

LA FRACTURACIÓN DEL BORDE ORIENTAL DE LAS SIERRAS AUSTRALES DE BUENOS AIRES Y SU POTENCIAL COMO RESERVORIO DE FLUIDOS EN LA ADYACENTE CUENCA CLAROMENCÓ

Eduardo Antonio ROSSELLO¹

¹CONICET-Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Ciudad de Buenos Aires.

E-mail: ea_rossello@yahoo.com.ar

RESUMEN

El objetivo principal del trabajo es determinar a partir del estudio estructural de campo las características petrofísicas y disposición espacial de la fracturación en las rocas sedimentarias aflorantes a lo largo del borde oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires. Estos afloramientos corresponden a la Formación Tunas del Grupo Pillahuincó (Paleozoico superior) por su posición geográfica, son los más próximos y correlacionables con las secuencias de antepaís localizadas en la adyacente cuenca Claromencó. De acuerdo con la información disponible de subsuelo, las secuencias del Paleozoico albergan potencial generador de hidrocarburos a partir de la presencia de niveles pelíticos de rocas madres y de carbones que podrían emplazarse tanto en niveles con porosidad adecuada para constituirse en reservorios convencionales como en fracturas en niveles menos favorables típicos de reservorios no convencionales. Los diagramas estructurales obtenidos a partir de los 1.134 datos mesotectónicos, permiten reconocer un campo de esfuerzos responsable cuyo esfuerzo principal máximo se dispuso con dirección NE-SO y los siguientes tipos potenciales de discontinuidades capaces de influir sobre las propiedades petrofísicas de reservorios de fluidos en la adyacente cuenca Claromencó: 1) Fracturas paralelas a la estratificación, 2) Fracturas coincidentes con el clivaje de plano axial, 3) Fracturas dilatantes ocupadas por cuarzo y 4) Fracturas subverticales de cizallamiento. En el caso de realizarse intervenciones de los potenciales reservorios a partir de sondeos exploratorios y/o productores, se deberán dirigir hacia los flancos orientales de las estructuras anticlinales y con direcciones próximas al azimut N 130°.

Palabras clave: *Geomecánica, reservorios naturalmente fracturados, Formación Tunas, recursos geoeconómicos*

ABSTRACT

The Tunas Formation fracturing on the eastern edge of the Sierras Australes of Buenos Aires and its potential as fluid reservoir in the adjacent Claromencó basin

The structural study of the petrophysical characteristics and the spatial arrangement of the fracturing in the exposed sedimentary rocks along the eastern edge of the Sierras Australes de Buenos Aires is the main objective of this work. These outcrops correspond to the Tunas Formation of the Pillahuincó Group (upper Paleozoic), being the closest and correlated with the sedimentary sequences located in the adjacent foreland Claromencó basin. According to available subsurface information the paleozoic sequences have potential hydrocarbon generation from the pelitic levels and coals swarms that could be source rocks placed on reservoirs levels with adequate porosity to become conventional and other with fractured levels of unconventional. Structural diagrams obtained from mesotectonic 1.134 data can recognize a responsible stressfield whose maximum principal stress was placed with NE-SW direction. The potential types of discontinuities able to improve the petrophysical properties of reservoir fluids in the adjacent Claromencó basin are the following fractures: 1) parallel to the stratification, 2) coincident with the cleavage axial plane, 3) dilatant filled by quartz and 4) subvertical shear fractures. In the case of interventions of potential reservoirs made from exploration and / or producers wells, they should be preferable directed towards the eastern flanks of the anticlinal structures and close to azimuth N 130°.

Keywords: *Geomechanics, natural fracturing reservoirs, Tunas Formation, geo-economics resources*

INTRODUCCIÓN

El conjunto de las Sierras Australes-cuenca Claromencó-Sierras Septentrionales (Fig. 1) actuó como un bloque elevado durante la sedimentación de las cuencas

cretácico-terciarias adyacentes, denominándose Positivo de las Sierras Bonarienses (Yrigoyen 1975) ya que sólo estaría parcialmente cubierto por una delgada carpeta de sedimentos cenozoicos. Suro (1957) dejó entrever la posibilidad que

los pliegues de las Sierras de Pillahuincó y Tunas (Sierras Australes), terminarían ocultos por la planicie circundante, de tal manera que si se continuara dicha estructura hacia el Este, se podrían encontrar en los bordes de Tandilia los ni-

veles inferiores del Grupo Pillahuincó. Tapia (1938) separó a esta zona del resto de la llanura bonaerense por su menguado contenido en sedimentos cenozoicos. La naturaleza positiva de esta región con respecto a la sedimentación meso y cenozoica hace que actualmente muestre los afloramientos y subafloramientos neopaleozoicos aislados y que además sean cubiertos y/o enmascarados por la presencia de "tosca" (carbonatos de calcio) relacionados con procesos pedogénicos del *loess* pampeano.

Las actividades exploratorias desarrolladas en los últimos años en la cuenca Claromecó con la finalidad de definir recursos petroleros y mineros determina la necesidad de conocer las características estructurales de sus volúmenes sedimentarios y en particular de su fracturamiento mesotectónico. Esta información contribuye con los aspectos controlantes de la distribución de los eventuales fluidos económicos que se puedan haber generado y/o almacenado y de la estabilidad de las actividades exploratorias y productivas.

En el presente trabajo se evalúan los potenciales reservorios fisurados que pudieran almacenar hidrocarburos a partir de estudios estructurales de campo, distribuidos en diferentes estaciones de trabajo, de las características petrofísicas y disposición espacial de la fracturación en las rocas sedimentarias aflorantes a lo largo de localidades críticas accesibles del borde nororiental de las Sierras Australes de Buenos Aires y su continuación en la cuenca Claromecó, desde las estribaciones próximas a Coronel Suárez hasta las de Coronel Pringles (Fig. 1), con la finalidad de contribuir a su mejor conocimiento.

Este estudio contribuye además al esclarecimiento del potencial sistema petrolero de la cuenca Claromecó y aporta descripciones estructurales que siguen técnicas micro-mesotectónicas (Barton 1978, Nelson 1983, Ramsay y Huber 1987, Bell 1993, Sonntag *et al.* 2012). Así, se pone énfasis en el tipo, geometría, tamaño, relleno, distribución de las fracturas presentes y sus relaciones espaciales

con la estratificación, independientemente de la escala.

Finalmente, se establecen las relaciones temporoespaciales entre estas estructuras y los esfuerzos tectónicos responsables de la deformación multiescalar de las Sierras Australes de Buenos Aires (Ventania) y su adyacente cuenca Claromecó, proponiéndose direcciones preferenciales de sondeos que pretendan alumbrar óptimamente las fracturas potencialmente abiertos.

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DEL MARGEN ORIENTAL DE LAS SIERRAS AUSTRALES DE BUENOS AIRES

Para describir las diferentes unidades presentes en el flanco oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires (Limarino *et al.* 1999, Ramos *et al.* 2014) y en la adyacente cuenca Claromecó (López-Gamundi y Rossello 1992, Lesta y Sylwan 2005) se realiza a continuación una síntesis del conocimiento de ambos sectores, siguiéndose el ordenamiento estratigráfico clásico propuesto por Harrington (1947) y los trabajos de síntesis de Andreis *et al.* (1989), Cobbold *et al.* (1986, 1989, 1991), Massabie *et al.* (2005), focalizado en las secuencias de los grupos Ventana y Pillahuincó por ser las más cercanamente relacionadas con los objetivos de este estudio (Fig. 2).

Grupo Ventana

Las sedimentitas y metasedimentitas correspondientes a este Grupo afloran en las Sierras de Bravard y Ventana (Harrington 1947, 1972, 1980, Suero 1972). Andreis *et al.* (1989) incluyeron también en este grupo a los afloramientos al oeste de la Sierra de la Ventana (Fig. 1) los que fueron referidos por Harrington (1972) al Grupo Curamalal. El Grupo Ventana ha sido subdividido en las siguientes cuatro formaciones (de base a techo): Bravard, Napostá, Providencia y Lolén (Fig. 2).

a) Formación Bravard: Es de naturaleza arenopsefítica y alcanza un espesor aproximado de 250 m. Las rocas más abun-

dantes son las areniscas, mayormente areniscas cuarzosas hasta feldespáticas, predominantemente de grano mediano a grueso y color desde amarillo hasta rojizo que con alguna frecuencia gradan a areniscas guijarrosas y ortoconglomerados oligomícticos (con menor frecuencia polimícticos) y que esporádicamente se intercalan en la sucesión. Las psefitas, tanto clasto como matriz soportadas, conforman estratos lenticulares, desde medianos hasta muy gruesos, generalmente de carácter macizo y con menor frecuencia con entrecruzamiento tabular. Los clastos son predominantemente de cuarcitas correspondientes al Grupo Curamalal (Harrington 1947, 1980) y cuarzo lechosos, inmersos en una matriz arenosa gruesa. Las relaciones de campo entre la Formación Bravard y el infrayacente Grupo Curamalal no son evidentes, sin embargo, un análisis regional de la distribución de ambas unidades permitió sugerir a Harrington (1947, 1972) la existencia de una discordancia regional, por la cual la Formación Bravard cubre transgresivamente al Grupo Curamalal.

b) Formación Napostá: Es casi exclusivamente arenosa, compuesta mayormente por ortocuarzitas y arenitas cuarzosas, caracterizadas por un bajo contenido de matriz, buen redondeamiento de clastos y cemento silíceo dominante. Estas psamitas son mayormente de grano fino a mediano, color amarillento hasta blanco lechoso y brillo vítreo. Se estratifican en bancos tabulares, predominantemente medianos y gruesos, tanto macizos como exhibiendo estratificación entrecruzada principalmente del tipo tabular planar. Es de destacar la existencia de niveles bioturbados de formas asimilables a *Skololithos* y a los géneros *Daedalus*, *Corophioides* y *Diplocraterion* (Dimieri y Japas 1986, Buggisch 1986, 1987) los que sugerirían una edad ordovícica para las rocas portadoras. El espesor total de esta unidad indicado por Harrington (1947, 1972) es de unos 400 metros.

c) Formación Providencia: Se diferencia de la anterior en la mayor participación de pelitas (lutitas y en parte pizarras o filitas), aunque las areniscas siguen siendo

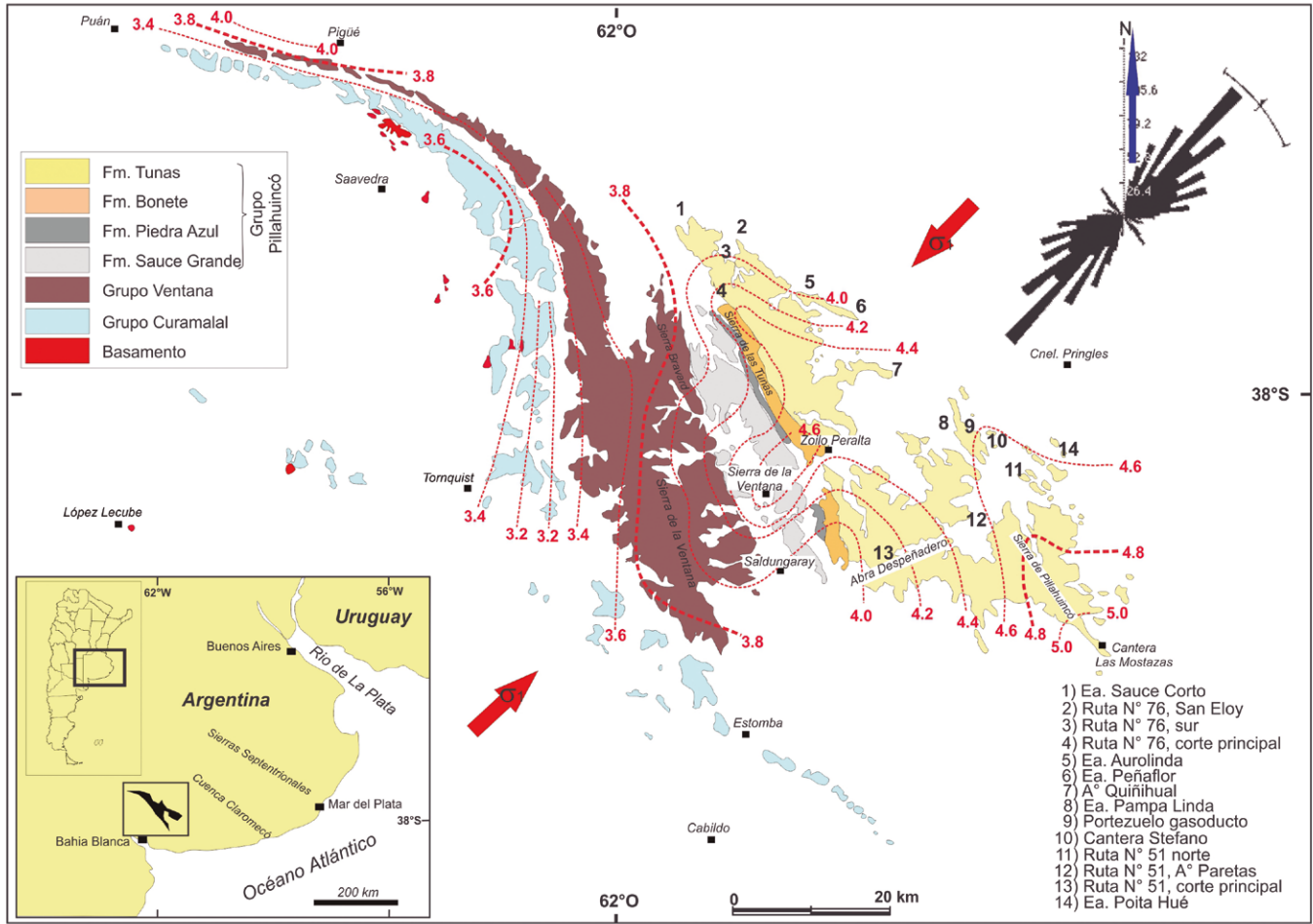


Figura 1: Mapa geológico simplificado de las Sierras Australes de Buenos Aires con la localización de las estaciones de muestreo mesoestructural. En líneas cortadas (rojo) se indican los grados de cristalinidad de illita tomados de Lluich (1976). Las flechas rojas indican la dirección aproximada de los esfuerzos principales máximos (σ_1). En el esquinero noreste se representa una roseta del total de las fracturas relevadas.

