus características petrológicas y

geoquímicas, tres tipos de rocas intermedias son distinguidas (Fig. 3; Tablas 2 y 3):

Monzodioritas

Los minerales mayores que forman la roca (Foto 1) son plagioclasa (oligoclasa a andesina), augita, ortosa, biotita, cuarzo, magnetita. Apatito, circón y esfena son minerales accesorios y la epidota es alteración de la augita.

Dioritas

Son rocas que tienen como componentes esenciales: plagioclasa (oligoclasa), cuarzo, hornblenda, ortosa y minerales opacos (magnetita). Esfena, apatito son

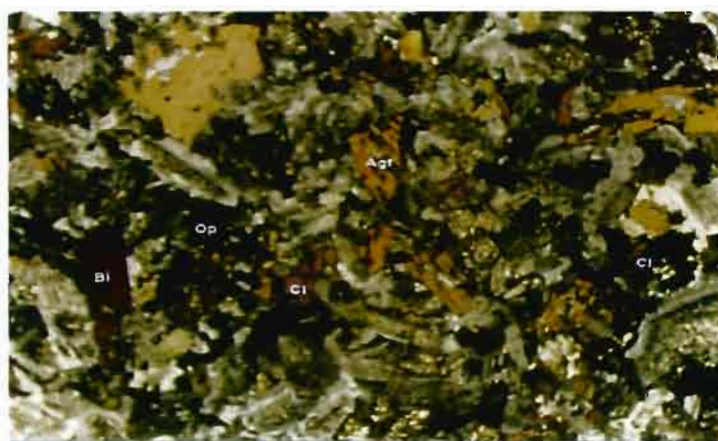


Foto 1: Facies petrográfica de una monzodiorita del Macizo de Cupi

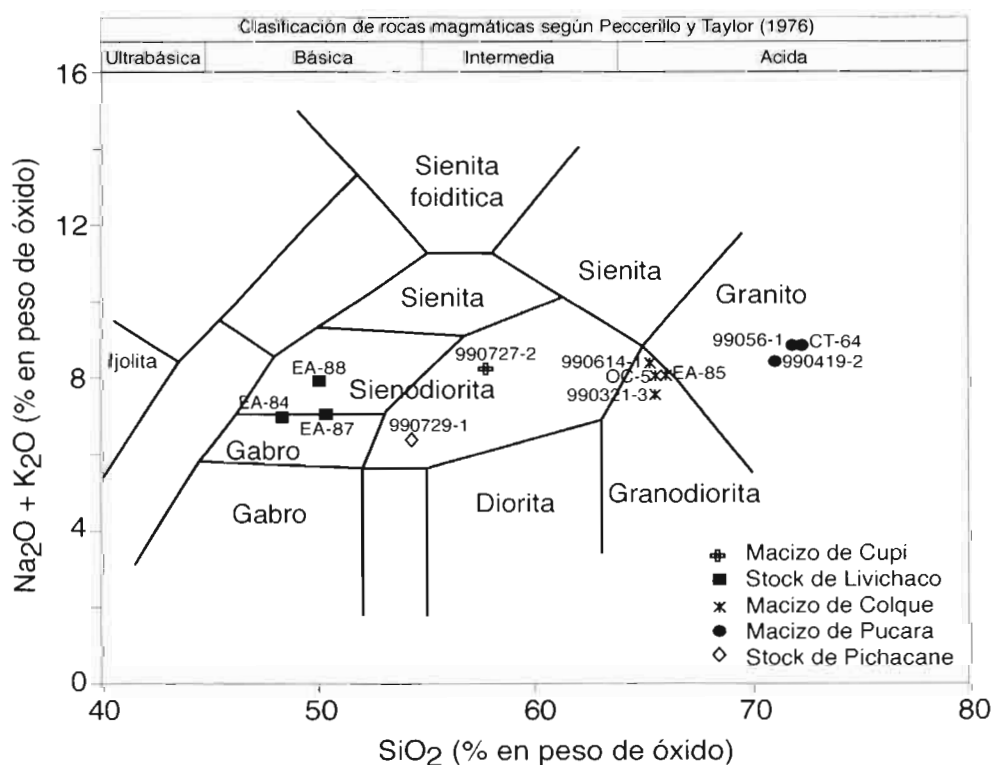


Fig. 3: Ploteo de las rocas plutónicas estudiadas en el diagrama TAS (Wilson, 1989)

minerales accesorios. La calcita y sericita son minerales secundarios. Una característica importante de estas rocas es que los fenocristales de hornblenda muestran zonación y sus bordes están corroídos (Foto 2).

Monzonitas

Son compuestas por plagioclasa (andesina), augita, biotita, ortosa y minerales opacos como minerales principales. El circón y apatito son sus minerales accesorios.

La secuencia de cristalización para estas rocas sería: apatito y circón como los primeros; seguidos por la augita, hornblenda, biotita, plagioclasa, ortosa y por último los minerales opacos (magnetitas).

Stock de Livichaco

Por sus características petrológicas y químicas se trata de un tipo de sienita feldespatoídica, que se conoce como «shonkinita» (Foto 3; Fig. 3; Tablas 2 y

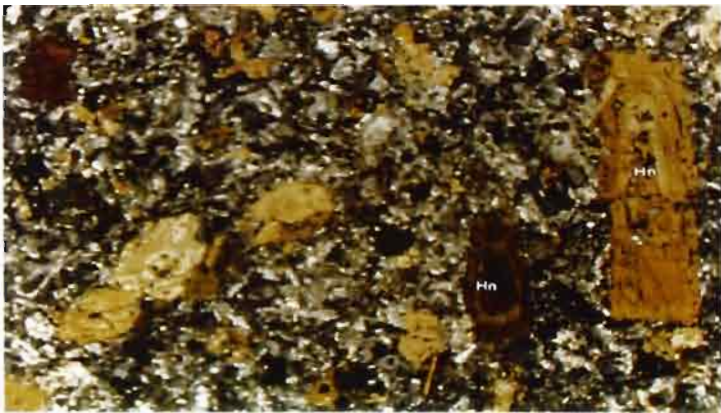


Foto 2: Facies petrográfica de una diorita del Macizo de Cupi

TABLA 2
ANÁLISIS QUÍMICOS DE ELEMENTOS MAYORES DE LAS ROCAS PLUTÓNICAS.

Afloramiento	Macizo Cupi	Stock de Livichaco			Macizo de Colque				Macizo de Pucará			S. Pichacani
Roca	diorita	shonkinitas			granodioritas				granitos			diorita
Muestra	990729-1	EA 84	EA 87	EA 88	OC-51	EA_85	990614-1	970821-3	PUM-2	CT-64	99056-1	990727-2
SiO2 (% peso)	53.96	47.31	48.67	49	65.21	65.18	65.11	64.95	70.2	71.41	71.41	57.18
TiO2	1.04	1.14	1.43	1.37	0.62	0.61	0.65	0.72	0.43	0.42	0.41	0.94
Al2O3	18.47	13.38	15.02	14.86	15.99	15.49	15.79	15.24	15.29	15.53	15.27	17.4
Fe2O3	8.41	9.9	10.25	10.17	4.43	3.58	3.52	5.17	2.03	1.18	1.7	7.83
MnO	0.25	0.18	0.19	0.17	0.02	0.03	0.04	0.12	0.01	0	0	0.15
MgO	2.65	5.8	4.45	4.88	1.76	1.76	1.79	1.95	0.53	0.39	0.48	2.52
CaO	7.96	10.76	6.95	6.77	3.1	3.46	3.49	3.29	1.54	1.06	1.41	4.65
Na2O	3.66	1.64	1.87	3.29	4.04	4.25	4.48	3.23	3.6	3.73	3.68	4.73
K2O	2.68	5.18	4.95	4.41	3.99	3.70	3.92	4.18	4.70	4.97	5.07	3.48
P2O5	0.5	0.68	1.04	0.97	0.22	0.28	0.21	0.34	0.19	0.12	0.08	0.39
Total	100.0	99.5	98.5	98.7	100.0	99.7	100.4	99.9	100.0	100.0	99.9	100.5
Norma CIWP												
Cuarzo (% vol)	1				16	16	14	19	27	28	26	1
ortosa	16			29	24	22	23	25	28	29	30	21
albita	31			16	34	36	38	27	30	32	31	40
anortita	26	14	18	13	14	12	11	14	7	5	7	16
nefelina		8		5								
leucita		15										
kaliofilita		7										
diópsido	9		9	13	0	3	4					4
hiperstena	11		6		9	7	7	10	4	2	3	12
olivino		20	10	14								
corindón								0	2	2	1	
monticellita		11										
magnetita	2	2	3	3	1	1	1	1	1	0	0	2
ilmenita	2	2	3	3	1	1	1	1	1	1	1	2
apatito	1	1	2	2	0	1	0	1	0	0	0	1
suma	98	80	95	96	99	98	99	98	99	99	99	98

3). Sus minerales principales son augita, diopsido, ortosa, hornblenda, biotita, nefelina y minerales opacos (magnetita). Apatito y esfena son los minerales accesorios. Epídota y clorita son alteración de los minerales ferromagnesianos mientras que la sericita es producto secundario de los feldespatos.

El orden de cristalización de sus minerales sería: apatito, esfena, augita, hornblenda, biotita, magnetita, ortosa y nefelina.

Macizo de Colque

Este cuerpo plutónico homogéneo consiste de granodiorita (Foto 4; Fig. 3, Tablas 2 y 3). Sus minerales principales son: plagioclasa (andesina), cuarzo, ortosa, hornblenda, biotita y minerales opacos (magnetita) y muscovita. Están acompañados por minerales accesorios como apatito, esfena, circón. La calcita, sericita y arcillas aparecen como productos secundarios de alteración de la plagioclasa y ortosa.

TABLA 3
 ANÁLISIS QUÍMICOS DE ELEMENTOS TRAZA DE LAS ROCAS PLUTÓNICAS.

Afloramiento	Macizo Cupi	Stock de Livichaco			Macizo de Colque				Macizo de Pucará			S. Pichacane
Roca	diorita	shonkinitas			granodioritas				granitos			diorita
Muestra	990729-1	EA 84	EA 87	EA 88	OC-51	EA 85	9906 14-1	9708 21-3	PUM 2	CT 64	9905 6-1	990727-2
Elementos compatibles												
Co (ppm)	15	36	29	29	18	9	9	14	3	2	3	15
Ni	0	30	16	26	14	18	15	16	2	2	1	3
Cr	2	69	13	29	28	30	31	29	5	7	6	6
Sc		22	23	23				7				
V	152	260	315	311	77	86	81	87	28	28	27	132
Elementos incompatibles												
Th (ppm)	4.3				14.8	15.0	16.2	17.2	14.7	16.3	16.7	9.5
Zr	220	135	147	157	193	183	179	223.2	240	258	236	242
Nb	14	8.9	9.3	9.8	15	13.9	13	17.1	8	8	8	14
Ta	0.8				1.2	1.2	1.2	1.5	0.8	0.8	0.8	1.0
Hf	4.6				4.8	4.5	4.8	5.4	6.4	7.2	6.4	5.6
U	1.1				3.2	2.9	3.6	3.8	2.3	5.6	2.3	1.8
Cs	0.7				2	0.7	1.2	1.9	2.2	2.2	2.2	1.8
Ba	877	1405	1676	1157	1157	986	851	1155	1280	1182	1203	777
Sr	1132	1317	957	1240	718	691	657	659.9	321	315	301	700
Rb	79	149	135	113	107	107.4	84	162.0	147	169	170	100
Pb	7				14	9.9	7	9.8	29	33	29	9
Y	30	22.6	27.4	26.9	14	12.6	12	14.9	6	7	6	34
Elementos de tierras raras												
La (ppm)	34	23.4	27.6	28.8	45	49.3	42	47.0	47	59	54	40
Ce	72	47.6	60.7	60.7	85	96.0	80	85.2	87	109	93	83
Pr	8.7	6.0	7.9	7.8	9.5	9.5	9	9.2	9.7	13	10.5	9.7
Nd	34	26.2	33.6	34.1	34	34.8	31	33.4	35.0	46.0	36.0	39.0
Sm	6.8	6.1	7.7	7.9	5.5	5.2	4.9	5.4	4.9	7.7	5.3	7.6
Eu	2.2	1.9	2.3	2.2	1.5	1.4	1.4	1.6	1.3	1.5	1.2	1.9
Gd	6	5.2	6.4	6.2	3.7	3.6	3.4	4.1	3.0	4.7	2.9	6.2
Tb	0.9	0.7	1.0	1.0	0.5	0.5	0.5	0.5	0.3	0.6	0.3	1.0
Dy	5.1	4.4	5.2	5.2	2.6	2.6	2.4	2.8	1.4	2.1	1.5	5.5
Ho	1.0				0.5	0.5	0.4	0.5	0.2	0.3	0.2	1.2
Er	2.7	2.1	2.6	2.6	1.2	1.2	1.2	1.4	0.5	0.7	0.5	3.0
Tm	0.4	0.3	0.4	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.5
Yb	2.9	1.9	2.4	2.4	1.1	1.0	1.1	1.4	0.3	0.5	0.4	3.1
Lu	0.5	0.3	0.4	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.0	0.5
Relaciones												
Sr/Nd	33.3	50.3	28.5	36.3	21.1	19.9	21.2	19.8	9.2	6.8	8.4	17.9
Th/Nb	0.3					1.1	1.2	1.0	1.8	2.0	2.1	0.7
Ba/La	25.8	60.0	60.8	40.2	25.7	20.0	20.3	24.6	27.2	20.0	22.3	19.4
La/Sm	5	3.8	3.6	3.6	8.2	9.5	8.6	8.7	9.6	7.7	10.2	5.3

S = stock
ppm = partes por millón

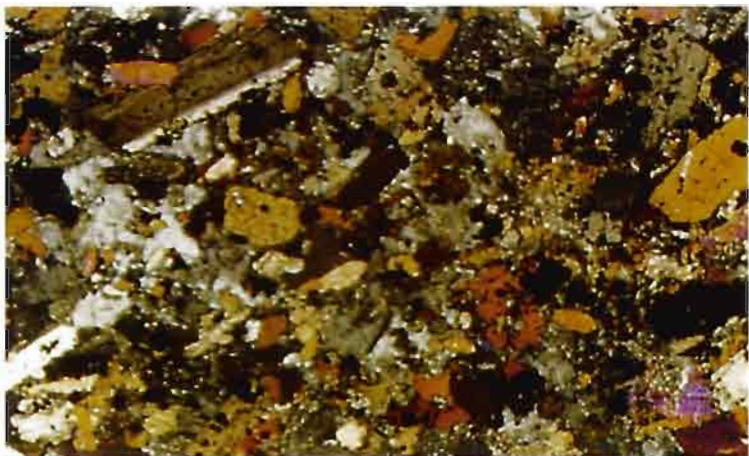


Foto 3: Facies petrográficas de una muestra del Stock de Livichaco

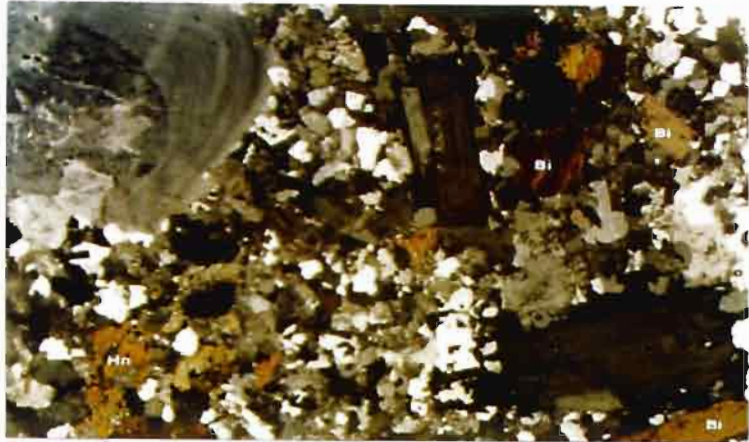


Foto 4: Facies petrográficas de una granodiorita del Macizo de Colque

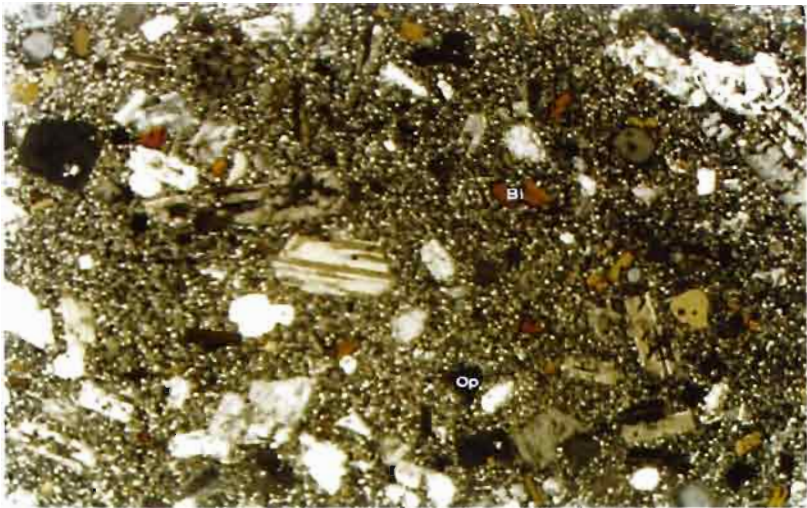


Foto 5: Facies petrográficas de una granito del Macizo de Pucará

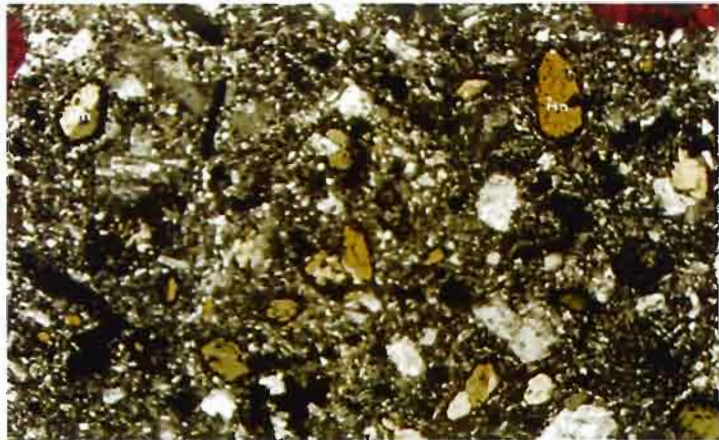


Foto 6: Facies petrográficas de una diorita del Stock de Pichacane

El orden de cristalización de sus minerales son: apatito, circón y esfena primero, seguidos por hornblenda, biotita, plagioclasa, ortosa, muscovita y cuarzo.

Macizo de Pucará

Por sus características petrológicas y geoquímicas este intrusivo está compuesto por granitos (Foto 5; Fig. 3; Tablas 2 y 3). Entre los principales componentes están la ortosa, cuarzo, biotita, plagioclasa (albita, oligoclasa y andesina), y minerales opacos. Apatito y circón figuran como accesorios. La sericita es producto de alteración de las ortosas.

En estos granitos la cristalización empezó con el apatito y circón; luego cristalizaron la biotita, plagioclasa, ortosa, y por último el cuarzo.

Stock de Pichacane

Este stock consiste de dioritas (Foto 6; Fig. 3; Tablas 2 y 3) compuestas por plagioclasa (albita y andesina), hornblenda, cuarzo, ortosa, minerales opacos, apatito, circón. Entre los minerales secundarios se tienen calcita y clorita.

Las relaciones texturales entre los minerales permiten establecer el orden de cristalización siguiente: apatito y circón cristalizaron primero, y luego hornblenda, plagioclasa, ortosa y cuarzo.

Cuerpos subvolcánicos

Domo Ocuviri

Está constituido por lavas traquibasálticas con fenocristales de plagioclasa (oligoclasa y andesina), olivino, clinopiroxeno (augita y diópsido), biotita, minerales opacos (magnetitas). El apatito es accesorio. La matriz está constituida por microlitos y microcristales de plagioclasa, clinopiroxenos y vidrio. El apatito, clinopiroxenos, olivino cristalizaron primero, y luego la biotita y plagioclasa.

Domo de Cascada

Por sus características petrográficas y geoquímicas se trata de riolitas (Fig. 4; Tablas 4 y 5). Presentan fenocristales de cuarzo, sanidina, plagioclasa (oligoclasa) y biotita. Apatito, circón y esfena son minerales accesorios. El vidrio conforma la matriz de la roca.

En estas riolitas el apatito, circón y esfena cristalizaron primero, seguidos de los fenocristales de biotita, plagioclasa, sanidina y cuarzo. Finalmente se solidificó el vidrio.

Necks de Millaccase y Chignaya

Estos pequeños cuerpos volcánicos están

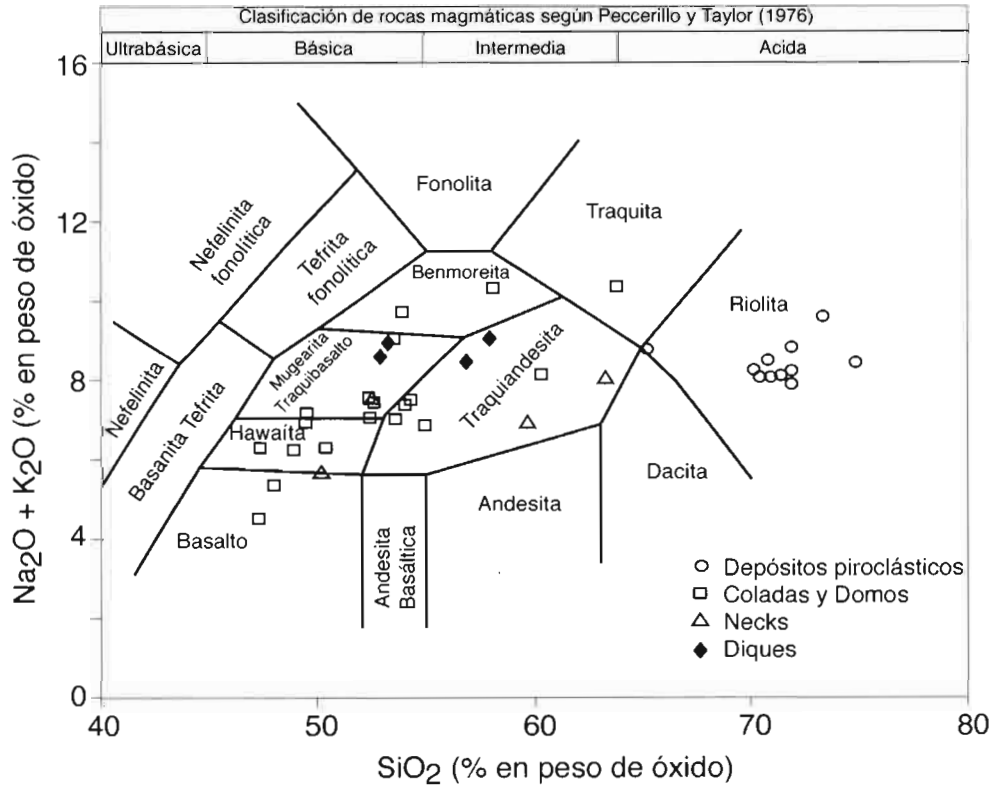


Fig. 4: Ploteo de las rocas volcánicas y subvolcánicas estudiadas en el diagrama TAS (Wilson, 1989)

formados por traquiandesitas (Fig. 4; Tablas 4 y 5). Presentan fenocristales de sanidina, plagioclasa (labradorita), hornblenda, cuarzo y minerales opacos. En la matriz se tienen microlitos de plagioclasa, microcristales de sanidina y vidrio. La sericita se formó como producto de alteración de las plagioclasas.

Los fenocristales de hornblenda, plagioclasa, sanidina y cuarzo cristalizaron primero, y posteriormente los minerales de la pasta; finalmente el vidrio se solidificó.

Neck de Huayta Huacho

De acuerdo a la petrología y geoquímica de su composición (Fotos 7 y 8; Fig. 4; Tablas 4 y 5), se trata de traquiandesitas, con fenocristales de plagioclasa (andesina), olivino, augita, hornblenda y sanidina.

Estos fenocristales se hallan inmersos en una pasta constituida por microlitos de plagioclasa, microcristales de clinopiroxenos y vidrio. La celadonita se tiene como producto de alteración de hornblendas y la calcita es otro mineral secundario.

En esta roca los minerales cristalizaron en el siguiente orden: augita, olivino, plagioclasa y sanidina; posteriormente los minerales de la pasta. Finalmente, el vidrio se solidificó.

Rocas volcánicas

Coladas Ocuero

De acuerdo a sus características petrológicas y geoquímicas, dos tipos principales de rocas básicas son distinguidas (Fig. 4; Tablas 6 y 7).

Traquibasaltos

Son rocas compuestas de fenocristales de plagioclasa (oligoclasa), olivino, clinopiroxenos (augita y diópsido), biotita, sanidina, que se encuentran inmersos en una pasta constituida por microlitos de plagioclasa, clinopiroxenos, sanidina y vidrio. El apatito es su mineral accesorio y la calcita es secundaria.

Traquiandesitas

Estas lavas están formadas por fenocristales de plagioclasa (albita y andesina) y clinopiroxenos (augita, diópsido), que se encuentran en una pasta constituida por microlitos de plagioclasa, microcristales de minerales opacos, clinopiroxeno y vidrio. El apatito figura como accesorio y se tiene calcita como producto de la alteración de los clinopiroxenos.

En estas coladas los primeros minerales en cristalizar fueron el apatito, luego los fenocristales de augita, diópsido, olivino, biotita, plagioclasa y sanidina. Posteriormente cristalizaron los minerales de la pasta; finalmente el vidrio se solidificó.

Depósitos pirolásticos (Ignimbritas Ocuvi)

Según sus características petrológicas y químicas son ignimbritas de tipo riolítico (Foto 9; Fig. 4; Tablas 4 y 5). Están constituidas por fenocristales fragmentados de cuarzo, sanidina, plagioclasa (oligoclasa y andesina), biotita, minerales opacos. Apatito, circón, esfena están como accesorios.

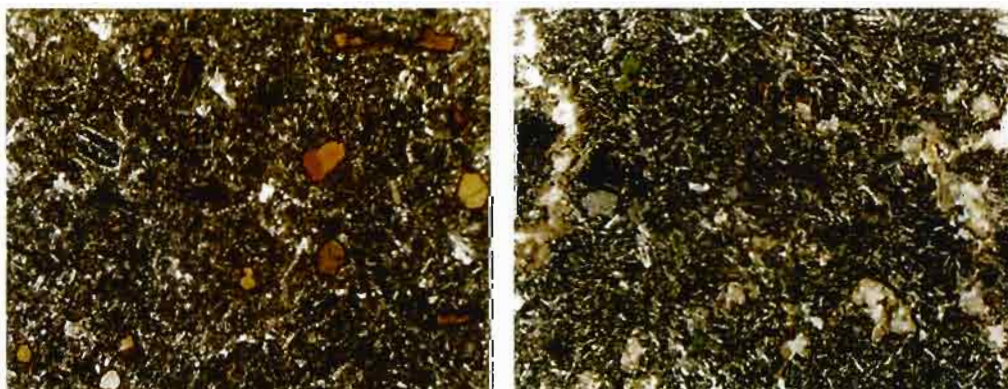
Los pómeceos se encuentran poco soldados (achataados). Se observa en estas ignimbritas muchos fragmentos líticos de traquibasaltos y traquiandesitas. La pasta está constituida por vidrio esferulítico.

Los primeros minerales en cristalizar fueron el apatito, circón, esfena, seguidos por fenocristales de biotita, plagioclasa, sanidina y cuarzo; la pasta vítrea se solidificó al final. Los pómeceos se formaron durante la explosión volcánica.

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS ROCAS MAGMÁTICAS

Características generales de la serie magmática

El mayor evento magmático reconocido en este corredor estructural ubicado en el tras-arco (Ibarra et al., 2004 [este volumen]) es de composición alcalina (Fig. 5) con series sódicas, transicionales, potásicas y ultrapotásicas (Fig. 6), basándose en la relación de



Fotos 7 y 8: Facies petrográficas de traquibasaltos del Huayta Huacho

TABLA 4
ANÁLISIS QUÍMICOS DE ELEMENTOS MAYORES DE LOS NECKS, DOMOS Y DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS.

Afloramiento	N. Millaccase	N. Chignaya	N. Huayta H.	D. Veluyo	D. Cascada	Depósitos piroclásticos (Ignimbritas Ocuvi)								
Roca	traquiandesita	traquiandesita	traquibasalto	traquiandesita	riolita	riodacitas								
Muestra	990330-1	990611-1	990613-1	990727-1	990614-2	CT 65	970821-4	970822-3	970823-2	970823-3	970823-5	990729-9	990729-6	990727-3
SiO ₂ (% peso)	57.56	61.97	48.21	58.39	69.96	70.52	59.95	72.28	69.79	69.21	69.11	68.84	70.06	63.77
TiO ₂	1.06	0.92	1.4	1.04	0.42	0.35	0.55	0.24	0.38	0.38	0.4	0.44	0.41	0.62
Al ₂ O ₃	16.27	16.5	16.46	16.85	14.55	14.54	18.47	14	14.79	14.61	15.31	15.42	15.17	17.96
Fe ₂ O ₃	5.1	4.08	7.45	5.72	2.14	2.13	3.73	1.41	2.43	2.23	2.42	2.38	2.24	3.28
MnO	0.05	0.04	0.15	0.2	0.03	0.04	0.08	0.03	0.02	0.02	0.07	0.05	0.03	0.08
MgO	3.22	2.32	2.78	0.93	0.65	0.57	0.52	0.19	0.62	0.45	0.58	0.66	0.58	0.91
CaO	5.21	3.31	11.61	4.49	1.74	1.52	0.67	0.64	1.53	1.48	1.67	1.8	1.69	1.66
Na ₂ O	3.57	4.22	3.36	3.95	3.39	3.28	2.16	2.24	3.23	3.34	3.37	3.6	3.63	3.88
K ₂ O	3.2	3.65	2.64	3.9	4.54	4.81	11	7.24	4.58	4.52	4.54	4.49	4.76	4.68
P ₂ O ₅	0.35	0.22	0.43	0.36	0.11	0.13	0.2	0.15	0.16	0.94	0.2	0.09	0.11	0.17
Total	100.5	100.0	99.9	100.0	97.5	99.3	100.0	99.9	99.9	100.0	99.9	99.9	100.5	100.3
Norma CIWP														
Cuarzo (% vol)	8	11		8	27	28	2	30	28	30	27	25	25	17
ortosa	19	22	16	23	27	28	65	43	27	27	27	27	28	28
albita	30	36	16	33	29	28	18	19	27	28	29	30	31	33
anortita	19	15	22	17	8	7	2	2	7	2	7	8	8	7
nefelina			7											
leucita														
kaliofilita														
diópsido	4	0	28	3										
hiperstena	12	10	0	8	4	4	6	2	4	4	4	4	4	6
olivino			1											
corindón		0			1	1	2	2	2	4	2	2	1	4
monticellita														
magnetita	1	1	2	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1
ilmenita	2	2	3	2	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1
apatito	1	0	1	1	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0
suma	96	97	95	96	98	98	97	98	98	97	98	98	99	97

N = neck D = domo

TABLA 5
ANÁLISIS QUÍMICOS DE ELEMENTOS TRAZA DE LOS NECKS, DOMOS Y DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS.

Afloramiento	N. Millaccase	N. Chignaya	N. Huayta H.	D. Veluyo	D. Cascada	Depósitos piroclásticos (Ignimbritas Ocuvi)								
Roca	traquiandesita	traquiandesita	traquibasalto	traquiandesita	riolita	riodacitas								
Muestra	990330-1	9906 11-1	9906 13-1	990727-1	9906 14-2	CT 65	9708 21-4	9708 22-3	9708 23-2	9708 23-3	9708 23-5	990729-9	990729-6	990727-3
Elementos compatibles														
Co (ppm)	19	11	24	22	4	4	5	2	5	4	5	6	5	6
Ni	48	15	116	35	4	4	2	4	5	5	6	13	6	5
Cr	74	40	374	63	9	10	6	6	9	8	10	33	8	10
Sc							4	2	4	4	4			
V	103	79	177	133	38	37	77	18	37	42	38	50	41	58
Elementos incompatibles														
Th (ppm)	7.2	9	5	30.1	21	20.1	10.4	21.1	18.9	19.8	21.2	21.4	19.7	18.3
Zr	179	248	189	320	191	155	228.3	135.6	176.3	174.0	195.0	205	189	248
Nb	19	16	19	20	24	22	15.9	16.9	22.2	22.8	23.9	25	25	24
Ta	1.5	1.2	1.4	1.6	2.3	2.0	1.2	1.5	2.1	2.1	2.3	2.3	2.3	1.9
Hf	4.5	6.1	4.7	8.1	5.6	4.4	4.9	3.9	4.8	4.8	5.6	5.3	5.1	6.1
U	1.4	1.6	0.8	8.1	5.7	2.9	2.0	3.8	2.8	2.7	2.9	4.2	3.2	4.4
Cs	1.6	3	18.3	11.4	6	3.9	3	0.9	5.3	6.5	8	4.4	5.2	9.3
Ba	1083	1226	843	969	746	701	822	402.9	655.5	701.5	703	677	663	1031
Sr	731	706	864	717	353	352	857.0	141.3	370.3	392.6	410.4	390	379	465
Rb	79	99	107	181	174	189	314.2	199.4	164.3	165.9	174.4	168	179	170
Pb	23	16	32	19	22	19	25.3	24.9	115.3	32.4	19.6	19	20	23
Y	14	11	20	20	19	14	17.9	11.3	16.6	17.3	19.0	18	16	13
Elementos de tierras raras														
La (ppm)	36	45	36	55	52	36	25.6	46.7	42.5	42.2	42.3	43	43	50
Ce	69	85	74	105	91	69	43.7	76.1	82.5	82.5	85.2	85	83	94
Pr	8.1	9.7	9.2	11.9	10.4	7.4	5.5	7.1	8.7	8.5	8.7	9	9.4	9.5
Nd	30	35	37	44	35	25	21.7	20.4	28.9	29.1	28.7	31	32	32
Sm	5.4	6	6.9	7.6	5.8	4.3	4.4	3.0	4.6	5.0	5.0	5.7	5.4	5.1
Eu	1.8	1.8	2.2	1.8	1.3	0.9	1.3	0.6	1.1	1.1	1.2	1.1	1.1	1.2
Gd	4.1	3.9	5.2	5.3	4.5	2.9	3.4	2.4	3.9	3.7	3.6	3.9	3.9	3.5
Tb	0.5	0.5	0.7	0.7	0.7	0.4	0.5	0.3	0.5	0.6	0.5	0.6	0.6	0.5
Dy	2.9	2.6	4	3.9	3.6	2.5	3.0	1.6	3.0	3.1	3.3	3.2	2.9	2.4
Ho	0.5	0.4	0.7	0.8	0.7	0.4	0.6	0.4	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.5
Er	1.3	1.0	1.9	1.9	1.8	1.3	1.6	1.0	1.5	1.5	1.5	1.6	1.5	1.2
Tm	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2
Yb	1.2	0.8	1.8	1.8	2	1.5	1.9	1.1	1.4	1.6	1.8	1.7	1.6	1.4
Lu	0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2
Relaciones														
Sr/Nd	24	20	23	16	10	14	40	7	13	14	14	13	12	15
Th/Nb	0	1	0	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ba/La	30	27	23	18	14	19	32	9	15	17	17	16	15	21
La/Sm	7	8	5	7	9	8	6	15	9	9	8	8	8	10

N = neck

ppm = partes por millón

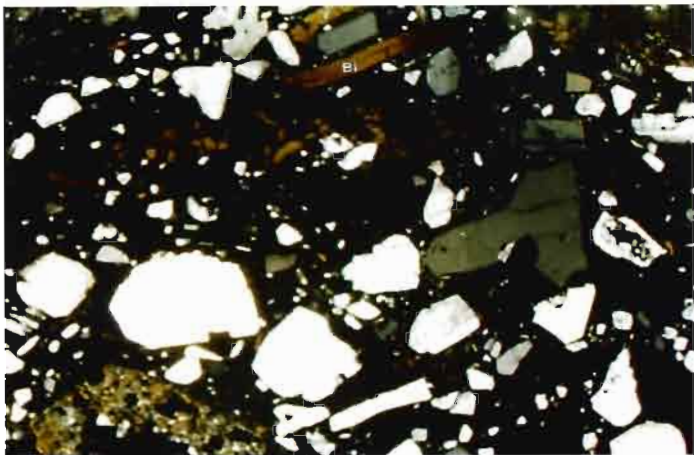


Foto 9: Facies petrográfica de una toba Ocuvi

K_2O+Na_2O versus SiO_2 . El alto contenido de K_2O las diferencia de las series subalcalinas (con bajo contenido de K_2O) del frente de arco volcánico. La distribución de las rocas está dominada por shonkinitas, traquibasaltos, traquiandesitas, dioritas, lo cual revela la abundancia de magmas básicos e intermedios, mientras que los magmas ácidos están representados por granodioritas, granitos, dacitas y riolitas (Figs. 3 y 4).

Elementos Mayores.

En la composición de estas rocas resalta el K_2O , por lo cual se las clasifica como alcalinas (Figs. 5 y 6). Las

variaciones de % en peso de óxido de MgO y CaO versus SiO_2 de las rocas máficas y ácidas del corredor estudiado (Fig. 7) definen una buena tendencia lineal, lo que concuerda con la fraccionación de minerales ferromagnesianos y plagioclasa de su magma inicial. Las lavas depositadas en esta zona son ricas en K_2O , CaO , TiO_2 and P_2O_5 y son pobres en Na_2O comparadas con las rocas del frente de arco volcánico (Mamani, en preparación). La composición extensa de las rocas del tras-arco es 47-77% SiO_2 . En las tablas 2, 4 y 6 se muestra todos los análisis de elementos mayores de las rocas alcalinas de la zona de estudio.

