

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

Adán PINO¹, Thierry SEMPERE², 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 Hauteriviano, 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 quartzic 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).

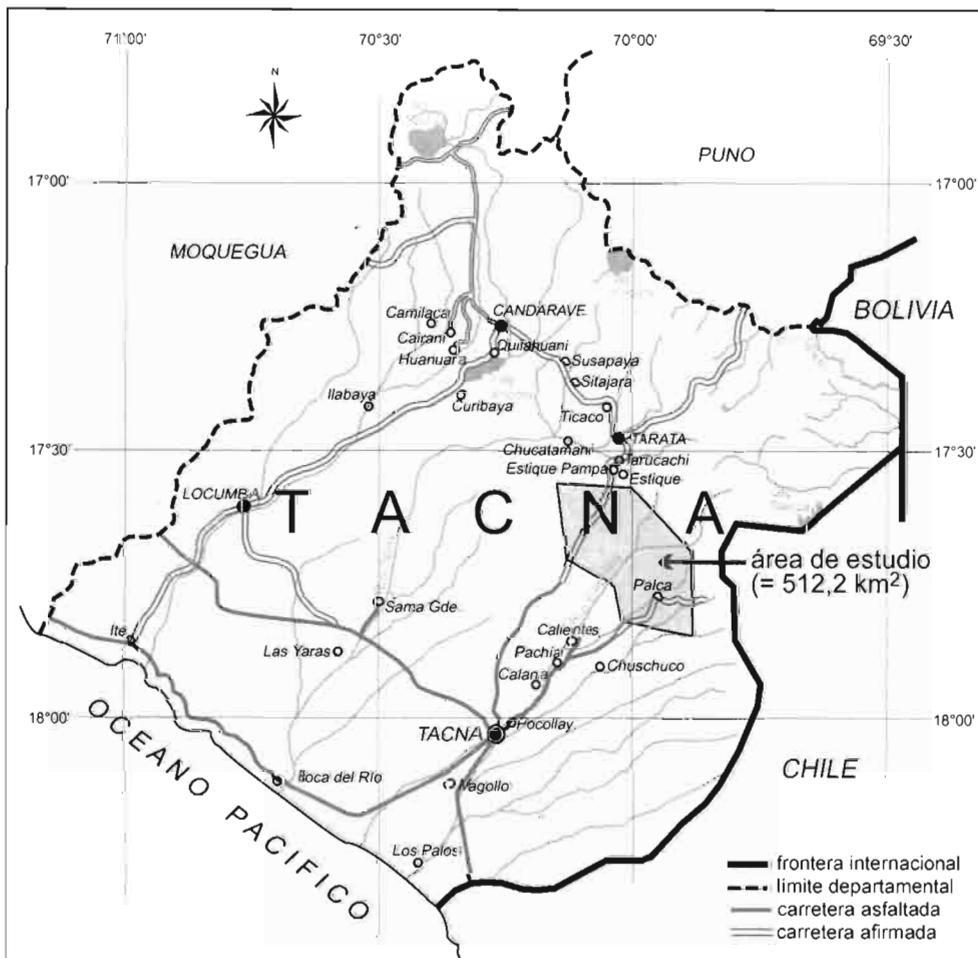


Fig. 1: Ubicación de la zona de estudio en el departamento de Tacna.

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.

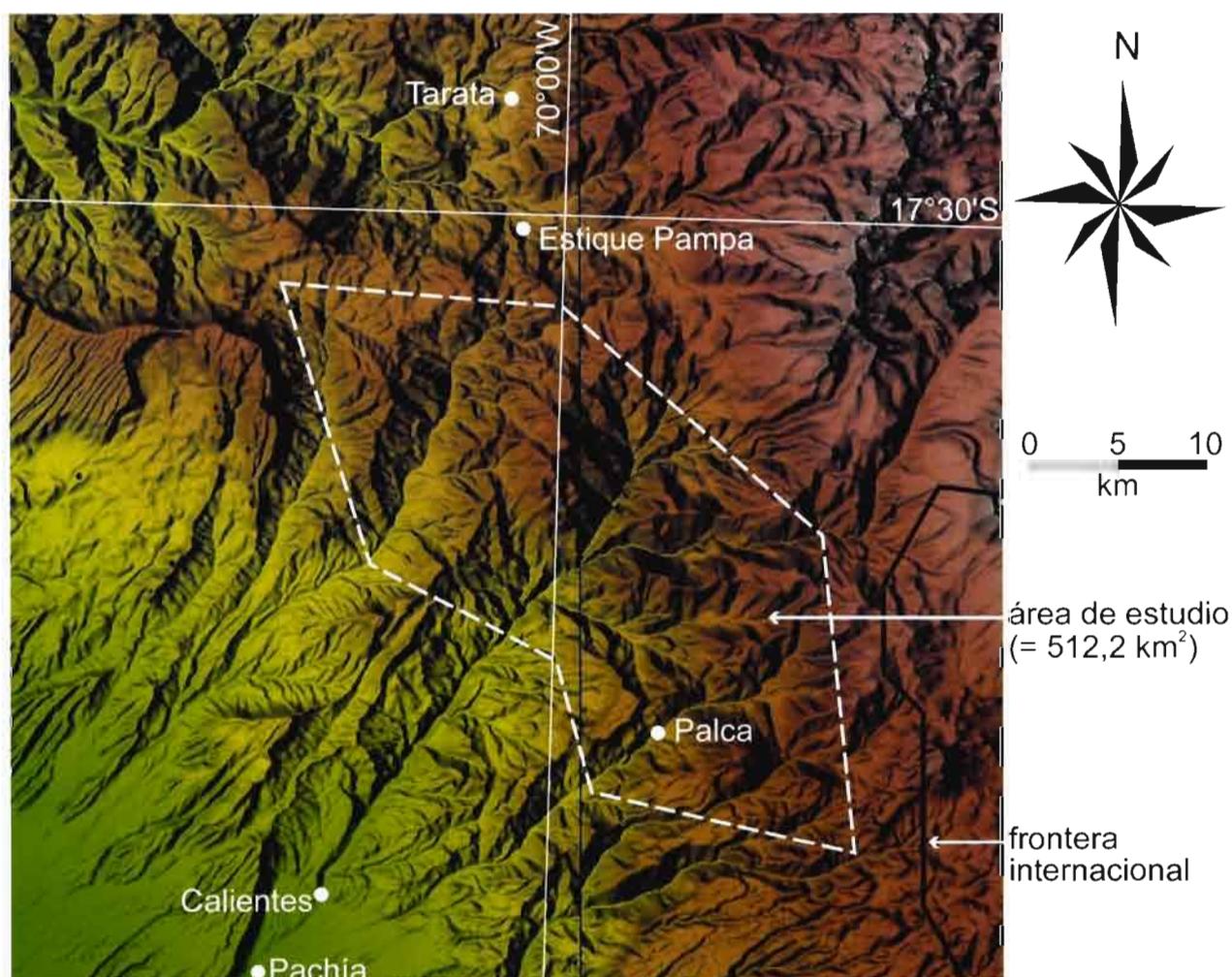


Fig. 2: Imagen topográfica de la zona de estudio (SRTM, 90 m)