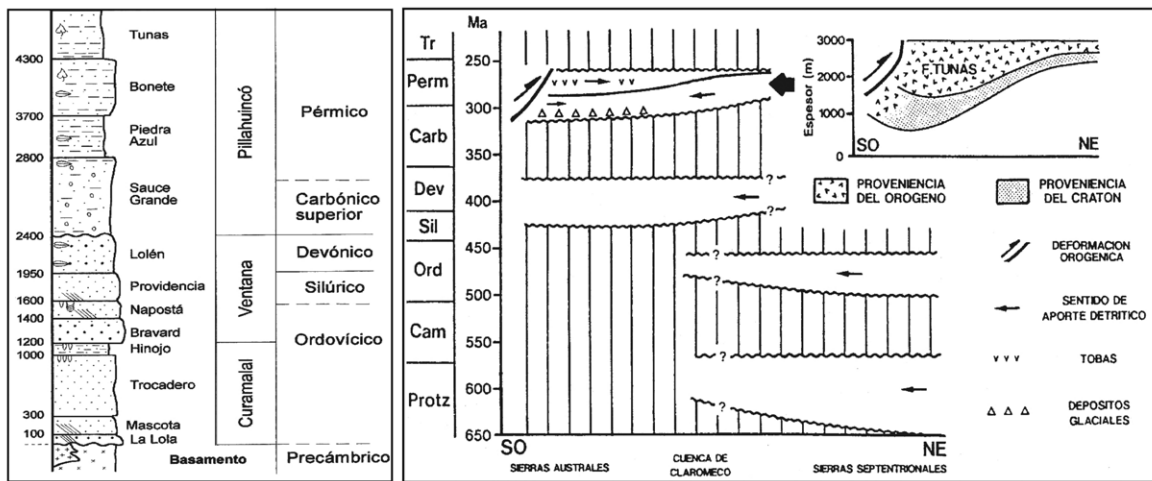


Figura 2: Registros cronolitoestratigráficos generalizados de las Sierras Australes. Izquierda) Perfiles columnares simplificados de las secuencias paleozoicas con espesores en metros (modificado de López Gamundi y Rossello 1992). Derecha) Esquema del relleno de los depocentros paleozoicos.

las litologías dominantes. En estas últimas son frecuentes las ortocuarcitas, de color rojizo hasta rosado pálido e incluso en ocasiones gris blanquecino, frecuentemente macizas, suelen mostrar esporádicamente estratificación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo.

d) *Formación Lolén:* Es la unidad más potente del Grupo alcanzando unos 600 m de espesor (Harrington, 1972) y la que

muestra mayor diversidad litológica. Entre las areniscas, que resultan dominantes, pueden distinguirse: ortocuarcitas, arenitas cuarzosas, arenitas feldespáticas y wackes cuarzo-micáceos (Andreis

1964, Massabie y Rossello 1984). Todas estas rocas presentan color desde gris oscuro hasta gris amarillento y se estratifican en bancos tabulares (principalmente medianos y gruesos), los que internamente suelen mostrar estratificación entrecruzada, capas planas o resultar macizos. Asociadas a las areniscas, especialmente en el tercio inferior de la unidad, aparecen delgados niveles de areniscas guijarrosas que en muchos casos gradan a conglomerados finos. Estas rocas conforman horizontes delgados, que varían su espesor lateralmente hasta en ocasiones desaparecer. Massabie y Rossello (*op. cit.*) han señalado además la existencia de algunos niveles de conglomerados finos intraformacionales leptometamorfizados en la parte superior de la unidad. Estas rocas se caracterizan por la existencia de clastos pelíticos de hasta 5 cm de diámetro distribuidos irregularmente en una matriz arenosa de color castaño. Finalmente, las pelitas (en ocasiones transformadas en pizarras y pelitas micáceas) conforman varios niveles distribuidos irregularmente dentro de la unidad. De acuerdo con Harrington (1972), la mitad inferior de la Formación Lolén muestra al menos tres niveles de areniscas fosilíferas, en las que se han preservado moldes de braquiópodos pertenecientes a *Cryptonella* sp. cf. *baini* y *Scheblienella* sp. asignados por Harrington (1972, 1980) al Devónico Temprano y restos de plantas: *Haplostigma* sp. y *Haskinsia* cf. *H. colophylla* referidos por Cingolani *et al.* (2002) al Devónico Medio (Givetiano). Sin embargo, Andreis *et al.* (1989), basándose en los datos paleontológicos presentados por Buggisch (1986, 1987) para la Formación Napostá y por Harrington (1972) para la Formación Lolén, sugieren que la unidad fue depositada en el lapso Ordovícico Medio(?) Devónico Temprano.

Grupo Pillahuincó

Este Grupo abarca el conjunto de sedimentitas neopaleozoicas que asoman hacia el flanco oriental de las Sierras Australes, conformando las Sierras de Las Tunas y de Pillahuincó (Fig. 1). Andreis *et al.* (1989), lo consideran integrante del Ci-

clo Sedimentario III-Pillahuincó. Se apoya sobre el anterior grupo mediante una discordancia angular suave (Harrington 1947, Massabie y Rossello 1984, Japas 1986, 1989, López Gamundi y Rossello 1993, etc.). Según López Gamundi *et al.* (1994), representa un ciclo que comienza con depósitos glaciáricos (Formación Sauce Grande), seguidos por pelitas de plataforma externa (Formación Piedra Azul), las cuales, por progresiva participación de arena, gradúan verticalmente a secuencias heterolíticas con retrabajo de olas de una plataforma interna (Formación Bonete). Culmina la secuencia con potentes depósitos arenosos con participación piroclástica (Formación Tunas). Harrington (1947), lo describió constituido por las siguientes cuatro formaciones: a) *Formación Sauce Grande*: Consiste en diamictitas, conglomerados, ortocuarcitas, areniscas y lutitas pizarreñas. Su mitad inferior, está formada por diamictitas macizas y muy esquistas de color gris oscuro a verdoso con abundante matriz de grano muy fino entre la que se intercalan escasos bancos lenticulares de areniscas y lutitas pizarreñas. Desde el punto de vista fosilífero, sólo ha proporcionado ejemplares de bivalvos (*Astartella pusilla*), correspondientes al Pensilvaniano-Cisuraliano (di Pasquo *et al.* 2008). Andreis *et al.* (1987) miden 1095 y 826 m de potencia y refiere el cambio de espesores en dirección SE en sendos perfiles. Japas (1986), mide en esta formación 1060 m de espesor.

b) *Formación Piedra Azul*: Son pizarras muy oscuras con tintes azul-negruzcos con escasos moldes internos de *Murchisonia* (Pagani 1998, 2000), refiere a *Peruvispira* Chronic, areniscas amarillentas con estratificación entrecruzada y limolitas silicificadas grises a verdosas. Afloran únicamente en el arroyo Piedra Azul en el sector noroccidental de la sierra de Pillahuincó y en la sierra de las Tunas. Esta unidad puede homologarse con las pelitas petrolíferas de la Formación Iratí (Cuenca Paraná, en el sur de Brasil) y de la Formación Whiteband (Cuenca de Karoo, en Sudáfrica). Japas (1986), mide en esta formación unos 220 m de potencia.

c) *Formación Bonete*: Está compuesta por arenitas y wackes feldespáticas y arcólicas moteadas azuladas y no moteadas verdosas hasta castañas y pelitas (limolitas y raras arcillitas) de tonalidades gris verdosas. Andreis *et al.* (1975) y Andreis y Cladera (1992) describen estructuras sedimentarias primarias representadas por estratificación entrecruzada, especialmente en las psammitas no moteadas, y laminación ondulítica compuestas esencialmente por cuarzo (58 %) y plagioclasa (oligoclasa) y cantidades subordinadas de feldespatos alcalinos (total de feldespatos 18%), micas (4 %), litoclastos principalmente de metamorfitas de bajo rango (4 %) y epidoto, que constituyen las motas. La matriz (en parte recristalizada) es más abundante en la base (13 %) que en las secciones superiores (5 %). Algunos niveles areno-arcillosos de su mitad inferior contienen abundantes fósiles marinos de la fauna de *Eurydesmas*, *Tomioipsis*, *Lissochonetes* (referidas por Pagani 1998, como *Tivertonia*), que sugieren una edad asseliana tardía a sakmariana temprana, y restos de plantas (*Phyllotheba*, *Glassopteris*, *Gangamopteris*, *Noeggerathiopsis*, etc.) en fangolitas y lutitas de la porción superior, paleocorrientes erráticas y con frecuentes bidireccionalidad NE-SO (Andreis *et al.* 1979). Japas (1986) mide 475 m de potencia en la sierra de las Tunas.

d) *Formación Tunas*: Aflora sobre el margen nororiental de las Sierras Australes y en algunos asomos aislados de las planicies que se disponen hacia el oriente y en Gonzáles Cháves de la Cuenca Claromecó (Fig. 1). Debido a la falta de buenos niveles guía y a su plegamiento y su desaparición debajo de la cubierta sedimentaria reciente, el espesor de esta unidad ha sido motivo de apreciaciones dispares; por un lado, Suero (1957) lo estimó en 2400 m mientras que Japas (1986) mide unos 910 m mínimos de potencia y Harrington (1947) lo estimó en unos 1500 m. Esta formación puede ser fácilmente segregada de la sucesión Sauce Grande Piedra Azul Bonete sobre la base de diferencias composicionales, un patrón de paleocorrientes mejor definido (desde sudoeste a noreste) y en menor medida por dife-

rencias en los paleoambientes sedimentarios (Harrington 1980, Andreis *et al.* 1989, Andreis y Japas 1991, López Gamundi *et al.* 1995). Está constituida por areniscas de grano medio con abundante estratificación entrecruzada. Se diferencian de las anteriores por su aumento significativo en la proporción de fragmentos líticos (en especial volcánicos) y plagioclasa en detrimento del cuarzo. Composicionalmente, muestra modas detríticas con un incremento sensible en los líticos en detrimento del contenido de cuarzo. Así las modas detríticas para esta formación muestran composición media cuarzo (Q)=46, feldspatos (F)=31, líticos (L)=22 (López Gamundi *et al.* 1995), donde los líticos son principalmente metamórficos (pizarras y esquistos de bajo grado) y de volcanitas (riolitas, riocacitas, andesitas y algunas tobas).

En lo que respecta a sus paleoambientes sedimentarios, Andreis y Japas (1991) refieren un evento glacial seguido de un proceso transgresivo relacionado con ajuste isostático post-glaciares y luego progradación deltaica (desde el SO) dominado por olas y mareas donde la Formación Tunas sería una planicie mareal o estuario próximo a área continental. La parte basal de esta unidad ha sido considerada como la culminación de un ciclo regresivo caracterizado por la formación de depósitos de islas barreras, seguido hacia la parte media y superior por condiciones de inundación marina, tal cual lo señala la mayor proporción de pelitas (Andreis *et al.* 1989). Zavala *et al.* (1993) reportaron la existencia de depósitos fluviales en la localidad de Las Mostazas (Fig. 1) con ocho facies sedimentarias y varios elementos arquitecturales de ambiente meandriforme de carga mixta con depósitos de canal, caracterizados por eventos de acreción lateral, migración de formas del lecho arenosas y facies de planicie de inundación.

En la Formación Tunas, sólo se han registrado algunos horizontes con contenido florístico, similar a lo observado en la Formación Bonete (Andreis *et al.* 1987). En la cantera Las Mostazas, se recuperaron restos de *Lycopsidia* arborescentes

asociados a *Glossopteris*, *Gangamopteris* y tallos de equisetales (Ruíz y Manera de Blanco 1985) junto a escasos restos de invertebrados marinos (principalmente bivalvos) en deficiente estado de preservación (Harrington 1947, Furque 1973). Según datos paleomagnéticos disponibles, la edad de estos afloramientos es post-kiaman, o sea, post 265 Ma (Tomezzoli y Vilas 1997).

En el abra Despeñadero (Fig. 1), Iñíguez *et al.* (1988) describen horizontes blancos hasta anaranjados de naturaleza piroclástica (esmectíticos) definidos como ignimbritas, tobas y chonitas principalmente vítreas finas intercalados dentro de las secuencias psamíticas y pelíticas. Los niveles piroclásticos presentan un aumento progresivo hacia arriba en el grado de alteración de los vitroclastos (contenido de beidellita), que marcan períodos de interrupción en la sedimentación silicoclástica. Se asocian con otros niveles pelíticos no esmectíticos intercalados con ciclos arenosos granocrecientes y cuerpos canalizados que sugieren, en conjunto, la existencia de un paleoambiente deltaico, con barras de desembocadura y procesos de avulsión en probables bahías interdistributarias.

En estos niveles se ha destacado la formación de beidellita y vermiculita a expensas de la transformación diagenética de las piroclásticas donde se han recuperado circones que proporcionaron edades SHRIMP II de isótopos radiogénicos de $280,8 \pm 1,9$ Ma que confirman una edad Pérmico temprana (Artinskiano) para la sección superior de la Formación Tunas (López Gamundi *et al.* 2013). Esta actividad volcánica está confirmada también por otros estudios (Tohver *et al.* 2008, Alessandretti *et al.* 2013) y se correlaciona con las secuencias volcánicas basales del Grupo Choiyoi que son de edad $281,4 \pm 2,5$ Ma (Rocha-Campos *et al.* 2011) razón por la cual se sugiere su proveniencia. Eventos piroclásticos similares en unidades equivalentes del territorio Sudafricano indican que durante el Pérmico se generaron importantes lluvias de cenizas vinculadas probablemente con la actividad de un arco magmático ubicado

al sudoeste de las Sierras Australes (Iñíguez *et al.* 1988). Desde el punto de vista ambiental, muestran una clara tendencia hacia la somerización a partir de los depósitos de plataforma externa de la Formación Piedra Azul. Si bien las paleocorrientes muestran cierta bipolaridad, la moda principal es claramente hacia el NE (López Gamundi *et al.* 1994).

Caracterización estructural

Las Sierras Australes de Buenos Aires poseen una estructura típica de faja plegada y corrida con diseño sigmoidal en planta como consecuencia de un régimen transpresivo dextral (Cobbold *et al.* 1986, 1991, 1992, Buggish 1987, Japas 1987, 1988, Sellés Martínez 1989, Rossello *et al.* 1997, Tomezzoli 2001, etc.) con una dirección de convergencia NNE (Cobbold *et al.* 1991) o bien en el azimut N 20° aproximadamente (Japas 1988). Investigaciones apoyadas en el análisis de la cristalinidad de la illita mediante el cálculo de los índices de Weaver y de Kubler y la distribución de los diversos tipos de minerales de las arcillas han permitido comprobar que en las rocas del borde oriental se encuentran los gradosefectivamente menos intensos de anquimetamorfismo y diagénesis (Lluch 1976, Buggish 1987, von Gosen *et al.* 1990, 1991). La cristalinidad de la illita es creciente hacia el oeste, al igual que las transformaciones dinamometamórficas. De esta manera, mientras las sedimentitas del Grupo Curamalal exhiben crecimientos sintaxiales, extinción ondulante y algunos casos con deformación intracristalina y rotación de clastos que alcanzan a los valores más bajos de metamorfismo de esquistos verdes (Fig. 1), las sedimentitas del Grupo Pillahuincó exhiben escasas o nulas modificaciones texturales ya que se mantienen los límites clásticos que expresan un progresivo carácter sedimentario hacia el oriente.

