

Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en la Precordillera de la zona de Moquella, Tarapacá (19°15'S, norte de Chile)

Luisa Pinto

Departamento de Geología, Universidad de Chile,
Correo 21, Casilla 13518, Santiago, Chile
lpinto@ing.uchile.cl

Gérard Hérail

IRD, LMTG, 14 Avenue Edouard Belin, 31400, Toulouse, Francia
Dirección actual: Departamento de Geología, Universidad de Chile,
Correo 21, Casilla 13518, Santiago, Chile
gherail@paris.ird.fr

Reynaldo Charrier

Departamento de Geología, Universidad de Chile,
Correo 21, Casilla 13518, Santiago, Chile
rcharrie@ing.uchile.cl

RESUMEN

En el norte de Chile (18-20°S), el borde occidental del alto Plateau andino (Altiplano) fue alzado por un sistema de fallas inversas de alto ángulo y pliegues asociados. Este se desarrolló a lo largo de la Precordillera, que corresponde a la unidad morfoestructural que conecta al Altiplano, al este, y la Depresión Central, al oeste. En la zona de Moquella (19,3°S), ese sistema estructural está representado por una flexura (Flexura Moquella) y depósitos sintectónicos asociados. Esta flexura fue causada por una falla inversa, ciega y con vergencia al oeste, que estuvo activa, al menos, entre los 21 Ma y 16 Ma. Acomodó un total aproximado de 700 m del alzamiento del borde occidental del Plateau andino, contribuyendo de esta manera a casi un 20% de su alzamiento. Los depósitos sintectónicos, de 300-400 m de espesor, corresponden a una sucesión sedimentaria y volcánica neógena, denominada Formación Latagualla, expuesta en la Depresión Central hasta el borde occidental de la Precordillera. Esta formación registró parte de la deformación y la erosión neógena del borde occidental del Plateau andino a esta latitud. Las evidencias de su carácter sintectónico corresponden a su geometría en estratos de crecimiento asociados a la flexura. Además, sobre el eje de la Flexura Moquella se produjeron deslizamientos de grandes dimensiones que también han sido reconocidos más al norte, en Arica, indicando ser un fenómeno característico de este borde de los Andes.

Palabras claves: Depresión Central, Precordillera, Norte de Chile, Neógeno, Flexura, Depósitos sintectónicos, Alzamiento del Plateau andino.

ABSTRACT

Syntectonic sedimentation associated with Neogene structures in the Precordillera of Moquella Zone, Tarapacá (19°15'S, northern Chile). In northern Chile (18-20°S), the western border of the high Andean Plateau (Altiplano) was uplifted by high-angle thrust faults and associated folds. These developed along the Precordillera, which is the morphostructural unit that connects the Andean Plateau, to the east, with the Central Depression, to the west. In the area of Moquella (19,3°S), this structural system is represented by a flexure (Moquella Flexure) and associated

syntectonic deposits. The flexure was caused by a blind west-vergent thrust-fault which remained active, at least, between 21 Ma and 16 Ma. It accommodated approximately 700 m of the uplift of the western edge of the Andean Plateau, thereby contributing to 20% of the total uplift. The syntectonic deposits are represented by a 300-400 m thick, Neogene sedimentary and volcanic succession, referred to as Latagualla Formation, exposed in the Central Depression and extending up to the western border of the Precordillera. Part of the Neogene deformation and erosion of the western border of the Andean Plateau was recorded by deposits of this formation. The syntectonic trait of Latagualla Formation is evidenced by growth strata geometries associated with the flexure. In addition, large-scale landslides occurred along the flexural axis, being widely recognized also northward at the latitude of Arica, suggesting a regional extent for these phenomena.

Key words: Central Depression, Precordillera, Northern Chile, Neogene, Flexure, Syntectonic deposits, Uplift of Andean Plateau.

INTRODUCCIÓN

En este artículo se analiza la evolución de la amplificación de un pliegue relacionado a una falla en niveles superficiales de la corteza, cuyo estudio se puede realizar debido a la existencia de sedimentación contemporánea con la deformación compresiva (estratos de crecimiento) y la cual registra el desarrollo del pliegue (Riba, 1973, 1976a, b; Ford *et al.*, 1997). En tal marco, los autores analizaron la Flexura Moquella, situada en la Precordillera de la región de Tarapacá, en el norte de Chile (Fig. 1), que se amplificó sincrónicamente con la acumulación de sedimentos continentales y rocas volcánicas del Oligoceno Superior-Mioceno Superior. El pliegue se encuentra espectacularmente expuesto debido a la profunda incisión de las quebradas actuales que disectan la Precordillera andina de la región de Tarapacá.

La altura promedio del relieve en el norte de Chile cambia en apenas 20 km, desde 1.200 m en la Depresión Central, entre Iquique y Arica, hasta 4.000 m s.n.m. en el borde occidental del Altiplano

s./l. (Isacks, 1988; Fuenzalida 1965) (Fig. 1). Este cambio morfológico estuvo acompañado por el desarrollo de un sistema de fallas y pliegues de vergencia hacia el suroeste que conforman el borde occidental de la Precordillera y se extienden desde Putre hasta Altos de Pica (Fig. 1). En la zona de Moquella (Fig. 2), este sistema está representado por una flexura regional de orientación N20°W: la Flexura Moquella (Muñoz y Sepúlveda, 1992; Pinto, 1999). El propósito en este trabajo es describir la geometría de la Flexura Moquella y los depósitos sintectónicos asociados, analizar la cronología de los eventos de deformación, y discutir sus implicancias para la evolución tectónica neógena y el alzamiento del margen occidental de la Cordillera de los Andes a esta latitud. Para sustentar el análisis, los autores se apoyaron en datos estructurales y estratigráficos detallados de terreno (columnas estratigráficas, perfiles y un mapa representativo de las estructuras de crecimiento preservadas).

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La Región de Tarapacá, se caracteriza por la ocurrencia de una potente sucesión de rocas sedimentarias y volcánicas neógenas que cubren en discordancia a lavas, rocas sedimentarias marinas y continentales e intrusivos mesozoicos. Estas afloran en la Precordillera (*e.g.*, Formación Livilcar, Formación Cerro Empexa: Galli, 1957; Muñoz *et al.*, 1988; Muñoz y Charrier, 1993; Tomlinson *et al.*, 2001); Depresión Central (Formación Suca: Cecioni

y García, 1960; García, 2001) y Cordillera de la Costa (*e.g.*, Formaciones Atajaña, Los Tarros y Camaraca: Cecioni y García, 1960; Salas *et al.*, 1966; García, 2001; Wörner *et al.*, 2001) (Fig. 1).

Entre Arica e Iquique la Depresión Central presenta un relleno neógeno con un espesor de hasta 1.000-1.500 m de espesor (Victor *et al.*, en prep.) Este incluye una sucesión sedimentaria y volcánica continental que se acuña hacia el oeste y se dispo-

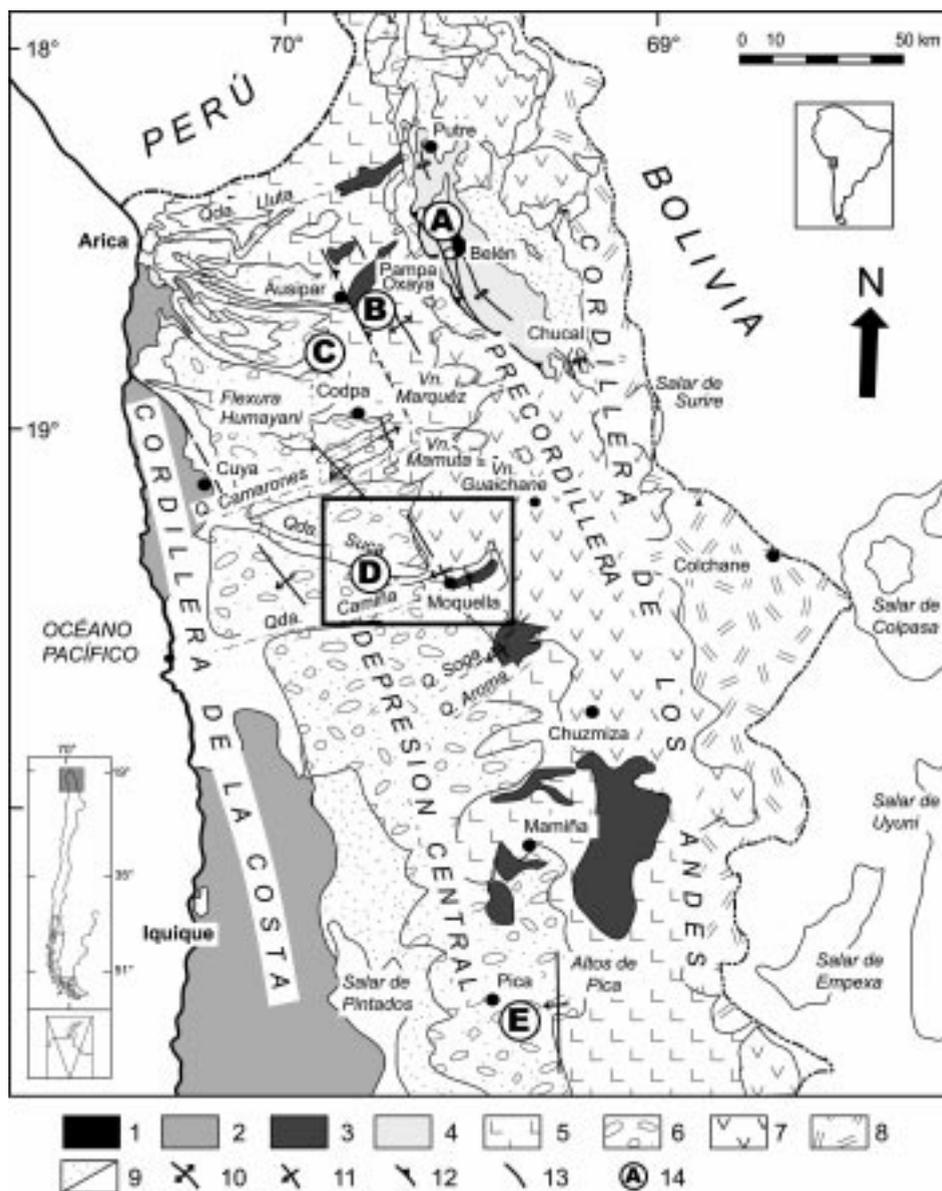


FIG. 1. Marco geológico de la Región de Tarapacá. El recuadro señala la zona de este estudio (basado en trabajos de García *et al.*, 1996, 2001; Naranjo y Paskoff, 1985; Pinto, 1999; Parraguez, 1998; Farías, 2003; Víctor y Oncken, 1999; Salas *et al.*, 1966). 1- Basamento metamórfico de probable edad Paleozoico Inferior; 2- substrato mesozoico costero; 3- substrato mesozoico precordillerano; 4- Formaciones Azapa, Lupica y Chucal (Oligoceno Superior a Mioceno Inferior); 5- Formaciones Oxaya y Altos de Pica (Oligoceno Superior a Mioceno Inferior); 6- Formaciones Joracane, Huaylas y El Diablo (Mioceno Medio a Plioceno); 7- cadena volcánica andesítica (Mioceno Medio a Superior); 8- arco volcánico actual; 9- depósitos sedimentarios cuaternarios: lacustres, aluviales y salinos; 10- anticlinal. 11- flexura; 12- falla inversa; 13- fracturas tensionales; 14- localización de las columnas estratigráficas mostradas en la figura 3.

ne discordantemente sobre el substrato mesozoico en el borde oriental de la Cordillera de la Costa (Salas *et al.*, 1966; García, 2001). Esta sucesión también se acuña hacia el este, sobre el Mesozoico y depósitos volcánicos miocenos expuestos en la

Precordillera andina (Muñoz *et al.*, 1988; Muñoz y Charrier, 1993; Parraguez, 1998; Pinto, 1999; Víctor y Oncken, 1999; Víctor, 2000; Víctor *et al.*, en prep.). En la zona de Arica la sucesión neógena incluye, de base a techo, a la Formación Azapa (Salas *et al.*,

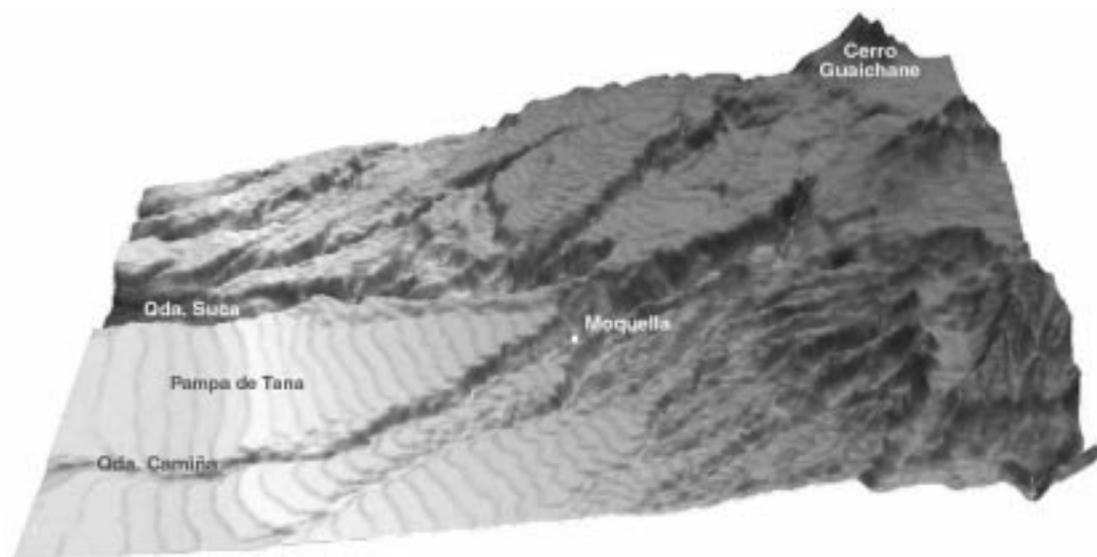


FIG. 2. Modelo numérico del terreno de la zona de Moquella. Vista hacia el norte. La zona está comprendida entre los 413 y 473 km-E y los 7844 y 7884 km-N (UTM), centrada en las coordenadas 19°15'S / 69°30'W.

1966) a la cual García (2001) asignó una edad oligocena inferior a media, la Formación Oxaya (Montecinos, 1963; Salas *et al.*, 1966) del Oligoceno Superior a Mioceno Inferior (García *et al.*, 1999b, 2000; García, 2001) y la Formación El Diablo (Tobar *et al.*, 1968) de probable edad Mioceno Medio a Superior (Pinto, 1999) (Fig. 3). En la zona de Pica, al noreste de Iquique, la sucesión neógena completa ha sido descrita bajo el nombre de Formación Altos de Pica (Galli y Dingman, 1962) y a ella se le asigna una edad miocena (Victor y Oncken, 1999; Victor, 2000; Victor *et al.*, en prep.) (Fig. 3).

