

Santiago, 8 - 12 Agosto de 1988

Departamento de Geología y Geofísica
Universidad de Chile

ESTRUCTURA DEL BASAMENTO ANDINO ENTRE LOS PARALELOS 24° y 28° LATITUD SUR.

Ricardo Mon*, Fernando D. Hongn* y Ricardo Omarini**

* Facultad de Ciencias Naturales, UNT. CONICET. Miguel Lillo 205 - (4.000) Tucumán. Argentina.

** Universidad Nacional de Salta. CONICET. Buenos Aires 177 (4.400) Salta. Argentina.

RESUMEN

En el Basamento de los Andes de esta región se distinguen tres ciclos diastróficos claramente definidos por sus estilos estructurales y por su distribución geográfica. Las estructuras más antiguas, que corresponden a la orogénesis Panamericana (precámbrica), afecta a esquistos y granitos con deformación polifásica generada por episodios deformantes precámbricos. Los movimientos caledónicos han generado una franja intensamente deformada que se adosa por el oeste al macizo precámbrico. El Cambro-ordovícico asienta en discordancia angular sobre el Basamento en el borde oriental de la región considerada. La deformación disminuye hacia el Este, en el borde oriental andino al Ordovícico registra poca deformación pre-andina. Sobre el Ordovícico deformado de la franja caledónica se apoyan capas devónicas escasamente deformadas. En la Cordillera de la Costa el Devónico está intensamente deformado, - indicando un cinturón de deformación hercínica hacia el oeste del caledónico.

En los complejos precámbricos se han encontrado granitos de esa edad, asimismo en las franjas caledónica y hercínica se intruyen gra

nitos paleozoicos. Sin embargo, se ha citado profusamente en la literatura en base a datos radiométricos, la presencia de granitos paleozoicos instruidos en metamorfitas precámbricas.

INTRODUCCION

El análisis mesoestructural de los complejos precámbricos y paleozoicos altamente deformados, que componen el zócalo de los Andes en esta región, ha permitido avanzar en la comprensión de las relaciones geológicas regionales entre estas unidades y aportar algunos conceptos para la obtención de un modelo tectónico regional, que en parte se contrapone con esquemas que han adquirido gran difusión en los últimos años.

La presencia de pisos estructurales, con estilos tectónicos propios que los caracterizan, es un rasgo reconocido en el zócalo andino distinguiéndose un Basamento precámbrico polideformado sobre el que se adosan hacia el oeste cinturones de deformación paleozoica claramente definidos: uno caledónico y otro, más occidental en territorio Chileno, hercínico. Cada uno de estos cinturones está asociado a eventos magmáticos propios.

Los resultados se sintetizan en un perfil del zócalo andino a la latitud de 26° aproximadamente, que muestra la particularidad de ser el más apropiado para estudiar las relaciones entre las entidades mencionadas.

ESTRUCTURA DEL BASAMENTO

Dentro del Basamento, hacia el Norte del paralelo 27° L.S., se distinguen franjas alargadas en sentido Norte-Sur, caracterizadas por estilos de deformación propios que las distinguen entre sí. Estas están delimitadas por grandes accidentes tectónicos andinos que impiden conocer sus relaciones originales. Tienen como rasgo común la polideformación. Desde el punto de vista litológico están representadas por entidades con distintos grados de metamorfismo. Dada la relación

existente entre los caracteres litológicos y estructurales, se describen los caracteres tectónicos de entidades que se diferencian en base a su litología.

Unidades de bajo grado

Las pizarras y filitas que constituyen el Basamento de la Cordillera Oriental y del borde oriental de la Puna, generalmente se atribuyen a la F. Puncoviscana (Turner, 1960), es decir, que se incluyen en una única unidad. Sin embargo los autores han demostrado que dentro de esta franja de metamorfitas de bajo grado, grises y verdosas existen dos unidades estructurales distintas de extensión regional, cada una caracterizada por un estilo estructural distintivo y probablemente discordantes entre sí. Estas diferencias se manifiestan con mayor claridad en la Provincia de Tucumán e informalmente se las ha designado como "Unidad Lules" a la oriental y "Unidad Choromoro" a la occidental.

Unidad de Lules

Su perfil característico ha sido descrito en el corte del Río Lules sobre el extremo sur de la Sierra de San Javier. Allí se observa que la secuencia original se encuentra plegada en pliegues asimétricos con sus flancos más empinados volcados hacia el oeste. Este plegamiento está acompañado por clivaje de plano axial que en gran parte es un bandeado tectónico. El clivaje-bandeado inclina hacia el este y corta a la estratificación de forma clara en los flancos invertidos o de mayor inclinación mientras que en los flancos más tendidos se aproxima a las superficies primarias.