Estas características, también pueden ser reconocidas en la proyección austral de las Sierras Australes en el basamento plegado de la Cuenca del Colorado donde se presupone la presencia de un metamorfismo en las rocas atribuidas al basamento paleozoico (Archangelsky y Gamarro

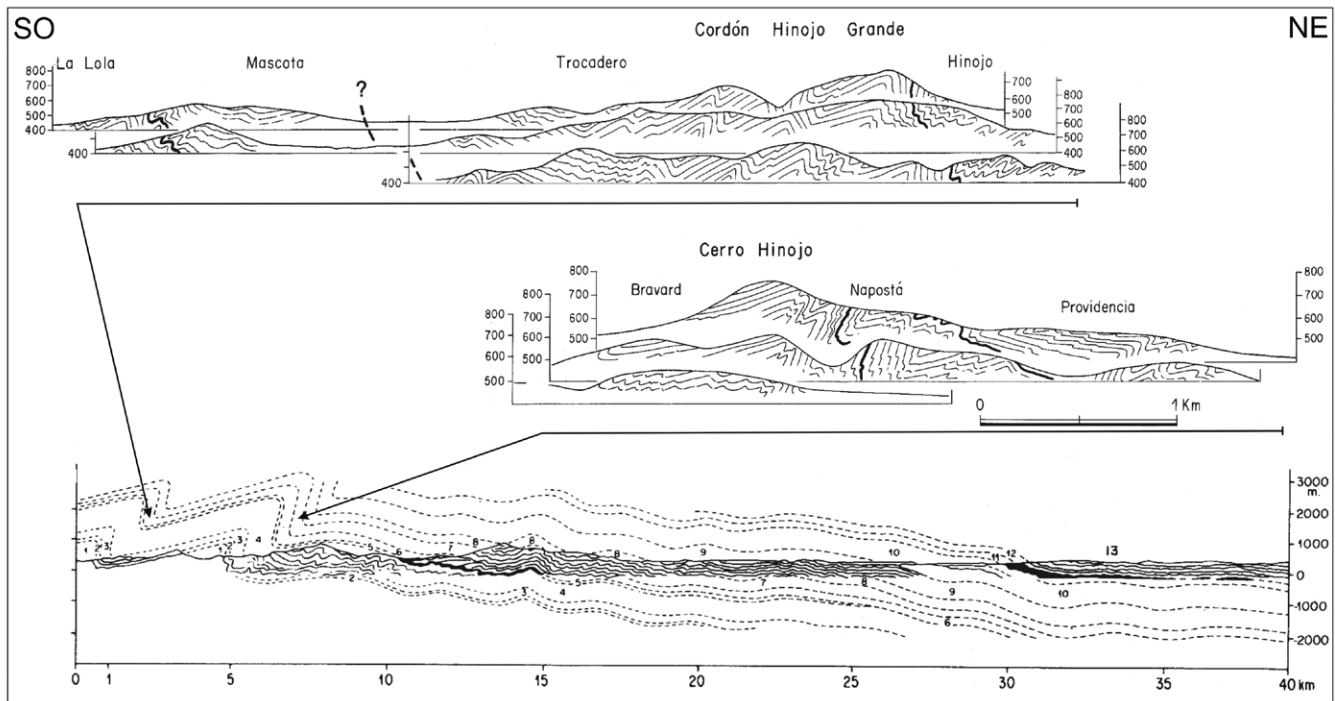


Figura 3: Secciones estructurales características transversales a las Sierras Australes. 1-13: Formaciones La Lola, Mascota, Trocadero, Hinojo, Bravard, Napostá, Providencia, Lolén, Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete y Tunas (tomadas de Cobbold *et al.* 1991).

1981) debido a las velocidades sísmicas que ellas presentan (5 km/s) y rasgos deformativos proporcionados por sísmica de reflexión (Zambrano 1974).

A partir de perfiles transversales a las Sierras Australes, Harrington (1970) demostró el decrecimiento de intensidad de la deformación a medida que la secuencia estratigráfica se sumerge hacia el este, donde se aprecia un pasaje gradual paulatino desde pliegues muy apretados con flujo charnelar y con neta vergencia hacia el NE en el sector occidental, a pliegues más abiertos de tipo concéntrico, en el sector oriental (Fig. 3). Japas (1988, 1989) calcula en 21% los valores de acortamiento regional obtenidos a partir de valores de deformación interna en perfiles en la dirección del azimuth N 20° en las Sierras Australes, donde la Formación Lolén acusa un valor mayor de 31 %, la Formación Sauce Grande un 60-70% en su sección inferior y un 30-40% en su sección superior, la Formación Bonete unos 20-23 % y la Formación Tunas menos de 23%. El acortamiento geométrico por plegamiento del 11% para todo el Grupo Pillahuincó confirmaría una dirección de máxima extensión subparalela a

los ejes de los pliegues (Japas 1988, 1989). En una sección integrada desde la localidad de López Lecube pasando por cerro Colorado y sierras de Chasicó y Cortapié y hacia el este hasta el borde oriental de la sierra de las Tunas (Fig. 1) Tomezzoli y Cristallini (2004), sobre la base de datos de superficie y sin tener en cuenta el acortamiento producido por el repliegamiento de las unidades, calcularon un acortamiento mínimo de 13,5 km lo que equivale a un 23%.

Si se considera que las Sierras Australes son una faja plegada y corrida en sucesivos episodios, como fuera sugerido por Schiller (1930), y luego, retomado por Tomezzoli (1999, 2001) y Tomezzoli y Cristallini (2004), se podría explicar la migración encontrada por Harrington (1970) de los surcos de depositación del Grupo Pillahuincó hacia el noreste con respecto a los terrenos devónicos. Así, el posterior episodio diastrófico permo-(triásico) que generó la faja plegada y corrida de las Sierras Australes, produjo en la región aledaña al antepaís una antefosa geométricamente asimétrica debido a la carga litostática que se produce por el apilamiento tectónico y el mayor aporte próximo al

frente montañoso de las Sierras Australes (López Gamundi y Rossello 1992, Prezzi *et al.* 2013).

LA CUENCA CLAROMECÓ

La cuenca Claromecó se localiza en la porción centro austral de la provincia de Buenos Aires, entre las Sierras Australes y las Sierras Septentrionales de Buenos Aires (Tandilia), continuándose costa afuera sobre la plataforma continental del Mar Argentino (Fig. 4). La porción más desarrollada de la cuenca se encuadra aproximadamente entre los meridianos de 60° y 61° 30' O y desde el paralelo de 38° S hacia el sur. Cuenta con una extensión total aproximada de 100000 km², de los cuales unos 40000 km² se encuentran sobre el continente. Muchos autores han descrito su morfología y dimensiones a partir de análisis regionales y/o métodos potenciales (Llambías y Prozzi 1975, López-Gamundi y Rossello 1992, Introcaso 1982, Álvarez 2004, Ramos y Kostadinoff 2005, Massabie *et al.* 2005, Pángaro y Ramos 2013, Prezzi *et al.* 2013).

La Cuenca Claromecó (también conocida como Cuenca Interserrana, Furque

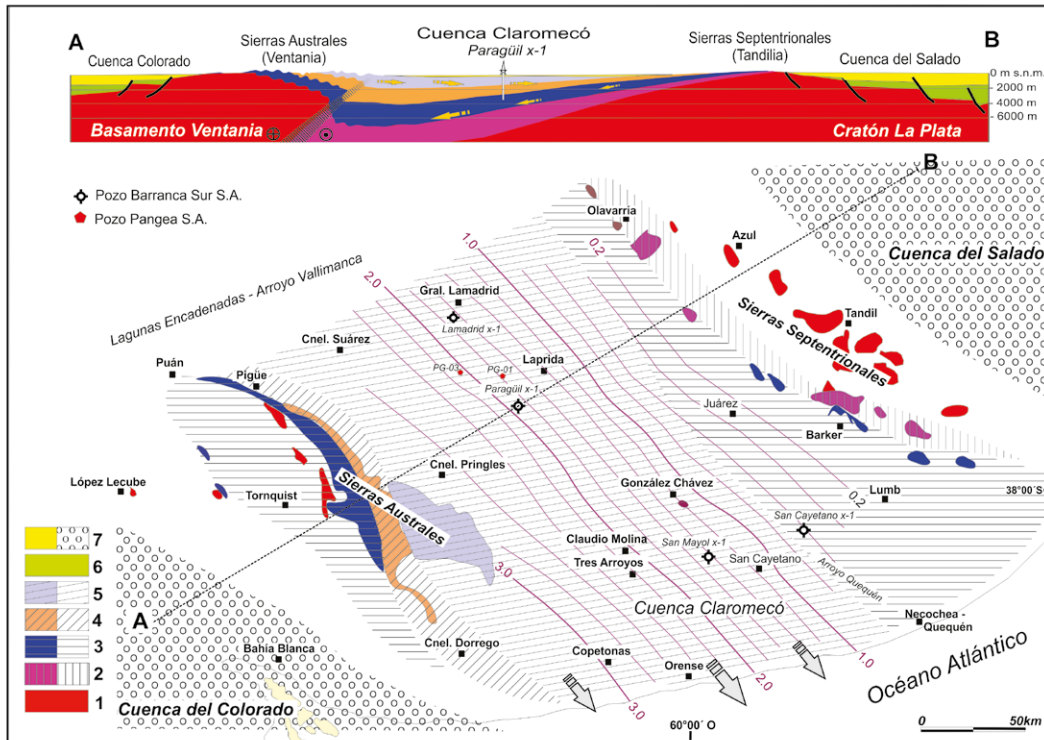


Figura 4: Esquema simplificado de la cuenca Claromecó en el territorio de la provincia de Buenos Aires a partir de información de subsuelo disponible. Arriba) Transecta A-B idealizada. 1: basamento, 2: sedimentitas precámbricas, 3: Grupo Curamalal, 4: Grupo Ventana, 5: Grupo Pillahuincó, 6: Mesozoico, 7: Cenozoico. Las flechas amarillas indican dirección de transporte sedimentario. Abajo) bosquejo estructural expresado en curvas de velocidad sísmica (tomado de Lesta y Sylwan 2005), las flechas abiertas indican dirección de profundización hacia el sudeste.

1965, Llambías y Prozzi 1975) presenta una geometría tridimensional de su relleno sedimentario en forma de amplia cuña marcadamente triangular y elongada en sentido NO-SE, dispuesta paralelamente a las Sierras Australes y Septentrionales con su vértice hacia el NO (cerca a la localidad de Coronel Suárez) y su base extendida sobre el margen continental y plataforma del mar argentino. Tanto vertical como horizontalmente, el desarrollo sedimentario tiende a incrementarse hacia el S y SE (Fig. 4).

Constituye el basamento técnico de la cuenca del Colorado (Yrigoyen 1975, Zambrano 1980). Furque (1965) indicó que "si se observa con atención la distribución de los afloramientos en la Cuenca Interserrana de Buenos Aires, se verá que éstos están dispuestos en una línea de orientación aproximada N-NO/S-SSE y a una distancia constante de las líneas de afloramientos del Sistema de Tandilia". Roller (1975), también llamó la atención de esta área que describió como relativamente más alta con respecto a la llanura circundante con drenaje radial y diseño periclinal, evidenciando una fuerte influencia del subsuelo.

Desde el punto de vista geotectónico, se

la considera una cuenca que evolucionó de un ambiente de margen pasivo precámbrico-paleozoico temprano a otro de antepaís paleozoico tardío, localizada entre las Sierras Australes y Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires (Llambías y Prozzi 1975, López-Gamundi y Rossello 1992, Introcaso 1982, Ramos y Kostadinoff 2005, Massabie *et al.* 2005).

Afloramientos en el sector interserrano

Debido a la información escasa que se tiene de estas rocas (Terraza y Deguillén, 1973) se describirán con mayor detalle los principales afloramientos saltuarios de sedimentitas paleozoicas que se los puede considerar como una única faja de afloramientos alineados en dirección NO-SE (limitado por los arroyos Pescado Castigado y río Quequén Grande, por el norte, y las cabeceras de los arroyos Quequén Salado, Claromecó o Tres Arroyos, Cristiano Muerto, Cortaderas y de Zabala). Se trata de ondulaciones menores que hacen asomar en las crestas a las litologías descriptas y ocultándose en los bajos con desniveles topográficos máximos que alcanzan entre los 120 my los 200 m s.n.m.

a la altura de la localidad De la Garma y los 80 m s.n.m. sobre los cauces de los principales arroyos (Fig. 4). Desde Laprida hacia el SE, va hundiéndose regionalmente, tanto es así, que en Necochea se encuentran a más de 200 m de profundidad, cubierta por sedimentos modernos. Estos asomos parecen estar suavemente flexurados y con un incipiente clivaje de fractura (de tipo de plano axial), dispuestos subverticalmente aproximadamente, según el azimut N 130° y subverticales.

a) *González Chávez*: Estos afloramientos se ubican a unos 9 km al sudeste de la localidad de González Chávez, camino a San Cayetano por la ruta provincial N° 75 (Fig. 4). Afloran sobre la banquina sudoccidental de la ruta y dentro de campos del Señor Ángel Ciancaglioni en forma de bancos con estratificación tabular, con contactos planos a suavemente ondulados y nítidos dispuestos subhorizontalmente. Exhiben estratificación subhorizontal de 2 m de espesor de areniscas moteadas pardas y limolitas rojizas a verdes con restos de equisetales (Terraza y Deguillén 1973). Monteverde (1937) fue el primero en considerar su probable conexión con las areniscas cuarcíticas de Las Mostazas, en el extremo oriental de las Sierras

de Pillahuincó (Fig. 1). Están constituidos por limolitas (y escasas arcillitas), macizas o laminadas, grises y verdosas, con algunas intercalaciones de areniscas finas y grauvacas con algunos rodados de cuarcitas y cemento calcáreo y areniscas esquistosas micáceas con 60% de cuarzo (Monteverde 1937). Constituyen una especie de cadena de lomadas muy suaves con dirección general NO-SE. Las rocas presentes en antiguas canteras son areniscas grauváquicas de grano fino y colores veteados blanco amarillento y verde parduzco. Además, afloran areniscas cuarzosas finas de colores oscuros con tintes rojizos debido a impregnaciones ferruginosas. Cortes petrográficos determinaron una arenisca de grano mediano, anguloso, con abundante cemento calcáreo (hasta 40%). El cuarzo (50%) se presenta con estructura cataclástica y extinción ondulada, y lo acompañan biotita y plagioclasas alteradas, rodados de cuarcita, muy poca moscovita, apatita y clorita (Terraza y Deguillén 1973). También se reconocen areniscas esquistosas finas con fina laminación sensiblemente ondulada y horizontal. En cortes petrográficos, se observa una arenisca esquistosa muy micácea con granos que presentan contornos angulosos y están escasamente cementados y engranados entre sí. Los componentes principales son el cuarzo (60%) y la moscovita, siendo también frecuente la biotita; además, hay plagioclasa, apatita, magnetita y limonita. Andreis *et al.* (1988) describen entre los argilominerales un predominio de minerales del grupo de las esmectitas asociado, en parte, con clorita, illita e interestratificados. Por la moderada cristalinidad de la illita, las sucesiones se encontrarían en el campo de la diagénesis media. Pueden ser bastante bien correlacionados con la parte cuspidal del Grupo Pillahuincó, gracias a su contenido florístico (*Lycopodiopsis* y *Paracalamites*, Arrondo y Petriella 1982) y características litofaciales, petrográficas y mineralógicas de sus componentes (Llambías y Prozzi 1975, Andreis *et al.* 1987, 1988). Ramos (1999) consideró a estos depósitos como parte de la cuenca Claromecó, correlacionables con los de-

depósitos neopaleozoicos potentes existentes en el subsuelo de la plataforma marina actual y que conforman el basamento técnico de la cuenca del Colorado (Zambrano 1974, 1980, Arrondo y Petriella 1982, Arrondo *et al.* 1982, Andreis *et al.* 1987, Urien y Zambrano 1996).

b) Lumb: Se localizan a unos 1.000 m al noreste de la Estación Lumb del ex-ferrocarril General Roca (entre Necochea y Juárez, Fig. 4), en los alrededores de la Estancia Los Leones (Furque 1965). Son dos lomadas chatas y suaves que no superan los 800 m² de superficie cada una. Litológicamente son areniscas cuarcíticas homogéneas, de grano mediano a fino, ferruginosas muy compactas. Se observa que suelen pasar a areniscas más claras, casi blancas, esto debido simplemente a la distinta pigmentación por óxido de hierro. Están bien estratificadas en bancos subhorizontales de 2 a 50 cm de potencia y, a veces, sus planos de estratificación están remarcados con láminas de moscovita. En areniscas ferruginosas se hallaron restos vegetales pertenecientes a *lepidofitales* (Furque 1965). A unos 3 km al este de la localidad de Lumb, Terraza y Deguillén (1973) citan areniscas cuarcíticas (90% cuarzo y 10% feldespato) pardas sin estratificación muy evidente con lentes arcillosas y con restos de *Cyclotigma* sp. asignadas al Devónico Tardío-Carbonífero temprano (Morel y Gutiérrez 2000).

c) De la Garma: En una cantera abandonada próxima a la localidad De la Garma (Fig. 4), afloran areniscas arcillosas verde oscuro obliteradas por concreciones calcáreas relacionadas con el *loess* pampeano. Son rocas algo silicificadas que se disponen en camadas subhorizontales aparentemente exentas de pliegues (Harrington 1970).

d) Mariano Roldán: A unos 3 km al noroeste de la localidad de Mariano Roldán (Fig. 4) afloran areniscas moteadas semejantes a las rocas de González Chaves, que por litología y contenido florístico serían equivalentes a Formación Tunas (Terraza y Deguillén 1973). Se dispondrían en bancos horizontales, y sus granos de cuarzo presentan extinción ondulosa.

