

# *Geología de la Ventania* *(Provincia de Buenos Aires (Argentina))*

## *The geology of Ventania* *(Buenos Aires Province, Argentina)*

JOSÉ SELLÉS-MARTÍNEZ\*

### RESUMEN

La provincia geológica de Ventania, en el SO de la Provincia de Buenos Aires, República Argentina, constituye el afloramiento más importante, dentro de la Placa Sudamericana, de una extensa cuenca paleozoica desarrollada en el margen del Gondwana y que, junto, con otros sectores ahora expuestos en Suráfrica, Australia, y Antártida fue deformada en el Permo-Triásico para formar los Gondwánides. En el área que nos ocupa la cuenca sedimentaria fue rellenada entre el Paleozoico Inferior y el Superior y deformada en un único episodio en condiciones de moderada presión y temperatura, que no superaron los 400° C y los 2Kb. La estructura sobresaliente es el plegamiento en diversos órdenes, cuya intensidad decrece de oeste a este. La forma sigmoidal de la cadena, así como muchas de las micro y mesoestructuras se interpretan como resultado de la presencia de componentes de cizalla durante la deformación, del mismo modo que la vergencia al NE de los planos axiales de los pliegues regionales.

**Palabras clave:** Gondwánides, Paleozoico, Sierras Australes, Ventania, Estructura, Tectónica,

### ABSTRACT

The geologic province of Ventania, in the south-west of the Province of Buenos Aires (Republica Argentina) is the most important outcrop on the South American

---

\* Dpto. de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.  
Email: pepe@gl.fcen.uba.ar.

Plate of what formerly was a continuous basin fringing the south-western margin of Gondwana during Palaeozoic times. This part of the basin, along with what at present are the South African, Australian and Antarctic counterparts, was deformed in the Permo-Triassic to become the Gondwanides. In Ventania area, the basin was receptive from Lower to Upper Palaeozoic, and was deformed in a single episode under moderate pressure and temperature, actually about 400 C° y 23Kb. The most outstanding feature is the folding, at different scales, decreasing in intensity from SW to NE. The sigmoidal shape of the belt -and many of the micro- and mesostructures present- are the result of penetrative simple shear deformation acting on the horizontal plane. The SW tilting of axial planes of regional folds is assigned to vertical shear directed top to NE.

**Keywords:** Gondwanides, Paleozoic, Sierras Australes, Ventania, Structure, Tectonics

## INTRODUCCIÓN.

En el sudoeste de la Provincia de Buenos Aires, en la República Argentina, se desarrolla una unidad orográfica que constituye también una provincia geológica (Fig. 1), la primera se denomina Sierras Australes, mientras que a la segunda corresponde el nombre de Ventania. Esta unidad, formada por cordones subparalelos, alcanza los 180 km de longitud en dirección NO a SE y un ancho de 50 km en su parte central. Comienza al noroeste con las Sierras de Puán y de Pigüé, expresándose ya en esta última el valle central que, en la región central del arco, separa las Sierras de Curamalal (al oeste) y de Bravard (al este). Acompañando la forma de los cordones, este valle central toma dirección N-S a partir del Fortín Chaco, y desde allí hasta el Arroyo La Ventana, tuerce su orientación al S-SO, para retomar, al sur del Abra de la Ventana, una traza rectilínea orientada NO-SE. En este último tramo los cordones occidentales que flanquean el valle se convierten en serranías aisladas y el contrafuerte oriental está constituido por la Sierra de la Ventana. En el sector oriental del orógeno se destacan la Sierra de las Tunas al norte y la de Pillahuincó al sur, separada la primera de la Sierra de Bravard por los arroyos Pantanoso y Sauce Corto, que escurren hacia el norte. En la parte central de la cadena, los cordones de Lolén, Mambacher y Esmeralda dan continuidad a los afloramientos al conectar los sectores orientales y occidentales de las Sierras. El valle del río Sauce Grande separa los cordones occidentales y orientales en el sector sur. Las sierras están cortadas por numerosas abras o portezuelos, transversales a ellas, que resultan del fuerte control estructural sobre la morfología, con dominio del diseño radial en el arco NO, en tanto que en la región sur, las abras presentan orientación sublatitudinal y disposición paralela entre ellas. Si bien tradicionalmente se consideraba que este sistema orográfico había sido exhumado por acción de los movimientos ándicos, estudios más recientes (Zárate *et al.*, 1995) indicarían que las Sierras ya existían como una geoforma en el Cretácico, algo que ya había sido propuesto, al menos para su sector oriental y sur, por Burmistrov (1971).

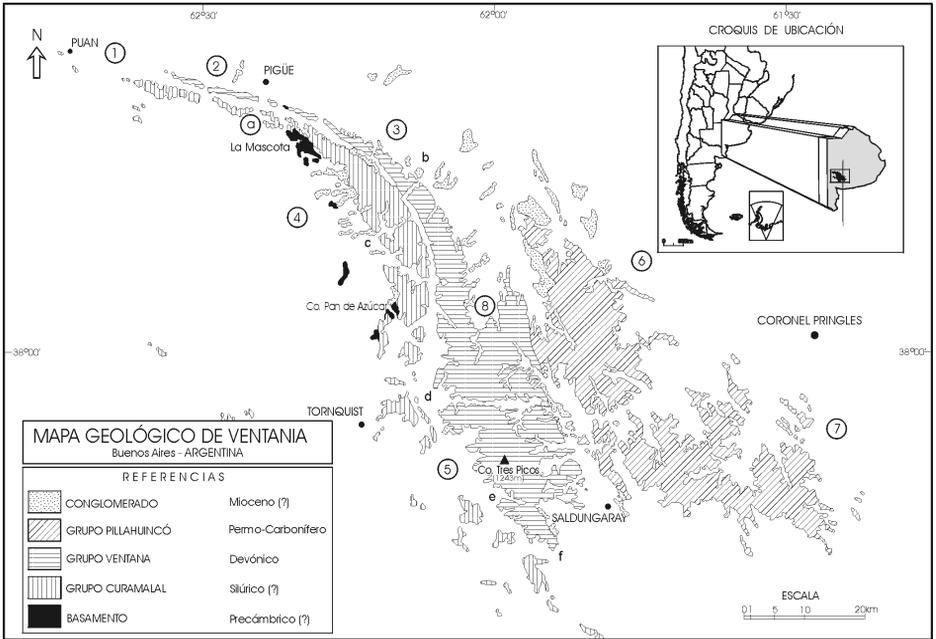


FIG. 1. Mapa Geológico de Ventania (basado en la compilación de Suero, 1972). Los números identifican Sierras; 1: Puán, 2: Pigué, 3: Bravard, 4: Curamalal; 5: La Ventana, 6: Las Tunas, 7: Pillahuincó. Las letras señalan las Abras; a: Pigué, b: Hinojo, c: Agua Blanca, d: La Ventana, e: Rivera, f: Los Vascos

FIG. 1. Geologic Map of Ventania (after compilation by Suero, 1972). Numbers refer to Ranges as 1: Puán, 2: Pigué, 3: Bravard, 4: Curamalal; 5: La Ventana, 6: Las Tunas, 7: Pillahuincó. Letters refer to Abras (passes) según a: Pigué, b: Hinojo, c: Agua Blanca, d: La Ventana, e: Rivera, f: Los Vascos

## ANTECEDENTES

Borrello (1971a) presenta un interesante análisis de los trabajos realizados durante el Siglo XIX y comienzos del XX, mencionando los trabajos de Bravard (1857); Holmberg (1884); Aguirre (1891); Hauthal (1892, 1896, 1901); Keidel (1916, 1929); Du Toit (1927) y Schiller (1930). Hacia el final de este período se plantean los primeros interrogantes acerca del origen de las Sierras y de su relación con la paleogeografía y evolución del Gondwana. Es, sin embargo, la detallada cartografía de las Sierras realizada por Harrington (1947), la que permite proponer a su autor un cambio fundamental en la interpretación de la estructura del macizo, inaugurando una polémica que aún perdura acerca de la importancia relativa del fallamiento y el plegamiento en la estructura de las Sierras. Schiller (1930) había propuesto la presencia dominante de mantos de sobrecorrimiento, a lo que adhirió inicialmente Harrington (1940), para luego reconsiderar su posición y establecer que las Sierras eran un ejemplo mundial de plegamiento puro, en el cual el fallamiento, cuando existía, estaba totalmente subordinado al plegamiento y restringido a los limbos invertidos.

Harrington (1934, 1936, 1955, 1970, 1972), desarrolla la división en unidades estratigráficas formales (en ese momento denominadas "Series"), y asigna a las mismas edades y relaciones. Su propuesta (Tabla 1) es todavía vigente. Trabajos posteriores, como los de Andreis; (1964); (1965); Andreis *et al.* (1971); Coates (1969); Cingolani y Varela (1973); Cortelezzi y Kilmurray (1969); Iñiguez Rodríguez y Andreis (1971); Kilmurray (1968 a y b), han permitido avanzar en el conocimiento detallado de diversos aspectos de la geología de las Sierras. Kilmurray (1975) propuso una modificación del esquema estratigráfico que implica, asimismo, una reinterpretación de la estructura, en la que el fallamiento y desmembramiento en bloques adquiere una importancia relevante, pero que no ha tenido, sin embargo, aceptación.

Edad	Grupo	Formación	Potencia (m)	Litología	Ambiente	Estructura
Mioceno (?)		Conglomerado Abra	0-35	Conglomerados rojizos poco seleccionados	Depósitos de ladera	No deformado
Paleozoico Superior	Pillahunicó	Tunas	2000	Areniscas en la parte superior. Pelitas y limolitas rojas. Cenizas volcánicas	Costero a deltaico	Pliegues suaves, con charnelas redondeadas
		Bonete	400	Ortoquarcitas y areniscas limolíticas rítmicas		
		Piedra Azul	300	Areniscas y pizarras azul oscuro	Glacimarinó	Planos axiales verticales o con vergencia al Oeste Pliegues muy suaves, intensa deformación interna.
		Sauce Grande	900	Diamictitas con lentes ortocuarcíticas		
Devónico	Ventana	Lolén	600	Areniscas de grano fino, a veces micáceas grises, verdes o amarillas	Plataforma estable	Pliegues asimétricos, a veces chevrones. Planos axiales con vergencia al Noreste. Limbos invertidos plegados y/o con fallas inversas asociadas Pliegues menores cónicos. Fajas miloníticas Zonas de cizalla Bandas kink
		Provincencia	300	Bancos potentes de ortocuarcitas rosadas		
		Napostá	400	Ortoquarcitas blancas de grano fino a muy fino		
		Bravard	250	Conglomerados y areniscas rosadas a amarillas		
Silúrico	Curamalal	Hinojo	150	Ortoquarcitas gris oscuro a roizas. A veces limosas o arcillosas. A veces esquistos y filitas.	Plataforma estable	
		Trocadero	800	Areniscas rojas a púrpura		
		Mascota	200	Metaquarcitas finas a muy finas, blancas a rosadas		
		La Lola	100	Conglomerados redondeados grises a rosados		
Precámbrico						Deformados y metamorfizados. Foliados. Zonas de cizalla

TABLA 1. Estratigrafía de Ventania. Basado en Harrington (1947) y Suero (1972).  
TABLE 1. Ventania stratigraphy. After Harrington (1947) and Suero (1972)

Ramos (1984) califica, por primera vez, a las Sierras Australes como una "faja plegada y corrida", Sin embargo, en las Sierras, el rasgo principal son los pliegues, a ellos se asocian zonas de cizalla dúctil y en forma subordinada aparecen las fallas, como resultado tardío del cambio en las propiedades mecánicas del material, mientras que en una faja plegada y corrida típica, los pliegues son sólo resultado de las necesidades de acomodamiento a la geometría de los planos de falla y se desarrollan al mismo tiempo que se produce el desplazamiento sobre ellos.

