

ESTRUCTURA DEL ORDOVICICO DE LA PUNA

Ricardo Mon y Fernando Hongn

RESUMEN

El Ordovícico de la Puna, afectado por un intenso plegamiento con clivaje de plano axial bien desarrollado, tiene un estilo tectónico propio que permite diferenciarlo de los macizos prepaleozoicos polideformados del Cratógeno Central y de los complejos ordovícicos sin deformación intensa que se encuentran más al este. El plegamiento de la franja ordovícica puneña se atribuye a la fase oclóyica de los movimientos caledónicos.

La presencia de facies altamente deformadas con estructura polifásica compleja que se verifica al oeste de la franja ordovícica, sugiere la existencia de un macizo más antiguo con características cratónicas en el sector occidental de la Puna.

ABSTRACT

The Ordovician of the Puna is affected by intense folding and well developed axial plane cleavage. Its tectonic style is simpler than the one of the Basement of Central Craton. According to these structural characteristics it is possible to differentiate it from the Ordovician that crops out to the east, which has no intense deformation, and from the Basement of the Central Craton which has complex superposed folding and two or three sets of cleavage. The folding of Ordovician belt is attributed to the Oclöyic phase of Caledonian movements.

The presence of very deformed metamorphic and igneous rocks to the west of Ordovician belt, suggest that there is another cratonic area in the west Puna.

INTRODUCCION

El análisis estructural, especialmente microtectónico, proporciona nuevos criterios además de los petrológicos, paleontológicos e isotópicos, para el estudio del basamento de la región puneña.

En este sentido se ha verificado que las secuencias ordovícicas poseen un estilo de deformación propio que permite distinguirlas nítidamente de los macizos más antiguos que marginan a la franja ordovícica tanto al este como al oeste.

Dada la gran similitud litológica entre el Ordovícico de la Puna y las facies de bajo grado de metamorfismo del basamento más antiguo, en el curso de los estudios geológicos de la región, han sido frecuentes las confusiones y las interpretaciones encontradas. Entre los años 1968 y 1972 se produjeron hallazgos de graptolites ordovícicos en rocas anteriormente atribuidas al Precámbrico: Rolleri y Mingramm (1968), Schwab (1970), Aceñolaza y Toselli (1971), Ramos (1972). Estos condujeron de inmediato a asignar esta edad a prácticamente todas las secuencias altamente deformadas que afloran en el Puna. Sin embargo el análisis estructural y meramente geológico aconseja revisar esta tendencia y apelar a métodos más sensibles para separar las distintas entidades que componen el basamento de esta región.

ESTRUCTURA DEL ORDOVICICO

El Ordovícico de la Puna está distribuido en una franja que penetra en territorio argentino desde Bolivia y se extiende hasta la Cordillera de San Buenaventura. Allí se produce una elevación del basamento que separa a las manifestaciones puneñas de las que se encuentran más al sur en el valle de Chaschuil (Turner, 1967), que se continúan en todo el Sistema de Famatina y la Precordillera. Desde el punto de vista litológico está compuesto por sucesiones alternantes de areniscas y pelitas, dentro de las que hay frecuentes intercalaciones de materiales volcánicos, que fueron destacados por Coira (1973), Argañaraz *et al.* (1973), Koukarsky y Mirré (1974), Allmendinger *et al.* (1982). En esta espesa secuencia sedimentaria de origen marino se han distinguido numerosas unidades lito-estratigráficas con categoría de formaciones, para cuya correlación precisa queda un importante trabajo estratigráfico por hacer, que debe apoyarse necesariamente en un sólido conocimiento de la estructura.

La franja de Ordovícico ha sufrido un intenso plegamiento preándico atribuido a la fase oclóyica (Turner y Méndez, 1979), y su deformación contrasta sensiblemente con la que se verifica más al este en el Ordovícico de la Cordillera Oriental, donde no hay plegamientos importantes previos a los movimientos ándicos, que son los que le impusieron su estructura actual. El

límite oriental de la franja de deformación oclóyica, que separa a las secuencias ordovícicas deformadas de las que no lo están, lo hemos fijado tentativamente en el mapa de la figura 1a de acuerdo a la información actual, su posición exacta deberá ser corroborada en base a nuevas observaciones de campo. Aunque podemos adelantar, de acuerdo a lo observado en el perfil de Santa Victoria (provincia de Salta), al este de la localidad homónima, que la deformación disminuye gradualmente hacia el naciente, primero lo hace el plegamiento y posteriormente el clivaje que se manifiesta aisladamente hasta desaparecer.