POTENCIAL EXPLORATORIO DE LA CUENCA CLAROMECÓ

Desde el punto de vista exploratorio, se considera Cuenca Claromecó al conjunto de sedimentitas paleozoicas (principalmente neopaleozoicas) existente en la porción no aflorante o sub-aflorante (Alto de González Chaves), que se extiende entre las Sierras Australes y Sierras Septentrionales de Buenos Aires, y su continuación austral, en la plataforma continental del Mar Argentino. Hacia el noroeste, este relleno tiende a disminuir su potencia, aparentemente antes de llegar a la depresión del sistema de las Lagunas Encadenadas-Arroyo Vallimanca debido al Umbral de Trenque Lauquen (Kostadinoff 2007). Las sedimentitas paleozoicas que la integran pueden considerarse, desde el punto de vista regional, como una porción o subcuenca austral de la cuenca Chacoparaná (Russo *et al.* 1979, Chebli *et al.* 1999, Gregori *et al.* 2009).

Por su extensión, localización y vinculación genética y espacial con las Sierras Australes de Buenos Aires, la cuenca Claromecó ha despertado, desde hace ya varias décadas, la atención de numerosas empresas petroleras y mineras con el objeto de conocer su potencial geoeconómico. Así, comisiones de expertos en exploración enviadas por Shell, YPF, etc., realizaron estudios geológicos de superficie en afloramientos cercanos de las Sierras Australes. Los resultados iniciales obtenidos no fueron siempre prometedores pero las buenas características petroleras de algunas de las rocas paleozoicas del Grupo Pillahuincó no alcanzaron para que se decidiera la realización de los necesarios trabajos de relevamientos sísmicos de reflexión. A pesar del interés de YPF en 1978 en realizar estos estudios, sólo fueron ejecutados algunos trabajos gravimétricos y magnetométricos de carácter regional; pruebas puntuales de sísmica de refracción realizadas en las localidades de Laprida, Claudio Molina, Copetonas y Orense (Fig. 4) arrojaron como resultado la presencia de rocas con velocidades altas a pocos metros de

profundidad. Estos resultados, al ser interpretados como basamento pusieron en duda durante mucho tiempo la existencia de una cuenca sedimentaria interesante para la búsqueda de hidrocarburos.

También fueron realizados estudios geofísicos por investigadores independientes que han mostrado a partir de estudios gravimétricos la existencia de una notable anomalía de Bouguer negativa (-33 mGal), cuyo eje es subparalelo al arroyo Claromecó o Tres Arroyos (Kostadinoff *et al.* 1981, Kostadinoff y Font de Affolter 1982, Introcaso 1982). Kostadinoff y Font de Affolter (1982) parte de la hipótesis de que las anomalías negativas de gravedad son producidas en su casi totalidad por los mayores espesores sedimentarios del Paleozoico. Introcaso (1982) ha estimado un relleno sedimentario máximo de 10,5 km. Sin embargo, este espesor no tendría en cuenta los efectos de posibles flexiones corticales que podrían generar una raíz menos densa que el substrato circundante, disminuyendo parcialmente la profundidad calculada (Kostadinoff y Prozzi 1998).

Consecuentemente, al no disponerse de la información básica de los datos de subsuelo, el desarrollo y distribución espacial de la cuenca Claromecó ha sido motivo de controversias, a tal punto, que su propia existencia había sido puesta en duda a partir de los albores de los estudios de la región. Además, los escasos análisis geoquímicos y petrofísicos superficiales que se disponían no sugieren *prima facie* una buena impresión sobre el potencial petrolero. No obstante, las consideraciones estructurales que se intentan esbozar en el presente informe contribuyen a mejorar la caracterización de posibles reservorios debido a la consideración de fracturamientos que incrementan su calidad. Recientemente, con el impulso exploratorio importante que generó la actividad de la empresa Barranca Sur S.A. (Archangelsky 1999, Lesta y Sylwan 2005), se ajustó el conocimiento y distribución de los volúmenes sedimentarios detectados revitalizando el potencial petrolero de la región. A partir de estos esfuerzos pioneros, otros autores se sumaron a las

expectativas del potencial petrolero de la cuenca Claromecó (Ploszkiewicz 1999, Pucci 2006).

La empresa Barranca Sur S.A. desarrolló entre los años 1995 y 2005 unos 1.270 km de relevamientos sísmicos 2D y 7 pozos de exploración, cuatro de los cuales sobrepasaron los 2.000 m (Fig. 5) y los tres restantes, menos de 700 m (Lesta y Sylwan 2005). Si bien estos pozos exploratorios resultaron secos intersectaron niveles carbonosos que llegan a acumular unos 16 m con algunos horizontes de hasta 8,5 m de potencia intercalados en secuencias con litologías equivalentes a la Formación Tunas. Por ello, durante el año 2008, la empresa minera Pangea S.A. realizó 3 sondeos al oeste de la localidad de Laprida (Fig. 5) con el objetivo de definir el potencial económico de estos horizontes de carbones semiantracíticos (Jorge Bencochea, *com. pers.*). Uno de ellos (PG3) intersectó 32 niveles de más de 0,1 m de potencia (un máximo de 7 m) con contenidos de azufre inferior al 1% que en total representan un espesor acumulado de unos 16,23 m en un total de 271 m localizados entre 618 y 889 m b.b.p. Otro pozo (PG2), encontró 17 niveles (el mayor con 2 m) con una potencia acumulada de casi 6 m en unos 68 m de secuencia localizada entre 790 y 858 m b.b.p. Los valores de reflectancia de vitrinita medidos indican un rango de carbón alto que varía entre semi-antracita y antracita con valores caloríficos de 5200 y 5800 kcal/kg (Bengochea *com. pers.*).

El relleno de la Cuenca Claromecó se inicia durante el Precámbrico tardío con un evento transgresivo de extensión regional sobre el basamento cristalino del Cratón del Río de la Plata (posiblemente desde el noreste), depositándose las sedimentitas de las Formaciones La Tinta y equivalentes (Iñiguez *et al.*, 1989).

Posteriormente, a partir del Carbonífero tardío hasta el Triásico Temprano (?), se depositaron en un ambiente nerítico proximal las secuencias glaciáricas basales del Grupo Pillahuincó que muestran a partir de la Formación Tunas un cambio total en las paleocorrientes, ahora provenientes desde sudoeste (Cobbold *et al.*

1986, Andreis y Japas 1991, López-Gamundi *et al.* 1995). Hacia arriba, pasa rápidamente a sedimentitas finas (Formación Piedra Azul) que representan un evento transgresivo relacionado con ajustes isostáticos lentos característicos de épocas postglaciales. Luego, se produce un período de ajuste isostático más definido durante el cual ocurre una discreta somerización y enarenamiento de la cuenca, así como la instalación de cuerpos deltaicos desarrollados en extensas plataformas.

En términos paleogeográficos, este gran mar mediterráneo está representado también por las pelitas petrolíferas de la Formación Mangrullo en la cuenca Norte del Uruguay, Formación Iratí en cuenca Paraná, del sur de Brasil, y de la Formación Whiteband en la cuenca del Karoo que permiten sustentar un creciente interés prospectivo a partir de sus comunes desarrollos temporales y ambientales (López Gamundi y Rossello 1997, de Santa Ana *et al.* 2006).

RELEVAMIENTO ESTRUCTURAL DE CAMPO

Este relevamiento mesoscópico permitió reconocer las características de las fracturas (diseños, tamaños, espaciamientos, etc.), de sus posibles rellenos (carbonatos, cuarzo, etc.) y las relaciones genéticas y espaciales relativas entre ellas. Además, a partir del análisis estadístico expresado por rosetas y proyecciones estereográficas (diagramas de polos y ciclográficos), se evaluaron las discontinuidades relevadas (fracturas y estratificación) en relación con los significados espaciales y cinemático que ellos expresan. También, se obtuvieron muestras orientadas de las principales litologías con la finalidad de evaluar las discontinuidades relevadas (fracturas y estratificación) en función de los significados espaciales y cinemáticos que expresan.

Los reservorios fracturados están constituidos por la suma de dos entidades físicas diferentes: a) la matriz rocosa, donde el medio poroso son los bloques rocosos monolíticos sin fisuras y b) las fisuras que dividen y fragmentan el macizo rocoso

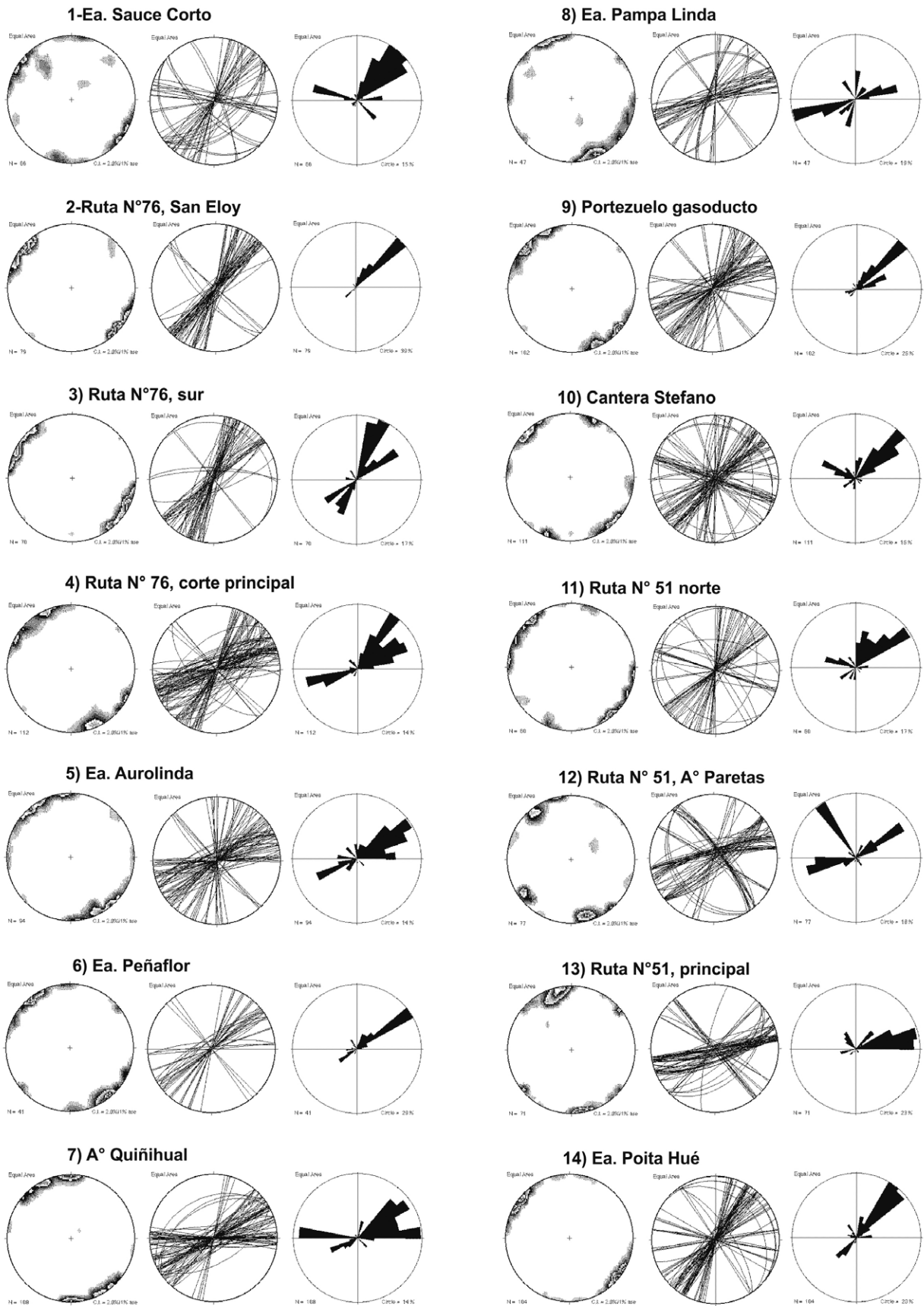


Figura 5: Diagramas de polos, ciclográficos y rosetas de las fracturas relevadas en las 14 estaciones de trabajo de la Formación Tunas (véanse localizaciones en Fig. 1).

(Umbhauer *et al.* 1994). Una fractura elemental está caracterizada por su extensión, orientación, inclinación y apertura. El conjunto de fracturas (fallas, diaclasas, estratificación, etc.) se organiza dentro de los macizos rocosos y en los reservorios en redes reconocibles a diferentes escalas. La circulación de fluidos está gobernada por los parámetros específicos de los diferentes juegos de fracturas presentes en el macizo rocoso: espaciamientos, ángulos y las relaciones entre los diferentes juegos que controlan la jerarquía de la conectividad de la red de fracturas. La comprensión de la circulación de los fluidos en el seno de los reservorios fracturados está estrechamente ligada al conocimiento preciso de las diferentes escalas de fracturas, su organización espacial y las relaciones temporoespaciales existentes entre ellas y las estructuras mayores genéticamente relacionadas.