Los trabajos realizados en las décadas del '80 y del '90 permiten una caracterización detallada de la estructura. Al trabajo pionero de Cucchi (1962, 1966) que describe la fábrica y microfábrica deformacional de los conglomerados de la Formación La Lola, se suma el extenso y detallado trabajo de Japas (1988) que produce nuevos perfiles estructurales y cuantifica la deformación finita utilizando diferentes métodos y marcadores de deformación en el sector oriental de las Sierras. A éstas se unen las contribuciones de Del Pino (1993); von Gosen *et al.* (1989, 1990, 1991) y Buggisch (1987), que han precisado los mecanismos de deformación a escala de los granos y los parámetros ambientales que controlaron el proceso.

Estudios paleomagnéticos como los de Creer *et al.* (1970) y Tomezzoli (1997) permitieron obtener información paleogeográfica, mientras Sellés-Martínez (1996) encaró estudios de la anisotropía de susceptibilidad magnética para caracterizar la deformación interna de las diferentes unidades en relación a su litología y posición estructural.

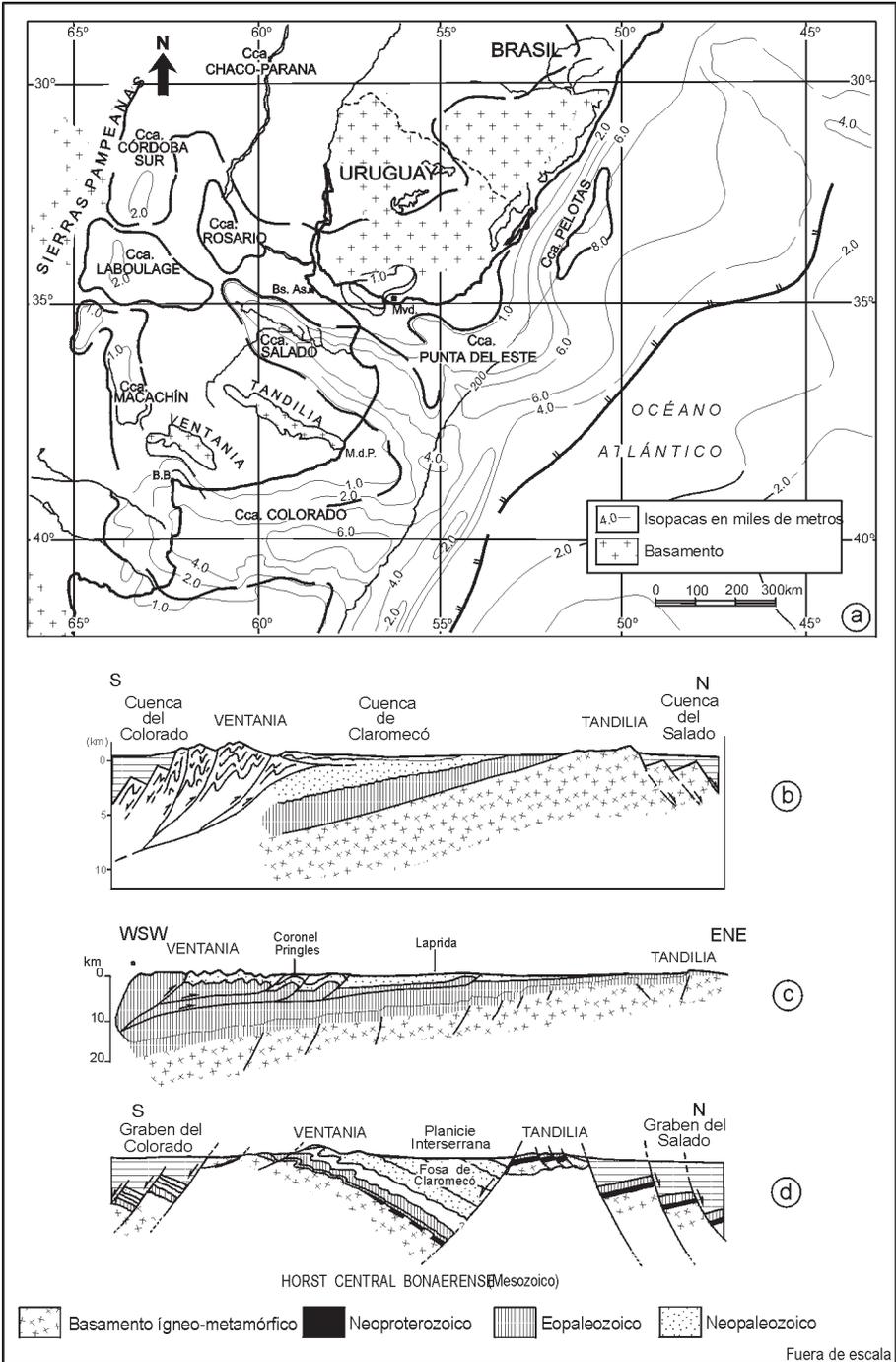
Otros autores se han referido a las Sierras al interpretar la evolución de este sector de Gondwana en contextos mucho más extensos (Martínez, 1980; Forsythe, 1982; y Ramos, 1984; 1996 entre otros).

## MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La Cuenca Paleozoica de la cual los afloramientos de Ventania formaban parte se extiende con seguridad al norte y al sur de éstos y, a través de la Plataforma Continental Argentina, se integraba a una estructura mayor de la que también forman parte el Cordón del Cabo, en Sudáfrica, los Montes Ellsworth en Antártida, etc. A los efectos de facilitar la interpretación se denominará "Cuenca de Ventania", a la cuenca sedimentaria y a su relleno, independientemente de la extensión que pueda haber tenido sobre lo que es actualmente este sector de la Placa Sudamericana y se propone el nombre de Deformación Ventánica a la acción local de los movimientos que tienen lugar al final del Paleozoico principios del Mesozoico sobre el margen gondwánico (y dan, en escala global, origen a las estructuras denominadas Gondwánides, de las cuales la provincia geológica de Ventania constituye sólo un fragmento). Es importante que este proceso de deformación compresiva sea separado de aquél que eleva la masa rocosa (orogenia extensional mesozoica) y da origen a geofomas positivas sobre las que se labra la orografía actual (asociada a la formación de *grabens* y *horsts*), a la que corresponde el nombre geográfico de Sierras Australes. Esta sucesión de grabens y horsts define una serie de altos de basamento (Martín García, Tandilia, Ventania) y cuencas sedimentarias (Salado, Colorado) que la figura 2a muestra en su contexto regional.

Ramos (1999) y Ploszkiewicz (1999) presentan cortes estructurales regionales (perfiles b y c en la Fig. 2); es sin embargo difícil, en base a la información publicada, distinguir entre los diferentes modelos posibles; la interpretación alternativa que se propone en la figura 3d, permitiría explicar algunos problemas de espesores, temperaturas y presiones que propone el análisis del metamorfismo, aunque la misma debería ser avalada por futuros estudios de subsuelo.

Para la interpretación de la estructura regional resulta importante tomar en consideración observaciones como la de Urien y Zambrano (1996), quienes señalan que la cubier-



ta paleozoica fue eliminada en varios sectores del basamento de la Cuenca del Colorado antes del inicio de la sedimentación mesozoica, ya que la secuencia de la fase de *rift* (Jurásico Superior) descansa sobre las rocas ígneo-matamórficas. Juan *et al.* (1996) señalan también que el margen norte de la cuenca Colorado Oriental estuvo sometido a un fuerte ascenso y erosión durante y al final de la etapa de *rift* (Jurásico tardío) y mencionan que la estructura actual de la secuencia de pre-*rift* (es decir la secuencia sedimentaria correlacionable con los afloramientos en las Sierras Australes), sería principalmente el resultado de la tectónica de *rift* (y no de la orogenia Gondwánica). Fundamentan esta afirmación en perfiles sísmicos en los cuales se observa el casi paralelismo entre las reflexiones por encima y por debajo de la discordancia y en la interpretación de velocidades sísmicas similares, que denotan la ausencia de metamorfismo en la secuencia infrayacente. La ausencia de deformación sobre un área mucho más extensa que la propia área de las Sierras, permite establecer que la estructura interna de las mismas no es extrapolable a todo el subsuelo a su alrededor, y podría ser un argumento de peso en la valoración de la importancia de las componentes *transpresivas* en el proceso de deformación.

La "Antefosa de Claromecó" (Ramos, 1984), también denominada "Cuenca de Claromecó" o "Cuenca Interserrana", presente en el subsuelo de la planicie que se extiende entre las Sierras Australes y Septentrionales, estaría, como la Cuenca de Ventania, labrada sobre el basamento precámbrico del Cratón (Fig. 2a). Su relleno no se limita exclusivamente a las unidades carboníferas y triásicas, sino que sus términos inferiores son correlacionados tanto con la secuencia aflorante en las Sierras Australes (López Gamundi *et al.*, 1994), como con éstas y con aquéllas de las Sierras Septentrionales (Ramos, 1996; Ploszkiewicz, 1999). Esto demuestra que lo que es hoy relleno de la Antefosa de Claromecó ha sido parte de un único prisma sedimentario, continuó con los depósitos de Ventania y del resto del Gondwana. Forma parte, como éstos, del Basamento de las cuencas mesozoicas y no existiría razón alguna para diferenciarlo como una cuenca independiente de otros remanentes de la cuenca paleozoica.

## ESTRATIGRAFÍA

Como puede observarse en el Tabla 1, el intervalo transcurrido desde la sedimentación de la Formación La Lola (Ordovícico?) hasta el cierre del registro aflorante en niveles de la Formación Tunas (Triásico temprano), se encuentra representado por unidades que, desde el oeste hacia el este, van disminuyendo progresivamente de edad y que, en conjunto no superarían los 5 km de potencia. Instancias claves en la evolución de esta cuenca corresponden a la discordancia y transgresión correspondiente al Grupo Ventana y al gran hiatus y polémica relación (¿"seudoconcordancia" o "discordancia tectónica"?) que separa al Grupo Ventana del sobreyacente Grupo Pillahunicó. Algunos autores separan dos cuencas, la cuenca ordovícica-devónica (Cuenca de Ventana) de la cuenca carbonífe-

---

FIG. 2. a. Marco geotectónico de Ventania; b-Perfil N-S según Ramos (1999), c-Perfil N-S según Ploszkiewicz (1999); d-Interpretación alternativa (véase el texto)

FIG. 2. a. Tectonic framework of Ventania; b- N-S section after Ramos (1999), c-N-S section after Ploszkiewicz (1999); d-Alternative interpretation

ra-pérmica (Cuenca de Sauce Grande), cuya historia culmina con los depósitos sinorogénicos de la Formación Tunas.

