

LA CUENCA CENOZOICA DEL RÍO GRANDE Y PALAUCO: EDAD, EVOLUCIÓN Y CONTROL ESTRUCTURAL, FAJA PLEGADA DE MALARGÜE (36°S)

José SILVESTRO y Mario ATENCIO

YPF S.A., Buenos Aires, Argentina. Email: jlsilvestrod@ypf.com

RESUMEN

La región del valle del Río Grande y Palauco a los 36° de latitud sur, forma parte de la faja plegada y corrida de Malargüe, en la Cordillera Principal. La evolución tectónica de este sector durante el Cenozoico quedó registrada en los depósitos volcánico-clásticos preservados en las cuencas sinorogénicas. La configuración de estas cuencas estuvo controlada por las estructuras de basamento, que a esta latitud definen un sector interno ocupado por la subcuenca Río Grande y un sector frontal ocupado por la subcuenca Palauco. El relleno de estas cuencas muestra una etapa preorogénica que se extendió por lo menos hasta los 23 Ma dominada por secuencias basálticas. Desde los 18 Ma las principales estructuras comenzaron a levantarse provocando que en una primera etapa cada subcuenca evolucione de forma independiente. De esta forma, la subcuenca Río Grande recibió el aporte de sedimentos clásticos gruesos desde el oeste, producto de la erosión de la sierra Azul, que gradan a depósitos finos y evaporíticos distales en la parte oriental de la subcuenca, para finalmente acuñarse contra el borde occidental del anticlinal Pampa Palauco-Ranquil Co. Esta estructura ya constituía una barrera interna, posibilitando que en la subcuenca Palauco queden retenidos los depósitos basálticos alimentados desde centros efusivos activos presentes en este sector. Esta etapa finalizó aproximadamente a los 11 Ma, edad a partir de la cual ambas subcuencas presentan nuevamente un relleno similar dominado por depósitos volcánicos presentes en toda el área. En esta nueva etapa diferentes eventos de reactivación del anticlinal Pampa Palauco-Ranquil Co quedaron registrados en discordancias angulares observadas en el campo, que a partir de dataciones en niveles guía pudieron ser acotadas a los 11 Ma y 8 Ma. Estos eventos generaron también el desarrollo de un nuevo frente de deformación hacia el este, con el levantamiento de los anticlinales Cerro Fortunoso, Loma Amarilla y Rincón Colorido, dando la configuración definitiva a la cuenca.

Palabras clave: *Cuencas de antepaís cenozoicas, Faja plegada Malargüe, Sedimentos sinorogénicos, secuencias, Edades radiométricas.*

ABSTRACT: *The Río Grande and Palauco Cenozoic basin: Age, evolution and structural control, Malargüe fold-belt (36°S).* The Palauco and Río Grande valley area at 36° south latitude is part of the Malargüe fold-belt in southern Cordillera Principal. The Cenozoic tectonic evolution of this area was recorded by volcanoclastic sediments deposited in syntectonic basins. The structural configuration of basement-involved structures at this latitude, defines an internal part where the Río Grande sub-basin was developed and a frontal part where Palauco sub-basin was paced. The filling of these basins shows a pre-growth stage dominated by basaltic sequences that was present up to about 23 Ma. From 18 Ma with the uplift of the main structures, each sub-basin evolved in an independent way. Therefore, the western part of Río Grande sub-basin was fed by coarse proximal facies related to the uplift of the Sierra Azul anticline, while the distal fine-sediments and evaporates located in the eastern part of the basin wedged-up against Pampa Palauco-Ranquil Co anticline, showing that this structure was already an internal barrier. This stage finished approximately at 11 Ma, age from which both sub basins show again a similar filling dominated by volcanic deposits present in the whole area. During this new stage, different events of reactivation of the Pampa Palauco-Ranquil Co anticline were recorded by angular unconformities observed in the field, which were constrained at 11 Ma and 8 Ma from radiometric determinations. These events also have generated the development of the new deformation front to the east, with the uplift of the Cerro Fortunoso, Loma Amarilla and Rincón Colorido anticlines, giving the definitive configuration to the basin.

Keywords: *Foreland basins, Malargüe fold belt, Growth strata, sequences, Radiometric ages.*

INTRODUCCIÓN

Las cuencas terciarias sinorogénicas del sur de Mendoza se desarrollaron con un

fuerte control tanto estructural como volcánico. Las variaciones en composición y tasa de aporte relacionadas a la actividad volcánica generan modificaciones en el

registro sedimentario que hacen difícil la identificación y correlación de los distintos eventos diastróficos. En este marco la definición de secuencias con soporte en

edades radimétricas es decisiva al momento de tratar de reconstruir la evolución de estas cuencas y de las estructuras que las limitan.

En el sector del valle del Río Grande y Palauco en el sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (Fig. 1), la interacción de estos factores es muy evidente, observándose siempre participación de material volcánico piroclástico junto a los sedimentos clásticos provenientes de la erosión de las estructuras circundantes, además de intercalaciones de mantos basálticos y andesíticos.