El plegamiento y bandeado tectónico conexo responden al primer episodio de deformación. Hay un segundo episodio de deformación superpuesto que ha generado un clivaje de crenulación y un microplegamiento asociado que se manifiesta tanto en la estratificación como en el bandeado tectónico. Este clivaje inclina hacia el oeste.

Dentro de la unidad de Lules se ha detectado una angosta franja de mayor deformación, que hemos designado franja de Aguas Blancas, que se manifiesta en el Basamento de las Sierras del Noroeste de Tucumán. Probablemente se trata de una zona de cizalla asociada al primer evento de deformación, en la que la asimetría de los pliegues indica que el flanco oriental estaría elevado respecto al occidental.

La unidad Lules tiene difusión regional. Hacia el norte se extiende por las Sierras del Noroeste de Tucumán, Sierra de Mojotoro y hacia las márgenes orientales del Valle de Lerma y Quebrada de Humahuaca. Es correlacionable con la Formación Puncoviscana (Turner, 1960).

Unidad de Choromoro

Desde el punto de vista litológico muestra una gran similitud con la entidad anterior, está también compuesta por pizarras y filitas de colores grises y verdosos. Sin embargo sus características estructurales son completamente diferentes. Los perfiles más ilustrativos de esta unidad se encuentran en la Qda. de Purmamarca, Qda. del Toro y Qda. del Río Choromoro. El plegamiento de esta unidad está dado por pliegues tipo "chevron" volcados hacia el este, con un clivaje de plano axial que constituye también un bandeamiento tectónico. A este evento de deformación principal se le superpone otro que ha generado una superficie de clivaje con rumbo N-S a NE-SW e inclinaciones hacia el W-NW. Este clivaje evoluciona hacia el oeste hasta generar un nuevo bandeo. Los pliegues chevron del primer evento tienen ejes con buzamiento débil en el sector austral (perfil Choromoro) y buzamiento fuerte (superior a 45°) en los perfiles de las quebradas del Toro y Purmamarca. La unidad de Choromoro ha sufrido una deformación intensa que se manifiesta en flancos de pliegues estirados, frecuentemente boudinados, observándose también esta estructura en numerosas venas de cuarzo.

Tanto la unidad Lules como la Choromoro están cubiertas discordantemente por las cuarcitas del Grupo Mesón (Cámbrico), a las que se le superponen capas fosilíferas del Ordovícico inferior (Ricci y Villanueva, 1969;

Turner y Mon, 1979). La secuencia paleozoica no participa de la intensa deformación penetrativa que afecta a los ésquistos del Basamento. Las relaciones entre estas unidades (Lules y Choromoro) no se conocen con precisión, están separadas por importantes fallas andinas que corresponden a corrimientos de varios kilómetros de acuerdo a los perfiles interpretativos preparados por A. Mingramm (Com. Pers.). Sus estilos de deformación son discordantes e incompatibles entre sí y resulta difícil pensar en un pasaje transicional de una a otra. No hay elementos geológicos para incluir la unidad Choromoro dentro de la F. Puncoviscana tal como se ha hecho frecuentemente.

Los esquistos bandeados

Representan una entidad litológica ampliamente expuesta en las Cumbres Calchaquíes, Sierra de Aconquija, Sierra de Ancasti, etc.

Entre los esquistos bandeados y la unidad de Choromoro hay un pasaje gradual. El clivaje-bandeado de plano axial de la unidad Choromoro se acentúa hacia el oeste. El segundo clivaje que se mencionó en esta unidad evoluciona desde un clivaje espaciado en el borde oriental a uno de crenulación y éste va gradando a un nuevo bandeamiento tectónico hacia el oeste. El pasaje entre estas dos unidades está muy bien ex puesto en el Río Grande, al oeste de Tucumán, donde se observa que el segundo clivaje adquiere hacia el poniente un desarrollo cada vez más pronunciado. En el tramo oriental de este perfil el segundo clivaje es tá asociado a un plegamiento suave que afecta tanto a la estratificación como al clivaje-bandeado de plano axial del primer evento de formativo. Mas al oeste el bandeado es más notable, se hace difícil reconocer la estratificación y el segundo clivaje se asocia a nuevos pliegues de tipo similar. En sectores el primer bandeado está trans puesto por el segundo clivaje-bandeado observándose pliegues intrafoliales. En el borde occidental de Cumbres Calchaquíes, el último bandeado oblitera totalmente el primero hasta llegar a gneises, donde el bandeado gneísico es paralelo a S₂. El aumento del metamorfismo asociado al segundo ban-

deado fué descrito por Toselli y Rossi de Toselli (1984). A lo largo de este perfil S₂ mantiene un rumbo N-S a NE-SW e inclinaciones hacia el W-NW en C. Calchaquíes y hacia el E-SE en los gneises de Quilmes.