La franja de Ordovícico afectado por la deformación oclóyica se estrecha sensiblemente hacia el sur, a partir del paralelo 24°15'S, coincidentemente con el lineamiento de las Salinas Grandes (Mon, 1979); a partir de allí está marginada, tanto hacia el este como hacia el oeste, por macizos altamente deformados pre-ordovícicos hasta que se interrumpe a la latitud de la Cordillera de San Buenaventura (mapa figura 1).

Cabe destacar que los afloramientos ordovícicos constituyen los testigos más confiables de la deformación oclóyica, pero sin duda, donde éstos no están presentes, la franja de deformación oclóyica debe estar sobreimpresa en el basamento pre-ordovícico. Dada la intensa deformación de este último y su complejidad estructural, no es tarea fácil identificar en él los rasgos oclóyicos y definir el alcance que éstos tienen hacia el naciente (véase mapa figura 1a).

La deformación del Ordovícico está dada por un plegamiento muy bien desarrollado, los pliegues mayores tienen longitudes de onda de 3 a 4 kilómetros, los de segundo orden tienen longitudes de onda de centenares de metros y finalmente hay pliegues decamétricos y micropliegues. La vergencia del plegamiento es variable, mientras en el extremo norte (sierra de Escaya) los pliegues son prácticamente verticales, más al sur adquieren una marcada vergencia hacia el oeste (véase estereogramas de figura 1a). El plegamiento está acompañado de un clivaje de plano axial extraordinariamente bien desarrollado, que marca claramente estas variaciones de la vergencia, en el Cordón del Gallego y más hacia el sur inclina hacia el naciente; allí los pliegues son asimétricos con sus flancos más empinados hacia el poniente. Corta a la estratificación bajo distintos ángulos. Como observación de carácter general puede decirse que éstos son menores en las pelitas que en las areniscas, observándose claramente el fenómeno de

"refracción" del clivaje. Las relaciones que se observan entre clivaje y estratificación permiten en todos los casos determinar cuáles son las secuencias normales y las invertidas. Es importante destacar el hecho de que la posición final de los bloques de material ordovícico está dada por la tectónica andina que, en términos generales, ha basculado los bloques hacia el naciente, vale decir que ha tendido a verticalizar la posición original del clivaje con rotaciones que oscilan entre 15 y 20 en los sitios en que se ha podido cuantificar (Cordón del Gallego, borde occidental de la sierra de Santa Victoria). Esto significa que, en la posición original, la vergencia del plegamiento oclóyico hacia el oeste sería más marcada.

La intersección del clivaje con la estratificación produce una lineación muy bien desarrollada de rumbo nor-noreste-sur-suroeste, próxima a la horizontal con ligeros buzamientos tanto hacia el norte como hacia el sur. Esto indica que la posición de los ejes de los pliegues es próxima a la horizontal.

Resulta evidente que los planos de clivaje responden a superficies de movimiento. En los bancos pelíticos bien laminados se observa que el clivaje produce desplazamientos en las superficies de estratificación dando lugar a crenulaciones y micropliegues con longitudes de onda de 3 a 10 cm, cuyos ejes son paralelos a la lineación. Estos fenómenos se verificaron también a escala microscópica en muestras de la sierra de Escaya. Aisladamente se encuentran lugares donde los movimientos que acompañan al clivaje adquieren mayor magnitud y producen una reorientación de la estratificación hasta ponerla en posición próxima a la del clivaje. Sin embargo la estratificación no alcanza a ser obliterada en ningún lugar y es claramente visible en todos los afloramientos.

El plegamiento del Ordovícico se debe a una sola fase intensa de deformación que ha desarrollado un sólo clivaje de plano axial. Se distingue además localmente un clivaje espaciado vertical que corta perpendicularmente a los ejes de los pliegues, en el que se ubican frecuentemente venas de cuarzo.

Las posiciones estadísticas predominantes de los elementos estructurales del Ordovícico se muestran en los estereogramas de la figura 1a; además los dibujos, derivados de fotografías, de la figura 2 ilustran las relaciones más frecuentes entre estratificación y clivaje en distintos sectores del área considerada.