Por ello, Bordet (1971), clasifica a los macizos rocosos en cuatro tipos, según su modo de fisuración:

1) *Macizos rocosos no fisurados*: Son prácticamente impermeables.

2) *Macizos rocosos con redes de fisuración amplias*: Son redes de fracturas con malla groseramente hectométrica que limitan volúmenes impermeables de roca poco o no fracturada.

3) *Macizos rocosos con redes de fisuración densa*: La malla de las redes de discontinuidades de todos los órdenes tienen una dimensión de algunos centímetros. La permeabilidad es muy grande.

4) *Macizos rocosos con trituración parcial difusa*: El macizo rocoso ha sufrido una deformación frágil que lo redujo a fragmentos milimétricos.

Los factores generales que controlan la intensidad y su espaciamiento son: a) petrológicos: composición, tamaño de grano y porosidad, b) geométricos: espesor de las capas y posición estructural y c) físicos: velocidad de aplicación de los esfuerzos, anisotropía preexistente, temperatura, presión confinante y presencia de fluidos (Delair y Leroux 1978, Ramsay y Huber 1987, Price y Cosgrove 1990, Cosgrove 1999, Rossello 2001). De esta manera, la evaluación de las propiedades de

un sistema de fracturas en un reservorio fracturado alude al estudio del espaciamiento, espesor, conectividad y morfología de las fracturas y el campo de deformación. Esto permite determinar la permeabilidad y la porosidad secundaria, la saturación de fluidos en las fracturas y el factor de recuperación esperado en las mismas. En este sentido, Stearns y Friedman (1972) proporcionan la siguiente clasificación de los sistemas de fracturación con respecto a la calidad del reservorio: a) Fracturas proveedoras de la porosidad y permeabilidad esencial, b) Fracturas proveedoras de la permeabilidad esencial y c) Fracturas asistentes de la permeabilidad de un reservorio productor.

Estaciones de muestreo

Se estudiaron 14 afloramientos de la Formación Tunas, seleccionados por su buena calidad y accesibilidad, distribuidos sobre el borde oriental de las Sierras Australes y en consecuencia más próximos a la Cuenca Claromecó. Para obtener una información más completa sobre la distribución en planta de las discontinuidades, se eligieron estaciones de trabajo localizadas sobre el mismo borde y dos secciones coincidentes con las trazas de las rutas provincial 76 y nacional 51 (Fig. 1) para observar posibles cambios a medida que se alejan de éste para internarse en el cuerpo de las Sierras de las Tunas y Pihahuincó.

Las litologías más frecuentes en los afloramientos estudiados oscilan entre areniscas cuarcíticas finas "verde botella" y pelitas areniscosas muy finas "borravino" en paquetes tabulares de 20 cm a 1 m. Sobre cada uno de estos afloramientos se analizaron las características geométricas y genéticas de las discontinuidades mesocópicas dentro de estructuras de órdenes mayores. Para facilitar su descripción, se volcó individualmente la información en diagramas estadísticos (Fig. 6).

De este modo, se realizaron los siguientes diagramas estereográficos, siguiéndose las metodologías de Kulander *et al.* (1990) y Leyshon y Lisle (1996): i) diagramas de polos representados sobre redes equiareales (Schmidt), distribuidos según

porcentajes relativos de superficie con respecto al total, de acuerdo a programas *Stereoplot*®, ii) diagramas ciclográficos con notación sobre el hemisferio inferior y iii) rosetas (generadas por el programa *Vector Rose*®) en las cuales el diámetro indica el porcentaje relativo de la presencia y disposición espacial por sector de 5°.

Las localidades estudiadas se ordenan para facilitar su descripción desde el extremo noroeste al sudeste (Fig. 1) de la siguiente manera:

1) *Ea. Sauce Corto* (37° 49' 30" S y 61° 54' 10" O): Localizado dentro de un potrero a la altura del casco de la Estancia Sauce Corto, al noroeste del camino que une la ruta provincial 76 con el viejo camino que conduce a Saavedra. Posición relativa: Niveles areniscosos finos en peladar sobre flanco occidental dispuesto con azimut N 130-135°, 20° SO de un pliegue amplio y suave. Cantidad de discontinuidades relevadas: 66, principalmente diaclasas. Observaciones: Escasas venulaciones silíceas.

2) *Ruta N° 76, San Eloy* (37° 50' 45" S y 61° 50' 05" O): Localizado sobre corte de ruta provincial 76. Posición relativa: Niveles areniscosos finos y pelitas borravino sobre sectores erosionados ("peladar") al noroeste del camino sobre planchones subhorizontales próximos a la charnela anticlinal de un pliegue amplio y suave. Cantidad de discontinuidades relevadas: 79, principalmente diaclasas. Observaciones: Se reconocen niveles pelíticos que desarrollan un clivaje de plano axial apretado y con refracciones de los valores de inclinación cuando pasan a niveles más areniscosos. También son muy notorias las discontinuidades determinadas por la estratificación, particularmente cuando existen cambios notables de granulometría. Sobre una pequeña charnela anticlinal se aprecia una distribución en abanico del clivaje. Los niveles areniscosos intercalados entre capas de pelitas desarrollan fracturas ortogonales a la estratificación con una frecuencia que está en directa relación con la potencia de las capas involucradas.

3) *Ruta N° 76, sur* (37° 52' 10" S y 61° 50' 30" O): Localizado sobre corte de ru-

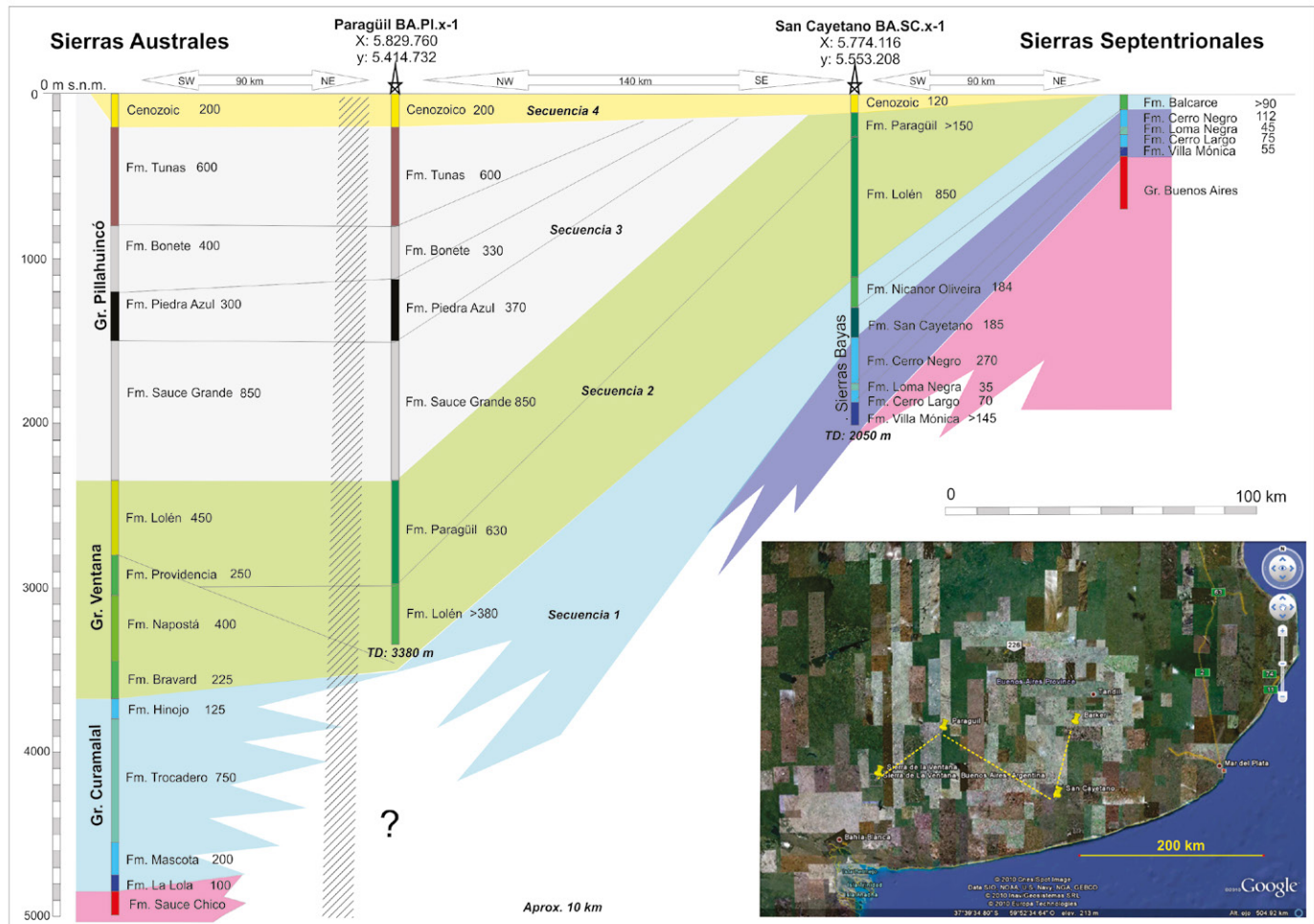


Figura 6: Correlación esquemática del relleno sedimentario de la cuenca Claromecó entre los afloramientos de las sierras Septentrionales y Australes a partir de datos de pozos exploratorios (datos de Lesta y Sylwan 2005).

ta provincial 76. Posición relativa: Niveles pelíticos al noroeste del camino sobre flanco nororiental inclinado 15° al NE de un pliegue amplio y suave. Cantidad de discontinuidades relevadas: 70, principalmente diaclasas. Observaciones: Son frecuentes las venulaciones de cuarzo subverticales en niveles areniscos cuarcíticos intercalado entre pelitas. También son muy notorias las intersecciones entre el clivaje de plano axial con las diaclasas subverticales, las que determinan superficies muy rugosas. Sobre niveles pelíticos se aprecia una distribución muy apretada y con alta frecuencia del clivaje, casi de tipo pizarreño, en cambio sobre los niveles areniscos intercalados entre pelíticos se reconocen fracturas ortogonales a la estratificación con diseño plumoso típicas de diaclasamiento.

4) *Ruta N° 76, Corte principal ($37^\circ 53' 10'' S$ y $61^\circ 51' 40'' O$):* Localizado al noroeste del camino, entre los arroyos Pantanoso y El Perdido. Posición relativa: Niveles areniscos finos en afloramientos en pequeños cortes, sobre pliegues apretados dispuestos con ejes subhorizontales azimut N 130° - 140° , con longitud de onda decimétrica. Cantidad de discontinuidades relevadas: 112, principalmente diaclasas. Observaciones: En exposiciones subhorizontales se puede apreciar una frecuencia decimétrica del espaciamiento de las discontinuidades subverticales. También son muy notorias las venillas escalonadas rellenas de sílice en arreglos dextrales y dispuestas aproximadamente en dirección azimut N 20° o desarrollando colas de caballo distensivas con la misma cinemática. Los niveles pelíticos intercalados

desarrollan fracturas a partir del clivaje de plano axial con aspecto pizarreño.

5) *Estancia Aurolinda ($37^\circ 51' 10'' S$ y $61^\circ 46' 00'' O$):* Posición relativa: Niveles areniscos finos sobre corte de ruta al noroeste del camino de entrada, flancos subhorizontales de un pliegue amplio y suave. Cantidad de discontinuidades relevadas: 94, principalmente diaclasas. Observaciones: Los niveles areniscos exhiben venulaciones de sílice subperpendiculares a la estratificación y al clivaje de plano axial.

6) *Estancia Peñaflo ($37^\circ 53' 00'' S$ y $61^\circ 44' 45'' O$):* Localizado sobre planchón del camino de acceso a Estancia Peñaflo, a la altura del Puesto de A. Bocanera y al este del arroyo Las Tunas. Posición relativa: Niveles areniscos finos sobre planchones subhorizontales en la calzada del

camino. Cantidad de discontinuidades relevadas: 41, principalmente diaclasas. Observaciones: La pobre calidad del afloramiento no permite establecer relaciones en profundidad.

7) *Sur Arroyo Quiñibual* ($37^{\circ} 58' 40'' S$ y $61^{\circ} 41' 00'' O$): Localizado al noroeste del antiguo camino que une las estaciones ferroviarias de Peralta y Bathurst-Coronel Suárez, sobre una pequeña abra. Posición relativa: Niveles areniscosos finos en afloramientos con buenos cortes, sobre pliegues suaves dispuesto con ejes subhorizontales azimutN 130° - 140° , con longitud de onda hectométrica y con charnelas anticlinales aportilladas. Cantidad de discontinuidades relevadas: 66, principalmente diaclasas. Observaciones: Se reconoce un clivaje de plano axial irregular y frecuencias decimétricas a milimétricas que se acentúa sobre las charnelas, especialmente anticlinales. Se aprecia refracción de las inclinaciones, disminuyendo en intensidad sobre los niveles borra-vino e incrementa la frecuencia y anastomosa-miento. Es frecuente la presencia de venillas de cuarzo subhorizontales con estrías asociadas a despegues charnelares.

8) *Estancia Pampa Linda* ($38^{\circ} 02' 15'' S$ y $61^{\circ} 34' 00'' O$): Localizado sobre el camino que une Peralta con Coronel Pringles y a unos 2 km al oeste del casco de la Estancia Pampa Linda. Posición relativa: Niveles areniscosos finos sobre planchón subhorizontal de la calzada, donde por las características del afloramiento no se puede reconocer su disposición espacial. Cantidad de discontinuidades relevadas: 47, principalmente diaclasas. Observaciones: La pobre calidad del afloramiento no permite observar relaciones verticales.

9) *Portezuelo Gasoducto* ($38^{\circ} 01' 10'' S$ y $61^{\circ} 31' 30'' O$): Localizado sobre el abra del camino que une la estación ferroviaria de Peralta con Coronel Pringles y próximo al Mojón N° 484 del Gasoducto. Posición relativa: Sobre niveles areniscosos finos, al sudoeste del abra, en afloramientos subhorizontales relacionados con pliegues amplios y suaves. Cantidad de discontinuidades relevadas: 102, principalmente diaclasas. Observaciones: Re-

laciones geométricas de juegos de pequeñas fallas transcurrentes y venillas de cuarzo dispuestas en sistemas directamente relacionadas con los campos de esfuerzos sudoeste-noreste de los pliegues regionales.

10) *Cantera Stefano* ($38^{\circ} 02' 45'' S$ y $61^{\circ} 28' 20'' O$): Localizado dentro de campos del Señor Luis Stefano. Posición relativa: Sobre niveles areniscosos finos en cantera abandonada de material pétreo localizados en la charnela anticlinal de un pliegue suave con evidencias de flexodeslizamiento. Cantidad de discontinuidades relevadas: 111, principalmente diaclasas. Observaciones: Notables venulaciones silíceas de gran extensión que afectan a niveles más areniscosos. Un detalle de ellas, muestra estrías minerales subhorizontales con claros indicadores cinemáticos de transurrencia dextral sobre planos dispuestos con azimutN 30° . Sobre uno de los frentes principales de extracción se aprecian grandes discontinuidades subverticales desarrolladas en bancos areniscosos que son interrumpidas en los niveles pelíticos. La interrelación de discontinuidades de estratificación y subverticales desarrollan un diseño ortogonal que limita microlitones prismáticos decimétricos.