En el perfil del Río Grande se observa claramente que el bandeo es oblicuo a la estratificación y sin duda de origen tectónico. Frecuentemente se lo ha interpretado como mimético sobre S₀ (Toselli y Rossi de Toselli, op cit) o paralelo a la estratificación (González Bonorino, 1950 a).

Gneises y milonitas

Hacia el Oeste del Valle Calchaquí y en todos los cordones que marcan el borde de la Puna de Salta y Catamarca se manifiesta un cinturón de composición litológica compleja más deformado que los anteriores, compuesto esencialmente por gneises, migmatitas, granitos. Se encuentran descripciones litológicas de esta franja de más de 100 km. de ancho en los trabajos de Turner (1973), González Bonorino (1950 a y 1950 b), Ruiz Huidobro (1975). Este cinturón altamente deformado representa la franja más occidental del Macizo Pampeano.

Desde el punto de vista estructural este complejo es poco conocido. Como hecho tectónico sobresaliente, puede señalarse la presencia de importantes fajas de milonitización que ya fueron citadas por González Bonorino, op cit y Turner, op cit. Al sur del pueblo de El Peñón, provincia de Catamarca, existe una muy buena muestra del estilo de deformación que afecta a esta entidad, en este lugar afloran bancos de calizas amarillentas intercaladas entre esquistos que definen claramente la configuración de la estructura, distinguiéndose pliegues apretados volcados hacia el este, con sus flancos adyacentes y fallados. Sobre los esquistos se desarrolla una fábrica S-C muy bien definida con superficies S y C inclinando hacia el oeste, las últimas con menos inclinación, relación que define una fuerte rotación dextral, movimientos que también se manifiestan en las abundantes estructuras de "peces" (ojos asimétricos) que se desarrollan sobre fenoblastos de feldespato. Am

bas estructuras son concordantes con la marcada vergencia hacia el oriente que presentan los pliegues. Fuera de la estructura S-C se observa un clivaje espaciado con rumbo meridiano y posición próxima a la vertical.

La presencia de fajas de milonitas tipo S-C desarrolladas tanto sobre rocas graníticas o metamórficas constituye un rasgo mayor de la geología del borde occidental del Basamento Pampeano en la región. Se ha verificado que muchos de los gneises o granitos foliados citados en la literatura corresponden a milonitas.

Esquistos de Antofalla

Hacia el oeste del Salar de Antofalla existen varios afloramientos aislados de esquistos que originalmente fueron atribuidos al precámbrico por Segerstrom y Turner (1972). Posteriormente Allmendinger et al (1982) indican la presencia de esquistos precámbricos en la vega de Botijuelas y asignan al Ordovícico a los restantes afloramientos de rocas metamórficas del sector, asociándolas a una zona de subducción ordovícica. En la sierra de la Qda. Honda los autores citados diferencian un complejo ofiolítico entre los esquistos y reconocen una deformación polifásica en los mismos.

De acuerdo a nuestras observaciones los afloramientos de la Sierra de la Qda. Honda y los de las inmediaciones de Antofalla pertenecen al Basamento preordovícico, los esquistos oscuros con intercalaciones de rocas básicas tienen una deformación muy intensa, cuya estructura principal está dada por un clivaje y bandeado tectónico de rumbo E-W e inclinación al sur. Se observan pliegues introfoliales aislados con ejes subhorizontales. Estas características estructurales son similares a las observadas en todo el Basamento prepaleozoico.

Los esquistos de Botijuelas asignados al Precámbrico por Allmendinger et al (op cit), poseen un microplegamiento intenso que varía entre pliegues de tipo chevron y pliegues similares con un clivaje de crenulación asociado de rumbo E-W que inclina hacia el norte. Este esti-

lo tectónico tiene ciertas afinidades con el del Ordovícico que se manifiesta en la Sierra de Calalaste. La presencia de leptometamorfitas - con rasgos del estilo estructural típico del ordovícico que afloran localmente en la Qda. del Volcán (ladera este del Volcán Antofalla) impide incluir con seguridad los afloramientos de Botijuelas en el Paleozoico.