Es notable la ausencia de rocas magmáticas intercaladas en el registro sedimentario con excepción de los niveles de tufitas presentes en la Formación Tunas, lo que estaría indicando que el área nunca estuvo asociada a corteza tan adelgazada, como para dar lugar al ascenso de magmas básicos, ni tampoco estuvo lo suficientemente próxima a una zona de subducción como para ser influida por la actividad del arco magmático.

## BASAMENTO

Los afloramientos del basamento se extienden en forma dispersa exclusivamente sobre el sector occidental de las Sierras (Fig. 1), desde las proximidades de Pigué (Estancia La Mascota y áreas al SE de ella), pasando por el sector central del arco (afloramientos de La Ermita y de Aguas Blancas); hasta su extremo sur (entre los Cerros del Corral y Pan de Azúcar). Estos asomos están constituidos por rocas ácidas intrusivas y efusivas y por sus derivados dinamometamórficos ("filonitas" en Kilmurray, 1968b).

Algunos afloramientos graníticos, asignados por Harrington (1947) al Precámbrico, fueron luego considerados paleozoicos o triásicos (Cingolani y Varela, 1973) en función de dataciones radiométricas. Las riolitas que afloran en La Mascota, precámbricas para Harrington (1947), arrojaron edades Rb/Sr carboníferas superiores y triásicas por K/Ar (Varela, 1973). La discrepancia en los valores obtenidos podría ser interpretada como resultado de la apertura de los sistemas isotópicos durante la deformación.

## GRUPO CURAMALAL

Este Grupo ha sido dividido en cuatro unidades formales (Harrington, 1947): Formaciones La Lola, La Mascota, Trocadero e Hinojo (Fig. 1, Tabla 1) y denominado "Primer Ciclo Sedimentario" por Andreis *et al.* (1987). Está compuesto por cuarcitas tradicionalmente consideradas de plataforma, pero que recientemente han sido reinterpretadas, al menos en sus niveles basales, como sistemas deltaicos (Zabala *et al.*, 2000). Los afloramientos se extienden en una faja estrecha desde el cordón austral de las Sierras de Puán y Pigué, por la Sierra de Curamalal, Cerros San Mario, Pan de Azúcar, del Corral, de los Ternereros, de la Ruina, Tornquist, Filoso, del Águila, Sombra de Toro, del Chimango, de los Vascos, de las Piedras y prolongaciones de los mismos hacia el sur. Andreis *et al.* (1987) asignan las rocas aflorantes en los últimos dos cerros y los asomos aún más australes, al Grupo Ventana, más joven. Los afloramientos sedimentarios en los Cerros Cortapié, Chasicó y Colorado (borde más occidental del sistema) serían atribuibles al Grupo Curamalal (Harrington, 1947; Pomilio, 1980; Varela *et al.*, 1986), mientras Kilmurray (1975) les asigna edad cambro-ordovícica, nominándolos Formación Los Chilenos y no los vincula con el Grupo Curamalal.

## GRUPO VENTANA

En relación transgresiva sobre el anterior, y discordancia erosiva mediante (Harrington, 1947) se desarrolla el Grupo Ventana (Segundo ciclo sedimentario de

Andreis *et al.*, 1987), secuencia predominantemente cuarcítica y de características similares a aquél. Según este último autor los atributos litológicos, la magnitud de los depósitos pefíticos basales, la abundancia de bioturbación, o la proporción de "wackes" y pelitas, son los que varían considerablemente de un grupo al otro y establecen las diferencias. Los afloramientos se extienden desde el sector norte de las Sierras de Puán y Pigüé, por la Sierra de Bravard y de la Ventana (Fig. 1, Tabla 1), así como por los cordones de Lolén, Esmeralda y Manbacher (o Mambaches). Según el esquema propuesto por Andreis *et al.* (1987), esta unidad afloraría también en las lomadas extendidas al sur del Abra de los Vascos, dando continuidad en el rumbo a la faja anterior.

Keidel (1916) propone edad "Infradevónica" para los niveles fosilíferos, edad que Harrington (1947) extiende luego a todas las Formaciones del Grupo. Buggisch (1987) asigna la Formación Napostá y el Grupo Curamalal, infrayacente, al Ordovícico, y la Formación Providencia al Silúrico, restando sólo la Formación Lolén con edad devónica, pudiendo incluso extenderse ésta hasta el Carbonífero superior en sus términos superiores.

## GRUPO PILLAHUINCO

El relleno de la cuenca paleozoica se completa con el Grupo Pillahuincó (Tercer Ciclo de Andreis *et al.*, 1987) que comprende las Formaciones Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete y Tunas, aflorantes en las Sierras de las Tunas y Pillahuincó. Los afloramientos dispersos en la planicie que se extiende entre las Sierras Australes y las Septentrionales, y las unidades identificadas en su subsuelo son atribuidos a rocas pertenecientes al Grupo Pillahuincó (Monteverde, 1938; Tapia, 1938; Furque, 1965; Llambías y Prozzi, 1975).

La presencia o no de una *discordancia tectónica* en la base del Grupo Pillahuincó es otra de las discusiones clásicas sobre la geología de las Sierras. Harrington (1947) considera que existe un hiatus que abarca casi todo el Devónico y el Carbonífero y la califica de "seudoncordanancia", mientras algunos autores (por ejemplo Borrello 1971b) hablan de "un plano tajante". No es improbable que, aún cuando las condiciones tectónicas en el área de la cuenca (de la cual los afloramientos que se describen pueden ser considerados representativos) no hubieran cambiado, cambios en la configuración geográfica en otros sectores del margen gondwánico (Japas, 1989) y, sobre todo la implantación de un ciclo climático glacial, modificara suficientemente la fisiografía e impusiera nuevas condiciones de eustatismo como para generar el apreciable cambio litológico que marca el pasaje de la Formación Tunas a la Formación Sauce Grande, sin que el mismo deba asociarse necesariamente a eventos tectónicos en el área.

Es interesante señalar también que en los niveles más altos de la secuencia, la Formación Tunas, a pesar de presentar en su base un cambio gradual desde la infrayacente Formación Bonete, es una unidad netamente diferente del resto de las que conforman el Grupo Pillahuincó. Cambian en ella las características litológicas del área de aporte, se hace evidente la existencia de actividad volcánica explosiva en algún lugar del margen gondwánico y aparecen evidencias de deformación sinsedimentaria (Japas, 1986, 1988), lo que podría estar marcando el inicio de la inversión tectónica de la Cuenca de Ventania (orogenia gondwánica). En función de su importancia como indicador de este cambio en la historia evolutiva de la Cuenca, se propone aquí separar a la Formación Tunas del Grupo Pillahuincó.

## UNIDADES NO INVOLUCRADAS EN LA DEFORMACIÓN

Un gran hiato, que abarcaría desde el Triásico hasta, por lo menos el Cretácico, separa la Formación Tunas, mediante una fuerte discordancia, de las unidades terciarias (?) y cuaternarias. Durante ese lapso se habría generado la estructura (Orogenia Ventánica, en régimen transpresivo) y el orógeno actual (en régimen extensivo). Como resultado de la aparición de estas formas en el relieve, se originan formas de erosión (terrazas) y de depósito en pie de monte, donde destaca por su antigüedad el denominado "Conglomerado rojo", asignado al Mioceno (Harrington, 1947), pero que podría ser más antiguo (Zárate *et al.*, 1995). A esta unidad siguen areniscas pardo-amarillentas del Plioceno, depósitos de rodados, sedimentos areno-arcillosos del pampeano (en parte loessoides, de edad pleistocena, alternantes con capas de conglomerados poco coherentes), asociados a niveles de toba; arcillas y sedimentos arcillo-arenosos del postpampeano a Holoceno y finalmente, los suelos modernos y el acarreo fluvial actual.

## CONCLUSIONES Y DISCUSIÓN ACERCA DE LA ESTRATIGRAFÍA

La propuesta estratigráfica de Harrington (1947) está aún vigente, a pesar de los importantes cambios que se han producido en los criterios para la separación de Formaciones y el ordenamiento en Grupos, sin embargo, y teniendo en cuenta el cambio en las características del ambiente de sedimentación (y de la configuración de la cuenca) se podría separar a la Formación Tunas del Grupo Pillahuincó, otorgándole un nuevo "status" estratigráfico. En forma similar, si se aclaran las discusiones acerca de la edad de las unidades pre-F. Lolén, también podrían producirse nuevas divisiones y reagrupamientos. Está, además, pendiente de confirmación la correlación de las unidades paleozoicas aflorantes en las Sierras con las del subsuelo de otros sectores de la Provincia, sobre todo en el sector NO.

Por otra parte, haría falta contar con un estudio estratigráfico muy detallado para poder identificar omisión y/o repetición de estratos, para poder avalar la presencia de fallas en muchos puntos clave, ya que hasta ahora todos los autores coinciden en señalar que la sucesión se desarrolla sin interrupciones tectónicas, "en forma ordenada y decreciente en edad", desde el oeste al este.

## ESTRUCTURA

Es tan fuerte el control que la estructura interna del macizo impone a la morfología de las Sierras que resulta difícil identificar y separar los rasgos estructurales que puedan tener su origen en el proceso que conduce a su exhumación. Es probable, sin embargo, que si bien por una parte la morfología está fuertemente condicionada por la estructura antigua, sean muy pocos los rasgos del proceso de exhumación que hayan afectado a aquélla, ya que los afloramientos actuales corresponderían a un único bloque (*horst*) cuyas fallas limitantes se localizarían más allá de los límites visibles del cordón orogénico dado que no han sido identificadas hasta el presente estructuras extensionales de relevancia. Es decir, que la estructura extensional que produce los *grabbens* y *horts* no sería penetrativa

a escala de los afloramientos serranos y por lo tanto no habría dejado rastros en ellos. Burmistrov (1971) propone que los límites del valle interserrano del Sauce Grande estarían dado por fallas directas, asociadas a la formación de un *rift* de edad cretácica, sin embargo no proporciona más evidencias que la fuerte pendiente del frente serrano. La falta de interrupción de la serie estratigráfica al pasar de un cordón a otro proporcionaría una evidencia opuesta a esta hipótesis.

## LA REGIÓN OCCIDENTAL

En este sector los ejes de los pliegues describen dos arcos (Harrington, 1947) cuyas máximas inflexiones se localizan en el Abra de Agua Blanca (arco norte, más importante) y Cerro de las Piedras (arco sur, apenas esbozado), los que se encuentran unidos por el tramo rectilíneo de la Sierra de la Ventana. El plegamiento es de carácter similar y disarmónico y más intenso que el del sector oriental. Harrington (1947) y Llambías y Prozzi (1975) describen pliegues superpuestos de diferentes escalas, de hasta octavo orden, con longitudes de onda de 4 km a 5 km para los pliegues primarios y amplitudes de 500 m a 1000 m, variando a longitudes de onda de 2,5 km y amplitudes de 200 m a 300 m en el oriente de la Sierra de la Ventana. Los pliegues mesoscópicos son del tipo volcado (al NE) con tendencia a ser isoclinales, y longitudes de onda de 40m. Los buzamientos de los ejes son relativamente mayores que en el sector oriental, alcanzando valores de entre 10° y 12°.