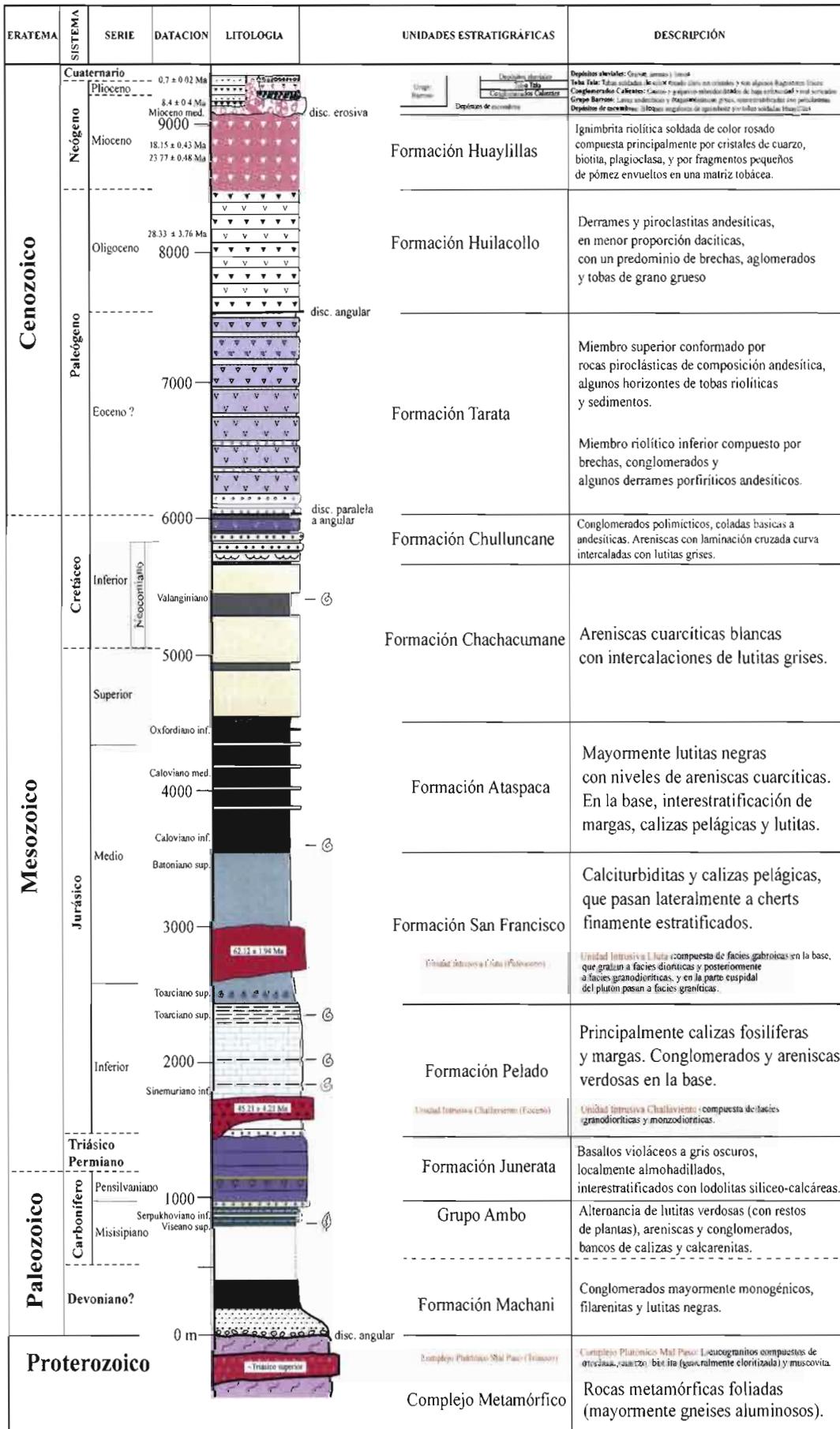


Fig. 3: Cuadro estratigráfico regional

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.

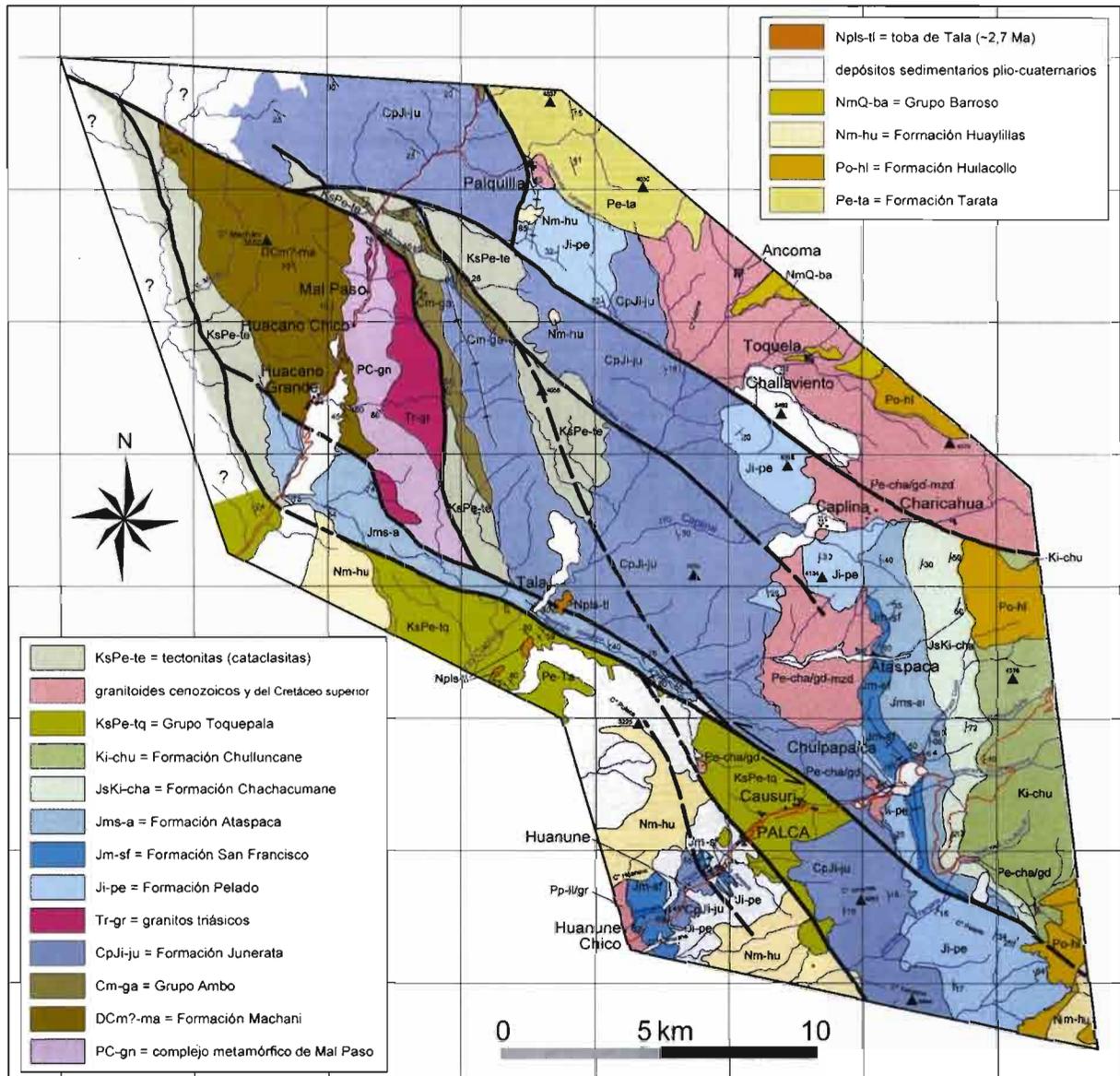


Fig. 4: Mapa geológico de la zona de estudio. Abreviaciones específicas de plutones: II = plutón de Llueta; cha = Unidad Intrusiva Challaviento; gr = granito; grd = granodiorita; mzd = monzodiorita

• 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 Incaquiqui, por lo que presenta una sección incompleta de aproximadamente 400 m de espesor. Conforman una serie sedimentaria granodecreciente. 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. kellybelenensis* 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. kellybelenensis*, 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 pliopetina* (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).