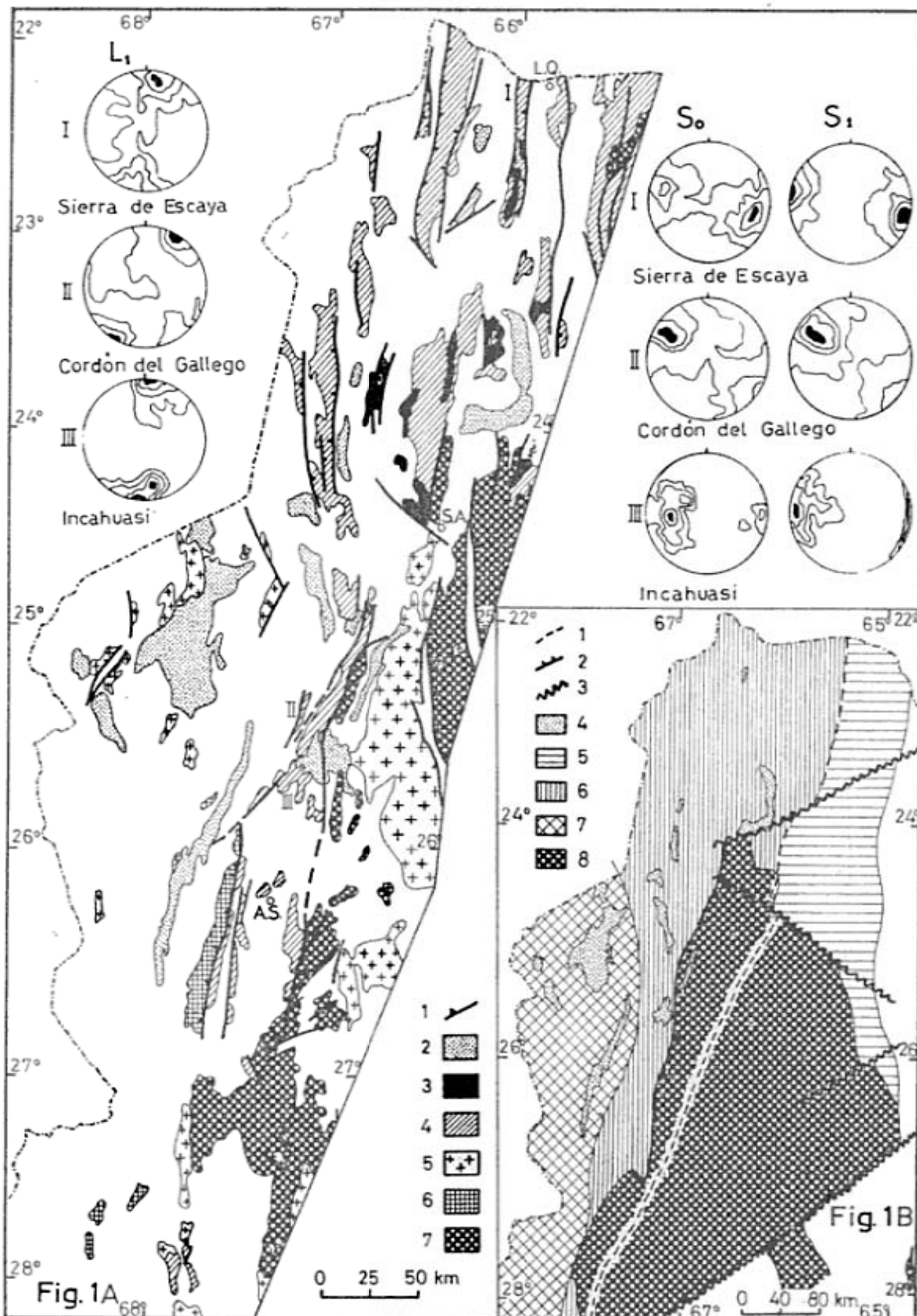


Figura 1A. 1: Fallas. 2: Salares. 3: Volcanitas ordovícicas. 4: Sedimentitas ordovícicas. 5: Rocas graníticas precámbricas y paleozoicas inferiores. 6: Basamento del cratón en la Puna occidental. 7: Basamento del Cratógeno Central. L.Q.: La Quiaca. S.A.: San Antonio de los Cobres. A.S.: Antofagasta de la Sierra. Estereogramas: Sierra de Escaya, S₀: 278 mediciones, S₁: 266 mediciones. L₁: 249 mediciones; Cordón del Gallego, S₀: 1032 mediciones, S₁: 1186 mediciones; L₁: 1271 mediciones; Incahuasi, S₀: 126 mediciones, S₁: 140 mediciones; L₁: 110 mediciones

Figura 1B. 1: Límite oriental de la faja de deformación oclíyica. 2: Contacto tectónico del borde occidental del Cratógeno Central con la faja oclíyica. 3: Grandes lineamientos transversales. 4: Salares. 5: Ordovícico no afectado por la deformación