Las sucesiones neógenas están afectadas, en la Precordillera por un sistema de fallas inversas y flexuras de vergencia al oeste y orientación N10°-20°W (Fig. 1). En la zona de Arica (18°20'-19°S) el sistema está representado por la Falla Ausipar (Salas *et al.*, 1966) y el Anticlinal de Oxaya, pliegue

por propagación asociado a la falla (Parraguez, 1998; García *et al.*, 1999a, García, 2001). Más al sur (19°20'S) se encuentra la Flexura Moquella (Pinto, 1999) y las flexuras de Aroma, Soga y Calacala (19°33'S; Farías, 2003; Farías *et al.*, 2003) y al este de Iquique, la Flexura Altos de Pica (20°30'S). La Flexura Moquella fue descrita, por primera vez por Muñoz y Sepúlveda (1992, Figs. 1 y 3), trabajo en el que también describieron, inmediatamente al norte de Moquella (zona de Miñimiñi), la ocurrencia de dos fallas inversas y un pliegue de vergencia oeste. Sin embargo, un análisis de las imágenes satelitales y fotografías aéreas junto a observaciones de terreno han revelado que éstas corresponden a estructuras superficiales generadas en el frente de un deslizamiento (Pinto, 1999), y que sólo la flexura tiene un carácter tectónico regional (Fig. 4).

ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE MOQUELLA

EL BASAMENTO MESOZOICO

El basamento de los depósitos neógenos en la zona de Moquella consiste en una sucesión sedimentaria continental formada por areniscas,

lutitas y conglomerados bien consolidados, de color pardo oscuro a rojizo y amarillento, con clastos volcánicos andesíticos e intercalaciones de andesitas. Estas rocas afloran en las quebradas Suca, Conigua y Camiña, al este de Moquella (Fig.

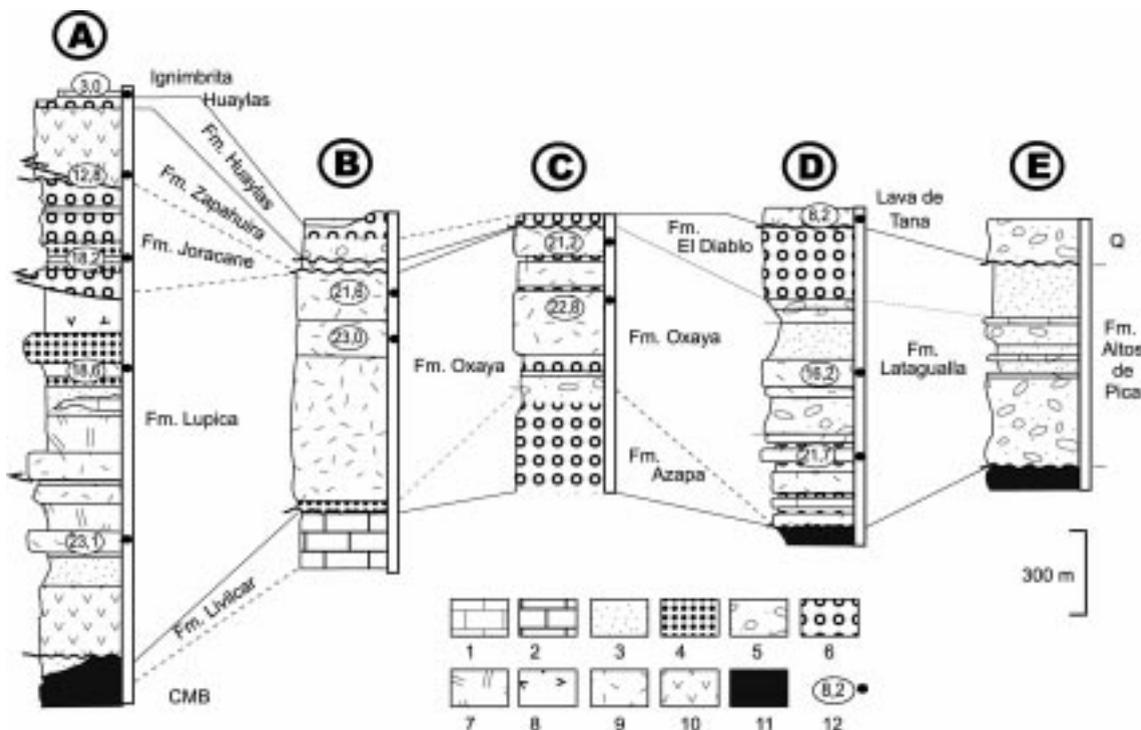


FIG. 3. Columnas estratigráficas generalizadas de las sucesiones neógenas de la Región de Tarapacá en el norte de Chile (modificado de Hérail *et al.*, en prep.; Pinto, 1999; y Galli y Dingman, 1962). La ubicación de las columnas se muestra en la figura 1. Símbolos: 1- calizas y mármoles lacustres; 2- calizas y mármoles marinos; 3- areniscas; 4- areniscas gruesas; 5- limolitas, areniscas y conglomerados; 6- conglomerados; 7- tufitas; 8- brecha piroclástica, lahar; 9- ignimbritas; 10- lavas andesíticas; 11- rocas paleozoicas y mesozoicas (CMB: Complejo Metamórfico de Belén); 12- edades radiométricas en millones de años.

4). Su base no está expuesta y su techo está cubierto por depósitos neógenos. La sucesión está deformada según suaves sinclinales y anticlinales e intruida por granodioritas y riolitas (F. Camus y R. Fam, 1971)¹. La unidad presenta la misma litología que la Formación Cerro Empexa, que aflora inmediatamente al sur, en la Precordillera del área de Chusmisa-Aroma (19°30'S, Galli, 1957; Tomlinson *et al.*, 2001). Una datación U-Pb (circón) en una toba intercalada en esta formación indicó una edad de 72 Ma (Cretácico Superior) (A. Tomlinson, comunicación escrita, 2003). Estos antecedentes parecen indicar que la sucesión que aflora en la quebrada Camiña correspondería a afloramientos de la Formación Cerro Empexa y tendría, como ella, una probable edad cretácica superior.

LOS DEPÓSITOS NEÓGENOS

Los depósitos neógenos de la zona de Moquella

corresponden a una sucesión sedimentaria volcano-detritica bien estratificada y con suave manteo al suroeste, que presenta intercalaciones de ignimbritas, y se dispone, en discordancia angular y de erosión sobre la Formación Cerro Empexa. En este trabajo proponemos denominarla como Formación Latagualla, cuya columna tipo se encontraría en la localidad de Suca. La formación puede ser dividida en cuatro miembros (Fig. 5) que se depositaron en ambiente de abanicos aluviales, dentro de los cuales se reconocen, de este a oeste, las zonas de cabecera, cuerpo y pie (en el sentido de Colombo, 1989). Estas zonas se pueden observar, principalmente, en los Miembros 2, 3 y 4 mejores expuestos. La zona proximal (cabecera), zona intermedia (cuerpo) y zona distal (pie) de los abanicos se describen en referencia a su ubicación (lejanía o cercanía) respecto de la Flexura Moquella (Fig. 6a y b).

El Miembro 1 (basal) corresponde a una suce-

¹1971. Programa de exploración de yacimientos tipo 'Porphyry Copper': prospectos Camiña y Quebrada Munujna, No. 0279. (Inédito), *Instituto de Investigaciones Geológicas*, 22 p. Santiago.

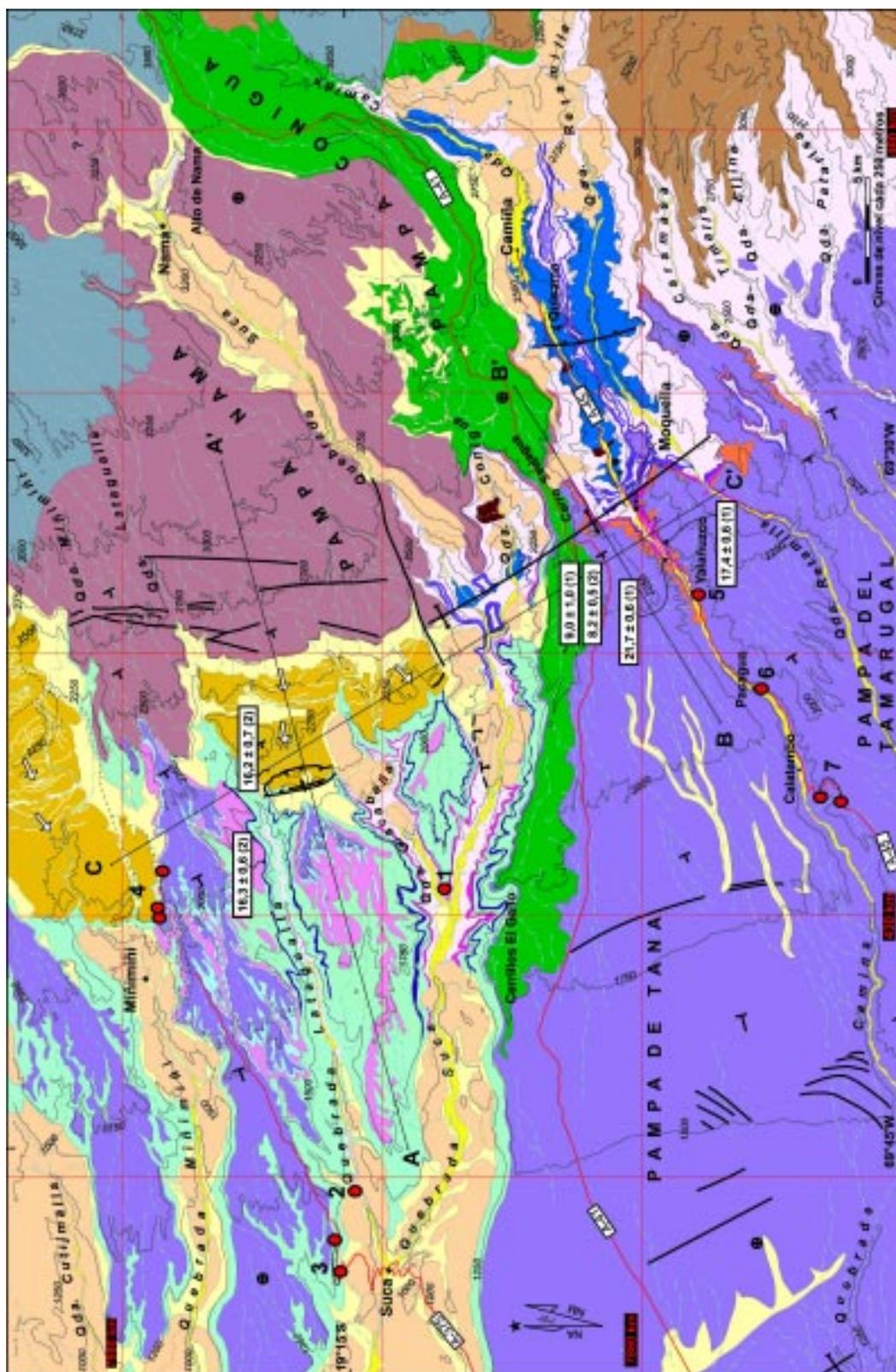
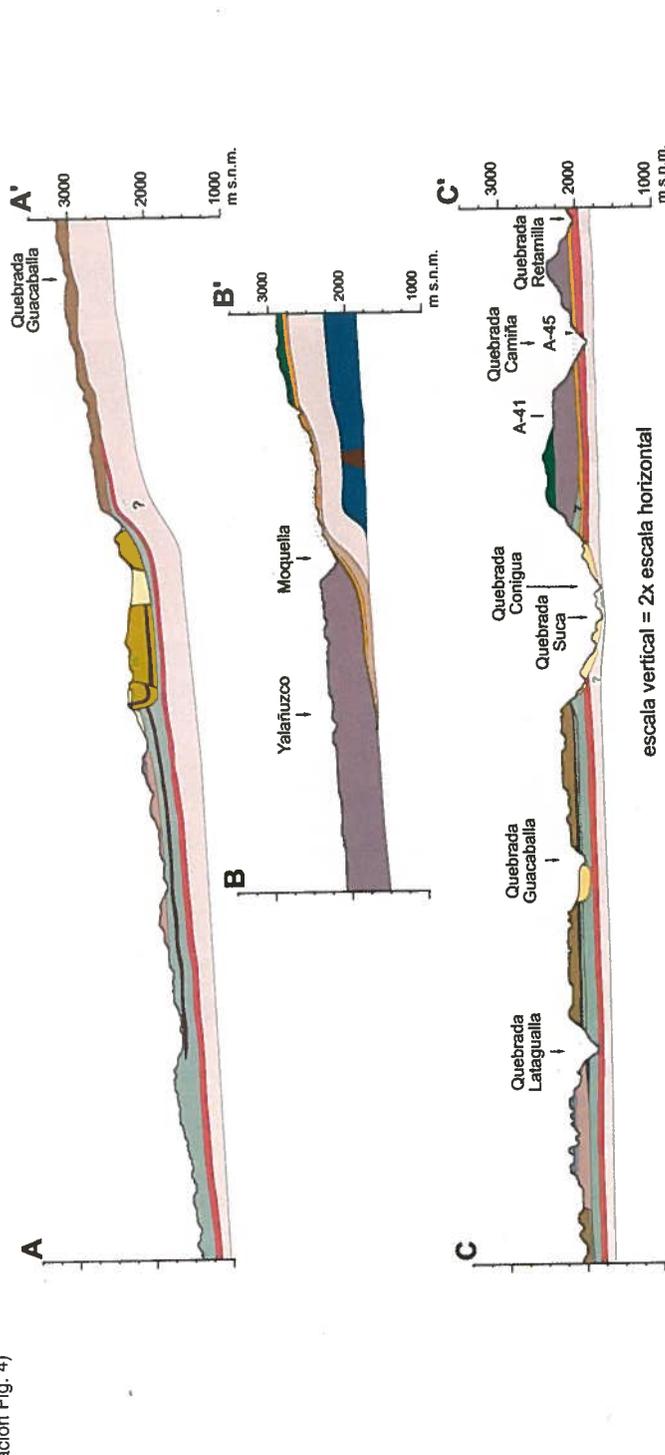


FIG. 4. Mapa y perfiles geológicos del borde occidental de la Precordillera en la zona de Moquegua (modificado de Pinto, 1999).