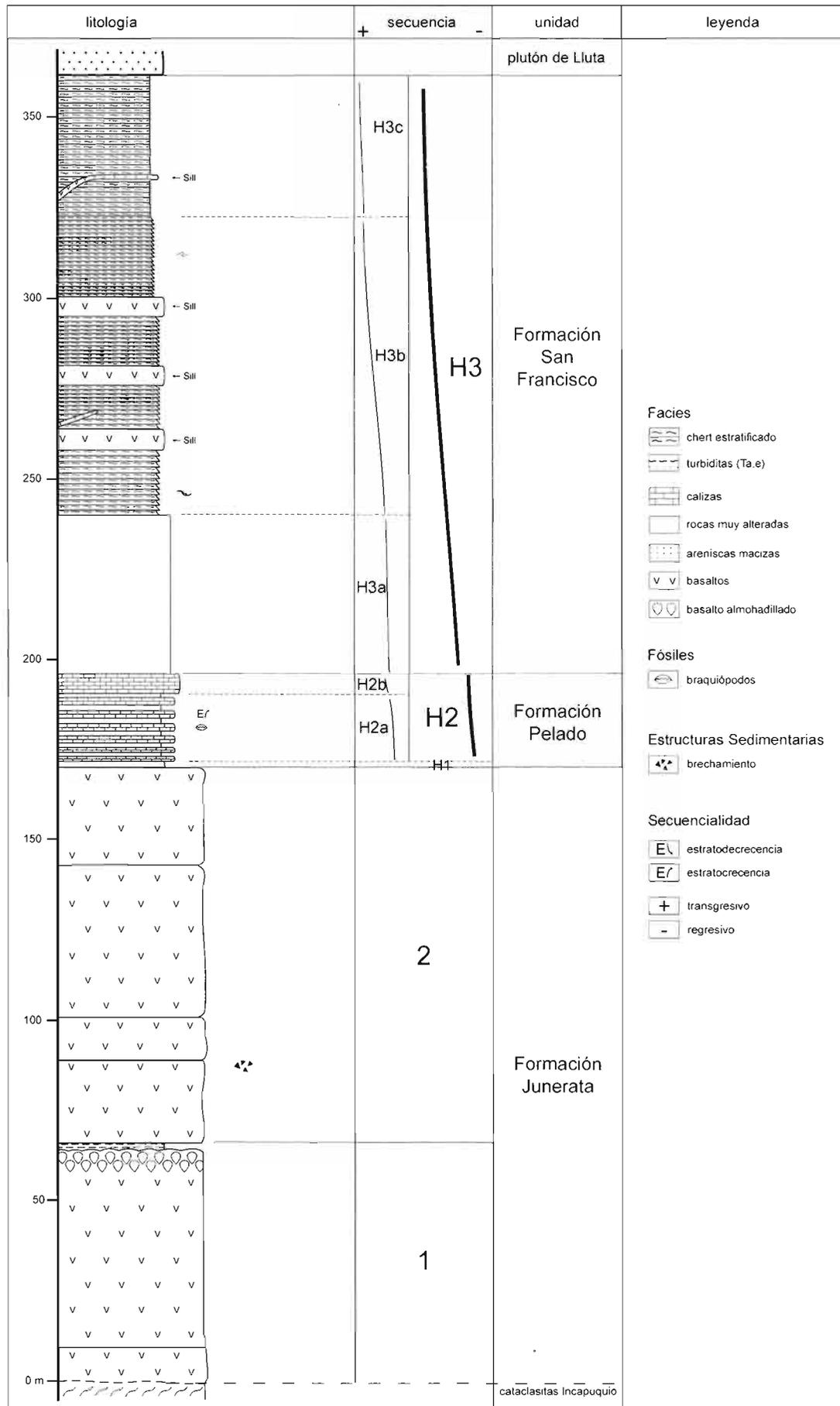


Fig. 5. Columna estratigráfica levantada en el Cerro Huanuane

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 Incahuasi, 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 microfósiles. 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 epidota 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

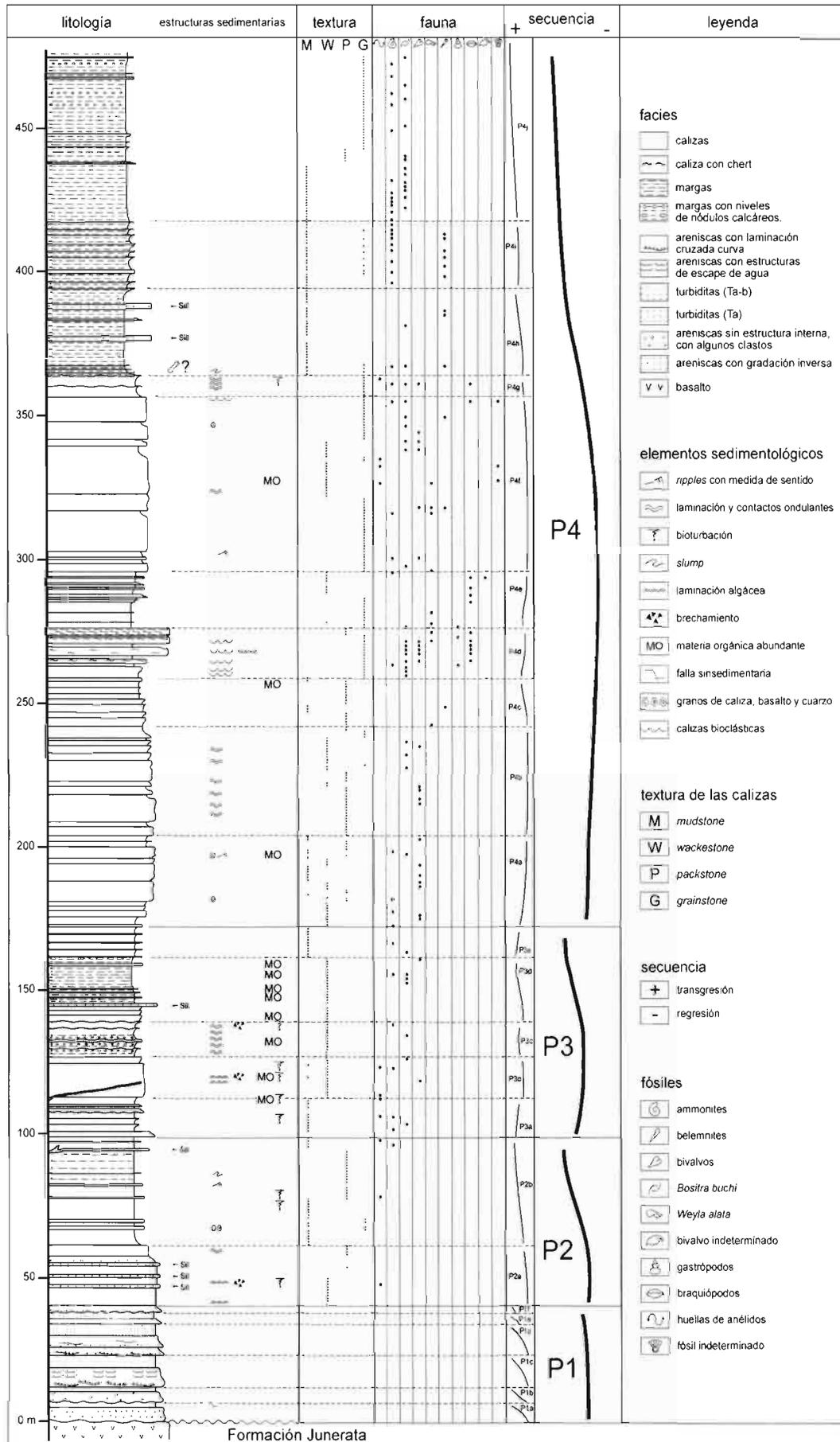


Fig. 6. Columna estratigráfica de la Formación Pelado, levantada en el Cerro Palquilla