En síntesis para la zona del Salar de Antofalla podemos decir que se manifiestan: a) Esquistos polideformados con intercalaciones de rocas básicas (Sa. Qda. Honda, Antofallita) claramente prepaleozoicas, b) Secuencias ordovícicas como las representadas en la Qda. del Volcán, y c) Los esquistos de Botijuelas que tienen una posición incierta. Las relaciones entre estas unidades todavía no se han podido establecer con precisión en este sector.

ESTRUCTURA DEL PALEOZOICO

En las secuencias del Paleozoico que conforman al zócalo andino especialmente desde el borde occidental del macizo pampeano hacia el oeste se reconocen dos pisos estructurales bien definidos, formando fajas o cinturones alargados en sentido N-S.

El cinturón oclóyico (caledónico) tiene su mejor expresión en las secuencias ordovícicas que constituyen el borde occidental de la Cordillera Oriental, la Puna y su prolongación austral. Desde el punto de vista litológico está constituido por una alternancia de pelitas y psamitas entre las que se intercalan mantos volcánicos (Coira et al, 1982; Allmendinger et al, 1982). El conjunto está afectado por un metamorfismo regional dinamotérmico de muy bajo a bajo grado. El estilo tectónico oclóyico se caracteriza por un plegamiento apretado de rumbo N-S y vergencia hacia el oeste en la Puna austral (Salta-Catamarca) y pliegues con superficies axiales verticales en la Puna jujeña. Asociado al plegamiento hay un clivaje de plano axial bien desarrollado que acompaña la vergencia del plegamiento. Los ejes de los pliegues tienen buzamiento suaves, no mayores de 15° tanto al norte como al sur. En el

norte argentino, el cinturón oclóyico está delimitado en el espacio, aunque su borde occidental no está tan bien definido como el oriental, y en el tiempo.

En el perfil a la latitud de la Quiaca, entre la Sierra de Santa Victoria y Cieneguillas se observa como las capas ordovícicas fosilíferas gradan desde sectores prácticamente sin deformación preandina (borde oriental Sa. Santa Victoria), a secuencias con deformación intensa pero con un estilo tectónico simple dado por el plegamiento y el clivaje asociado. En el otro extremo de la Puna, desde la Sa. Calalaste hacia el oeste se hace presente un segundo clivaje asociado a bandas de kinking de rumbo este-oeste y vertical sobreimpresas a la primera deformación y que hacia el oeste pasa a un clivaje de crenulación. Anteriormente (Mon y Hongn, 1987 a) habíamos incluido erróneamente al Ordovícico altamente deformado de Calalaste en el Basamento.

El estilo tectónico simple del Ordovícico es una herramienta muy útil para diferenciarlo de las entidades prepaleozoicas con polideformación. En base a este concepto es altamente improbable la asignación al Ordovícico de las metamorfitas polideformadas que alojan los cuerpos ígneos que integran la Faja Eruptiva (Mendez et al 1972) y que afloran en el borde oriental de la Puna Salto-Catamarqueña, Viramonte et al (1976) proponen un pasaje gradual entre el Ordovícico con deformación oclóyica y las metamorfitas dado por un aumento del metamorfismo hacia el este, rasgo difícil de sostener dada la diferencia de los estilos tectónicos de estas unidades.

La presencia de leptometamorfitas ordovícicas en el borde occidental de la Sierra de la Laguna Blanca (Prov. de Catamarca) asentadas sobre el Basamento, también constituye un elemento que se contrapone a la idea que discutimos. El contacto entre estas unidades (Ordovícico con deformación oclóyica y metamorfitas con polideformación) es sistemáticamente tectónico y está representado por una falla inversa oclóyica con baja inclinación hacia el este mediante la cual las metamorfitas precámbricas cabalgan sobre el edificio paleozoico (Mon y Hongn,

op cit).