(continuación Fig. 4)



Depósitos aluviales, coluviales y deslizamientos

- Depósitos aluviales
- Sedimentos acumulados en planicies, al borde de escarpes y asociados a deslizamientos
- Bloques deslizados en laderas de quebradas profundas

Complejos volcánicos (Mioceno Medio a Mioceno Superior)

- Lava de Tana: Colada andesítica en la Pampa de Tana y Pampa Conigua
- Lavas andesíticas de centros volcánicos nororientales (Complejo Volcánico Mamuta - Guacichane)
- Lavas andesíticas de centros volcánicos orientales (Sierra Tolompa, Cerro Pavitanes)

Formación Latagualla (Oligoceno Superior a Mioceno Superior)
(= Formación Altos de Pica, Gaili y Dingman, 1962)

- Miembro 4
- Conglomerados y areniscas conglomerádicas con intercalaciones de fangolitas

Miembro 3
Conglomerados pumicíticos (nivel regional amarillo y rojo)

Miembro 2
Areniscas medias a gruesas grises oscuras

Miembro 1
Ignimbrita Nama
vitrófiro de Igr. Nama (= "Ignimbrita Tarapacá")

Miembro 0
Conglomerados, areniscas y fangolitas

Miembro 3
Conglomerados pumicíticos (nivel regional amarillo y rojo)

Miembro 2
Areniscas medias a gruesas grises oscuras

Miembro 1
Ignimbrita Nama
vitrófiro de Igr. Nama (= "Ignimbrita Tarapacá")

Miembro 0
Conglomerados, areniscas y fangolitas

Miembro 3
Conglomerados pumicíticos (nivel regional amarillo y rojo)

Miembro 2
Areniscas medias a gruesas grises oscuras

Miembro 1
Ignimbrita Nama
vitrófiro de Igr. Nama (= "Ignimbrita Tarapacá")

Miembro 0
Conglomerados, areniscas y fangolitas

Formación Cerro Empexa (Cretácico superior)
(Gaili y Dingman, 1962)

- Intrusivos granodioríticos y riolíticos
- Conglomerados, areniscas y lutitas de componentes volcánicos, y andesitas

Rumbo y manteo de estratos

-
 Flexura y pliegue anticlinal
-
 Falla Inversa
-
 Falla normal isoclinal menor
-
 Fracturas, fallas menores y lineamientos
-
 Dirección de flujo de deslizamientos
-
 Bloques de grandes dimensiones deslizados sobre el eje de la flexura, con pliegues superficiales
-
 Ubicación de columnas estratigráficas
-
 Ubicación de secciones geológicas

Dataciones (edad en Ma):

- 1) Morfimer et al., 1974 (edades recalculadas por Narajo y Paskoff, 1985)
- 2) Muñoz y Sepúlveda, 1992

Camino principal

Sendero o huella

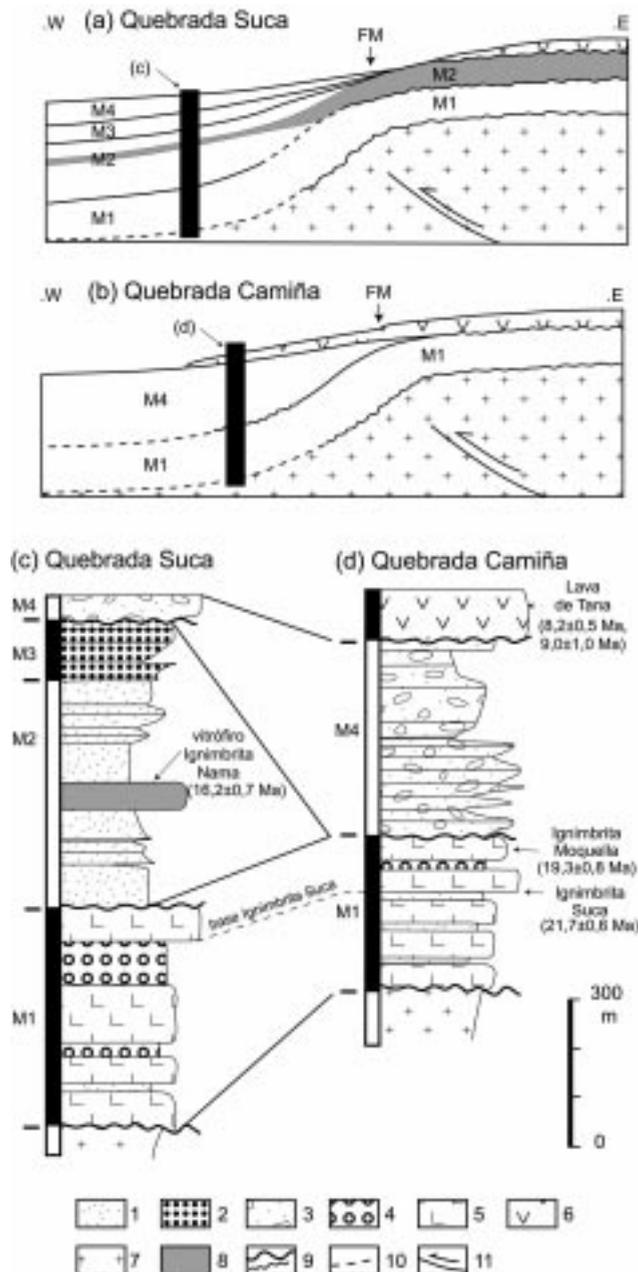


FIG. 5. **a-** y **b-** Perfiles esquemáticos E-W que muestran la relación estratigráfica entre los Miembros: 1 (M1), 2 (M2), 3 (M3) y 4 (M4) de la Formación Latagualla en el sector norte (**a**) y en el sector sur (**b**) de la zona de estudio. **c-** y **d-** Columnas estratigráficas generalizadas de la zona al oeste de la Flexura Moquella (FM): **c-** Sector de quebrada Suca; **d-** Sector de quebrada Camiña. Simbología esquemática y estratigráfica: 1- areniscas y fangolitas con estratificación plana y con paleocanales rellenos de conglomerados de clastos polimícticos; 2- areniscas y conglomerados con estratificación plana; 3- conglomerados de clastos andesíticos, con estratificación plana difusa y abundantes paleocanales e intercalación de areniscas; 4- conglomerados de clastos polimícticos; 5- ignimbritas cineríticas y pumiciticas; 6- lava andesítica de la cubierta del Mioceno Superior (Complejo Volcánico Mamuta-Guaichane); 7- substrato mesozoico (Formación Cerro Empexa); 8- ignimbritas soldadas; 9- discordancia de erosión; 10- contactos no expuestos; 11- falla inversa ciega (inferida).

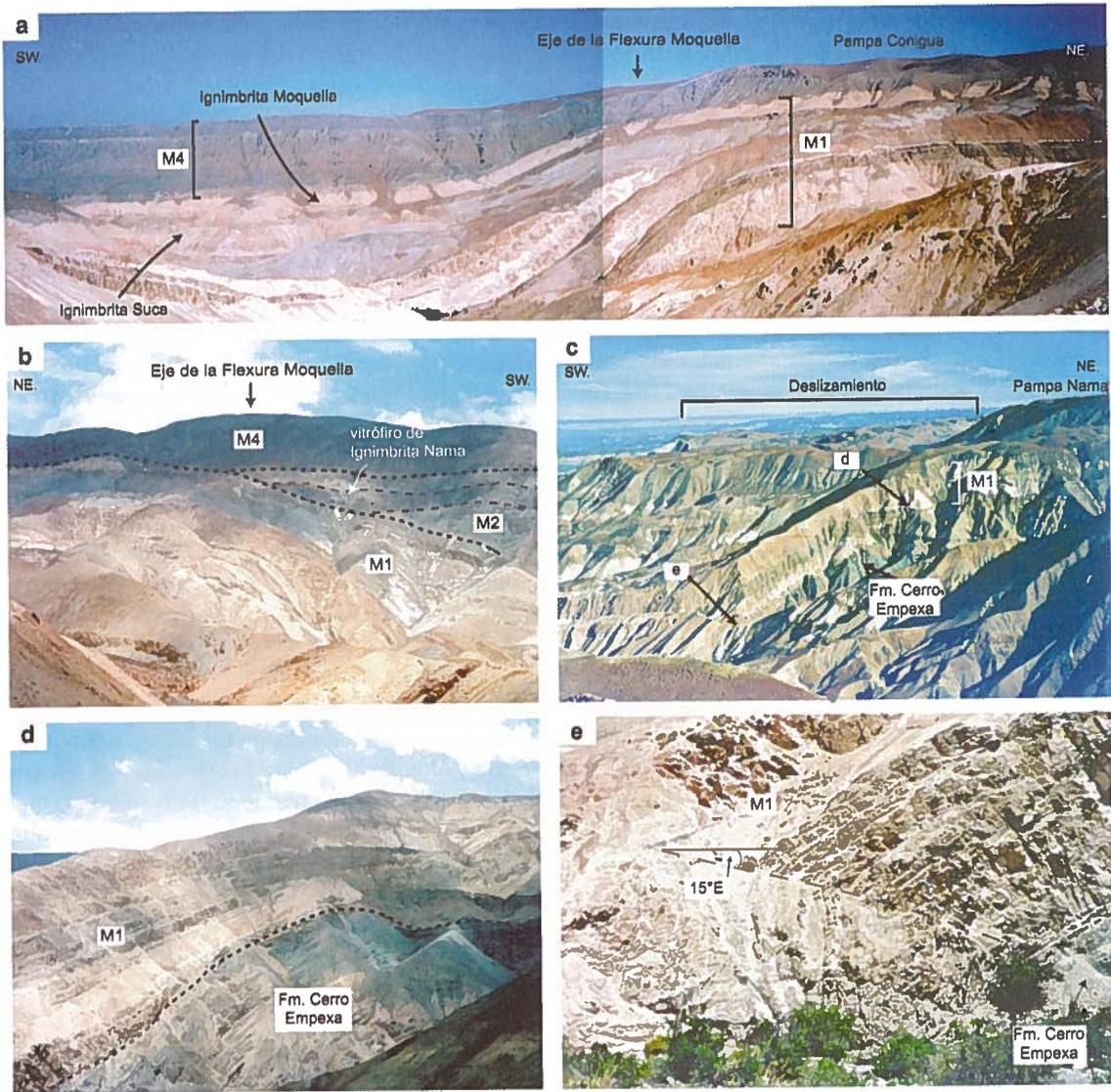


FIG. 6. Fotografías de la geometría de la Flexura Moquella y los miembros de la Formación Latagualla: **a-** vista hacia el norte de la Flexura Moquella en el sector de Moquella de la quebrada Camiña. **b-** vista hacia el sur de la Flexura Moquella desde la quebrada Suca. Las líneas gruesas de trazos indican el contacto entre los Miembros 1, 2 y 4. Además, se remarca con línea delgada de trazos la relación en 'onlap' del vitrófiro de la Ignimbrita Nama sobre la Ignimbrita Moquella, esta última plegada. **c-** vista hacia el NW de la prolongación hacia el norte de la Flexura Moquella, en el sector de confluencia de las quebradas Suca y Conigua, donde se destaca la zona afectada por un deslizamiento al sureste de Miñimiñi (Fig. 4). Se indica la ubicación de la fotografía en 6-d y 6-e. **d-** Detalle de la geometría en 'onlap' del nivel inferior del Miembro 1 sobre la Formación Cerro Empexa, la línea de trazos indica este contacto. **e-** Vista hacia el NW del pliegue 'chevrón' en el núcleo de la Flexura Moquella que afecta al Miembro 1. La línea delgada de trazos remarca el plano axial del pliegue, además se indica su inclinación. La línea gruesa de trazos indica el contacto entre el Miembro 1 y la Formación Cerro Empexa.

sión sedimentaria con potentes intercalaciones volcánicas, que pueden ser divididas en dos niveles que muestran una forma de cuña sedimentaria (en el sentido de Riba 1973, 1976a, b) (Fig. 6c y d). El

nivel inferior muestra una relación en 'onlap' sobre el substrato mesozoico (Figs. 6c, d y 7). Presenta un espesor constante al este del eje de la flexura, que aumenta gradualmente hacia el oeste. Este

nivel está expuesto en la parte baja de las quebradas, al norte del cerro Saujagua, entre Nama y la intersección de las quebradas Suca y Guacaballa (Fig. 4); más al sur aflora en las quebradas ubicadas al este de la Depresión Central (Fig. 4). Lavas andesíticas del Mioceno Medio-Superior (Seguel *et al.*, 1991) cubren gran parte de este nivel en Pampa Conigua (Fig. 4).

El nivel inferior, que alcanza un espesor máximo de *ca.* 400 m, está formado por conglomerados polimícticos (y, hacia la base, algunos niveles de areniscas), que constituyen bancos cuya potencia varía entre 5 y 100 m en Quebrada Suca, y 5 a 30 m al este de Moquella. Incluye, además, intercalaciones de ignimbritas de entre 20 y 100 m de espesor (Figs. 6a y 7). Las areniscas basales están bien estratificadas y consolidadas, presentan intercalaciones de fangolitas y se disponen en bancos de 10 cm a 1 m (Figs. 6e y 8a). Están compuestas de líticos volcánicos en una matriz cinerítica o arcillosa (esmectitas). Su asociación de facies es típica de las zonas proximal e intermedia de un sistema de abanicos aluviales. En la zona proximal, al este, abundan, en cambio, los conglomerados polimícticos de guijarros a bolones, de color verde pálido, matriz-soportados, bien consolidados, con un empaquetamiento apretado, que presentan una fábrica desordenada, de base plana irregular. Los clastos son subredondeados a redondeados, y la matriz cinerítica (Fig. 8b). Hacia el techo, los conglomerados son clasto-soportados y presentan un empaquetamiento suelto. En la zona intermedia se

reconocen areniscas con numerosos paleocanales rellenos de conglomerados (Fig. 9a) con orientación variable entre noroeste y suroeste (Fig. 4 y 9a). La presencia de conglomerados de guijarros a bolones, matriz-soportados, de fábrica desordenada y base plana, en la zona proximal, sugiere que estos fueron depositados como flujos de detritos (en el sentido de Collinson, 1998). Las areniscas y paleocanales en la zona intermedia indican el desarrollo de ríos trenzados. Las ignimbritas, de color variable entre rosado pálido a naranja pálido, corresponden a tobas cineríticas con pómez (8-50%) de 0,1 a 20 cm, líticos (riolitas, 1-25%, tobas 5-10%) y fenocristales (15-25%) de cuarzo, feldespato y biotita, en una matriz vítrea (35-70%).

El nivel superior, cuyo espesor varía entre *ca.* 70 y 100 m, aflora en la quebrada Camiña desde Quisama hasta Yalañuzco y, al norte del cerro Saujagua, desde la intersección de las quebradas Conigua y Suca hasta la localidad de Suca (Fig. 4). Cubre concordantemente y, localmente, en discordancia angular al nivel inferior (Fig. 7). Subyace en discordancia de erosión al Miembro 4 en la quebrada Camiña y está compuesto por dos ignimbritas (Suca y Moquella), separadas por un nivel de conglomerados clasto-soportados (Figs. 4 y 8b), que alcanza un espesor de *ca.* 10 a 30 m en la quebrada Camiña y de *ca.* 30 a 100 m en la quebrada Suca. La Ignimbrita Suca (Pinto, 1999), la más antigua y, de aproximadamente 70 m de espesor, corresponde a una toba cinerítica color rosado pálido con fenocristales (*ca.* 15%) de feldespato potásico,

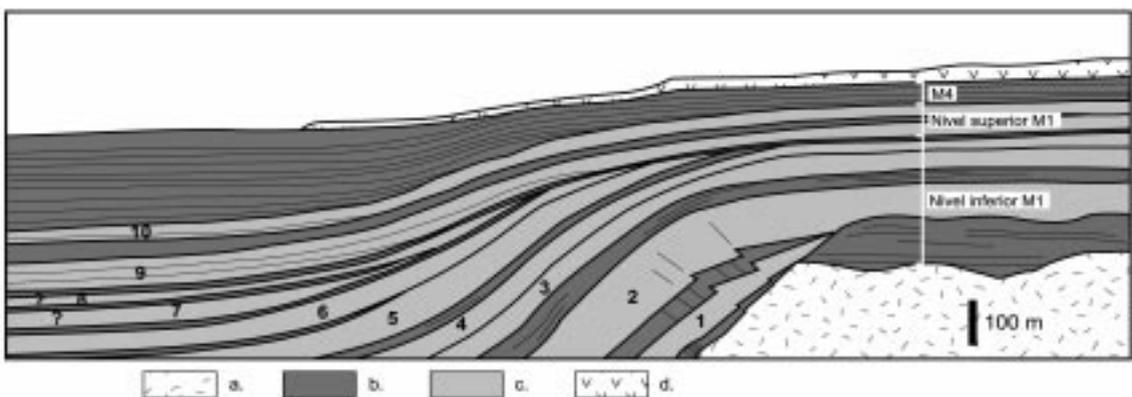


FIG. 7. Esquema de la geometría de la Flexura Moquella y de la Formación Latagualla a lo largo de la quebrada Camiña. Ignimbritas del nivel inferior (1-8) y superior (9: Ignimbrita Suca, 10: Ignimbrita Moquella) del Miembro 1. Simbología: a- Formación Cerro Empexa; b- Depósitos sedimentarios de la Formación Latagualla; c- ignimbritas de la Formación Latagualla; d- Lava de Tana.