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 Huanuane 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 Incapuquio. Esta notable disminución de espesor indica que la cuenca profundizaba marcadamente hacia el suroeste y sugiere que el sistema de fallas Incapuquio 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. *obusum*, que indican el Sinemuriano inferior (Salinas, 1985).
- En su parte media los ammonites *Cruciloboceras* (*Metadoceras*) cf. *venarensis* (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 *Dactyloceras* (*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 Dactyloceratidae e Hildoceratidae. En conjunto

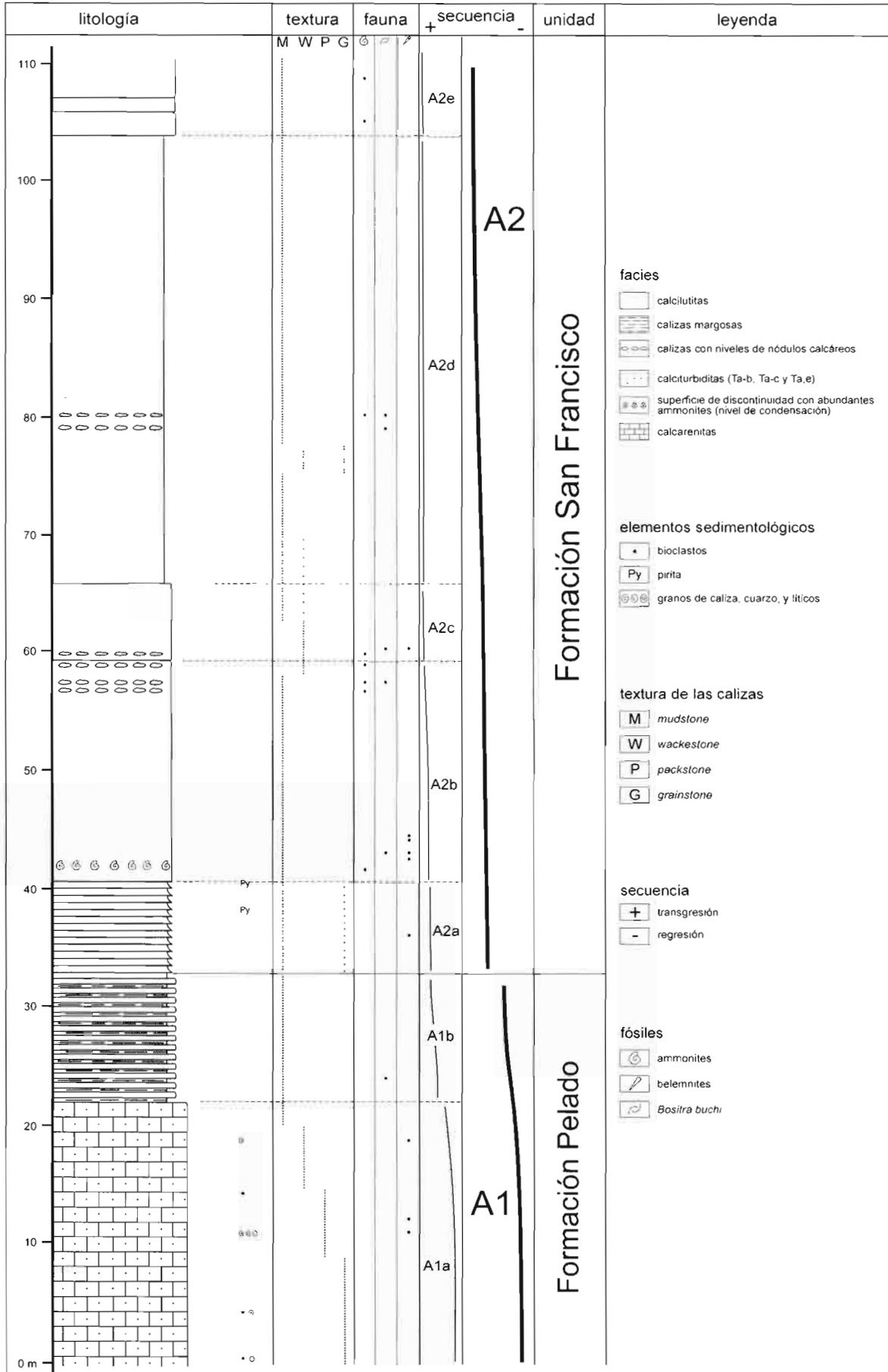


Fig. 7: Columna estratigráfica levantada en la quebrada Ammos (km 51 de la carretera Tacna-Palca-Colpa-Bolivia)

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 Incaquiquio. 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 (caliculititas 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 calcilititas, 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 *Catulloceras* 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, *Cyloceras* (?) n. sp., *Sphaerocoeloceras brochii*formae 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*, *Hannatoceras* 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).