Fallas inversas, asociadas a fajas con una intensa deformación dúctil aparecen a veces, relacionadas a los limbos invertidos de los pliegues volcados (Cucchi, 1966; Kilmurray, 1975; Leone, 1986). El valle interserrano ha sido interpretado como evidencia de la existencia de corrimientos de importancia regional al igual que los frentes NE y SO de las Sierras (Kilmurray, 1975).. En forma transversal a la estructura se desarrollan las fallas Abra de la Ventana y Abra de Rivera (Amos y Urien, 1968). El basamento aflorante en la porción occidental de la cadena (milonitas y rocas esquistosas) está íntimamente ligado al plegamiento a través del acomodamiento a los pliegues de orden superior de la Formación La Lola, determinados por movimientos diferenciales a lo largo de innumerables planos de cizallamiento (Harrington, 1970).

Como en la mayoría de los casos en los cuales aparecen orógenos con formas curvas, se impone la necesidad de determinar si dichas formas son primarias o secundarias (orógeno u oróclino de Carey, 1955) y el Arco de las Sierras Australes no escapa a ello. Burmistrov (1971) es uno de los primeros autores en diferenciar la región del arco del resto de las Sierras en función del lineamiento NE-SO ("Lineamiento Sauce Chico" de Cobbold *et al.*, 1987) y pone de manifiesto las fuertes diferencias existentes entre ambos sectores. La importancia del lineamiento Sauce Chico excede el ámbito de las Sierras y existen evidencias geofísicas de que se extiende en dirección SO y constituye el límite NO de la Cuenca del Salado (Fig. 2). Burmistrov (1971) señala que las Sierras del Arco han ascendido por efecto de la compresión, mientras que la estructura del tramo SE es el resultado de la estructuración de un *rift* controlado por el importante lineamiento NO-SE ("Lineamiento Sauce Grande" de Cobbold *et al.*, 1987). El mismo autor (Burmistrov, 1971) señala que la curva del sistema Curamalal-Bravard se debe a la influencia exclusiva de la posición del bloque granítico del basamento. Japas (1999) analiza las diferentes

propuestas con respecto al origen del arco, y concluye que la mayoría de los investigadores actuales favorecen un origen oroclinal, y que su modelo (Japas, 1995) de formación del arco durante un proceso de deformación progresiva no coaxial y cizallamiento dextral (según fallas de orientación NNO-SSE, con desarrollo de un sistema conjugado de "kink bands" de escala regional), sería el que mejor explica la estructura.

## LA REGIÓN RECTILÍNEA ORIENTAL

El área oriental (cordones orientales de la Sierra de la Ventana, y Sierras de las Tunas y Pillahuincó) presenta una lineación de plegamiento casi rectilínea, con un suave arco cóncavo al SO, con acodamiento entre las localidades de Sierra de la Ventana y Saldungaray (Keidel, 1916; Suero, 1957 y Harrington, 1970). Los ejes de los pliegues presentan buzamientos constantes en dirección SE ( $5^\circ$  a  $10^\circ$ ).

Puede apreciarse una geometría de plegamiento menos intenso que en la región occidental, con pliegues de tipo paralelo (localmente similar según Suero, 1957) con longitudes de onda y amplitudes sensiblemente menores que en el sector occidental, planos axiales subverticales y clivaje menos desarrollado (Llambías y Prozzi, 1975). La Formación Sauce Grande conformaría el sector estructural más occidental (subhomoclinal con suaves alabeos) descrito por Suero (1957) para la Sierra de Pillahuincó y es la unidad que presentaría el plegamiento más suave en la cadena (Keidel, 1916; Llambías y Prozzi, 1975; Harrington, 1947, 1970, entre otros). El sector central (Suero, 1957) comprende las Formaciones Piedra Azul, Bonete y la porción inferior de la Formación Tunas. Presenta intenso plegamiento, con longitudes de onda de 500 m y amplitudes de 150 m, con geometrías de tipo similar simétrico a asimétrico. El sector oriental (Suero, 1957) comprendería el tramo superior de la Formación Tunas y aquí el plegamiento disminuye nuevamente su intensidad, exhibiendo pliegues más amplios de tipo paralelo, de 4,5 km de longitud de onda y amplitudes del orden de los 1500m, que corresponden a los afloramientos más orientales (Suero, 1957).

El amplio valle que separa la Sierra de las Tunas de la de Pillahuincó, cubierto por sedimentos cuaternarios, parecería estar controlado por una lineación estructural de rumbo SO-NE, paralelo al lineamiento Sauce Chico, y que se inicia al este del Cerro de la Carpa, pasando por las localidades de Sierra de la Ventana, Peralta y Stegman (en coincidencia con el lineamiento B, de Burmistrov, 1971).

La diferencia en los estilos de plegamiento observados es explicable en función de las diferencias en las características reológicas, condiciones ambientales (presión de soterramiento, presión de fluidos, temperatura) y espesores de las distintas unidades involucradas (Sellés-Martínez, 1989; Japas 1987, 1988 entre otros), en un todo de acuerdo con los modelos de Ramberg (1964) y no necesariamente por la existencia de eventos deformativos previos a la Deformación Ventánica. Sin embargo es necesario aceptar que dadas las dimensiones de los cuerpos de roca involucrados, muchos de los acomodamientos vinculados a esta particular geometría de plegamiento (disarmónico aún para acortamientos iguales), requerirían del desarrollo de planos de deslizamiento interestratal (en algunos casos con desplazamientos importantes). Por otro lado, debe aceptarse también que podrían haberse desarrollado superficies de despegue tanto entre la cobertera y el basamento, como entre unidades de la cobertera, para poder acomodar el conjunto a las formas con-

céntricas de mayor amplitud y longitud de onda, impuestas por las unidades reológicamente más relevantes. La presencia de estas estructuras frágiles no afecta a la caracterización general de la deformación, es decir, plegamiento de una secuencia con fallamiento subordinado, restringido a fallas de acomodación o a fallas tardías. La deformación puede caracterizarse como frágil a escala del grano, ya que gran parte de las formas concéntricas, sobre todo en los sectores central y occidental, están asociadas a intensa cataclasis, fenómeno favorecido por la presencia de abundantes fluidos.

## MICRO Y MESOESTRUCTURAS

Durante las dos últimas décadas fueron numerosas las contribuciones realizadas al conocimiento de las meso y microestructuras de las Sierras, que proporcionaron nuevos y más detallados perfiles estructurales, datos de deformación interna finita y descripciones de numerosas micro y mesoestructuras, como "kink bands", fajas de cizalla, estructuras S-C, etc., como así también la aplicación de nuevas técnicas al estudio y cuantificación de las condiciones de presión y temperatura durante la deformación, permitiendo elaborar nuevos trabajos de síntesis e interpretación tectónica. A continuación se presenta una breve reseña de los rasgos más conspicuos.

***Lineación de plegamiento:*** Como ya se ha señalado, los ejes de los pliegues desarrollan arcos y tramos rectos que acompañan el diseño general de la sierra, con buzamientos mayores en el sector occidental que en el área oriental y con culminaciones y anticulminaciones en el primero y desarrollo horizontal en el segundo. En el sector occidental, la dirección de buzamiento del plegamiento es más cercana a la dirección N-S que en el sector NE de las Sierras. En la región aledaña al Abra del Chaco se observan pliegues con dirección axial N-S hasta Az 190°.

***Lineación de clivaje:*** El clivaje (fundamentalmente de plano axial) sigue la traza de la lineación de plegamiento, aunque en detalle existen pequeñas diferencias asociadas a la rotación implícita en el cizallamiento en la dirección del eje de las estructuras plegadas. Esta rotación entre las estructuras de génesis instantánea (como las diaclasas) y las que evolucionan (como el clivaje) se traduce en una divergencia en su orientación que es índice de la magnitud y dirección de la cizalla que la produce, tal como fuera señalado por Japas (1988), (1989).

***Fábricas minerales:*** En el área oriental la fábrica es de aplastamiento y sólo la Formación Sauce Grande presenta una lineación de estiramiento bien definida en algunos sectores, que se relaciona (Japas, 1988) con el comportamiento altamente dúctil (flujo) de la matriz areno-arcillosa durante la deformación. En el sector central de las Sierras, la Formación Lolén presenta una lineación de estiramiento muy definida en los limbos invertidos, al igual que la Formación Providencia. En los limbos normales las fábricas son de aplastamiento aparente, con dirección de extensión paralela a la dirección axial del plegamiento. La formación de "boudines" con ejes longitudinales paralelos a los ejes de los pliegues estaría indicando que el esfuerzo en dirección de la inclinación del flanco es también extensional.

**Lineación de fracturación:** La deformación frágil se encuentra presente a todas las escalas dando lugar a fallas y diaclasas de dimensiones y persistencia variables. Lineamientos de fractura de primera magnitud controlan las Abras radiales en el sector del arco y las paralelas de disposición latitudinal en el sector sur de los afloramientos. Japas (1988, 1989) agrupa las diaclasas en juegos que responden a: *extensión* (subnormales al eje del plegamiento), *alivio* (subparalelo al eje del plegamiento) y *cizalla*. Estas últimas se agrupan en dos juegos, uno de alto ángulo diedro y baja dispersión y otro de bajo ángulo diedro y alta dispersión. La bisectriz aguda de este último es subnormal a la dirección axial del plegamiento

**Deformación interna finita:** En la figura 3 puede observarse el incremento en el valor de la deformación interna hacia el occidente junto con la aparición de una fábrica tendente a la deformación plana (Japas, 1988). La existencia de una fábrica plana de deformación está relacionada a los limbos invertidos (sector centro-oeste de las Sierras Australes de Buenos Aires) y se asocia a la presencia de un fuerte estiramiento contenido en el plano de clivaje. Es importante señalar aquí la fuerte relación que existe entre la posición de la muestra en la estructura plegada y la forma del elipsoide obtenido. Puede decirse al respecto que existen diferencias mucho más marcadas entre las muestras correspondientes a diferentes posiciones en un mismo pliegue que entre muestras correspondientes a posiciones similares en diferentes pliegues, lo que se refleja también en la fábrica magnética (Sellés-Martínez, 1995)

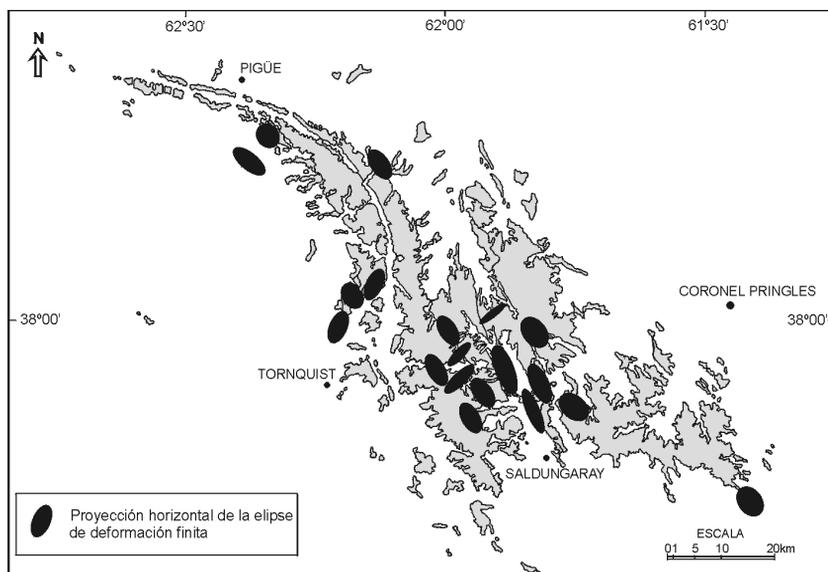


FIG. 3. Elipsoides de deformación interna finita obtenidos para diferentes sectores de Ventania (tomado de Japas 1988, 1989).