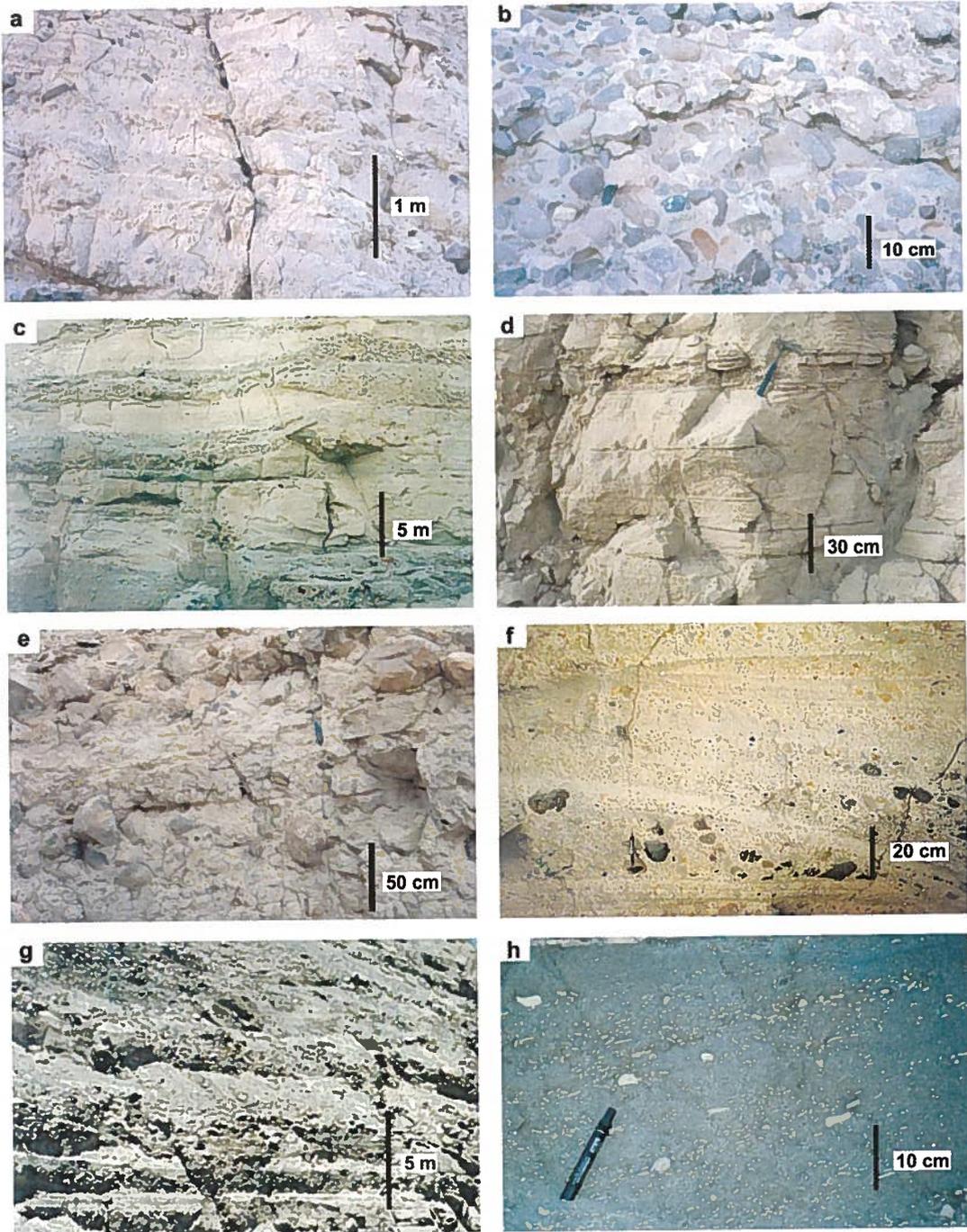


FIG. 8. Fotografías de facies sedimentarias en la Formación Latagualla. **Miembro 1:** a- areniscas de guijarros polimícticos y areniscas, en la zona proximal del nivel inferior, y b- conglomerado de clastos polimícticos entre la Ignimbrita Suca y la Ignimbrita Moquella, en la zona proximal del nivel superior; **Miembro 2:** c- areniscas con paleocanales de conglomerados de clastos polimícticos, en la zona intermedia del nivel inferior, y d- areniscas y fangolitas, de material riodacítico y cinerítico, en la zona distal del nivel superior con estratificación cruzada planar en la zona distal del nivel superior, nótese los clastos de fangolita re TRABAJADA; **Miembro 3:** e- conglomerados matriz-soportados en la zona proximal del nivel inferior, y f- conglomerados de clastos pumicíticos con estratificación cruzada planar, en la zona proximal del nivel superior; **Miembro 4:** g- conglomerados clasto-soportados de clastos andesíticos con estratificación plana difusa e intercalación de areniscas, en la zona intermedia del nivel superior, y h- areniscas, de material andesítico.

cuarzo, biotita y opacos y líticos (riolitas *ca.* 3%) inmersos en una matriz vítrea (*ca.* 70%). La Ignimbrita Moquella (Pinto, 1999) aflora a lo largo de la quebrada Camiña, y en la ladera sur de la quebrada Conigua (Fig. 4). Tiene un espesor de *ca.* 20 m y corresponde a una toba de lapilli pumicítica, de color naranja pálido compuesta por pómez (35-40%) de 0,1 a 15 cm, fenocristales (*ca.* 14%) de cuarzo, feldespato y biotita de 1 a 2 mm, en una matriz cinerítica (*ca.* 45%).

El Miembro 2: es una sucesión sedimentaria de 400 m de espesor, expuesta desde la quebrada Suca hacia el norte, que se dispone concordante y localmente en 'onlap' a niveles deformados del Miembro 1. Incluye, en su parte media, a la Ignimbrita Nama (Fig. 7), cubierta por un nivel superior sedimentario que se acuña en 'onlap' sobre la ignimbrita.

De igual modo que en el Miembro 1, dentro de las facies sedimentarias del Miembro 2 se pueden

reconocer depósitos acumulados en las zonas proximal, intermedia y distal de un sistema de abanicos aluviales. La zona proximal está representada, principalmente, por conglomerados de guijarros a bolones, clasto- y matriz-soportados, de fábrica desordenada, con estratificación plana regular a difusa, y escasas intercalaciones de areniscas (Fig. 9a). La zona intermedia (Sitio 1, Fig. 4 y 9a) incluye areniscas y conglomerados de guijarros (Figs. 8c y 10a). Las areniscas presentan matriz cinerítica mientras que los conglomerados, de guijarros a bolones, matriz- y clasto-soportados, se presentan como estratos delgados y corresponden al relleno de paleocanales (Fig. 10a). La zona distal (Sitio 2, Fig. 9a) se caracteriza por la ocurrencia de areniscas medias a gruesas, bien estratificadas, de color verde pálido (Sitio 2, Fig. 10b). En el nivel superior, sobre la ignimbrita, las facies sedimentarias distales se reconocen por la presencia de areniscas y fangolitas semiconsolidadas, de color amarillento, con abundantes grietas de deseca-

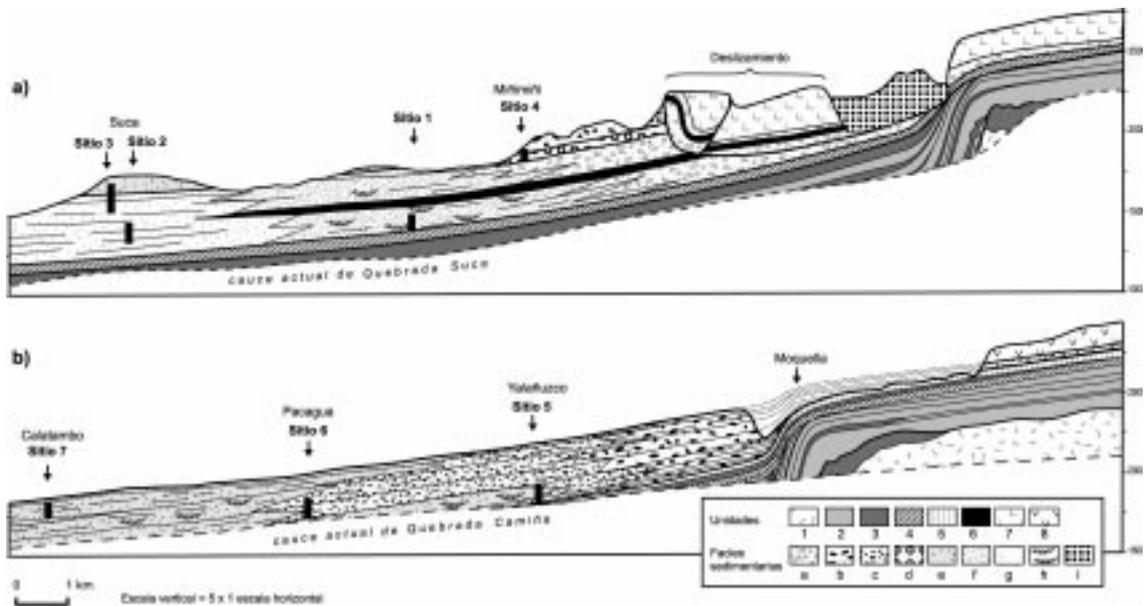


FIG. 9. Esquema de la distribución de las zonas proximales, intermedias y distales reconocidas en la Formación Latagualla: **a-** perfil en la quebrada Suca (esquema del perfil A-A' en la figura 4); **b-** perfil en la quebrada Camiña (esquema del perfil B-B' en la figura 4). Se indica la ubicación relativa de las columnas estratigráficas levantadas en el Miembro 2 (Sitios 1, 2 y 3), Miembro 3 (Sitio 4) y Miembro 4 (Sitios 5, 6 y 7). Simbología de unidades: **1-** Formación Cerro Empexa; **2-** ignimbritas del nivel inferior del Miembro 1; **3-** conglomerados, areniscas y fangolitas en el Miembro 1; **4-** Ignimbrita Suca; **5-** Ignimbrita Moquella; **6-** Vitrófiro de la Ignimbrita Nama; **7-** Ignimbrita Nama; **8-** Lava de Tana. Simbología de facies sedimentarias: **a-** conglomerados clasto- y matriz-soportados de clastos polimícticos; **b-** conglomerados clasto-soportados de clastos andesíticos; **c-** conglomerados andesíticos, con intercalación de areniscas; **d-** conglomerados y areniscas, bien estratificados, de clastos pumicíticos; **e-** areniscas, con intercalación de conglomerados de clastos andesíticos y escasos niveles de fangolitas; **f-** areniscas con escasos niveles de conglomerados, de clastos polimícticos; **g-** areniscas con abundantes niveles de fangolitas, de material riódacítico y cinerítico; **h-** paleocanales rellenos de conglomerados; **i-** brechas asociadas a deslizamientos.

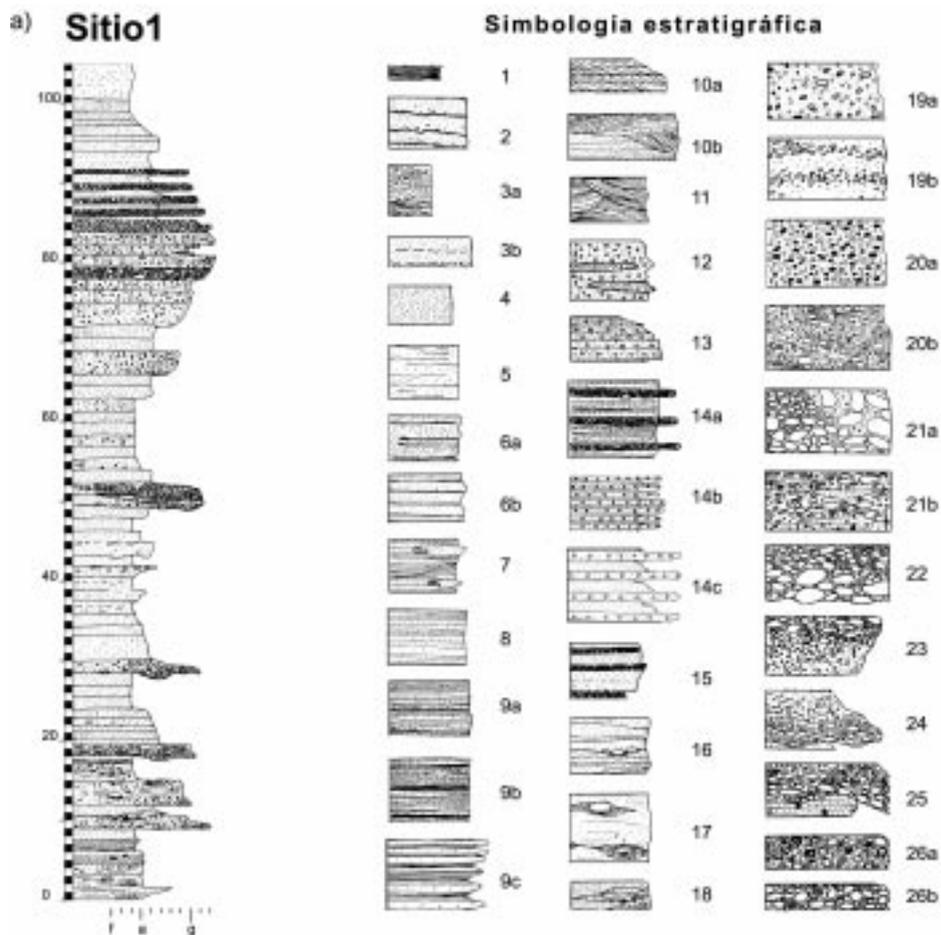


FIG.. 10a. Columnas estratigráficas levantadas en la Formación Latagualla (ver ubicación en las figuras 4 y 9). **Sitio 1** (105 m): Columna estratigráfica de la zona intermedia del nivel inferior del Miembro 2. Los estratos corresponden a areniscas de grano fino hasta conglomerados de bolones, de composición polimictica, dispuestos principalmente en secuencias grano-decrecientes, con una tendencia general grano-creciente hasta los 80-90 m, luego con estratificación plana. Los conglomerados en la columna representan el relleno de paleocanales orientados hacia el suroeste. Levantada en la confluencia de la quebrada Suca con la quebrada Guacaballa. Granulometría: **a-** arena de grano medio; **f-** fango; **g-** guijarro. Simbología estratigráfica: **1-** argillitas y limolitas con laminación rítmica; **2-** areniscas con niveles de fangolita (espesor, e=1-2 cm), deformados por carga; **3a-** fangolitas con grietas de desecación; **3b-** areniscas con niveles de fangolita con grietas de desecación; **4-** areniscas macizas; **5-** areniscas con estratificación plana difusa (e=10-20 cm); **6-** areniscas con niveles de fangolita (e=1-2 cm), discontinuos (**a**) y continuos (**b**); **7-** areniscas con estratificación irregular y difusa, con escasos clastos (diámetro: 20-50 cm); **8-** areniscas de grano medio con estratificación plana; **9-** areniscas con estratificación plana fina (capas con e<1 cm), en secuencias rítmicas de: **a-** areniscas de grano fino y medio, **b-** areniscas de grano medio y grueso con intercalaciones de fangolita, **c-** areniscas de grano fino y conglomerados de gránulos; **10-** areniscas con estratificación cruzada planar, en estratos continuos (**a**), en lentes (**b**); **11-** areniscas con estratificación cruzada en artesa; **12-** conglomerados matriz-soportados, redondeados, y con lentes de areniscas; **13-** areniscas con clastos esféricos de fangolita; **14-** sucesiones rítmicas bien estratificadas de: **a-** areniscas y conglomerados clastosoportados; **b-** areniscas de grano fino a medio y conglomerados pumicíticos matriz-soportados, **c-** areniscas y conglomerados pumicíticos matriz-soportados; **15-** areniscas macizas con intercalaciones de niveles de clastos pumicíticos; **16-** areniscas con paleocanales poco profundos (profundidad, h=20-30 cm) con relleno de conglomerados de buena selección; **17-** areniscas con lentes de conglomerados; **18-** areniscas de grano fino a medio, macizas, con lentes de areniscas de grano grueso a muy grueso, macizas; **19-** conglomerados matriz-soportados sin estructuras internas, **a-** con clastos andesíticos angulosos y agregados pumicíticos redondeados, **b-** clastos andesíticos subredondeados; **20a-** conglomerados matriz-soportados con estratificación plana difusa; **20b-** conglomerados clastosoportados con estratificación irregular y con lentes de areniscas; **21-** depósitos mal seleccionados, desde areniscas de grano medio a conglomerados de bolones: **a-** con gradación normal y **b-** sin gradación; **22-** conglomerados clastosoportados, de clastos redondeados y pobremente seleccionados; **23-** conglomerados (gránulos a bolones) con gradación inversa; **24-** conglomerados (gránulos a guijarros) con gradación normal; **25-** paleocanales profundos (h=1-1,5 m) con relleno de conglomerados; **26-** conglomerados clasto-soportados, de clastos redondeados y de selección regular a buena, de: **a-** clastos polimicticos y **b-** clastos andesíticos.