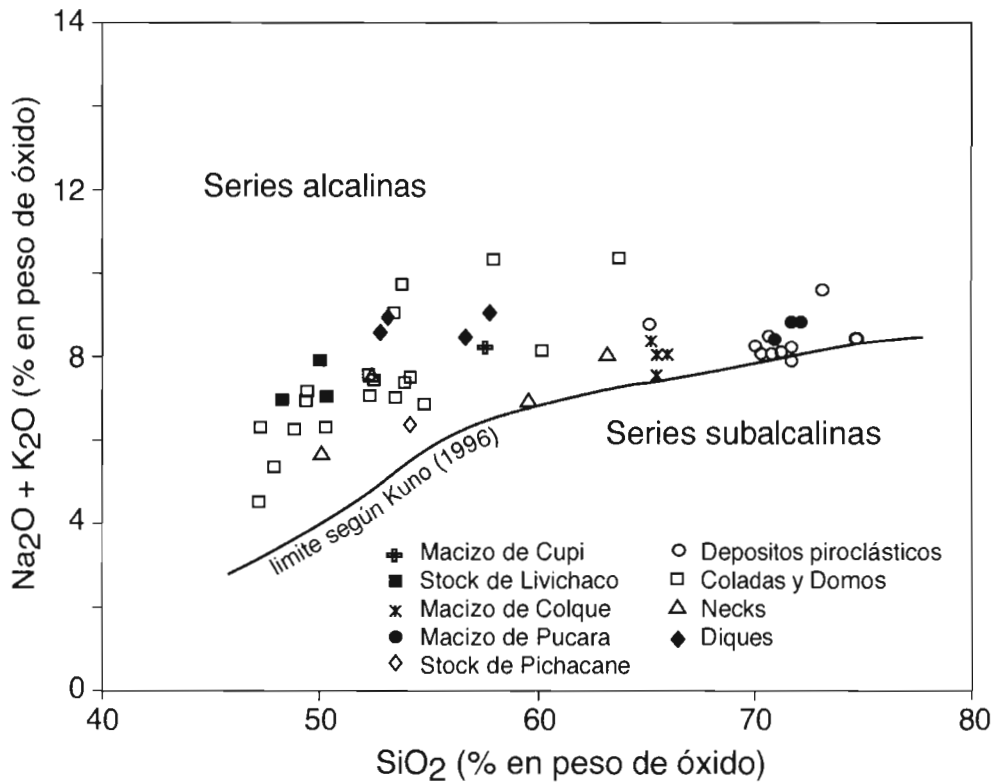


Fig. 5: Ploteo de las rocas estudiadas en el diagrama TAS (Total Alkalis y Silica) con la curva de Kuno (1966)

Fig. 6: Ploteo de rocas estudiadas en el diagrama de clasificación de rocas alcalinas (Comin-Chiaramonti et al., 1997)

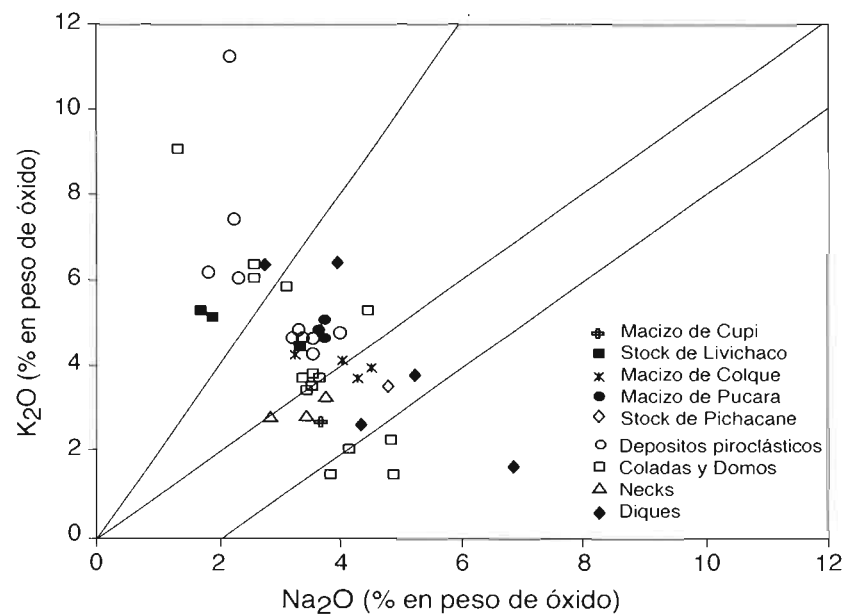


Fig. 7: Variación de CaO , MgO versus SiO_2 para las rocas alcalinas estudiadas.

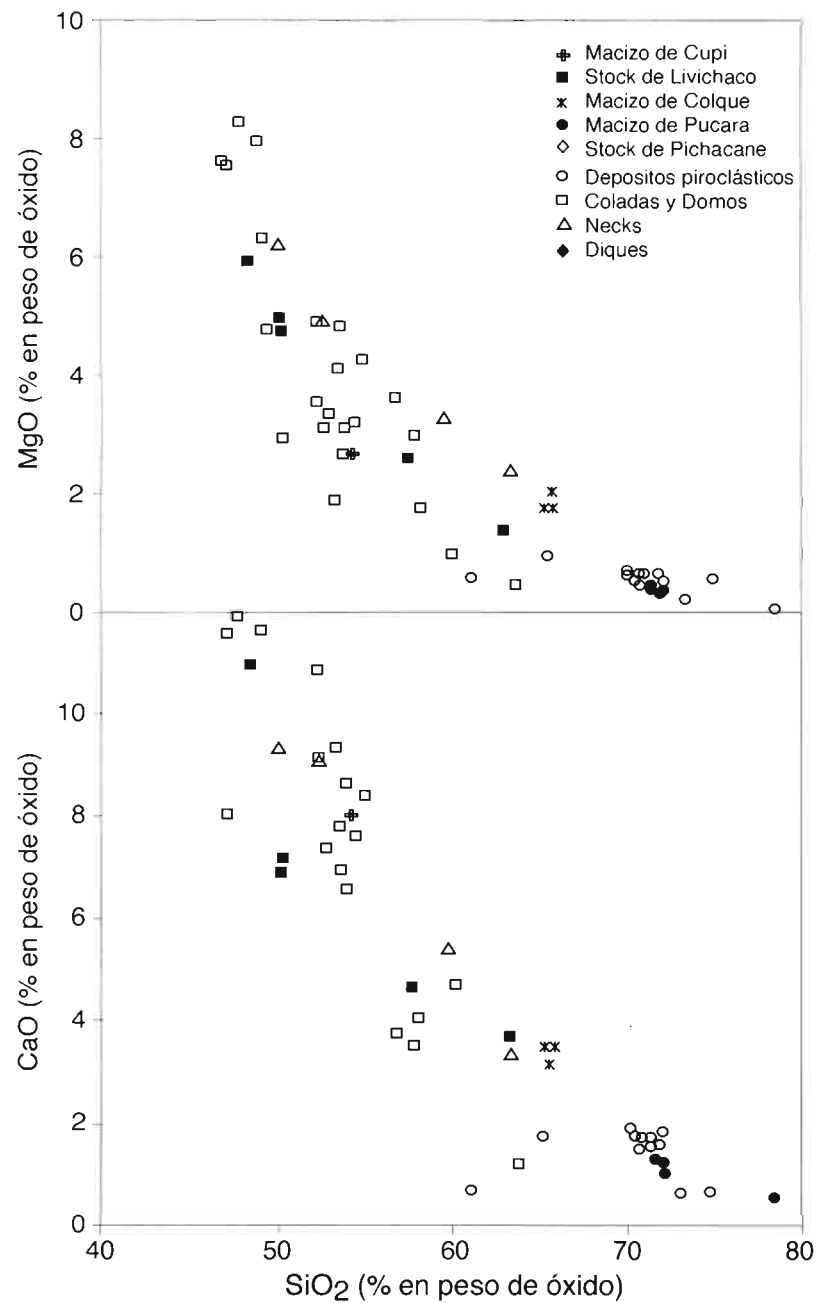


TABLA 6
ANÁLISIS QUÍMICOS DE ELEMENTOS MAYORES DE LAS COLADAS Y DIQUES VOLCÁNICOS.

Afloramiento	Coladas Ocuco													Diques				
Roca	traquibasaltos				traquiandesitas									traquiandesitas				traquibasalto
Muestra	EA96A	EA96b	EA96c	970822-5	970823-1	CT 13	CT 24	CT 25	CT 42	CT 63	990729-7	EA 96d	EA 99	970823-6	970823-7	990329-2	99055-2	990329-1
SiO2 (% peso)	45.46	46.72	47.32	45.78	49.51	49.69	52.57	50.35	53.66	53.24	51.12	52.29	61.17	51.89	51.82	57.24	56.15	48.53
TiO2	1.06	0.93	0.96	0.97	0.98	0.91	1.05	0.99	1.05	1.05	1.05	0.93	0.54	0.9	0.89	0.89	0.97	1.38
Al2O3	11.57	11.8	13.18	11.78	15	14.43	16.16	15.6	16.82	16.76	14.3	16.28	18.3	14.96	16.31	17.24	17.29	15.21
Fe2O3	10.68	8.89	9.31	9.87	6.82	7.48	7.3	6.79	7.24	7.04	8.02	7.25	3.42	7.73	7.69	6.57	7.11	9.66
MnO	0.2	0.17	0.17	0.18	0.1	0.09	0.08	0.12	0.1	0.1	0.13	0.19	0.08	0.2	0.35	0.06	0.05	0.17
MgO	7.25	7.58	6.05	7.91	3.35	1.74	4.78	2.96	3.16	3.06	4.79	2.58	0.44	4.01	3.26	2.9	3.51	4.71
CaO	11.08	11.07	9.44	11.29	10.37	8.71	7.62	10.41	7.55	8.48	8.88	6.33	1.15	6.67	7.23	3.49	3.7	9.22
Na2O	4.61	3.97	4.62	3.65	3.2	2.88	3.41	3.38	3.59	3.63	2.39	4.33	1.28	2.55	2.54	5.18	6.75	4.21
K2O	1.43	1.97	2.16	1.46	3.48	5.43	3.41	3.66	3.81	3.69	4.99	5.12	8.66	6.15	5.87	3.74	1.59	2.56
P2O5	0.86	0.76	0.81	0.86	0.54	0.54	0.42	0.4	0.46	0.48	0.56	0.51	0.16	0.58	0.61	0.35	0.35	0.69
Total	99.5	99.2	97.4	100.0	99.9	100.1	100.0	100.4	100.0	100.4	100.3	99.4	99.7	99.9	100.0	100.3	99.9	100.0
Norma CIWP																		
cuarzo (% vol)																		
ortosa	8	12	13	9	21	32	20	22	23	22	29	30	51	36	35	22	9	15
albita	12	13	18	14	18	13	29	17	30	29	15	22	11	16	16	44	56	20
anortita	7	9	9	11	16	10	19	17	19	19	14	10	5	11	16	13	12	15
nefelina	14	11	11	9	5	6		6		1	3	8		3	3		0	8
leucita																		
kaliofilita																		
diópsido	35	34	27	32	26	25	14	27	13	17	22	16		15	14	2	3	22
hiperstena							2		2				5			10		
olivino	11	10	10	12	3	1	8	2	6	6	8	6		9	8	3	12	9
corindón													5					
monticellita																		
magnetita	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1	2	2	2	2	2
ilmenita	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1	2	2	2	2	3
apatito	2	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	2
suma	94	94	94	94	93	92	97	95	98	98	96	96	95	96	97	98	98	97

Elementos en trazas

Las rocas alcalinas de la zona de estudio están enriquecidas en elementos incompatibles de tipo litófilos con largo rayo iónico (LILE) como bario, estroncio, rubidio y tierras raras ligeras como lantano. En particular, al normalizar los elementos incompatibles de estas rocas con los valores del manto primitivo, aparecen anomalías positivas en bario y estroncio asociadas a anomalías relativamente negativas en niobio, fosforo y titanio (Fig. 8). Estas firmas son parecidas a las lavas oligocenas y miocenas del arco volcánico, que están relacionadas a la subducción (Mamani, en preparación).

Por otro lado, los elementos mayores y las relaciones de LILE (como bario, estroncio y torio), HFSE (como niobio, tantalio, circonio) y tierras raras (como neodimio) son relativamente bajas en comparación a las rocas del arco ($Sr/Nd = 6.8-30$, $Ba/La = 9-45$, $Th/Nb = 1$); las firmas de estas rocas son parecidas a las de lavas intraplaca (ver relaciones en las Tablas 3, 5 y 7).

Pero las relaciones Ba/La y La/Sm (Tablas 3, 5 y 7) para estas rocas son demasiado altas en comparación a lavas intraplaca y de arcos volcánicos, por lo que no pueden corresponder por completo a estos tipos. Además, en el diagrama normalizado al manto primitivo (Fig. 8), se nota que el contenido de circonio es constante, mientras el niobio no está completamente empobrecido como en las lavas de arco y tampoco está claramente enriquecido como en lavas intraplaca. Las relaciones y observaciones mencionadas sugieren que estas rocas alcalinas han sido generados en relación con una tectónica extensional con firmas de arco.

Este tipo de características geoquímicas son muy similares a las asociaciones de rocas descritas en las Highwood y Crazy Mountains en Montana, EUA (Dúdas,

1991; O'Brien et al., 1995) y en el graben de Asunción-Sapacai en Paraguay oriental (Comin-Chiaramonti et al., 1997).

GEOCRONOLOGÍA Y CONDICIONES DE EMPLAZAMIENTO

En un conjunto de rocas colectadas y seleccionadas para geocronología, se separaron principalmente minerales como hornblenda, biotita, feldespatos. La descripción detallada de estas muestras y el método de datación usado están dados en la Tabla 1, donde algunas dataciones provienen de la bibliografía.

Las primeras manifestaciones de los magmas alcalinos en esta zona del tras-arco corresponden a las dioritas del macizo de Cupi (29 ± 1 Ma) y a los shonkinitas del stock de Livichaco (28.2 ± 1.5 Ma), que se emplazaron en el Oligoceno medio. Este stock de Livichaco estuvo controlado por la falla Pasani (Ibarra et al., 2004 [este volumen]) y corresponde a la zona de alimentación del vulcanismo que emitió los traquibasaltos y traquiandesitas intercalados dentro de una sucesión sedimentaria oligo-miocena e igualmente datados en 28.3 ± 0.6 Ma, tanto en la cuenca de Ayaviri como en la zona de Ocuvi.

En el Mioceno inferior (~ 20 Ma) se inició el relleno conglomerádico de la cuenca de Ayaviri, probablemente en relación con el juego sinistral-inverso de la falla Pasani (Ibarra et al., 2004 [este volumen]). Al sur de la zona de estudio, se produjo alrededor de 19 Ma una emisión espectacular de depósitos piroclásticos que se extiende por algunos cientos de kilómetros (evento Ocuvi); estas ignimbritas marcan convencionalmente la base del miembro superior de la Formación Tinajani y fueron en parte alimentadas por domos de riolita emplazados en

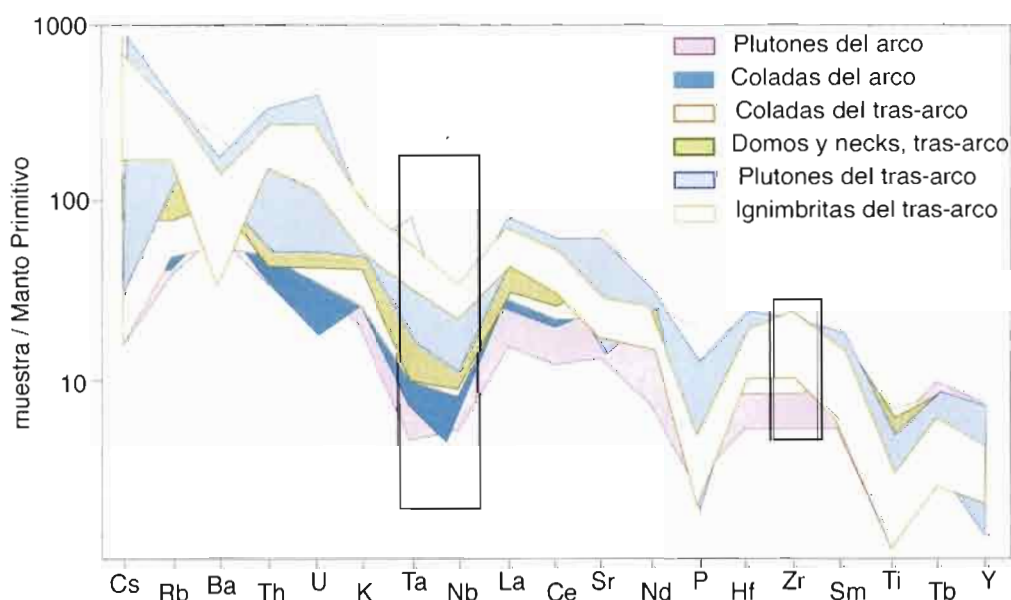


Fig. 8: Patrones de elementos incompatibles de rocas de tras-arco y arco, normalizados con los valores del Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989)

TABLA 7
ANÁLISIS QUÍMICOS DE ELEMENTOS TRAZA DE LAS COLADAS Y DIQUES VOLCÁNICOS.

Afloramiento	Coladas Ocuco													Diques				
Roca	traquibasaltos				traquiandesitas									traquiandesitas				traquibasalto
Muestra	EA96a	EA96b	EA96c	9708 22-5	9708 23-1	CT 13	CT 24	CT 25	CT 42	CT 63	990727-7	Ea96d	Ea99	9708 23-6	9708 23-7	990329-2	990329-1	9905 5-2
Elementos compatibles																		
Co (ppm)	44	37	35	44	23.8	23	27	23	21	20	34	21	5	26	26	19	18	33
Ni	48	75	42	44	54	29	60	47	49	47	45	14	2	12	13	10	13	60
Cr	139	264	114	140	146	47	157	139	151	156	175	22	0.2	24	15	12	15	83
Sc	35	32	28	24	17							18	4	16	15			
V	335	270	291	301	226	242	219	202	227	237	239	218	49	252	245	160	186	304
Elementos incompatibles																		
Th (ppm)	6	8	8	5.8	8.11	6.2	8.2	8.4	8.6	8.5	7.3	10		6.8	7.1	4.5	4.7	5.8
Zr	95	108	110	99.4	151.5	117	160	154	165	168	178	174	383	186.0	178.4	149	148	146
Nb	6	7	8	6.7	8.3	8	9	8	9	9	10	15	25.1	10.4	10.7	8	7	9
Ta	0.5	0.5	0.6	0.5	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	1.2	1.9	0.8	0.8	0.6	0.6	0.7
Hf				2.4	3.9	3.5	4.2	4.1	4.5	4.2	4.1			4.4	4.2	3.8	4.1	3.7
U				1.1	2.5	1.6	2.5	2.5	2.5	2.5	2.3			1.8	2.0	1	1	1.6
Cs				2.9	2.2	4.8	1	6.8	3.3	1.3	3.2			48.5	0.8	0.4	0.6	4.2
Ba	1132	1871	1622	1734.4	786.8	1435	877	827	938	890	993	1573	218	1349.9	1443.1	1007	394	1110
Sr	1273	2336	1939	1467.9	778.8	1150	821	796	842	871	870	1716	366	643.3	748.2	480	500	1177
Rb	37	67	37	42.8	120.9	91	103	123	137	122	168	108	341	165.5	145.5	92	68	30
Pb				13.6	12.3	30	14	13	13	14	15			27.9	276.5	1	3	17
Y	22	20	22	18.8	21.1	18	22	20	22	23	28	27	29.1	26.1	27.3	23	24	27
Elementos de tierras raras																		
La (ppm)	21.6	24.1	26.1	24.767	25.5	24	27	27	28	27	29	33.2	44.9	32.3	34.5	21	22	26
Ce	41.5	47.4	48.8	48.3	51.5	51	57	55	60	56	60	62.1	81.3	65.8	64.1	45	45	59
Pr				6.3	6.1	6.2	6.7	6.6	7	6.7	7.4			7.8	8.0	6	5.7	7.4
Nd	25.2	27.2	28.1	25.8	24.8	26	28	26	27	27	29	32.2	33.5	34.4	32.4	25	25	32
Sm	6.4	6.6	6.7	5.9	5.0	5.6	5.5	5.3	5.6	5.5	6.6	7.3	6.7	6.8	6.6	5.4	5.4	7.3
Eu	1.8	1.8	1.8	2.1	1.5	1.7	1.5	1.5	1.6	1.5	1.6	2.0	1.3	2.0	2.1	1.7	1.5	2.1
Gd	5.5	5.4	5.7	5.2	4.6	4.5	4.8	4.6	4.6	4.6	5.4	6	5.5	5.6	5.9	4.9	4.9	6.0
Tb				0.7	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8			0.8	0.8	0.7	0.7	0.9
Dy	4.0	3.7	4.0	3.6	3.6	3.5	4.0	3.9	3.8	3.8	4.7	5.3	5.0	4.7	4.5	4.1	4.4	4.9
Ho				0.6	0.8	0.6	0.8	0.7	0.8	0.8	0.9			0.9	0.9	0.8	0.8	0.9
Er	1.7	1.6	1.8	1.6	1.8	1.6	2.0	1.9	2.1	2.1	2.3	2.4	2.9	2.2	2.2	2.2	2.3	2.4
Tm				0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4			0.4	0.4	0.3	0.4	0.3
Yb	1.5	1.4	1.6	1.5	2.0	1.5	2	1.9	2.1	2	2.4	2.5	3.4	2.2	2.1	2.3	2.4	2.2
Lu	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.3	0.5	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4
Relaciones																		
Sr/Nd	50	86	69	57	31	44	29	31	31	32	30	53	11	19	23	19	20	37
Th/Nb	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1
Ba/La	52	78	62	70	31	60	32	31	34	33	34	47	5	42	42	48	18	43
La/Sm	3	4	4	4	5	4	5	5	5	5	4	5	7	5	5	4	4	4

S = stock

ppm = partes por millón

fallas. El funcionamiento transpresional del corredor estructural Cupi-Colque terminó por hacer aflorar las granodioritas del Macizo de Colque (17.5 ± 0.1 Ma), que en parte se encuentran emplazadas en las fallas Pasani y Pucarani (Ibarra et al., 2004 [este volumen]).

De acuerdo a Ibarra et al. (2004 [este volumen]), la sedimentación en la cuenca de Ayaviri se desarrolló en tres etapas principales. En la primera (Oligoceno inferior), el juego transpresional de la falla Ayaviri estructuró y deformó el borde noreste de la cuenca homónima, mientras depósitos clásticos se acumulaban en ella (Formación Ayaviri). 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 (falla Pasani) durante la acumulación de conglomerados gruesos, y produciendo la exhumación de los estratos antiguos y rocas plutónicas presentes en el corredor (la discordancia progresiva que se observa en el flanco suroeste del sinclinal de Tinajani se originó en este contexto tectónico).

En el Mioceno medio (~15 Ma) se emplazaron los necks que intruyen a las ignimbritas Ocuvi en la cuenca de Ayaviri. Posiblemente también durante el Mioceno medio se emplazaron los granitos del macizo de Pucará y stock de Pichacani, puesto que estas rocas intruyen al relleno de la cuenca. El emplazamiento del macizo de Pucará parece haber sido controlado por la falla Ayaviri.

Durante el intervalo Oligoceno - Mioceno inferior, existió magmatismo en el arco volcánico principal (formaciones Tacaza y Huaylillas) y sedimentación en el ante-arco (Grupo Moquegua). La diferencia entre la zona de estudio y el arco principal está marcada por sus composiciones geoquímicas distintas: en el arco volcánico las rocas son subalcalinas, del tipo clásico de arco, mientras en el tras-arco las rocas son alcalinas, como en zonas en extensión.

CONCLUSIONES

Las fallas existentes en la zona de estudio definen un corredor no solamente estructural (Ibarra et al., 2004 [este volumen]) sino también magmático puesto que han controlado el emplazamiento de las rocas magmáticas.

Las variaciones de los elementos compatibles e incompatibles así como la variación de la composición de los minerales sugieren que la asociación de shonkinitas y traquibasaltos resulta de un proceso de cristalización fraccionada dominado por la precipitación de clinopiroxenos, puesto que estos fueron los primeros

minerales que precipitaron (seguidos por el olivino, biotita, plagioclasas, sanidina y magnetitas). En cambio, la asociación de granodioritas, dacitas, granitos y riolitas resulta de un proceso de asimilación cortical; los minerales que precipitaron para formar estas rocas fueron hornblenda, biotita, plagioclasa, feldespatos potásicos y cuarzo; las ignimbritas incluyen además fragmentos líticos. En el caso de las dioritas y traquiandesitas, parece que están relacionadas a procesos de cristalización fraccionada y de mezcla porque presentan una variedad de plagioclasas y clinopiroxenos, y porque los fenocristales de hornblenda presentan zonación y bordes corroídos.

Las firmas geoquímicas de lavas intraplaca sugieren que el manto litosférico desempeñó un papel importante en la génesis de las rocas correspondientes (ver por ejemplo Edwards et al., 1991, 1994; Kay et al., 1994; O'Brien et al., 1995; Comin-Chiaromonte et al., 1997). Para estos autores, las características geoquímicas de los magmas primitivos máficos potásicos reflejan en parte la composición del manto litosférico de donde se originan estas rocas. En cambio, las firmas de arco documentadas para rocas básicas, intermedias y ácidas de la zona de estudio, relacionadas a una tectónica extensional, pueden resultar de la interacción entre el manto litosférico y procesos ligados a la subducción contemporánea y/o de la fusión parcial de una antigua fuente litosférica modificada por fluidos provenientes de una subducción. La fusión se inició por extensión litosférica y flujo fluido. Una fusión diferenciada puede ser causada por una combinación de diferenciación magmática, asimilación cortical y fusión parcial de corteza. De esta forma las características de tipo subducción observadas en las rocas de la zona de estudio pueden ser producto de la subducción de la placa de Nazca durante el Cenozoico o de eventos metasomáticos mucho más antiguos que afectaron la litósfera andina durante el Mesozoico, Paleozoico y/o Proterozoico. Para determinar cuales de estos procesos influyeron en las características geoquímicas observadas en las rocas alcalinas del tras-arco, sería necesario efectuar análisis de isótopos de estroncio, neodimio y plomo, y desarrollar más detalladamente investigaciones geoquímicas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado y financiado en el marco del convenio IRD-UNSAAC. Agradecemos a los Drs. Victor Carlotto y Thierry Sempere, así como al Prof. Gerhard Wörner por su colaboración. Los análisis de elementos mayores, menores y en trazas fueron realizados en el Centro de Investigación Petrográfico y Geoquímico (CRPG) de Nancy (Francia).

REFERENCIAS

- AUDEBAUD E. & VATIN-PÉRIGNON N. (1974).- The volcanism of the northern part of the Peruvian Altiplano and of the Oriental Cordillera on a traverse Quincemil-Sicuani - Arequipa. Proceedings of the Symposium on Andean and Antarctic Volcanology, Santiago, Chile, p.5-37.
- BONHOMME M.G., AUDEBAUD E. & VIVIER G. (1985).- K-Ar ages of Hercynian and Neogene rocks along an east-west cross section in southern Perú. *Comunicaciones*. Santiago, Chile, v. 35, p. 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 - Condoroma - Santa Lucía (dptos. de Cusco, Puno y Arequipa). X Congreso Peruano de Geología, Lima, p. 8 (res.) y archivo CD-ROM «GR6A» (9 p.).
- CARLIER G. & LORAND J. (1997).- First occurrence of diopside sanidine phlogopite lamproite in the Andean Cordillera: the Huacancha and Morojarja dikes, Southern Peru. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 34, p. 1118-1127.
- CARLIER G., LORAND J. P., BONHOMME M. & CARLOTTO V. (1996).- A reappraisal of the Cenozoic Inner Arc magmatism in Southern Peru: Consequences for the evolution of the Central Andes for the past 50 Ma. International Symposium on Andean Geodynamics, Saint-Malo, France, Extended abstracts, ORSTOM, série «Colloques et Séminaires», p. 551-554.
- CARLOTTO V. (1998).- *Evolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13°-16°S, Pérou): Enregistrement sédimentaire, chronologie, contrôles paléogéographiques, évolution cinématique*. Tesis doctoral de la Universidad de Grenoble, Francia.
- COMIN-CHIARAMONTI P., CUNDARI A., PICCIRILLO E. M., GOMES C.B., CASTORINA F., CENSI P., DE MIN A., MARZOLI A., SPEZIALE S. & VELÁSQUEZ V. F. (1997).- Potassic and sodic igneous rocks from eastern Paraguay: Their origin from lithospheric mantle and genetic relationships with the associated Paraná flood tholeiites. *Journal of Petrology*, v. 38, p. 495-528.
- DE LA CRUZ N. (1995).- Geología de los Cuadrángulos de Velille, Yauri, Ayaviri y Azángaro (hojas 30-s, 30-t, 30-u, 30-v). Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Boletín N° 58. Serie A: Carta Geológica Nacional, 144 p.
- DÚDAS F. O. (1991).- Geochemistry of igneous rocks from Crazy Mountains, Montana and Tectonic models for the Montana Alkaline Province. *J. Geophys. Res.*, 96: 13261-13277.
- EDWARDS C., MENZIES M. & TRIRLWALL M. (1991).- Evidence from Muriah, Indonesia, for the Interplay of supra-subduction zone and intraplate processes in the genesis of potassic alkaline magmas. *Journal of Petrology*, v. 32, p. 555-592.
- EDWARDS C., MENZIES M., TRIRLWALL M., MORRIS J.D., LEEMAN W.P., HARMON R. (1994).- The transition to potassic alkaline volcanism in island arc: The Ringgit-beser Complex, east Java, Indonesia. *Journal of Petrology*, v. 35, p. 1557-1595.
- 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.
- IBARRA I., MAMANI M., RODRÍGUEZ R., SEMPERE T., CARLOTTO V. & CARLIER G. (2004).- Estratigrafía y tectónica de la parte sur de la cuenca de Ayaviri. Este volumen.
- KAY S.M., COIRA B. & VIRAMONTE J. (1994).- Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentina Puna Plateau, Central Andes. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 24323-24339.
- LAUBACHER G. (1978).- Géologie de la Cordillère Orientale et de l'Altiplano au nord et nord-ouest du lac Titicaca (Pérou). Travaux et Documents de l'ORSTOM, 95, 217 p., Paris.
- MAMANI M. & IBARRA I. (2000).- *Magmatismo y tectónica mesozoica del Altiplano y del nordeste de la Cordillera Occidental del Perú*. Tesis de Ingeniero Geólogo. Universidad San Antonio Abad del Cusco.
- O'BRIEN H.E., IRVING A.T., MCCALLUM I.S. & THIRLWALL F. (1995).- Strontium, neodymium, and lead isotopic evidence for the interaction of post-subduction asthenospheric potassic mafic magmas of the highwood Mountains, Montana, USA, with ancient Wyoming craton lithospheric mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 59, p. 4539-4556.
- 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.
- PECCERILLO A. & TAYLOR S. R. (1976).- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.58, p.63-81.
- SUN S.S. & MCDONOUGH W. F. (1989).- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry, M.J. (eds), *Magmatism in oceanic basins*. Geological Society of London, Special Publ. 42, p. 313-345.
- WILSON M. (1989).- *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London.

PALEOGEOGRAFÍA Y EVOLUCIÓN DE LA CUENCA MIOCENA DE DESCANSO-YAURI (CUSCO)

Luis CERPA ¹, Paola MEZA ¹, Victor CARLOTTO ², Michel FORNARI ³ & Thierry SEMPÈRE ⁴

¹ Convenio IRD-UNSAAC, Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco, Av. de la Cultura s/n, Cusco.

E-mail: geoloco_x@hotmail.com

² Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco (UNSAAC), Departamento Académico de Geología, Cusco.

E-mail: carlotto@unsaac.edu.pe

³ IRD y Laboratoire de Géochronologie, UMR 6526 Géosciences Azur, Université de Nice - Sophia Antipolis, 06108 Nice cedex 02, Francia. E-mail: Michel.Fornari@unice.fr

⁴ IRD, apartado postal 18-1209, Lima 18. E-mail: Thierry.Sempere@ird.fr

RESUMEN

La cuenca Descanso-Yauri se encuentra en el límite entre el Altiplano y las cordilleras Occidental y Oriental del sur del Perú. Es una cuenca intramontañosa miocena alargada paralelamente a las estructuras locales. Su relleno resultó de una sedimentación aparentemente continua que se desarrolló entre ~20 y ~10 Ma. Dos niveles piroclásticos, datados en ~18.7 y ~12.1 Ma, proporcionan horizontes guías. Al inicio del funcionamiento de la cuenca, abanicos aluviales se instalaron en el borde noreste, tectónicamente activo. Un sistema fluvial mayormente trenzado se desarrolló en la mayor parte de la cuenca durante el intervalo ~18.7 - ~12.1 Ma. Los sedimentos provenían principalmente del sureste y suroeste, donde fallas estaban también activas. Discordancias progresivas se observan en el borde noreste, indicando que éste seguía siendo tectónicamente activo. Este sistema de ríos trenzados evolucionó para volverse meandriforme, continuando con una alimentación desde el sureste y suroeste. Abanicos aluviales seguían existiendo en los bordes noreste y sur, sugiriendo que las fallas locales seguían activas. Posteriormente la sedimentación se hizo mayormente lacustre, extendiéndose sobre gran parte de la cuenca y siendo sometida a variaciones climáticas. Se interpreta que la cuenca dejó de funcionar cuando fue capturada por el sistema erosional del río Apurímac, que drena actualmente el área.

ABSTRACT

The Descanso-Yauri Basin is located in the transition area between the Altiplano and the Occidental and Oriental cordilleras of southern Peru. It is a Miocene intermontane basin that is elongated parallel to the local structures. Its infill resulted from an apparently continuous sedimentation that was active between ~20 and ~10 Ma. Two pyroclastic beds, dated ~18.7 and ~12.1 Ma, provide guide horizons. At the onset of basin activity, alluvial fans developed along its NE, tectonically active border. A mainly braided fluvial system developed over the major part of the basin during the ~18.7 - ~12.1 Ma interval. Sediments were derived mainly from the SE and SW, where faults were also active. Growth strata are observed along the NE border, indicating that its activity continued. This system of braided rivers evolved to meandering, still being fed from the SE and SW. Alluvial fans continued to exist along the NE and S borders, suggesting that the local faults were still active. Sedimentation turned later mainly lacustrine, extending over a large part of the basin and being submitted to climatic variations. The basin probably ceased to be active when it was captured by the río Apurímac erosional system, which currently drains the area.

INTRODUCCIÓN

La evolución de los Andes Centrales durante el Neógeno engendró pequeñas cuencas intramontañas, generalmente subparalelas a la orientación orográfica andina. Sus evoluciones sedimentarias y tectónicas estuvieron producidas por una deformación continua (Noblet et al., 1995; Marocco et al., 1995; Carlotto, 1998). El estudio de sus registros proporciona informaciones valiosas sobre la historia orogénica andina. La cuenca Descanso-Yauri, objeto de la presente contribución, es una de estas cuencas

Ubicada en el departamento de Cusco, la cuenca Descanso-Yauri es una pequeña cuenca sinorogénica, que se desarrolló en la región limítrofe entre las cordilleras Occidental y Oriental y el Altiplano, pocos kilómetros al oeste del límite noroeste de éste. Pertenece a un conjunto de cuencas intramontañas, localizadas a lo largo de la zona de transición entre el Altiplano y la Cordillera Occidental. Tiene una orientación NO-SE y cubre una superficie de aproximadamente 2000 km². Está ubicada a 25 km al sur de la ciudad de Sicuani (Departamento del Cusco), entre las localidades de El Descanso, Yauri, Checca, Quehue,

Santa Lucía de Pichigua, Héctor Tejada, Ocoruro y Tintaya (Fig. 1).

El relleno sedimentario de la cuenca Descanso-Yauri es conocido con el nombre de Formación El Descanso (Audebaud, 1967).

TRABAJOS ANTERIORES

Al emprender nuestras investigaciones, se consultó los trabajos anteriores donde la cuenca Descanso-Yauri había sido mencionada o tratada. Los diferentes autores pusieron énfasis en la definición y composición litológica de diversas unidades, y les asignaron edades basadas por una parte en su posición estratigráfica observable en el campo y, por otra parte, en similitudes litológicas con otras unidades de zonas vecinas.

Las primeras menciones y definiciones de las unidades de este área fueron hechas por Audebaud (1967). Posteriormente, el MMEAJ (1972) estudió más detenidamente algunas formaciones del área. En el Proyecto Integrado Sur de INGEMMET, Palacios et al. (1993) elevaron al rango de formación los sedimentos lacustres de la cuenca Descanso-Yauri.

De La Cruz (1995) estudió regionalmente los sedimentos presentes en la cuenca y asignó un rango

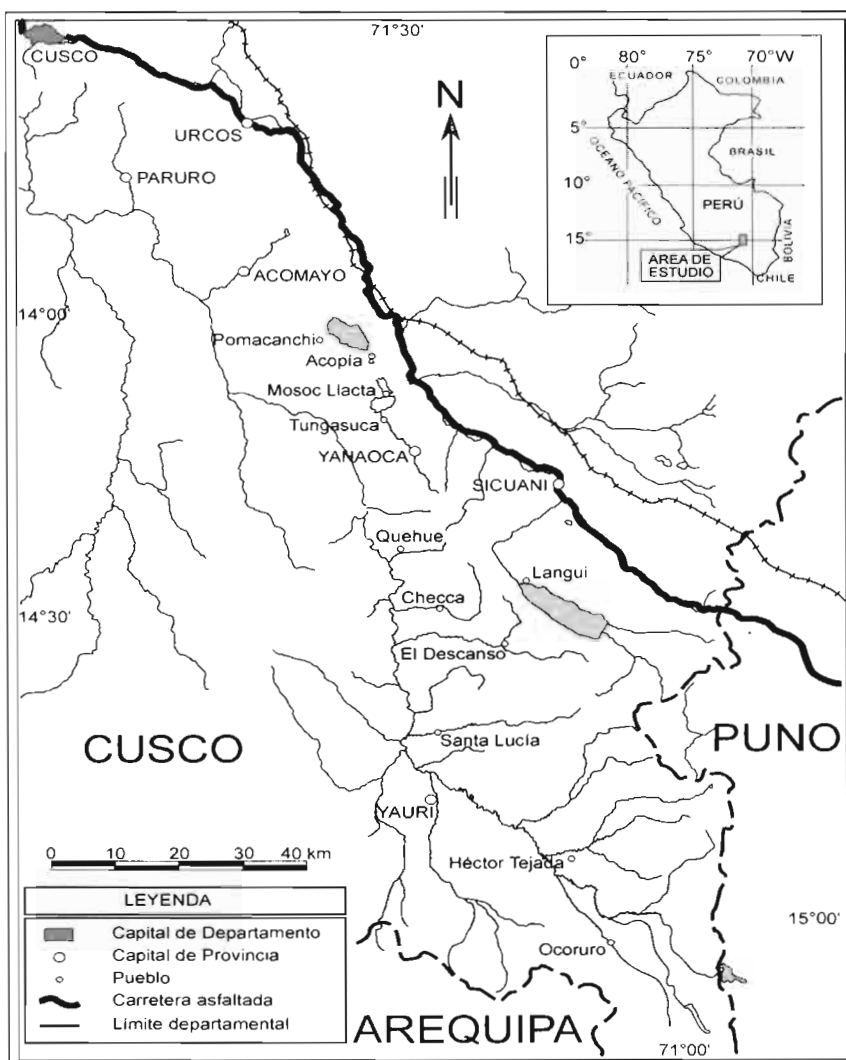
formacional a distintas unidades litológicas aflorantes en el área. Carlotto (1998) reconoció por primera vez a la cuenca Descanso-Yauri como tal, asignándole una edad Mioceno superior-Plioceno.