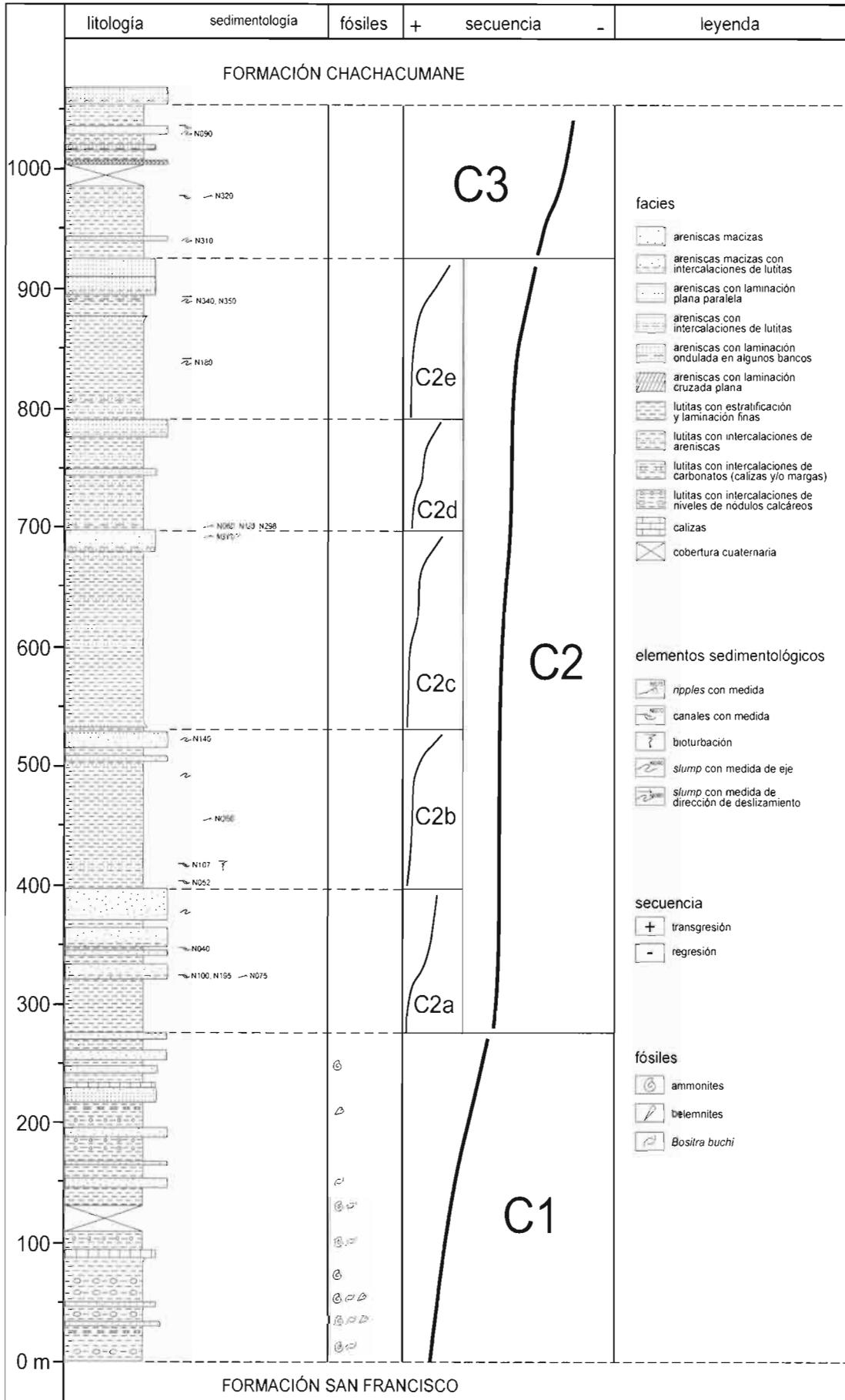


Fig. 8: Columna estratigráfica de la Formación Ataspaca, levantada en la quebrada Cuviri

Cabe subrayar que la superficie de condensación que se desarrolló en el Toarciense 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 (Toarciense superior - Batoniano superior) se correlaciona en parte con las formaciones Socosani (Toarciense 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., *Xenocephalites* 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 Incaquiujo 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 pelecípodo *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-

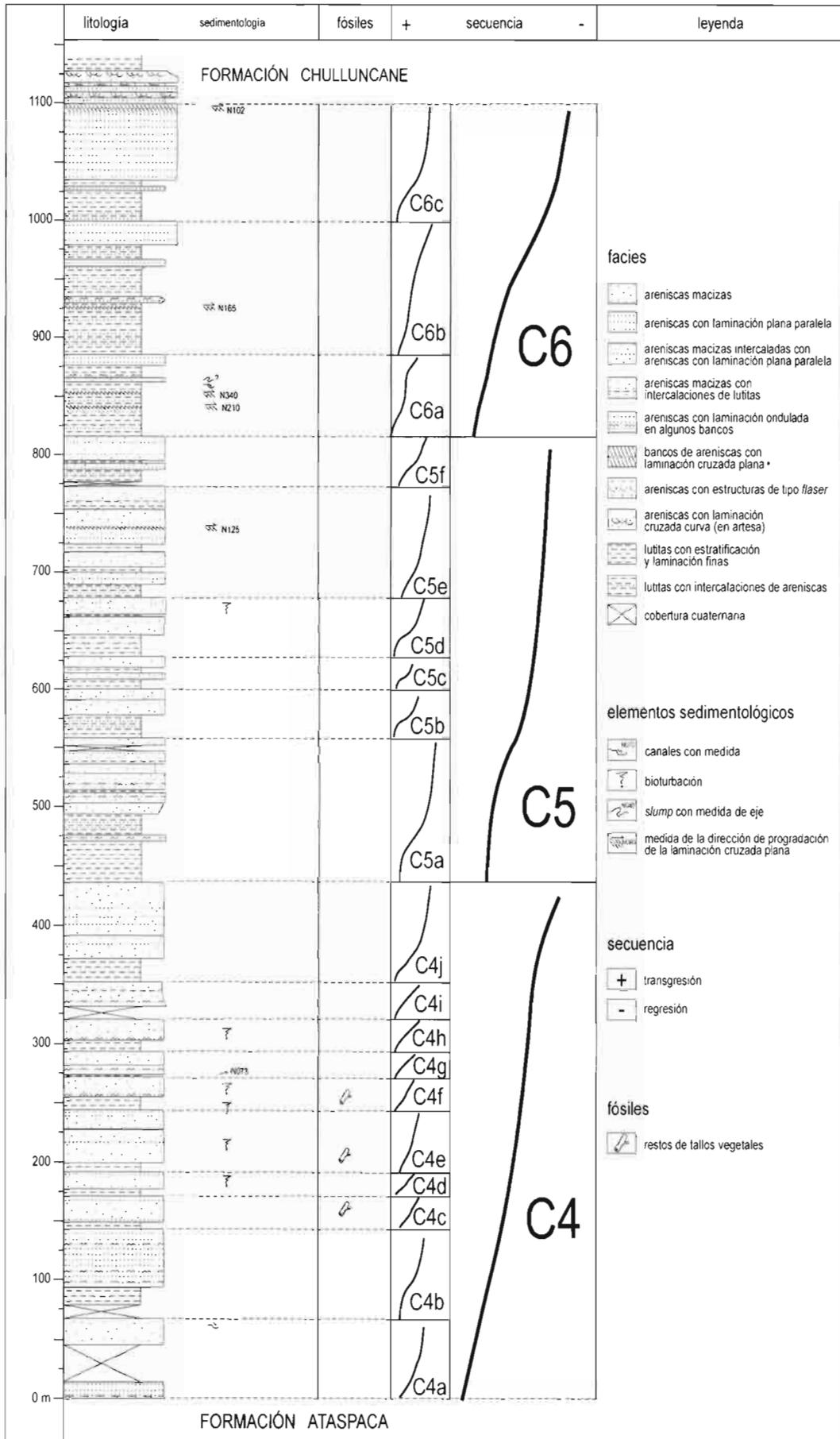


Fig. 9: Columna estratigráfica de la Formación Chachacumane levantada en la quebrada Cuviri

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 ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$) 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 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 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 & 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.

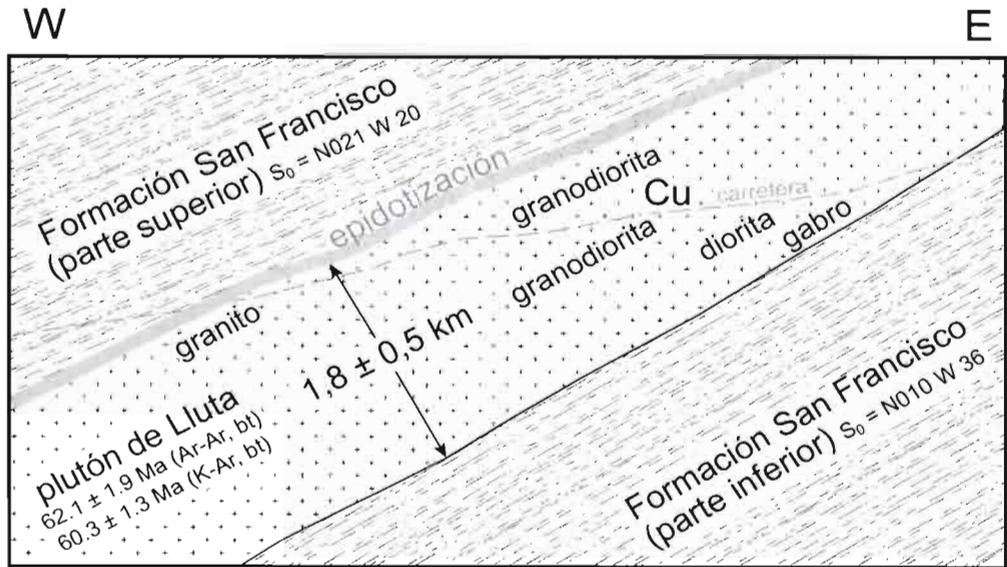


Fig. 11: Esquema paleotectónico (sin escala) durante el Devoniano?-Misisipiano, donde se ilustra el inicio de un proceso de adelgazamiento litosférico, generando un rift incipiente.