FIG. 3. Finite strain ellipsoids for different areas in Ventania (after Japas 1988, 1989).

Es interesante señalar, con respecto a la orientación de los marcadores de deformación en el área del Cerro del Corral, que a diferencia de otros ejemplos citados en la literatura estos rodados deformados no orientan su eje mayor en dirección perpendicular al rumbo de la estructura, sino que son oblicuos a la traza de los ejes de los pliegues y de las fajas de deformación dúctil a las que se asocian. Esto implica que su orientación está controlada por una rotación de los ejes mayores de los clastos (y una extensión de los clastos fragmentados) buscando el paralelismo con la dirección **a** (dirección del flujo) dentro del núcleo de la estructura plegada y no, como sería el caso en la base de un corrimiento típico, hacia la perpendicularidad con la dirección de transporte del bloque.

Otra estructura singular, que ha permitido un buen cálculo del elipsoide de deformación en la región de la estancia La Mascota (sector NO del arco), es la disyunción columnar deformada (Sellés-Martínez, 1986; Japas y Sellés-Martínez, 1998). El rasgo más interesante es la constancia del diámetro de las columnas en la dirección paralela al clivaje, independientemente de su contracción en dirección paralela al mismo, lo cual evidencia: bien una fuerte extensión en la vertical, o bien una deformación sin conservación del volumen a escala del afloramiento, en este caso con migración de soluciones cuarzosas a regiones superiores.

Estudios preliminares de la anisotropía de susceptibilidad magnética de los materiales involucrados en la deformación (Sellés-Martínez, 1996) muestran una muy buena respuesta de los marcadores magnéticos a la deformación, con fábricas muy bien definidas y resultados que muestran una fuerte coherencia entre especímenes de una misma muestra y entre

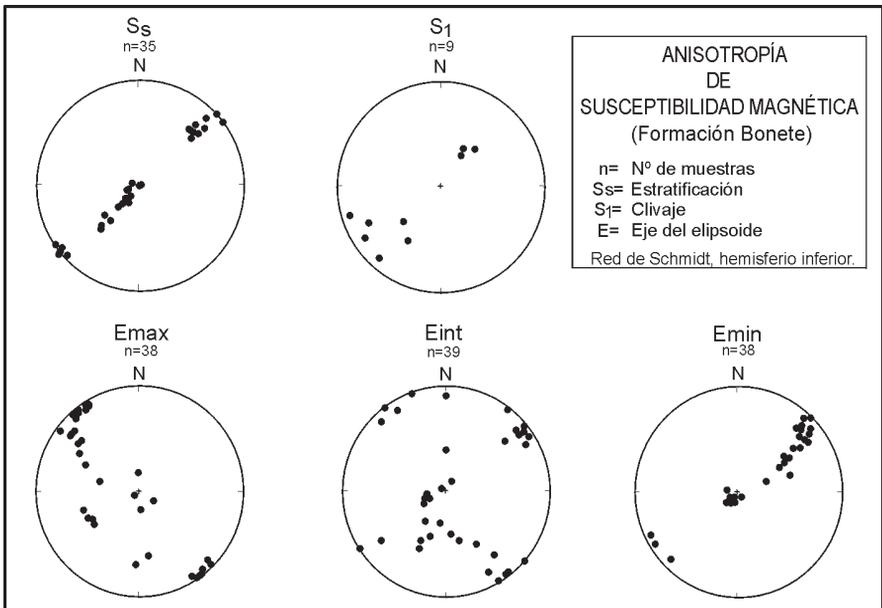


FIG. 4. Estereogramas de la fábrica magnética en el sector sudoriental de las Sierras.  
 FIG. 4. Magnetic fabric stereoplots for the southeastern area of the Sierras.

las diferentes muestras de un mismo sitio. Resulta de interés señalar que diferentes litologías, a pesar de conservar una idéntica orientación de los ejes principales del elipsoide de remanencia magnética (perfectamente coincidente por otra parte con los elipsoides de deformación finita calculados por otros medios), muestran, sin embargo una rotación de los valores relativos de los ejes, lo que podría relacionarse con el desarrollo de fábricas diferentes de acuerdo con el momento en que se produce la pérdida de fluidos, se interrumpe el acortamiento paralelo de capa, etc. La figura 4 muestra algunos de los resultados obtenidos.

Puede decirse, para completar el análisis de la estructura, que los estudios de deformación interna finita han permitido avanzar en el análisis de la deformación de la cadena y el cálculo de los acortamientos, demostrando (Japas, 1987, 1988) que, contrariamente a lo expresado por el cálculo de acortamiento por plegamiento, la Formación Sauce Grande no es la unidad menos deformada, ya que es la que alcanza el mayor grado de deformación interna. Estas observaciones avalan la hipótesis de que las variaciones en el grado de plegamiento son sólo resultado de la diferencia de competencia de los materiales y no de la existencia de distintos episodios de deformación.

## METAMORFISMO

Si bien inicialmente se asignaba la plasticidad de los materiales durante su deformación (evidenciada por el intenso plegamiento) al efecto de las altas temperaturas sobre sus propiedades reológicas, Llambias y Prozzi (1975) señalan acertadamente que esta afirmación no está avalada por las asociaciones mineralógicas presentes. Los trabajos dedicados al tema en el ámbito de las Sierras no son frecuentes, pudiendo citarse Cortelezzi e Iñiguez Rodríguez (1971) que comparan el metamorfismo de las Sierras con el de unidades correlacionables en Sudáfrica y el trabajo inédito de Lluch (1976) que muestra los primeros resultados de un estudio sistemático del grado metamórfico en base a la cristalinidad de la illita. El mapa que resume sus resultados es casi coincidente con el de von Gosen *et al.* (1991).

La zona de mayor grado metamórfico en la cubierta deformada (recuérdese que el basamento presenta un metamorfismo propio, con retrogradación durante la deformación de aquella) se encuentra al oeste pero no supera los niveles inferiores de la facies de esquistos verdes, mientras que en el sector oriental se ubican los intervalos de anquimetamorfismo y diagénesis. La suavidad de la variación en el gradiente metamórfico dentro del área de los afloramientos avalarían la propuesta de que no existen corrimientos de importancia dentro del macizo. Es importante señalar que los contornos de las curvas de isocristalinidad no son influidas por las variaciones en el grado de deformación geométrica de las distintas unidades litológicas (recuérdese que existe un mínimo en la Formación Sauce Grande), lo que avalaría, tal como se ha señalado también para los estudios de la deformación interna finita, la hipótesis de que la variación en la deformación geométrica es exclusivamente resultado de las variaciones en la competencia de las unidades y no resulta de diferencias en la historia tectónica.

El desarrollo de una intensa cataclasis, la presencia de abundante venación, así como la de brechas hidráulicas y de fajas de cizallamiento dúctil están indicando que el material fue sensiblemente debilitado por la presencia y acción de los fluidos, los que actuaron también como eficientes distribuidores del calor.

## EDAD DE LA DEFORMACIÓN

Keidel (1916), basados en la estratigrafía y a correlaciones con la Cadena del Cabo (Sudáfrica) y los Andes, se inclina a favor de un único evento tectónico de edad paleozoica superior. Schiller (1930) considera un cuadro tectónico más complejo, con varias fases de plegamiento (post-Cámbrico?, post-Silúrico?, post-Infracarbónífero y post-Pérmico). Harrington (1947, 1970), por su parte, considera una sola fase tectónica acontecida con posterioridad al Pérmico y con anterioridad al Mioceno a la que asigna distinta edad en diferentes momentos (Triásico o Jurásico, Harrington, 1947); Triásico Medio a Superior, Harrington, 1970; Jurásico superior (en base a una datación en milonitas del Cerro Pan de Azúcar, Harrington, 1980). Por su parte, Suero (1957) asigna una edad triásica a la deformación en base a la probable coetaneidad con aquellos movimientos registrados en la Patagonia extraandina y la Precordillera. Para Borrello *et al.* (1969) y Borrello (1971b) el plegamiento sería eopérmico; Cingolani y Varela (1973) consideran la posibilidad de más de un evento deformativo en base a la edad obtenida por ellos en rocas ígneas del sector occidental. Massabie y Rossello (1984) hacen referencia a tres fases de plegamiento a las que asignan edades precarbonífera y permotriásica. En la tercera fase la dirección del esfuerzo compresivo máximo rotaría 90°.

Más recientemente, mediante consideraciones paleomagnéticas, Tomezzoli (1999) interpreta una edad pérmica temprana para un sector de la Formación Tunas, Los resultados obtenidos por esta autora indicarían una magnetización pretectónica en el área de las Sierra de Pillahuincó y otra sintectónica en el área de la Sierra de las Tunas. Esta divergencia es atribuida a diferencias en la edad de las Sierras de Tunas y Pillahuincó (esta última es considerada más joven) y al hecho que los niveles muestreados podrían no ser coetáneos. La edad correspondiente a los paleopolos de la Formación Tunas (siempre según esta autora) sería pérmica temprana para la Formación Tunas y pérmica temprana tardía para la Formación Pillahuincó. Es necesario señalar que de acuerdo con sus datos (figura 1 en Tomezzoli, 1999) los sitios de muestreo se encuentran alineados en el rumbo de la estructura por lo que no serían de esperar diferencias importantes en el nivel estratigráfico. La localidad de muestreo en la Sierra de Pillahuincó, sobre todo, se encuentra ligeramente más al E que las anteriores, y, por lo tanto, en niveles que podrían llegar a ser estratigráficamente inferiores si se toma en consideración el rumbo NO-SE de las estructuras, lo que invalidaría uno de sus argumentos. Por otra parte, resulta difícil de entender que la señal magnética más joven sea pretectónica y la más antigua sintectónica, sobre todo cuando se trata de un único y mismo proceso deformativo actuando sobre los mismos horizontes estratigráficos. La fuente de la discrepancia en los resultados obtenidos podría tener otros orígenes. Podría explicarse por la tardía consolidación del material, con una importante componente de acortamiento paralelo de capa en las etapas iniciales de la deformación, lo que podría resultar en una rotación de los portadores de la remanencia según ejes horizontales. También debió tenerse en cuenta que en una estructura en la cual las componentes de cizalla son tan importantes como en el caso que nos ocupa, es imprescindible el análisis exhaustivo de la rotación de los materiales deformados según ejes verticales (incluso a distintas escalas simultáneamente), problema que no ha sido analizado en la contribución que se discute y que podría reducir la validez de los resultados y de su interpretación.

## TEORÍAS SOBRE LA TECTÓNICA DE VENTANIA

Del mismo modo que las discusiones acerca de su estructura, las hipótesis acerca del contexto geodinámico en el cual tiene lugar la formación de la Cuenca de Ventania, y sobre todo de aquél en el cual se produce su deformación han sido motivo de controversia desde antaño. La adquisición de nuevos datos por una parte, y la aparición de nuevos paradigmas geológicos por la otra, alimentan la controversia.