METODOLOGÍA

El presente estudio se basa en un cartografiado geológico al detalle, en dataciones radiométricas inéditas, y en el análisis secuencial del relleno sedimentario de la cuenca. Se levantaron columnas estratigráficas, con una observación detallada de las facies y estructuras sedimentarias, y se midieron paleocorrientes. Estos datos permiten redefinir su edad e interpretar el significado geodinámico de su relleno.

La organización y división de las rocas sedimentarias de la Formación El Descanso se realizó basándose en las asociaciones de arquitectura de facies (Miall, 1978, 1985) y descripciones de sedimentación lacustre (Carroll & Bohacs, 1999) para realizar las interpretaciones sedimentológicas y paleogeográficas y proponer un esquema de la evolución de la cuenca. El estudio de la naturaleza, organización y deformación de los sedimentos presentes en esta cuenca aporta nuevos datos respecto a la evolución de las cuencas neógenas.

Fig. 1: Ubicación de la zona de estudio



CONTEXTOGEOLOGICO

La cuenca Descanso-Yauri ocupa una posición peculiar en la región, ubicándose cerca de un límite estructural (Latorre & Orós, 2000). En efecto, su substrato presenta a la vez unidades características de:

- el Altiplano : formaciones Ayabacas y Puquín, Grupo San Jerónimo;
- la Cordillera Occidental : Grupo Yura, formaciones Mara, Ferrobamba, Chilca, Anta, Ocoruro, y el batolito Andahuaylas-Yauri.

El límite entre estos dominios paleogeográficos se caracteriza por la presencia de fallas de importancia regional. Estas fallas han controlado la evolución de la cuenca, y afloran principalmente en su borde norte. En particular, la cuenca está limitada al norte por la falla Langui-Descanso y al sur por la falla Yauri-Ocoruro. Cabe notar que la cuenca es romboédrica y alargada según una orientación NNW-SSE subparalela a las estructuras de su substrato.

El substrato de la cuenca está conformado, al norte y noreste, por unidades cretáceas (formaciones Ayabacas y Puquín) y paleógenas (formaciones Chilca y Anta); al sur y suroeste, por unidades cretáceas y neógenas (Grupo Yura; formaciones Mara, Ferrobamba y Ocoruro), intrusiones eocenas y oligocenas pertenecientes al batolito Andahuaylas-Yauri, y rocas volcánicas. Donde se puede observar, la superficie basal de la Formación El Descanso es una discordancia, siempre erosiva y generalmente angular.

La litología de la Formación El Descanso es muy variada : está compuesta por conglomerados y areniscas aluviales y fluviales, lutitas y calizas lacustres, e incluye además depósitos piroclásticos. El espesor de su relleno varía entre 50 y 1200 m. La Formación El Descanso se puede dividir en tres miembros (Fig. 2): un miembro basal (« A »), un miembro principal (« B »), y un miembro cuspidal (« C »). Esta nomenclatura ya transparecía de la primera descripción realizada por Audebaud (1967).

GEOCRONOLOGÍA

La división del relleno sedimentario de la cuenca Descanso-Yauri en tres miembros aprovecha la existencia de dos niveles piroclásticos que proporcionan guías estratigráficas prácticas y valiosas puesto que estos dos niveles piroclásticos han sido datados isotópicamente. También se recolectaron fósiles, pero de valor cronológico poco preciso.

El límite entre los miembros basal (A) y principal (B) es la toba Atunhuasi, la cual alcanza hasta 6 m de espesor y se puede seguir cartográficamente hasta la zona de Ocuviri-Llalli. Allí



Fig. 2: Columna estratigráfica de la Formación El Descanso (según una transecta NE-SO pasando por el pueblo de El Descanso)

denominada Unidad de Tobas Ocuvi, es precisamente datada en 18.74 ± 0.19 Ma (Ar/Ar sobre biotita; Boudesseul et al. 2000). La sedimentación de la Formación El Descanso se inició por lo tanto anteriormente a 19 Ma. Dado el espesor del miembro basal, estimamos tentativamente la iniciación del funcionamiento de la cuenca en ~ 20 Ma, es decir alrededor del límite Aquitaniense-Burdigaliense.

El límite entre los miembros principal (B) y cuspidal (C) es la toba Yauri (Formación Pampa Garzas de De La Cruz, 1995), la cual proporcionó edades Ar/Ar sobre sanidina de 12.82 ± 1.08 Ma (Cerpa et al., 2000) y, más precisamente, de 12.09 ± 0.18 Ma y 11.99 ± 0.27 Ma (M. Fornari, este estudio). De estas tres edades, las dos últimas son las más confiables por las menores incertidumbres que presentan, indicando que la erupción que dio lugar a esta toba ignimbrítica ocurrió en ~ 12.09 Ma.

Dado el espesor del miembro cuspidal, se estima que la edad de los estratos más recientes de la cuenca es ~ 10 Ma. Estas estimaciones conducen a proponer que la cuenca estuvo activa desde la parte media del Mioceno inferior hasta la parte inferior del Mioceno medio.

Este rango cronológico es compatible con la microflore de diatomeas encontrada en el miembro cuspidal ("Formación Yauri") y descrita por M. Morales. En efecto, las formas ilustradas en De La Cruz (1995) pueden tener una edad Mioceno medio o superior (Dra. S. Servant, IRD-Muséum National d'Histoire Naturelle de París, com. pers.).

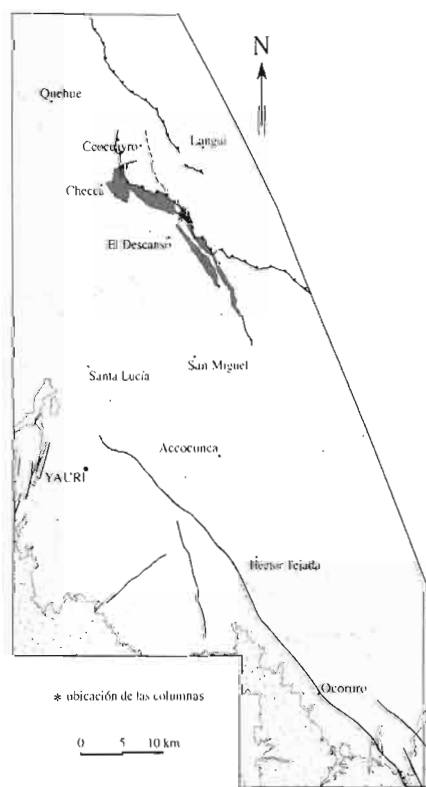
ANÁLISIS SEDIMENTARIO DE LA CUENCA DESCANSO-YAURI

Miembro basal (miembro A)

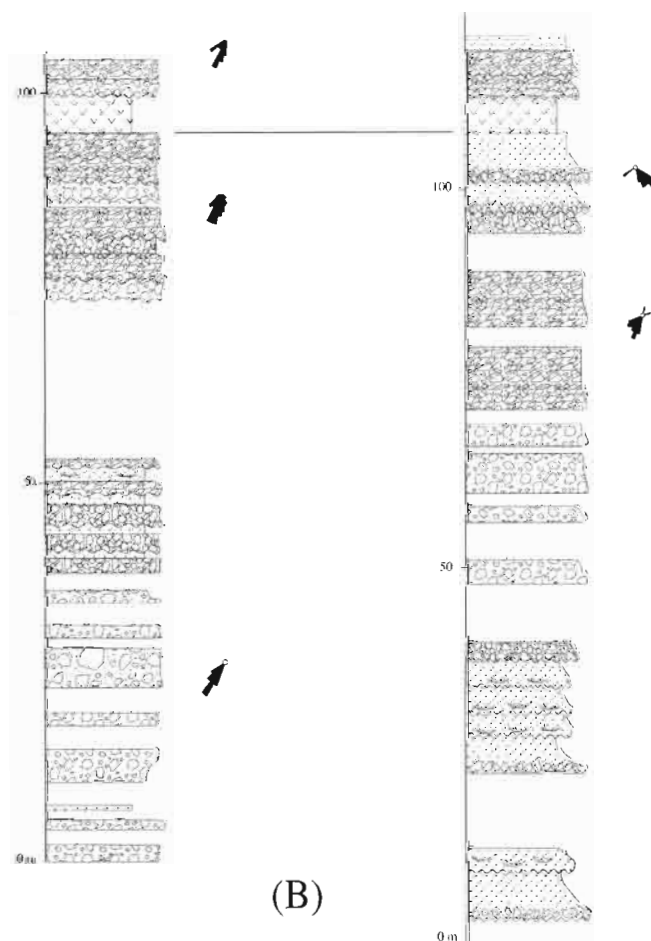
El miembro basal aflora en el borde norte de la cuenca (Fig. 3A), donde sobreyace en discordancia angular a las formaciones Ayabacas y Anta, o está en contacto fallado con una de ellas. Litológicamente está compuesto por conglomerados y areniscas de grano grueso (Fig. 3B); los clastos son de caliza, rocas volcánicas, arenisca, conglomerado y cuarcita. El espesor del miembro basal es de aproximadamente 100 m, aunque conviene mencionar que en algunas zonas la base no aflora.

Hacia la base predominan asociaciones de litofacies que indican sistemas de abanicos aluviales. Hacia el sur se presentan asociaciones de sistemas fluviales conglomerádicos. Hacia la parte superior de este miembro, generalmente se nota una progradación de abanicos aluviales sobre un sistema fluvial.

Las paleocorrientes medidas en diversos lugares indican un paleotransporte hacia el sur-suroeste, lo cual evidencia que el sistema fluvio-aluvial fluía hacia esta dirección. Estos datos son corroborados por las correlaciones de las columnas, que muestran una disminución del tamaño de clastos de noreste a suroeste.



(A)



(B)

Fig. 3: Mapa de ubicación de afloramientos (A) y columnas estratigráficas con paleocorrientes (B) para el miembro basal de la Formación El Descanso (~ 20 - 18.7 Ma)

Una evolución lateral de abanicos a ambientes fluviales proximales se observa en la misma dirección.

El análisis de las paleocorrientes y las asociaciones de litofacies indican que el miembro basal consiste de depósitos de abanicos aluviales desarrollados en el borde noreste, que traducen el inicio de la actividad de la cuenca y sugieren la creación de relieves (y por lo tanto de un sistema de abanicos aluviales) y la iniciación de una subsidencia local. Este borde noreste se mantuvo activo, como lo evidencia la progradación tanto lateral como frontal, del sistema de abanicos aluviales, los cuales debían pasar lateralmente a un sistema fluvial conglomerádico que transportaba sedimentos hacia el sur-suroeste. Es posible, lógicamente, que la cuenca era endorreica y que un área lacustre existía en la parte más distal de la cuenca. El borde sur, para esta época parece haber sido estable.

Miembro principal (miembro B)

El miembro principal aflora en gran parte de la cuenca, especialmente hacia sus bordes norte y este. El mayor espesor aflorante del miembro principal es de aproximadamente 700 m y se observa al norte de la cuenca. En la parte central de la cuenca no aflora completamente, pero se estima que sobrepasa 500-600 m. Dado las dataciones disponibles sobre los dos horizontes piroclásticos que por convención limitan este miembro, la tasa de sedimentación máxima (no descompactada) registrada en la cuenca fue ~100-110 m/Ma (este mismo valor promedio se aplica para la estimación de la duración de la sedimentación de los dos otros miembros).

Litológicamente, está compuesto por conglomerados, areniscas de grano grueso a fino y niveles pelíticos (Fig. 5A). Los conglomerados y areniscas contienen generalmente clastos de calizas, rocas volcánicas, areniscas, conglomerados, cuarcitas; algunos niveles se componen exclusivamente de clastos de pómez, fiames y tobas retrabajadas.

Las columnas levantadas (Fig. 4) indican que hacia la base de este miembro las asociaciones faciales representan la acción de un sistema fluvial trenzado, localmente de alta energía y/o con aportes de abanicos alimentados por flujos de gravedad. Hacia la parte central de la cuenca (zona de San Miguel) el desarrollo de un sistema fluvial trenzado distal fue seguido por un sistema fluvial meandriforme (grano fino; facies areno-conglomerádicas). Pequeños lagos contemporáneos de estos sistemas se desarrollaron localmente. La parte media del miembro principal se caracteriza por presentar un aumento en la energía de transporte de los ríos, modificando así su morfología a sistemas fluviales trenzados (canales profundos; facies arenosas de alta energía). Hacia la parte superior, se observa nuevamente la instalación de un lago.

La mayor parte de los restos fósiles encontrados en el miembro principal corresponden a tallos, pecíolos fragmentados y, sobretudo, hojas en mal estado de conservación. En el sector de San Miguel también es muy común encontrar restos de troncos carbonizados y a veces silicificados. La presencia de ostrácodos y gasterópodos, especies fundamentalmente lacustres, indica la presencia de pequeños lagos y charcos de agua a lo largo de su recorrido.

En casi todas las secuencias del miembro principal se han medido paleocorrientes en imbricaciones, canales y laminaciones oblicuas curvas. Estas medidas indican en general que los sistemas fluviales procedían del sur, sureste y suroeste. Sin embargo, en el extremo norte de la cuenca se registran paleocorrientes hacia el sur y norte.

Las observaciones de campo y el análisis sedimentológico proporcionan indicaciones sobre la tectónica sinsedimentaria. Por ejemplo se observan pliegues sinsedimentarios al norte de El Descanso. En el camino de El Descanso a Checca, se observan discordancias progresivas localizadas en las secuencias inferiores del miembro principal. Además, las paleocorrientes medidas en algunas columnas y lugares a ambos lados de los pliegues indican sentidos similares a la inclinación de los estratos; sin embargo la dirección general

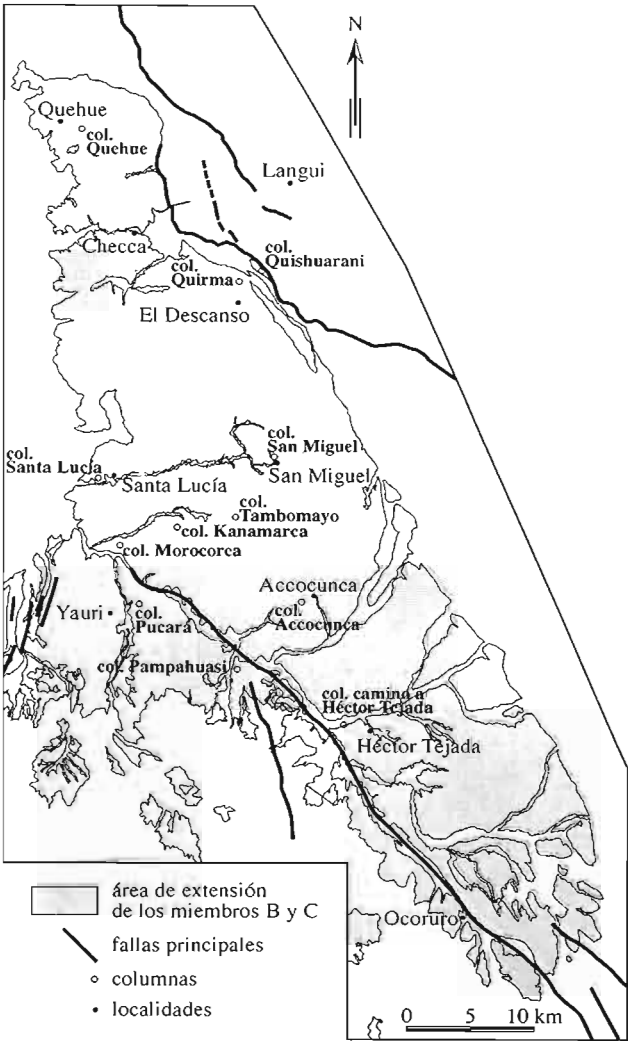


Fig. 4: Mapa de ubicación de las columnas estratigráficas ilustradas en las figuras 5 y 6

trenzados profundos, que evolucionan hacia arriba a un sistema fluvial meandriforme donde predominaban sedimentos de grano fino. Posteriormente la sedimentación se volvió lacustre. En el miembro cuspidal se han medido paleocorrientes en imbricaciones y algunos surcos de canales. Las paleocorrientes varían con la ubicación de las medidas en la cuenca. El sistema fluvial principal se dirigía hacia el noroeste, con aportes laterales del este, este y sur. Los abanicos del borde sur indican paleotransportes hacia el este-noreste.

De La Cruz (1995) reportó e ilustró diatomeas que corresponden a especies de agua dulce y agua salada (Dra. S. Servant, IRD-Muséum National d'Histoire Naturelle de París, com. pers.), lo que sugiere que la cuenca estuvo sometida a fuertes variaciones climáticas o por lo menos a la alternancia marcada de estaciones lluviosa y seca.

El miembro cuspidal se encuentra ligeramente deformado en algunas zonas, particularmente en el borde norte, lo que se interpreta como el resultado de una tectónica sinsedimentaria. En el borde sur, la presencia de

abanicos aluviales sugiere que este borde seguía también activo.

La sedimentación del miembro cuspidal continua a la del miembro principal. Abanicos aluviales siguieron activos en el sur y este de la cuenca, mientras un sistema fluvial paralelo a la cuenca existía en su parte central (Fig. 6B); este sistema fluvial se dirigía hacia el noroeste, zona donde localmente se desarrollaron lagos, cuya ubicación quizás estaba controlada por los pliegues que se iban formando. La sedimentación lacustre se acentuó progresivamente hasta rebasar la cuenca. En sus partes periféricas, especialmente hacia el borde oeste, se formaron pequeños pantanos donde predominó la sedimentación carbonatada con presencia de algas y posiblemente totorales. En otras partes de la cuenca, el substrato y los depósitos anteriores quedaron expuestos y sometidos a alteraciones y formación de paleosuelos.

En efecto, algunas muestras registran la presencia de esmectitas, que son minerales comunes en la alteración de productos volcánicos (Chamley, 1989), y de vermiculita,

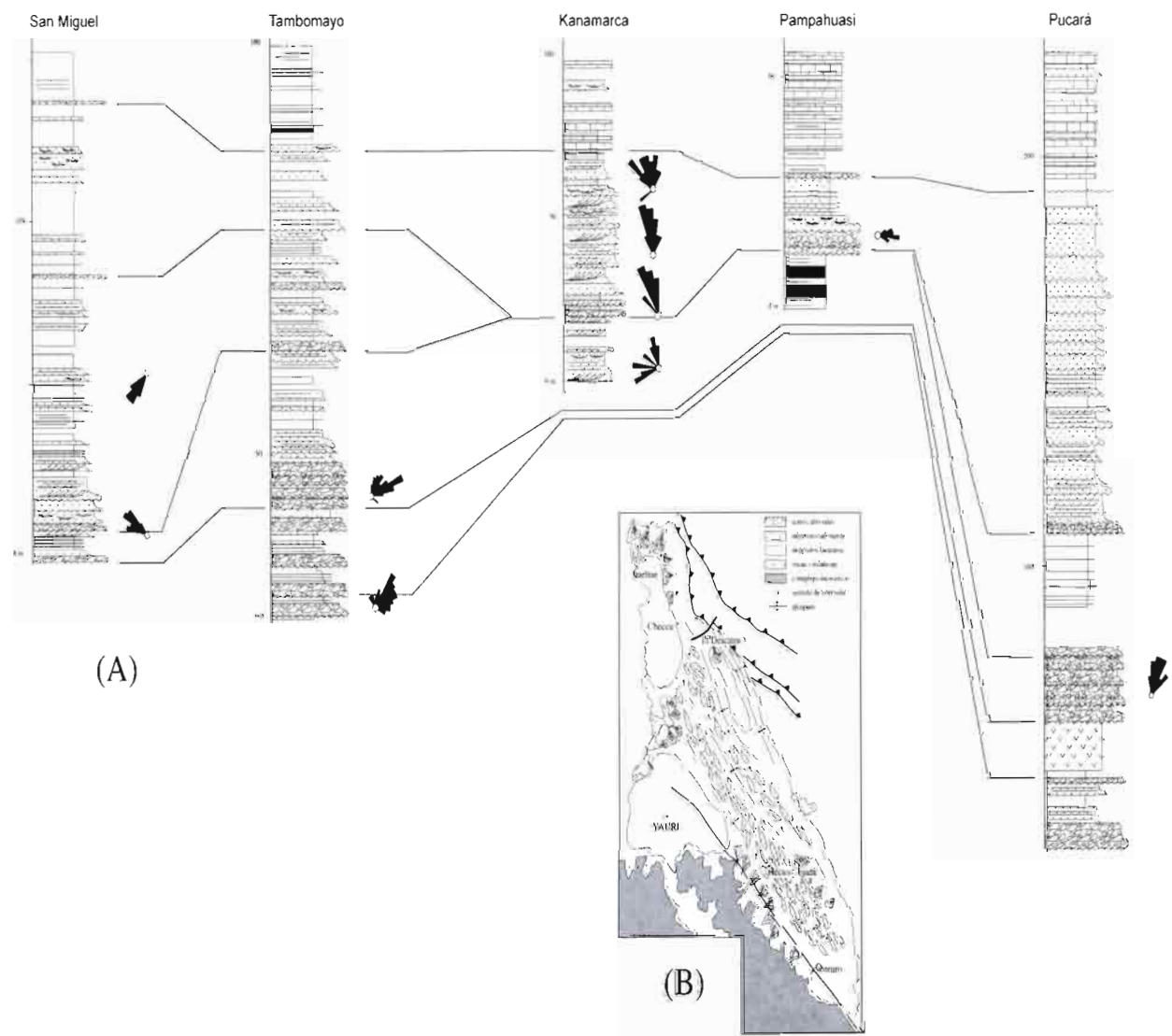


Fig. 6: Columnas estratigráficas con paleocorrientes (A) y esquema paleogeográfico (B) para el miembro cuspidal de la Formación El Descanso (12.1 - ~10 Ma). Las columnas están ubicadas en la Figura 4

que se forma en paleosuelos (Clauer & Chaudhuri, 1995). La presencia de estos minerales es compatible con un paleoclima marcado por variaciones intensas, lo que implicó variaciones en el nivel de las aguas por efecto de la evaporación.

CONCLUSIONES

El relleno sedimentario de la cuenca Descanso-Yauri corresponde a una sedimentación aparentemente continua que se desarrolló entre ~20 y ~10 Ma. Dos niveles piroclásticos, datados en ~18.7 y ~12.1 Ma, proporcionan horizontes guías que, por convención, limitan tres miembros estratigráficos.

El miembro basal (20-100 m) corresponde al inicio del relleno de la cuenca Descanso-Yauri. Debido a la activación de fallas, abanicos aluviales se instalaron en el borde noreste, mientras que el borde suroeste permanecía aparentemente estable. Estos abanicos progradaron tanto lateral como frontalmente, y supuestamente se interdigitaban con facies lacustres en sus zonas distales.

La sedimentación prosiguió con el miembro principal (50-700 m), que corresponde a la mayor parte del relleno sedimentario de la cuenca y se caracteriza por el desarrollo de un sistema fluvial mayormente trenzado. Los sedimentos provenían principalmente del sureste, posiblemente debido a la reactivación de la Falla Yauri-

Ocoruro. La pendiente topográfica débil a lo largo del eje de la cuenca facilitó la instalación de pequeños lagos, particularmente en la parte central y al noroeste. Discordancias progresivas se observan en el borde norte - noreste, demostrando que este borde siguió siendo tectónicamente activo; en esta zona los ríos parecen haber discurrido por los ejes de sinclinales en formación.

Durante la sedimentación del miembro cuspidal (50-200 m) ocurrió una evolución del sistema de ríos trenzados a un sistema fluvial meandriforme, que siguió procediendo del sureste y suroeste. Abanicos aluviales siguieron existiendo en los bordes noreste y sur, sugiriendo que las fallas locales seguían activas. Posteriormente la sedimentación se hizo mayormente lacustre, siendo sometida a variaciones climáticas. La sedimentación lacustre parece haberse extendido sobre la mayor parte de la cuenca, con notables *onlaps* hacia el sur y oeste, donde se formaron localmente pequeños pantanos con predominancia de sedimentación carbonatada, presencia de algas y posiblemente totorales.

Interpretamos que la cuenca dejó de funcionar cuando fue capturada por el sistema erosional del río Apurímac, que drena actualmente el área.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue principalmente financiado por el programa del IRD "Geología del sur del Perú".

REFERENCIAS

- AUDEBAUD E. (1967).- *Etude géologique de la région de Sicuani et Ocongate (Cordillère Orientale du Sud péruvien)*. Tesis doctoral, Université de Grenoble, Francia, 59 p.
- 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 - Condoroma - Santa Lucía (Dptos. de Cusco, Puno y Arequipa). X Congreso Peruano de Geología, Lima, p. 8 (abs.) and CD-ROM file GR6A (9 p.).
- CARLOTTO V. (1998).- *Evolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13°-16°S, Pérou)*. Tesis doctoral, Université Joseph-Fourier, Grenoble, Francia, 158 p.
- CARROL A. & BOHACS K. (1999).- Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. *Geology*, v. 27, p. 99-102.
- CERPA L., MEZA P., SEMPERE T., FORNARI M., BOUDESSEUL N., CARLOTTO V. & CARLIER G. (2000).- Análisis sedimentológico y estratigráfico de una cuenca intramontañosa mio-pliocena: la cuenca Descanso-Yauri (Cusco). X Congreso Peruano de Geología, Lima, p. 14 (abs.) and CD-ROM file GR12B (1 p.).
- CHAMLEY H. (1989).- Clay Sedimentology. Springer-Verlag, Berlin, 623 p.
- CLAUER N. & CHAUDHURI S. (1995).- Clays in crustal environments. Isotope dating and tracing. Springer-Verlag, Berlin, 329 p.
- DE LA CRUZ N. (1995).- Geología de los cuadrángulos de Velille, Yauri, Ayaviri y Azángaro. INGEMMET, serie A, boletín 58, 144 p.
- LATORRE O. & ORÓS 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.
- MAROCCHO R., LAVENU A. & BAUDINO R. (1995).- Intermontane late Paleogene-Neogene basins of the Andes of Ecuador and Peru: Sedimentologic and tectonic characteristics. In A.J. Tankard, R. Suárez & H.J. Welsink (eds.), *Petroleum basins of South America*, A.A.P.G. Memoir 62, p. 597-613.
- MMEAJ (Metallic Minerals Exploration Agency of Japan) (1972).- Report on geological survey of the Yauri area, Southern Peru. General Report, 1, 58.
- MIALL A. (1978).- Litofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. In *Fluvial Sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., Montréal, Canadá, 1-47.
- MIALL A. (1985).- Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences Review*, v. 22, p. 261-308.
- NOBLET C., LAVENU A., MAROCCHO R. (1995).- Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. *Tectonophysics*, v. 255, p. 65-78.
- PALACIOS O., DE LA CRUZ J., DE LA CRUZ N., KLINCK B.A., ALLISON R.A. & HAWKINS M.P. (1993).- Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca, Sur del Perú. Boletín del INGEMMET, serie A, v. 42, 257 p.

FACIES Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS DE LA FORMACIÓN MOQUEGUA SUPERIOR EN LOS ALREDEDORES DE LA CIUDAD DE TACNA

Jorge ACOSTA

*Escuela de Ingeniería Geológica - Geotecnia, Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann, Avenida Miraflores s/n,
Ciudad Universitaria Los Granados, Tacna. E-mail: jaa_pe@yahoo.es*

RESUMEN

En los alrededores de Tacna, el tope de la Formación Moquegua superior consiste de arcillitas (facies Fm, Fl), areniscas limosas (facies Sm, St, Sl-Sh) y conglomerados (facies Gmg, Gcm, Gt, Gh). Los estratos sedimentarios conforman una gran secuencia grano- y estrato-creciente, que comprende tres secuencias. El ambiente deposicional corresponde a un sistema aluvial que evolucionó en el piedemonte pacífico de los Andes durante una etapa de su orogénesis (Oligoceno superior a Mioceno basal) y bajo un clima árido. El estudio sedimentológico evidencia que este sistema aluvial, inicialmente divagante, evolucionó hacia ambientes fluviales más proximales y estables. Se destaca que el aumento del tamaño promedio de los clastos está acompañado por un claro aumento en las señas de actividad volcánica contemporánea, reflejada por la presencia de pómez flotada en los *debris flows* y *sheet flows*. Estas observaciones y una intercalación ignimbrítica en el extremo superior de la unidad demuestran que existe una transición entre el Grupo Moquegua y la Formación Huaylillas.

ABSTRACT

Near Tacna, the top of the Upper Moquegua Formation consists of mudstones (Fm, Fl facies), silty sandstones (Sm, St, Sl-Sh facies) and conglomerates (Gmg, Gcm, Gt, Gh facies). These sedimentary strata form a coarsening- and thickening-upward sequence, that comprises three sequences of lower order. The depositional environment corresponds to an alluvial system that evolved in the Pacific piedmont of the Andes during the late Oligocene-earliest Miocene stage of the orogeny under an arid climate. The sedimentologic study evidences that this initially wandering alluvial system evolved toward more proximal and stable environments. Increase in average clast size is accompanied by a clear increase in contemporaneous volcanic activity, as is reflected by the presence of floated pumice in debris flows and sheet flows. This and an ignimbritic intercalation near the top of the unit demonstrate that the contact between the Moquegua Group and the Huaylillas Formation is transitional.

INTRODUCCIÓN

En el sur del Perú, el significado geológico del Grupo Moquegua está siendo investigado desde hace dos décadas. El presente trabajo describe una sección de la Formación Moquegua superior en el área de Tacna, que hasta la fecha carecía de estudios detallados sobre este intervalo de tiempo tan importante para el entendimiento de la historia geológica regional.

La columna estratigráfica presentada se levantó al detalle en el corte de carretera ubicada en el Cerro Arunta, al sureste de la ciudad de Tacna. Esta columna de 29 m corresponde sólo al tope de la Formación Moquegua superior (Fig.1).

MARCOGEOLÓGICO

Cerca de la ciudad de Tacna se encuentran afloramientos de las formaciones Moquegua superior y Huaylillas, y depósitos recientes del Cuaternario (Flores & Sempere, 2002).

La Formación Moquegua superior es un conjunto de estratos sedimentarios de origen continental, depositados en la Ladera Pacífica de la Cordillera de los Andes (Pino, 2003) durante el Oligoceno superior y Mioceno basal, es decir aproximadamente entre ~28 y ~22 Ma. Está conformada por un material detrítico, mayormente de origen volcánico, organizado en secuencias fluviales. Hacia el tope de la unidad, los estratos sedimentarios alternan con niveles ignimbríticos producidos por un vulcanismo explosivo.

La Formación Huaylillas consiste de un apilamiento de varios flujos ignimbríticos. En los alrededores de la ciudad de Tacna, su espesor varía entre 20 y 40 m aproximadamente. La Formación Huaylillas se correlaciona con la Formación Oxaya de la vecina zona de Arica (Chile), cuya edad es comprendida entre 22.8 a 19.4 Ma (Wörner et al., 2000). Se infiere por lo tanto una edad Mioceno inferior para la Formación Huaylillas de Tacna.

Suprayaciendo a la Formación Huaylillas se encuentra una unidad conglomerádica, a manera de una terraza colgada antigua, que se distingue por su tonalidad

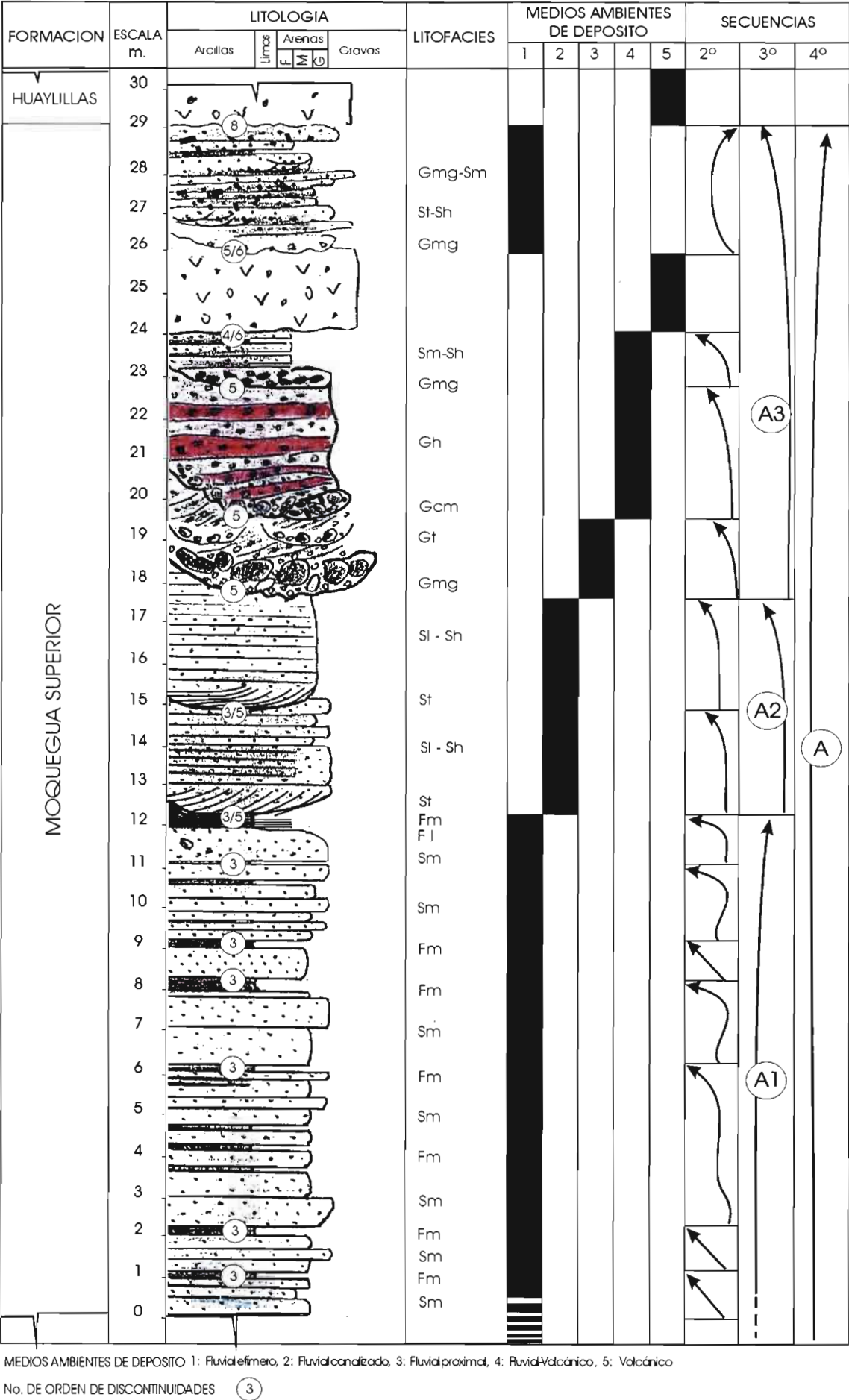


Fig. 1: Columna estratigráfica de la parte cuspidal de la Formación Moquegua superior, levantada al sureste de la ciudad de Tacna

gris oscura (unidad Magollo; Flores, 2004 [este volumen]). Esta unidad cubre parcialmente los cerros Arunta e Intiorko de la ciudad de Tacna. Tiene un espesor aproximado de 30 m. Esta unidad está organizada en una secuencia mayor granodecreciente, con conglomerados polimícticos hacia la base y areniscas de grano grueso y fino hacia el tope.

Al noreste de la ciudad de Tacna se encuentran un flujo ignimbrítico que rellena el Valle de Tacna. Parcialmente erosionado por el río Caplina, aflora bajo forma de lomas alargadas y grandes “lenguas” a lo largo del valle. Esta ignimbrita, denominada Pachía, tiene una tonalidad rosada y contiene abundante pómez y fragmentos angulosos de rocas volcánicas andesíticas (Flores et al., 2002).

SEDIMENTOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN MOQUEGUA SUPERIOR

La Formación Moquegua superior consiste básicamente de intercalaciones de conglomerados polimícticos, areniscas limosas grises azuladas con pómez, y lutitas marrones con láminas de yeso. En su parte superior se intercala una ignimbrita beige de 2 m de espesor.

Para la descripción de las facies e identificación del orden de las secuencias, se ha seguido la nomenclatura modificada de Miall (1996).

Descripción de facies

Las facies finas Fm se presentan como capas de 10 a 30 cm de arcillitas macizas marrones, que en algunos niveles muestran grietas de desecación rellenas por arena. Existen areniscas finas grises con laminaciones de arcillitas marrones, que corresponden a facies Fl. Las facies Sm conciernen a areniscas limosas medias a gruesas de tonalidades grises azuladas con pómez flotada. Sus espesores oscilan entre 0.3 y 1 m, presentando una estratificación grosera. Existen otras facies de areniscas gruesas limosas con laminaciones cruzadas en artesa (St) que pasan progresivamente a laminaciones de bajo ángulo (Sl) y horizontales (Sh). Las facies gruesas están conformadas por conglomerados polimícticos de cantos rodados y guijas, soportados por una matriz (Gmc) con gradación normal, en estratos de 0.5 a 1 m de espesor. Estas facies pueden pasar a conglomerados de guijarros con matriz arenosa y laminaciones cruzadas en artesa (Gt). También existen facies de microconglomerados con laminaciones horizontales (Gh).

Organización secuencial y ambientes

Los estratos estudiados conforman una gran secuencia A, que en conjunto es grano- y estratocreciente. Esta secuencia comprende tres secuencias de menor escala, A1, A2 y A3, que presentan características diferentes (Fig.1).

La secuencia A1 tiene un espesor de 12 m y presenta una ligera granocrecencia. Está constituida por

siete subsecuencias granodecrecientes compuestas por areniscas limosas grises azuladas, intercaladas con arcillitas marrones macizas que indican un sistema fluvial efímero o divagante. Esta secuencia representa a un sistema fluvial de clima árido.

La secuencia A2 (6 m) muestra una granodecrecencia. Está formada por dos subsecuencias granodecrecientes que consisten mayormente de areniscas limosas grises, las cuales corresponden a relleno de canales. Esta secuencia representa el paso de un sistema fluvial divagante a un sistema fluvial arenoso canalizado.

La secuencia A3 (11 m) es también granodecreciente. Está intercalada por una ignimbrita beige de 2 m (Fig. 1). Esta secuencia está compuesta por cuatro subsecuencias granodecrecientes (la cuarta no es muy bien definida). La primera subsecuencia, que representa a un sistema fluvial proximal, consiste de conglomerados polimícticos y presenta una base erosiva. Las segunda y tercera subsecuencias corresponden a un sistema fluvial aparentemente dominado por una intensa actividad volcánica: encima de una base erosiva y conglomerádica consisten de capas de *debris flows* rojizos con pómez flotada y *sheet flows* de microconglomerados. La cuarta y última subsecuencia está en contacto erosional con la ignimbrita subyacente y representa a un sistema fluvial efímero.