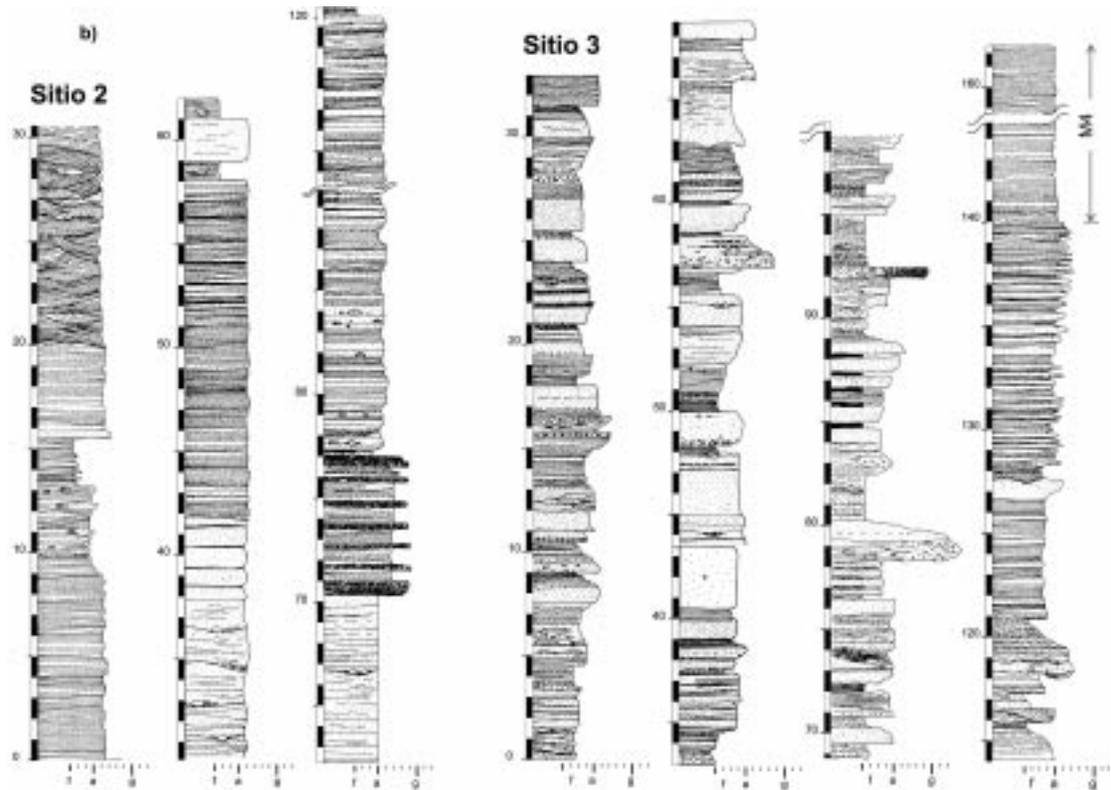


FIG. 10b. **Sitio 2** (120 m). Columna estratigráfica del nivel inferior del Miembro 2 (ver ubicación en las figuras 4 y 9). Esta columna se ubica estratigráficamente por debajo del vitróforo de la Ignimbrita Nama. La sucesión está bien estratificada, los granos son de tamaño predominantemente arena de grano medio a grueso, y de composición polimíctica que le da un color verde pálido a la sucesión. Destaca un nivel de arena de conglomerados (gránulos) pumicíticos entre los 70 y 77 m. Su techo está remarcado por un nivel (1 m) de fangolita pumicítica de color amarillo pálido. Levantada al norte de la quebrada Latagualla, 3 km al este de Suca. **Sitio 3** (162 m). Columna estratigráfica de la zona distal del nivel superior del Miembro 2, levantada sobre el vitróforo de la Ignimbrita Nama. Sucesión bien estratificada, a escala decamétrica, con una composición bimodal, granos mayores (arena de grano medio a grueso) de toba soldada dacítica y granos menores en la matriz (arena de grano fino y limo) pumicíticos, que le da a la sucesión un color amarillento pálido. Con intercalación de fangolitas bien laminadas o con grietas de desecación.

ción, y escasos lentes y paleocanales rellenos por conglomerados (Sitio 3, Figs. 8d y 10b).

Las areniscas y conglomerados del Miembro 2 contienen abundante matriz cinerítica (Fig. 8d). En el nivel inferior, los clastos son polimícticos y derivan de la erosión del substrato (Formación Cerro Empexa) mientras que en el superior estos corresponden, predominantemente, a tobas dacíticas, provenientes de la erosión de la Ignimbrita Nama u otras ignimbritas dacíticas, aflorantes más al este. La presencia de conglomerados de guijarros a bolones, clasto- a matriz-soportados, de estratificación plana regular a difusa, en la zona proximal, sugiere su acumulación por flujos de detritos (en el

sentido de Collinson, 1998). Los paleocanales con direcciones radiales y orientados principalmente hacia el oeste, en la zona intermedia, indican el desarrollo de ríos trenzados sobre el cuerpo de los abanicos donde las areniscas macizas con estratificación plana regular a difusa corresponderían a depósitos de flujos granulares (según el modelo de Wells, 1984). Las fangolitas y la matriz arcillosa de las areniscas de la zona distal indican el depósito de flujos de fango que recorrieron grandes distancias (modelo de Lowe, 1982). La Ignimbrita Nama, aflora al este de la Flexura Moquella y al norte de la quebrada Conigua (Figs. 2, 4 y 5). Tiene un espesor máximo de *ca.* 200 m. Corresponde a una toba

soldada, desvitrificada de color pardo rojizo (*ca.* 65% de matriz), con fenocristales de plagioclasa (*ca.* 13%), feldespato (*ca.* 7%), anfíbola alterada (*ca.* 10%) y cuarzo (1-5%). Esta ignimbrita incluye, en su base (ladera sur de la Quebrada Latagualla) un nivel de vitrófiro de hasta 40 m de espesor (la 'Ignimbrita Tarapacá' de Muñoz y Sepúlveda 1992) expuesto por una decena de kilómetros al oeste de la Flexura Moquella, entre las quebradas Latagualla y Suca (Figs. 4 y 9).

El Miembro 3 está formado por *ca.* 40-120 m de conglomerados y areniscas (Fig. 10c) que afloran desde Miñimiñi hasta Suca (Fig. 4) dispuestos en

forma concordante sobre el Miembro 2 y cuyos afloramientos, de forma lobular, cubren un área de *ca.* 70 km². Localmente, en las cercanías de la Flexura Moquella, los estratos se disponen en 'downlap' hacia el oeste sobre el Miembro 2, y en 'onlap' hacia el este sobre la Ignimbrita Nama (Fig. 4). El nivel inferior del Miembro 3 está formado por areniscas con estratificación cruzada en artesa y planar y conglomerados de guijas a guijarros matriz-soportados, con estratificación plana difusa, y abundantes clastos de dacitas (Fig. 8e). El nivel superior (Sitio 4, Fig. 9a) que constituye un nivel guía en la zona de estudio, incluye, en su base,

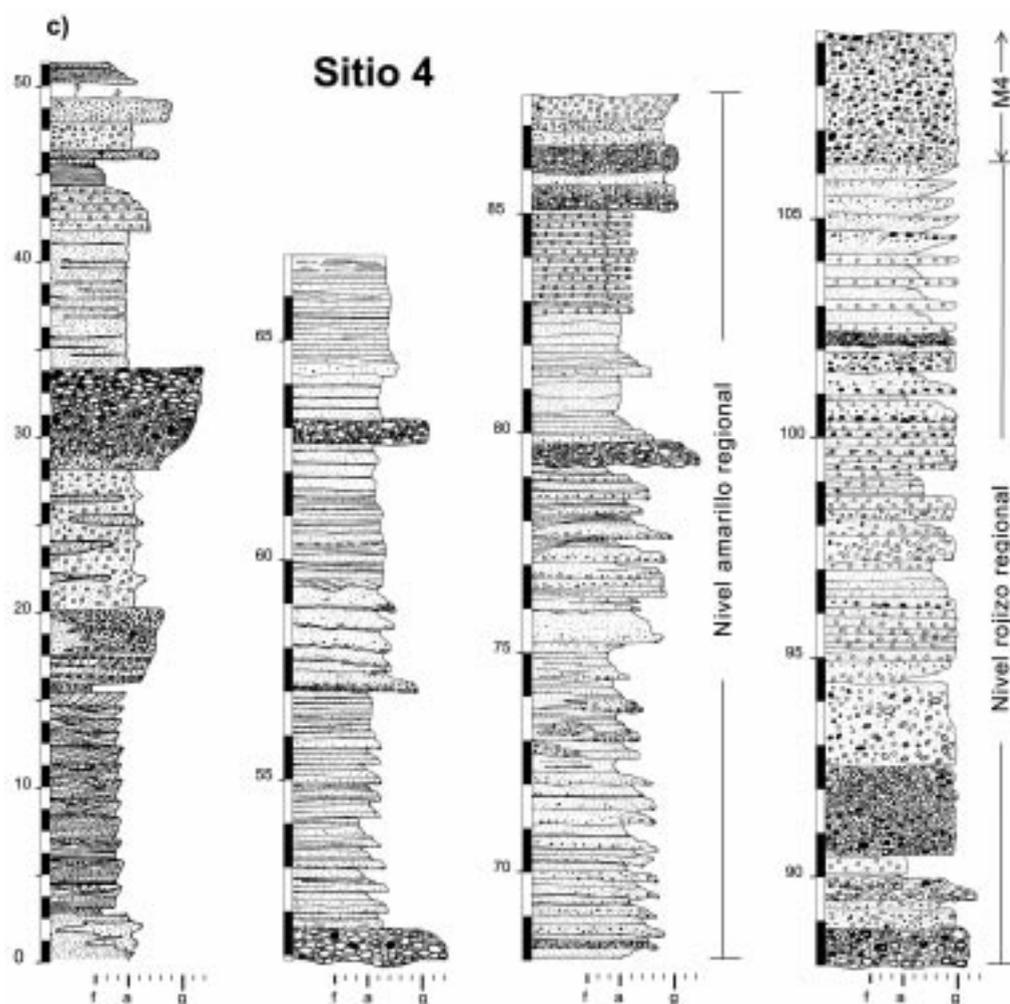


FIG. 10c- **Sitio 4** (109 m). Columnas estratigráficas del Miembro 3 levantadas en un afluente de la quebrada Miñimiñi (ver ubicación en las figuras 4 y 9). Notar que la primera columna está a una escala menor. Destaca un nivel amarillo regional de 19,7 m de conglomerados (gránulos a guijas) y areniscas gruesas, nivel guía que se extiende hasta el Sitio 3 (Fig. 4). Sobre éste se dispone un nivel rojizo regional, principalmente compuesto de conglomerados bien estratificados, de 18 m con clastos andesíticos angulosos. La sucesión subyace al Miembro 4.

conglomerados de guijas, con clastos pumicíticos, angulosos a subangulosos, de selección regular y estratificación planar (Fig. 10c) dentro de los cuales se encuentran conglomerados de pómez amarillentas (Fig. 8f). Hacia el techo, dentro los clastos de los conglomerados, de tamaño guijarro a bolones (Sitio 4, Figs. 9a y 10c), se encuentran abundantes andesitas. La abundancia de areniscas con estratificación cruzada planar y la presencia de conglomerados con estratificación cruzada planar indica el desarrollo de flujos canalizados turbulentos ('stream-flood', en el sentido de Nemec y Steel, 1984). La continuidad del nivel superior del miembro, el pequeño espesor de las capas, de base plana regular, la buena selección y angularidad de los clastos de los conglomerados sugieren que este nivel fue formado por flujos de detritos y flujos granulares. El cambio en la composición de los clastos del Miembro 3 desde tobas dacíticas, en la base, a tobas pumicítica y andesitas en el techo, indica un cambio gradual en la fuente de aporte de los sedimentos.

El Miembro 4 corresponde a una sucesión sedimentaria en forma de cuña constituida, principalmente, por conglomerados, con algunas intercalaciones de areniscas conglomerádicas y fangolitas en las zona distal (Fig. 10d). Aflora en la Depresión Central al oeste de Moquella y Miñimiñi (Figs. 4 y 9a y b) extendiéndose hacia el norte y sur, fuera de la zona de estudio. Localmente está expuesto al sur de la quebrada Camiña, al este de Moquella. Cubre en discordancia de erosión el Miembro 1 en la quebrada Camiña; y, al norte de la quebrada Suca se dispone, concordantemente sobre los Miembros 2 y 3 (Fig. 4). Está cubierto por la Lava de Tana (Figs. 4 y 11c).

El Miembro 4 alcanza un espesor de entre 50 y 100 m al norte de Pampa de Tana y de ca. 300 m en la quebrada Camiña (Fig. 9a y b), y muestra un importante aumento de espesor de norte a sur. En el sector de Moquella, sus capas basales están dispuestas en 'onlap' rotatorio sobre el flanco oeste de un pliegue que afecta al Miembro 1 (Figs. 4, 6a, 7 y 9b). Al norte de la Pampa de Tana, se acuña sobre la Ignimbrita Nama (Fig. 4). Su nivel superior muestra una geometría en 'overlap' sobre la Ignimbrita Moquella deformada (Fig. 7), indicando una retrogradación de los depósitos, y retroceso de los ápices del sistema de abanicos hasta Quisama (Fig. 4). Este retroceso se debería a un aumento en la tasa de acumulación respecto a la tasa de crea-

ción de espacio de acomodación (modelos de Homewood *et al.*, 2000) causada, probablemente, por un cese o disminución en la velocidad de 'crecimiento' de la Flexura Moquella.

En la zona proximal a la Flexura Moquella, el Miembro 4 está constituido por conglomerados de guijarros a bolones, macizos y con una estratificación plana difusa a escala decamétrica en sus niveles inferior y superior. En la zona intermedia (Sitios 5 y 6, Figs. 9b y 10e), los conglomerados presentan una estratificación plana regular a difusa a escala métrica (Fig. 8g), con paleocanales profundos. La cantidad de areniscas aumenta paulatinamente de este a oeste, pero siempre estando subordinadas a los conglomerados. En la zona distal (Sitio 7, Figs. 9b y 10d) predominan las areniscas, asociadas a niveles delgados de fangolitas, las cuales muestran, en parte, grietas de desecación. Las areniscas presentan estratificación plana y estratificación cruzada planar (Figs. 8h y 10d). Las facies gruesas del Miembro 4 corresponden a conglomerados de guijarros a bolones, semiconsolidados, con empaquetamiento muy suelto con clastos de andesitas, y escasas dacitas y granitos. Las estratos del nivel inferior presentan abundante matriz cinerítica, la cual disminuye progresivamente hacia el techo.