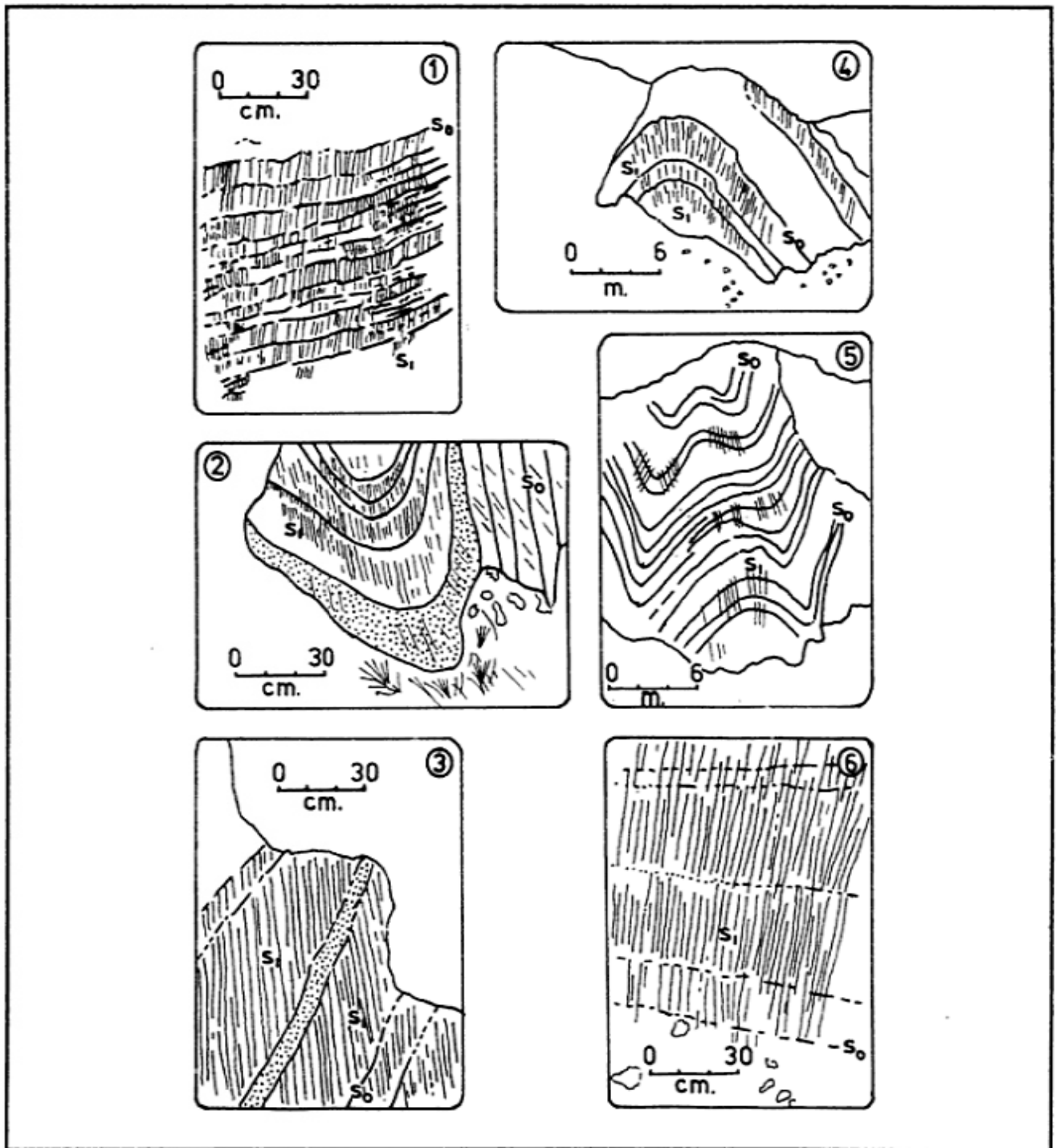


Figura 2. 1, 2 y 3: Sierra de Escaya (Provincia de Jujuy). 4 y 5: Cordón del Gallego (Provincia de Salta). 6: Mina Incahuasi (Provincia de Catamarca).

Este estilo de plegamiento ha sido reconocido en toda la franja oclóyica desde la sierra de Santa Catalina, en el extremo norte de la Puna jujeña, donde fue descrito por Viera (1984), hasta el cordón situado al oeste de Antofagasta de la Sierra. Las observaciones de detalle de los autores se han realizado en la sierra de Escaya, en la sierra de Santa Victoria y en los alrededores de la localidad del mismo nombre, al oeste de la quebrada de los Charcos en las proximidades del volcán Tuzgle, en la sierra de la quebrada Honda sobre el camino que une Sijes con Salar de

Pocitos, en el cordón del Gallego, en las serranías situadas al poniente de este último, en las inmediaciones de mina Incahuasi, mina San Antofito en el cordón situado inmediatamente al oeste de Antofagasta de la Sierra; además se revisaron numerosos afloramientos a lo largo de la carretera N° 53 que une Salar de Pocitos con Antofagasta de la Sierra.