Evolución del contexto depositacional

La gran secuencia A fue depositada en un sistema aluvial donde el grano promedio de los sedimentos fue aumentando hacia el techo, como lo evidencia la sucesión general de las subsecuencias: las facies predominantes evolucionaron en efecto desde limolíticas y arenosas (Fm, Sm, St, Sl-Sh) a microconglomerádicas y conglomerádicas (Gmg, Gt, Gh). Este sistema se desarrolló por supuesto en un planicie aluvial cada vez más proximal, como lo sugiere la presencia en la secuencia A3 de *debris flows* rojizos con pómez flotada y de *sheet flows* microconglomeráticos. Se subraya que el registro sedimentario evidencia claramente que el aumento del tamaño promedio del grano de los sedimentos fue acompañado por un aumento de la actividad volcánica contemporánea.

CONCLUSIONES

La columna estratigráfica levantada en el Cerro Arunta, al sureste de la ciudad de Tacna, ilustra la evolución de un sistema aluvial en el piedemonte pacífico de los Andes durante una etapa importante de su orogénesis. En este área como en otras, la Formación Moquegua superior (Oligoceno superior y Mioceno basal) parece haber registrado el comienzo de un período de inestabilidad tectónica debido al levantamiento de los Andes (Marocco et al, 1985; Marocco, 1984).

Se destaca que el contacto entre el Grupo Moquegua y la Formación Huaylillas es progresivo, como lo demuestra la ignimbrita intercalada en la parte cuspidal

de la Formación Moquegua superior y la aparición de abundante pómez en sus estratos superiores.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se realizó en el marco del convenio celebrado entre la Universidad Nacional Basadre

Grohmann de Tacna y el Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Mis agradecimientos van a estas instituciones y especialmente a René Marocco y Thierry Sempere, que permitieron la realización de este estudio en el marco del Convenio IRD-UNJBG; de igual forma a mis amigos Adán Pino y Alexander Flores que colaboraron en varias campañas de campo.

REFERENCIAS

- FLORES A. & SEMPERE T.** (2002).- Avances sobre la historia geológica del valle de Tacna. XI Congreso Peruano de Geología. Lima, CD-ROM. Chapter 1, archive ALEXAN~I.DOC. 10 p.
- FLORES A., JACAY J., ROPERCH P. & SEMPERE T.** (2002).- Un evento volcánico de edad Plioceno superior en la región de Tacna: la ignimbrita Pachía. XI Congreso Peruano de Geología. Lima. CD-ROM, Chapter 7, archive ALEXAN~I.DOC. 10p.
- MAROCO R.** (1984).- Dynamique du remplissage d'un bassin intramontagneux cénozoïque andin. Le bassin Moquegua (sud du Pérou). Cahiers ORSTOM, série Géologie, v. XIV (02), p. 117-140.
- MAROCO R., DELAUD J. & LAVENU A.** (1985).- Ambiente deposicional de una cuenca intramontañosa andina: el Grupo Moquegua (sur del Perú). Primeros resultados. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 75, p. 73-90.
- MIALL A.D.** (1996).- The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. *Springer-Verlag*. Berlin & Heidelberg. 582p.
- PINO A.** (2003).- Estratigrafía y paleogeografía del intervalo Paleozoico superior-Cretáceo inferior en el extremo sur del Perú (área Mal Paso-Palca). Tesis de Grado, Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann-Tacna.
- WÖRNER G., HAMMERSCHMIDT K., HENJES-KUNST F., LEZAUN J. & WILKE H.** (2000).- Geochronology (^{40}Ar - ^{39}Ar , K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18°-22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the Central Andes. *Revista Geológica de Chile*, v. 27 (02), p. 205-240.

AVANCES SOBRE LA HISTORIA GEOLÓGICA DE LA REGIÓN DE TACNA : SEDIMENTOLOGÍA DE LA UNIDAD MAGOLLO (MIOCENO MEDIO Y/O SUPERIOR)

Alexander FLORES

Convenio UNJBG-IRD, Escuela de Ingeniería Geológica - Geotecnia, Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann, Ciudad Universitaria, Avenida Miraflores s/n, Tacna. E-mail: alefloro@yahoo.com

RESUMEN

Una sucesión de conglomerados y arenas de grano mediano a grueso, localmente intercaladas con algunos niveles de oleadas piroclásticas, sobreyace a la Formación Huaylillas en el área de Tacna. Denominada unidad Magollo por la localidad aquí estudiada, esta sucesión corresponde a remanentes de terrazas colgadas depositadas durante la etapa temprana de la incisión del valle de Tacna (Mioceno medio y/o superior). Consiste de dos secuencias grano- y estrato-decrecientes que se depositaron en un ambiente oscilante entre una planicie aluvial y un abanico aluvial con pendiente suave, bajo un paleoclima regional predominantemente árido. La grano- y estrato-decrecencia de cada secuencia indica un retroceso de la zona de aporte, y/o una suavización de los relieves y de la pendiente regional, y/o una marginación del área en relación con el valle de Tacna, donde estaba ubicado el sistema fluvial principal. La base de la segunda secuencia registra un notable aumento del tamaño promedio de los clastos, que puede reflejar un incremento tectónico de la pendiente regional y/o un aumento de la pluviosidad. Los niveles piroclásticos intercalados en la unidad y la frecuente presencia de pómez flotada evidencian la reanudación contemporánea de un volcanismo explosivo relativamente importante.

ABSTRACT

A succession of conglomerates and coarse- to medium-grained sandstones, locally intercalated with some volcanic tuffs, overlies the Huaylillas Formation in the Tacna area. Denominated Magollo unit because of the locality studied here, this succession corresponds to lateral terraces deposited during the early stage of incision of the Tacna valley (middle and/or late Miocene). It consists of two fining- and thinning-upward sequences which were deposited in an environment oscillating between alluvial plain and gently-dipping alluvial fan, under a predominantly arid paleoclimate. The fining- and thinning-upward nature of both sequences indicates retreat of the source area, and/or decrease of reliefs and regional slope, and/or increasing distance between the study area and the main fluvial system (probably located somewhere in the Tacna valley). The base of the second sequence records a notable increase in average clast size, which may reflect a tectonic increase of the regional slope and/or an increase in pluviosity and river energy. The pyroclastic levels intercalated in the unit and the common presence of floated pumice demonstrate that some significant explosive volcanism resumed contemporaneously.

INTRODUCCIÓN

Las investigaciones en curso sobre la evolución del valle de Tacna han evidenciado la existencia de una unidad poco estudiada hasta ahora, denominada informalmente unidad Magollo. Se trata de una sucesión de conglomerados y arenas de grano mediano a grueso, localmente intercaladas con niveles de oleadas piroclásticas, que aflora en los cerros Magollo, Para, Arunta, Malos Nombres, Chastudal, Punta Paloma y Amancase. Una columna típica de la unidad se ha levantado en los cerros Magollo.

El objetivo de este trabajo es exponer y aclarar las relaciones estratigráficas de la unidad Magollo y los procesos geodinámicos que condujeron a su deposición, usando correlaciones estratigráficas regionales basadas

en particular sobre horizontes marcadores como la ignimbrita Pachía y los niveles piroclásticos de la unidad Magollo. Para este propósito, se recolectaron datos de campo y, aunque es limitada, se analizó la información relacionada con el tema (Wilson & García, 1962; Jaén & Ortiz, 1963; Tovar, 1989).

MARCO GEOLÓGICO

En los departamentos de Moquegua y Tacna, el Grupo Moquegua (Oligoceno y quizás Mioceno basal) rellena paleorelieves establecidos sobre rocas volcánicas que pertenecen al Grupo Toquepala (Acosta, 2004a [este volumen]). La Formación Moquegua superior consta de depósitos de ríos efímeros proximales (Acosta, 2004b [este volumen]). La intercalación de niveles tobáceos en su parte

Edad

Los conglomerados Magollo afloran en contacto erosional encima de la Formación Huaylillas. Ésta siendo de edad Mioceno inferior, la unidad Magollo no puede ser más antigua que el Mioceno medio.

La ignimbrita Pachía (ignimbrita Lauca en Chile e ignimbrita Pérez en Bolivia, datada en estos países en 2.7 Ma) suprayace a los conglomerados Calientes (Flores & Sempere, 2002). Pese a que no se conoce con exactitud la relación entre los conglomerados Magollo y Calientes, se infiere que la unidad Magollo es más antigua por presentarse en altura, mientras que la otra rellena el fondo del valle. Asimismo, se interpreta los conglomerados Magollo como un depósito remanente de la incisión temprana del valle mientras que se considera a los conglomerados Calientes como su relleno parcial (Flores & Sempere, 2002). Dado que se atribuye una edad Mioceno terminal - Plioceno inferior a los conglomerados Calientes, se propone que los conglomerados Magollo se depositaron durante el Mioceno medio y/o superior. La edad de la unidad Magollo podría ser precisada por la datación de los niveles piroclásticos que contiene.

No se han encontrado fósiles en la unidad, pero sí bioturbaciones en un nivel de areniscas de la secuencia A, en el corte de la carretera hacia Tarata.

Descripción y organización de secuencias

En esta sección las litologías se agrupan en litofacies siguiendo la clasificación de Miall (1978), mientras que se sigue la nomenclatura de análisis secuencial de Arche (1992). La evolución vertical de los conglomerados Magollo determina la división de la unidad en dos macrosecuencias de segundo orden, denominadas secuencia A y secuencia B; y a su vez en cuatro secuencias compuestas que se describen a continuación.

3.4.1. Secuencia compuesta A1

La secuencia está conformada por facies de conglomerados de base erosiva: se trata de flujos de lodo (Gms), depósitos de abandono (Gm), y depósitos de relleno de canal (Gt). En la base las facies son intercalaciones de Gm y Gms. Hacia el tope las facies Gms desaparecen para dar paso a intercalaciones de facies Gt y Gm. El contacto con la Formación Huaylillas es erosivo y se ha podido encontrar niveles lenticulares milimétricos de paleosuelo (Figura 2).

En estos conglomerados los clastos son subredondeados a subangulares, y de naturaleza mayoritariamente volcánica con un poco porcentaje de rocas sedimentarias. El diámetro máximo de los clastos es de 40 cm. Esta secuencia grano- y estrato-decreciente tiene una potencia de 14 m.

3.4.2. Secuencia compuesta A2

Al igual que la secuencia A1, la secuencia A2 es grano- y estrato-decreciente. Está conformada por

intercalaciones de conglomerados de relleno de canal (Gt), arenas de flujos de lodo (Sm), y pequeños niveles lenticulares de limos (Fm) con estructuras de desecación y algunos nivelitos de paleosuelos. Al tope de esta secuencia se observan ignimbritas de oleada piroclástica (V) estrato-decrecientes intercaladas con arenas con laminación horizontal (Sh) asociadas con arenas que rellenan pequeños canales de baja energía (St).

Los clastos son subredondeados a subangulares y de naturaleza volcánica y sedimentaria. El diámetro máximo de los clastos es de 10 cm. La presencia de pómez flotada evidencia el inicio de una actividad volcánica que tiene su mayor expresión al tope de la secuencia. La potencia de esta secuencia A2 es de aproximadamente 18 m (Fotos 1 a 4).

3.4.3. Secuencia compuesta A3

La secuencia A3 empieza con un nivel de conglomerados de flujo de lodo (Gms). Hacia el techo disminuye la granulometría hasta litofacies de arenas con laminación horizontal (Sh) asociadas con arenas que rellenan de pequeños canales de baja energía (St) y se intercalan con niveles estrato-decrecientes de ignimbritas de oleada piroclástica (V).

Convolutas en arenas de grano medio y evidencias de inestabilidad de canal se observan en la base de la secuencia. En el nivel de facies Gms los clastos son subredondeados a subangulares y de naturaleza volcánica, con un diámetro máximo de 15 cm. Se observa pómez flotada en muchos estratos. Esta secuencia grano-decreciente tiene una potencia de 10 m.

3.4.4. Secuencia compuesta B1

Una importante superficie de erosión separa las macrosecuencias A y B. La secuencia compuesta B1 comprende intercalaciones de conglomerados de relleno de canal (Gt) y conglomerados de depósitos de abandono (Gm). Al igual que en la secuencia A3 se puede observar evidencias de inestabilidad de canal, pómez flotada y también niveles lenticulares milimétricos de paleosuelo.

Los clastos son subredondeados a subangulosos y de naturaleza principalmente volcánica. El diámetro máximo de los clastos es 35 cm. Esta secuencia grano-decreciente tiene un espesor de 8 metros.

Ambiente de deposicional y paleogeografía

La asociación de las facies descritas indica que el medio de depósito de los conglomerados Magollo osciló entre una planicie aluvial y un abanico aluvial con pendiente suave, donde flujos acuosos masivos ocurrían de forma repetida. Se sugiere por lo tanto que el paleoclima regional era predominantemente árido, muy posiblemente con variaciones marcadas en el régimen de precipitación. El aporte sedimentario estuvo evidentemente condicionado por el levantamiento de la Cordillera Occidental y la actividad volcánica asociada. Imbricaciones de clastos indican que la zona de aporte se

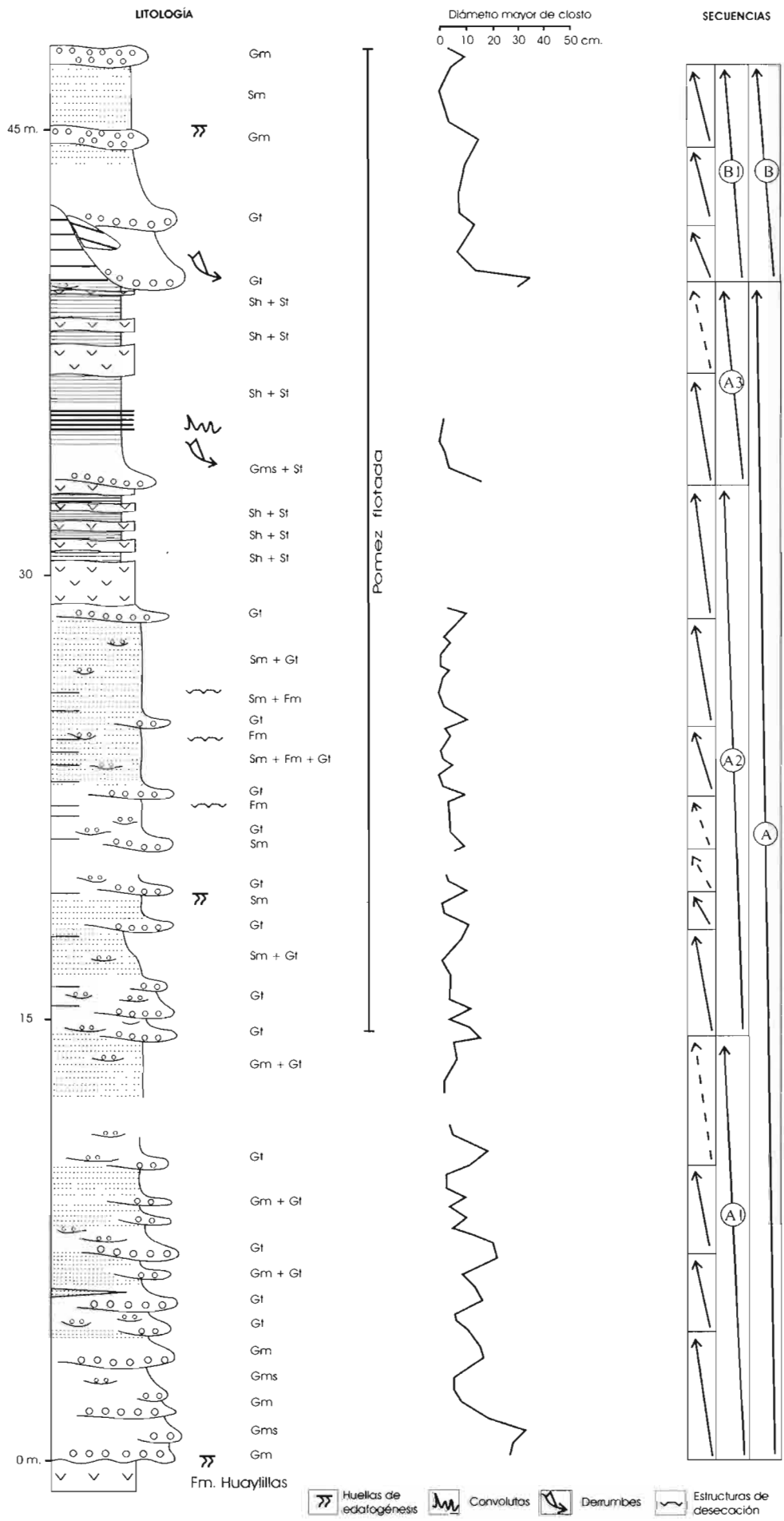


Fig. 2: Columna estratigráfica de la unidad Magollo en el Cerro Magollo



Foto 1: Contacto entre la Formación Huaylillas y la unidad Magollo; se observan niveles de debris flow y lag deposit.



Foto 2: Intercalaciones de depósitos de oleada piroclástica y areniscas medias laminadas.



Foto 3. Discontinuidad erosiva importante entre las secuencias A y B



Foto 4. Señas de inestabilidad en un canal, debida a su socavación o a un evento sísmico.

ubicaba al noreste y norte de la sección estudiada, lo que confirma aparentemente la composición general de los clastos (rocas volcánicas; rocas del Jurásico, Cretácico y Paleógeno).

DISCUSIÓN

Implicancias tectónicas y paleogeográficas

Por su ubicación geográfica, estos conglomerados se depositaron en el piedemonte coetáneo de la ladera pacífica de los Andes (Pino et al., 2004 [este volumen]). Es evidente que el área de acumulación de la unidad Magollo se encontraba a una altura vecina a la actual y posiblemente todavía menor (~550 m). Se recuerda que un estudio de la flora encontrada en una localidad del Altiplano boliviano cercana al Perú, de altitud > 4000 m, propone que alrededor de 10 Ma (Mioceno superior) esta localidad se encontraba a una altitud menor a 2500 m y estaba sometida a un clima árido (Gregory-Wodzicki et al., 1998). En el Mioceno medio y superior es probable que formaciones paleógenas y más antiguas ya estaban aflorando en la ladera pacífica de los Andes.

La grano- y estrato-decrecencia de las secuencias A y B indica en cada caso un retroceso de la zona de aporte, y/o una suavización de los relieves y de la pendiente regional, y/o una marginación del área en relación con el valle de Tacna, donde lógicamente debía ubicarse el sistema fluvial principal puesto que la mayor incisión ocurrió allí. Cabe destacar que la base de la secuencia B registra un notable aumento del tamaño promedio de los clastos, que puede reflejar un aumento en la pendiente regional y/o en la pluviosidad.

Volcanismo contemporáneo

La presencia de pómez flotada a partir de la secuencia A2 registra la reiniciación de un volcanismo explosivo félsico relativamente importante, cuya mayor expresión se encuentra en los niveles de oleadas piroclásticas presentes al tope de las secuencias A2 y A3. Estos niveles podrían usarse como horizontes de correlación regional, así como de datación de la unidad Magollo. Por la edad tentativa asignada a los conglomerados, estos niveles bien podrían estar relacionados con las tobas presentes en la Formación Chuntacala descrita en el área de Moquegua por Tosdal (1981). Estas tobas han proporcionado dataciones (K-Ar sobre biotitas) comprendidas entre 14.5 Ma (Mioceno medio) y 8.5 Ma (Mioceno superior), lo que está de acuerdo con nuestra hipótesis.

Un volcanismo mioceno es mencionado en el Norte chileno, también en la ladera pacífica de los Andes, donde se describen niveles volcánicos intercalados con conglomerados y arenas en la Formación El Diablo (Naranjo & Paskoff, 1985), la cual parece por lo tanto correlacionarse con la unidad Magollo.

CONCLUSIONES

La unidad Magollo, definida cerca de Tacna por este trabajo, representa remanentes de terrazas colgadas depositadas durante la etapa temprana de la profunda incisión del valle de Tacna. Se caracteriza por presentar canales rellenos por conglomerados, flujos de lodo, depósitos de abandono; también se observan arenas macizas o con laminación horizontal que generalmente rellenan pequeños canales, así como algunos niveles volcánicos de oleadas piroclásticas. Las asociaciones de facies observadas y su evolución vertical determinan un ambiente de planicie aluvial a abanico aluvial de pendiente suave. Los niveles de oleada piroclástica félsica que se observan al tope de las secuencias A2 y A3 expresan la contemporaneidad de procesos volcánicos explosivos, y posiblemente representan equivalentes orientales de las tobas descritas en la Formación Chuntacala en el área de Moquegua.

El simple análisis de la sucesión estratigráfica (facial y secuencial) de la unidad Magollo en su lugar de definición evidencia cambios sustanciales en los parámetros de la sedimentación. Estos parámetros abarcan en particular:

- las etapas de levantamiento de la Cordillera Occidental con formación de relieves sometidos a incisiones;
- la pendiente regional del piedemonte coetáneo;
- las paleo-profundidades de la incisión principal de las formaciones Moquegua superior y Huaylillas representada por el valle de Tacna;
- las variaciones climáticas de un paleoclima predominantemente árido.

El estudio de esta unidad en otras localidades y la consiguiente comparación de los datos deberían permitir refinar nuestra interpretación preliminar en cuanto a movimientos tectónicos relacionados al levantamiento de la Cordillera Occidental, y a variaciones climáticas. El estudio de la respuesta sedimentaria a variaciones de estos parámetros es fundamental para evaluar los papeles respectivos que desempeñaron en la historia geológica regional. Dado su importancia para reconstruir la evolución tectono-sedimentaria miocena del sur del Perú y norte de Chile, se propone a la unidad Magollo como una nueva formación litoestratigráfica de extensión regional.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece el apoyo del Institut de Recherche pour le Développement (IRD), que permitió llevar a cabo este trabajo; al Dr. Thierry Sempere por la revisión, aportes y críticas al presente trabajo; al Dr. René Marocco y al Ing. Javier Jacay por sus valiosas recomendaciones; a Jorge Acosta y Adán Pino por su apoyo en el campo y sugerencias; finalmente a Sandra Valdivia, Rossana Quispe y Salomé Bedoya que de alguna u otra forma participaron en la obtención de datos para el presente trabajo.

REFERENCIAS

- ACOSTA J.** (2004a).- Facies y ambientes sedimentarios de la Formación Moquegua inferior al sur de Moquegua. Este volumen.
- ACOSTA J.** (2004b).- Facies y ambientes sedimentarios de la Formación Moquegua superior en los alrededores de la ciudad de Tacna. Este volumen.
- ARCHE A.** (1992).- *Sedimentología*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, España.
- FLORES A. & SEMPERE T.** (2002).- Avances sobre la historia geológica del valle de Tacna. XI Congreso Peruano de Geología, Lima, CD-ROM, Chapter 1, archive ALEXAN~1.DOC, 10 p.
- FLORES A., JACAY J., ROPERCH P. & SEMPERE T.** (2002).- Un evento volcánico de edad Plioceno superior en la región de Tacna: la ignimbrita Pachía. XI Congreso Peruano de Geología, Lima, CD-ROM, Chapter 7, archive ALEXAN~1.DOC, 10p.
- GREGORY-WODZICKI K.N., MCINTOSH W.C. & VELÁSQUEZ K.** (1998).- Climatic and tectonic implications of the late Miocene Jakokkota flora. Bolivian Altiplano. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11 (6), p. 533-560.
- JAÉN H. & ORTIZ G.** (1963).- Geología de los cuadrángulos de La Yarada y Tacna. Comisión de la Carta Geológica Nacional, boletín n° 6.
- MIALL A. D.** (1978).- Fluvial Sedimentology. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, Memoir 5, 859 p.
- NARANJO J. A. & PASKOFF R.** (1985).- Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18°-21°S). IV Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Actas, v. 4, p. 5149-5165.
- PINO A., SEMPERE T., JACAY J. & FORNARI M.** (2004).- Estratigrafía, paleogeografía y paleotectónica del intervalo Paleozoico superior - Cretáceo inferior en el área de Mal Paso - Palca (Tacna). Este volumen.
- TOSDAL R., FARRAR E. & CLARK A.** (1981).- K-Ar geochronology of the Late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 10, p. 157-173.
- TOVAR J.** (1989).- Las formaciones volcánico-sedimentarias del Terciario en el Altiplano de Moquegua. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 79, p. 75-89.
- WILSON J. & GARCÍA W.** (1962).- Geología de los cuadrángulos de Pachía y Palca. Comisión de la Carta Geológica Nacional, boletín n° 4.
- WÖRNER G., HAMMERSCHMIDT K., HENJES-KUNST F., LEZAUN J. & WILKE H.** (2000).- Geochronology (⁴⁰Ar-³⁹Ar, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18°-22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the Central Andes. *Revista Geológica de Chile*, v. 27 (02), p. 205-240.

ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS DEPÓSITOS DELTAICOS MIOCENOS DEL RÍO TAMBO (PUNTA DE BOMBÓN, AREQUIPA)

F. Daniel PEÑA^{1,3}, José APOLÍN², Bertil RODRÍGUEZ³ & Thierry SEMPÈRE⁴

¹ Convenio IRD-UNMSM, Av. Venezuela s/n, cdra. 34, Lima 1 E-mail: fenap_99@hotmail.com

² Laboratorio de Selacología y Arqueozoología, Universidad Peruana Cayetano Heredia, Av. Armendáriz, cdra. 4, Lima
E-mail: joseapolin@yahoo.com

³ Universidad Nacional Mayor de San Marcos, EAP Ingeniería Geológica, Av. Venezuela s/n, cdra. 34, Lima 1

⁴ IRD, apartado postal 18-1209, Lima 18 E-mail: Thierry.Sempere@ird.fr

RESUMEN

En su zona de desembocadura (Punta de Bombón, Arequipa), el río Tambo ha acumulado depósitos fluviales a marinos, es decir de tipo deltaico. El análisis de los estratos aflorantes permite identificar una evolución sedimentaria transgresiva, con paleoambientes que abarcan desde ríos trenzados y llanura deltaica hasta barras de desembocadura. En los estratos superiores, marinos, la presencia de un tiburón fósil considerado como característico, *Isurus xiphodon*, restringe la edad de estos sedimentos al Mioceno superior (~6~11 Ma). La transgresión registrada en Punta de Bombón, de edad Mioceno superior, es por lo tanto un equivalente sureño de la transgresión coetánea que se desarrolló más al norte (zona de Sacaco; cuenca Pisco) a partir de ~9 Ma. La aparente contradicción de esta edad con curvas eustáticas globales comprueba que fueron fenómenos tectónicos extensionales, registrados por las fallas sinsedimentarias observadas, que más controlaron la sedimentación, causando una sensible subsidencia en la costa sur-peruana y permitiendo acumulaciones sedimentarias localmente espesas.

ABSTRACT

In the area where it flows into the Pacific Ocean (Punta de Bombón, department of Arequipa), the río Tambo has accumulated fluvial to marine, i.e. deltaic-type, deposits. Analysis of the outcropping strata identifies a transgressive sedimentary evolution, with paleoenvironments ranging from braided rivers and deltaic plain to distributary mouth bars. Reportedly diagnostic teeth of the fossil shark *Isurus xiphodon* date the marine, upper strata as Late Miocene (~6~11 Ma). The Late Miocene transgression recorded in Punta de Bombón is thus a southern equivalent of the coeval transgression that developed more to the north (Sacaco area; Pisco Basin) starting ~9 Ma. The apparent contradiction between the age of this transgression and global eustatic curves proves that sedimentation was mostly controlled by extensional tectonics (as recorded by observed synsedimentary faults), causing significant subsidence along the southern Peruvian coast and permitting locally thick accumulations.

INTRODUCCIÓN

El antearco neógeno del sur del Perú comprende acumulaciones sedimentarias continentales y marinas significativas. Si bien las últimas se encuentran generalmente a lo largo de la costa actual y en la plataforma submergida, las primeras se reparten entre una zona de acumulación proximal ("cuenca Moquegua") ubicada entre la Cordillera Occidental y la Cordillera de la Costa, por una parte, y la misma zona costera, por otra parte. En su zona de desembocadura, el río Tambo ha acumulado depósitos de tipo deltaico (fluviales a marinos), organizados en una forma compleja (Fig. 1). Este trabajo representa un estudio preliminar de los depósitos antiguos del fandelto del río Tambo.

Cerca de Punta de Bombón (departamento de

Arequipa), afloramientos de estratos que fueron depositados en este paleodelta permiten observar un buen registro sedimentario y por lo tanto realizar un análisis estratigráfico y sedimentológico. Estos depósitos fueron inicialmente cartografiados como depósitos cuaternarios de origen aluvial y terrazas marinas pleistocénicas (Bellido y Guevara, 1963). El levantamiento de columnas litoestratigráficas permite comprobar que en realidad estos depósitos pertenecen al paleodelta del río Tambo y conforman una sucesión transgresiva de edad Mioceno superior, dado que en La Punta sus niveles superiores contienen dientes de una especie de tiburón característica de este intervalo de tiempo. La transgresión así evidenciada plantea una discusión en torno a los papeles respectivamente desempeñados en esta área por los procesos tectónicos, eustáticos y sedimentarios.

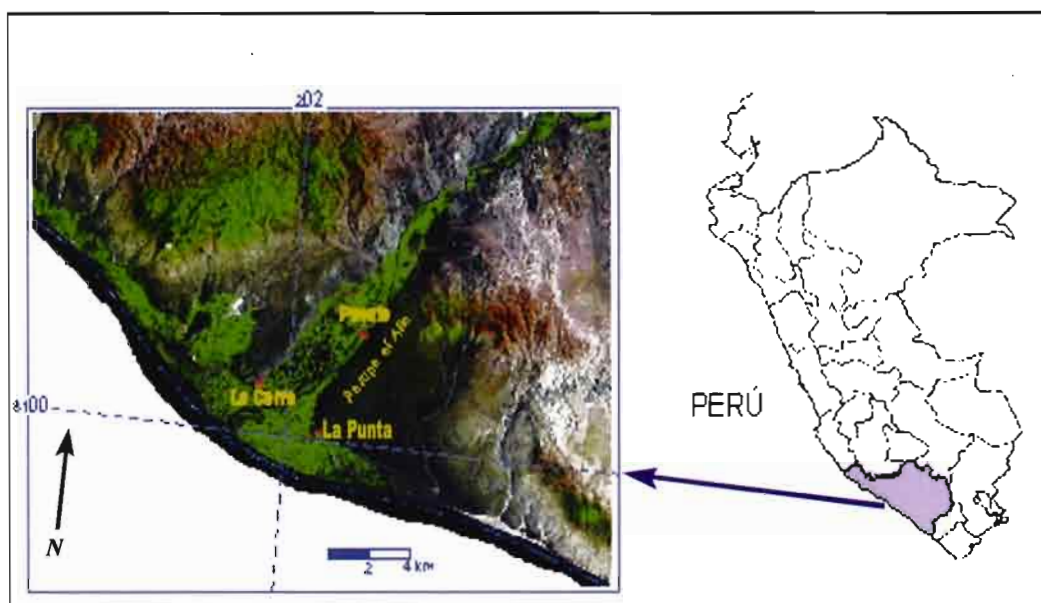


Fig. 1: Mapa de ubicación de la zona

TIPOS DE DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS Y SUS RELACIONES ESPACIALES

Se observan tres importantes tipos de depósitos sedimentarios: depósitos de ríos trenzados (unidad inferior, = PB1), depósitos de llanura deltaica (unidad media, = PB2) y depósitos de barra de desembocadura (unidad superior, = PB3). Estos depósitos no son lateralmente equivalentes ya que cada uno de ellos conforma una unidad estratigráfica propia.

Unidad inferior (PB1) : depósitos de ríos trenzados

La unidad inferior PB1, cuya parte basal no se observa, está compuesta por areniscas de grano grueso y conglomerados en canales (Fig. 2; Foto 1). La evolución lateral de estos estratos se puede observar debido a que los afloramientos exponen frecuentemente esta unidad. Los depósitos de canal consisten mayormente de *sets* de capas con estratificación horizontal que pasan lateralmente a estratificación cruzada; en canales de mayor envergadura se observan bloques deslizados (Foto 1). En la base de muchos canales se observa una incisión erosional pronunciada. El relleno de los canales se compone de depósitos de *channel lag* (en su base), que pasan verticalmente a depósitos con estructura en artesas; se observan clastos cuyo diámetro sobrepasa 20 cm. El mayor tamaño de clastos (diámetros >20 cm) se observa en los cortes de La Punta y cerca al puente sobre el río Tambo (flanco norte de la pampa El Alto) (Fig. 1). Muchos de estos canales pasan progresivamente, hacia su tope, a depósitos con laminación planar de barras transversas.

En esta unidad inferior se observan fallas sinsedimentarias de orientación N-S, buzando al oeste.

Unidad media (PB2) : depósitos de llanura deltaica

La unidad media PB2 sobreyace a la unidad

inferior PB1 mediante una superficie de erosión. La unidad PB2 se divide en dos sub-unidades. La sub-unidad PB2a (Figs. 2 y Foto 1) está compuesta por capas de areniscas de coloración lila, de grano grueso, y por eventuales conglomerados con laminación planar. Tanto las capas de arenisca como los conglomerados tienen geometrías lenticulares. Estos a su vez pasan lateralmente a niveles donde arenas finas y limoarcillas se intercalan; en estos niveles se observan estructuras de escape de agua.

La sub-unidad PB2b (Figs. 2 y Foto 1) está compuesta por sedimentos de grano más fino que la sub-unidad anterior. En la base se observan areniscas gruesas con estratificación cruzada y hacia arriba arenas medianas con rizaduras (*ripples*). En el tope se observan arenas finas con laminación planar, intercaladas con limos.

Unidad superior (PB3) : depósitos de barras de desembocadura

La unidad superior PB3 sobreyace a la unidad media PB2 con un contacto brusco, que es una superficie erosiva. La unidad superior se divide también en dos sub-unidades (Figs. 2 y Foto 1). La sub-unidad PB3a está constituida de areniscas de grano grueso apiladas en capas tabulares con estratificación cruzada. Estas areniscas pasan lateralmente a canales aislados y esporádicos con microconglomerados en su base; en algunos casos estos canales están rellenos por bioclastos marinos. Estos depósitos se interpretan respectivamente como barras y canales interbarra. Hacia el tope de esta sub-unidad se observan depósitos de tormenta de tipo "HCS" (*hummocky cross stratification*) (Foto 1).