El Devónico poco deformado que se asienta sobre el borde occidental del cinturón oclóyico (Aceñolaza et al, 1972), marca el límite superior para la deformación del Ordovícico correspondiente a la Fase Oclóyica. Estos afloramientos devónicos permiten distinguir con relativa facilidad y de manera clara la presencia de los movimientos caledónicos, situación que no se repite ni hacia el norte (Dalmayrac et al, 1977) ni hacia el sur (Furque y Cuerda, 1984). La Puna austral es buen sitio para diferenciar los pisos estructurales. El Cinturón Hercínico se manifiesta en Chile, hacia el oeste del cinturón Oclóyico o Caledónico. En los estratos devónicos ocurre un aumento gradual de la deformación desde las secuencias poco deformadas de la Puna Argentina (Aceñolaza et al, op cit; Donato y Vergami, 1985), pasando por la Sierra de Almeida donde el Devónico aparece más deformado (Davidson et al 1981 a). Hacia el oeste, en la Cordillera de Demeyko Chong (1977) menciona epimetamorfitas devónicas y Davidson et al (1981 b) asignan esta edad a una secuencia de grauvacas y pelitas afectadas por un fuerte clivaje pizarreño que afloran en el C° Cota 1584, al poniente de Augusta Victoria. El Devónico que aflora en la región de Antofagasta y hacia el sur, ya con características de flysch presenta una deformación intensa (Bell, 1984; Breitkreuz y Bahlburg, 1985). No disponemos de datos como para caracterizar este cinturón hercínico, que en la zona de Chañaral tendría una vergencia opuesta al cinturón oclóyico (Bell op cit). Más que la presencia del Cinturón Hercínico, ya mencionado en numerosos trabajos anteriores, nos interesa destacar que en este sector, aproximadamente entre los paralelos 23° y 27° LS, es posible diferenciar con claridad el piso hercínico del caledónico y éste del zócalo prepaleozoico polideformado.

LOS CUERPOS GRANITICOS

Gonzalez Bonorino (1950 a) señaló la presencia de granitos pre, sin y postectónicos considerando al Basamento como afectado por un único evento deformativo de importancia. El hecho de que se haya demos

trado deformación polifásica en el basamento obliga darle mayor precisión a los conceptos de pre, sin y postectónico, dada la existencia de cuerpos que son postectónicos respecto a una fase de deformación pero anteriores a una segunda. Los granitos más antiguos previos a las principales fases de deformación actualmente están convertidos en gneises atribuibles a milonitas S-C, por ejemplo el granito de Chango Real. Por otro lado se presentan granitos sin vestigios de deformación que son posteriores a los diastrofismos responsables de la estructura interna del Basamento y aunque estos cuerpos son indudablemente los más jóvenes no hay argumentos suficientes como para incluirlos en el Paleozoico tal como se ha hecho frecuentemente en base a datos geocronológicos (Gonzalez et al, 1985). Los granitos de Tastil y Cañaní por ejemplo, no registran señales de deformación y están cubiertos por cuarcitas cámbricas.

En base a mediciones radiométricas se distingue dentro de Basamento prepaleozoico granitos de distintas edades concentrándose la mayor parte de las dataciones en el ordovícico, siendo algunas más antiguas y otras del Paleozoico superior. (Gonzalez et al, op cit.). En algunos ejemplos se producen contradicciones muy marcadas entre los datos isotópicos y las observaciones de campo. Por ejemplo el Granito de Chango Real (Catamarca) arroja edades de 408 y 430 m.a. (Gonzalez et al op cit) y es un granito milonítico u ortogneis milonítico que ha sufrido intensamente la deformación que afecta al Basamento, la cual -como expresamos anteriormente- no alcanza a las secuencias paleozoicas inferiores que se le superponen en distintos sectores del NOA (Cordillera Oriental, Puna y Sierras del Noroeste de la Provincia de Tucumán). Gran parte de los granitos que se asignan al Paleozoico y que encajan en el Basamento están apartados de los cinturones de deformación paleozoica.

Los cuerpos asociados al Cinturón Oclóyico se encuentran en Chaschuil (Rossi de Toselli et al, 1987) y en las proximidades del Salar de Rincón (Donato y Vergami, 1985). En esos sitios el Ordovícico está intruído por los granitoides. En Salar de Rincón el conjunto está cubierto en discordancia por el Devónico no deformado.

Más al oeste aparecen intrusivos en las secuencias devónicas deformadas que definen al Cinturón Hercínico (Herve et al, 1981, Bahlbur et al, 1987). No quedan dudas de que la actividad magmática plutónica asociada al orógeno hercínico se manifiesta con mayor claridad donde éste está más desarrollado.

Sintetizando lo expuesto anteriormente podemos acotar que existen granitos prepaleozoicos intruídos en el Basamento, caledónicos en el Ordovícico y hercínicos alojados en el Devónico y Paleozoico superior, asociados a pisos estructurales bien diferenciados y con un control geológico de campo que no dejan dudas respecto de sus límites temporales. Por otra parte hay cuerpos que no tienen control de campo directo, especialmente los alojados en el Basamento y que se asignan al paleozoico sólo en base a dataciones isotópicas. Es posible la presencia de intrusivos paleozoicos en el Basamento, sin embargo es notable que éstos sólo se determinan en sectores donde no existe cubierta paleozoica y cuando esta presente no está afectada por el plutonismo (Carrán y Tastil).