La Tabla 2 resume las principales características de los modelos más recientes, sin incluir aquellos anteriores, como Borrello *et al.*, 1969 y Harrington, 1970 (véase Turner, 1975 para una discusión sobre los mismos) o también Kilmurray 1975 o Varela 1978 entre otros que les sirvieron de antecedente y base.

El autor (Sellés Martínez, 1986, 1989) señaló que la forma sigmoidal de la cadena podía estar directamente asociada al proceso que le dio origen, por lo que propone como causa una deformación penetrativa por cizallamiento entre fallas transcurrentes sinistralas de orientación E-O. Entre estas fallas principales al norte y al sur de los afloramientos se habría desarrollado un sistema de fallas subsidiarias de orientación NO-SE, que habría controlado la cizalla dextral complementaria, que devendría cada vez más importante a medida que las anisotropías paralelas a ella (clivaje, planos axiales) van adquiriendo mayor relevancia debido al progreso del acortamiento SO-NE. Este modelo apoya a la propuesta de un único evento deformativo, que se inicia probablemente durante el depósito de la Formación Tunas, que va produciendo diferentes resultados a medida que el progreso de la deformación y la variación de las condiciones ambientales, producen cambios en las propiedades reológicas de los materiales involucrados y

AUTOR	EVENTOS	MODELO
Sellés-Martínez, 1986-1989.	Un único episodio de deformación no coaxial en el pérmotriásico	Fallas transcurrentes de rumbo E-O y desplazamiento sinistral, controlaron de deformación, produciendo el curvamiento de los ejes de los pliegues. La cizalla conjugada NO-SE adquiere cada vez mayor importancia al reorientarse las anisotropías. En las etapas finales, la intrusión tectónica de los bloques de basamento modifica localmente los campos de esfuerzos regionales. Las variaciones micro y mesoestructurales son interpretadas en un proceso de deformación progresiva, con rotación de las estructuras en el campo de esfuerzos regional, cambio en las propiedades de los materiales (desde inconsolidados a litificados) y variación sistemática en los valores de los esfuerzos principales, la temperatura y la presión de fluidos.
Cobbold <i>et al.</i> , 1987	Deformación inicial compresiva previa a la F. Saucé Grande y deformación transpresiva en el Pérmotriásico	Basado en el campo de desplazamiento inferido propone la existencia de un corredor de cizalla en cuyo interior se suceden diferentes sobrecominientos de traza curva y un sector central, separado del anterior por el lineamiento Saucé Chico (SO-NE) y dominado por fallamiento inverso y transcurrente dextral con orientación N-S (lineamiento Saucé Grande) y fallamiento transcurrente con componentes dextrales (falla Abra de la Ventana).
Cobbold <i>et al.</i> , 1991	Idem	La partición del movimiento transpresivo define un Arco NO, caracterizado por fallamiento inverso a lo largo del rumbo, un Cinturón Central caracterizado por fallamiento inverso y de rumbo y una Cuenca Oriental, en la cual la deformación se asocia a desplazamiento dextral a lo largo del rumbo.
Von Gosen <i>et al.</i> , 1990, 1991	Tres fases de deformación (D1, D2 y D3), en un único evento pérmotriásico	Identifican un Cinturón Plegado Oriental en el cual han actuado (D1 + D3), un Cinturón Plegado y Corrido Occidental, en el que están presentes (D1+D2+D3)
Japas 1999	Unico episodio de deformación no-coaxial. Pérmotriásica	D1 y D2 se asocian a plegamiento y fallamiento inverso con vergencia al NE El modelo se basa en el control de la cizalla dextral a lo largo de fallas de rumbo NNO-SSE y el desarrollo de megabandas kink extensionales que dan forma al arco NO.

TABLA 2. Síntesis de los modelos más recientes que explican la formación de Ventania.  
TABLE 2. Most recent models to explain the formation of Ventania.

requieren, a su vez, cambios en los mecanismos de deformación actuantes. El cambio de la orientación relativa de los cuerpos de roca en un proceso continuo de deformación progresiva explica muchas de las estructuras descritas en la literatura, sin que sea necesario postular diferentes eventos con distintas configuraciones de los esfuerzos principales. El autor asigna una importancia clave en el comportamiento de los materiales a la presencia de fluidos, algo que ya había sido señalado anteriormente por otros autores al estudiar las propiedades mecánicas de muestras de la Formación Providencia (Di Nardo y Dimieri, 1985). Esto podría estar indicando que el relleno sedimentario de la cuenca, conservó los fluidos de los poros incluso durante la primera parte de la deformación, lo que podría indicar que ésta no afectó a una secuencia ya litificada sino posiblemente a un prisma casi inconsolidado. La propuesta de Sellés-Martínez coincide con aquella de Martínez (1980) en cuanto propone fallas sublatitudinales de desplazamiento de rumbo sinistral en este sector del margen gondwánico, activas hacia el final del Carbonífero y hasta el Triásico, y modifica la propuesta de Ramos (1984), quien propone subducción perpendicular al margen. Por otra parte, la identificación en el margen NO de la Cuenca del Colorado (Juan *et al.*, 1996) de rocas sedimentarias, correlacionables con las de las Sierras, que no muestran evidencias de plegamiento, y que en general muestran paralelismo con los horizontes suprayacentes de la facies de *rift*, hacen más probable la hipótesis de la partición de la deformación en fajas en las que la deformación debido a la presión orientada habría sido penetrativa, proceso que se hace más difícil de explicar en una colisión frontal.

## EL CONTEXTO GONDWÁNICO

Desde los trabajos pioneros de Wegener (1915) y DuToit (1927) muchos han sido los autores que posteriormente se dedicaron a determinar correlaciones entre los diferentes fragmentos del Gondwana y a comparar sus estilos deformativos e historias geológicas. Si bien con las reservas que impone la limitada representatividad de los afloramientos, dada sus reducidas dimensiones en el contexto del borde sudoccidental del Gondwana (téngase en cuenta la distancia que hay desde los últimos afloramientos de las Sierras hasta el borde de la Plataforma Continental Argentina), y gracias al apoyo de los datos geofísicos, es bastante lo que se ha podido avanzar en el tema. Existe una gran similitud tanto entre las historias sedimentarias y deformativas de Ventania, el cinturón del Cabo, los Montes Ellsworth y, aunque más polémicos en su evolución posterior, con los afloramientos en las Islas Malvinas. Esto dicho con las generalizaciones que impone la enorme extensión involucrada y la escala de comparación.

Entre los autores que se ocuparon del tema merecen citarse, además de los trabajos de Keidel (1916), Harrington (1942) y Roller (1975), los de Uliana y Biddle (1987), Cobbold *et al.* (1987), von Gossen *et al.* (1990), Marshall (1994), Goldstrand *et al.* (1994), Viveers *et al.* (1994), López Gamundi *et al.* (1995); Curtis y Storey (1996); Ramos (1996); López Gamundi y Rossello (1998). En la figura 5 se muestra esquemáticamente la asociación de la Cuenca de Ventania al contexto paleogeográfico del margen sudoccidental del Gondwana con anterioridad a la apertura del Océano Atlántico.

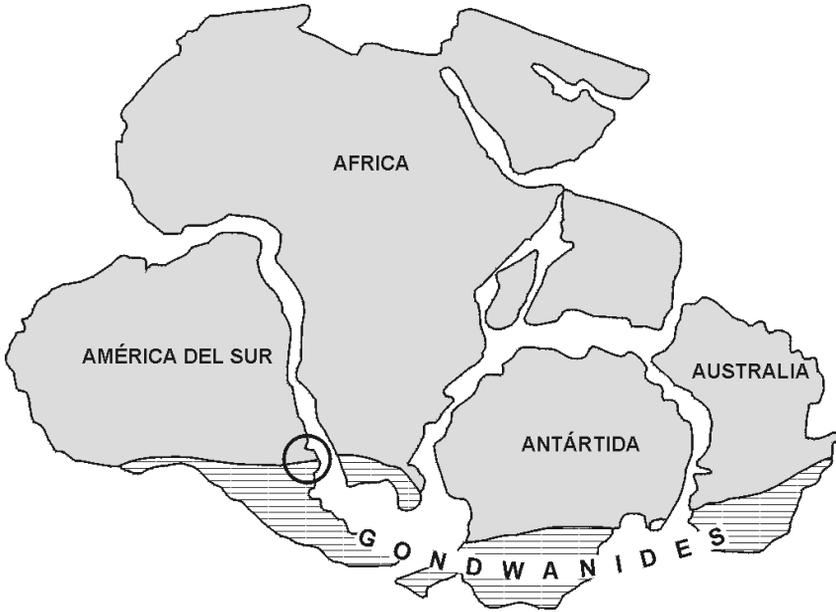


FIG. 5. Ventania en el contexto gondwánico previo a la apertura del Océano Atlántico (según Urien y Zambrano, 1996).

FIG. 5. Ventania in the Gondwana context, before the opening of the Atlantic Ocean (after Urien and Zambrano, 1996).

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las formas orográficas actuales no son el fragmento aflorante de una estructura compresiva que se extiende en el subsuelo y permanece inalterada desde su formación a fines del Paleozoico, sino que son el resultado de la acción de eventos tectónicos extensivos posteriores, asociados a la formación de las Cuencas del Colorado y del Salado, a fines del Jurásico y a la apertura del océano Atlántico, durante el Cretácico.

El análisis geométrico de la cadena muestra diversos órdenes de plegamiento, en escalas desde kilométricas hasta microscópicas, cuya geometría varía de concéntrica y cilíndrica a pliegues cabríos y pliegues similares. Los planos axiales pueden estar verticales hasta fuertemente inclinados, con una vergencia general hacia el NE. Los ejes de los pliegues y otros rasgos lineales muestran un tramo rectilíneo, en los sectores sur y oriental y un tramo fuertemente curvado en el sector noroccidental. Las fallas visibles en afloramiento pueden agruparse en dos categorías principales. Fallas inversas, asociadas a los limbos invertidos, con inclinación general al SO y fallas transcurrentes sinistralas de rumbo aproximado E-O. Fallas menores acomodan la deformación en áreas de alta hete-

rogeneidad del plegamiento o complementan la deformación frágil asociada a las fallas transcurrentes de mayor magnitud. Como estructuras representativas de la deformación en la transición frágil-dúctil, fajas de cizalla y "kink bands" se encuentran ampliamente distribuidas en todo el sector occidental de los afloramientos, mientras son sumamente escasas en las Sierras de Tunas y Pillahuincó.

Las condiciones ambientales que controlaron la deformación fueron, naturalmente, variables de acuerdo con la profundidad de soterramiento y también con la litología, granulometría, contenido de fluidos, etc., pero de todos modos no sobrepasaron los 350°-400°C y una presión en el orden de los 2 Kb para los términos más profundos. La presencia, reactividad y presión de fluidos habrían sido altas, lo que no sólo facilitó la disolución y movilización de los minerales más reactivos, sino que cumplió un papel fundamental en el transporte de calor hacia niveles superiores. Si bien no se han realizado estimaciones de la tasa de deformación ("strain rate") podría inferirse de las características progresivas de la deformación en todos sus aspectos, que el ritmo de acortamiento fue relativamente moderado (para los materiales involucrados y en las condiciones ambientales dadas). Debe señalarse que tanto el gradiente geotérmico normal como el espesor sedimentario estimado no alcanzan por sí mismos para justificar las condiciones de presión y temperaturas señaladas. ¿Significa ésto que en algún momento existió un sobrecorrimiento cuyas raíces se ubicarían más al occidente de los afloramientos actuales de la cadena, a los cuales cubrió, aportando la sobrecarga necesaria? ¿O se trata simplemente de la sobrecarga producida por depósitos más jóvenes que los niveles más altos actualmente aflorantes de la Formación Tunas, cuyo techo y espesor total son desconocidos?