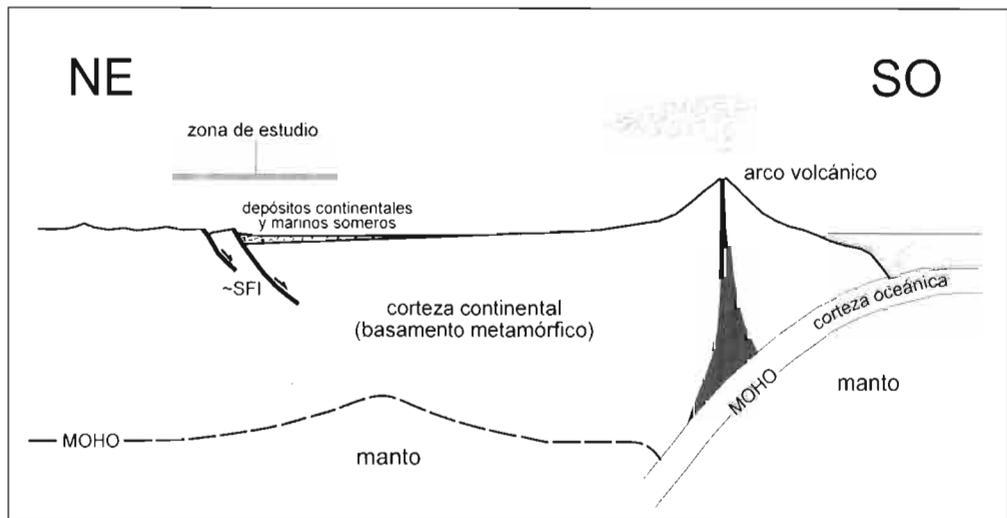
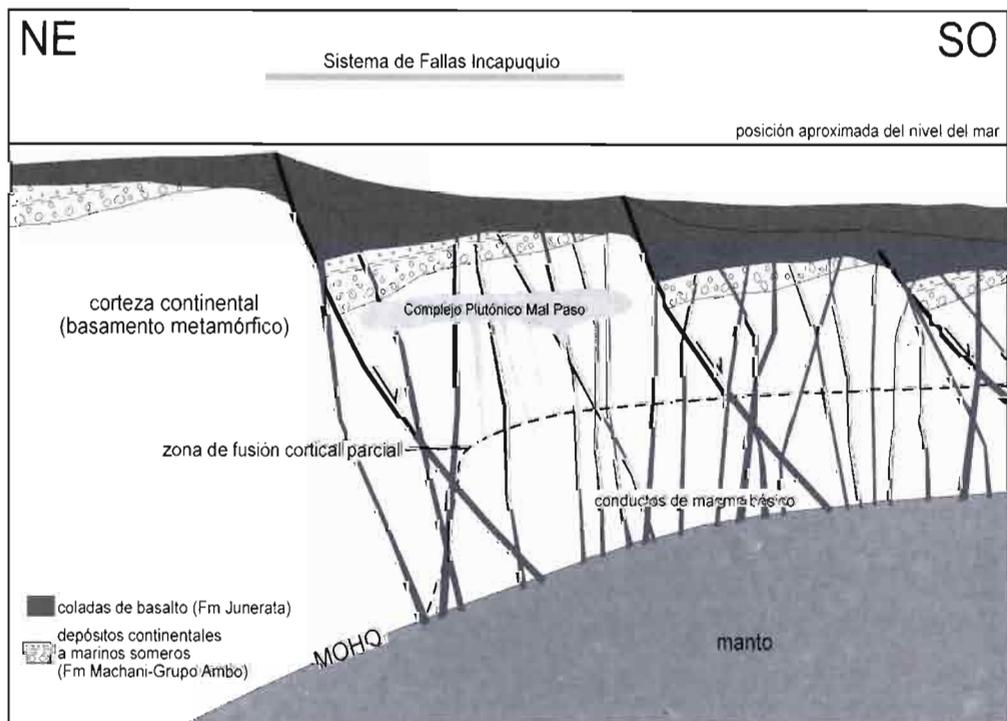


Fig. 12: Esquema paleotectónico (sin escala) durante el intervalo Pensilvaniano-Triásico. El voluminoso magmatismo básico (Fms Junerata y Chocolate) proviene de una fusión parcial del manto, sugiriendo un proceso de adelgazamiento litosférico así como la generación de una cuenca marginal en una zona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

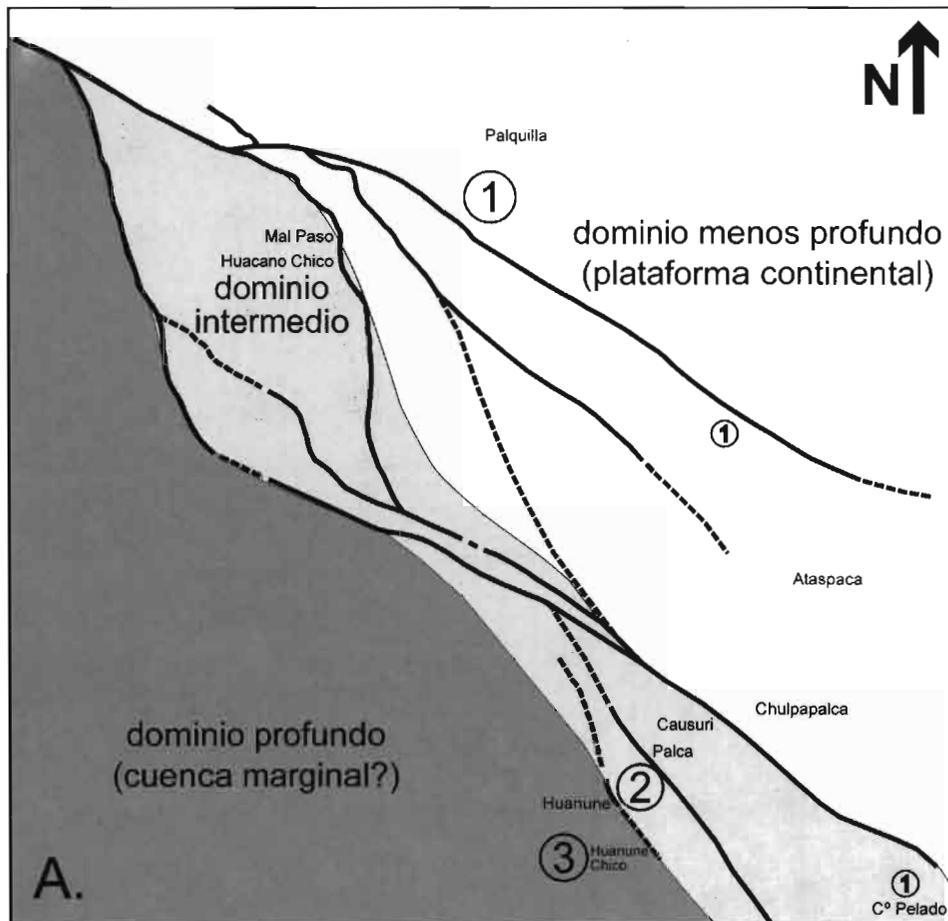
Formación Junerata, se propone que el inicio del proceso distensivo ocurrió en el Paleozoico superior (Devoniano? o Misisipiano), es decir que el Grupo Ambo y la Formación Machani representan la etapa inicial del *rifting* (Fig. 11) evidenciado por la Formación Junerata.