Los conglomerados en la zona proximal del Miembro 4 se depositaron por flujos de detritos, mientras que los conglomerados clastosoportados con imbricación regular y estratificación cruzada planar gruesa e irregular de base canalizada en la zona intermedia del miembro, indican la acción de flujos canalizados turbulentos ('streamfloods' Nemec y Steel, 1984). Junto a ello, las sucesiones grano-decrescentes de conglomerados clasto-soportados e imbricados y areniscas con estratificación cruzada demuestra el desarrollo de ríos trenzados sobre el cuerpo de los abanicos (Fig. 10d). Las intercalaciones de areniscas macizas con estratificación plana regular a difusa en la zona intermedia y distal corresponderían a depósitos distales de flujos de detritos, a flujos en manto o al retrabajo de estos (Well, 1984). Las grietas de desecación en las fangolitas en la zona distal indican que el sistema aluvial presentaba sectores con acumulación de sedimentos finos durante el desborde de los ríos trenzados y/o el depósito de los flujos en manto en una zona de llanura aluvial (según modelos de Galloway y Hobday, 1983; Collinson, 1998). Finalmente, la abundancia de los clastos de andesitas

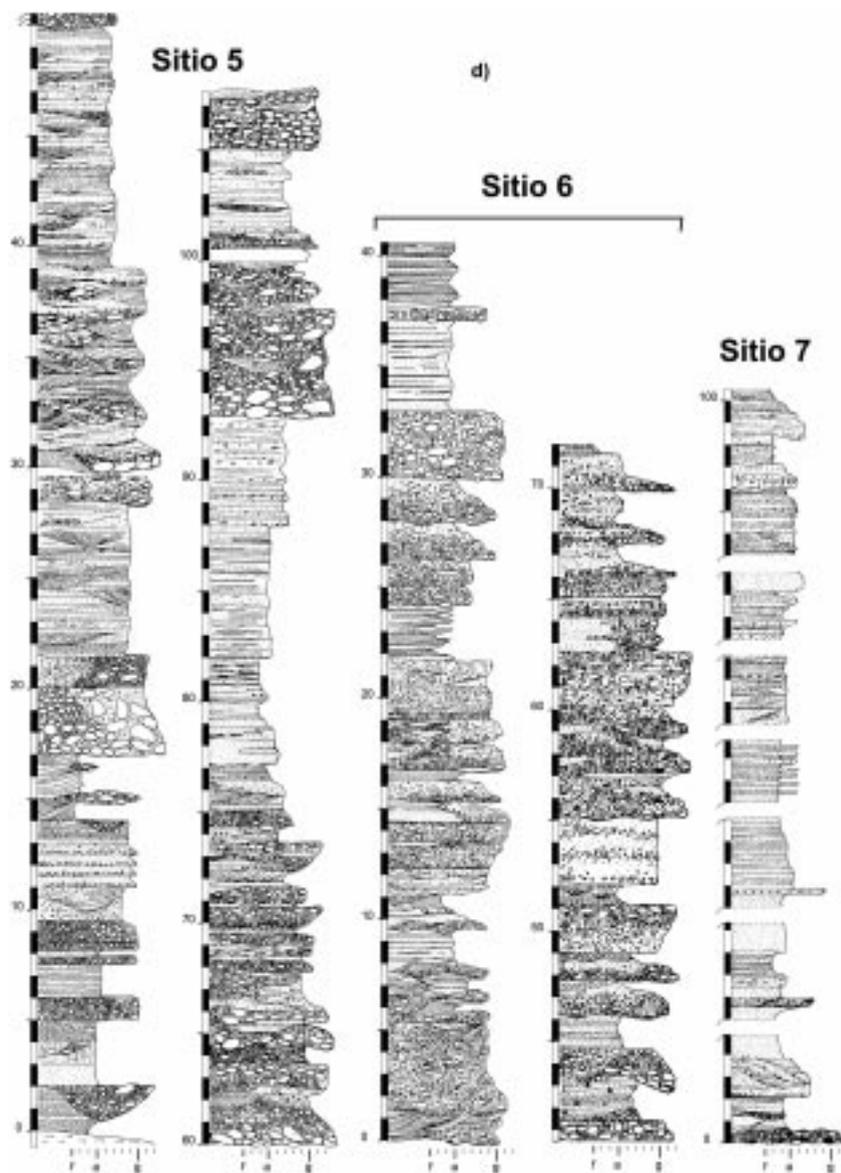


FIG. 10d. Columnas estratigráficas del Miembro 4 levantadas a lo largo de la quebrada Camiña (ver ubicación en las figuras 4 y 9). **Sitio 5** (105 m): Zona proximal a intermedia del Miembro 4. La base de esta columna corresponde a la Ignimbrita Moquella. La sucesión está formada por conglomerados y areniscas conglomerádicas, color gris blanquecino debido a la matriz de fragmentos pumicíticos rosados. Los 45 m superiores de la columna están caracterizados por un color amarillento, debido a la abundancia de fragmentos pumicíticos amarillentos y anaranjados en la matriz. Levantada en Yalañuzco, en la ladera sur de la quebrada Camiña. **Sitio 6** (72 m): Zona intermedia del Miembro 4, estratigráficamente sobre el Sitio 5. Levantada en Pacagua. Los 11,6 m inferiores, levantados en la ladera norte de la quebrada, corresponden a los últimos niveles amarillentos en el Miembro 4. Los 60,2 m superiores, levantados en la ladera sur de la quebrada, corresponden principalmente a conglomerados (guijarros a bolones), color gris oscuro, debido a la predominancia de clastos andesíticos, con escasas pumicitas restringidas a niveles fangosos o escasas en la matriz de las areniscas. Esta parte de la sucesión incluye las facies más abundantes dentro del Miembro 4. Levantada en Pacagua, en la ladera norte y sur de la quebrada Camiña. **Sitio 7** (28,9 m): Nivel superior en la zona distal del Miembro 4. Esta columna es discontinua en la vertical y alcanza una altura completa de 100 m. Cubre un depósito lahárico con abundante material cinerítico, intercalado en el Miembro 4, y se extiende en un mínimo de *ca.* 10 km² entre Pacagua y Calatambo. La columna termina con un nivel de conglomerados clasto-soportados con imbricación de clastos (N3°E-13°E), de extensión regional expuestos en la Pampa de Tana y Pampa del Tamarugal. Levantada en afloramientos al costado del camino A-45, ladera sur de la quebrada Camiña, inmediatamente al este de Calatambo.

en el Miembro 4 sugiere que la fuente de estos sedimentos correspondería al Complejo Volcánico Mamuta-Guaichane, el cual contiene abundantes lavas andesíticas y andesítico-basálticas.

EDAD DE LA FORMACIÓN LATAGUALLA

Mortimer *et al.* (1974) reportaron una edad K/Ar (biotita) de $21,7 \pm 0,6$ Ma para la Ignimbrita Suca y una edad K/Ar (biotita) de $17,4 \pm 0,6$ Ma para la Ignimbrita Moquella (edades recalculadas por Naranjo y Paskoff, 1985), lo cual indica que el Miembro 1 habría comenzado a depositarse antes de los 21 Ma. Aunque la edad de la base del Miembro 1 no es conocida, la abundancia de ignimbritas sugiere que este miembro puede ser equivalente de la Formación Oxaya y de los miembros 1 a 4 de la Formación Altos de Pica, los cuales tienen una edad máxima de *ca.* 25 Ma (García, 2001; Victor *et al.*, en prep.). Estas consideraciones permiten sugerir que el Miembro 1 tendría una edad comprendida entre los 25 y 17 Ma.

Muñoz y Sepúlveda (1992) reportaron una edad K-Ar (biotita) de $16,2 \pm 0,7$ Ma para la Ignimbrita Nama, de $16,3 \pm 0,6$ Ma (roca total) en su vitrófiro basal, indicando que la base del Miembro 2 se habría acumulado entre los 17 y 16 Ma. Finalmente, la edad de *ca.* 9-8 Ma de la Lava de Tana ($9,0 \pm 1,0$ Ma, Naranjo y Paskoff, 1985; $8,2 \pm 0,5$ Ma, Muñoz y Sepúlveda, 1992) que los cubre, indica que los Miembros 3 y 4 se habría depositado entre los 16 y 8 Ma (Mioceno Medio-Superior). Sin embargo, considerando la edad de las lavas más antiguas del Complejo Volcánico Mamuta-Guaichane (*ca.* 15 Ma, Mortimer *et al.*, 1974), fuente de aporte de sedimentos para el Miembro 4, es probable que el Miembro 4 sea, a lo menos, más joven que los 15 Ma. El Miembro 4 es correlacionable con el miembro superior de la Formación El Diablo (Tobar *et al.*, 1968; Parraguez, 1998; García, 2001) de la zona de Arica y con el Miembro 5 de la Formación Altos de Pica (Galli y Dingman, 1962), expuesto en la localidad de Pica (Fig. 3).

Estos antecedentes indican que la edad de la Formación Latagualla estaría comprendida entre los 25 y 8 Ma (Oligoceno Superior-Mioceno Superior).

AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN Y FUENTES DE APORTE

El ambiente de sedimentación de la Formación Latagualla correspondería al de abanicos aluviales en un clima semi-árido, con facies de flujos de detritos y flujos de fango en las cercanías de la Flexura Moquella (Fig. 9a y b), flujos canalizados turbulentos y facies de ríos trenzados en las zonas intermedias y, flujos granulares y facies de llanuras aluviales principalmente en las zonas distales (Fig. 11). La distribución de estas facies varía entre los distintos miembros (Fig. 9a y b): las facies de flujos de fango predominan en el Miembro 1 muy próximos a la flexura mientras que las facies de ríos trenzados y de llanuras aluviales son más abundantes en el Miembro 2, aunque también están bien desarrollados en el Miembro 4, y los flujos de detritos y flujos canalizados turbulentos predominan en el Miembro 4.

Estas variaciones podrían ser explicadas por variaciones climáticas durante la acumulación de la Formación Latagualla. La evolución de facies en los diferentes miembros está también asociada a una evolución de la composición de los sedimentos, observándose un cambio en la fuente de aporte desde polimíctica, en la parte inferior del Miembro 1 a riolítica, y dacítica hasta, finalmente, andesítica a partir del nivel superior del Miembro 4. Este último registra la reorganización de la cuenca de captura y de la red de drenaje debido al nuevo relieve generado por la instalación de los complejos volcánicos del Mioceno Superior. El relieve regional en la zona de Moquella tiene una inclinación general de 2° W. Si esta pendiente se mantuvo desde el inicio del depósito de la formación, las fuentes de aporte del sistema debieron ubicarse al este de la Flexura Moquella y los paleocañones alimentadores tuvieron direcciones de flujo hacia el suroeste, transversales al eje de la flexura (Fig. 11c y d).

La discordancia angular local, entre los niveles inferior y superior del Miembro 1 indica un evento de erosión antes de los 21 Ma. Por otro lado, el hecho que el Miembro 2 esté ampliamente expuesto al norte de la quebrada Suca, pero no está representado en la quebrada Camiña junto a la discordancia

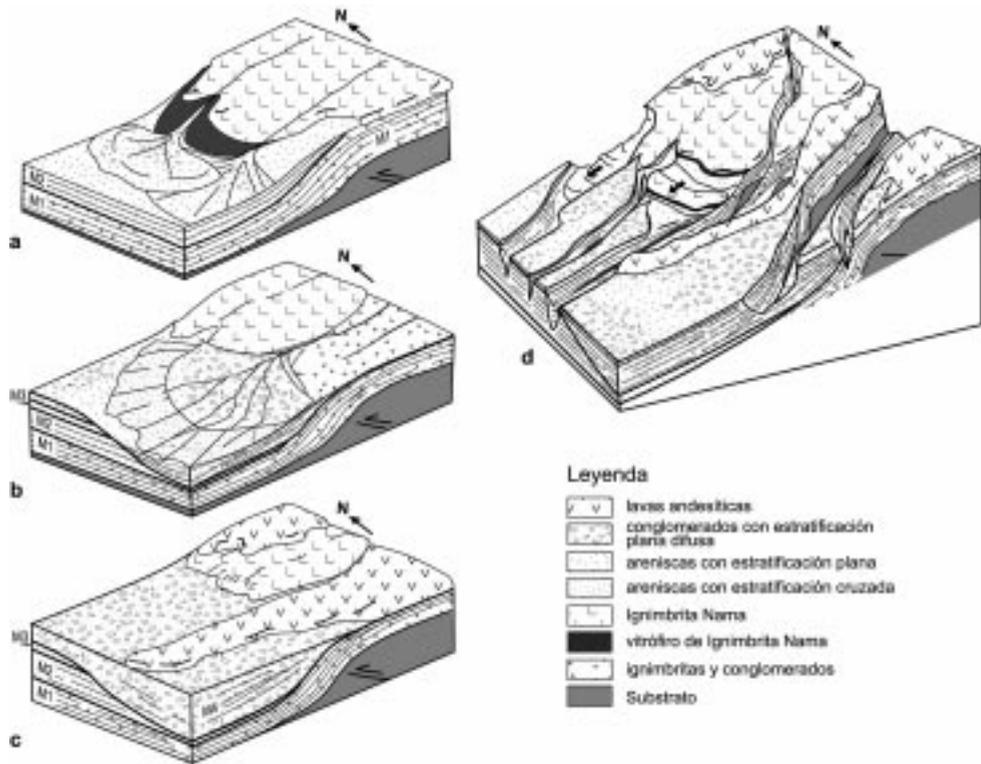


FIG. 11. Bloques diagrama que representan el modelo de evolución tectónica y sedimentario de la zona estudiada a partir del Mioceno Inferior. a- depósito del Miembro 2; b- primeros depósitos del Miembro 4; c- depósitos volcánicos andesíticos (Lava de Tana); d- estado actual de la región, donde se señala la localización de los deslizamientos.

de erosión existente entre el Miembro 4 y el Miembro 1 indica que los miembros 2 y 3 fueron erosio-

nados en la zona sur antes de la acumulación de este último.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En la zona de Moquella se reconocen tres elementos estructurales principales: • Flexura Moquella • Falla de Quisama y • Flexura y fallas de Tana.

• **La Flexura Moquella** (Muñoz y Sepúlveda, 1992; Muñoz y Charrier, 1996; Pinto, 1999) está bien expuesta a lo largo de de 13 km, alcanzando un ancho de 4 km entre las quebradas Camiña y Suca (Fig. 4). Corresponde a un pliegue monoclin, de vergencia oeste, de eje subhorizontal, orientado N20°W, que afecta, principalmente a la Formación Cerro Empexa y al Miembro 1 de la Formación Latagualla, atenuándose hacia arriba en los miembros más jóvenes de la formación (Tabla 1). En la

TABLA 1. ESTIMACIÓN DE LOS DESNIVELES CAUSADOS EN LAS IGNIMBRITAS DEL MIEMBRO 1 DE LA FORMACIÓN LATAGUALLA (VER UBICACIÓN DE LAS IGNIMBRITAS EN LA FIGURA 7).