La deformación asociada a la orogenia gondwánica en el área de las Sierras Australes ha sido marcadamente heterogénea, con partición de la deformación a todas las escalas. Diferentes mecanismos de deformación fueron activos simultáneamente en diferentes áreas y consecutivamente en las mismas. En contraposición al debilitamiento mecánico y químico causado por la presión de fluidos, como resultado de varios procesos (compactación del sedimento en una primera etapa, cementación en la siguiente, desarrollo de las fuertes anisotropías impuestas por el clivaje y la reorientación de los planos de estratificación desde una posición paralela a los esfuerzos compresivos hasta la perpendicularidad con ellos), se produciría un endurecimiento mecánico y geométrico de los mismos. Las estructuras que se desarrollan como resultado de ello, sobre todo en la transición frágil-dúctil y a escala micro-mesotectónica son más sensibles a los campos de esfuerzos locales y a las magnitudes y signo de los esfuerzos deviatoricos que a la configuración regional de esfuerzos principales, lo que introduce una mayor complejidad en la interpretación. La no coaxialidad aparente de la deformación se debe fundamentalmente a la rotación de las estructuras dentro del campo de esfuerzos, y a su posición relativa dentro de estructuras de orden menor que las contienen.

A pesar de las divergencias en la interpretación, existe consenso general en el reconocimiento de muchas de las estructuras presentes y en su significado estructural y mecánico con las únicas excepciones importantes de que von Gosen *et al.*, 1990, 1991 no encuentran evidencias de cizallamiento dextral sobre los planos NO-SE y que Cobbold *et al.*, 1987 no encuentran evidencias de cizallamiento sinistral en el sector NO del arco.

Los modelos de deformación propuestos pueden sintetizarse en cuatro tipos característicos:

- a. Compresión desde el SO
- b. Transpresión sinistral E-O con cizalla dextral conjugada NO-SE
- c. Transpresión dextral NO-SE
- d. Transpresión dextral NS

En el primer caso la forma arqueada de la cadena sería consecuencia de la indentación de un bloque de basamento desde el SO, o bien de la acción de un evento tectónico posterior, en el que el esfuerzo compresivo máximo es paralelo al rumbo de la cadena.

En los casos de deformación *transpresiva* la forma puede explicarse tanto por efecto del arrastre en las proximidades de la falla E-O que limita el sistema, actuando simultáneamente con las micro y meso estructuras internas (Sellés-Martínez 1986, 1989), como por un desplazamiento póstumo a lo largo de fallas E-O que deformarían un tramo inicialmente rectilíneo (von Gosen *et al.*, 1990, 1991). En el caso de la cizalla en dirección NO-SE la forma del Arco es explicada por la indentación del bloque de basamento desde el SO (Japas 1999) y el desarrollo de un sistema conjugado de "kink bands". En el caso de la cizalla NS (Rossello *et al.*, 1997), si bien la orientación de los ejes del tramo rectilíneo es coincidente con la esperada, no es sencillo explicar las causas de la formación del arco, sobre todo el tramo de ejes de pliegues con orientación paralela a la cizalla y que incluso alcanzan orientación SSO-NNE.

## AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la Universidad de Buenos Aires por diferentes subsidios que, a lo largo del tiempo, han permitido la realización de distintos trabajos de campo en el área. Como así también al CONICET y al Instituto de Cooperación Iberoamericana por su colaboración en diferentes fases de los trabajos de investigación. En un trabajo de síntesis como el que se ha elaborado, necesariamente se reducen las citas al mínimo imprescindible, por lo que se desea dejar constancia que cualquier omisión ha sido completamente involuntaria y de ninguna manera implica la falta de reconocimiento, por parte del autor, de todas las contribuciones realizadas por sus colegas.

## BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E. (1891): La Sierra de la Ventana. *Anales Sociedad Científica Argentina*, 32: 20-33.
- AMOS, A. J., URIEN, C. M. (1968): La falla "Abra de la Ventana" en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina Revista*, XXIII: 197-206.
- ANDREIS, R. R. (1964): Petrología del grupo eodévónico de Lolén, Sierras Australes (Provincia de Buenos Aires). *Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas*, V: 79-124.
- ANDREIS, R. R., IÑIGUEZ-RODRIGUEZ, A. M., LLUCH, J. J., RODRIGUEZ, S. (1989): Cuenca paleozoica de Ventania. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En Chebli, G. y L. Spalletti (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas Serie Correlación Geológica*, 6: 265-298. *S.M. de Tucumán*
- ANDREIS, R. R., SPALETTI, L. A., MAZZONI, M. M. (1971): Sedimentología de la Brecha Cerro Colorado, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Actas de la Reunión sobre Geología de las Sierras Australes Bonaerenses, Bahía Blanca*: 65-96.

- BORRELLO, A. V. (1971a): Desarrollo del conocimiento geológico de las Sierras Australes en el Siglo XIX. *Actas de la Reunión sobre Geología de las Sierras Australes Bonaerenses, Bahía Blanca*: 15-20.
- BORRELLO, A. V. (1971b): Aspectos geosinclinales salientes de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Reunión sobre Geología Sierras Australes Bonaerenses, Bahía Blanca*: 21-26.
- BORRELLO, A. V., CINGOLANI, C. A., MENDEZ, E. J. (1969): Bosquejo geotectónico del territorio bonaerense y zonas adyacentes. *Actas de las IV Jornadas Geológicas Argentinas, Mendoza*: 91-97.
- BRAVARD, A. (1857): *Mapa geológico y topográfico de los alrededores de Bahía Blanca*. Instituto Geográfico de Buenos Aires. Buenos Aires.
- BUGGISCH, W. (1987): Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. *Zentralblatt für Geologie und Palaontologie*, I: 819-837.
- BURMISTROV, S. (1971): Un ensayo geotectónico de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Actas de la Reunión sobre la geología de las Sierras Australes Bonaerenses, Bahía Blanca*: 33-50.
- CAREY, S.W. (1955): The orocline concept in geotectonics. *Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 89: 255-289.
- CINGOLANI, C. A., VARELA, R. (1973): Examen geocronológico por el método Rb/Sr de las rocas ígneas de las Sierras Australes bonaerenses. *Actas del V Congreso Geológico Argentino, Villa Carlos Paz*: 349-371.
- COATES, D. A. (1969): Stratigraphy and sedimentation of the Sauce Grande Formation, Sierra de la Ventana, southern Buenos Aires province, Argentina. *Gondwana Stratigraphy, IUGS Symposium, UNESCO*, Buenos Aires: 799-819. París.
- COBBOLD, P. R., MASSABIE, A. C., ROSSELLO, E. A. (1987): Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes Foldbelt, Argentina. *Hercynica*, 2: 135-148.
- COBBOLD, P. R., GAPAIS, D., ROSSELLO, E. A. (1991): Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: The variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 13: 743-758.
- CORTELEZZI, C. R., KILMURRAY, J. O. (1969): Petrografía de las Formaciones gondwánicas en un perfil de la Sierra de las Tunas (Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, República Argentina). *Gondwana Stratigraphy, IUGS Symposium, UNESCO*, Buenos Aires: 845-855. París.
- CORTELEZZI, C. R., IÑIGUEZ RODRIGUEZ, A. M. (1971): El problema de diagénesis y metamorfismo en el Grupo de Bokkeveld de sud África y las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Ministerio de Obras Públicas. Laboratorio de Ensayo de Materiales Serie II (1)*: 77-93.
- CREER, K. M., EMBLETON, B. J. J., VALENCIO, D. A. (1970): Triassic and Permotriassic Paleomagnetic data for South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 8: 173-178.
- CUCCHI, R. J. (1966): Petrofábrica del conglomerado de la Formación La Lola, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina Revista*, XXI: 71-106.
- CURTIS, M. L., STOREY, B. C. (1996): A review of geological constraints on the pre-break up position of Ellsworth Mountains within Pangea. En *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up* (Eds. B.C. Storey, E.C. King y R.A. Livermore) *Geological Society Special Publication 108*, 11-30. London.

- DEL PINO, S. (1993): Mecanismos de deformación y transformaciones mineralógicas como indicadores del régimen de deformación operante sobre las rocas del basamento del faldo occidental del Cerro del Corral. Sierras Australes de Buenos Aires. *Actas del XII Congreso geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Buenos Aires, III: 21-31.
- DI NARDO, L. R., DIMIERI, L. V. (1985): Mecanismos de deformación de la masa rocosa en el Abra de la Ventana, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Actas de la II Reunión de Microtectónica*, Bahía Blanca: 20-22.
- DU TOIT, A. (1927): A geological comparison of South America with South Africa. With a paleontological contribution by F. Cowper Reed. *Carnegie Institute Washington* (Publ. 381). Washington.
- FORSYTHE, R. (1982): The late Paleozoic to early Mesozoic evolution of the Southern South America: a plate tectonic interpretation. *Journal of the Geological Society of London*, 139: 671-682.
- FURQUE, G. (1965): Nuevos afloramientos del Paleozoico en la provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de La Plata*, 35: 239-243.
- GOLDSTRAND, P. M., FITZGERALD, P. G., REDFIELD, T. F., STUMP, E., HOBBS, C. (1994): Stratigraphic evidence for the Ross Orogeny in the Ellsworth Mountains. Implications for the evolution of the paleo-margin of Gondwana. *Geology*, 22: 427-430.
- HARRINGTON, H. J. (1934): Sobre la presencia de restos de la "Flora de Glossopteris" en las Sierras Australes de Buenos Aires y su significación. *Revista del Museo La Plata*, XXXIV: 303-338.
- HARRINGTON, H. J. (1936): El Conglomerado Rojo de las Sierras Australes de Buenos Aires y sus relaciones con el relieve de montaña. *Museo de La Plata, Obra del Cincuentenario*, II: 145-184. La Plata.
- HARRINGTON, H. J. (1942): Algunas consideraciones sobre el sector argentino del "Geosinclinal de Samfrau". *Actas del I<sup>er</sup> Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología*, II: 319-339.
- HARRINGTON, H. J. (1947): Explicación de las Hojas Geológicas 33m (Sierra de Curamalal) y 34m (Sierra La Ventana). Provincia de Buenos Aires. *Boletín de la Dirección de Minería y Geología*, 61. Buenos Aires.
- HARRINGTON, H. J. (1955): The Permian Eurydesma Fauna of Eastern Argentina. *Journal of Paleontology*, XXIX: 112-128.
- HARRINGTON, H. J. (1970): Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina: Cadena Aulacogénica. *Asociación Geológica Argentina Revista*, XXV: 151-181.
- HARRINGTON, H. J. (1972): Sierras Australes de Buenos Aires. En A. F. Leanza (ed.) *Geología Regional Argentina Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*: 395-405. Córdoba.
- HARRINGTON, H. J. (1980): Sierras Australes de Buenos Aires. En A. F. Leanza (ed.) *Geología Regional Argentina. (Academia Nacional de Ciencias de Córdoba)*: 967-983. Córdoba.
- HAUTHAL, R. (1892): La Sierra de la Ventana (provincia de Buenos Aires). *Revista del Museo de La Plata*, 3: 3-11.
- HAUTHAL, R. (1896): Contribución al estudio de la geología de la provincia de Buenos Aires. I. Las Sierras entre Cabo Corrientes e Hinojo. *Revista del Museo de La Plata*, 7: 477-489.
- HAUTHAL, R. (1901): Contribución al conocimiento de la geología de la provincia de Buenos Aires. I. Excursión a la Sierra de la Ventana. II. Apuntes geológicos de la Sierra de Olavarría. *Universidad. Nacional de La Plata, Publicación 1*. La Plata.