Turner y Mendez (1975), atribuyeron la deformación de las secuencias ordovícicas a movimientos producidos entre el Ordovícico y el Silúrico, durante la fase oclóyica. Al poniente de

la franja deformada se han citado afloramientos que no muestran señales de deformación intensa, lo que asegura al menos una edad pre-devónica (Baldis *et al.*, 1973; Aceñolaza *et al.*, 1972; Martos, 1982).

RELACIONES ENTRE LA FRANJA DE DEFORMACIÓN OCLÓYICA Y EL BASAMENTO PRE-PALEOZOICO

La franja de deformación oclóyica se adosa al borde occidental del Cratógeno Central, que en este sector se encuentra compuesto por un complejo de unidades metamórficas y plutónicas cuyas relaciones mutuas no son aún bien conocidas: Formación Puncoviscana (Turner, 1960), Complejo Metamórfico (Vilela, 1969), Formación Oire (Turner, 1964), Formaciones Loma Corral, Famabalasto, Chango Real (Turner, 1962; Ruiz Huidobro, 1975). Sobre ellas existe un importante volumen de información petrológica, isotópica e incluso estructural. Cabe señalar que no todas las opiniones son concordantes en cuanto al origen y edad de estas entidades. Sin embargo desde el punto de vista estructural, todos los autores que se han ocupado del tema (Eremchuk *et al.*, 1979; Miller, 1979; Schwab, 1982; etc.) señalan la existencia de deformación polifásica, vale decir que la estructura interna de estos macizos ha sido originada por varios episodios de deformación superpuestos. La deformación polifásica es una característica distintiva de los componentes del Cratógeno Central y en esta región ha demostrado ser precámbrica, pre-Grupo Mesón, más específicamente. Es necesario señalar sin embargo que el Cratógeno Central está compuesto por entidades estructurales distintas, que se distribuyen en franjas de magnitud regional. Cada una de ellas está caracterizada por un estilo estructural propio, en algunos casos discordante con respecto al de las unidades vecinas (Mon, *et al.*, 1986 a y b). Estas observaciones aconsejan revisar la tendencia creciente a asignar a todas las facies de bajo grado de metamorfismo del basamento a la llamada Formación Puncoviscana (Turner, 1960), dado que se está incluyendo en ella, en base a consideraciones puramente litológicas, a entidades completamente diferentes entre sí desde el punto de vista estructural y sobre las que no existe ninguna prueba de que puedan pertenecer a una misma unidad estratigráfica. Kilmurray y Dalla Salda (1971) y Kilmurray (1976), señalan también la existencia de deformación polifásica en los componentes del Cratógeno Central en la provincia de la Rioja (sierra de Maz).

Esta intensa deformación se advierte en todos los componentes ectiníficos del borde occidental del Cratón, en la sierra de Cobres, faldeo occidental de las cumbres de Luracatao, etc. En las facies plutónicas de la llamada "Faja Eruptiva" (Méndez *et al.*, 1973), se verifica también la presencia de deformación que ha producido superficies de clivaje, pero dadas las dificultades que presentan los estudios microtectónicos de rocas graníticas, no se ha podido reunir todavía la información suficiente como para caracterizar el grado de deformación de esta entidad. De cualquier modo puede precisarse que en las proximidades de Mina Cóndor Huasi se observaron dos direcciones de clivaje, una de rumbo norte-sur, prácticamente vertical y la otra de rumbo noroeste-sureste inclinando entre 50 y 60 hacia el noreste.

La intensa deformación polifásica de los componentes del borde occidental del Cratógeno Central contrasta con la deformación simple que afecta al Ordovícico. Esta diferencia indica sin duda, historias geológicas distintas para ambos complejos.

El contacto directo entre ambas entidades, en todos los lugares donde es observable, es sistemáticamente tectónico. Es probable que se trate de un contacto tectónico antiguo parcialmente reactivado por la tectónica andina, especialmente en el sector austral. El contraste en el estilo e intensidad de la deformación entre ambos complejos es tan marcado, que para su relación original no cabe otra posibilidad que una discordancia angular. Esta disconformidad ha sido sugerida también por Aceñolaza (1973). Viramonte *et al.* (1975), admiten un contacto gradual entre ambas entidades; sin embargo, en nuestra opinión, la franja de metamorfismo dinámico con cataclasitas y milonitas que describen estos autores, no es otra cosa que el antiguo contacto tectónico que mencionamos más arriba. Las manifestaciones de brechas tectónicas observadas a lo largo de la quebrada del Medano (cordón Centenario) confirman la presencia de una falla cuya traza corre por la citada quebrada. Es una fractura de alto ángulo con fuerte inclinación hacia el naciente que provoca el cabalgamiento del basamento precámbrico sobre el Ordovícico a lo largo de más de 200 km. Estas relaciones se observan también con gran nitidez al naciente de Antofagasta de la Sierra, a lo largo de todo el borde occidental de la sierra del Peón. Una parte considerable de su traza está cubierta por volcanitas cuaternarias. Sobre la margen oc-

cidental del salar de Centenario hay evidencias indirectas de que esta falla disloca a las secuencias mio-pliocenas del Grupo Pastos Grandes.