Ignimbrita No.	Desnivel (m)
1	700
2	600
3	550
4	500
5	450
6	450
7	400
8	400
9	350
10	300

localidad de Moquella, produce un desnivel topográfico estimado de 400 a 700 m en las ignimbritas 1 a 8 (Fig. 7) del nivel inferior del Miembro 1 (Figs. 4 y 8) (Tabla 1), *ca.* 350 m en la Ignimbrita Suca (Ignimbrita 9 en Fig. 7) y *ca.* 300 m en la Ignimbrita Moquella (Ignimbrita 10 en Fig. 7) (Tabla 1). La progresiva menor deformación que presentan los estratos más jóvenes, confirma que la flexura estuvo activa incluso durante la sedimentación del Miembro 4 ya que produce un desnivel topográfico variable entre 50 y 100 m en el nivel superior de este (Tabla 1). Finalmente, la Lava de Tana presenta un desnivel de *ca.* 50 m (Mortimer *et al.*, 1974, estimó una diferencia topográfica de 100 m) sobre el eje de la flexura, en el cerro Saujagua (Figs. 2, 4 y 7). Aunque ello sugiera que pudo haber sido afectada por actividad tardía de la flexura con posterioridad a los 8 Ma, este desnivel también podría ser consecuencia del amoldamiento del flujo a una morfología preexistente (ver Cas y Wright, 1987; Davidson y De Silva, 2000; Kilburn, 2000; Llambías, 2001).

En la confluencia de las quebradas Suca y Conigua (Figs. 4 y 6b) el núcleo, expuesto, de la flexura corresponde a un pliegue 'chevrón', que afecta al nivel inferior del Miembro 1. Su eje es subhorizontal, de rumbo N30°W y su plano axial inclinado 15° al este (Fig. 6e). La geometría de este pliegue sugiere la existencia de una falla ciega de manteo al este que afecta al substrato cretácico, cuya propagación hacia arriba habría producido la Flexura Moquella. Los afloramientos de la Ignimbrita Nama están afectados por dos deslizamientos de grandes dimensiones (Pinto, 1999) (Figs. 4, 9a y 12) y, al norte de la Flexura Moquella por fallas normales de rumbo N5°E-N10°W que limitan un sistema de 'grabens' que pueden ser interpretados como 'cresta grabens' (según Burbank y Anderson, 1999), que se habrían formado sobre la zona de mayor esfuerzo extensional por la deformación (zona de charnela) de la Flexura Moquella.

- **Falla de Quisama.** En la localidad de Quisama, en la quebrada Camiña, aflora la traza de una falla inversa que afecta a la Formación Cerro Empexa y al Miembro 1 de la Formación Latagualla. Tiene un rumbo *ca.* norte-sur y produce un rechazo de *ca.* 5 m en el Miembro 1. La traza de esta falla se manifiesta por patrones rectangulares en la red de drenaje en la Lava de Tana y por la existencia de varios 'abombamientos' de hasta 2 km de largo que afectan a la Ignimbrita Nama (Figs. 4, 7 y 12), que

serían consecuencia de la actividad de la falla aunque, de igual modo que en caso de la Flexura Moquella, no sea posible descartar por completo que correspondan al efecto primario de un relieve preexistente.

- **Flexura Tana.** En la Pampa de Tana, al noroeste de Calatambo (Fig. 4), el Miembro 4 aparece afectado por un anticlinal de orientación *ca.* N30°W y de *ca.* 24x11 km², que se extiende fuera de la zona de estudio, y tras el cual se han conservado lagunas secas ('sag pond', según Burbank y Anderson, 1999) (Fig. 4). El Miembro 4, también afectado por varias pequeñas fallas normales, de escaso rechazo (Fig. 4), reflejan una actividad tectónica al oeste de la Flexura Moquella desarrollada con posterioridad a los 8 Ma.

RELACION ENTRE LA FLEXURA MOQUELLA Y LOS DEPÓSITOS NEÓGENOS

La deformación que produjo la Flexura Moquella permitió el afloramiento de las unidades más antiguas (substrato cretácico y Miembro 1) al este de Moquella y controló la acumulación de las unidades sedimentarias más jóvenes al oeste de dicha localidad (Miembros 2, 3 y 4) (Fig. 4). Los diferentes miembros de la Formación Latagualla están dispuestos en estratos de crecimiento de este a oeste respecto a la flexura (en el sentido de DeCelles *et al.*, 1991a, b; Burbank y Vergés, 1994; Poblet *et al.*, 1997; Ford *et al.*, 1997) formando cuñas de acumulación (según Riba 1973, 1976a, b) (Figs. 6a, b, c, d y 7), que comprueban el carácter sintectónico de los estratos (Hardy y Poblet, 1994). La posición del eje de la Flexura Moquella, transversal a la dirección de flujo sedimentario principal (NE-SW), es la configuración típica producida por un relieve que crece en forma continua y posibilita el desarrollo de abanicos aluviales sintectónicos, con una progradación de facies gruesas a facies finas desde la zona proximal a la estructura a la zona distal (Riba, 1973, 1976a, b; Ford *et al.*, 1997). La geometría interna de cada miembro indica dos etapas principales de crecimiento de la estructura: la primera, marcada por la geometría de cuña y en 'onlap' rotatorio sobre el limbo de la flexura de los Miembros 1, 2, 3 y del nivel inferior del Miembro 4, indica la continua acomodación de la sedimentación frente a una deformación progresiva. La segunda etapa, en cambio, durante la cual se generó la geometría en

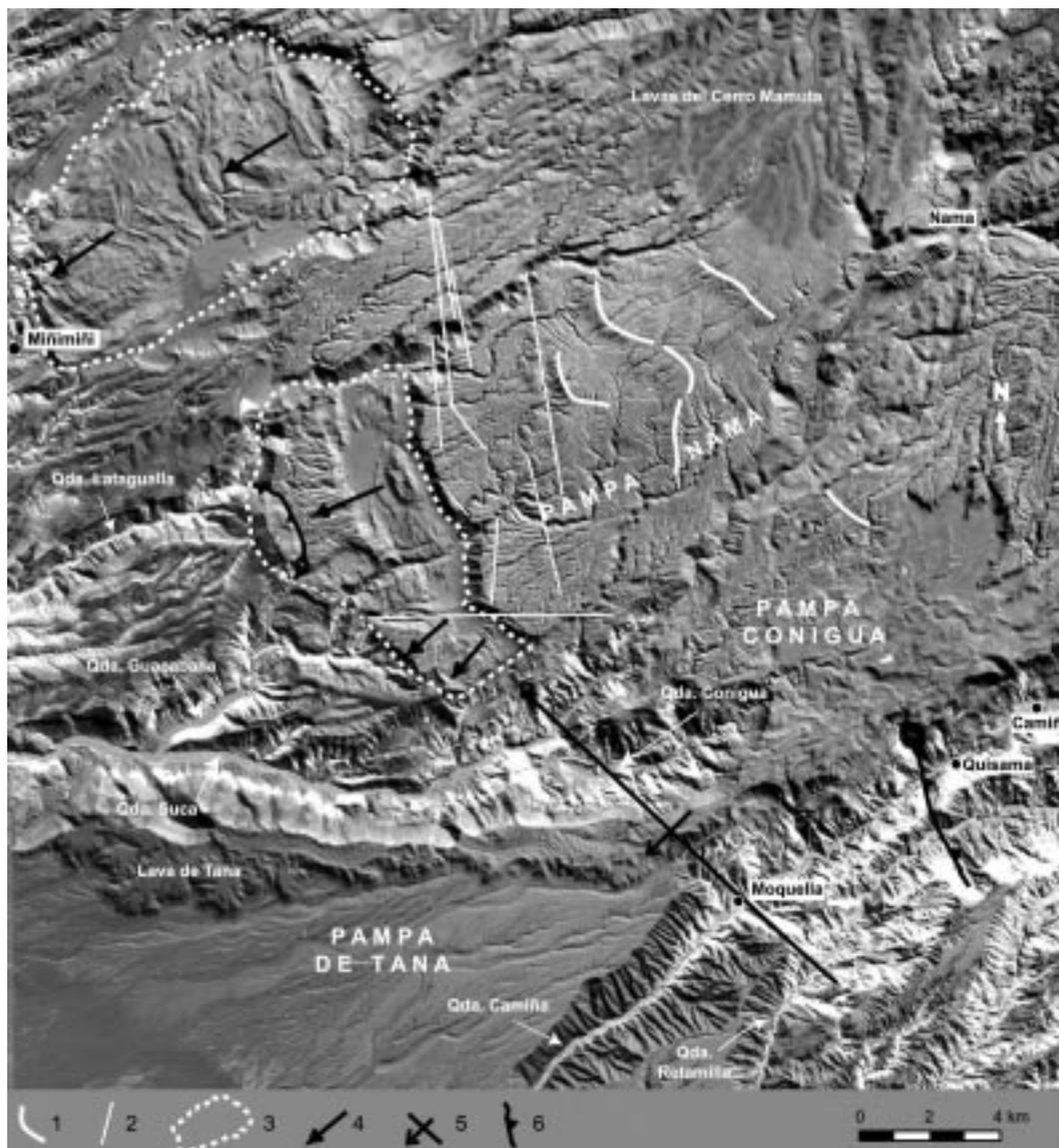


FIG. 12. Imagen satelital LANDSAT-TM de la zona de los alrededores de Moquella y Miñimiñi. La Flexura Moquella está expuesta entre las quebradas Suca y Retamilla. Sobre la Pampa Nama están expuestos los lineamientos ('graben') y abombamientos asociados a la Flexura Moquella y Falla de Quisama. Los deslizamientos en el NW se alinean sobre la prolongación hacia el norte de la Flexura Moquella. Simbología: 1- abombamientos; 2- fracturas; 3- límite del área afectada por deslizamientos; 4- dirección de propagación de los deslizamientos; 5- flexura; 6- falla inversa.

'overlap' del nivel superior del Miembro 4 correspondería a un período de progresiva amortiguación de la deformación.

Las características geométricas y sedimentológicas de la Formación Latagualla y su relación con la Flexura Moquella permiten señalar que el crecimiento de la flexura entre el Oligoceno Superior y

Mioceno Superior (Fig. 11), habría creado un espacio de acomodación al oeste de Moquella. El hecho que el Miembro 2 aflore sólo al norte de la quebrada Suca y que el Miembro 4, aflore principalmente al sur de esta quebrada, sugiere que antes de los 16 Ma la mayor actividad de la flexura ocurrió al norte. Con posterioridad a los 16 Ma el mayor acortamiento

to y levantamiento se produjo en los alrededores de Moquella, cuando, en el frente de la estructura en crecimiento se depositó el Miembro 4, indicando que la flexura se habría propagado de norte a sur. Durante el crecimiento de la estructura, los sedimentos provenientes del este, fueron encauzados por cañones dispuestos transversalmente al eje de ésta y, al llegar a la ruptura topográfica definida por su limbo oeste, se dispersaron lateralmente para constituir así sistemas de abanicos aluviales. La continua deformación habría producido un sincrónico cambio de pendiente y rejuvenecimiento del relieve y, por ende, una reacomodación de los abanicos aluviales. El apilamiento de estos abanicos relleno el espacio de acomodación, generando una cuña con un desnivel total de *ca.* 700 m, desde su cresta hasta su pie que llegó, finalmente, a sepultar el borde occidental de la Precordillera. Respecto a las facies, en una primera etapa los flujos de detritos (y flujos de barro) y los ríos trenzados con llanuras aluviales alcanzaron gran desarrollo (Miembros 1 y 2), pero en un segundo período (Miembros 3 y 4), los flujos de detritos avanzaron hacia el oeste llegando a mezclarse en sectores con los ríos trenzados. Mientras que los depósitos de flujos granulares y las facies de llanuras aluviales se acumularon en zonas más alejadas

de la flexura. Finalmente, la instalación de los edificios volcánicos del Mioceno Medio-Mioceno Superior aumentó la superficie drenada en la zona de captura y modificó la naturaleza del material detrítico que pasó a ser, predominantemente, andesítico.

EDAD DE LA FLEXURA MOQUELLA

Considerando que la Flexura Moquella produjo cuñas de acumulación desde el nivel inferior del Miembro 1, los autores consideran que su actividad comenzó alrededor de los 25 Ma. La flexura deformó levemente la Ignimbrita Nama (Pampa Nama, Fig. 4), indicando que su actividad se prolongó hasta los *ca.* 16 Ma. La geometría en 'overlap' del nivel superior del Miembro 4 sobre la Ignimbrita Moquella (Fig. 7) sugiere un cese de la actividad antes de los 9-8 Ma, aunque, sin embargo, la posible deformación en la Lava de Tana indicaría una reactivación de la Flexura Moquella con posterioridad a los *ca.* 9-8 Ma. La actividad de la flexura habría producido un levantamiento total de 500 a 600 m, entre los 25 y 8 Ma: 200 m a 300 m de los cuales habrían ocurrido entre los 25 y 17 Ma, 250 m entre los 17 y 8 Ma, y 50 m con posterioridad a los 8 Ma.

DISCUSIÓN: SIGNIFICADO REGIONAL DE LA FLEXURA MOQUELLA

La Flexura Moquella forma parte del sistema estructural cenozoico tardío que limita por el oeste al Plateau andino en la zona comprendida entre Arica e Iquique (*e.g.*, Muñoz y Charrier, 1996; García, 2001; Rochat *et al.*, 1999; Hérial *et al.*, 1997; Gregory-Wondziki, 2000). En la Precordillera de Arica, este sistema está representado por la Falla Ausipar (falla inversa) activa durante los *ca.* 30 y 26 Ma (García, 2001) y que se reactivó a los *ca.* 10 Ma para generar el Anticlinal de Oxaya (Parraguez, 1998; García *et al.*, 2000; García, 2001) (Fig. 1). La Flexura Moquella estuvo activa durante el período en que la Falla Ausipar, se encontraba inactiva (25 y 8 Ma). Otra flexura ocurre más al oeste, en la Depresión Central (Flexura Humayani, García, 2001) y aflora en la quebrada Camarones (Fig. 1) donde exhumó el substrato cretácico. Antecedentes recientes de García (2001) indican que

esta estructura habría estado activa (*ca.* 9-0 Ma) después del cese de actividad de la Flexura Moquella.

Inmediatamente al sur de Moquella, en las quebradas Soga y Aroma (Fig. 1) las flexuras: Soga, Aroma y Calacala descritas por Farías *et al.* (2002, 2003) constituyen la prolongación del sistema de Moquella. La Flexura Aroma se alinea con la Flexura Moquella, mientras que la Flexura Soga se alinea con la Falla de Quisama. Esas flexuras estuvieron activas al mismo tiempo que la Flexura Moquella (26-8 Ma) y están asociadas con depósitos sedimentarios sintectónicos con una geometría rotacional en el sentido de Riba (1973, 1976a, b), incluyendo facies de abanicos aluviales similares a las del Miembro 4 de la Formación Latagualla. Los ápices de los abanicos del nivel superior del Miembro 4 se alinean con los ápices de los abanicos asociados a

la Flexura Soga. Las flexuras Soga, Aroma y Calacala producen un desnivel de *ca.* 2100 m (Farías *et al.*, 2002) mucho mayor al estimado para la Flexura Moquella (*ca.* 700 m). Sin embargo, no se puede descartar que el desnivel producido por la Flexura Moquella se haya subestimado ya que los actuales valles no cortan la sucesión completa de la Formación Latagualla lo que permitiría verificar la hipótesis. La actividad sísmica registrada entre los años 2001 (Martinod *et al.*, 2001) y 2002 (Farías *et al.*, 2002) en la zona de las quebradas Soga y Aroma sugiere que las flexuras Aroma y Soga son estructuras activas dejando abierta la posibilidad que la Flexura Moquella también lo sea.