Un comentario aparte merece la Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Mendez et al, 1972) rasgo geológico que últimamente se ha considerado como asociado a una sutura continental ordovícico (Coira et al, 1982; Allmendinger et al, 1982). Los estudios de detalle que está conduciendo uno de nosotros (F.H.) en el sector situado al sudoeste de S. A. de los Cobres muestra la existencia de dos generaciones de granitoides, una de cuerpos muy deformados que se intruyen en una caja también altamente deformada (gneises y milonitas) y otra de cuerpos sin deformación encajados en esquistos de bajo grado, similares a los de la Unidad de Choromoro. Todo este complejo, aunque aún insuficientemente conocido, muestra mayores afinidades con el Basamento prepaleozoico que con el cinturón oclóyico, del cual parece totalmente desvinculado. Más al sur las relaciones geológicas no dejan lugar a dudas sobre la independencia de la llamada "Faja Eruptiva" de las leptometamorfitas oclóyicas.

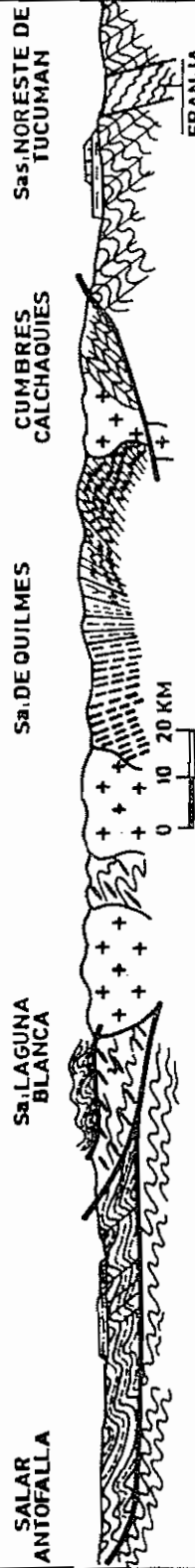
DISCUSION FINAL

En el perfil A se vuelcan las observaciones realizadas en las proximidades del paralelo 26° 30' lat. S., entre el borde oriental andino, en la Provincia de Tucumán, y el límite Chile-Argentina. En el perfil B se esquematizan las relaciones entre el Basamento antiguo y los cinturones paleozoicos (caledónico y hercínico) hasta la costa actual del Pacífico. En ninguno de los dos perfiles se representan los rasgos geológicos pos-paleozoicos.

Los hechos geológicos que merecen destacarse son los siguientes:

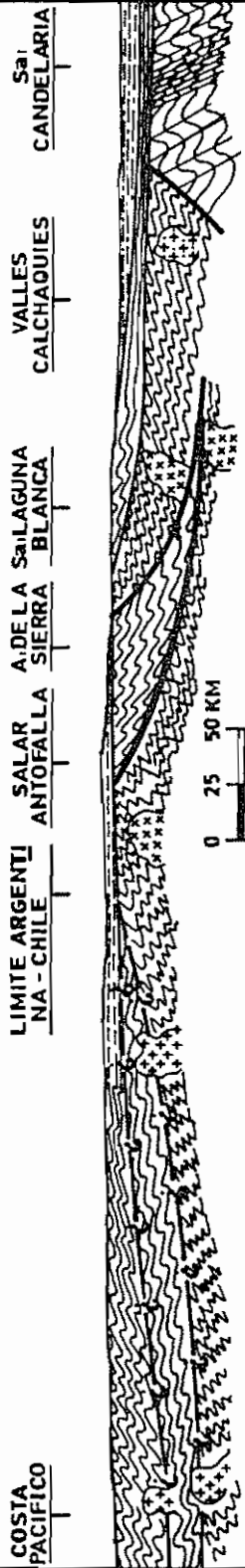
- Dentro del zócalo del Sistema andino existen pisos tectónicos bien diferenciados por sus estilos estructurales. Los pisos paleozoicos se asientan sobre el borde occidental del Cratógeno Central constituido principalmente por rocas precámbricas. El cinturón hercínico se desarrolla al poniente del caledónico. El substrato de ambos está representado por un Basamento metamórfico polideformado, cuyas manifestaciones más occidentales se encuentran en la Península de Mejillones (Breitkreuz y Zeil, 1984).
- El Ordovícico de la Puna se asienta sobre el Basamento prepaleozoico. Dado su intenso plegamiento y acortamiento, que indudablemente no fué acompañado por el zócalo ya metamorfozido y rígido, se infiere en su base un significativo despegue. A su vez el Basamento del borde occidental del Cratógeno Central está cabalgado por lo menos 10 km. sobre el Ordovícico.
- Donde el Cinturón Oclóyico (caledónico) alcanza su mejor expresión, el Devónico no presenta deformación pre-andina. La deformación hercínica, que afecta al Devónico, se desarrolla hacia el oeste en territorio de Chile.
- Hay granitos precámbricos en el Basamento antiguo polideformado, ordovícicos en el cinturón caledónico y del Paleozoico superior en el cinturón hercínico. En base a este concepto resulta aconsejable revisar