La sub-unidad PB3b (Figs. 2 y Foto 1) consiste de depósitos de playa. En su base se observan areniscas de grano grueso que pasan a areniscas de grano fino sin estructura. En este nivel se hallaron restos de rayas e invertebrados (ver más adelante y Lámina 1). Esta sub-unidad continúa con unas capas de arenisca gruesa donde se hallaron dientes de tiburón (ver más adelante y Lámina

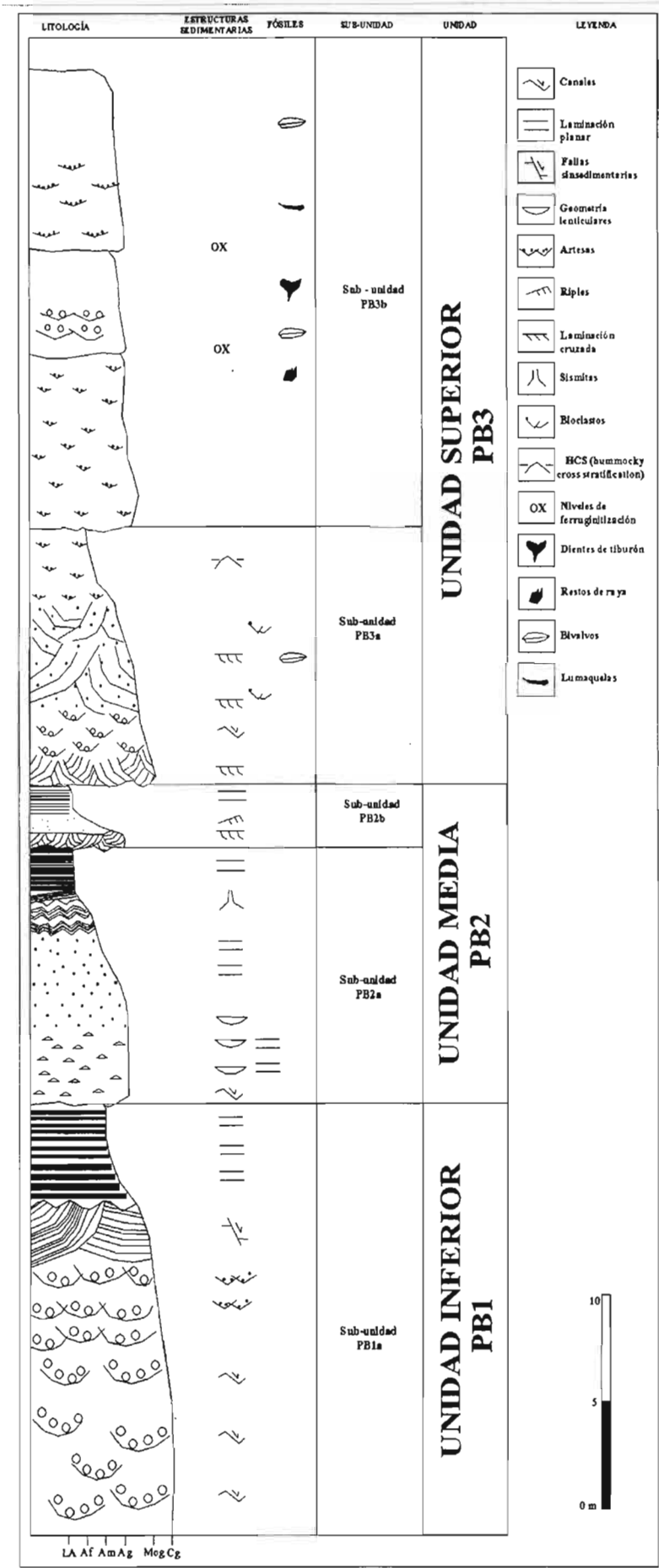


Fig. 2: Columna estratigráfica representativa

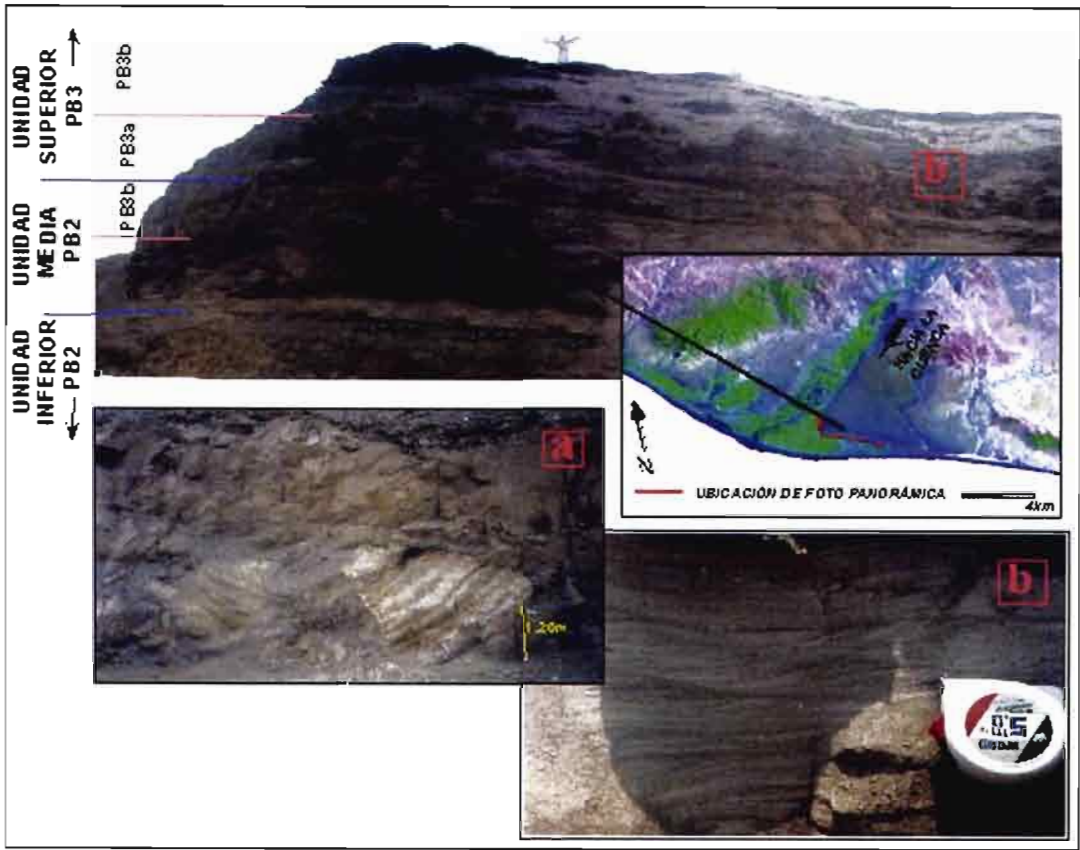


Foto 1: Foto panorámica de la sección La Punta (con mapa de ubicación de la foto) y ejemplos de estructuras sedimentarias observadas

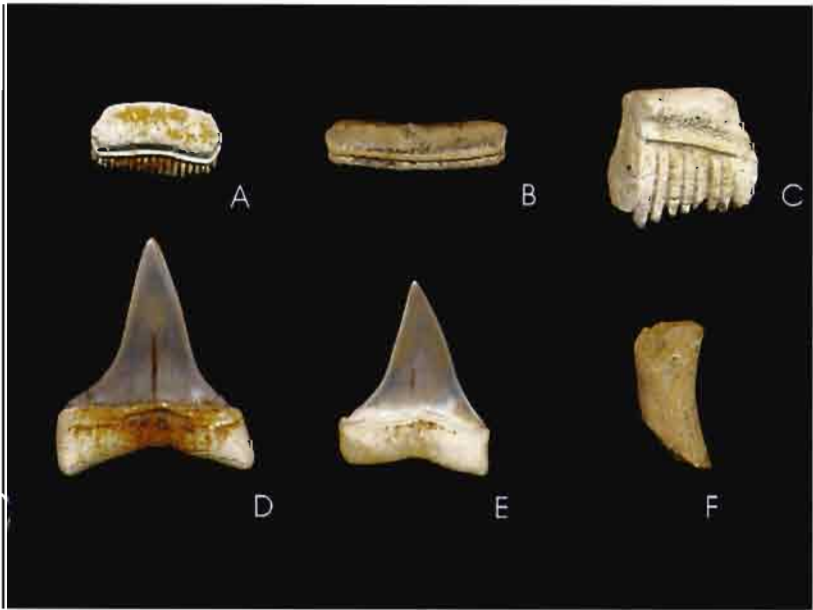


Lámina 1: Fósiles recolectados en este trabajo (información detallada en el texto). Todos corresponden a seláceos (Elasinobranchii), salvo F (mamífero marino?). A, B y C : vista linguo-oclusal; D y E : vista labial. Fotografía: J. Apolín; escala natural

1). Hacia el tope se observan areniscas de grano grueso a medio sin estructuras sedimentarias claras y con algunas superficies de erosión y ferruginización. Estas areniscas contienen varios niveles con fósiles mal conservados (bivalvos, óstreas). Los dientes fósiles de tiburón muestran rasgos de piritización singenética, y los bivalvos hallados en los niveles superiores están reemplazados por yeso y halita, lo que en conjunto indica un ambiente confinado con poca oxigenación.

La superposición de la sub-unidad PB3b sobre la PB3a sugiere que existía un espacio de acomodación suficiente para un apilamiento de secuencias potentes con poca evolución vertical durante el intervalo de deposición de PB3a. Dado que en PB3b se observan frecuentes emersiones, se interpreta que el espacio disponible había disminuido en esta época.

PALEONTOLOGÍA

SISTEMÁTICA

Subclase ELASMOBRANCHII

Orden RAJIFORMES

Familia MYLIOBATIDAE

Aetomylaeus sp.

El ejemplar, que proviene de la parte basal de la sub-unidad PB3b, corresponde a un diente medial completo de pequeño tamaño (Lámina 1 A), el cual presenta superficies algo erosionadas. El género *Aetomylaeus* se encuentra desde el Mioceno a la actualidad.

Myliobatis sp.

El ejemplar, que proviene de la parte basal de la sub-unidad PB3b, corresponde a un diente medial completo de tamaño medio (Lámina 1 B), el cual presenta superficies fuertemente erosionadas. El género *Myliobatis* se encuentra desde el Paleoceno a la actualidad.

Cf. *Aetobatus*

El ejemplar, que proviene de la parte basal de la sub-unidad PB3b, corresponde a un fragmento de diente medial de tamaño medio (Lámina 1 C). Presenta superficies fuertemente erosionadas, lo que imposibilita una determinación más precisa. El género *Aetobatus* se encuentra desde el Paleoceno a la actualidad.

Orden LAMNIFORMES

Familia LAMNIDAE

Isurus xiphodon

Se encontraron dos ejemplares atribuidos a *I. xiphodon* en la parte mediana de la sub-unidad PB3b. Se trata de un diente lateral inferior del lado derecho (Lámina 1 D) y de un diente intermedio superior de lado izquierdo (Lámina 1 E). Pese a que cobra un rango mayor en otras partes del mundo, *I. xiphodon* está aparentemente restringido al Mioceno superior (~6~11 Ma) en el Perú (Apolín, 2001).

Clase MAMALIA

Mamalia indet.

Un pequeño fragmento óseo se atribuye a un mamífero indeterminado, que podría corresponder a un cetáceo (Lámina 1 F).

CONCLUSIONES

Los tipos de depósitos sedimentarios y la relación que éstos mantienen tanto lateral- como verticalmente permiten identificar en el área de estudio una evolución sedimentaria transgresiva. La presencia de un fósil considerado como característico, *Isurus xiphodon*, restringe la edad de estos sedimentos al Mioceno superior (~6~11 Ma). Los rangos conocidos de los otros fósiles encontrados son compatibles con esta edad.

Esta transgresión de edad Mioceno superior registrada en Punta de Bombón es muy probablemente un equivalente sureño de la transgresión coetánea conocida al norte del área de Sacaco (DeVries, 1998) y en la cuenca Pisco (Muizon y DeVries, 1985; Macharé et al., 1986; Marocco y Muizon, 1988; DeVries, 1998; Vicente et al., 2000; León y Alemán, 2002). En particular, dado el rango cronológico indicado por *Isurus xiphodon*, es probable que la transgresión observada en Punta de Bombón sea la misma que la descrita por DeVries (1998), quien identifica en ~9 Ma el inicio de un prolongado ascenso del nivel marino en base a un conjunto de edades isotópicas obtenidas en la cuenca Pisco y área de Sacaco.

Pese a que su base está cubierta, la unidad inferior (PB1) parece haberse depositado cuando el nivel del mar (nivel de base) estaba relativamente bajo, con una línea de costa ubicada al suroeste de Punta de Bombón. En la zona de estudio se acumularon entonces depósitos fluviales trenzados, colmatando especialmente canales, durante este primer intervalo. La posterior subida del nivel marino resultó probablemente de la subsidencia tectónica inducida por la tectónica extensional ya registrada en los estratos sedimentarios de la unidad inferior. Esta subsidencia permitió la acumulación de sedimentos de llanura deltaica durante el segundo intervalo (unidad media, PB2). La unidad superior (PB3) registra una subida aún más marcada del nivel marino. Al inicio de la deposición de la sub-unidad PB3a el espacio de acomodación disponible, es decir la paleoprofundidad, parece haber sido relativamente importante, sugiriendo que la subsidencia se había acelerado. Durante la deposición de la sub-unidad PB3b, la disminución de la profundidad produjo una progradación de facies menos marinas y emersiones esporádicas.

Cabe notar que la edad de la secuencia transgresiva registrada en el sur del Perú está en aparente contradicción con la curva eustática de Haq et al. (1987), la cual indica para el Mioceno superior una marcada regresión eustática a nivel global. Sin embargo, este desacuerdo es más bien prueba de que fueron fenómenos tectónicos extensionales que más influyeron sobre los ambientes y procesos de sedimentación en el fandelta mioceno superior del río Tambo (se subraya que la existencia de estos

fenómenos está comprobada por las fallas sinsedimentarias observadas), causando una sensible subsidencia en la costa sur-peruana y permitiendo por lo tanto una acumulación relativamente espesa de depósitos sedimentarios. Una vez más se comprueba que los modelos que favorecen una estratigrafía secuencial global, basándose en curvas eustáticas (como la de Haq et al., 1987), no integran las signaturas estratigráficas que pueden dejar los fenómenos tectónicos, y por lo tanto no pueden aplicarse en márgenes activos.

El estudio preliminar de los estratos de edad Mioceno superior observables en Punta de Bombón manifiesta la complejidad de las interacciones entre tectónica extensional, eustatismo y aportes sedimentarios en el funcionamiento de sistemas depositacionales

costeros en el Cenozoico. Las acumulaciones sedimentarias del paleodelta mioceno superior del río Tambo se organizan en un patrón transgresivo, implicando una subsidencia que resultó de un régimen tectónico extensional, evidenciado por fallas normales sinsedimentarias. Otros factores tales como el eustatismo y los aportes sedimentarios — los cuales dependen de las condiciones climáticas — se convirtieron en factores secundarios pero actuaron conjuntamente con el factor tectónico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido en parte financiado por el programa del IRD “Geología del sur del Perú”.

REFERENCIAS

- APOLÍN J. G.** (2001).- *Isurus oxyrinchus* (RAFINESQUE, 1810) “MAKO DE ALETAS CORTAS” como posible ancestro de *Carcharodon carcharias* (LINNAEUS, 1758) “TIBURÓN BLANCO” (CHONDRICHTYES: LAMNIDAE). Tesis de biólogo. Universidad Nacional Mayor de San Marcos. 133 p.
- BELLIDO E. & GUEVARA C.** (1963).- Geología del cuadrángulo de Punta de Bombón y Clesesí. Comisión Carta Geológica Nacional, boletín 5, p. 10-55.
- DEVRIES T. J.** (1998).- Oligocene deposition and Cenozoic sequence boundaries in the Pisco Basin (Peru). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11 (3), p. 217-231.
- HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P. R.** (1987).- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, v. 235, p. 1156-1167.
- LEÓN W. & ALEMÁN A. M.** (2002).- Forearc extension: tectonics, sedimentologic and stratigraphy evolution of the east Pisco Basin. V International Symposium on Andean Geodynamics. Toulouse, 381-384.
- MACHARÉ J., SÉBRIER M., HUAMAN D. & MERCIER J.-L.** (1986).- Tectónica cenozoica de la margen continental peruana. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 76, p. 45-77.
- MAROCCO R. & MUIZON C. DE** (1988).- Le bassin Pisco, bassin cénozoïque d'avant-arc de la côte du Pérou central. Analyse géodynamique de son remplissage. *Géodynamique*, v. 3 (1-2), p. 3-19.
- MUIZON C. DE & DEVRIES T. J.** (1985).- Geology and palaeontology of Late Cenozoic marine deposits in the Sacaco area (Perú). *Geologische Rundschau*, v. 74, p. 547-563.
- VICENTE J.-C., ZULOAGA A. & HURÉ F.** (2000).- Características de la extensión eo-terciaria en el sector costero de Palpa (departamento de Ica): Enseñanza del corte del curso inferior del Río Grande. X Congreso Peruano de Geología, Resúmenes, p. 58.

CONFERENCIAS

LAS « FASES TECTÓNICAS » EN LOS ANDES CENTRALES : ESPLENDOR Y DECADENCIA DE UN PARADIGMA GEOLÓGICO¹

Thierry SEMPERE

¹ IRD, apartado postal 18-1209, Lima 18. E-mail: Thierry.Sempere@ird.fr

« ... cada cuarto de siglo presenta nuestra ciencia bajo un aspecto tan diferente que se requiere una *nueva reconciliación* [con las Escrituras]. »² James Hall (1811-1898), 1882

LAS DISCORDANCIAS ANGULARES Y SUS INTERPRETACIONES, DE HUTTON A STILLE Y STEINMANN

Quisiera primero agradecer a José Macharé y al Comité de Actividades Científicas de este Congreso por haberme invitado a dar esta conferencia. Es para mí un honor, aunque también debo confesar que es un honor tal vez un poco envenenado, puesto que el tema que me toca es algo delicado. Sin embargo, este tema es tan interesante e importante del punto de vista científico que creo que vale la pena intentar tratarlo. Pienso que es necesario aclarar desde un principio que mi meta en esta conferencia no es hacer una revisión crítica de las fases tectónicas definidas en los Andes Centrales, sino exponer los pasos metodológicos que podrían permitir progresar en nuestro entendimiento del desarrollo de la deformación andina, puesto que eso es lo que nos importa concretamente.

Desde los años 1920 y hasta la última década, se ha manejado la cuestión de la deformación andina bajo el concepto de « fases tectónicas ». Este concepto interpretativo proviene directamente de la observación de discordancias angulares, y el análisis metodológico que les propongo ahora es una interrogación sobre cómo los geólogos analizamos e interpretamos estas discordancias, es decir cómo se pasa de estas observaciones a su interpretación.

Para entender esto, tenemos que interesarnos un poco en la historia del pensamiento geológico. Se considera generalmente que la obra fundadora de la geología moderna es la del escocés James Hutton (1726-1797), quien publicó sus ideas en 1788 y 1795, es decir hace un poco más de dos siglos. Su teoría planteaba en particular que los detritos producidos por la erosión de las montañas se depositan sobre los restos de antiguas

montañas niveladas. Por lo tanto, esta su teoría ya anticipaba la existencia de discordancias angulares. Después de este planteamiento, el propio Hutton, a fines del siglo XVIII, descubrió discordancias angulares reales, confirmando su teoría.

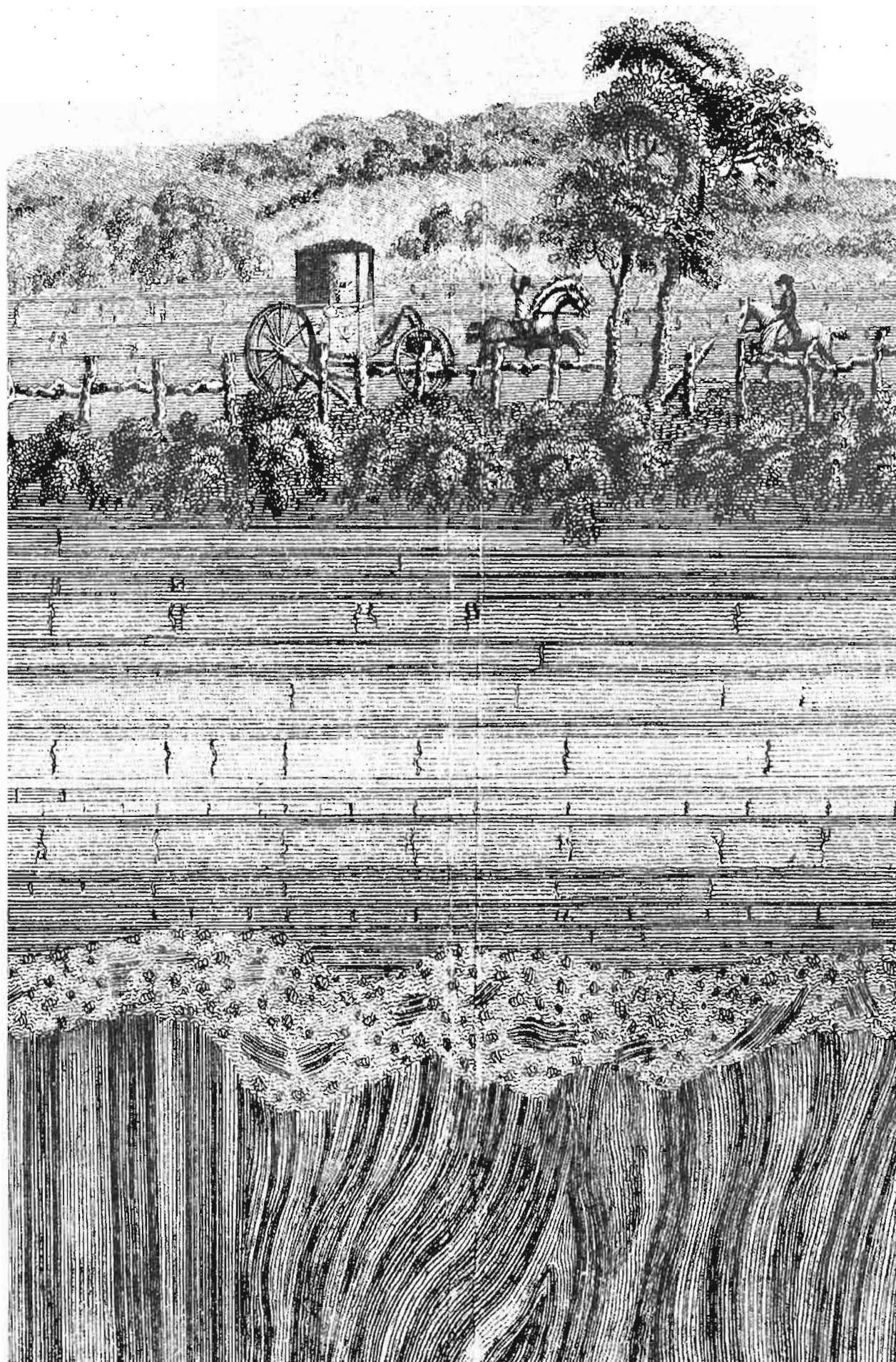
Una generación después, Léonce Élie de Beaumont (1798-1874), basándose en la observación de discordancias angulares, estableció que fenómenos que él llamaba « levantamientos » habían ocurrido varias veces en el pasado geológico. A fines del siglo XIX, Marcel Bertrand (1847-1907) describió ciclos orogénicos recurrentes donde, según él, los procesos habían sido lentos y no catastróficos. Sin embargo, es con Hans Stille (1876-1966) que el concepto de « fase orogénica » se modificó, tomando el sentido que tuvo durante la mayor parte del siglo XX. En un libro³ publicado en 1924, Stille propuso una interpretación de la evolución tectónica del globo con notable espíritu sintético. En este libro, Stille definía el concepto de « fase tectónica » y daba un calendario de las « fases » que él había reconocido en varias regiones del mundo; bautizaba cada una con un nombre propio : « fase caledoniana », « fase herciniana », « fase nevadiana », « fase laramiana », « fase cimérica », etc., etc. — todos Uds. ya conocen este catálogo de nombres. La obra de Stille tuvo un gran éxito en la comunidad geológica internacional, quizás por la simplicidad del concepto que planteaba. Pero para nuestro propósito es muy importante darnos cuenta que, apenas cinco años después de la publicación del libro de Stille, otro geólogo alemán, Gustav Steinmann (1856-1929), definió en los Andes del Perú tres « fases tectónicas », que llamó « fase peruana », « fase incaica », y « fase quechua »⁴. Cabe muy poca duda que Steinmann estuvo inspirado por el concepto expuesto en el libro de Stille cinco años antes.

¹ Conferencia central dada durante el X Congreso Peruano de Geología (Lima, 20 de julio de 2000). El texto inicial ha sido completado, ampliado y actualizado en febrero de 2004.

² « ... every quarter of a century presents our science in so different a phase that a *new reconciliation* [with Scriptures] is required » [James Hall (1811-1898), 1882]. Hall expuso en 1857 observaciones que sirvieron de base a D.J. Dana (1813-1895) para proponer en 1873 el concepto de geosinclinal, sin embargo con este comentario: « Hall nos ha dado un mecanismo para el origen de las montañas, dejando de lado el origen de las montañas » (« Hall has given us a mechanism for the origin of mountains with the origin of mountains left out »). En 1889, C.E. Dutton (1841-1912), el padre del concepto de isostasia, a su vez se burló de la teoría de Dana: « Es una explicación que no explica nada de lo que queremos explicar » (« It is an explanation which explains nothing which we want to explain »). Información disponible en <http://geowords.com/histbooknetscape/j20.htm>.

³ H. Stille, *Grundfragen der vergleichenden Tektonik (Problemas fundamentales de tectónica comparada)*. Berlín, Bornträger. 1924. 443 p.

⁴ G. Steinmann, *Geologie von Peru*. Heidelberg. Carl Winters Universitätsbuchhandlung, 1929, 448 p. La famosa síntesis de Steinmann fue publicada el año de su muerte.



Primera ilustración de una discordancia angular, por J. Hutton (Theory of the Earth, 1795)

Según la escuela de Stille, las deformaciones ocurren durante « fases tectónicas » de duraciones relativamente cortas o muy cortas que separan largos períodos de « tranquilidad ». Cada « fase » sucede a un período durante el cual la sedimentación se acumula en fosas que se deforman posteriormente. La « fase tectónica » está evidentemente fechada por la edad de los últimos estratos afectados por ella y la edad de los primeros estratos discordantes. Según esta lógica, cuando estas dos edades son cercanas, la « fase tectónica » se puede fechar con buena precisión. En esta conferencia, sólo nos interesaremos en discordancias angulares que separan estratos relativamente cercanos en el tiempo, como es frecuentemente el caso en el Cenozoico de los Andes Centrales.

PARADIGMAS Y REVOLUCIONES CIENTÍFICAS

Ahora bien, cabe recordar que Stille, además del tema de las « fases tectónicas », también se desempeñó mucho en el campo de la teoría de los geosinclinales. Por ejemplo, fue él quien creó respectivamente en 1940 y 1941 los términos de « eugeosinclinal » y « miogeosinclinal », que fueron generosamente usados por casi todos los geólogos hasta el inicio de los años 1970.⁵ Conjuntamente, las teorías de Stille en cuanto a « fases tectónicas » y a « geosinclinales » ilustraban un *paradigma*, es decir un conjunto de teorías, modelos, creencias, valores y técnicas compartido por una comunidad científica — en este caso la comunidad geológica.⁶

Un paradigma es un sistema de referencias intelectuales que orienta el pensamiento. Por ejemplo, la Biblia, el Corán, etc., proporcionan paradigmas, puesto que algunos piensan que se puede explicar la historia de la Tierra basándose en las creencias expuestas en estos textos antiguos. Un ejemplo más elocuente es el paradigma geocéntrico, teoría astronómica que estuvo unánimemente aceptada durante decenas de siglos, según la cual el sol gira alrededor de la Tierra, del mismo modo que la Luna y los planetas. Este paradigma fue atacado por primera vez por Nicolás Copernico (1473-1543), quien en su *De revolutionibus orbium caelestium libri* publicado⁷ en 1543

expuso el paradigma heliocéntrico, ahora comprobado y ampliamente aceptado, según el cual la Tierra no es más que un planeta que gira alrededor del sol como los demás⁸. Cuando se atrevió a sustentar esta nueva teoría, Copernico se basaba sencillamente en observaciones comprobadas que contradecían el paradigma geocéntrico y no podían ser reconciliadas con éste. Otros astrónomos que habían reconocido estas contradicciones sea no habían podido construir una nueva teoría, sea habían preferido desecharlas.

La historia de la ciencia ha identificado un gran número de paradigmas pasados y actuales, en todas las ramas de la ciencia, y, por supuesto, las geociencias no hacen excepción. Ya he mencionado el paradigma que abarcaba « fases tectónicas » y « geosinclinales ». Las observaciones agrupadas por Alfred Wegener (1880-1930) en los años 1910 y las efectuadas por Harry Hess (1906-1969) sobre los fondos oceánicos⁹ condujeron a la formulación en 1968 de otro paradigma, designado por el nombre de « tectónica de placas »¹⁰. El reemplazo rápido¹¹ del paradigma basado en el concepto de geosinclinales por la tectónica de placas ocurrió aproximadamente entre 1968 y 1973, y representó una verdadera « revolución científica » como las que Kuhn había justamente descrito en 1962. Del mismo modo que las observaciones y conceptos nuevos expuestos por Copernico habían desencadenado una revolución científica — llamada la revolución copernicana¹² —, los datos geológicos e ideas nuevas articuladas en los años 1960 condujeron a la revolución más profunda que las geociencias habían conocido hasta esa fecha.

Cada vez que se produce una revolución científica en una disciplina, es porque la realidad objetiva es re-analizada bajo un ángulo completamente distinto de lo anterior, mediante un esfuerzo intelectual que logra dar la espalda al paradigma vigente y tomar en cuenta los datos nuevos que lo contradicen. Kuhn ha mostrado cómo la naturaleza de los resultados de una investigación puede ser determinada por la del paradigma vigente, este último induciendo los primeros. Muchas veces, se trata de interpretaciones *ad hoc* que, inconscientemente, sólo apuntan a confirmar la validez del paradigma.

⁵ Y por algunos sobrevivientes hasta hoy día.

⁶ El concepto de paradigma científico fue definido por Thomas S. Kuhn (1922-1996) en su obra maestra *La estructura de las revoluciones científicas* (*The Structure of Scientific Revolutions*, The University of Chicago Press, primera edición 1962), una de las más influyentes obras publicadas en el siglo XX sobre historia y filosofía de las ciencias.

⁷ Copernico (1473-1543) ya había entendido en 1512 que la Tierra giraba alrededor del sol, pero no dio a conocer su descubrimiento por temor a un castigo por parte de la Iglesia, de la cual era canónigo. En 1542, a la edad de 69 años, decidió publicar sus ideas y emprendió la impresión de su obra maestra. Ese año redactó en particular su preámbulo, dedicado al papa Pablo III, que es una admirable defensa de la libertad de pensamiento y expresión. Murió menos de un año después.

⁸ En este paradigma, la Luna no es más un planeta sino un satélite de la Tierra.

⁹ Hess, H., 1962. The history of ocean basins, in Engel, A.E.J., and others, eds., *Petrologic studies: a volume to honor A.F. Buddington*, Boulder, Colorado, Geological Society of America, p. 599-620.

¹⁰ Morgan, W.J., 1968. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. *Journal of Geophysical Research*, v. 73, p. 1959-1982.

Le Pichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, v. 73, p. 3661-3697.

¹¹ Vale la pena aclarar que la teoría de los geosinclinales continuó siendo enseñada y usada en universidades donde los geólogos se resistían a actualizarse. Por ejemplo, un profesor de alto rango seguía enseñándola en la Universidad Mayor de San Andrés (La Paz, Bolivia) en el año 1998.

¹² T.S. Kuhn, 1957. *The Copernican Revolution: planetary astronomy in the development of western thought*. Cambridge, Massachusetts: Harvard University Press.

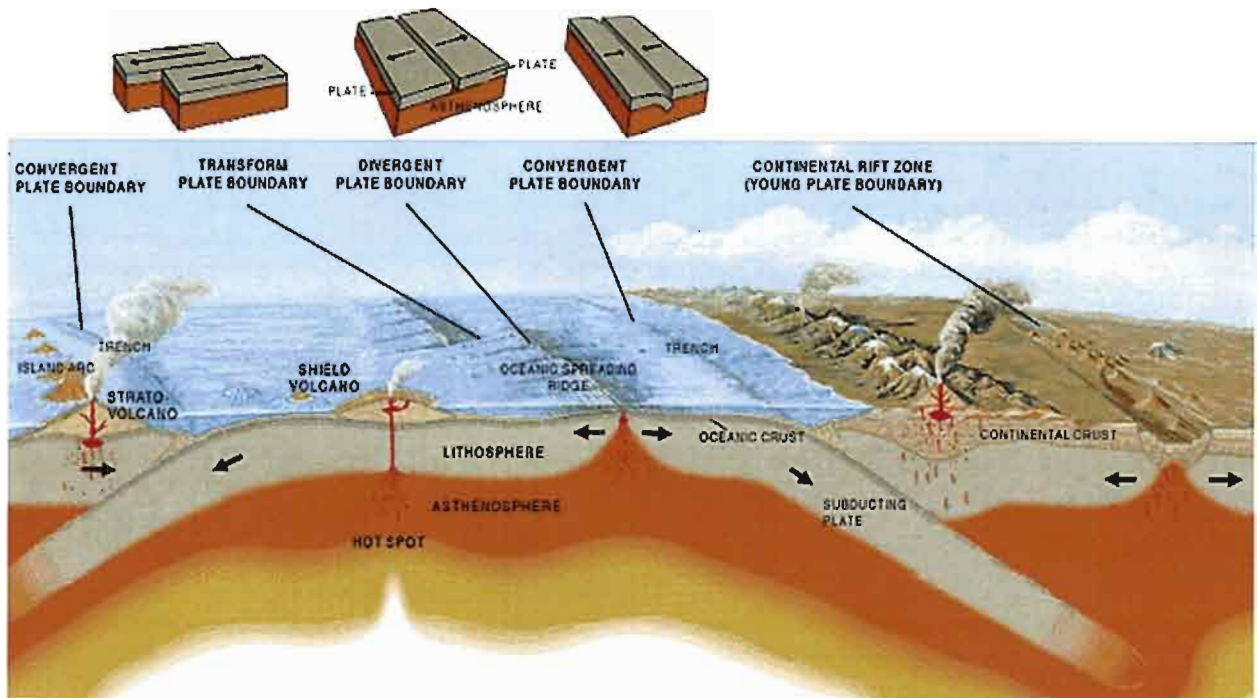


Ilustración del funcionamiento de la tectónica de placas. El contexto correspondiente a los Andes Centrales (subducción océano-continente) está figurado a la derecha. Arriba: la tipología de los contactos entre placas (de izquierda a derecha: transcurrente, divergente, convergente) es simétrica de la tipología de cuencas sedimentarias expuesta a continuación.

Al contrario, cuando se multiplican datos nuevos que contradicen el paradigma vigente, algunos investigadores — generalmente son pocos — concluyen que esta teoría ya no funciona y tiene que ser abandonada y reemplazada por otra que queda por elaborar. Se trata entonces de tomar en cuenta todos los datos reales, sin omitir nada de los que contradicen la teoría vigente, y de explicarlos de manera coherente. El abandono de hipótesis de trabajo basadas en un paradigma es una condición necesaria para la creatividad e innovación científica.

Si volvemos al paradigma que Stille enriqueció por sus aportes, podemos ahora entender mejor por qué su teoría tuvo que ser desechada pese al éxito que conoció durante varias décadas. Como la actual tectónica de placas, el paradigma antiguo consideraba que el “motor” geodinámico fundamental es el hecho que la Tierra se enfría. Pero explicaba los desplazamientos horizontales, tales como los acortamientos tectónicos, como una contracción de la superficie terrestre producida directamente por este enfriamiento, mientras que los movimientos verticales eran productos de una actividad ígnea. Este paradigma eminentemente fijista había sido propuesto un siglo antes, en los años 1820, por Élie de Beaumont, y había encontrado mucho éxito, siendo soportado en el mundo entero por los geólogos más prestigiosos de su tiempo (Lyell, Hall, Dana, Agassiz, Suess, Bertrand, Kelvin, Murchison, Heim, Stille, etc.). Quizás sea necesario subrayar que la gran mayoría de los

geólogos de la primera mitad del siglo XX consideraban estos principios como firmemente establecidos¹³ (y en su mayoría se hicieron la burla de las ideas avanzadas por Alfred Wegener). El éxito del concepto de « fases tectónicas » mundiales inventado por Stille se debió a que la ocurrencia de estas « fases » confirmaba la idea que contracciones producidas por el enfriamiento habían afectado repetidamente la superficie de la Tierra. Se creyó inicialmente que las « fases tectónicas » de Stille confirmaban nada menos que la validez del viejo paradigma fijista.

UNA REVOLUCIÓN CIENTÍFICA EN GEOLOGÍA ANDINA

Pese al éxito que tuvieron inicialmente, los conceptos de Stille fueron bastante criticados, en particular desde el desarrollo de la tectónica de placas a partir de los años 1960. La escuela de Stille tenía el defecto de ser demasiado dogmática, exigiendo que sus « fases » existan hasta en regiones donde no se las observaba, y donde no habían forzosamente ocurrido. Otra crítica era que, debido al aspecto físico de las superficies de discordancia, se había llegado a considerar que las deformaciones orogénicas eran marcadamente discontinuas, cuando en realidad podían haber sido continuas durante ciertos intervalos de tiempo, a veces largos. Sobre todo, la duración corta a muy corta de las « fases tectónicas » de Stille no encajaba

¹³ Los principios y bases del paradigma fijista fueron expuestos en particular por A. Heim (1921: *Geologie der Schweiz*, Tauchnitz, Leipzig, v. 2, p. 54-56).

con el funcionamiento obviamente continuo de la tectónica de placas. En particular, no se podía entender cómo orógenos tan impresionantes como los Himalayas o los Andes Centrales habían podido ser edificados por un pequeño número de fases compresionales de corta duración. En el caso de los Himalayas, la ahora clásica tectónica de placas da la respuesta : este orógeno descomunal resulta de una colisión continua entre dos grandes masas continentales, la cual es una consecuencia de una convergencia continua de las placas que soportan estos continentes. Sin embargo, los Andes Centrales no resultan de la colisión de dos masas continentales, y el origen de su engrosamiento cortical también descomunal sigue siendo vigorosamente debatido.

En los Andes Centrales, las discordancias angulares que a veces separan estratos cenozoicos se interpretan tradicionalmente, desde Steinmann, como evidencias de « fases tectónicas ». Estas interpretaciones tradicionales favorecen implícitamente modelos en los cuales los espesos depósitos sedimentarios observados se acumularon bajo condiciones distensivas y fueron deformados durante pulsos compresivos de corta duración. Modelos de este tipo conducen naturalmente a elaborar catálogos de « fases tectónicas » que son marcadamente separadas en el tiempo y llevan un nombre propio a la manera de las « fases » definidas por Stille a escala mundial. En los Andes Centrales, los nombres fundamentales de esta nomenclatura se refieren al trabajo de Steinmann, de tal forma que hoy en día se siguen usando los conceptos de « fase peruana », « fase incaica », y « fase quechua »; para las dos últimas, se ha anexado un número al nombre de la « fase » puesto que autores más recientes han supuestamente refinado las propuestas de Steinmann. En los Andes Centrales, este tipo de pensamiento e interpretación geológica ha tenido un éxito considerable durante los años 1970 y 1980¹⁴.

Voy ahora a dar ejemplos y comentarlos. Para mayor objetividad, me refiero aquí a la síntesis objetiva y neutra que debemos al Dr. V. Benavides¹⁵, quien reunió la información relativa al tema en un artículo publicado en 1998. En un primer diagrama (Fig. 1), he plotado el número cumulado de « fases tectónicas » compresivas reconocidas en la literatura en función de la fecha de su publicación. Se observa que el inicio del desarrollo de las dataciones isotópicas en el Perú desencadena claramente una “explosión” del número de fases reconocidas, hasta que aparezcan las primeras dudas en cuanto a este concepto.¹⁶ De esta forma se nota que, en un intervalo de ~15 años, no menos de 7 fases tectónicas fueron reconocidas, definiendo un ritmo de publicación, bastante elevado, de una fase cada un poco más de dos años. Si este ritmo se hubiera sostenido, quizás ya tendríamos en 2004 más de quince «fases tectónicas » andinas.

Un sesgo aparece cuando se calcula el número cumulado de « fases tectónicas » en función del tiempo geológico (Fig. 2A). En efecto se observa que el número de « fases », es decir su frecuencia, tiende a aumentar con el tiempo; este hecho curioso no tiene explicación. Similarmente, se observa que la duración de las « fases » tiende inexplicablemente a disminuir con el tiempo (Fig. 2B y 2C). El hecho que la duración de las « fases tectónicas » disminuyó a medida que pasó el tiempo geológico es también evidente en la Figura 3. Se calcula fácilmente que la duración cumulado de las « fases » es ~21 Ma, es decir apenas ~21 % de los últimos 100 Ma.

Estos diagramas nos hacen percibir que algo anda mal con el concepto de « fases tectónicas » andinas, puesto que es difícil explicar que su frecuencia aumentó con el tiempo geológico mientras que su duración disminuía. También la multiplicación de las « fases tectónicas » entre 1975 y 1990 sugiere que, si ninguna duda hubiera sido expresada, el intervalo orogénico quizás

¹⁴ Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., 1980. Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, Paris, v. 122, 501 p.

Lavenu, A., Marocco, R., 1984. Sédimentation continentale et tectonique d'une chaîne liée à une zone de subduction : l'exemple des Andes Centrales (Pérou-Bolivie) pendant le Tertiaire. *Bulletin du Centre de Recherches Exploration-Production d'Elf-Aquitaine*, v. 8, p. 57-70.

Mégar, F., 1984. The Andean orogenic period and its major structures in Central and Northern Peru. *Journal of the Geological Society of London*, v. 141, p. 893-900.

Mégar, F., Noble, D.C., McKee, E.H., Bellon, H., 1984. Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of central Peru. *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 1108-1117.

Noble, D.C., Sébrier, M., Mégar, F., McKee, E.H., 1984. Demonstration of two pulses of Paleogene deformation in the Andes of Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 73, p. 345-349.

Sébrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., Soulas, J.-P., 1988. Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique*, Paris, v. 3, p. 85-106.

Noble, D.C., McKee, E.H., Mourier, T., Mégar, F., 1990. Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in northern Peru: *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 1105-1113.

¹⁵ Benavides-Cáceres, V., 1998. Orogenic evolution of the Peruvian Andes: The Andean cycle. In *Geology and ore deposits of the Andes*, Society of Economic Geologists Special Publication, v. 7, p. 61-107.