Los antecedentes citados indican que las estructuras reconocidas en la zona de Moquella for-

man parte de un sistema regional relativamente continuo hacia el norte y sur que se desarrolla en la Precordillera, en la Región de Tarapacá. Las flexuras Moquella, Aroma y Soga, se ubican relativamente más al oeste respecto a las fallas inversas y pliegues cenozoicos de la zona de Arica, lo cual indicaría una segmentación del frente de deformación del margen occidental del Plateau andino. Las estructuras presentes en la Pampa de Tana, y las flexuras Humayani en la quebrada Camarones (García, 2001) y Calacala en la quebrada Aroma (Farías, 2003), más jóvenes y situadas más al oeste del frente de deformación, definido por las flexuras Moquella y Aroma indicarían, posiblemente, una migración hacia el oeste del frente de deformación.

CONCLUSIONES

La deformación en el borde occidental de la Precordillera a los 19°15'S está representada por la Flexura Moquella, que se interpreta como producto de la propagación de una falla inversa ciega de vergencia oeste. Esta falla estuvo activa al menos durante el Mioceno, entre los 21 y 16 Ma y, probablemente, entre 25 y 8 Ma si se comprueba la edad de las ignimbritas más antiguas de la Formación Latagualla y si la deformación afectó a la Lava de Tana. La Flexura Moquella corresponde a una de las estructuras más occidentales del frente de deformación neógena del borde occidental del Plateau andino en la Región de Tarapacá. Su actividad está registrada por la deformación del substrato cretácico y los miembros sedimentario-volcánicos sintectónicos de la Formación Latagualla. El plegamiento produjo un desnivel topográfico vertical de

hasta 700 m en los niveles inferiores de la Formación Latagualla. Considerando que el Plateau andino se alzó 3.000 m durante este período (*e.g.*, Muñoz y Charrier, 1996; García, 2001; Rochat *et al.*, 1999; Hérail *et al.*, 1997; Gregory-Wondziki, 2000), las estructuras en el borde occidental de la Precordillera del sector de Moquella habría contribuido al menos con un *ca.* 10-20% del levantamiento vertical. El estilo de deformación y sedimentación neógena en la zona de Moquella es similar al reconocido en otras zonas de la Región de Tarapacá (Figs. 1 y 3). La Formación Latagualla guarda el registro de procesos tectono-sedimentarios contemporáneos con aquellos ocurridos en la Depresión Central y Precordillera al este de Arica (formaciones Azapa, Oxaya y El Diablo) y al este de Iquique (Formación Altos de Pica).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado gracias a fondos aportados por el Instituto de Investigación para el Desarrollo, Francia (IRD), y fue apoyado por el Departamento de Geología de la Universidad de Chile y Conicyt. Los autores agradecen a M. García (Servicio Nacional de Geología y Minería), J.

Martinod (Université Paul Sabatier, Francia), M. Farías (Universidad de Chile), S. Elgueta (Sipetrol, Chile), J.A. Naranjo (Servicio Nacional de Geología y Minería), J. Le Roux (Universidad de Chile) y T. Nalpas (Université de Rennes, Francia) por sus constructivas críticas y comentarios, consejos y el

apoyo brindado que contribuyeron a mejorar las conclusiones del estudio. Este manuscrito fue beneficiado por los constructivos comentarios de los

evaluadores T. E. Jordan (Cornell University, EEUU), F. Colombo (Universidad de Barcelona, España) y C. Mpodozis (Sipetrol, Chile).

REFERENCIAS

- Burbank, D.W.; Vergés, J. 1994. Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, p. 20281-20297.
- Burbank, D.W.; Anderson, R.S. 1999. Tectonic Geomorphology. *Blackwell Science*, 288 p.
- Cas, R.A.F.; Wright, J.V. 1987. Lava flows, Chapter four. In *Volcanic successions, modern and ancient. Allen and Unwin Ltd.*, p. 59-92. London.
- Cecioni, G.; García, F. 1960. Observaciones geológicas en la Cordillera de la Costa de Tarapacá. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 6, 28 p. Santiago.
- Colombo, F. 1989. Los abanicos aluviales. In *Sedimentología, nuevas tendencias* (Arche, A.; coordinador). *Consejo Superior de Investigaciones Científicas*, Vol. 1, p. 143-218. Madrid.
- Collinson, J.D. 1998. Alluvial sediments. In *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (Reading, H.G.; editors). *Blackwell Science Ltd.*, p. 37-82. Oxford.
- Davidson, J.; De Silva, S. 2000. Composite volcanoes. In *Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson, H.; Houghton, B.F.; McNutt, S.R.; Rymer, H.; Stix, J.; editors). *Academic Press*, p. 679. San Diego.
- DeCelles, P.; Gray, M.; Ridgway, K.; Cole, R.; Srivastava, P.; Pequera, N.; Pivnik, D. 1991a. Kinematic history of a foreland uplift from Palaeocene synorogenic conglomerate, Beartooth Range, Wyoming and Montana. *Bulletin of the Geological Society of America*, Vol. 103, p. 1458-1475.
- DeCelles, P.; Gray, M.; Ridgway, K.; Cole, R.; Pivnik, D.; Pequera, N.; Srivastava, P. 1991b. Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology*, Vol. 38, p. 567-590.
- Farías, M. 2003. Evolución morfo-tectónica cenozoica y la sismicidad superficial del piedemonte altiplánico chileno entre los 19°25'S-19°45'S. Memoria de Título de Geólogo (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 160 p.
- Farías, M.; Charrier, R.; Comte, D.; Martinod, J.; Pinto, L.; Hérail, G. 2002. Active Late Cenozoic flexures in the Cordillera in Northern Chile: correlation with shallow seismic activity, and implications for the uplift of the Altiplano. *Eos Transactions, American Geophysical Union (AGU)*, Vol. 83, No. 47, Abstract T51A, p. 1136.
- Farías, M.; Charrier, R.; Comte, D.; Martinod, J.; Hérail, G. 2003. Deformación por flexuras en la Precordillera de la Región de Arica (19°25'S-19°45'S): Correlaciones con la sismicidad superficial e implicancias para el alzamiento del borde occidental del Altiplano. In *Congreso Geológico Chileno, No. 10, Actas* (CD), Sesión temática No. 4. Concepción.
- Ford, M.; Williams, E.A.; Artoni, A.; Vergés, J.; Hardy, S. 1997. Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, Vol. 19, Nos. 3-4, p. 413-441.
- Fuenzalida, H. 1965. Orografía en 'Geografía Económica de Chile'. *Corporación de Fomento de la Producción (CORFO)*, Tomo 2, Capítulo 2, p. 6-12. Santiago.
- Galli, C. 1957. Las formaciones geológicas en el borde occidental de la puna de Atacama, sector de Pica, Tarapacá. *Minerales*, Vol. 56, p. 14-26.
- Galli, C.; Dingman, I. 1962. Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, con un estudio sobre los recursos de agua subterránea. Provincia de Tarapacá. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, Vol. 3, Nos. 2, 3, 4 y 5, 125 p. Santiago.
- Galloway, W.; Hobday, D.; editors 1983. Alluvial-Fan Systems. In *Terrigenous Clastic Depositional Systems: Applications to Petroleum, Coal, and Uranium Exploration. Springer-Verlag Inc.*, p. 25-50. New York.
- García, M. 1996. Geología y estructura del borde del Altiplano occidental, en el área de Belén (Chile). Memoria de Título y Magíster en Geología (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 111 p. Santiago.
- García, M. 2001. Evolution oligo-néogène de l'Altiplano Occidental (arc et avant-arc des Andes d'Arica, 18°-19°S). Tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation. Thèse (Unpublished), *Université Joseph Fourier*, 178 p. Grenoble.
- García, M.; Hérail, G.; Charrier, R. 1999a. Age and structure of the Oxaya anticline: a major feature of the Miocene compressive structures of northernmost Chile. In *Proceedings of the International Symposium of Andean Geodynamics (ISAG), No. 4*, p. 249-252. Goettingen.
- García, M.; Hérail, G.; Gardeweg, M. 1999b. Oligo-Miocene ignimbritic volcanism of northern Chile (Arica Region): Stratigraphy and geochronology. In *Proceedings of International Symposium of Andean Geodynamics (ISAG), No. 4*, p. 253-256. Goettingen.
- García, M.; Gardeweg, M.; Hérail, G.; Pérez de Arce, C.

2000. La ignimbrita Oxaya y la Caldera Lauca: un evento explosivo de gran volumen del Mioceno Inferior en la Región de Arica (Andes Centrales, 18-19°S). *In Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas*, Vol. 2, p. 286-290. Puerto Varas.
- Gregory-Wodzicki, K.M. 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: a review. *Geological Society of America*, Vol. 112, No. 7, p. 1091-1105.
- Hardy, S.; Poblet, J. 1994. Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. *Geology*, Vol. 22, p. 371-374.
- Hérail, G.; Rochat, Ph.; Baby, P.; Aranibar, O.; Lavenu, A.; Mascle, G. 1997. El Altiplano norte de Bolivia: Evolución geológica terciaria. *In El Altiplano. Ciencia y conciencia en los Andes* (Charrier, R., editor). *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, p. 33-44.
- Homewood, P.W.; Mauriaud, P.; Lafont, F. 2000. Best practices in sequence stratigraphy: for explorationists and reservoir engineers. *Elf Explorations*, 81 p. Pau, France.
- Isacks, B. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94 (B4), p. 3891-3905.
- Kilburn, C.R.J. 2000. Lava flows and flow fields. *In Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson, H.; Houghton, B.F.; McNutt, S.R.; Rymer, H.; Stix, J.; editors), *Academic Press*, p. 301. San Diego.
- Llambías, E.J. 2001. Procesos y rocas volcánicas. Capítulo 9. *In Geología de los cuerpos ígneos* (Llambías, E.J.; editor). *Instituto Superior de Correlación Geológica, Ediciones Magna Publicaciones*, p. 173-209. Tucumán.
- Lowe, D. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 52, p. 279-297.
- Martinod, J.; Comte, D.; David, C.; Glass, B.; Correa, E.; Vallée, M.; Hérail, G.; Audin, L.; Fariás, M. 2001. Superficial crustal seismicity in Northern Chile and the seismic cycle on the Nazca subduction zone. *European Geophysical Society*, p. EG 502-A-01443. Nice.
- Montecinos, F. 1963. Observaciones de Geología en el Cuadrángulo Campanani, Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 109 p.
- Mortimer, C.; Farrar, E.; Saric, N. 1974. K-Ar ages from Tertiary lavas of the northernmost Chilean Andes. *Geologische Rundschau*, Vol. 63, No. 2, p. 484-490.
- Muñoz, N.; Charrier, R. 1993. Jurassic-Early Cretaceous facies distribution in the western Altiplano (18°-21°30'S.L.). Implications for hydrocarbon exploration. *In Proceedings of the International Symposium of Andean Geodynamics (ISAG), No. 2*, p. 307-310. Oxford.
- Muñoz, N.; Charrier, R. 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 9, Nos. 3-4, p. 171-181.
- Muñoz, N.; Sepúlveda, P. 1992. Estructuras compresivas con vergencia al oeste en el borde oriental de la Depresión Central, Norte de Chile (19°15'S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 19, No. 2, p. 241-247.
- Muñoz, N.; Elgueta, S.; Harambour, S. 1988. El Sistema Jurásico (Formación Livillar) en el curso superior de la quebrada Azapa, I Región: implicancias paleogeográficas. *In Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas*, Vol. 1, p. A403-A415. Santiago.
- Naranjo, J.; Paskoff, R. 1985. Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18°-21°S). *In Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas*, Vol. 4, p. 149-165. Antofagasta.
- Nemec, W.; Steel, R.J. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. *In Sedimentology of gravels and conglomerates* (Koster, E.H.; Steel, R.J.; editors). *Memoir, Canadian Society of Petroleum Geologists*, p. 1-31, No. 10. Calgary.
- Parraguez, G. 1998. Sedimentología y geomorfología producto de la tectónica cenozoica, en la Depresión Central, Pampa de Chaca, I Región Tarapacá, Chile. Memoria de Título de Geólogo (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 108 p.
- Pinto, L. 1999. Evolución tectónica y geomorfológica de la deformación cenozoica del borde occidental del Altiplano y su registro sedimentario entre los 19°08'-19°27'S (Región de Tarapacá, Chile). Memoria de Título y Magister en Geología (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 125 p.
- Poblet, J.; McClay, K.; Storti, F.; Muñoz, J.A. 1997. Geometries of syntectonic sediments associated with single-layer detachment folds. *Journal of Structural Geology*, Vol. 19, Nos. 3-4, p. 369-381.
- Riba, O. 1973. Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo catalán), ensayo de interpretación evolutiva. *Acta Geologica Hispanica*, Vol. 8, p. 90-99.
- Riba, O. 1976a. Tectonogenèse et Sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéenes. *Bulletin du Bureau de Recherche Géologie et Minières* 2ème séries, Sect. I, Vol. 4, p. 387-405.
- Riba, O. 1976b. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, Vol. 15, p. 213-233.
- Rochat, P.; Hérail, G.; Baby, P.; Mascle, G. 1999. Bilan crustale et contrôle de la dynamique sédimentaire sur les mécanismes de formation de l'Altiplano. *Comptes Rendue de l'Académie de Sciences*, Vol. 328, p. 189-195. Paris.
- Salas, R.; Kast, R.; Montecinos, F.; Salas, I. 1966. Geología y recursos minerales del Departamento de Arica. Provincia de Tarapacá. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 21, 119 p. Santiago.
- Seguel, J.; Lahsen, A.; Vergara, M. 1991. Contribución al conocimiento del Complejo Volcánico Guaichane-Mamuta, pre-cordillera de Iquique, Región de

- Tarapacá: un Complejo Volcánico del Mioceno Medio a Superior. *In Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas*, Vol. 1, p. 368-372. Viña del Mar.
- Tobar, A.; Salas, I.; Kast, I. 1968. Cuadrángulos Camaraca y Azapa, Provincia de Tarapacá. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, Nos. 19-20, p. 5-11.
- Tomlinson, A.J.; Martin, M.W.; Blanco, N.; Pérez de Arce, C. 2001. U-Pb and K-Ar Geochronology from the Cerro Empexa Formation, 1st and 2nd Regions, Precordillera, Northern Chile. *In Proceedings of South American Symposium on Isotope Geology, No. 3, Extended Abstract Volume (CD), Sociedad Geológica de Chile*, p. 632-635. Santiago.
- Victor, P. 2000. Die Entwicklung der Altiplano Westflanke und Krustenverdickung in N-Chile (20-21°S). Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades des Fachbereichs Geowissenschaft der Freien Universität Berlin. *GeoForschungs Zentrum Potsdam Telegrafenberg*, 99 p. Berlin.
- Victor, P.; Oncken, O. 1999. Uplift and surface morphology of the western Altiplano: an effect of basal accretion and tectonic shortening? *In Proceedings of International Symposium of Andean Geodynamics (ISAG), No. 4*, p. 789-792. Goettingen.
- Wells, N.A. 1984. Sheet debris flow and sheetflood conglomerates in Cretaceous cool-maritime alluvial fans, South Orkney Islands, Antarctica. *In Sedimentology of gravels and conglomerates (Koster, E.H.; Steel, R.J.; editors). Memoir, Canadian Society of Petroleum Geologists*, No. 10, p. 133-145. Calgary.
- Wörner, G.; Hammerschmidt, K.; Henjes-Kunst, F.; Lezaun, J.; Wilke, H. 2000. Geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from Northern Chile (18-22°S): of the central Andes. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 27, No.2, p. 205-240.