Siguiendo este concepto nos parece altamente problemática la asignación al Ordovícico de las facies intensamente deformadas y metamorfozadas del borde occidental del cratón (Moya y Salfity, 1982; Allmendinger *et al.*, 1982; Alonso *et al.*, 1984; Omarini *et al.*, 1984). Esta idea también había sido insinuada por Aceñolaza (*op. cit.*). En estos complejos no se advierte ningún rasgo distintivo que permita separarlos del basamento pampeano clásico y que, como tal, ha sido asignado al Precámbrico o al Cámbrico inferior (Linares y Turner, 1976; Caminos, 1979; González, 1984, 1985).

EL BASAMENTO PRE-ORDOVICICO AL OESTE DE LA FRANJA OCLÓYICA

Al oeste de los cordones de Ordovícico que constituyen la franja oclóyica se han detectado facies intensamente deformadas y metamorfozadas con características comparables a las del Cratógeno Central. Estos afloramientos fueron mencionados por varios autores: Segerstrom y Turner (1972); Coira (1971); Guillou (1972); Allmendinger *et al.* (1982), mencionan la presencia de gneises y micacitas de posible edad precámbrica. Méndez *et al.* (1979), determinaron una edad radimétrica de 650 Ma para el granito de Macón. Los autores comprobaron recientemente que el cordón de Calalaste está constituido en gran parte por un complejo de esquistos y cuarcitas acompañados de cuerpos hipabisales y volcánicos afectados por deformación polifásica intensa que no puede atribuirse al Ordovícico descrito precedentemente. Alonso *et al.*, (1984), sugieren que los plutones que afloran al oeste de la franja oclóyica: Formaciones Taca-Taca, Maçon, Lullailaco, Chuculaqui, La Casualidad y Arita (Méndez, 1973; Turner y Méndez, 1979; Méndez *et al. op. cit.*) corresponden al mismo evento plutónico que los que se encuentran al este, en nuestra opinión, formando parte del Cratógeno Central.

El conjunto de estos afloramientos de rocas altamente deformadas sugiere la presencia de un basamento metamórfico pre-ordovícico, que aflora sólo aisladamente por debajo de la cubierta de volcanitas jóvenes y de Terciario. Las relaciones de este zócalo con la franja oclóyica son hasta ahora desconocidas, pero puede in-

ferirse que son similares a las que se verifican con las metamorfitas del borde occidental del Cratógeno Central. Es probable de que pueda haber restos de Ordovícico superpuestos o en contacto tectónico con los materiales de este cratón occidental. La Formación Laguna Amarga (Turner, 1967), en el borde occidental de la Hoja Chaschuil, puede representar su continuación austral.

La existencia de un área cratónica en el sector occidental de la Puna no es de ninguna manera un hecho novedoso; ya Groeber (1963), la señala en sus mapas; Allmendinger *et al.* (1982), indican la presencia de un "basamento occidental de la Puna y Chile" en el subsuelo del área considerada.

CONCLUSIONES

Es destacable el hecho de que la franja del Ordovícico de la Puna, deformada por la fase oclóyica, representa una unidad tectónica independiente, perfectamente diferenciada de los macizos metamórficos adyacentes con respecto a los cuales tiene relaciones francamente discordantes.

La franja oclóyica constituye un corredor que se enangosta hacia el sur, hasta que se acuña totalmente al sureste de Antofagasta de la Sierra. Está insertada entre dos grandes macizos compuestos de basamento pre-ordovícico.

Se ha señalado que el Ordovícico está conformado por componentes de origen sedimentario y volcánico. Las facies de origen sedimentario son fácilmente distinguibles de las ectinitas pre-ordovícicas por sus diferentes estilos de deformación, pero queda pendiente la separación de las facies de origen magmático. El problema de la diferenciación, dentro de la llamada "Faja Erup-tiva" (Méndez *et al.*, 1973), de los granitos propiamente dichos de las rocas granosas de origen volcánico, intercaladas en la secuencia ordovícica, que ya fuera planteado por Coira (1973), sigue aún sin resolver.