¹⁶ En octubre de 1985, una discordancia angular entre las formaciones El Molino (Maastrichtiano) y Cayara (Paleoceno superior) fue descubierta por R. Marocco y él que escribe cerca de Portugalete (departamento de Potosí, sureste del Altiplano de Bolivia). Pese a que el primer autor del trabajo mencionado a continuación deseaba inicialmente proponer la existencia de una nueva « fase tectónica », el segundo logró convencerlo que la multiplicación de las « fases » andinas reconocidas sugería más bien que la deformación andina había podido desarrollarse durante largos episodios continuos (Marocco, R., Sempere, T., Cirbián, M., Oller, J., 1987. Mise en évidence d'une déformation paléocène en Bolivie du Sud. Sa place dans l'évolution géodynamique des Andes centrales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série II*, v. 304, p. 1139-1143).

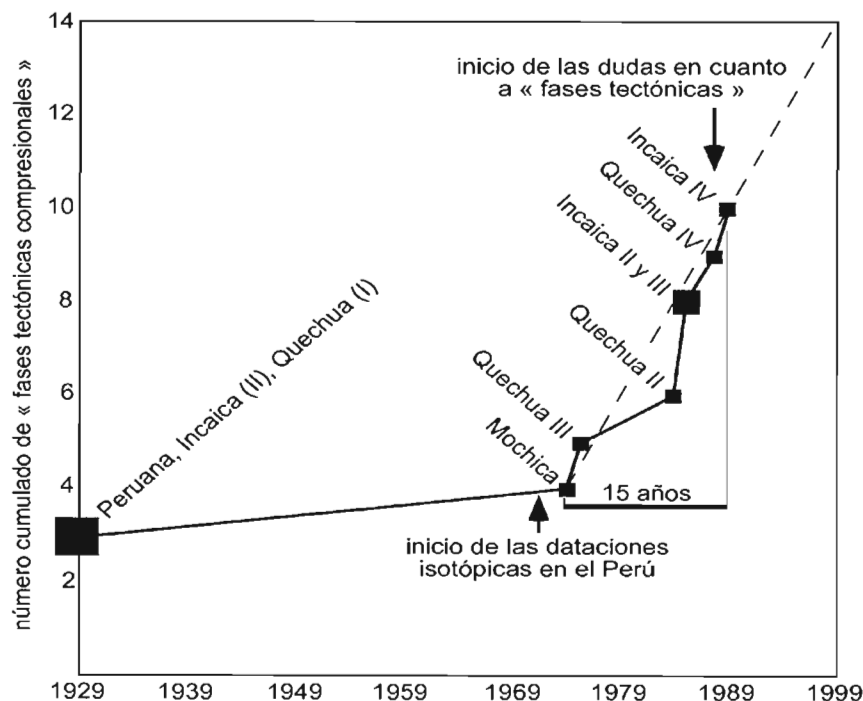


Fig. 1: Evolución del número cumulado de « fases tectónicas » andinas en función de los años de su publicación (línea interrumpida: ritmo promedio de reconocimiento de las « fases » a partir de la publicación de la « fase Mochica »)

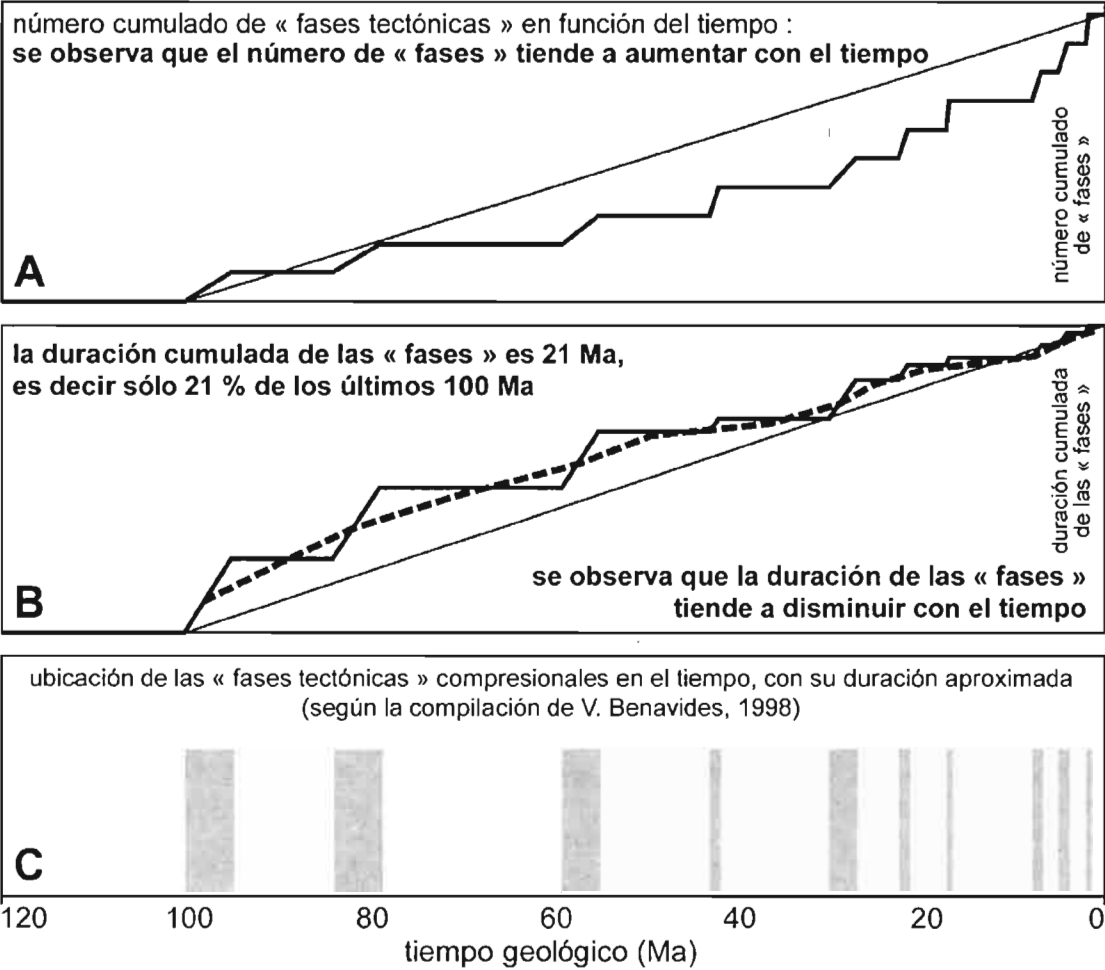


Fig. 2: A: Número cumulado de « fases tectónicas » andinas en función del tiempo. B: Duración cumulado de las « fases tectónicas » andinas en función del tiempo. C: Ubicación de las « fases tectónicas » andinas en el tiempo, con su duración aproximada (según la compilación de V. Benavides, 1998).
Líneas continuas: datos primarios; líneas interrumpidas: valores promedios

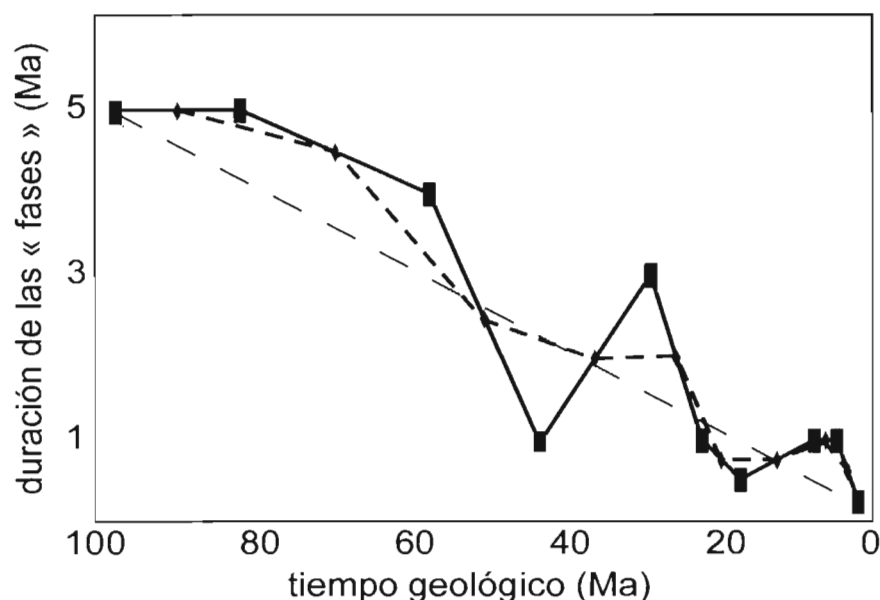


Fig. 3: Duración de las « fases tectónicas » andinas en función del tiempo geológico (línea continua: datos primarios; líneas interrumpidas: valores promedios)

hubiera sido llenado por más « fases », a tal punto que gran parte del Cenozoico hubiera correspondido a períodos compresivos, tendiendo por lo tanto a defender la idea de largos períodos de compresión.

Como ya lo dije, la idea que los Andes resultan de un pequeño número de fases compresionales de corta duración no ha sido puesta en tela de juicio hasta hace menos de veinte años. Desde entonces, numerosos estudios independientes han propuesto que los Andes Centrales habrían resultado de un fuerte acortamiento tectónico producido por esfuerzos compresivos. Este nuevo paradigma¹⁷ es una consecuencia directa tanto del desarrollo de la tectónica de placas como del reconocimiento de acortamientos sustanciales en por lo menos ciertas áreas de los Andes Centrales.

Analícemos la teoría tradicional. En este marco, sostener que los Andes se edificaron gracias a un pequeño número de « fases compresivas » tiene una consecuencia lógica: es sostener que la mayor parte de la historia andina tuvo lugar en contexto distensivo (Fig. 2B), puesto que, según esta interpretación, apenas una decena de fases compresionales cortas interrumpieron largos períodos distensivos durante los cuales se produjo la sedimentación. Si se adopta este esquema, el balance es obvio: la historia geológica andina habría sido dominada por distensión. Pero surge entonces una pregunta muy directa: cómo fabricar un engrosamiento cortical considerable y fajas con acortamientos sustanciales dentro del marco de un sistema que fue sometido a distensión durante la mayor parte de su evolución? Dado que esto parece difícil, un modelo que contempla largos períodos de distensión interrumpidos por « fases compresivas » cortas difícilmente puede sostenerse en los Andes Centrales (salvo en una zona particular, que es el ante-arco). De los acortamientos

observables en los Andes el paradigma vigente deduce que el contexto tectónico general fue compresivo, y no distensivo.

Otra crítica es que se ha llegado a veces a usar la lista de fases como un catálogo obligatorio: a la manera de la escuela de Stille, cada deformación observada en el campo tenía que representar una de las fases de esta lista. He sido árbitro de publicaciones donde los autores proponían fechar unidades estratigráficas a partir de la atribución de las discordancias que las limitaban a « fases tectónicas », un poco como si éstas hubieran sido fósiles diagnósticos. Estos autores usaban nada menos que un razonamiento circular (Fig. 4), y cuando se trata de ciencia un razonamiento circular es un pecado mortal.

Si asignar una discordancia a una de las fases ya catalogadas no era posible, entonces se creaba otra fase, con un nuevo nombre. El único criterio parecía ser la edad de la deformación observada o inferida, y no la naturaleza y distribución del fenómeno tectónico. El nombramiento de una nueva fase daba una falsa impresión de conocimiento de los fenómenos tectónicos que habían ocurrido, pero en realidad no explicaba concretamente qué exactamente había transcurrido en la zona considerada. La definición de las fases puede ser precisa del punto de vista cronológico pero siempre ha sido borrosa del punto de vista estructural. Equivale a decir « en esta época precisa, algo ha pasado », pero sin decir exactamente qué ha pasado. Pues se tiene siempre que precisar qué tipos de deformaciones han ocurrido y donde. Por lo tanto, denominar una fase tectónica nueva no explicaba nada, sino que desplazaba el problema. Usando una locución latina, era explicar *ignotum per ignotius*, es decir explicar algo desconocido por algo todavía más desconocido. En este caso, era explicar un fenómeno enigmático pero

¹⁷ Isacks, B.L., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, B4, v. 93, p. 3211-3231. Se considera generalmente que este trabajo es el que expone más formalmente el paradigma actualmente en vigencia.

EJEMPLO DE RAZONAMIENTO CIRCULAR

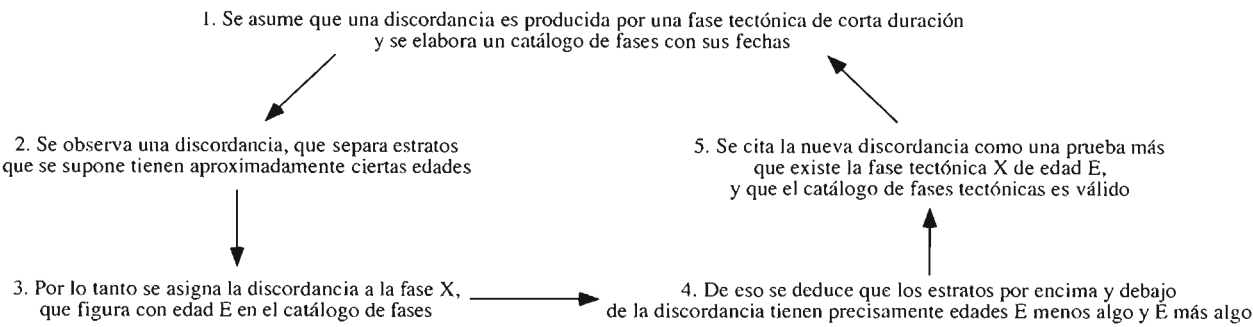


Fig. 4: Un razonamiento circular aparece cuando se propone datar estratos por la edad de una « fase tectónica » (como si ésta fuera un fósil de rango preciso y de determinación segura)

	OBSERVACIÓN	INTERPRETACIÓN	DATOS QUE FALTAN
Jenófanes	hay fósiles marinos en medio de montañas	la tierra se hundió en el mar	no se ha tomado en cuenta que los fósiles se encuentran en estratos
escuela de Stille y Steinmann	existen discordancias angulares en series continentales espesas	fases tectónicas cortas entrecortaron largos períodos de distensión o calma	no se ha tomado en cuenta en qué tipos de cuenca se depositaron los estratos

Fig. 5: Dos ejemplos de interpretaciones problemáticas por falta de datos fundamentales

concreto (una discordancia angular) por un concepto abstracto pero en realidad enigmático (una «fase tectónica»).

DISCORDANCIAS Y CUENCAS SEDIMENTARIAS

Pero lo interesante en el método usado por Stille es que articulaba el estudio de las cuestiones tectónicas y estratigráficas. Vincular estos dos aspectos geológicos es sumamente importante para entender las deformaciones andinas. Voy a tratar de explicar porqué, a través de un ejemplo, aparentemente bastante lejano, pero que tiene la ventaja de no ser molesto para nadie puesto que su autor ha muerto hace casi 25 siglos: se trata de la teoría geológica más antigua que se conozca, que fue formulada por un pensador griego, Jenófanes de Colofón, a principios del siglo V antes de nuestra era. Qué paradigma, qué teoría proponía Jenófanes? He aquí un texto: « Jenófanes piensa que la tierra se unió al mar, y que se deshizo en el elemento líquido con el tiempo. Afirma tener pruebas de ello en el hecho que se encuentran conchillas en medio de tierras y montañas. Dice que se encontraron en las canteras de Siracusa una impronta de pez y algas; en Paros, una impronta de laurel en la profundidad de la piedra; en Malta, lozas con todos los organismos marinos a la vez. Dice que estas cosas se produjeron cuando todo estaba cubierto

de lodo, en ese entonces, y que las improntas se conservaron cuando se secó el lodo. Y que todos los seres humanos mueren cada vez que la tierra se hunde en el mar y se vuelve lodo, que luego todo vuelve a empezar desde el inicio, y que estos trastornos ocurren en todos los universos. »¹⁸

Obviamente, sabemos hoy en día que la interpretación de Jenófanes no funciona. Como Jenófanes ha muerto hace 2450 años, no molestaría a nadie que nos hagamos la burla de su teoría. Pero creo que como científicos tenemos más bien que admirar esta primera observación de fósiles, porque esta observación es absolutamente correcta. Básicamente, Jenófanes está correcto en su *observación*, pero se equivoca en su *interpretación*, y esto nos proporciona un ejemplo de una observación correctísima que produce una interpretación incorrecta. Ahora volvamos a las fases tectónicas: reconocemos que la *observación* de las discordancias angulares es innegablemente correcta, pero lo será su *interpretación* como « fases tectónicas » ?

Otra vez el ejemplo de la teoría de Jenófanes nos puede ayudar. Tratemos de entender la razón del error de Jenófanes. Por qué no funciona su teoría? Porque Jenófanes no se dio cuenta que los fósiles que correctamente observó se encontraban en estratos (Fig. 5). Si se hubiera dado cuenta, se hubiera preguntado por qué, y tal vez hubiera

¹⁸ Jenófanes, *apud* Hipólito de Roma, *Refutatio omnium heresium*, I, 14.

dos maneras de generar una depresión en la superficie de la corteza

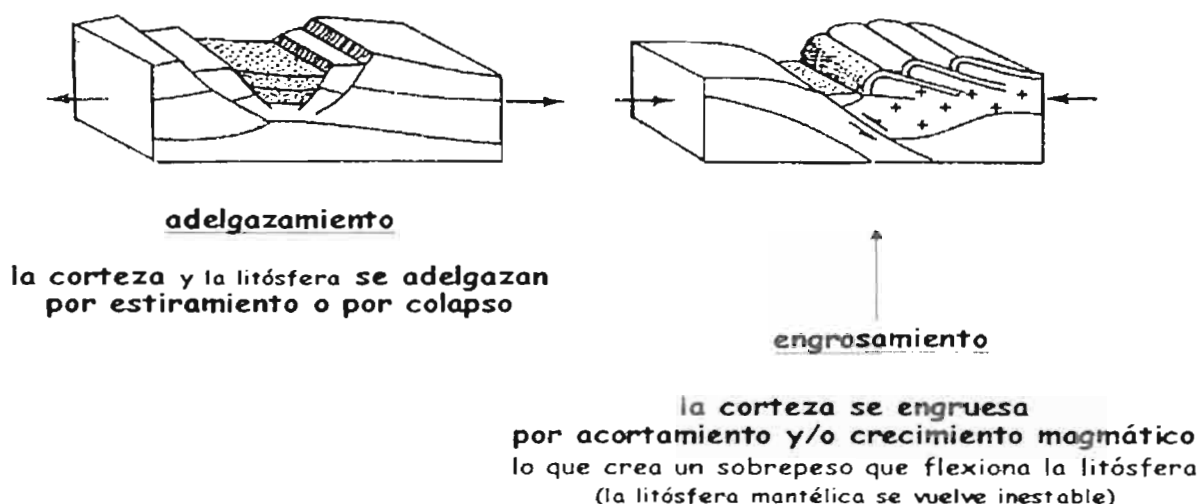


Fig. 6: Una depresión, y luego una cuenca sedimentaria, se puede formar en la superficie de la corteza terrestre según dos marcos generales. A la izquierda, un proceso extensional genera subsidencia (algo similar ocurre en un contexto transtensional). A la derecha un proceso de engrosamiento cortical crea un sobrepeso en la litósfera, que a su vez genera subsidencia en el dominio vecino (antepaís)

entendido el origen y significado de la estratificación, etc., etc. Ahora, apliquemos este análisis a las discordancias angulares. Reflexionemos: las discordancias angulares separan estratos; estos estratos se depositaron en cuencas sedimentarias. Cuando se definieron las fases tectónicas en los Andes, se habrá tomado en cuenta en qué tipos de cuencas se depositaron los estratos asociados con las discordancias? No lo creo. Y ahí pienso que está el problema.

Pues qué es una cuenca sedimentaria? Hoy día sabemos que una cuenca es una depresión de la superficie terrestre creada y mantenida por fenómenos forzosamente tectónicos; es una porción de la superficie terrestre que ha sido o es sometida a subsidencia, es decir a un hundimiento, relativo o absoluto. La subsidencia refleja procesos de deformación litosférica, pero la característica de una zona subsidente es que acumula sedimentos. Ninguna cuenca, por lo tanto, existe sin tectónica. Tenemos entonces que entender cómo se genera subsidencia, es decir cómo se genera una cuenca.¹⁹

Existen dos grandes casos distintos en los cuales se puede crear una cuenca (Fig. 6). En el primer caso, la corteza es adelgazada por procesos extensionales o transtensionales. En el segundo, la cuenca se establece sobre una porción de litósfera flexurada por una sobrecarga

orogénica (cuenca de tipo antepaís, por ejemplo en contexto compresional o transpresional).

En los Andes Centrales, se observan cuencas cenozoicas de los dos tipos. En lo que sigue, pondré énfasis en las zonas andinas y subandinas porque ahí se definieron las fases, pero quiero destacar desde ya que el funcionamiento del ante-arco ha sido bastante diferente. Por lo general, las cuencas de ante-arco parecen netamente dominadas por extensión (Fig. 7), especialmente si se produce erosión tectónica en la base de la placa superior. Lógicamente, este régimen distensivo puede ser interrumpido por eventos compresivos (cuya duración no es forzosamente corta) debido a accidentes ocurridos en las modalidades de la subducción. En el caso de un ante-arco, por lo tanto, la interpretación de la evolución tectónica en términos de « fases tectónicas », cortas o largas, puede funcionar, y podemos suponer que en casos específicos un régimen distensivo podría ser entrecortado por crisis compresionales.

Si en un área la sedimentación tuvo lugar en un contexto tectónico transcurrente, lo que también permite acumulaciones espesas, la posibilidad de transición entre condiciones transtensionales y transpresionales debe lógicamente haber existido en el tiempo y/o en el espacio. En este caso no se puede esperar un sincronismo exacto

¹⁹ Una cuenca deja de ser activa simplemente cuando la subsidencia cesa. Según un concepto equivocado (pero lastimosamente muy difundido), las cuencas inicialmente « se abren » y finalmente « se cierran »; en realidad una cuenca no necesita ningún tipo de « apertura » para iniciarse, sino un mecanismo de subsidencia, que no siempre provoca una apertura; el cese de la actividad de una cuenca no implica un « cierre », sino que significa sencillamente que ya no se genera subsidencia.

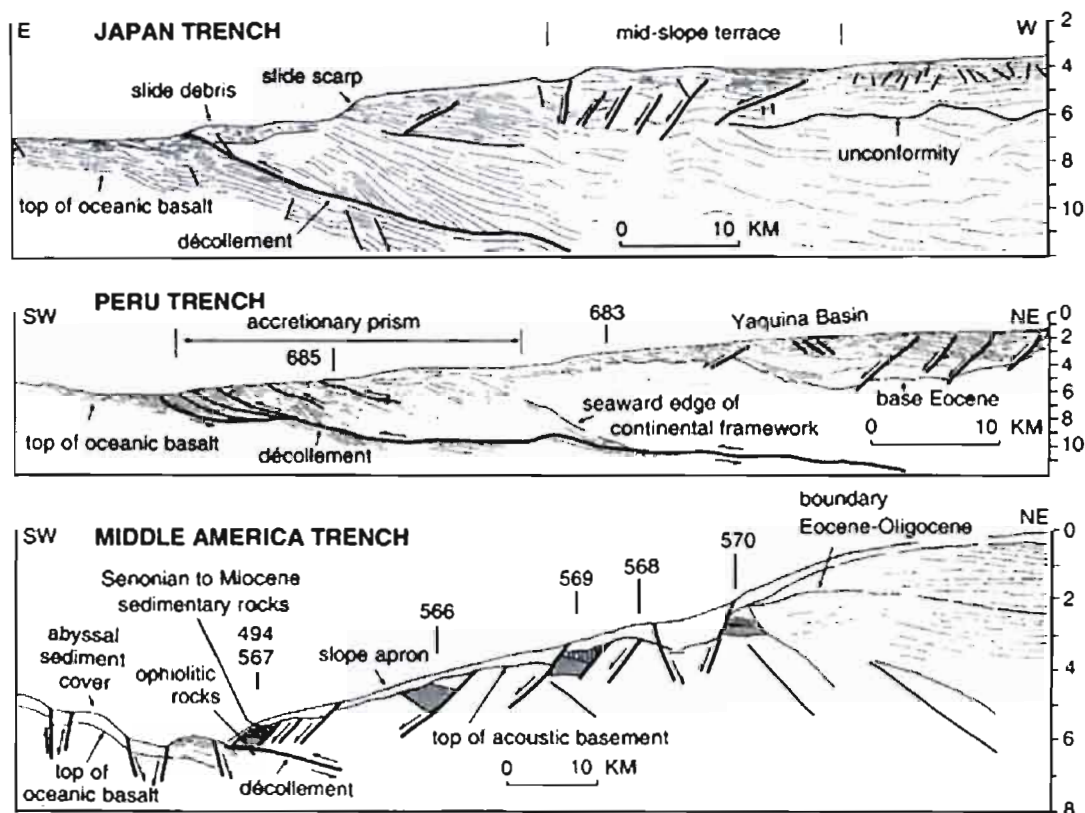


Fig. 7: Ejemplos de ante-arcos dominados por fallamiento normal, basados en datos de sísmica reflexión (tomado de M.B. Underwood & G.F. Moore, 1995, *Trenches and trench-slope basins; Tectonics of Sedimentary Basins*, C.J. Busby & R.V. Ingersoll (eds.), Blackwell, p. 179-219). Se nota la ausencia de un prisma de acreción en los tres casos.

de los fenómenos compresivos. Geometrías estructurales específicas de tectónica transcurrente deben estar presentes, pero la cantidad de acortamiento total no puede ser muy importante.

En el marco del paradigma tectónico actualmente vigente para los Andes Centrales, es decir en un contexto general compresional, es de esperar que se generaron, a varias escalas, acortamientos y sobrecargas tectónicas, fajas plegadas y corridas, zonas de transcurrencia parcialmente "en flor", y por lo tanto cuencas bastante subsidentes de tipo *strike-slip*, *piggyback* y sobre todo antepaís (Fig. 8), las cuales muestran geometrías específicas. Una importante particularidad de estos casos consiste en que la deformación compresiva se desarrolla durante un tiempo importante, y que el sincronismo regional de los períodos compresivos es incierto. En estos contextos, las discordancias angulares llegan a tener una interpretación bastante original, ya que deformaciones pueden desarrollarse durante la sedimentación en cualquier área de la cuenca ubicada cerca de un sistema tectónicamente activo. No es necesario imaginar que los estratos deformados que se observan se depositaron primero regularmente y que se deformaron posteriormente,

porque la deformación que generó la cuenca puede haberse propagado continuamente durante la sedimentación, como por ejemplo en el caso de una cuenca de antepaís clásica.

La acumulación espesa y rápida de estratos fluviales a lacustres en un antepaís tectónico registra el crecimiento cercano de una carga tectónica que flexura la litósfera cabalgada y produce subsidencia. Donde tales estratos están deformados, es porque la deformación que generó carga tectónica y subsidencia se propagó dentro del área que previamente era sólo de sedimentación. Una deformación de este tipo puede también desarrollarse en profundidad (por ejemplo en relación con fallas ciegas), mientras la sedimentación continua en superficie en los sinclinales que se están formando. Se alcanzan conclusiones similares en el caso de cuencas ligadas a sistemas transpresivos. En breve, siempre hay que acordarse que en caso de deformaciones compresionales, el acortamiento producido por ellas se propaga hacia el antepaís. En caso de deformaciones transcurrentes, la deformación se propaga lateralmente y se distribuye en una franja muy estrecha. En ambos casos, es lógico que se generen discordancias progresivas²⁰ (Figs. 9 y 10).

²⁰ En el Perú, discordancias progresivas han sido descritas en series sinorogénicas por E. Córdova (Un bassin intramontagneux andin péruvien : les Couches Rouges du bassin de Cuzco (Maastrichtien - Paléocène); tesis doctoral, Universidad de Pau, Francia, 272 p., 1986), V. Carlotto (Evolution andine et raccourcissement au niveau de Cuzco (13-16°S), Pérou: Enregistrement sédimentaire, chronologie, contrôles paléogéographiques, évolution cinématique; tesis doctoral, Universidad de Grenoble, Francia, 159 p., 1998) y varios tesisistas de la Universidad San Antonio Abad del Cuzco (por ejemplo en este volumen).

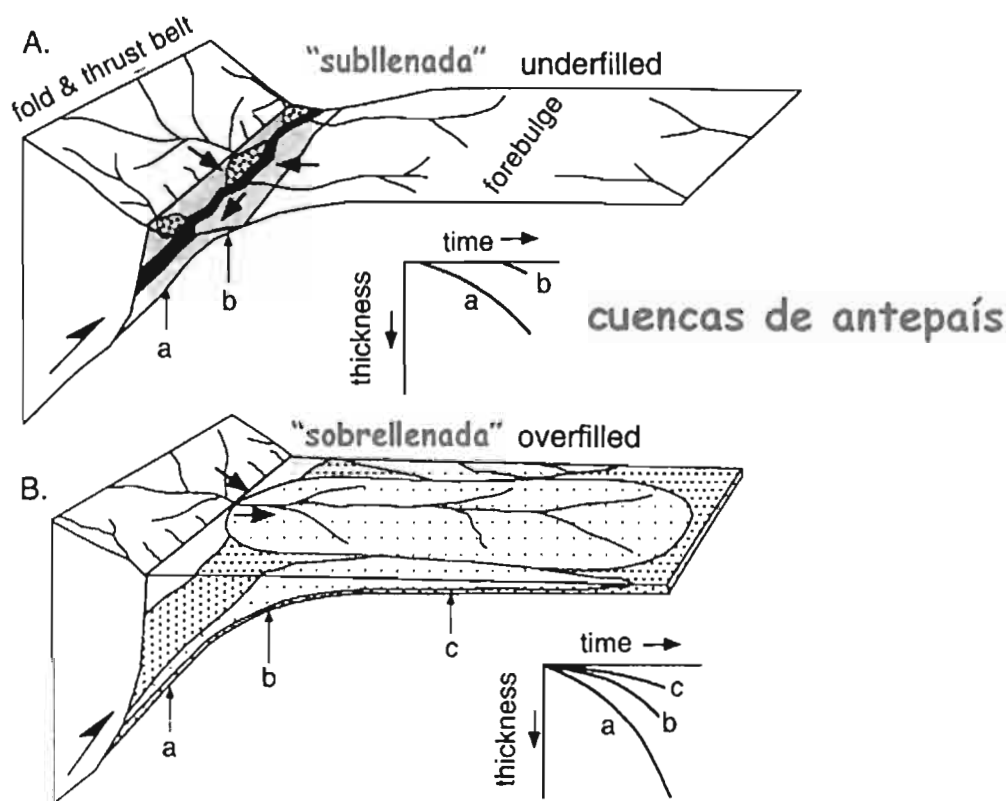


Fig. 8: Ejemplos de cuencas de tipo antepaís, en este caso limitadas (izquierda) por una faja plegada y corrida (tomado de T.E. Jordan, 1995, *Retroarc foreland and related basins: Tectonics of Sedimentary Basins*, C.J. Busby & R.V. Ingersoll (eds.), Blackwell, p. 331-362)

relaciones estratigráficas	continuidad sedimentaria	paralelismo de los estratos
discordancia angular	no	no
discordancia erosiva	no	sí
discordancia progresiva	sí	no
transición simple	sí	sí

Fig. 9: Tipología de contactos estratigráficos basada en dos criterios: la continuidad sedimentaria, y el paralelismo de los estratos concernidos

En ámbitos continentales, una superficie de discordancia significa que el área deformada fue sometida a una erosión aérea, que pudo producirse por un sollevamiento relativo resultado de un plegamiento o fallamiento. La discordancia marca una disminución en la subsidencia, y luego en el crecimiento de la carga tectónica: en este caso, la superficie de discordancia paradójicamente traduce una cierta quietud tectónica.

Lo importante en la interpretación es que se reanudó la sedimentación continental encima de una superficie de erosión, lo que indica una reanudación de la subsidencia y por lo tanto sugiere un crecimiento de la carga tectónica y luego del acortamiento: en este contexto,

la base de los estratos discordantes puede entonces marcar una reactivación de los esfuerzos compresionales regionales.

Sin embargo, se debe subrayar que no todas las discordancias angulares son de origen compresivo: por ejemplo, el sellamiento sedimentario de bloques estratificados basculados en un contexto extensional también produce comúnmente una discordancia angular. También existen discordancias angulares locales y a menudo progresivas que resultan de deformaciones desarrolladas en flancos de diapiros de yeso o sal emplazados durante la sedimentación, iniciándose sólo por la existencia de una carga sedimentaria suficiente.

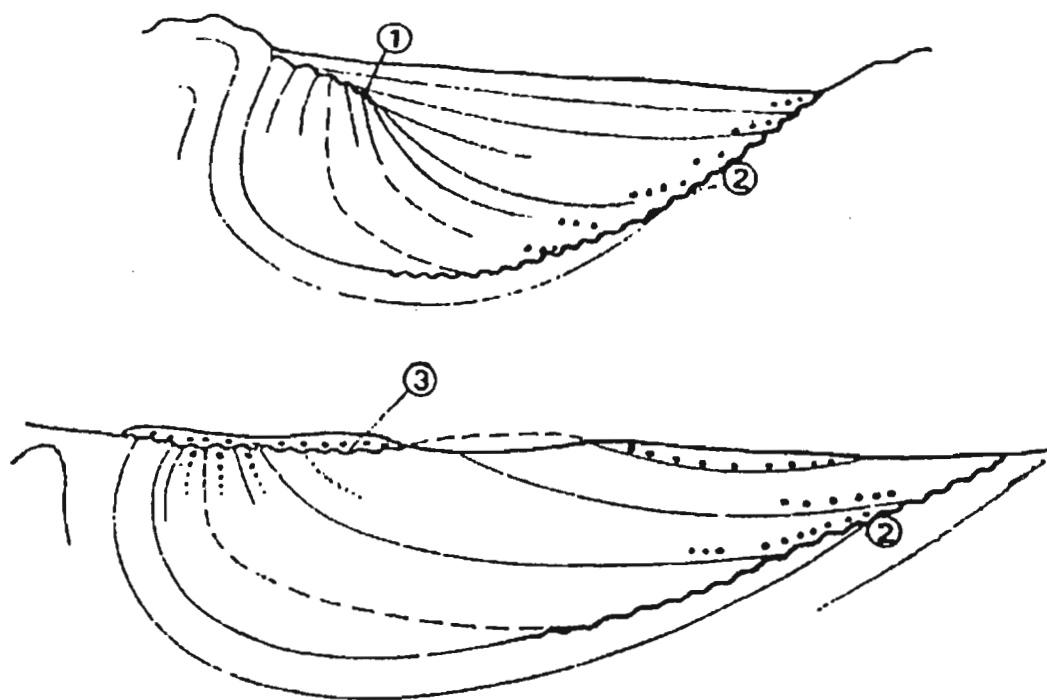


Fig. 10: Ejemplos de discordancias progresivas de flanco activo (en 1 y 3) y pasivo (en 2) (según O. Riba, 1976, *Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation; Sedimentary Geology*, v. 15, p. 213-233). Los estratos afectados se describen como "estratos de crecencia" (en inglés *growth strata*). Se observa que las discordancias desaparecen lateralmente, lo que impide su interpretación como productos de « fases tectónicas »

LAS DISCORDANCIAS ANGULARES EN EL MARCO DEL PARADIGMA VIGENTE

Según el paradigma actualmente en vigencia en los Andes centrales, y numerosos estudios independientes conducidos dentro de este marco, las evidencias de grandes cuencas de antepaís en el dominio andino demostrarían que varias partes de la cadena centro-andina fueron sometidas a acortamientos importantes. La identificación de estas cuencas comprobaría que espesas pilas sedimentarias del Cretácico superior y Cenozoico se habrían depositado en contextos compresionales. En áreas de este tipo, discordancias angulares de verdadero origen compresivo tienen que analizarse consecuentemente y no pueden interpretarse como evidencias de pulsos compresivos de corta duración.

Por sus características excepcionales los Andes Centrales representan actualmente el segundo orógeno del planeta después de los Himalayas. El engrosamiento cortical considerable observado en los Andes Centrales alcanza 75 km y es comparable con el engrosamiento producido en los Himalayas en un contexto de colisión continental. Teniendo estos hechos en mente, el paradigma actual estima que es imposible admitir que la enorme masa orogénica andina resultaría de una decena de pulsos compresivos de corta duración entrecortando largas épocas de distensión. Al contrario, interpreta que la deformación centro-andina tuvo que desarrollarse durante

largos períodos de tiempo, mayormente mediante movimientos transpresionales y cabalgamientos que se propagaron a varias escalas (por lo menos en la corteza superior). El reconocimiento de cuencas de tipo antepaís, que habrían sido generadas por el propio acortamiento, es el principal soporte de esta interpretación. Una consecuencia es que las numerosas discordancias angulares que se observan en los Andes Centrales no se pueden interpretar sistemáticamente como evidencias de « fases tectónicas ».

En particular, la naturaleza de las deformaciones observables tiene que ser investigada en cada caso, precisando su duración, su extensión geográfica, y, sobre todo, los procesos tectónicos concretos involucrados durante su desarrollo. Se trata de caracterizarlas no sólo por su edad, sino ahora también por su contexto general, estilo, distribución, causas, etc. La Figura 11 ilustra la complejidad del análisis tectónico de una cuenca y sus discordancias internas, destacando la variedad de los casos posibles.

El hecho que el concepto de « fases tectónicas » se esté volviendo obsoleto es una consecuencia de los progresos logrados en el entendimiento del funcionamiento de las cuencas sedimentarias sinorogénicas. Por supuesto, es el concepto interpretativo de « fase tectónica » que queda en tela de juicio, y no las deformaciones y discordancias que evidentemente seguirán siempre observándose.

contexto de la subsidencia	distensivo	transcurrente	compresivo : la cuenca resulta del acortamiento regional y los estratos se depositan durante ello
ejemplos	cuencas de ante-arco (especialmente cuando hay erosión tectónica de la base de la placa superior)	sistemas transtensivos transpresivos	cuencas de antepaís (externas o internas a la cadena): cuencas de tipo piggyback
acortamiento acumulado	débil	débil	importante a muy importante
significado de una discordancia angular	intervalo compresivo sincrónico, o basculamiento distensivo	evolución a transpresión	disminución de la subsidencia: “quietud tectónica”
significado de la reanudación de la sedimentación	reanudación de las condiciones distensivas	evolución a transtensión	reanudación de la subsidencia , y por lo tanto de las condiciones compresivas
relación cronológica entre sedimentación y deformación compresiva	intervalos distintos	intervalos distintos a simultáneos	simultáneas
característica cronológica de las deformaciones compresivas	pueden ser sincrónicas y de corta duración	diacrónicas , de duración corta a larga	diacrónicas, de duración larga (sinsedimentarias)
localización de las deformaciones compresivas	generalmente reactivación inversa de fallas normales preexistentes	faja estrecha de transcurrancia	relacionadas con una vecina faja plegada y corrida (fold-thrust belt)

Fig. 11: Tipología de las características de deformaciones tempranas en sucesiones sedimentarias, en función del contexto tectónico general de evolución de la cuenca considerada

ENSEÑANZAS DE LA FILOSOFÍA DE LA CIENCIA APLICADAS A LA GEOLOGÍA ANDINA

Quizás sea tiempo de recordar algunos principios científicos fundamentales. La meta de la ciencia es entender cómo funciona la realidad²¹ (en muchos casos para mejorar la inserción del hombre en ella). Como traté de mostrarlo, conocimientos científicos fiables se pueden elaborar sólo bajo la condición de siempre distinguir cuidadosamente entre observaciones e interpretaciones, y de siempre acordarse que la realidad objetiva tiene prioridad sobre las teorías²². Los hechos comprobados, es decir las pruebas, también deben siempre tener prioridad sobre las opiniones personales, aún si éstas son expresadas por geólogos prestigiosos, porque la historia de la geología ha demostrado ampliamente que hasta los más prestigiosos fácilmente se equivocan. En el campo científico, la autoridad tiene por lo tanto que proceder de los datos y no de las personas.