- HOLMBERG, E. L. (1884): Viajes a las Sierras de Tandil y a la Tinta. Ia. parte. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, V: 1-58. Córdoba.
- INIGUEZ RODRIGUEZ, A. M, ANDREIS, R. R. (1971): Caracteres sedimentológicos de la Formación Bonete, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Reunión sobre Geología Sierras Australes bonaerenses, Bahía Blanca*: 103-120. La Plata.
- JAPAS, M. S. (1987): Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó. II. Formación Sauce Grande. Perfil del Cordón Mambacher y Sierra de las Tunas occidental, Sierras Australes de Buenos Aires. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias.Exactas, Físicas y Naturales de Buenos Aires*, 39: 125-144.
- JAPAS, M. S. (1988): Análisis cuantitativo de la deformación en el sector oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires y su implicancia geodinámica. PhD. Tesis Universidad de Buenos Aires.
- JAPAS, M. S. (1989): Analisis de la deformacion en las Sierras Australes de Buenos Aires. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Fisicas y Naturales (Buenos Aires)*, 41: 193-215.
- JAPAS, M. S. (1995): El arco noroccidental de las Sierras Australes de Buenos Aires: producto de megakinks extensionales durante el progreso de la deformacion. *Actas de las IV Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, Junin: 257-263.
- JAPAS, M. S., (1999): Revisión de las teorías acerca del origen del arco de las Sierras Australes de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina Revista*, 54: 9-22.
- JAPAS, M. S., SELLES-MARTÍNEZ, J. (1998): Análisis de la microfábrica deformacional de los pórfidos riolíticos en el área de basamento de Pigué, Sierras Australes de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina Revista*, 53: 317-324.
- JUAN, R. C., DE JAGER, J., RUSSELL, J., GEBHARD, I. (1996): Flanco norte de la Cuenca del Colorado. En V.A. Ramos, Turik, M.A. (eds.) *XIII Congreso Geológico Argentino y III de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio: Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*, Buenos Aires: 117-133.
- KEIDEL, J. (1916): La geología de las sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas del Cabo y los Andes. *Anales Dirección Nacional de Geología y Minería*, IX (3), Buenos Aires. 5-77.
- KEIDEL, J. (1929): Las relaciones entre Sud América y Sud Africa reveladas por la investigación geológica de las Sierras Australes de Buenos Aires. *Universidad Nacional de La Plata, Conferencias*, 3. La Plata.
- KILMURRAY, J. O. (1968a): Petrología de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo La Plata*, VI (45): 155-188.
- KILMURRAY, J. O. (1968b): Petrología de las rocas cataclásticas y el skarn del anticlinal del Cerro Pan de Azúcar (Partido de Saavedra, Buenos Aires). *Actas de las III Jornadas Geológicas Argentinas, Comodoro Rivadavia*, III: 217-238.
- KILMURRAY, J. O. (1975): Las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Las fases de deformación y nueva interpretación estratigráfica. *Asociación Geológica Argentina Revista*, XXX: 331-343.
- LEONE, E. M. (1986): Geología de los Cerros Tornquist y Recreo , Sierra de la Ventana, provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina Revista*, XLI: 117-123.
- LLAMBIAS, E., PROZZI, C. R. (1975): Ventania. *VI Congreso Geológico Argentino, Relatorio: Geología de la Provincia de Buenos Aires, Bahía Blanca*: 79-101.

- LOPEZ GAMUNDI, O. R., CONAGHAN, P. J., ROSSELLO, E. A., COBBOLD, P. R. (1995): The Tunas Formation in the Sierras Australes Fold Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 129-142.
- LOPEZ GAMUNDI, O. R., ROSSELLO, E.A. (1998): Basin fill evolution and palaeotectonic patterns along the Samfrau geosyncline. *Geologisches Rundschau*, 86: 819-834.
- LLUCH, J. J. (1976): Diagénesis y metamorfismo en las Sierras Australes de Buenos Aires. Universidad Nacional del Sur, inédito).
- MARSHALL, J. E. A. (1994): The Falkland Islands, a key element in Gondwana paleogeography. *Tectonics*, 13: 499-514.
- MARTINEZ, C. (1980): Geologie des Andes boliviennes. *Travaux et documents de l'Ostrom*, 119. París.
- MASSABIE, A. C., ROSSELLO, E.A. (1984): La discordancia pre-Formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico. *Actas del IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche*: 337-352.
- MASSABIE, A. C., ROSSELLO, E.A. (1985): Fallamiento de segundo orden en el Abra de la Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires. *Actas de la II Reunión de Microtectónica*, Bahía Blanca: 23-26.
- MONTEVERDE, A. (1938): Nuevo yacimiento de material pétreo en González Chávez. *Revista Minera*, VIII (4): 111.
- NÁGERA, J. J. (1940): Tandilia. Historia Física de la Provincia de Buenos Aires, *Tomo 1. Biblioteca Humanidades* (Universidad de la Plata), XXIV: 1-272. La Plata.
- PLOSKIEWICZ, J. V. (1999): ¿Será Buenos Aires una nueva provincia petrolera? Antecedentes, hipótesis y certezas. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 58: 56-45.
- RAMBERG, H. (1964): Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties. *Tectonophysics*, 1: 307-341.
- RAMOS, V. A. (1984): Patagonia: Un continente paleozoico a la deriva? *Actas del IX Congreso Geológico Argentino*, (S.C. de Bariloche), II: 311-325.
- RAMOS, V. A. (1996): Evolucion tectonica de la Plataforma Continental. En: V. A. Ramos, Turic, M. A. (eds.) *XIII Congreso Geológico Argentino y III de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio: Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*: 385-404 Buenos Aires.
- RAMOS, V. A. (1999): Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. En A: Caminos (ed.) *Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Naturales. Anales* (29-3): 41-96.
- ROLLERI, E. O. (1975): Provincias Geológicas Bonaerenses. *VI Congreso Geológico Argentino. Relatorio: Geología de la Provincia de Buenos Aires*, Bahía Blanca: 29-34.
- ROSSELLO, E. A., MASSABIE, A.C., LOPEZ GAMUNDI, O.A., COBBOLD, P.R., GAPPAS, D. (1997): Late Paleozoic Transpression in Buenos Aires and Northeast Patagonia Ranges, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10: 389-402.
- SCHILLER, W. (1930): Investigaciones geológicas en las montañas del sudoeste de la Provincia de Buenos Aires. *Anales del Museo La Plata*, IV: 9-101.
- SELLES-MARTINEZ, J. (1986): Las Sierras Australes de Buenos Aires: Su vinculación a un cizallamiento regional. *Asociación Geológica Argentina Revista*, XLI: 187-190.
- SELLES-MARTINEZ, J. (1989): The structure of Sierras Australes (Buenos Aires-Argentina). An example of folding in a transpressive environment. *Journal of South American Earth Sciences*, 2: 317-329.
- SELLES-MARTINEZ, J. (1996): Magnetic fabric analysis of the Upper Paleozoic Pillahuincó Group (Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina) *Geología Carpathica*, 47: 1-172.

- SUERO, T. (1957): Geología de la Sierra de Pillahuincó (Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires). *Ministerio de Obras Publicas (La Plata), Laboratorio de Ensayo de Metariales*, Serie II (74): 1-32.
- SUERO, T. (1972): Compilación geológica de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En J. Ulibarrena (ed.) *Ministerio de Obras Publicas (La Plata), Laboratorio de Ensayo de Materiales*, Serie II (216): 138-147
- TAPIA, A. (1938): Datos geológicos de la Provincia de Buenos Aires. *Dirección de Minas y Geología Aguas Minerales de la Provincia de Buenos Aires*, 23-90. Buenos Aires
- TOMEZZOLI, R. N. (1997): Geología y Paleomagnetismo en el ámbito de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. PhD Tesis. Universidad de Buenos Aires. Inédita.
- TOMEZZOLI, R. N. (1999): La Formación Tunas, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, y sus implicancias en la evolución tectónica de la región. *Actas del X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica*, Buenos Aires, (2): 46-51.
- TURNER, J. C. M. (1975): Síntesis. *VI Congreso Geológico Argentino. Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires*, Buenos Aires: 9-28.
- ULIANA, M., BIDDLE, K. T. (1987): Permian to Late Cenozoic evolution of northern Patagonia: Main tectonic events, magmatic activitie and depositional trends. En: G.D. McKenzie (ed.) *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*, American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 40: 271-286.
- URIEN, C. M., ZAMBRANO, J. J. (1996): Estructura del margen continental. En V.A. Ramos, Turik, M.A. (eds.) *XIII Congreso Geológico Argentino y III de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Relatorio: Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*, Buenos Aires: 117-133.
- VARELA, R. (1973): Edad Rb-Sr de las rocas ígneas de La Mascota-La Hermita, Partido de Saavedra, provincia de Buenos Aires. *Anales de la Sociedad Científica Argentinas*, CXCIV: 71-80.
- VARELA, R. (1978): Sierras Australes de Buenos Aires. Hipótesis de trabajo sobre su composición geológica y rasgos geotectónicos salientes. *Asociación Geológica Argentina Revista*, XXXIII: 52-62.
- VARELA, R., LEONE, E. M., MANCEDA, R. (1986): Estructura tectónica en la zona del Cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina Revista*, XLI: 256-261.
- VON GOSEN, W., BUGGISCH, W. (1989): Tectonic evolution of the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires Province, Argentina): An outline. *Zentralblatt fur Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*, 1: 947-958.
- VON GOSEN, W., BUGGISCH, W., DIMIERI, L. V. (1990): Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires province/Argentina). *Geologisches Rundschau*, 79: 797-821.
- VON GOSEN, W.; BUGGISCH, W., KRUMM, S. (1991): Metamorphism and deformation mechanisms in the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires province, Argentina). *Tectonophysics*, 185: 335-356.
- WEGENER, A. (1915): Die Entstehung der Kontinente, *Geologisches Rundschau*, 3: 276-292.
- ZABALA, C., AZÚA, G., FREIJE, R. H., PONCE, J. J. (2000): Sistemas deltaicos dominados por avenidas fluviales en el Grupo Curamalal. *Asociación Geológica Argentina Revista*, 55: 185-178.
- ZARATE, M., RABASSA, J., PARTRIDGE, T., MAUD, R. (1995): La brecha Cerro Colorado (Abra de la Ventana, Buenos Aires): ¿es miocena?. *Actas de las Cuartas Jornadas Geologicas y Geofísicas Bonaerenses*, Junin, 1: 159-167.