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 Incaquiquio (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



① sección estudiada ① sección con facies y espesor similar a la estudiada / fallas del SFI

Chart B shows the variation of facies and thicknesses across the formations Pelado, San Francisco, and Junerata from southwest (SO) to northeast (NE). The legend identifies rock types: chert estratificado y areniscas muy finas (green), calciturbiditas (dark green), margas y calcilititas (hatched), calizas (light blue), conglomerados y areniscas (dark blue), and basaltos (purple). The vertical scale on the right indicates thickness in meters (0 to 450). The horizontal scale at the bottom indicates a distance of 9 km. Section lines 1, 2, and 3 are marked, corresponding to C° Palquilla, Q° Ammos, and C° Huanune. Red lines indicate the faults of the SFI system. A note indicates the 'sentido de disminución de los espesores formacionales y del tamaño promedio de grano' (direction of decrease in formation thickness and average grain size) from SO to NE.

Fig. 13: A. Parte de la cuenca estructurada por la distribución del Sistema de Fallas Incapucquio, 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 Incapucquio (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 Toarciense 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 neotónica (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 - Toarciense 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

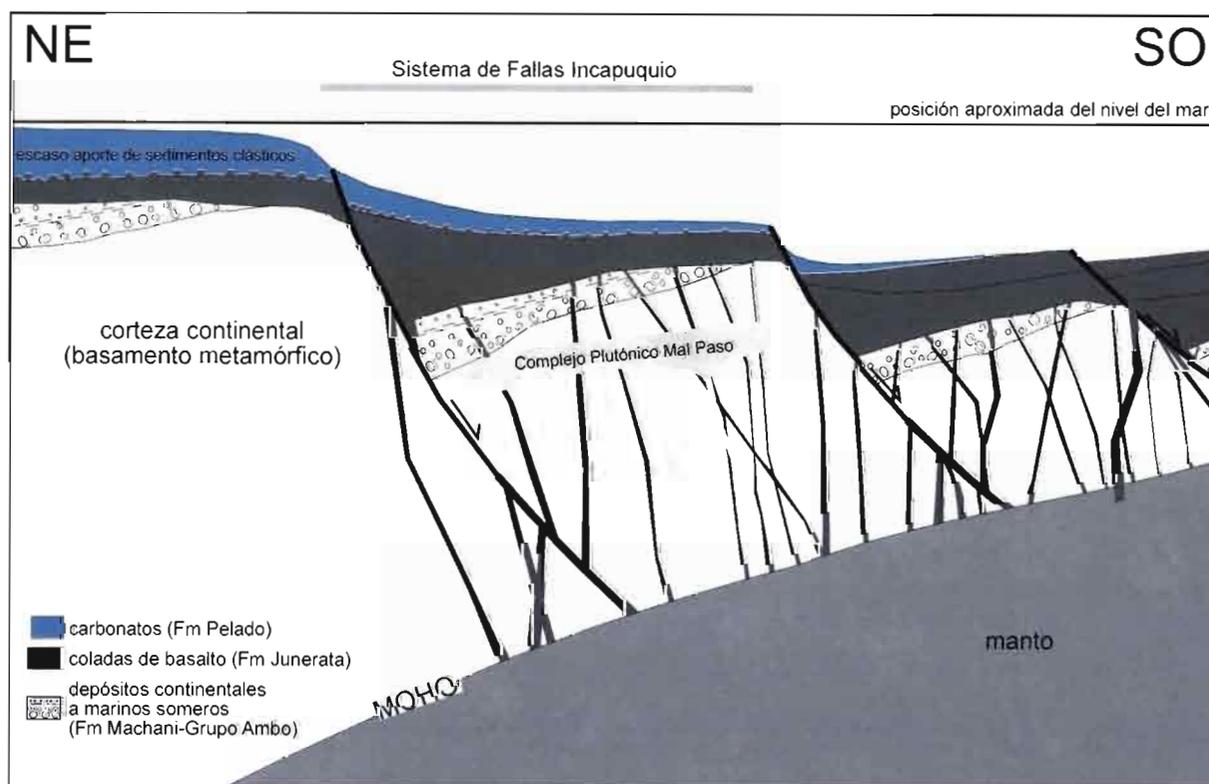


Fig. 14: Esquema paleotectónico (sin escala) durante el intervalo Sinemuriano-Toarciense medio, marcado por una profundización progresiva de la cuenca (Formación Pelado).

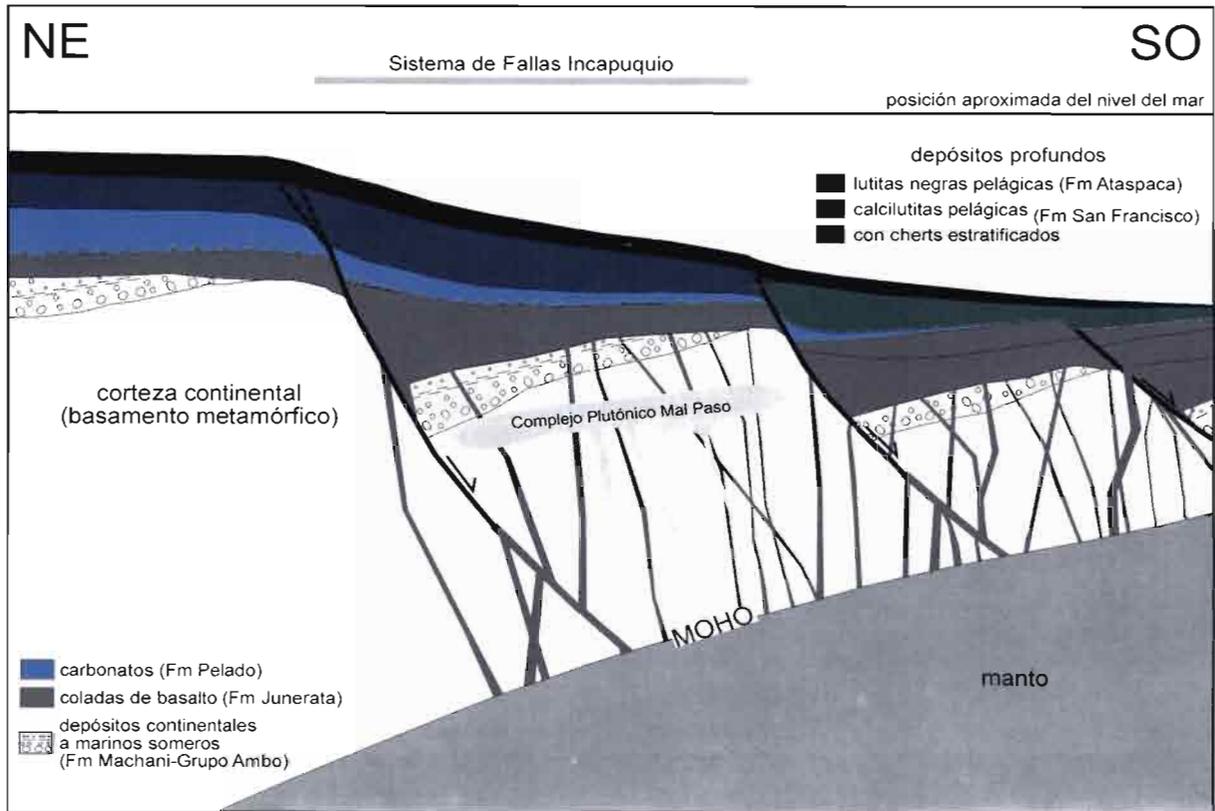


Fig. 15: Esquema paleotectónico (sin escala) durante el intervalo Toarciense superior-Caloviano inferior, el cual correspondió al estado de máxima profundidad de la cuenca