11) *Ruta N° 51, norte* ($38^{\circ} 03' 30'' S$ y $61^{\circ} 25' 35'' O$): Localizado sobre cortes pequeños de la ruta N° 51, a unos 2 km. al sudeste del casco de la Estancia San Manuel y al sur del arroyo El Diecisiete. Posición relativa: Sobre niveles areniscosos finos en flanco dispuesto con azimutN 130° y 28° de inclinación al SO. Cantidad de discontinuidades relevadas: 60, principalmente diaclasas.

12) *Ruta N° 51, Arroyo Paretas* ($38^{\circ} 10' 30'' S$ y $61^{\circ} 29' 30'' O$): Localizado sobre cortes pequeños de la ruta N° 51, inmediatamente al sur del arroyo Paretas. Posición relativa: Sobre niveles areniscosos finos en flanco dispuesto con azimutN 145° y 30° de inclinación al sudoeste. Cantidad de discontinuidades relevadas: 77, principalmente diaclasas. Observaciones: Evidencias de flexodeslizamientos remarcados por espejos de falla ornamentados con estrías dispuestas en la dirección de

la mayor inclinación. Se reconocen venulaciones silíceas subverticales que afectan los niveles más areniscosos. También son muy notorias las discontinuidades determinadas por los cambios de estratificación y las subverticales en los niveles areniscosos. La intersección de las discontinuidades de estratificación, aquí con valores del orden de 30° de inclinación, y las fracturas subverticales controladas por el clivaje de plano axial determinada un diseño poligonal con microlitones decimétricos. Las venulaciones de este afloramiento, como los de la ruta provincial 76, exhiben rellenos incompletos hacia los topes de niveles areniscosos. También son muy notorias las terminaciones cristalinas en cuarzos hialinos que ocupan su porción central. Se aprecia la interrupción de estas discontinuidades cuando se les interpone un nivel pelítico oscuro, donde suelen desarrollar su mayor potencia en el contacto.

13) *Ruta N° 51, Corte principal* ($38^{\circ} 13' 05'' S$ y $61^{\circ} 29' 10'' O$): Localizado sobre ambos lados del corte principal de la ruta N° 51, en el abra del Despeñadero. Posición relativa: Sobre niveles areniscosos finos y pelíticos borra-vino en pliegues asociados a estructuras en dúplex decamétricos también reconocidos por Tomazzoli y Cristallini (2004). Cantidad de discontinuidades relevadas: 71, principalmente diaclasas. Observaciones: Este corte es el que proporciona el afloramiento más extenso desde el punto de vista vertical. Se pueden apreciar discontinuidades subhorizontales que cortan la estratificación conformando estructuras decamétricas de tipo dúplex en los niveles areniscosos. Sobre niveles areniscosos se desarrollan trenes escalonados de grietas de rellenas de sílice. Sobre niveles pelíticos borra-vino es posible observar la deformación que el clivaje de plano axial genera sobre la estratificación-laminación.

14) *Estancia Poita Hué* ($38^{\circ} 04' 40'' S$ y $61^{\circ} 22' 00'' O$): Localizado a unos 300 m al sur del casco de la Estancia Poita Hué. Posición relativa: Sobre niveles areniscosos finos y pelíticos borra-vino en afloramientos subhorizontales, levemente afectados por pliegues suaves con evidencias

de flexodeslizamientos charnelares. Cantidad de discontinuidades relevadas: 104, principalmente diaclasas. Observaciones: Buenos planos de flexodeslizamiento charnelar ornamentados con estrías dispuestas con buzamientos en la dirección de mayor inclinación de los planos. Sobre un planchón de litologías pelíticas se aprecia un clivaje de plano axial apretado afectado por diaclasas subverticales espaciadas métricamente. Sobre porciones charnelares, la intersección de las discontinuidades subverticales determinan un diseño poligonal tipo "alambre tejido" con microlitones decimétricos.

En la sección a la altura de la Estancia San Carlos (desde el arroyo Atravesado hasta el este también las fracturas más conspicuas son tensionales y de cizalla extensional dispuestos ambos en juegos conjugados con respecto del campo de esfuerzos (Japas, *com.pers.*).

DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN

De acuerdo con los datos disponibles en las Sierras Australes, la deformación principal que la afectó y que habría sido la responsable de la faja plegada con fallamientos subordinados habría ocurrido simultáneamente, al menos, con la deposición de los elementos cuspidales del Grupo Pillahuincó. Sin embargo, eventos deformativos anteriores contribuyeron con su estructuración (Massabie y Rossello 1984, Tomezzoli 2012, entre otros) considera que la deformación habría comenzado en tiempos anteriores. Japas (1986) refiere la posible presencia de estructuras deformacionales primarias asociadas al desarrollo de los pliegues en la Formación Tunas superior. La coetaneidad entre la sedimentación y la deformación responsable de la formación de la cuenca está basada en el hallazgo de pliegues de crecimiento en la Formación Tunas en el puente del ferrocarril del arroyo Toro Negro, cerca de la estación ferroviaria Zoilo Peralta (Fig. 1), en donde observan depocentros en los sinclinales y secciones condensadas en los anticlinales (Cobbold *et al.* 1991, Rossello *et al.* 1993)

y en evidencias paleomagnéticas (Tomezoli 1999, 2001). También, la composición petrográfica de la porción arena de las secuencias que exhiben altos contenidos en elementos volcánicos y con intercalaciones tobáceas (Iníiguez *et al.* 1988), y la distribución regional de paleocorrientes dentro del contexto geotectónico global del área (López Gamundi y Rossello 1992, López Gamundi *et al.* 1994) apoyan esta relación tectosedimentaria.

El clímax de la deformación puede ser acotado en el Pérmico medio tardío (Cobbold *et al.* 1991) si se considera válida la contemporaneidad entre la depositación de la Formación Tunas con el desarrollo de un frente montañoso al oeste (López Gamundi y Rossello 1992).

Desde un punto de vista regional, esta deformación pérmica, puede correlacionarse con la que exhiben diferentes cuencas neopaleozoicas de los continentes sudamericano y africano (Cobbold *et al.* 1992, López-Gamundi y Rossello 1993, Tomezzoli *et al.* 2009, Kleiman y Japas 2009, etc.). En la cuenca Karoo, puede reconocerse un estilo de deformación semejante al de las Sierras Australes, incluso con una gradación equiparable del grado de cristalinidad de illita.

Sobre la base de las observaciones estructurales e interpretaciones de las discontinuidades a escala mesoscópica se pueden expresar las siguientes conclusiones que permiten agrupar cuatro tipos principales relacionados vinculados con el plegamiento regional:

Fracturas paralelas a la estratificación

La estratificación es una discontinuidad importante controlada por la alternancia de bancos areniscosos y pelíticos. El carácter de discontinuidad de la estratificación se destaca en las proximidades de las charnelas, en particular anticlinales, donde suelen ocurrir despegues que son aprovechados por venulaciones de sílice. Estos planos de estratificación suelen presentar estriaciones subparalelas a la dirección de mayor inclinación (a veces, con componentes dextrales en concordancia con la cinemática regional) que sugieren su activación por flexodes-

lizamientos singenéticos con el plegamiento. Exhiben extensiones mayores al metro cuadrado y son subparalelas generadas por los cambios debidos a la estratificación y/o laminación. Este fracturamiento vinculado a la estratificación determina que las fracturas subordinadas se encuentren siempre interrumpidas levemente por planos de estratificación, a tal punto, que controlan la generación y propagación de las mismas. Escapan a esta regla, algunas fracturas maestras con movimientos que constituyen pequeñas transcurrencias.

Fracturas coincidentes con el clivaje de plano axial

El clivaje de plano axial, si bien es una estructura penetrativa, controla la generación de discontinuidades que exhiben presencia y calidad variables: i) por la posición relativa con la estructura mayor que lo contiene y ii) por la naturaleza mecánica de la litología en la que se desarrolla. Con respecto a la posición relativa dentro de la estructura mayor, resulta mucho más importante en frecuencia, intensidad y desarrollo areal en proximidades de charnelas, en especial anticlinales. Con respecto a la naturaleza mecánica de la litología, en niveles areniscosos son más espaciadas pero con mayor desarrollo areal y ornamentadas por escalones y resaltos debido a su intersección con planos de estratificación. En cambio, sobre niveles pelíticos, el clivaje de plano axial es más apretado, discontinuo y con diseño mucho más irregular, donde son frecuentes los anastomosamientos. Como no son muy variables las disposiciones de los ejes de los pliegues a lo largo de todo el frente de las sierras de Las Tunas y Pillahuincó estudiado, el clivaje de plano axial se dispone bastante homogéneamente con rumbos comprendidos azimutN 130° y 140°, con inclinaciones subverticales. Localmente, este clivaje muestra notables refracciones y disminuye en litologías más finas.

Fracturas dilatantes ocupadas por cuarzo

La existencia de niveles de areniscas de

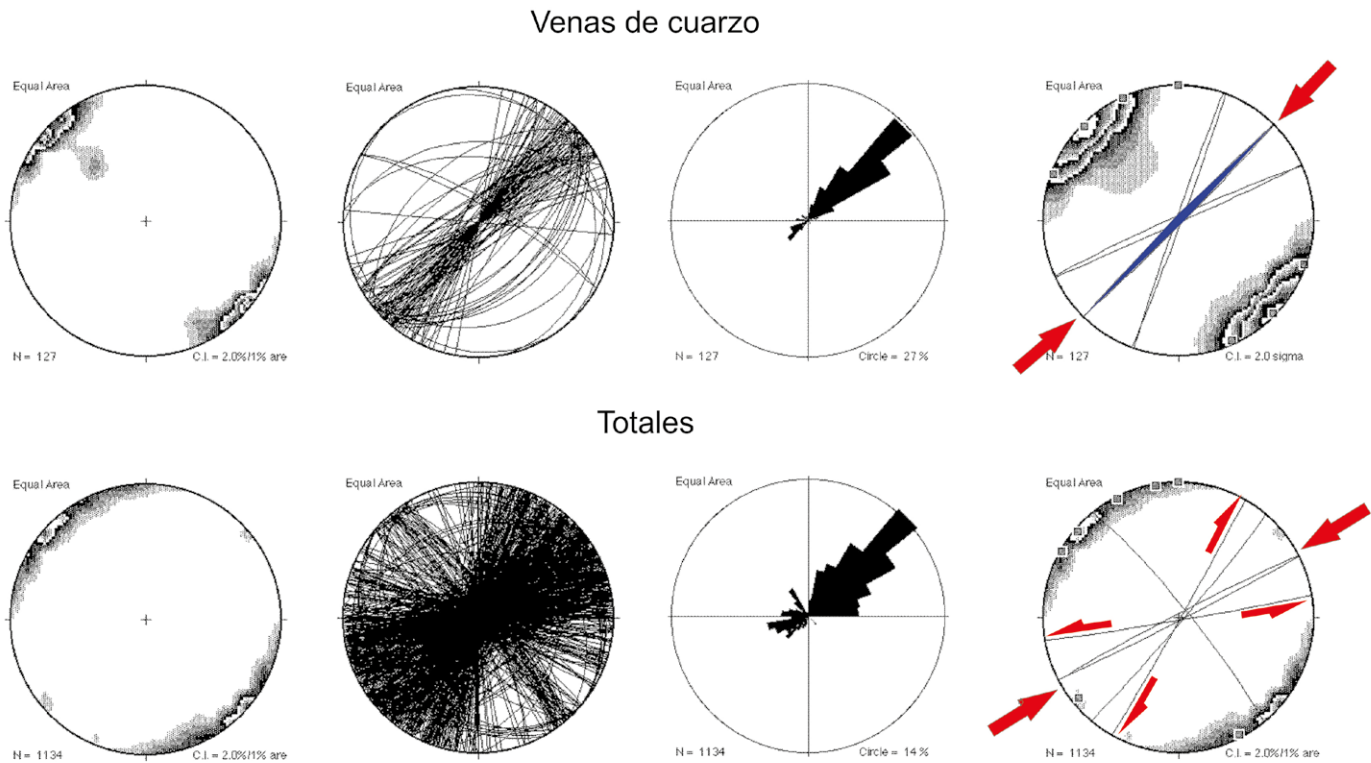


Figura 7: Diagramas de polos, ciclográficos y rosetas. Arriba: relacionadas con venas de cuarzo perpendiculares a los ejes de pliegues. Abajo: todas las estructuras relevadas en las 14 estaciones de trabajo.

grano fino a medio más cuarzosas, que observan una textura de clasto sostén, facilita la generación de sílice a partir del contacto entre granos próximos por desencadenamiento de procesos de transferencia de masa por difusión a partir de solución por presión (Principio de Rice). De este modo, es frecuente el desarrollo de venillas de hasta algunos centímetros de potencia y varios metros de extensión rellenas por cuarzo lechoso constituido por agregados microgranosos, a veces incompletamente rellenas y con intersticios ocupados por cristales de cuarzo milimétricos más límpidos y con terminaciones poliédricas. En general, se desarrollan dos tipos principales en función de su disposición espacial con respecto a las estructuras mayores (Fig. 7): i) perpendicularmente a la estratificación y a los ejes de los pliegues regionales con baja dispersión y ii) paralelas a la estratificación en porciones charnelares y genéticamente vinculadas con mecanismos de flexodeslizamiento. La distribución espacial del conjunto de las estructuras releva-

das acusa leves movimientos paralelos a los planos que las limitan, determinando anastomosamientos y escalonamientos milimétricos, que suelen disponerse en trenes escalonados compatibles con fajas de cizallamiento frágil-dúctiles.

Fracturas subverticales de cizallamiento

Subperpendicularmente a la estratificación se disponen fracturas que se presentan desde individuos incipientes o latentes dispuestos aisladamente y con escasa expresión areal hasta diaclasas maestras con varios metros cuadrados de extensión. También, se reconocieron fracturas en juegos conjugados levemente divergentes a subparalelos que exhiben frecuencias muy altas (1 a 2 cm) y dispuestos de 25° a 30° alejados de su bisectriz.

A partir del análisis de las diferentes concentraciones de polos de las 1134 fracturas relevadas se pueden reconocer juegos diferentes que permiten asociarse a sistemas relacionados con la posición de los pliegues y se puede definir desde el punto

de vista de la simetría, como un conjunto levemente monoclinico. Si se toman intervalos de 2° y 5° en los diagramas de rosetas, se puede observar que la media del conjunto se dispone en torno al azimut de N 42° o a 45° con un juego principal localizado en torno a los 38°. Esto permite considerar una simetría monoclinica del sistema de cizallamiento que apoyaría la actividad de un campo tectónico deformativo transpresivo dextral.