Las investigaciones futuras deberán dirigirse a perfeccionar el conocimiento del plegamiento mayor de la franja oclóyica, de manera de poder definir las secciones más adecuadas para la medición de espesores y para los estudios estratigráficos de detalle. Además deben incrementarse las observaciones de campo tendientes a precisar la naturaleza de sus contactos con el zócalo pre-paleozoico, especialmente con el macizo occidental.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL
TEXTO

- ACEÑOLAZA, F. G., 1973. El Ordovícico de la Puna Salto-Catamarqueña. Consideraciones sobre su importancia en la interpretación del desarrollo de la cuenca Eopaleozoica del Norte Argentino. Vº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 3-18, Buenos Aires.
- y A. TOSELLI, 1971. Hallazgo de Graptolites ordovícicos en el supuesto Precámbrico de la Puna de Catamarca y Salta. República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVI (2): 274, Buenos Aires.
- , L. BENEDETTO y J. SALFITY, 1972. El Neopaleozoico de la Puna Argentina, su fauna y relación con áreas vecinas. An. Acad. Brasil. Cienc., 44 (supl.): 5-20.
- ALLMENDINGER, R. W., T. JORDAN, M. PALMA y V. RAMOS, 1982. Perfil estructural de la Puna Catamarqueña (25-27S). Argentina. Vº Congr. Latinoam. Geol., Actas, 1: 499-518, Buenos Aires.
- ALONSO, R., J. VIRAMONTE y R. GUTIERREZ, 1984. Puna Austral. Bases para el Subprovincialismo Geológico de la Puna Argentina. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, 1: 43-63, Buenos Aires.
- ARGAÑARAZ, R., J. VIRAMONTE y L. SALAZAR, 1973. Sobre el hallazgo de serpentinitas de la Puna Argentina. Vº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 2132, Buenos Aires.
- BALDIS, B., R. LEVY y F. NULLO, 1973. Acerca de una fauna marina devónica en la Puna Salteña. Vº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 413-421, Buenos Aires.
- CAMINOS, R., 1979. Sierras Pampeanas noroccidentales. IIIº Simp. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. de Cienc., I: 225-291, Córdoba.
- COIRA, B., 1971. Informe geológico de los mosaicos 14C7, 14D1, 13C2, 13C3, 13C4, 13D1 y 13D4. Provincia de Catamarca. NOA I, Serv. Geol. Nac., (inéd.), Tucumán.
- , 1973. Resultados preliminares sobre la petrología del Ciclo eruptivo Ordovícico concomitante con la sedimentación de la Formación Acoite, en la zona de Abra Pampa, provincia de Jujuy. República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVIII (1): 85-88, Buenos Aires.
- EREMCHUK, J. R. MON y J. SOSA GOMEZ, 1978. Observaciones sobre la estructura del basamento Precámbrico en los Andes del Norte de la República Argentina (entre los paralelos 22 y 28 Lat. S.). VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 203-212, Buenos Aires.
- GONZALEZ, O. E., 1984. Las ignimbritas de "Ojo de Ratones" y sus relaciones regionales, provincia de Salta. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 206-220, Buenos Aires.
- GONZALEZ, O. E., 1985. Geología de la serranía Agua de las Palomas y Cerro Bayo, departamento Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca. Acta Geol. Lilloana, XVI (2): 325-336, Tucumán.
- GROEBER, P., 1963. La Cordillera entre las latitudes 22º y 40S. Acad. Nac. Cienc., Bol. XLIII (2-4): 111-176, Córdoba.
- GUILLOU, J., 1972. Informe geológico de los mosaicos 14D2 y 18A2. NOA I, Serv. Geol. Nac., (inéd.), Tucumán.
- KILMURRAY, J., 1976. Superposición de movimientos en tres áreas metamorfoseadas de la Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXI (1): 3-10, Buenos Aires.
- y L. DALLA SALDA, 1971. Las fases de deformación de la Sierra de Maz, provincia de la Rioja. República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVI (2): 245-263, Buenos Aires.
- KOUKHARSKY, M. y J. C. MIRRE, 1974. Nuevas evidencias de volcanismo ordovícico en la Puna. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIX (1): 128-134, Buenos Aires.
- LINARES, F. y J. C. M. TURNER, 1976. Ciclos orogénicos en la República Argentina. VIº Congr. Geol. Arg., Actas, 1: 325-340, Buenos Aires.
- MARTOS, D., 1982. Estadística y correlación geoquímica en la región de Antofalla, provincia de Catamarca. Argentina. Vº Congr. Latinoam. Geol., Actas, IV: 147-158, Buenos Aires.
- MENDEZ, V., 1974. Estructuras de las provincias de Salta y Jujuy a partir del meridiano 6530' oeste hasta el límite con las Repúblicas de Bolivia y Chile. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIX (4): 291-324, Buenos Aires.
- , A. NAVARINI, D. PLAZA y V. VIERA, 1973. Faja Eruptiva de la Puna Oriental. Vº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 89-100, Buenos Aires.
- , J. C. M. TURNER, A. NAVARINI, R. AMENGUAL y V. VIERA, 1979. Geología de la región noroeste, provincias de Salta y Jujuy. República Argentina. Direc. Gral. Fabric. Milit., 118 pp., Buenos Aires.
- MILLER, H., 1979. Características estructurales de la Formación Puncoviscana (Cámbrico inferior). Acad. Nac. Cienc., Bol. LIII (1-2): 59-70, Córdoba.
- MON, R., 1979. Esquema tectónico de los Andes del norte argentino. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIV (1): 53-60, Buenos Aires.
- y F. HONGN, 1986. La microtectónica como método de correlación geológica en el basamento del norte argentino. III Reunión de Microtect., (en prensa), La Plata.
- , — y J. SOSA GOMEZ, 1986. Aportes de la microtectónica a la geología del basamento metamórfico de la provincia de Tucumán. IIIº Reunión de Microtect. (en prensa), La Plata.
- MOYA, M. C. y J. A. SALFITY, 1982. Los ciclos magmáticos en el noroeste argentino. Vº Congr. Latinoam. Geol., Actas, III: 523-536, Buenos Aires.
- OMARINI, R., J. VIRAMONTE, J. CORDANI, J. SALFITY y K. KAWASHITA, 1984. Estudio geocronológico Rb/Sr de la faja eruptiva de la Puna en el sector de San Antonio de los Cobres, provincia de Salta. Argentina. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 146-158, Buenos Aires.
- RAMOS, V., 1972. El ordovícico fosilífero de la sierra Lina, departamento Susques, provincia de Jujuy. República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVII (1): 84-94, Buenos Aires.
- ROLLERI, E. y A. MINGRAMM, 1968. Sobre el hallazgo de Ordovícico inferior al oeste de San Antonio de los Cobres, provincia de Salta. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIII (2): 101-103, Buenos Aires.
- RUIZ HUDOBRO, O. J., 1975. Descripción geológica de la Hoja 12c. Laguna Helada, provincia de Catamarca. Serv. Geol. Nac., Bol. 146, Buenos Aires.
- SCHWAB, K., 1970. Ein Beitrag Zur Jungen Bruchtektonik Der Argentinischen Puna Und Ihr Verhältnisse Zu Den Angrenzenden Andenabschnitten. Geologische Rundschau, LIX (3): 1064-1087, Stuttgart.
- , 1982. Plegamiento sinsedimentario en la Formación Puncoviscana (Precámbrico-Cámbrico inferior) en el noroeste de la Argentina. Vº Congr. Latinoam. Geol., Actas, 1: 555-564, Buenos Aires.