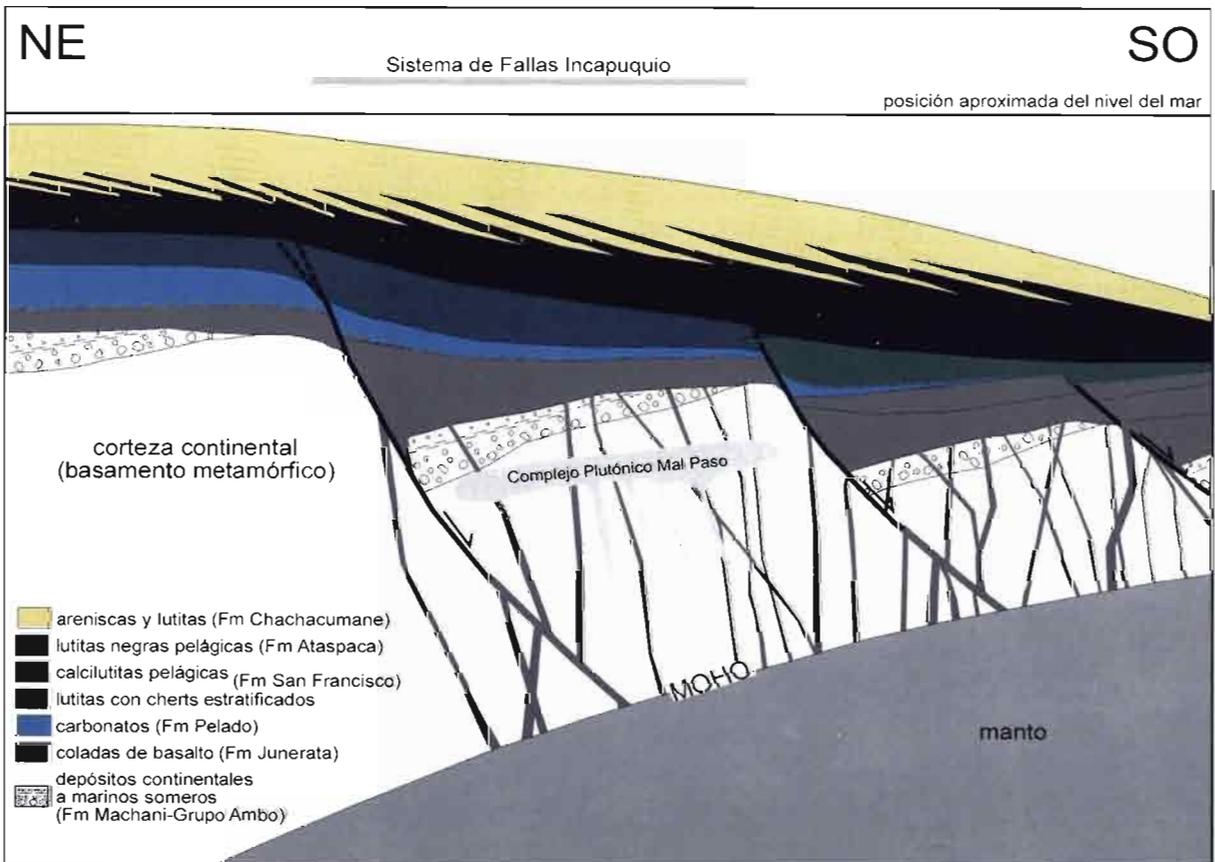


Fig. 16: Esquema paleotectónico (sin escala) durante el intervalo Caloviano medio-Valanginiano, ilustrando la somerización de la cuenca por progradación de facies arenosas deltaicas y/o de anteplaya sobre facies pelágicas

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.

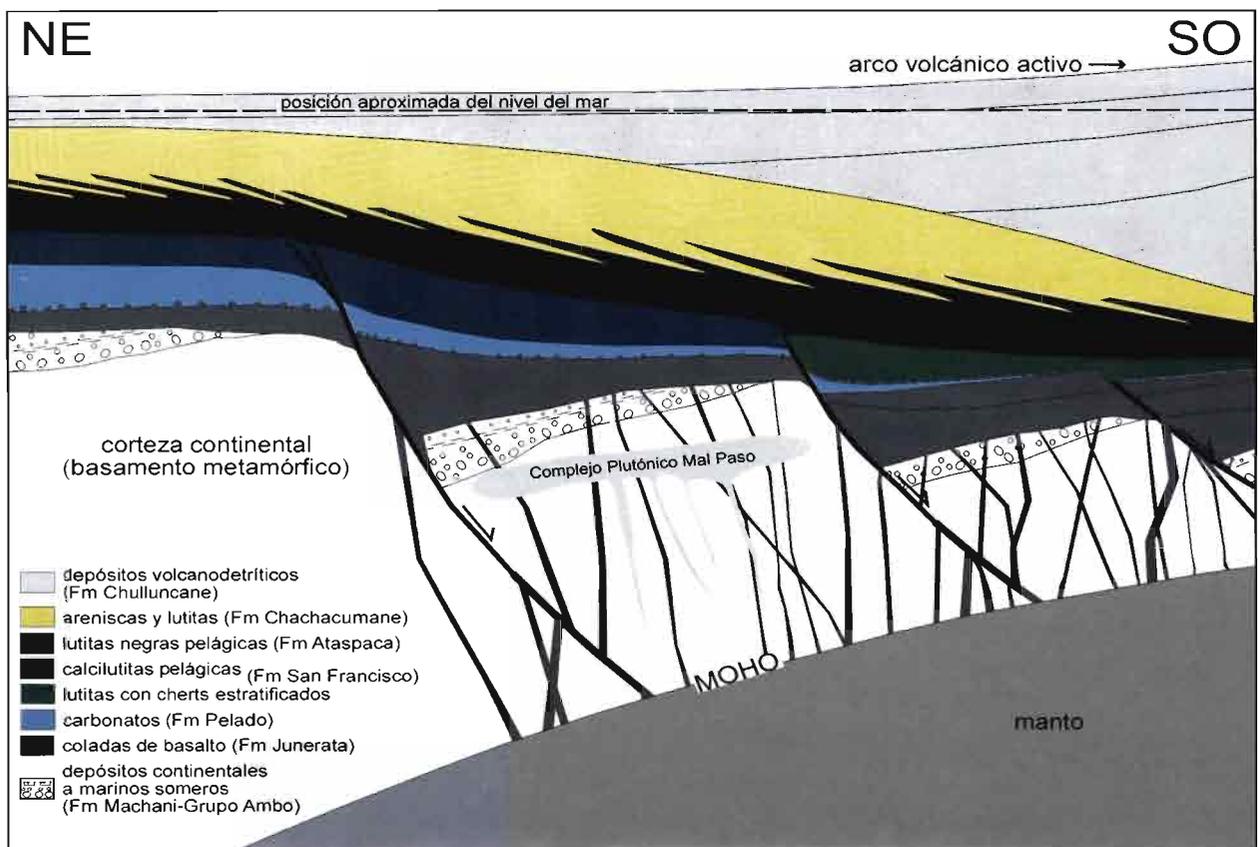


Fig. 17: Esquema paleotectónico (sin escala) a partir del Hauteriviense, marcado por el desarrollo de un arco volcánico en las vecindades de la zona de estudio

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 clásica 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 Bajociaco 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.
- ALVAREZ P., GIAMBLIAGI I., 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. H., 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 Incapuquio. 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., ELMI 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. I: 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., Reinmund, 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.