La frecuencia de fracturas subperpendiculares a la estratificación en niveles más competentes está relacionada con la potencia de los bancos afectados donde a mayor espesor menos frecuencia (Huang y Angelier 1989, Gabrielsen *et al.* 1999). Arzadún *et al.* (2011) determinan elipsoides de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) cuya dirección de los ejes K_{\max} están cercanos a la horizontal con dirección NO-SE, mientras que los ejes K_{\min} están en una guirnalda subvertical de rumbo NE-SO desde posiciones horizontales hasta la vertical que evidencian que la dirección del esfuerzo

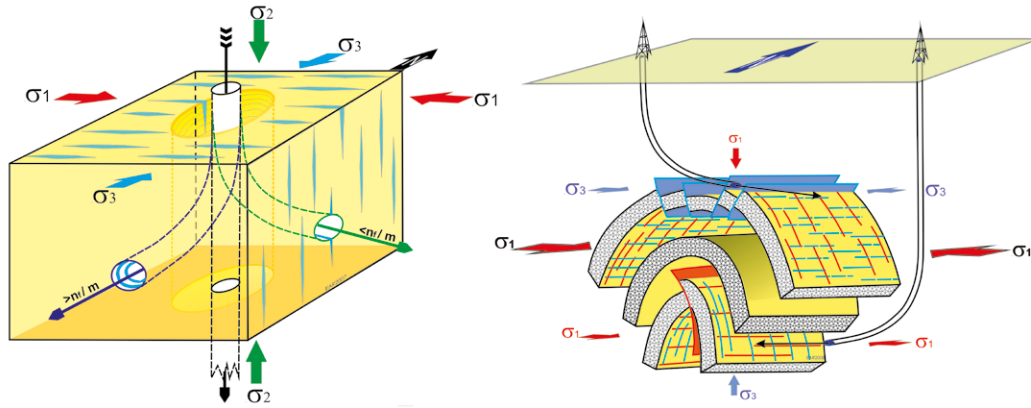


Figura 8: Esquemas idealizados que muestran la orientación más favorable un pozo productor con respecto a la fracturación para que tenga el mayor rendimiento. (Izquierda) Bloque esquemático que muestra la relación espacial entre las fracturas potencialmente abiertas y el campo de esfuerzos responsable. (Derecha) Esquema idealizado de un pliegue con las fracturas potencialmente abiertas en posiciones externas e internas del mismo y la disposición de sondeo.

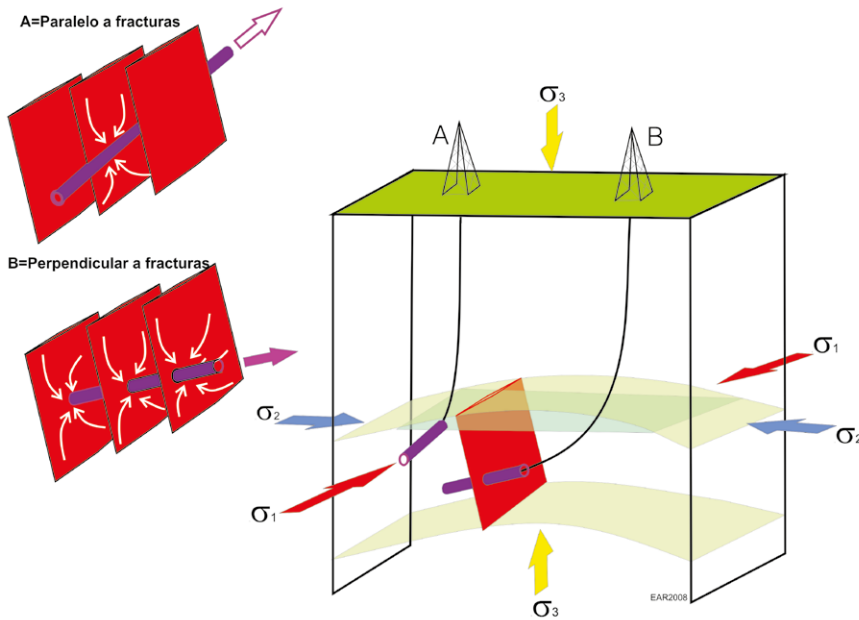


Figura 9: Esquema idealizado donde se exhibe un sondeo siguiendo al esfuerzo principal máximo (σ_1) y paralelo a las fracturas potencialmente abiertas (A) y un sondeo siguiendo al esfuerzo principal mínimo (σ_3) perpendicular a las fracturas potencialmente abiertas (B).

máximo es NE-SO.

Las discontinuidades permanecen en posiciones casi constantes independientemente de la estación de muestreo estudiada, razón por la cual es posible extrapolar sus disposiciones a comarcas actualmente cubiertas por la carpeta loésica de la cuenca Claromecó.

Aplicaciones geomecánicas

Sobre la base de las características petrográficas primarias de las secuencias paleozoicas presentes en la cuenca Claromecó, se considera que son poco propicias para ofrecer buenas condiciones de porosidad y permeabilidad que permitan acumular fluidos. Sin embargo, a par-

tir de las observaciones mesoestructurales enumeradas se considera que en el caso de realizarse sondeos exploratorios (o reintervenciones) éstos deberían dirigirse preferencialmente hacia los flancos orientales de las estructuras anticlinales y con direcciones próximas al azimut N 40° ya que con esta disposición se encontrarían las mayores cantidades de fracturas potencialmente abiertas (Fig. 8).

En cuanto a los buzamientos de estos sondeos, éstos deberían ser próximos a los 45°, ya que la mayoría de las fracturas potencialmente abiertas que se localizan en posiciones charnelares son prácticamente subverticales y se conjugan adecuadamente con las discontinuidades

desubhorizontales de la estratificación. Esta disposición espacial de los sondeos siguiendo la posición del esfuerzo principal mínimo (σ_3) es la que más probabilidades tiene de alumbrar discontinuidades potencialmente dilatantes, dentro del posible reservorio fracturado que se desee explorar (Fig. 9).

CONCLUSIONES

Se realizó una síntesis de las características petrográficas y estructurales de los afloramientos de la Formación Tunas relevados sobre el flanco oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires y de su adyacente Cuenca Claromecó. Los diagramas estructurales obtenidos a partir de los 1134 datos micro-meso tectónicos relevados en 14 estaciones de trabajo permitieron reconocer un campo de esfuerzo responsable de la deformación pémica temprana cuyo esfuerzo principal máximo se dispuso en dirección NE-SO. El análisis de diferentes indicadores cinemáticos sobre diversas mesoestructuras detectadas (fallas, diaclasas, etc.), permiten confirmar un campo de deformación levemente transcurrente dextral que determina la generación de fracturamientos dilatantes preferencialmente orientados con rumbos en torno al azimut de N 40°. Se definieron los siguientes cuatro tipos principales de fracturas relacionadas con el objetivo de identificar potenciales discontinuidades capaces de influir positivamente sobre las propiedades petrofísicas de reservorios de fluidos en la Cuenca Claromecó adyacente: 1) Fractu-

ras paralelas a la estratificación, 2) Fracturas coincidentes con el clivaje de plano axial, 3) Fracturas dilatantes ocupadas por cuarzo y 4) Fracturas subverticales de cizallamiento.

Las fracturas con mejores condiciones dilatantes propicias para facilitar la circulación y almacenamiento de fluidos son aquellas subverticales de cizallamiento, aquellas paralelas a la estratificación y las tensionales subperpendiculares a los ejes de los pliegues. Las primeras comprenden diferentes juegos de discontinuidades dilatantes que pueden asociarse a sistemas ortogonalmente relacionados con la posición de los pliegues; y desde el punto de vista de simetría sería levemente monoclinico. La posición media del conjunto se dispone en torno al azimut de N 42° a 45° con un juego principal más importante localizado en torno a los 38°.

Esto permite considerar un sistema de cizallamiento con simetría monoclinica que apoya la actividad de un campo deformativo transpresivo dextral que concuerda con pliegues transectos (Japas 1988, entre otros).

Finalmente, en el caso de realizarse intervenciones en potenciales reservorios localizados en niveles del subsuelo de la Cuenca Claromecó a partir de sondeos exploratorios y/o productores, se deberán dirigir preferencialmente hacia los flancos orientales de las estructuras anticlinales y con direcciones próximas al azimut N 40°.

AGRADECIMIENTOS

Se desea agradecer al Dr. Pedro Lesta por las primeras discusiones críticas llevadas a cabo sobre el potencial hidrocarburiífero de la Cuenca Claromecó y por su posterior apoyo para la realización del presente trabajo. El colega Jorge Benchocha aportó comentarios muy valiosos sobre las actividades exploratorias mineras relacionadas con el potencial carbonoso de la Formación Tunas. Las correcciones de los árbitros, particularmente de la doctoras Silvia Japas y Renata Tomezzoli mejoraron notablemente la claridad del trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alessandretti, L., Philipp, R.P., Chemale Jr., F., Brückmann, M.P., Zvirtes, G., Matté, V. y Ramos, V.A. 2013. Provenance, volcanic record, and tectonic setting of the Paleozoic Ventania Fold Belt and the Claromecó Foreland Basin: Implications on sedimentation and volcanism along the southwestern Gondwana margin. *Journal of South American Earth Sciences* 47: 12-31.
- Álvarez, G.T. 2004. Cuencas Paleozoicas asociadas a la prolongación norte del sistema de Sierras de Ventania, Provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 100p., Bahía Blanca.
- Andreis, R. 1964. Petrología del Grupo eodévónico de Lolén, Sierras Australes (provincia de Buenos Aires). *Anales Comisión de Investigaciones Científicas Provincia de Buenos Aires* 5:79-124.
- Andreis, R., Lluch, L. e Iñiguez, A.M. 1979. Paleocorrientes y paleoambientes de las Formaciones Bonete y Tunas, Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 2:207-224, Bahía Blanca.
- Andreis, R., Amos, A.J., Archangelsky, S. y González, C. 1987. Cuenca Sauce Grande. En: Archangelsky S. (ed.), *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*: 213-233, Buenos Aires.
- Andreis, R.R., Iñiguez A.M. y Zalba, P.E. 1988. Ubicación estratigráfica de los afloramientos paleozoicos de González Chávez (provincia de Buenos Aires). Proyecto 211, International Geological Correlation Program-UNESCO, Boletín.
- Andreis, R., Iñiguez, A.M., Lluch, L. y Rodríguez, S. 1989. Cuenca paleozoica de Ventania, Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G. y Spalletti L.A. (eds.), *Cuencas Sedimentarias de Argentina, Serie de Corrección Geológica* 6: 265-298, Buenos Aires.
- Andreis, R. y Japas, M.S. 1991. Cuenca de Sauce Grande-Colorado. En: Archangelsky, S. (ed.) *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 45-65, Córdoba.
- Andreis, R. y Cladera, G. 1992. Las epiclastitas pérmicas de la Cuenca Sauce Grande (Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina). Parte 1: composición y procedencia de detritos. 4° Reunión Argentina de Sedimentología 1: 127-134.
- Archangelsky, S. 1999. Informe palinológico pozo Paragüil x¹. Barranca Sur S.A. Informe inédito.
- Archangelsky, S. y Gamero, J. 1981. Palinomorfos pérmicos del subsuelo de la Cuenca Colorado, en la plataforma del Mar Argentino, provincia de Buenos Aires. *Boletín Instituto de Geociencias, Universidade do São Paulo* 11: 119-124.
- Arrondo, O.G. y Petriella, B.T. 1982. Plantas fósiles de los sedimentos neopaleozoicos aflorantes en la zona interserrana de la provincia de Buenos Aires. Proyecto 42, International Geological Correlation Program-UNESCO, Boletín 5: 19, Montevideo.
- Arrondo, O.G., Iñiguez A.M. y Dalla Salda, L. 1982. Afloramientos del Paleozoico superior interserrano de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones estratigráficas. Proyecto 42 International Geological Correlation Program, UNESCO, Boletín 5: 18, Montevideo.
- Arzadún, G., Tomezzoli, R.N. y Cesaretti, N.N. 2011. Análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) en la Formación Tunas, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Latinmag Letters* 1, Special Issue, Proceedings D15: 1-6, Tandil.
- Barton, N. 1978. Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rocks masses. *International Society of Rock Mechanics Commission on Standardization of Laboratory and Field Tests. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanical Abstracts* 15: 319-368.
- Bell, F.G. 1993. *Engineering geology*. Blackwell Scientific Publication, 359 p., Oxford.
- Bordet, C. 1971. L'eau dans les massifs rocheux fissurés, Observations dans des travaux souterrains. *Centre d'Etudes de recherches d'essais scientifiques du génie civil de l'Université de Liège. Mémoires* 36: 35 p.
- Buggisch, W. 1986. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie Teil 1*: 819-837.
- Buggisch, W. 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (Argen-