La ciencia progresa cuando se abandonan teorías que ya no explican la realidad en forma adecuada: de esta manera se producen «revoluciones científicas», como las que las Ciencias de la Tierra han conocido en las tres últimas décadas del siglo XX. Hasta los años 1960, el paradigma dominante era el de los « geosinclinales » y « fases tectónicas ». A partir de estos años, y especialmente de 1968, se impuso la tectónica de placas, porque permitía explicar las

observaciones de forma mucho más adecuada.²³ Desde también los años 1960, el pensamiento geológico dejó de ser estático²⁴ para volverse dinámico y genético, interrogándose sobre las fuerzas en juego y las causas que condujeron a lo que se observa. De esta forma se pasó de una actividad esencialmente descriptiva a la identificación de los procesos que se desempeñaron a pequeña y gran escala. « ¿Qué ha ocurrido para que se forme lo que se está observando? » se ha vuelto la pregunta²⁵ fundamental en geología.

En el caso de la geología andina, frente a paradigmas que nunca se muestran perfectos, estos principios implican un encaminamiento fundamentalmente empírico: no debe haber otra hipótesis de trabajo que la que supone que todos los fenómenos andinos (tectónicos, magmáticos, sedimentarios) son expresiones diferentes de un mismo sistema geológico, cuyo funcionamiento queda todavía por entender.

Quisiera concluir leyendo unas líneas del geólogo francés François Ellenberger (1915-2000), quién escribía lo siguiente: « La historia de nuestra ciencia nos ofrece un espejo. En particular, nos muestra el peligro que generan sistemas de explicación cómodos donde los geólogos tenemos tendencia a encerrarnos, limitándonos a ilustrarlos confortablemente instalados en ellos. Pero tenemos que acordarnos que, en materia científica, los progresos, por lo general, llegan de manera inesperada, hasta molesta, como cuando Alfred Wegener se levantó en contra de los continentes

²¹ Bajo este aspecto, la ciencia no es lo mismo que la técnica.
²² Lo que se podría resumir por el conocido lema « Hechos y no palabras ».
²³ El dogmatismo y la falta de actualización no integran estas revoluciones y siempre impiden el progreso.
²⁴ Una geología estática se limita, por ejemplo, a recitar listas de unidades estratigráficas, sin buscar las causas de su apilamiento.
²⁵ Albert Einstein repetía que « lo importante es no parar de hacerse preguntas »

inmutables. Equivocarse es humano, y esta característica de nuestra especie cambia poco con el tiempo; por lo tanto es bueno entender la lógica de los errores pasados, porque puede aclarar el camino de nuestra ciencia, ayudándonos a no empantanarnos y a

continuar nuestra larga encuesta, nunca acabada, con un espíritu crítico y una mente independiente»²⁶

Creo que a estas palabras no se puede agregar nada. Muchas gracias por su atención.

²⁶ F. Ellenberger, artículo « Géologie — Histoire des Sciences de la Terre », *Encyclopaedia Universalis*, París. François Ellenberger dedicó la tercera parte de su larga carrera a la historia de la geología, y algunos aspectos de esta conferencia han sido inspirados por su obra.

DE JENÓFANES A WEGENER : UNA BREVE EXCURSIÓN EN LA HISTORIA DEL PENSAMIENTO GEOLÓGICO¹

Un aporte de las geociencias al debate contemporáneo sobre ciencia y desarrollo

Thierry SEMPÈRE

¹ IRD, apartado postal 18-1209, Lima 18. E-mail: Thierry.Sempere@ird.fr

« Menospreciar lo que no entendemos, además de la absurda temeridad que arrastra,
es una audacia peligrosa y de consecuencia. »² Montaigne (1533-1592)

INTRODUCCIÓN

Primero quisiera agradecer al Instituto Francés de Estudios Andinos por invitarme a dar esta conferencia. Al buscar sobre qué tema podía hablar, recordé que las actividades del IFEA, desde 1948, abarcan a la vez las Ciencias de la Tierra y las Ciencias Humanas. Entonces pensé, quizás ingenuamente, que una conferencia que abarcaría ambas ramas de la ciencia podría despertar un poco de interés, especialmente en los espíritus que no se satisfacen con limitarse a estrechas disciplinas. Pensé que de esta forma cada rama podría tal vez disfrutar un poco de lo que aporta la otra. Entonces les propongo esta noche una excursión sobre una especie de puente que voy a tratar de echar entre ciencias de la tierra y ciencias humanas.

En realidad, en la Edad Media, la palabra neolatina *geologia* designaba el estudio de todo lo que es terrestre, a la inversa de lo celeste y divino, y entonces tanto las ciencias humanas como las ciencias de la materia pertenecían a esta *geologia*. El sentido actual de *geología* apareció más tarde, en el siglo XVII. Sin embargo hubo geólogos mucho antes – poetas, filósofos, viajeros, artistas, médicos, o simples curiosos – que hicieron observaciones y las publicaron. Con el siglo XVIII vino el tiempo de los naturalistas, y luego la era de los profesionales y técnicos, en la cual estamos.

En un mundo dominado por la tecnicidad, la historia de las geociencias puede parecer un tema un poco austero, y hasta inútil. Esta impresión, sin embargo, proviene probablemente de que a menudo los geólogos no nos preocupamos mucho de cómo se ha llegado a

establecer lo que hoy en día se enseña en las universidades y se práctica en las instituciones geológicas y empresas mineras o petroleras. Es un poco una lástima, puesto que conocer la historia de nuestro conocimiento puede ayudarnos a identificar los elementos que están firmemente establecidos y los que sólo son cómodas hipótesis, y por ende avanzar en nuestras investigaciones.

Sé por experiencia que los científicos aprendemos mucho cuando nos informamos sobre la historia de nuestra disciplina. Al conocer esta historia, comprobamos que lo que sabemos hoy en día se ignoraba en el pasado, y por lo tanto, podemos entender que cosas que se sabrán en el futuro hoy todavía se ignoran. La ciencia no se puede separar de la idea que el conocimiento progresa. Como la historia de la ciencia nos enseña que teorías admitidas en cierta época por la mayoría estaban en realidad equivocadas, debemos preguntarnos lo siguiente: ¿No existirán hoy día ideas que se creen ciertas y en realidad están equivocadas? ¿Tendremos el coraje de reconocer que algunos de nuestros conceptos tradicionales están equivocados?

Debo confesar que la excursión que les propongo apunta en alguna forma a despertar en Uds. inquietudes en cuanto a nuestros conocimientos actuales, mediante ejemplos pasados tanto de errores como de descubrimientos. Para eso creo que primero necesitamos una orientación inicial, y para encontrarla voy a contar una historia, que al parecer no tiene nada que ver con el tema de esta noche. Sin embargo...

Estamos a mediados del mes de noviembre del año 1717, en París. Ya ha empezado el invierno. Sobre las gradas de la iglesia Saint-Jean-le-Rond, cerca de Notre-

¹ Conferencia dada en la Alianza Francesa e Instituto Francés de Estudios Andinos (22 de agosto de 2000), en el XIII Congreso Geológico Boliviano (noviembre de 2000), en la Universidad Nacional del Altiplano (Puno, agosto de 2001), en el Instituto Geológico Minero Metalúrgico (INGEMMET, abril de 2002), y en la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (julio de 2002). El texto inicial ha sido completado, ampliado y actualizado en octubre de 2003.

² « C'est une hardiesse dangereuse et de consequence. outre l'absurde temerité qu'elle traîne quant et soy, de mespriser ce que nous ne concevons pas. » [Michel Eyquem de Montaigne, *Essais* (1580-1592), I, 26]

Dame, una mujer abandona a su hijo recién nacido. Ella es la marquesa de Tencin, una ex-monja que ganó una fortuna en una jugada financiera. El niño es por supuesto el fruto de amores adúlteros. Su padre es el *chevalier* Destouches; oficial de artillería, está en campaña lejos de París. El bebé es recogido y entregado a un hogar de niños abandonados. Porque lo han recogido frente a la iglesia homónima, lo llaman Jean Le Rond, lo que se puede traducir como « Juan El Redondo ». Ahora bien, tal vez me van a decir: ¿Qué diablos tiene eso que ver con las ciencias?

Bueno, tiene bastante que ver. Resulta en efecto que, de vuelta a París, el padre del bebé, ese *chevalier* Louis-Camus Destouches — acuérdense de este nombre —, se las ingenia para ubicarlo y lo hace criar por la esposa de un vidriero, *Madame* Rousseau. El niño crece con ella, y el *chevalier* Destouches se encarga de su educación. Él muere cuando su hijo tiene sólo 9 años, pero la familia Destouches sigue protegiendo al niño. Lo mandan a un buen colegio, donde se inscribe bajo el nombre de Jean-Baptiste Dairembert, y se revela como un excelente alumno. Al terminar su adolescencia, vacila entre el derecho, la medicina y las matemáticas, y opta por las últimas. Se hace notar por sus primeros trabajos y es nombrado «*associé astronome adjoint* » de la Academia Real de Ciencias a la edad de 24 años. A los 26 y 27, publica dos tratados de física, cuya importancia determina el desarrollo posterior de la mecánica racional. De esta forma se vuelve rápidamente uno de los matemáticos y físicos más importantes de su tiempo. Quizás Uds. ya habrán reconocido a este hombre singular. O tal vez tenga que aclarar que el niño ilegítimo y abandonado, una vez adulto, había escogido un tercer apellido : d'Alembert.

Cuando un editor parisino decidió poner en marcha la famosa *Enciclopedia*, fue a d'Alembert a quien encargaron la redacción del *Discurso preliminar* de esta colosal obra. Publicado en 1751 cuando él tenía sólo 34 años, el *Discurso preliminar* constituye una obra maestra que fue aclamada desde el principio. El *Discurso preliminar* fundó prácticamente la filosofía moderna de las ciencias y la epistemología, y convirtió a d'Alembert en uno de los filósofos más prominentes del siglo de las Luces³. A lo largo de su vida también se desempeñó como uno de los más famosos protagonistas de la lucha de los intelectuales en contra de la intolerancia política y religiosa⁴, como su amigo Voltaire.

Propongo entonces que d'Alembert sea esta noche nuestro anfitrión en materia científica, a través de



Retrato de d'Alembert (1717-1784)

algunos de los principios que figuran en su *Discurso preliminar de la Enciclopedia*. En su primera página, d'Alembert declara :

« El primer paso que tengamos que dar en nuestra encuesta es (...) examinar la genealogía y filiación de nuestros conocimientos, las causas que deben haberlos producido, y los caracteres que los distinguen; en una palabra, llegar hasta el origen y generación de nuestras ideas. »⁵

Es decir entender lo que sabemos, o más bien *creemos* saber, mediante la historia de este saber. Lo que parece un principio excelente.

Le agregaremos un segundo principio. D'Alembert lo desarrolla poco después, declarando :

« Todos nuestros conocimientos directos se reducen a los que recibimos por los sentidos; consecuentemente, todas nuestras ideas provienen de nuestros sentidos. (...) No hay cosa más incontestable que la existencia de

³ A tal punto que el Ministerio de Relaciones Exteriores de Francia dió su nombre al fondo que creó en 2002 para promover el pensamiento francés en el debate mundial de ideas y apoyar a la investigación científica francesa a nivel internacional.

⁴ E. Badinter, *Les passions intellectuelles* : vol. 1: *Désirs de gloire (1735-1751)*, París, Fayard, 1999; vol. 2: *Exigence de dignité (1751-1762)*, París, Fayard, 2002. Conocido ateo, d'Alembert fue enterrado en una fosa común, sin nombre, después de su muerte el 29 de octubre de 1783, menos de seis años antes del inicio de la Revolución.

⁵ « Le premier pas que nous ayons à faire dans cette recherche, est d'examiner, qu'on nous permette ce terme, la généalogie et la filiation de nos connoissances, les causes qui ont dû les faire naître, et les caracteres qui les distinguent: en un mot, de remonter jusqu' à l'origine et à la génération de nos idées. » [Jean Le Rond d'Alembert (1717-1783). *Discours préliminaire de l'Encyclopédie* (1751)]

nuestras sensaciones; por lo tanto, para demostrar que son el principio de todos nuestros conocimientos, basta demostrar que lo pueden ser: pues en buena filosofía una deducción que se basa sobre hechos o verdades reconocidas, es preferible a la que se apoya sólo sobre unas hipótesis, aún si éstas son ingeniosas. »⁶

En lo que va del conocimiento humano, es claro que para d'Alembert las observaciones y otros hechos concretos cuentan mucho más que las teorías o las «revelaciones». Con todo eso, creo que no hay mejor introducción al tema de esta noche.

Todo pensamiento parte de sensaciones, dice d'Alembert, y por supuesto tiene razón. En lo que se refiere a las Ciencias de la Tierra, tomaré entonces tres ejemplos de hechos concretos: los fósiles, los ríos, y los terremotos. Y vamos a investigar la genealogía de nuestros conocimientos respecto a cada uno de ellos.

El nacimiento de la mentalidad científica

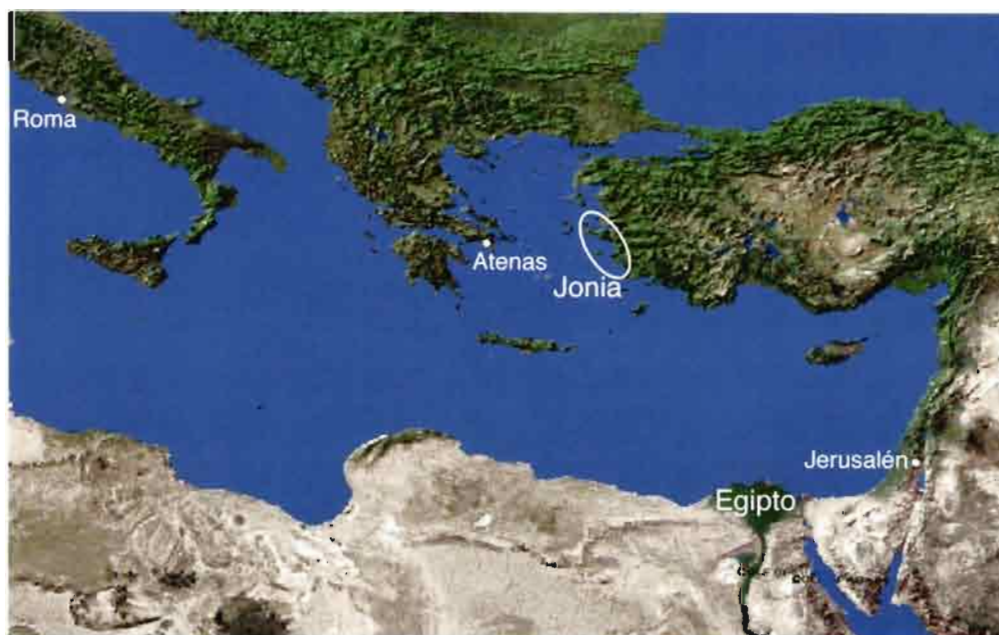
Para aclarar esta evolución, es necesario recordar el origen de la ciencia. En efecto, el nacimiento de la mentalidad científica representa en la historia de la humanidad un hito probablemente tan importante como la aparición del lenguaje hablado. Gracias a ella, los hombres, o por lo menos algunos de ellos, aprenden a entender la naturaleza como un sistema regido por leyes lógicas y ya

no por fuerzas sobrenaturales o hipotéticas potencias invisibles. Ya que estamos hablando del tema, se puede afirmar que el desarrollo de mentalidades científicas en sociedades cuya cultura cotidiana estaba (o está) ampliamente dominada por supersticiones siempre fue (o es) un verdadero milagro. En particular, eso ocurrió hace muchos siglos en una cultura donde todos los fenómenos naturales eran atribuidos a la acción de un sinnúmero de dioses caprichosos.

En efecto, la primera sociedad en la cual se puede identificar una ciencia distinta de la técnica es la sociedad de la Grecia antigua⁷ : ahí se registran los primeros intentos para explicar objetiva- y racionalmente de qué manera funciona el mundo. Conocemos el nombre de quien inició esta búsqueda, Tales de Mileto, y sabemos que desempeñó su actividad durante la primera mitad del siglo VI antes de nuestra era, es decir hace casi 2,600 años. En realidad, casi todos los primeros pensadores con mentalidad científica nacieron en Jonia, un área entonces griega situada en la costa de la actual Turquía⁸ : Tales, Anaximandro y Anaxímenes en Mileto; Pitágoras en Samos; Jenófanes en Colofón.

Ellos pensaban que observando la naturaleza se podía descubrir leyes generales que la regían, y así entenderla, y estaban convencidos que para eso era necesario reflexionar racionalmente. Fueron los primeros en usar la lógica en una forma rigurosa. Un siglo más tarde, Herodoto, a quien se le llama el Padre de la Historia, nació también en Jonia, en Halicarnaso.

Ubicación de Jonia en el Mediterráneo Oriental.



⁶ « Toutes nos connoissances directes se réduisent à celles que nous recevons par les sens; d'où il s'ensuit que c'est à nos sensations que nous devons toutes nos idées. (...) Rien n'est plus incontestable que l'existence de nos sensations; ainsi pour prouver qu'elles sont le principe de toutes nos connoissances, il suffit de démontrer qu'elles peuvent l'être : car en bonne philosophie, toute déduction qui a pour base des faits ou des vérités reconnues, est préférable à ce qui n'est appuyé que sur des hypothèses, même ingénieuses. » [Jean Le Rond d'Alembert (1717-1783), *Discours préliminaire de l'Encyclopédie* (1751)].

⁷ Wolpert, L., 2000. The well-spring: about 3,000 years ago, the Greeks invented science; *Nature*, v. 405, p. 887. En su *Discurso preliminar de la Enciclopedia*, el propio d'Alembert ya subrayaba la importancia de volver a leer a los autores de la Antigüedad en la época moderna : « Es ser ignorante o atrevido creer que todo se sabe en cualquier materia que sea, y que el estudio y lectura de las antiguas ya no presentan ningún interés. »

⁸ Es en esta región que se encuentra el río Meandro, ejemplo típico de los ríos meandriiformes.

Los fósiles

La primera teoría que poseemos en cuanto a la Historia de la Tierra fue formulada por el poeta-filósofo Jenófanes de Colofón, aparentemente en la segunda mitad del siglo VI antes de nuestra era. Según el testimonio de Hipólito de Roma, un obispo cristiano que murió en 235 de nuestra era, su teoría era la siguiente:

« Jenófanes piensa que la tierra se unió al mar, y que se deshizo en el elemento líquido con el tiempo. Afirma tener pruebas de ello en el hecho que se encuentran conchillas en medio de tierras y montañas. Dice que se encontraron en las canteras de Siracusa una impronta de pez y algas; en Paros, una impronta de laurel en la profundidad de la piedra; en Malta, lozas con todos los organismos marinos a la vez. Dice que estas cosas se produjeron cuando todo estaba cubierto de lodo, en ese entonces, y que las improntas se conservaron cuando se secó el lodo. Y que todos los seres humanos mueren cada vez que la tierra se hunde en el mar y se vuelve lodo, que luego todo vuelve a empezar desde el inicio, y que estos trastornos ocurren en todos los universos. »⁹

Pese a que esta teoría es obviamente errónea, este texto demuestra que Jenófanes había claramente reconocido el origen de lo que hoy en día llamamos fósiles. Más de un siglo después de él, Janto Lidio también entendía que el mar había estado donde ahora hay tierra, como nos informó Estrabón unos años antes de nuestra era:

« Janto cuenta que en el regno del rey [persa] Artajerjes [segunda mitad del siglo V antes de nuestra era] ocurrió una gran sequía, hasta tal punto que los ríos, lagos y pozos desaparecieron; y que ha visto en varias regiones muy alejadas del mar piedras parecidas a conchillas o peines, e improntas de conchillas marinas, y también lagos salados en Armenia, en Matiene (Media), en Baja Frigia, y que por estos hechos cree que estas planicies fueron anteriormente ocupadas por el mar. »¹⁰

Sin embargo, en los siglos siguientes no va a haber progresos en cuanto a la comprensión de los fósiles. En la Edad Media, a principios del siglo XI, el más eminente científico musulmán, el iraní Ibnu Sina (980-1037), describe la formación de las rocas y la conversión en piedra de vegetales y animales. En Europa occidental, en el siglo XIII, el teólogo Alberto Magno (1206-1280) recupera las ideas de los pensadores musulmanes y griegos, y admite que restos de plantas o de animales pueden ser transformados en piedra.

Al principio del Renacimiento, es decir en la segunda mitad del siglo XV, Leonardo da Vinci (1452-1519) declara, como los antiguos autores griegos, que las conchillas fosilizadas son restos de seres vivos, que vivieron y murieron donde se las encuentra, en un tiempo

en que el mar ocupaba este lugar. Pero nadie le hace caso. En lo que va del siglo XVI, vale la pena mencionar a Fontenelle, un pensador singular que vivió 100 años (muriendo en 1757, el año que nuestro amigo d'Alembert cumplió 40 años). En una de sus numerosas obras, el irrespetuoso Fontenelle declara:

« Un alfarero, que no sabía ni latín ni griego, fue el primero quien se atrevió a decir en París, a fines del siglo XVI, y en la cara de todos los doctores, que las conchillas fósiles eran verdaderas conchillas dejadas por el mar en los lugares donde se encontraba entonces, que animales, y sobretudo peces, habían dado a las piedras figuradas todas sus diferentes figuras; y se atrevió a retar a toda la escuela aristoteliciana a atacar sus pruebas. »

Este alfarero que tenía razón frente a los doctores de la Sorbona se llamaba Bernard Palissy (1510-1590) y en la Francia de hoy sólo es famoso por sus cerámicas esmaltadas.

Pero sus ideas se concretan en el siglo XVII. Por ejemplo, el físico y biólogo inglés Robert Hooke (1635-1703) llega a pensar que los fósiles pueden revelar el pasado de la Tierra. Después de comparar bajo un microscopio de su invención las anatomías de seres vivos y fósiles, declara: « De una misma especie pudieron originarse varias formas », anunciando las teorías transformistas. El gran pensador alemán Gottfried Wilhelm Leibniz (1646-1716), más conocido como matemático y filósofo, describe petrificaciones y declara que los fósiles no son juegos de la naturaleza, sino restos de antiguos seres vivos. Vale la pena citarlo: « En tiempos muy lejanos, los mares que nos rodean tenían animales y conchillas que hoy ya no se encuentran en ellos [...] Durante los grandes cambios que el globo ha sufrido, muchas formas animales han sido transformadas. »

En Francia, sin embargo, las ideas de Palissy no tienen ningún éxito — lo que confirma el dicho “*nadie es profeta en su tierra*”. El hecho que Palissy era considerado como un alfarero y que sus oponentes eran los doctores de la Universidad por supuesto no ayudó. Un siglo y medio después, el propio Voltaire, como muchos otros, sigue estimando que los fósiles son sólo juegos de la naturaleza. Apoyándose sobre lo que él llama principios de « sana física », Voltaire declara que los fósiles del Mont-Cenis cayeron de los abrigos de peregrinos y que los peces petrificados son lo que queda de sus comidas.

Sin embargo, las cosas van a quedarse claras a partir de Buffon: en su *Teoría de la Tierra*, publicada en 1749, Buffon plantea la idea que « hubo especies perdidas, es decir animales que existieron y que ya no existen ». Pero es Cuvier que, a fines del siglo XVIII, va a fundar realmente la paleontología como ciencia auténtica, definiendo sus objetivos y métodos rigurosos. Para él, la paleontología permite descifrar la historia de la vida. Tomando en cuenta los estratos donde se encuentran los fósiles, los primeros

⁹ Jenófanes, *apud* Hipólito de Roma [† 235 de nuestra era], *Refutatio omnium heresium*, I, 14.

¹⁰ Janto Lidio, *apud* Estrabón, *Geographia*, III, 4.

paleontólogos observan que todos los animales desaparecidos no vivieron en la misma época, y que se sucedieron en el tiempo. Sin embargo, en su mayoría ellos creen que estas faunas fueron sucesivamente creadas y destruidas — evidentemente por Dios mismo. A estas teorías se las denomina “creacionistas”. Por ejemplo, el naturalista Alcide d’Orbigny (1802-1857), quien viajó 3 años por Bolivia y también pasó por el Perú, terminó por admitir 27 creaciones divinas sucesivas. Esta explicación ya transparecía en el famoso *Discurso sobre las revoluciones del globo* que el mismo Cuvier publicó en 1812.

Pero la teoría creacionista ya estaba desafiada. En su *Filosofía zoológica*, de 1809, el francés Jean-Baptiste de Lamarck ya había afirmado que las especies se transformaban progresivamente y que existía una genealogía de los seres vivos. Según Lamarck, no existió una sucesión de destrucciones y creaciones, sino una evolución biológica más bien continua. Desde este momento, Lamarck estuvo violentamente criticado y hasta ridiculizado por sus colegas, incluso Cuvier, quienes describieron su teoría transformista como « inmoral ». Sin embargo, la idea transformista estaba lanzada.

En 1838, el inglés Charles Darwin ya entiende la evolución de las especies, pero no se atreve a publicarla, porque anticipa lo que le esperaría. En 1844, el escocés Chambers publica en forma anónima un libro donde propone las bases de una teoría de la evolución. Hubo este comentario : « Este libro es una cosa inmundicia y obscena, cuyo contacto impuro genera una mancha peligrosa ». En 1859, la publicación por Darwin de su famoso libro *Del origen de las especies* es un enorme éxito, y también un enorme escándalo — puesto que Darwin contradice implícitamente la Biblia. La selección natural planteada por Darwin tomaba sencillamente el lugar de Dios! Y eso, como lo imaginan, era sumamente grave.

Sin embargo, la obra de Darwin desencadenó una intensa investigación científica. Uno de los primeros en seguir los pasos de Darwin fue el biólogo alemán Ernst Haeckel (1834-1919), conocido por haber propuesto que « la ontogénesis es una breve y rápida recapitulación de la filogénesis ». Haeckel también afirmó un importante principio, al declarar que: « Donde empieza la religión, ahí termina la ciencia ». En otras palabras es el dicho español: « Al pan, pan, y al vino, vino ».

Pero hoy todavía se están enfrentando transformismo y creacionismo, especialmente en Estados Unidos, donde las sectas fundamentalistas son poderosas y siguen haciendo una lectura literal de la Biblia. A pesar que es una de las teorías científicas mejor comprobadas, la teoría de la evolución ha suscitado reacciones intensísimas en su contra, las suscita todavía hoy, y obviamente seguirá suscitándolas, hasta que toda la humanidad tenga acceso a una forma científica de pensar. Pero ya tengo que acabar con este tema, que necesitaría una conferencia entera.

La Tierra y el tiempo

La paleontología permitió rápidamente establecer un cuadro cronológico relativo. Y durante el siglo XX, el desarrollo de métodos físicos de datación isotópica permitió poner fechas absolutas sobre este cuadro. La geocronología de nuestro planeta se encuentra ahora bastante precisa, hasta para sus épocas más remotas. La fecha más antigua, 4568 ± 3 Ma, fue obtenida por el método Pb-Pb sobre inclusiones refractorias¹¹ del meteorito condritico *Allende*. Una fecha muy precisa de $4557,8 \pm 0,4$ Ma fue obtenida, también por el método Pb-Pb, sobre el meteorito acondritico *Angra dos Reis*, demostrando, con otras edades sobre objetos similares, que procesos magmáticos estuvieron activos muy temprano en cuerpos planetarios del sistema solar. La equilibración final entre núcleo y manto terrestres ocurrió alrededor de 4533 Ma¹². Por un conjunto de hechos, se piensa que la Tierra fue impactada por un cuerpo planetario alrededor de ~ 4500 Ma, y que la Luna resultó del impacto. La región Tierra-Luna fue sometida a un intenso bombardeo meteorítico desde la formación de estos cuerpos hasta ~ 3900 Ma. Procesos de fusión parcial afectaron temprano el manto superior terrestre, probablemente hasta el punto que se formó un océano de magma, como fue el caso en la Luna entre ~ 3900 y ~ 3100 Ma.

Si reportamos toda la historia de la tierra a un sólo año, para nosotros son las 12 horas de la noche del 31 de diciembre. Digamos que la Tierra se ha formado en los primeros días de enero. La lluvia de meteoritos disminuye sensiblemente alrededor del 18 de febrero. El océano de basalto, si es que hubo, se vuelve corteza a mediados de abril. El oxígeno empieza a concentrarse en la atmósfera a mediados de mayo. Los organismos un poco complejos se desarrollan recién durante la segunda semana de noviembre. Las primeras plantas terrestres aparecen el 28 de noviembre, seguidas por los primeros tetrápodos el 1ero de diciembre. Los primeros dinosaurios llegan el 13 de diciembre, y los últimos mueren repentinamente el 25. Nuestros ancestros simios pierden su cola en la tarde del 29, y nuestros ancestros australopitecos se separan de nuestros primos chimpancés en la mañana de hoy. Nuestros ancestros *Homo sapiens* viven en África hace media hora. Se inventa la agricultura hace 1 minuto y algo, las primeras escrituras hace 35 segundos, y Jesús-Cristo muere hace 14 segundos. Creo que este ejemplo es suficientemente elocuente para que perciban a qué escala se desarrolló la historia de nuestro planeta.

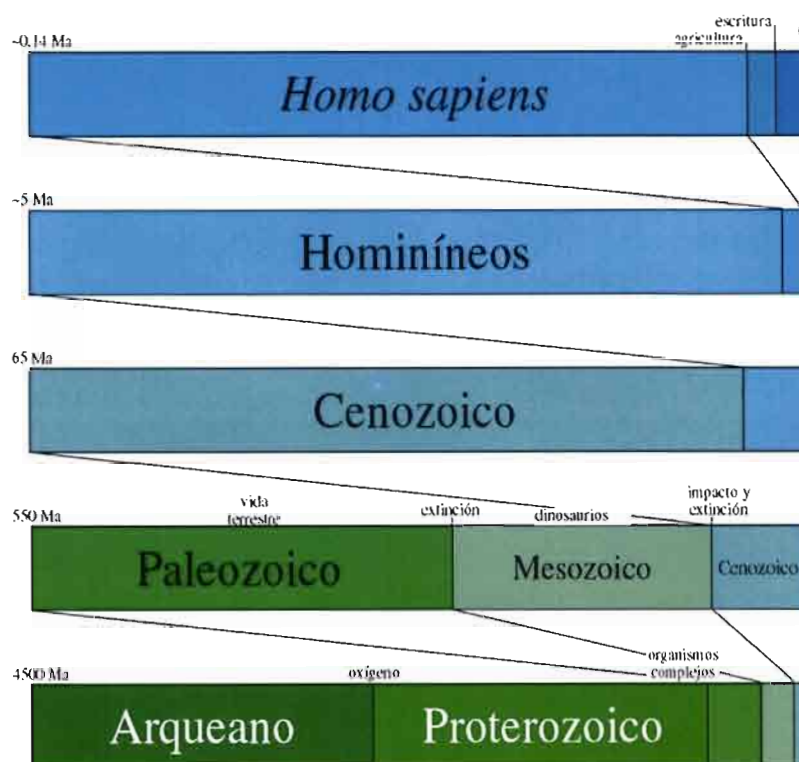
Los ríos y la sedimentación

Una observación básica para entender lo que son los fósiles es que se encuentran dentro de rocas estratificadas. Este hecho fundamental se reconoció

¹¹ CAI : inclusiones ricas en calcio y aluminio.

¹² Münker, C., et al. 2003. Evolution of planetary cores and the Earth-Moon system from Nb/Ta systematics. *Science*, v. 301, p. 84-87.

Breve reseña de la historia de la Tierra y del hombre.



bastante tarde, recién en los siglos XVI y XVII. El médico y minero sajón Georg Bauer (en latín Georgius Agricola¹³, 1494-1555) y el anatomista danés Niels Steensen (en latín Nicolaus Steno, 1638-1686) fueron los primeros en reconocer que muchas rocas se encuentran bajo forma de estratos donde se hallan los fósiles. El segundo creó las bases de lo que sería la estratigrafía.

Pese a que la estratificación de las rocas sedimentarias se reconoció tarde, los principios de esa sedimentación, así como de la erosión, se conocían desde mucho tiempo. En particular, el hombre parece haberse dado cuenta muy temprano que los ríos eran agentes tanto de erosión como de sedimentación. Y para ilustrar eso, es tiempo de volver a Grecia.

A nivel de textos datados, el principio de la erosión ya aparece en la propia *Ilíada*¹⁴, al inicio del canto XII. Ocurre que durante la guerra de Troya, los Griegos que asedian a esta ciudad han construido una muralla para proteger a su propio campamento, pero al hacerlo se han olvidado del sacrificio a los dioses, lo que constituye una ofensa que temprano o tarde se pagará. Este texto describe la destrucción de la muralla por los dioses, después de la guerra :

« Entonces Poseidón y Apollón decidieron aniquilar la muralla, dirigiendo hacia ella el ímpetu de los numerosos ríos que corren hacia el mar desde las montañas del Ida: el Rhètos, y el Heptaporos, y el Karèsos, y el Rhodios, y el



*Retrato de Niels Steensen
(también conocido como Nicolaus Steno)*

¹³ Del preámbulo redactado por Agricola a su obra *De re metallica*, vale la pena mencionar estas palabras : « He omitido todas las cosas que no he visto personalmente, o que no leí u oí de personas en quienes puedo confiar. No he escrito sobre lo que no he visto, y tampoco sobre lo que no he cuidadosamente considerado después de leer o escuchar. La misma regla debe ser entendida en lo que se refiere a toda mi instrucción, que yo comande cosas que deben hacerse, o describa cosas que son usuales, o condene cosas que se han hecho. »

¹⁴ Se estima que su texto data mayormente del siglo VIII antes de nuestra era.

Grènikos, y el *Aisèpos*, y el divino *Skamandros*, y el *Simoeis* [...]. *Phoibos Apollón* reunió sus cursos y durante nueve días sus aguas corrieron sobre la muralla. Y *Zeus* hizo llover continuamente, para que los muros desaparezcán más rápido en el mar. El mismo *Sacudidor de la tierra* [=Poseidón], con su tridente en la mano, los guiaba, y sobre las olas llevaba todos los elementos de madera y piedra que los Griegos habían ensamblado con tanta pena. Y [Poseidón] niveló el borde del poderoso mar Helesponto, y escondió otra vez la gran orilla en arenas. Había aniquilado la muralla, y desvió los ríos y los hizo volver a los lechos donde antes corría el bello curso de sus aguas. »¹⁵

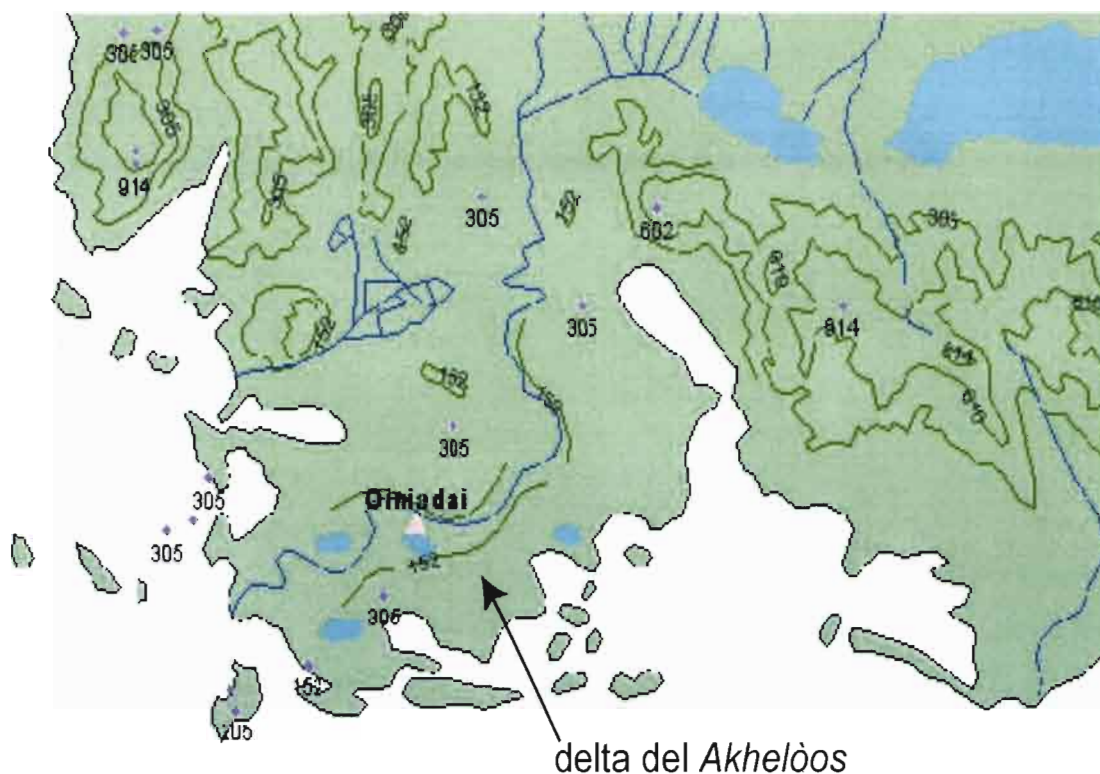
Además de ilustrar un proceso de erosión, este texto también ilustra lo de la sedimentación, puesto que Poseidón « esconde otra vez la gran orilla en arenas ».