PERFIL A



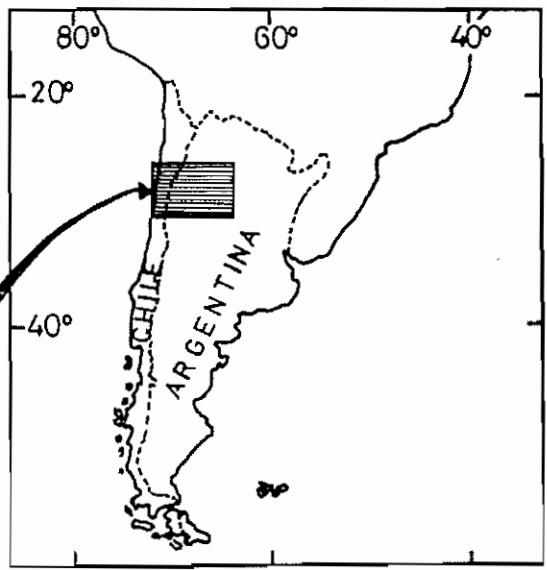
- | | | | | | |
|--|---------------------|--|---------------------|--|---------------------------------|
| | UNIDAD LULES | | GNEISES | | ORDOVICO DEFORMADO |
| | UNIDAD CHOROMORO | | GNEISES Y MILONITAS | | CAMBRO-ORDOVICO SIN DEFORMACION |
| | ESQUISTOS BANDEADOS | | GRANITOS | | DEVONICO SIN DEFORMACION |

PERFIL B



- | | | | | | |
|--|------------------------------------|--|---|--|--------------------------|
| | BASAMENTO | | GRANITOS PREPALEOZOICOS SIN DEFORMACION | | DEVONICO DEFORMADO |
| | BASAMENTO | | ORDOVICO DEFORMADO | | DEVONICO SIN DEFORMACION |
| | GRANITOS PREPALEOZOICOS DEFORMADOS | | ORDOVICO SIN DEFORMACION | | GRANITOS PALEOZOICOS |

UBICACION DE PERFILES GEOLOGICOS



UBICACION PERFIL A UBICACION PERFIL B

las edades asignadas solamente en base a mediciones isotópicas, especialmente dentro del Basamento.

- La Faja Eruptiva de la Puna ha sido atribuida a la raíz de un arco volcánico ordovícico (Coira et al 1982 y otros autores). De acuerdo a nuestras observaciones esta Faja está en su mayor parte desvinculada de la estructura ordovícica, su evolución se relaciona a procesos más antiguos. El Ordovícico evoluciona paulatinamente de este a oeste hacia un cinturón deformado de estructura relativamente simple. Hasta ahora no se ha observado dentro de él (en territorio argentino) ningún rasgo que permita pensar en una sutura de importancia, zona de subducción o hecho de magnitud similar. Estos deberán investigarse hacia el oeste.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, G., J. Benedetto, M. Koukharsky, J. Salfity y O. Viera; 1972: Presencia de sedimentitas devónicas y neopaleozoicas en la Puna de Atacama, Prov. de Salta, Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista XXVII (3): 345-346.
- Allmendinger R., T. Jordan, M. Palma y V. Ramos, 1982: Perfil estructural en la Puna catamarqueña (25°-27° S), Argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología, Actas I: 499-518.
- Bahlburg H., C. Breitkreuz y W. Zeil; 1987: Paleozoic basin development in northern Chile (21°-27°S). Geologische Rundschau 76 (2): 633-646.
- Bell, C. M., 1984: Deformation produced by the subduction of a Paleozoic turbidite sequence in northern Chile. Journal Geological Society London 141:339-347.
- Breitkreuz C. y H. Bahlburg, 1985: Paleozoic flysch series in the Coastal Cordillera of Northern Chile. Geologische Rundschau 71 (3): 565-572.
- Breitkreuz C. y W. Zeil, 1984: Geodynamic and magmatic stages on a traverse through the Andes between 20° and 24° S (N Chile, SW Bolivia, NW Argentina). Journal Geological Society London 141:861-868.
- Chong, D. G., 1977: Contribution to the knowledge of the Domeyko Ran-