- mina) and implications in Gondwana correlation. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie Teil 1*: 819-837.
- Chebli, G.A., Mozetic, M.E., Rossello E.A. y Bühler, M. 1999. Cuencas sedimentarias de la llanura Chacopampeana. En: *Geología Argentina*. Caminos, R. (ed.), Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 29: 627-644, Buenos Aires.
- Cingolani, C.A., Berry, C.M., Morel, E. y Tomozoli, R. 2002. Middle Devonian lycosids from high southern paleolatitudes of Gondwana (Argentina). *Geological Magazine* 139: 641-649.
- Cobbold, P.R., Massabie, A.C. y Rossello, E.A. 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes foldbelt, Argentina. *Hercynica* 2:135-148.
- Cobbold, P.R., Massabie, A.C. y Rossello, E.A. 1989. Importancia del cizallamiento dúctil en la evolución geotectónica de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. 1º Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 1047-1054, Tandil.
- Cobbold, P.R., Gapais, D. y Rossello, E.A. 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology* 13:743-758.
- Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., Milani E.J. y Szatmari, P. 1992. Permo-Triassic intracontinental deformation in SW Gondwana. En: de Wit, M.J. y Ransome, I.G.D. (eds.), *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa*: 23-26, Balkema.
- Cosgrove, J.W. 1999. The role of structural geology in reservoir characterization. En: Coward, M.P., Daltaban, T.S. y Johnson, H. (eds.), *Structural geology in reservoir characterization*. Geological Society, Special Publication 127: 1-13, London.
- Delair, J. y Leroux, C. 1978. Méthodes de quantification de la disparition de matière au niveau de stylolites tectoniques et mécanismes de la déformation cassante des calcaires. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 7: 137-144.
- de Santa Ana, H., Veroslavsky, G., Fulfaro, V.J. y Rossello, E.A. 2006. Cuenca Norte: evolución tectónica y sedimentaria del Carbonífero Pérmico En: Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (eds.), *Cuencas sedimentarias de Uruguay: Geología, paleontología y recursos minerales*. Paleozoico. Ediciones DIRAC, Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Capítulo 6: 209-256, Montevideo, Uruguay.
- Dimieri, L. y Japas, S. 1986. Trazas fósiles distorsionadas como indicadores de la deformación en la Formación Napostá, Abras de La Ventana y del Hinojo, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. 2º Reunión sobre Microtectónica, Actas 3: 32-39.
- di Pasquo, M., Martínez, M.A. y Freije, H. 2008. Primer registro palinológico de la Formación Sauce Grande (Pennsylvaniano-Cisuraliano) en las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana* 45: 100-110.
- Furque, G. 1965. Nuevos afloramientos del Paleozoico en la provincia de Buenos Aires. *Revista Museo de La Plata* 5, Geología: 239-243.
- Furque, G. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 34m, Sierra de Pillahuincó, provincia de Buenos Aires. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 141: 71 p, Buenos Aires.
- Gabrielsen, R.H., Aarland, R.K. y Alsaker, E. 1999. Identification and spatial distribution of fractures in porous, siliciclastic sediments. En: Coward, M.P., Daltaban, T.S. y Johnson, H. (eds.), *Structural geology in reservoir characterization*. Geological Society, Special Publication 127: 49-64, London.
- Gregori, D., Robles, D.E., Kostadinoff, J., Alvarez, G., Raniolo, A., Barros M. y Strazzere, L. 2009. Las cuencas del extremo noroeste de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64:586 - 593.
- Harrington, H.J. 1947. Explicación de las hojas 33n y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, provincia de Buenos Aires. Dirección Nacional de Geología y Minería Boletín 61, 56 p, Buenos Aires.
- Harrington, H.J. 1970. Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina. Cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25: 151-181.
- Harrington, H.J. 1972. Sierras Australes de Buenos Aires. En: Leanza A. (Ed.), 1º Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 395-404, Córdoba.
- Harrington, H.J. 1980. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En: Turner, J.C. (ed.), 2º Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 2: 967-983, Córdoba.
- Huang, Q. y Angelier, J. 1989. Fracture spacing and its relation to bed thickness. *Geological Magazine* 126: 355-362.
- Introcaso, A. 1982. Características de la corteza en el positivo bonaerense: Tandilia-Cuenca Interserrana-Ventania, a través de datos de gravedad. Instituto de Física de Rosario, Publicación del Observatorio Astronómico de Rosario 8: 1-26, Rosario.
- Iñiguez, A.M., Andreis R.R. y Zalba, P.E. 1988. Eventos piroclásticos en la Formación Tunas (Pérmico), Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina. 2º Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas 1: 383-395, Bahía Blanca.
- Iñiguez, A.M., del Valle, A., Poiré, D.G., Spalletti L.A. y Zalba, P.E. 1989. Cuenca Precámbrica/Paleozoica inferior de Tandilia, Provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán: 245-263, Tucumán.
- Japas, M.S. 1986. Caracterización geométrica estructural del Grupo Pillahuincó, 1 perfil del arroyo Atravesado, Sierra de Las Tunas, Sierras Australes de Buenos Aires. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 38:145-156.
- Japas, M.S. 1987. Caracterización geométrica-estructural del Grupo Pillahuincó. II. Formación Sauce Grande. Perfil del Cordón Mambacher y Sierra de las Tunas occidental, Sierras Australes de Buenos Aires. *Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales* 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. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inérita), 359 p., Buenos Aires.
- Japas, M.S. 1989. La deformación de la cadena plegada de las Sierras Australes de Buenos Aires. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 40: 193-215.
- Kleiman, L.E. y Japas, M.S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): implications for the late Paleozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473: 283-299.
- Kostadinoff, J. 2007. Evidencia geofísica del Umbral de Trenque Lauquen en la extensión Norte de la Cuenca de Claromecó, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación*

- Geológica Argentina 62: 69-75.
- Kostadinoff, J. y Font de Affolter, G. 1982. Cuenca Interserrana bonaerense, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4: 105-121, Buenos Aires.
- Kostadinoff, J. y Prozzi, C. 1998. Cuenca de Claromecó. Revista de la Asociación Geológica Argentina 53: 461-468.
- Kostadinoff, J., Gelós, E. y Font de Affolter, G. 1981. Interpretación de los resultados gravimétricos de las Sierras Australes (Prov. de Buenos Aires). Revista de la Asociación Geológica Argentina 36: 113-122.
- Kulander, B.R., Dean S.L. y Ward, Jr., B.J. 1990. Fractured core analysis. Interpretation, logging, and use of natural and induced fractures in core. American Association of Petroleum Geologists, Methods in exploration Series 8: 1-88, Tulsa.
- Lesta, P. y Sylwan, C. 2005. Cuenca de Claromecó. En: Chebli, G.A., Cortiñas J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L. y Vallejo, E.L. (eds.), Frontera Exploratoria de la Argentina. Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos 6: 217- 231, Mar del Plata.
- Leyshon, P.R. y Lisle, R.J. 1996. Stereographic projection techniques in structural geology. Butterworth-Heinemann, 104p., Oxford.
- Limarino, C.O., Massabie, A.C., Rossello, E.A., López Gamundi, O.R., Page, R.F.N. y Jalfin, G. 1999. El Paleozoico de Ventania, Patagonia e Islas Malvinas. En: Caminos, R. (ed.) Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 29: 319-347, Buenos Aires.
- López Gamundi, O.R. y Rossello, E.A. 1992. La Cuenca Interserrana de Claromecó, Argentina: un ejemplo de cuenca de antepaís Hercínic. 8° Congreso Geológico Latinoamericano, Actas 1: 55-59, Buenos Aires.
- López Gamundi, R.O. y Rossello, E.A. 1993. The Devonian-Carboniferous unconformity in Argentina and Its relation to the Eo-Hercynian orogeny in Southern South America. Geologische Rundschau 82: 136-147.
- López Gamundi, O.R. y Rossello, E.A. 1997. Basin fill evolution and paleotectonic patterns along the Samfrau geosyncline: the Sauce Grande basin-Ventana foldbelt (Argentina) and Karoo basin-Cape foldbelt (South Africa) revisited. Geologische Rundschau 86: 100-115.
- López Gamundi, O.R., Espejo, I.L., Conaghan, P. y Powell, C.M. 1994. Southern South America. En: Veevers, J. y Powell, C. (eds.), Permian-Triassic basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland. Geological Society of America, Memoir 184: 281-330.
- López Gamundi, O.R., Conaghan, P., Rossello, E.A. y Cobbold, P.R. 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes foldbelt, East-Central Argentina: evidence of syntectonic sedimentation in a Variscan foreland basin. Journal of South American Earth Sciences 8: 129-142.
- López-Gamundi, O.R., Fildani, A., Wisogel A. y Rossello, E.A. 2013. The age of the Tunas Formation in the Sauce Grande basin-Ventana foldbelt (Argentina): implications for the Permian evolution of the southwestern margin of Gondwana. Journal of South American Earth Sciences 45: 250-258.
- Llambías, E.J. y Prozzi, C. 1975. Ventania. 6° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 78-101, Bahía Blanca.
- Lluch, L.J. 1976. Diagénesis y metamorfismo en las Sierras Australes. Universidad de La Plata (Inédito), 48p. La Plata.
- Massabie, A.C. y Rossello, E.A. 1984. La discordancia pre-Formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 337-352.
- Massabie, A.C., Rossello, E.A. y López Gamundi, O.R. 2005. Cubierta Paleozoica – Mesozoica de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. En: de Barrio, R., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E.J. (eds), Geología y recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires. 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 6: 85-100, La Plata.
- Monteverde, A. 1937. Nuevo yacimiento de material pétreo en González Chávez. Revista Minera 8: 116-124, Buenos Aires.
- Morel, E. y Gutiérrez, P.R. 2000. Malanzania Archangelsky, Azcuy y Wagner (Lycophyta) en el Carbonífero Superior de Buenos Aires, Cuenca Claromecó, Argentina. Ameghiniana 37: 247-250.
- Nelson, R.A. 1983. Fractured reservoir analysis. American Association of Petroleum Geologists Short Course, 100p., Tulsa.
- Pagani, M.A. 1998. Braquiópodos y gastrópodos Pérmicos de las formaciones Piedra Azul y Bonete (Provincia de Buenos Aires). Ameghiniana 35: 265-270.
- Pagani, M.A. 2000. Bivalvos del Pérmico Inferior de la Formación Bonete, Sierras Australes (Provincia de Buenos Aires, Argentina). Ameghiniana 37: 301-320.
- Pángaro, F. y Ramos, V. 2013. Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: New pieces of the southwestern Gondwana collage and their role in the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic south Atlantic sedimentary basins. Marine and Petroleum Geology 37: 162-183.
- Ploszkiwicz, J.V. 1999. ¿Será Buenos Aires una nueva provincia petrolera? Antecedentes, hipótesis y certezas. Boletín de Informaciones Petroleras 58: 36-45.
- Prezzi, C., Vizán, H., Van Zele, M.A. y Renda, E. 2013. Evolución de la cuenca de Claromecó y su relación con la deformación de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina. Latinmag Letters 3, Special Issue OB¹³. Proceedings: 1-5, Montevideo, Uruguay.
- Price, N.J. y Cosgrove, J.W. 1990. Analysis of geological structures. Cambridge University Press, 594p., Cambridge.
- Pucci, J.C. 2006. Situación de las cuencas marinas de la República Argentina. Petrotecnia 4: 16-26.
- Ramos, V.A. 1999. Las Provincias Geológicas del territorio Argentino. En: Caminos, R. (ed.), Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 29: 41-96, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Kostadinoff, J. 2005. La cuenca de Claromecó. En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds), Geología y recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires. 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 473-480.
- Ramos, V.A., Chemale, F., Naipauer, M. y Pazos, P.J. 2014. A provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): transient complex sources from Western and Eastern Gondwana. Gondwana Research 26: 719-740.
- Ramsay, J. G. y Huber, M. I. 1987. The techniques of modern structural geology. Volume 2: folds and fractures. Academic Press, 700 p., London.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A.S., Nutman, A.P., Kleiman, L.E., Varela, R., Llambías, E., Canile, F.M. y da Rosa, O. de C.R. 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Ar-

- gentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research* 19: 509-523.
- Rolleri, E.O. 1975. Provincias Geológicas Bonaerenses. 6° Congreso Geológico Argentino. Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires: 29-34, Bahía Blanca.
- Rossello, E.A. 2001. Sistemas tectónicos transcurrentes: una síntesis de sus condiciones mecánicas y aplicaciones geoeconómicas. En: Cortes, J.M., Rossello, E.A. y Dalla Salda, L. (eds.), *Avances en Microtectónica*. Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 5: 19-43, Buenos Aires.
- Rossello, E.A., Cobbold, P.R. y López Gamundi, O.R. 1993. Pliegues de crecimiento en la Formación Tunas (Zoilo Peralta, Sierras Australes de Buenos Aires, Argentina). Proyecto Pangea y Glopals (San Juan), Comunicaciones: 52-55.
- Rossello, E.A., Massabie, A.C., López-Gamundi, O.R., Cobbold, P.R. y Gapais, D. 1997. Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and Northeast Patagonia ranges, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 389-402.
- Russo, A., Ferello, R. y Chebli, G.A. 1979. Llanura Chaco Pampeana. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 2: 139-183, Córdoba.
- Schiller, W. 1930. Investigaciones Geológicas en las montañas del Sudoeste de la Provincia de Buenos Aires. *Anales del Museo de La Plata. Sección Mineralogía y Geología*. 2° Serie, 1° parte 4, 101 p.
- Sellés Martínez, J. 1989. The structure of the Sierras Australes (Buenos Aires Province, Argentina). An example of folding in a transpressive environment. *Journal of South American Earth Sciences* 2: 317-329.
- Sonntag, R., Evans, J.P., La Pointe, P.R., de Raps, M., Sisley, H. y Richey, R. 2012. Sedimentological controls on the fracture distribution and network development in Mesaverde Group sandstone lithofacies, Uinta Basin, Utah. En: Spence, G.H., Redfern, J., Aguilera, R., Bevan, J.W., Cosgrove, J.W., Couples, G.D. y Daniel, J.M. (eds.), *Advances in the Study of Fractured Reservoirs*. Geological Society of London Special Publication 374: 23-50.
- Stearns, D.W. y Friedman, M. 1972. Reservoirs in fractured rocks. *American Association of Petroleum Geologists. Stratigraphic Oil and gas fields, Memoir* 16: 82-106.
- Suero, T. 1957. Geología de la Sierra de Pillahuincó (Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires). Laboratorio de entrenamiento multidisciplinario para la investigación tecnológica, Serie 2, 74, 36p., La Plata.
- Suero, T. 1972. Compilación geológica de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, Laboratorio de entrenamiento multidisciplinario para la investigación tecnológica, *Anales* 3: 135-147.
- 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.
- Terraza, J. y Deguillén, A. 1973. Nuevos afloramientos paleozoicos de la provincia de Buenos Aires. Universidad Nacional del Sur (Trabajo Inédito), Bahía Blanca.
- Tohver, E., Cawood, P.A., Rossello, E.A., López de Luchi, M.G., Rapalini A. y Jourdan, F. 2008. New SHRIMP U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar constraints on the crustal stabilization of southern South America, from the margin of the Rio de Plata (Sierra de Ventana) craton to northern Patagonia. *Fall Meeting American Geophysical Union*: 10213457.
- Tomezzoli, R.N. 1999. La Formación Tunas en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Relaciones entre sedimentación y deformación a través de su estudio paleomagnético. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 220-228.
- Tomezzoli, R.N. 2001. Further paleomagnetic results from the Sierras Australes fold and thrust belt, Argentina. *Geophysical Journal International* 147: 356-366.
- Tomezzoli, R.N. 2012. Chilenia y Patagonia: ¿un mismo continente a la deriva? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 222-239.
- Tomezzoli, R.N. y Vilas, J.F. 1997. Estudios paleomagnéticos preliminares y de fábrica magnética en afloramientos de López Lecube (38° lat S, 62° long. O) y González Chaves (38° lat. S, 60° long. O), en las cercanías de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52: 419-432.
- Tomezzoli, R.N. y Cristallini, E.O. 2004. Secciones estructurales de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: Repetición de la secuencia estratigráfica a partir de fallas inversas? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 330-340.
- Tomezzoli, R.N., Saint Pierre, T. y Valenzuela, C. 2009. New Palaeomagnetic results from Late Paleozoic volcanic units along the western Gondwana in La Pampa, Argentina. *Earth and Planets Space* 60: 1-7.
- Umbhauer, F., Massonnat, G. y Michel-Noël, G. 1994. Caractérisation et modélisation des différentes familles et échelles de fracturation utile. Application au gisement de Meillon, Saint-Faust (France). *Bulletin Centres Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine* 18: 231-256.
- Urien, C.M. y Zambrano, J.J. 1996. Estructura del margen continental. En: Ramos, V.A. y Turik, M.A. (eds.), 13° Congreso Geológico Argentino y 3° de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina: 117-133, Buenos Aires.
- von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L.V. 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires Province/Argentina). *Geologische Rundschau* 79: 797-821.
- von Gosen, W., Buggisch W. y Krumm, S. 1991. Metamorphism and deformation mechanisms in the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires province, Argentina). *Tectonophysics* 185: 335-356.
- Yrigoyen, M. 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. 6° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 131-168, Bahía Blanca.
- Zambrano, J.J. 1974. Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29: 443-469.
- Zambrano, J. 1980. Comarca de la Cuenca Cretácica de Colorado. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 2: 1033-1070, Córdoba.
- Zavala, C.A., Santiago, M.F. y Amaolo, G.E. 1993. Depósitos fluviales en la Formación Tunas (Pérmico). Cuenca Paleozoica de Ventania, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48: 307-316.

Recibido: 3 de noviembre, 2015

Aceptado: 3 de julio, 2016