Asociación Geológica Argentina

- SEGERSTROM, K. y J. C. M. TURNER, 1972. A conspicuous flexure in regional structural trend in the Puna northwestern Argentina. U. S. Geol. Survey. Prof. Paper 800 B: 205-209, Denver.
- TURNER, J. C. M., 1960. Estratigrafía de la sierra de Santa Victoria y adyacencias. Bol. Acad. Nac. Cienc., XLI (2): 163-196, Córdoba.
- , 1962. Estratigrafía de la región al naciente de la Laguna Blanca, Catamarca. Asoc. Geol. Arg., Rev., XVII (1-2): 11-45, Buenos Aires.
- , 1967. Descripción geológica de la Hoja 13b. Chaschuil, provincias de Catamarca y La Rioja. Inst. Nac. Min. Geol., Bol. 106, Buenos Aires.
- , 1973. Descripción geológica de la Hoja 11d. Laguna Blanca, provincia de Catamarca. Serv. Nac. Min. Geol., Bol. 142, Buenos Aires.
- y M. MENDEZ, 1979. Puna. II^o Simp. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. de Cienc., I: 13-56, Córdoba.
- VIERA, D., 1984. Geología de la comarca de Eureka departamento Santa Catalina, provincia de Jujuy. Univ. Nac. de Tucumán, Tesis doctoral (inéd.), 177 pp., Tucumán.
- VILELA, C. R., 1969. Descripción geológica de la Hoja 6c. San Antonio de los Cobres, provincias de Salta y Jujuy. Dir. Nac. de Geol. y Min., Bol. 110, Buenos Aires.
- VIRAMONTE, J., R. SUREDA y M. RASKOVSKY, 1975. Rocas metamórficas de alto grado al oeste del salar Centenario, puna salteña, República Argentina. VI Congr. Geol. Argent., II: 191-206, Buenos Aires.

Recibido: 3 de Agosto, 1985

Aceptado: 30 de Noviembre, 1986

RICARDO MON
FERNANDO D. HONGN

Facultad de Ciencias Naturales
Universidad Nacional de Tucumán
CONICET
Miguel Lillo 205
4000 - San Miguel de Tucumán