- ge in the Andes of northern Chile.
Geologische Rundschau 66: 374-403.
- Coira B., J. Davidson, C. Mpodozis & V. Ramos; 1982: Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile .
Earth Science Reviews 18: 303-332.
 - Dalmayrac B., G. Laubacher, R. Marocco, C. Martinez y P. Tomasi, 1980
La Chaîne hercynienne d' Amerique du Sud. Structure et evolution de un orogene intracratonique.
Geologische Rundschau 69: 1-21.
 - Davidson, J., C. Mpodozis y S. Rivano, 1981a: El Paleozoico de la Sierra de Almeida, alta Cordillera de Antofagasta, Chile.
Revista Geológica Chilena 12: 3-23.
 - Davidson, J., C. Mpodozis, S. Rivano, 1981b: Evidencias de tectogénesis del Devónico superior-Carbónico inferior al oeste de Augusta Victoria, Antofagasta, Chile.
Revista Geológica Chilena 12: 79-86.
 - Donato, E. y G. Vergami, 1985: Geología del Devónico y Neopaleozoico de la zona del Cerro Rincón, Prov. de Salta, Argentina.
IV Congreso Geológico Chileno - Actas I 1: 262-284.
 - Furque, G. y A. Cuerda, 1984: Estilos tectónicos de la Precordillera.
IX Congreso Geológico Argentino, Actas II-368-380.
 - González, R., M. Cabrera, P. Castellote, M. Omil, P. Bortolotti, R. Moyano y J. Ojeda; 1985: Esquematisación de la ubicación espacial y temporal de la eruptividad en Sierras Pampeanas Noroccidentales, R.A.
IV Congreso Geológico Chileno, Actas III (1): 138-150.
 - González Bonorino, F., 1950 a: Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas.
Asociación Geológica Argentina, Revista 5 (3): 81-110.
 - González Bonorino, F., 1950 b: Geología y petrografía de las hojas 12 d (Capillitas) y 13 d (Andalgalá), Catamarca.
Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires. Bol.70.
 - Herve F., J. Davidson, E. Godoy, C. Mpodozis y V. Cavacevich; 1981: The late Paleozoic in Chile: Stratigraphy, Structure and possible tectonic framework.
Anais Academia Brasileira de Ciencias 53 (2): 361-373.
 - Mendez, V., A. Navarini, D. Plaza, V. Viera, 1972: Faja Eruptiva de la Puna Oriental.
V Congreso Geológico Argentino, Actas IV: 89-100.

- Mon, R. y F. Hongn, 1987 a: Estructura del Ordovícico de la Puna. Asociación Geológica Argentina, Revista XLII (1-2): 31-38.
- Ricci, H. I. y A. Villanueva Garcia, 1969: Sobre la presencia de Paleozoico inferior en la Sierra de la Candelaria (Prov. de Salta). Acta Geológica Lilloana VIII: 215-247.
- Rossi de Toselli, J.N., A. Toselli, M. Medina y A. Saal, 1987: Los stocks granofíricos de Chaschuil, Sierra de Narvaez, Catamarca, Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas IV: 151-153.
- Ruiz Huidobro, J., 1975: Descripción geológica de la Hoja 12 c, Laguna Helada, Provincia de Catamarca. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires. Bol. 146.
- Segerstrom, K y J.C. Turner, 1972: A conspicuous flexure in regional structural trend in the Puna of Northwestern Argentina. Geological Survey Research. Chapte B: 205-210. Washington.
- Toselli, A. J. y Rossi de Toselli, J.N., 1984: Metamorfismo de las Cumbres Clachaqufes: II Petrología del Basamento esquistosos entre la Angostura y Tafi del Valle, Tucumán. Asociación Geológica Argentina, Revista XXXIX (3-4): 262-275.
- Turner J.C.M., 1960: Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 41 (2): 163-169.
- Turner, J.C.M., 1973: Descripción geológica de la Hoja 11d, Laguna Blanca, Provincia de Catamarca. Dirección Nacional Geología y Minería, Bs. As. Bol. 142.
- Turner, J.C.M. y R. Mon, 1979: Cordillera Oriental. II Simposio Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba I: 57-94.
- Viramonte, J., R. Sureda y M. Raskovsky, 1976: Rocas metamórficas de alto grado de oeste del Salar Centenario. Puna salteña. VI Congreso Geológico Argentino, Actas II: 191-206.