Poseemos textos del siglo V antes de nuestra era que demuestran sin ambigüedad que los Griegos conocían los principios de la sedimentación :

« [Sobre el delta del Nilo:] Los Egipcios obtuvieron más tarde la mayor parte de este país que mencioné, según lo que los sacerdotes dijeron y según lo que me pareció. Pues me parecía que lo que se extiende entre las mencionadas montañas que se encuentran encima de Menfis fue antaño un golfo marino, como las planicies de Troya, Teutrania, Efeso y del Meandro, si se puede comparar cosas pequeñas y grandes. Pues de los ríos que

depositaron estas tierras, ninguno es digno de ser comparado en cuanto a tamaño con cualquiera de las bocas del Nilo, que tiene cinco. Hay también otros ríos, no tan grandes como el Nilo, que han demostrado tener grandes efectos. Podría mencionar sus nombres, pero el más importante de ellos es el *Akhelòos*, que corre a través de Acarnania y desemboca en el mar, y ya ha reunido la mitad de las islas *Ekhinades* al continente. »¹⁶

Este río *Akhelòos* era famoso por la sedimentación que producía. Pero, para introducir el texto siguiente que se refiere a él, necesito primero presentar a un personaje legendario llamado *Alkmeòn*, quien se caracteriza por haber matado a su propia madre. Porqué? Es un poco complicado, pero divertido. Las leyendas griegas cuentan que el fundador de la famosa ciudad de Tebas, *Kadmos*, se casó con *Harmonia*, hija de dioses. Como regalo de matrimonio, éstos le dan un collar maravilloso, obra de otro dios. Pasan cuatro generaciones, hasta que *Oidipous* (nuestro Édipo) suba sobre el trono después de matar a su padre (sin saberlo!). Al volverse rey de Tebas, se casa con la viuda del rey anterior, quien es obviamente su madre. Cuando se descubre la horrorosa situación, ella se suicida y él abandona el trono después de pincharse los ojos. Sus dos hijos se quedan en Tebas, pero se pelean por el trono. Mientras *Eteoklès* asume el poder, *Poluneikès* roba el famoso collar y huye hacia la ciudad rival de Argos, donde el rey *Adrastos* le da su protección. *Poluneikès* quiere



Ubicación de Oiniadai en el delta del río Akhelòos

¹⁵ Ilíada, XII, 17-33.

¹⁶ Herodoto [segunda mitad del siglo V antes de nuestra era], Historias, II, 10.

convencer a *Adrastos* para que Argos ataque a Tebas y derroque a su hermano. Pero *Adrastos* no quiere, porque su amigo *Amphiaraòs*, quien es adivino, le advierte que tal expedición sería un desastre. Sin embargo, *Poluneikès* regala el collar a *Eriphulè*, hija de *Adrastos* y esposa de *Amphiaraòs*, para que ella persuada a su padre de iniciar una guerra contra Tebas. Lo logra, y *Amphiaraòs*, al momento de partir para una guerra donde sabe que morirá, encomienda a su hijo *Alkmeòn* matar a su madre para vengar su muerte, provocada por la codicia de ella por el maravilloso collar. Las cosas ocurren como *Amphiaraòs* las ha predicho, y *Alkmeòn*, obedeciendo al último mandamiento de su padre, mata a su madre cuando recibe la noticia de su desaparición frente a las murallas de Tebas. A partir de entonces *Alkmeòn* lleva una vida errante, perseguido por el terrible fantasma de su madre, que no lo deja en paz.

Después de esta introducción, un poco peculiar en materia científica, podemos volver al tema de la sedimentación con un texto de Tucídides, un historiador griego que nos dejó un admirable relato de la guerra del Peloponeso, entre Atenas y Esparta. La primera parte se desarrolla en el delta del río *Akhelòos*, del cual da una descripción elocuente :

« [El ejército ateniense] retornó a sus barcos, decidiendo que era imposible atacar Oiniadai en invierno [...] porque el río *Akhelòos*, que corre desde las montañas del Pindo a través de Dolopia, Agráida. Anfiloquia y cruza la planicie de Acamania [...], desemboca en el mar cerca de Oiniadai, formando lagos alrededor de esta ciudad, y, por esta agua, hace que es imposible atacarla en invierno. Frente a Oiniadai se encuentran la mayoría de las islas llamadas *Ekhinades*, tan cerca de las bocas del *Akhelòos* que este gran río está constantemente depositando sedimentos, de manera que hay islas que ya han sido unidas al continente, y que se puede pensar que todas lo serán en poco tiempo. Pues la corriente es fuerte, abundante y turbia, y las islas están apretadas, de tal manera que lazos de sedimento aparecen entre ellas por lo que no se puede dispersar, puesto que las islas forman alineamientos enmarañados y desordenados y no dejan que el agua corra directamente al mar. Son desiertas y poco extensas. Se cuenta que el oráculo de *Apollón* había aconsejado a *Alkmeòn* hijo de *Amphiaraòs*, cuando llevaba una vida errante luego del asesinato de su madre, establecerse en esta tierra. *Apollón* había declarado que los terrores de *Alkmeòn* no desaparecerían hasta que descubra y se establezca en un país que, cuando mató a su madre, no estaba todavía alumbrado por el sol, y no era tierra, puesto que cualquier otra tierra estaba vetada por su mancha. Perplejo, según lo que se cuenta, terminó por darse cuenta de esta sedimentación del *Akhelòos*, y le pareció que había errado durante un tiempo suficientemente largo desde el asesinato de su madre para que un lugar habitable haya emergido de esta acumulación de sedimento.

Entonces se estableció en la región de Oiniadai y reinó sobre ella, dejando a este país el nombre de su hijo *Akarnan*. Y esa es la historia que obtuvimos sobre *Alkmeòn*. »¹⁷

Cuatrocientos años más tarde, el poeta romano Ovidio, en sus famosas *Metamorfosis*, hace decir a Pitágoras :

« ... Vi... tierras hechas a partir del mar, y conchillas marinas que yacían lejos del alta mar... De lo que había sido una campiña cultivada, el curso de las aguas hizo un valle, y por su flujo una montaña fue llevada al mar. »¹⁸

Estos versos resumen lo mejor de lo que sabían los antiguos, y muchísimos autores los citarán hasta en pleno siglo XIX. Los intelectuales de la Antigüedad sabían entonces que habían existido transgresiones marinas, y conocían los procesos de erosión y sedimentación. El desarrollo de las ciencias de la tierra estaba bien encaminado, aunque lento, pero cuando el cristianismo se impuso al Imperio Romano en el siglo IV, impuso también una visión de la historia de la tierra basada en la lectura literal de la Biblia. Al contrario de las religiones griegas y romanas, basadas sobre la observación de ritos, el cristianismo era una religión dogmática, basada en una colección de textos considerados como revelados, lo que implica una mentalidad muy distinta, orientada no hacia la búsqueda de la verdad, sino hacia una fidelidad incondicional frente a lo que *se considera* como la verdad. Conviene aclarar que el dogmatismo por supuesto no es propio del cristianismo y que se encuentra a menudo en todo tipo de enseñanzas. Quizás quepa recordar que cuando muchos manuscritos griegos llegaron a Europa Occidental en el siglo XV y fueron leídos por intelectuales, tuvieron un efecto similar a la llegada de oxígeno a un ambiente encerrado y se produjo la revolución intelectual llamada Renacimiento.

La tradición griega de investigación, sin embargo, fue continuada por los científicos musulmanes. Por ejemplo, en el siglo X, un grupo musulmán llamado “Hermanos de la Pureza” produjo en Basora, en el sur de Iraq, un texto que anticipaba por ocho siglos la idea de ciclo orogénico recién planteada en Europa occidental en el siglo XVIII. Porqué tanto retraso? Porque la reflexión geológica en Europa está trabada por lo que cuenta la Biblia¹⁹. Hasta el siglo XVII incluso, esta reflexión se queda excesivamente teórica y profundamente influenciada por la leyenda del Diluvio.

Ya he mencionado al danés Steensen como el iniciador de la estratigrafía. Su obra es continuada a principios del siglo XVIII por el suizo Johann Scheuchzer

¹⁷ Tucídides [fines del siglo V antes de nuestra era], II, 102, 1-6.

¹⁸ Ovidio [43 antes - 17 de nuestra era], *Metamorfosis*.

¹⁹ La problemática general de la libertad de reflexionar fue crudamente expresada por Byron (1788-1824) : « Los que no quieren reflexionar son santurriones, los que no pueden hacerlo son idiotas, los que no se atreven a hacerlo son esclavos. (*Those who will not reason, are bigots, those who cannot, are fools, those who dare not, are slaves.*) »

(1684-1738), quien es el pionero del estudio de los Alpes. Observa, entiende y dibuja admirablemente pliegues formados por estratos, en particular en el lago de los Cuatro-Cantones (1708; publicado en 1716-1718 por su hermano). Es él que introduce en geología el concepto de plegamiento.

En el curso del siglo XVIII, se desarrolla la idea que los fenómenos que se observan en el presente son los mismos que los que actuaron en el pasado geológico. Muchos empiezan a darse cuenta que la duración de los tiempos geológicos es enorme, pero sólo se atreven a publicarlo con palabras encubiertas – el miedo al escándalo es poderoso. Cuando en 1721 el francés Henri Gautier (1660-1737) publica su planteamiento de un ciclo erosión-sedimentación-orogénesis lo hace casi confidencialmente. Muestra que, por la medición de la turbiedad fluvial, se puede calcular el tiempo necesario para colmar una cuenca: Gautier se da cuenta que son millones de años, pero prefiere maquillar sus resultados.

Al final del siglo XVIII ya están los conceptos científicos que sirven de base a las Ciencias de la Tierra como hoy las conocemos, mientras empiezan a desaparecer las teorías basadas en la imaginación o las intervenciones divinas. La síntesis que va a marcar los espíritus científicos se debe al escocés James Hutton (1726-1797), quien termina de publicar su obra maestra *Theory of the Earth* en 1795. Hutton demuestra que los rasgos geológicos de nuestro planeta no han dejado de transformarse en el curso del tiempo. Introduce una visión original de la historia de la tierra. La erosión de los continentes produce sedimentos que rellenan lentamente el fondo de los mares y se vuelven duros por el calor interno de la tierra. Algunas rocas se funden y los magmas productos de esta fusión se introducen violentamente en las rocas superiores y las transforman parcialmente. De esta forma nace el granito, ya no roca primordial como lo sustentaba la teoría neptunista, sino intrusivo en una roca más antigua. Los estratos son brutalmente rotos y deformados de varias maneras. El conjunto de estas rocas es elevado en masa encima del nivel del mar: así nacen nuevas montañas, una nueva tierra firme.²⁰

A su vez, las aguas las erosionarán, y sus detritos se depositarán en el fondo de los mares sobre lo que queda de antiguas montañas. La observación de discordancias angulares es una prueba concreta de esto. Hutton las ha predicho, y las descubre después, entendiendo inmediatamente su significado. De esta forma, Hutton llega a plantear « una sucesión de mundos » en el curso de un tiempo sin límites, y concluye por estas palabras audaces: « El resultado de nuestra encuesta es que no hallamos

vestigios de un inicio, y tampoco perspectivas de un fin. » La negación de las creencias bíblicas es evidente.

Sin embargo, Hutton no tenía completamente razón, ya que la historia de la tierra tuvo un inicio, que fue la formación del sistema solar, y tendrá un final, por cierto remoto, pero de todas formas un final, por el enfriamiento progresivo del núcleo del planeta y, sobre todo, por el envejecimiento del sol, su expansión final y su consecuente explosión como supernova.

Los terremotos

Pasemos ahora a la historia del pensamiento en cuanto a terremotos. Obviamente tenemos que volver a Grecia. Para los Griegos, era el dios *Poseidón* quien producía los terremotos. Como lo saben, tres grandes dioses griegos son hermanos : El primero es *Zeus*, el dios supremo, quien a menudo es apodado « *Padre de los hombres y dioses* ». El segundo hermano, *Poseidón*, reina en particular sobre el mar, pero es también el dios que provoca los sismos, y es por lo tanto apodado *Ennosigaios* o *Ennosikhthôn*, es decir « *Sacudidor de la tierra o Sacudidor del suelo* », o también *Gaiokhos*, « *El que tiene la tierra en sus manos* ». El tercer hermano tiene varios nombres (*Aidôneus*, *Aidès*, *Hadès*, *Ploutôn*²¹) y reina sobre los muertos; y la *Iliada* ubica el país de los muertos por debajo de la tierra.

En el canto XX de la *Iliada* llega el momento de la gran batalla entre Griegos y Troyanos, a la cual hasta los dioses van a participar, cada uno con su manera característica. *Poseidón*, por supuesto, sacude la tierra, y lo hace tan intensamente que su hermano *Aidôneus*, quien vive y reina bajo tierra²², se asusta y protesta. Aquí está el texto; la situación tiene algo de cómico, puesto que se trata de un vecino que se está quejando de la bulla hecha por otro vecino :

« Arriba, el *Padre de los hombres y dioses* [= *Zeus*] tronó de manera terrible. Y abajo *Poseidón* sacudió la tierra infinita y las cumbres inaccesibles de las montañas. Y temblaron todos los pies del monte Ida, y sus cimas, y la ciudad de los Troyanos, y las naves de los Griegos. Bajo la tierra, *Aidôneus*, el *Señor de los muertos*, se asustó. De miedo saltó de su trono, y gritó: “¡Que *Poseidón*, el *Sacudidor del suelo*, no desgarre la tierra encima de mí! ¡Que mi mansión horrenda y pútrida, repugnante aún para los dioses, no se vuelva visible a los mortales e inmortales!”. »²³

Como un poco de lingüística nunca viene mal, cabe notar que, cuando la *Iliada* describe este gran

²⁰ F. Ellenberger, *Histoire de la géologie*. París. Lavoisier. 1988-1994 (2 volúmenes).

²¹ Nuestra palabra *plutón* no es otra cosa que el nombre de este dios griego, porque los plutones se emplazan dentro de la tierra. Los vocablos modernos formados sobre *plutón* (*plutonismo*, *plutónico*) se derivaron del nombre de este dios griego, como *volcán*, *vulcanismo* y *volcánico* lo fueron del nombre del dios romano del fuego, *Vulcanus*. El nombre *Ploutôn* significa « el Rico », probablemente porque los muertos nunca hacen falta, y que el número de sujetos que tiene este dios nunca deja de incrementarse.

²² En este sentido su equivalente andino sería el personaje llamado « el Tío », « el Muqui », « el Chinchilico », o « el Anchanchico ».

²³ *Iliada*, XX. 56-66.

terremoto, usa una raíz verbal que va a tener mucho éxito. Bajo la forma *esseionto* ('temblaron, fueron sacudidos'), se reconoce el verbo *seið*, que significa 'agitar, sacudir fuertemente' y que los Griegos aplicaban a los terremotos. El sustantivo griego derivado de *seið* era *seismos*, que significa 'terremoto', y es ancestro del castellano *sismo*, del francés *séisme*, del inglés *seism*, del alemán *Seismus*, etc.

Saltemos al siglo II de nuestra era, para encontrar a dos autores, un griego y un romano. El griego, Pausanias, nos dejó una valiosísima descripción de Grecia, que es tan detallada como una guía turística. Cuando Pausanias en su relato llega a las ruinas de Helikè, en el norte del Peloponeso, comenta lo siguiente:

« Pero luego Griegos del lugar sacaron suplicantes del templo [de *Poseidón* en Helikè] y los mataron. La ira de *Poseidón* no tardó. En efecto, un terremoto azotó el país en seguida y destruyó por completo las construcciones, hasta volver irreconocible el propio suelo de la ciudad. Pero el dios suele anunciar los sismos más fuertes y grandes, en general por las mismas señas. Pues, antes de los sismos, durante mucho tiempo ocurren sea lluvias intensas y continuas, sea sequías. El aire, al revés de lo que requeriría la estación del año, se vuelve muy caliente en invierno, y en verano el disco del sol presenta, con mayor oscuridad, un color inhabitual que tira nítidamente a rojo o también ligeramente a negro. Los pozos a menudo se secan, y ráfagas de vientos azotan el país y derrumban árboles, y a veces un fuego abundante corre a través del cielo, y las distribuciones de las estrellas aparecen como nunca se han observado antes, generando un gran temor en los que las ven, y además se escuchan vientos fuertes bajo la tierra. Y el dios permite que muchas otras señas anuncien las violencias de los sismos. »²⁴

En breve, antes de un sismo, puede ocurrir todo lo que se puede imaginar. Es divertido, porque este tipo de creencias todavía existe. Me ocurrió varias veces escuchar tanto personas de poca instrucción como algunos profesores de universidad sostener que, cuando va a haber un sismo, el tiempo cambia, que se pone más caliente, o que hace más frío, que en Puno nieva, que en Arequipa «las nubes se palmean», « porque los sismos mandan ondas radio a la atmósfera », etc., y que « todo esto está comprobado ». Sin embargo, como científico racional, necesito subrayar una vez más que la ciencia desconoce fenómenos acertados que anuncien los sismos, y por lo tanto no existen métodos para predecirlos; en particular, no hay relaciones entre la ocurrencia de un sismo y eventos de índole meteorológica. Por lo tanto invito a los que afirman semejantes opiniones a que tomen consciencia de que se trata en realidad de creencias populares.

Pero el texto de Pausanias continúa y, pese a que este autor no tiene mucho de científico, describe los efectos de los sismos y esboza una tipología :

« Este movimiento no se produce de una sola manera, y

los que investigaron estos fenómenos, los fundadores como sus discípulos, pudieron reconocer las siguientes características de los sismos. En los más benignos de ellos [...], al primer movimiento, dirigido hacia el suelo de las construcciones, se opone un movimiento contrario que endereza lo que había sido quebrantado. Durante este tipo de sismos, se ven pilares que se enderezan después de haber sido derrumbados casi completamente, y muros quebrantados que se vuelven a unir en su estado inicial. Vigas, que el movimiento ha desencajado, descansan de nuevo en su sitio. Igualmente, canales y otros conductos de agua tienen sus fisuras cementadas mejor que si lo hubieran estado por la mano de hombres. El segundo tipo de sismos causa la destrucción de las cosas más frágiles y derrumba en seguida todo lo que su impulso encuentra, como arietes durante un sitio. En cuanto a los sismos más destructores, se suele describirlos de la siguiente manera: [...] se dice que el sismo se mete directamente bajo las construcciones y que sacude sus cimientos de abajo arriba, como la actividad de los topos sube desde el interior de la tierra. Este simple movimiento borra las huellas que esta tierra jamás fue habitada. Dicen que fue este tipo de sismo que devastó Helikè, levantando su suelo, y que con él ocurrió, mientras era invierno, otro desastre. Pues el mar sumergió gran parte del país, y rodeó Helikè para cubrirla enteramente. Además, la ola anegó el bosque sagrado (*alsos*) de *Poseidón* al punto que sólo las cimas de los árboles quedaron a la vista. El dios había provocado el sismo y a la vez el mar se había entrado, y la masa de agua había aniquilado Helikè con todos sus habitantes. »²⁵

Para los Romanos, un dios o una diosa era responsable de los terremotos, pero confesaban honestamente que desconocían su nombre. De eso es testigo Aulus Gellius, un Romano que nos cuenta lo siguiente:

« Que no está establecido a qué dios se debe sacrificar cuando tiembla la tierra.

Qué puede ser la causa por la cual ocurren los terremotos, no sólo eso queda desconocido en la opinión y sentimiento comunes de los hombres, pero hasta las doctrinas físicas vacilan, interrogándose si provienen de la violencia de los vientos que penetran en los huecos y grietas de la tierra, o de los empujes y corrientes de agua que borbollan abajo en las oquedades, como los Griegos de antaño parecen haberlo pensado, quienes llamaron a *Neptunus* [= *Poseidón*] el *Sacudidor del suelo*, o por otra causa, o en razón de la fuerza y potencia de otro dios, y no se tiene una teoría segura sobre ello.

Por eso los antiguos Romanos, muy escrupulosos y prudentes en las obligaciones humanas [hacia los dioses] pero sobre todo para establecer las prescripciones religiosas y venerar a los dioses, cuando habían sentido que la tierra temblaba o que esto había sido anunciado, por un edicto ordenaban fiestas por este fenómeno, pero, contrariamente a la costumbre, se abstendían de fijar y decretar el nombre del dios para el cual había que celebrar la fiesta, por temor a ligar su nación por un contrato

²⁴ Pausanias, VII, 24, 6-8.

²⁵ Pausanias, VII, 24, 9-13.

religioso erróneo, pronunciando un nombre en vez de otro.

Si alguien había manchado estas fiestas, y que por lo tanto un sacrificio expiatorio era necesario, inmolaban a la víctima²⁶, [como decían:] *si deo si deae*, [es decir “sea al dios, sea a la diosa”]; y, según Marcus Varro, este uso había sido establecido por un decreto de los pontífices, porque no se sabía qué fuerza y cual de los dioses o diosas hacía temblar la tierra. »²⁷

(Un paréntesis: este texto es interesante porque nos muestra mucho de la mentalidad romana. Mientras a los Griegos les gustaba entender y especular, los Romanos se caracterizaban por su pragmatismo y su respeto por los detalles legales — en particular, siempre veían las relaciones con los dioses bajo un ángulo legal, y les daban una forma de contrato, algo como : « si tú me das lo que te pido, yo te haré un sacrificio; si tú no me das nada, tampoco yo te daré algo ».)

A principios del siglo XI, el iraní Ibnu Sina ya explica la formación de las montañas por los terremotos. Pero saltamos hasta el siglo XVIII. En 1721, Henri Gautier (1660-1737) entiende que los sismos se deben a bruscos reajustes de la corteza terrestre. Como ya lo indiqué, el siglo XVIII es una época de intensa fermentación intelectual en Europa Occidental, y especialmente en Francia. Muchos son los que reflexionan sobre prácticamente todo. En cuanto a sismos, la información en ese entonces proviene en su gran mayoría del Perú. Lo manifiesta una lista de grandes sismos establecida hacia 1840 por el francés Grange, el geólogo que acompañó al almirante Dumont d'Urville en su viaje a la Antártida. Para el siglo que precede el año 1755 – vamos a ver porqué –, todos los terremotos importantes ocurren en Lima, lo que demuestra que la capital del virreinato del Perú tenía en Europa una fama extraordinaria en cuanto a sismos :

«1678. 17 de junio: Lima es en gran parte destruida.

1682, 19 de octubre: Terremoto más violento y desastroso que el de 4 años antes.

1692: Este terremoto fue tan horroroso que entrenó la confusión de las propiedades.²⁸ Las ciudades fueron destrozadas de abajo arriba, las zonas costeras fueron inundadas por el mar. El Callao fue totalmente destrizado y las naves ancladas en el puerto fueron echadas por la violencia del mar una legua en medio de las tierras.

1748: Destrucción de Callao, Lima sufre atrocemente. »²⁹

Con razón, para Europa a mediados del siglo XVIII, la tierra de los terremotos es el Perú. Por eso, cuando en 1755 un terremoto devasta una parte de Europa, los europeos están profundamente conmocionados. Ese año, el primero de noviembre, día de Todos Santos — ! —, la capital del reino de Portugal es totalmente destrizada por un sismo de enorme magnitud, y devorada por un incendio monstruoso, mientras un fuerte maremoto azota la costa. Según los daños que se conocen, los sismólogos modernos estiman que el sismo tuvo una magnitud cercana a 9. Hay por lo menos varias decenas de miles de muertos. Europa está hondamente consternada. Voltaire está tan conmocionado que escribe un largo poema sobre el desastre de Lisboa, en el cual su fé deista no logra aceptar el espectáculo de miles de muertos inocentes. Tres años más tarde, ubica una escena de su famosa obra *Candide* durante el terremoto de Lisboa, en la cual resalta la fama que tenía Lima en cuanto a sismos:

« Apenas están pisando [Lisboa] (...) que [Candide, el filósofo Pangloss, y un marinero] sienten que la tierra tiembla bajo sus pies. el mar sube borbollando en el puerto, y rompe los barcos anclados. Torbellinos de llamas y cenizas cubren las calles y plazas; las casas se derrumban, los techos caen sobre los cimientos, y los cimientos se desvanecen; treinta mil habitantes de toda edad y de todo sexo quedan aplastados bajo ruinas.

(...) “Habrà algo que ganar aquí, decía el marinero.

— Cuál puede ser la razón suficiente de este fenómeno? decía Pangloss.

— Llegó el último día del mundo! gritaba Candide.”

El marinero corre en seguida en medio de los escombros, enfrenta la muerte para hallar dinero, lo halla, lo toma, se emborracha, y (...) compra los favores de la primera mujer de buena voluntad que encuentra sobre las ruinas de casas destrizadas y en medio de moribundos y muertos. Sin embargo, Pangloss lo jalaba por la manga: “Amigo mío, le decía, eso no está bien; está faltando a la razón universal, está tomando mal su tiempo. (...)”

Unas piedras habían lastimado a Candide; estaba echado en la calle y cubierto de escombros. Decía a Pangloss: «¡Ay! Consígame un poco de vino y aceite; ¡me muero! — Este terremoto no es cosa nueva, respondió Pangloss; la ciudad de Lima sufrió los mismos temblores en América el año pasado; mismas causas, mismos efectos: por cierto hay bajo la tierra un reguero de azufre desde Lima hasta Lisboa. »³⁰

En Italia, el poeta Alfonso Varano cantará la

²⁶ La víctima animal de un sacrificio pagano se llamaba *hostia* en latín y era consumida en común por los asistentes. Este hecho explica que la palabra fue conservada por el cristianismo.

²⁷ Aulus Gellius [siglo II de nuestra era], *Noches áticas*, II, 28.

²⁸ Es gracioso e interesante que este comentario venga primero.

²⁹ J. Grange, *Géologie, minéralogie et géographie physique du voyage (Voyage au Pôle Sud et dans l'Océanie sur les corvettes l'Astrolabe et la Zélée, sous le commandement de M. l'amiral J. Dumont d'Urville)*, 1842. Las fechas dadas por Grange son en parte erróneas.

³⁰ « A peine ont-ils mis le pied dans [Lisbonne] (...) que [Candide, le philosophe Pangloss, et un matelot] sentent la terre trembler sous leurs pas, la mer s'élève en bouillonnant dans le port, et brise les vaisseaux qui sont à l'ancre. Des tourbillons de flammes et de cendres couvrent les rues et les places publiques; les maisons s'écroulent, les toits sont renversés sur les fondements, et les fondements se dispersent; trente mille habitants de tout âge et de tout sexe sont écrasés sous des ruines.

catástrofe que transformó una hermosa ciudad en un montón de escombros, como una obra del « más sublime de los agentes », Dios, en su justo castigo a los pecados de los hombres³¹. En el sismo de Lisboa ha muerto el nieto de Racine, y un amigo suyo, el poeta Écouchard-Lebrun escribe en seguida una *Oda sobre la ruina de Lisboa*, y el año siguiente una *Oda sobre las causas físicas de los terremotos*, demostrando que todavía son los poetas quienes tratan de explicar los sismos. Lastimosamente, este poema no está disponible en el servidor de la Biblioteca Nacional de Francia, y no les puedo contar cual era la explicación, ciertamente graciosa, que daba el poeta.

Por supuesto, sabemos ahora como se producen los sismos. La teoría que los explica se conoce bajo el nombre de tectónica de placas, la cual germinó en el siglo XX a partir de la obra del gran científico alemán Alfred Wegener.

Alfred Wegener (1880-1930) nace el primero de noviembre de 1880 en Berlín, curiosamente exactamente 125 años después del gran sismo de Lisboa³². Wegener se doctora en 1904 sustentando una tesis sobre la historia y uso de las tablas alfonsinas, es decir en astronomía histórica. Wegener se dedica luego a una ciencia entonces nueva, la meteorología, pero se interesa en todas las disciplinas que permitan comprender la Tierra – vulcanismo, paleontología, magnetismo, oceanografía, glaciología, etc., lo que le da una visión amplia del planeta.

En 1906, Wegener participa en una exploración a Groenlandia, y nota que las posiciones geodésicas de algunos sitios no corresponden con medidas anteriores : Groenlandia parece haberse desplazado hacia el oeste. Wegener también se da cuenta que las costas atlánticas de Sudamérica, Africa y Europa encajan. En 1912, presenta una comunicación en la sesión anual de la Union Geológica Internacional. Propone que los continentes actuales estaban agrupados en un sólo bloque que luego se fragmentó, y que sus diferentes pedazos se desplazaron horizontalmente hasta su posición actual, la cual es también provisional. Esta idea enfrenta inmediatamente una violenta oposición por parte de los geólogos y geofísicos. En primer lugar, les parece intolerable que un meteorólogo se atreva



Retrato de Alfred Wegener

a opinar sobre geología³³. También es inconcebible para ellos que las enormes masas de los continentes puedan desplazarse, aún lentamente. Su idea es rechazada y hasta ridiculizada por casi todos los especialistas de entonces. Muy pocos geólogos van a seguir a Wegener, los dos principales siendo el suizo Émile Argand y el sudafricano Alexander Du Toit. Sin embargo, muchos biogeógrafos sostienen su idea.

En los años 1950, el estadounidense Harry Hess mapea el fondo de los océanos y descubre anomalías magnéticas que demuestran que Wegener tenía razón. Publica sus resultados en 1962, 50 años después de la primera comunicación de Wegener, y a partir de estos datos la teoría de la tectónica de placas se elabora y es formulada en 1968 por el francés Le Pichon y el estadounidense Morgan en forma independiente.

Le matelot disait (...): "Il y aura quelque chose à gagner ici.

- Quelle peut être la raison suffisante de ce phénomène? disait Pangloss.

- Voici le dernier jour du monde! s'écriait Candide."

Le matelot court incontinent au milieu des débris, affronte la mort pour trouver de l'argent, en trouve, s'en empare, s'enivre, et (...) achète les faveurs de la première fille de bonne volonté qu'il rencontre sur les ruines des maisons détruites et au milieu des mourants et des morts. Pangloss le tirait cependant par la manche: "Mon ami, lui disait-il, cela n'est pas bien, vous manquez à la raison universelle; vous prenez mal votre temps. (...)"

Quelques éclats de pierre avaient blessé Candide; il était étendu dans la rue et couvert de débris. Il disait à Pangloss: «Hélas! procure-moi un peu de vin et d'huile; je me meurs!

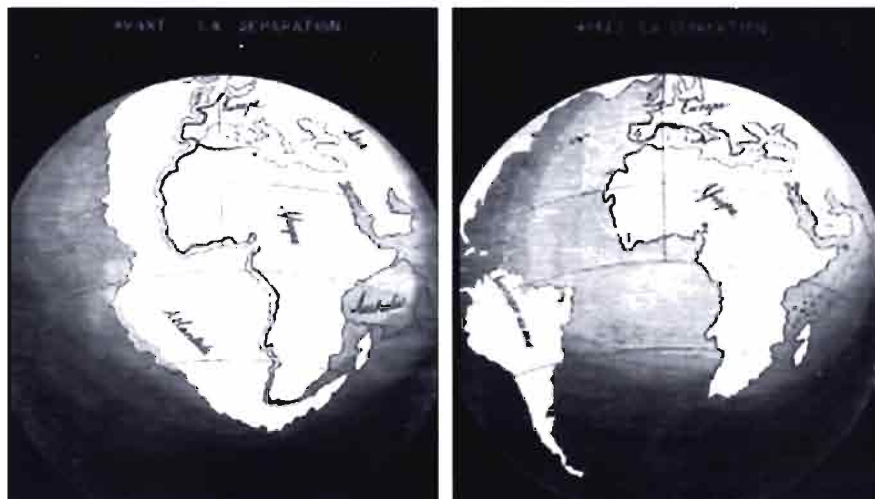
- Ce tremblement de terre n'est pas une chose nouvelle, répondit Pangloss; la ville de Lima éprouva les mêmes secousses en Amérique l'année passée; mêmes causes, mêmes effets: il y a certainement une trainée de soufre sous terre depuis Lima jusqu'à Lisbonne. » [Voltaire (1694-1778), *Candide ou l'optimisme* (1758), capítulo 5].

³¹ Este autor no se preguntó porqué el castigo no había azotado a París, donde por cierto se « pecaba » mucho más que en Lisboa. Evidentemente, su mente no analizaba los hechos de forma científica.

³² Y casi otros 125 años antes de la publicación de este volumen.

³³ Un caso un poco parecido al del alfarero Palissy frente a los doctores de la Sorbona.

La interpretación del
océano Atlántico por
A. Snider-Pellegrini
(1858).



En realidad, Wegener no fue el primero en tener la idea que los continentes se habían separado. En 1858, el geógrafo Antonio Snider-Pellegrini también había notado que las costas atlánticas encajaban, y había publicado en París que los continentes se habían apartado. Pero era geógrafo y lo había explicado por el Diluvio, y en esa época ningún geólogo creía ya en el Diluvio. Sin embargo Snider-Pellegrini tampoco era el primero. Más de 250 años antes de él, el cartógrafo holandés Ortelius había notado la misma coincidencia de las costas atlánticas, escribiendo lo siguiente:

« En griego existió antaño la palabra *EUMELI*, *eumèlou*, traduciendo la palabra *Gadiri* de la lengua vernácula. Así lo comenta Platón en su *Critias*, o en su *Atlantis*. Si no se trata de una fábula, Gadir o Gades será la parte restante de las islas de Atlántida o América, que por lo tanto no fue sumergida (como lo comenta en su *Timeo*) sino separada de Europa y África por un terremoto y una inundación: y consecuentemente se presentará alargada hacia el Occidente. Si alguien llama esto equilibrar una fábula por otra fábula, yo lo permitiré. [Pero] los vestigios de la ruptura se presentarán si alguien, usando un atlas, considera tentivamente las costas de estas tres partes mencionadas de la tierra, que están enfrente una de otra: así los promontorios de Europa y África, y las concavidades de América. Hasta tal punto que alguien puede decir, como lo hace Estrabón en su libro II, que lo que Platón, basándose en Solón, relató acerca de la isla Atlántida no es una mentira. »³⁴

Así que, más de 300 años antes de Wegener, Ortelius ya se había dado cuenta que las costas del Atlántico se correspondían ... Tanto él como Snider-Pellegrini eran geógrafos, pero su observación y deducción habían caído en el olvido instantáneamente³⁵.

Sin embargo, Wegener fue el primero que argumentó esta idea científicamente. Para uno de sus biógrafos, el geólogo inglés Anthony Hallam, el hecho que Wegener no había sido impregnado por la doctrina geológica tradicional lo preservó de las tendencias conservadoras, y le permitió desarrollar una mente amplia, independiente y por lo tanto creativa.

El argumento principal de Wegener era que los dos bordes del Atlántico se ajustaban y que su geología se correspondía de una costa a la de enfrente, como un texto sobre una página rota por la mitad. Por extraño que parezca, esta evidencia estuvo rechazada durante más de 50 años como si fuera una simple casualidad...

No sé qué pensamientos genera en Uds. el hecho que una teoría científica que hoy en día todos consideramos como evidente haya podido esperar más de 50 años para ser aceptada por la gran mayoría de los más dignos profesores de las universidades del mundo entero, en pleno siglo XX. ¿Esta increíble ceguera por parte de una profesión cuyo oficio es supuestamente desarrollar el saber y luchar contra la ignorancia, ésta consternante obcecación, no tendrán su origen en un respeto excesivo a la tradición? Ahí se divisa una vez más el espectro

³⁴ Graeci nomen *EUMELI*, *eumèlou*, olim habuit, uernaculae linguae Gadiri appellationem referens. Ut refert Plato, in *Critia*, siue *Atlantide*. Nisi fabula sit, Gadir siue Gades pars erit reliqua Atlantidis siue Americae insulae, atque haec non tam submersa (ut idem refert in *Timeo*) quam ab Europa atque Africa terrae motu et illuione abrupta: et recta occidentem uersus elongata uidebitur. Quod si quis hoc Fabulam fabula compensare uocet, per me quidem licebit. Ostendunt se rupturae uestigia, si quis harum trium dictarum terrae (adhibita geographica uniuersali tabula) partium littora, quo se mutuo aspiciunt, eminentiasque Europae nempe atque Africae cum concauitatibus Americae penitus considerauerit. Adeo ut quis posset cum Strabone 2 dicere, non esse figmentum quod Plato ex Solonis sententia, de Atlantis insula prodiderit. [Abraham Ortelius (1527-1598), *Thesaurus Geographicus*, 1596]. El mismo Ortelius da testimonio de su mentalidad científica cuando sobre uno de sus mapas cita a Cicerón: « Equus uehendi causa, arandi bos, uenandi et custodiendi canis, homo autem ortus ad mundum contemplandum (El caballo se usa para transportar, el buey para arar, el perro para cazar y custodiar, pero el hombre nace para observar el mundo). »

³⁵ La observación de Ortelius se hundió tanto en el olvido que fue redescubierta recién en 1994 (J. Romm, 1994. A new forerunner for continental drift. *Nature*, v. 367, p. 407).

paralizante del dogmatismo y una desolante carencia de creatividad intelectual. Lastimosamente este tipo de situación no es escasa, y me hace pensar en un irrespetuoso aforismo de Louis-Ferdinand Céline, un controvertido escritor francés del siglo XX, que solía decir con una ironía feroz : « En la Universidad, hay muchos frascos, pero no hay mucha mermelada. »³⁶

Con estas palabras ácidas — ¡pero cuán lúcidas! — nuestra excursión a través de las Ciencias de la Tierra se puede cerrar. Por qué? Porque en realidad el propio d'Alembert, con quien empezamos, también había expresado una opinión parecida, sino que lo hizo con

palabras más civiles. Pero también porque ocurre que el mundo es increíblemente chico. Se acuerdan Uds. de la historia de d'Alembert? Se acuerdan que el nombre del padre de este niño ilegítimo y abandonado era Louis-Camus Destouches? Ahora bien, el irrespetuoso Louis-Ferdinand Céline usaba un seudónimo: en realidad Céline era el nombre de su abuela materna, y su verdadero nombre era ... Louis-Ferdinand Destouches.

Gracias a esta desconcertante casualidad podemos cerrar graciosamente nuestro círculo, recordando que si bien la Tierra es grande, el mundo a veces es chico. Muchas gracias por su atención.

³⁶ « A l'Université, il y a beaucoup de bocaux, mais pas beaucoup de confiture. » [Louis-Ferdinand Céline (1894-1961); citado por Fabrice Lucchini en su espectáculo de 1994 sobre este autor]

Contraportada:

El IRD y varias de sus contrapartes universitarias organizan regularmente escuelas de campo donde estudiantes reciben un complemento de formación. Foto tomada durante el recorrido sintético que terminó la escuela de campo de Tuti (Arequipa), organizada en noviembre de 1999 por profesores de la Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco (UNSAAC) (foto T. Sempere).

Los estratos subhorizontales del Grupo Moquegua (Eoceno superior - Oligoceno, ~40?-24 Ma) fueron depositados en el antearco, sepultando los productos volcánicos acumulados en el arco Toquepala (Cretácico-Paleógeno, ~145-45 Ma; lomas más oscuras en el primer plano). Parte alta de la quebrada Guaneros, área de Moquegua (foto T. Sempere).