Las características de la faja plegada y corrida de Malargüe posibilitaron el desarrollo de una serie de depocentros o subcuencas que en el sector interno de la faja plegada se encuentran parcialmente desconectados por altos estructurales y que hacia el sector frontal presentan mayor conectividad llegando a desarrollar un depocentro principal o antefosa. En el área de estudio, el sector interno está ocupado por la subcuenca Río Grande y el sector frontal por la subcuenca Palauco. La proximidad de cada sector a las estructuras activas que proveen material clástico y a los centros efusivos que aportan los sedimentos volcánicos y el aislamiento parcial de determinadas porciones de la cuenca debido a altos estructurales internos, hacen que cada sector tenga un registro estratigráfico diferente. Por este motivo cada secuencia puede estar integrada por unidades de litologías muy diferentes, quedando los eventos diastróficos registrados en las discordancias que limitan cada secuencia.

En el presente trabajo se presentan los resultados obtenidos a partir de nuevas dataciones radimétricas junto a observaciones de campo y subsuelo. Estos datos permitieron reconstruir la evolución durante el Neógeno de las cuencas y de las estructuras en este sector.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La región del valle del Río Grande y Palauco, entre los 35° y 36°S forma parte de

la Cordillera Principal (Yrigoyen 1972). La estratigrafía corresponde al sector surmendocino de la cuenca Neuquina, incluyendo un basamento permo-triásico asociado a fallamiento normal, cubierto por depósitos sedimentarios jurásicos, cretácicos y paleógenos preorogénicos y niveles neógenos sinorogénicos (Legarreta *et al.* 1993, Legarreta y Uliana 1999). Este sector se caracteriza por presentar un estilo estructural combinado con anticlinales de basamento, en algunos casos relacionadas a inversión tectónica, que resuelven los acortamientos en estructuras de cubierta mediante el desarrollo de zonas triangulares y fajas diapíricas (Ploszkiewicz y Gorroño 1988, Kozłowski *et al.* 1993, Manceda y Figueroa 1995, Yagupsky *et al.* 2007).

La evolución cortical durante el Cenozoico entre los 35° y 36°S de latitud, incluye una etapa extensional que tuvo lugar en el sector chileno de la cordillera con el desarrollo de una cuenca de intraarco (Charrier *et al.* 1996). Según estos autores, la etapa extensional se inició durante el Eoceno tardío (previo a los 36 Ma) y continuó durante el Oligoceno sin que sea posible definir una edad precisa de finalización. Sin embargo, en el sector chileno aproximadamente a los 20 Ma (Charrier *et al.* 2002) comenzó una etapa compresiva con desarrollo de una cuña tectónica y engrosamiento cortical general. Este evento llevó a la inversión de las cuencas extensionales de intraarco en Chile (Charrier *et al.* 2002), mientras que en el sector argentino corresponde al inicio de la etapa más importante de plegamiento y desarrollo de cuencas de antepaís durante el Cenozoico. La dinámica de la cuña durante el Mioceno y Plioceno, quedó registrada por los depósitos de tope de cuña respondiendo al retrabajo y avance progresivo de las cuencas sinorogénicas (Silvestro y Kraemer 2005, Silvestro *et al.* 2005).

En este marco se encuadra el área de estudio, donde cada evento tectónico reconocido a escala regional quedó registrado tanto en la geometría de las estructuras como en los depósitos sinorogénicos

analizados.

CONFIGURACIÓN ESTRUCTURAL DE LA CUENCA

El control primario sobre la configuración de estas cuencas está dado por las estructuras de basamento que al ser las principales generadoras de relieve topográfico marcan los límites entre las subcuencas. Las estructuras de cubierta son generadoras de relieve interno, aislando parcialmente diferentes sectores lo que lleva a un registro estratigráfico particular para cada sector (Fig. 2).

Según la configuración de las estructuras de basamento, en el área de estudio se reconoce un sector interno, ocupado por la subcuenca Río Grande y un sector frontal ocupado por la subcuenca Palauco.

Sector interno: subcuenca Río Grande

Las estructuras de basamento que marcan el límite occidental de la subcuenca Río Grande constituyen una única unidad morfoestructural integrada por los anticlinales Sierra Azul en el sur y Bardas Blancas-Portezuelo del Viento en el norte (Fig. 2). La transferencia de los acortamientos hacia la cubierta sedimentaria genera un sinclinal al frente de las estructuras de basamento, definido entre un retrocorrimiento por el oeste y un sobrecorrimiento en secuencia por el este (Figs. 2 y 3).

En este sinclinal quedan preservados los sedimentos sinorogénicos, que en el norte corresponden al sinclinal Sierra de la Ventana y cerro Butaló, donde la columna terciaria tiene un espesor mayor a los 1.500 m, mientras que en el sur corresponden al sinclinal Quechivil donde los espesores no superan los 500 m (Fig. 2). Entre las estructuras de Bardas Blancas y Sierra Azul, existe una zona de transición de menor relieve estructural representada por el anticlinal Lululen (Fig. 2). Esta estructura de basamento tiene un comportamiento diferente ya que corta mediante una falla de atajo directamente hacia la superficie sin desarrollo de retrocorrimientos y zona triangular. En este caso

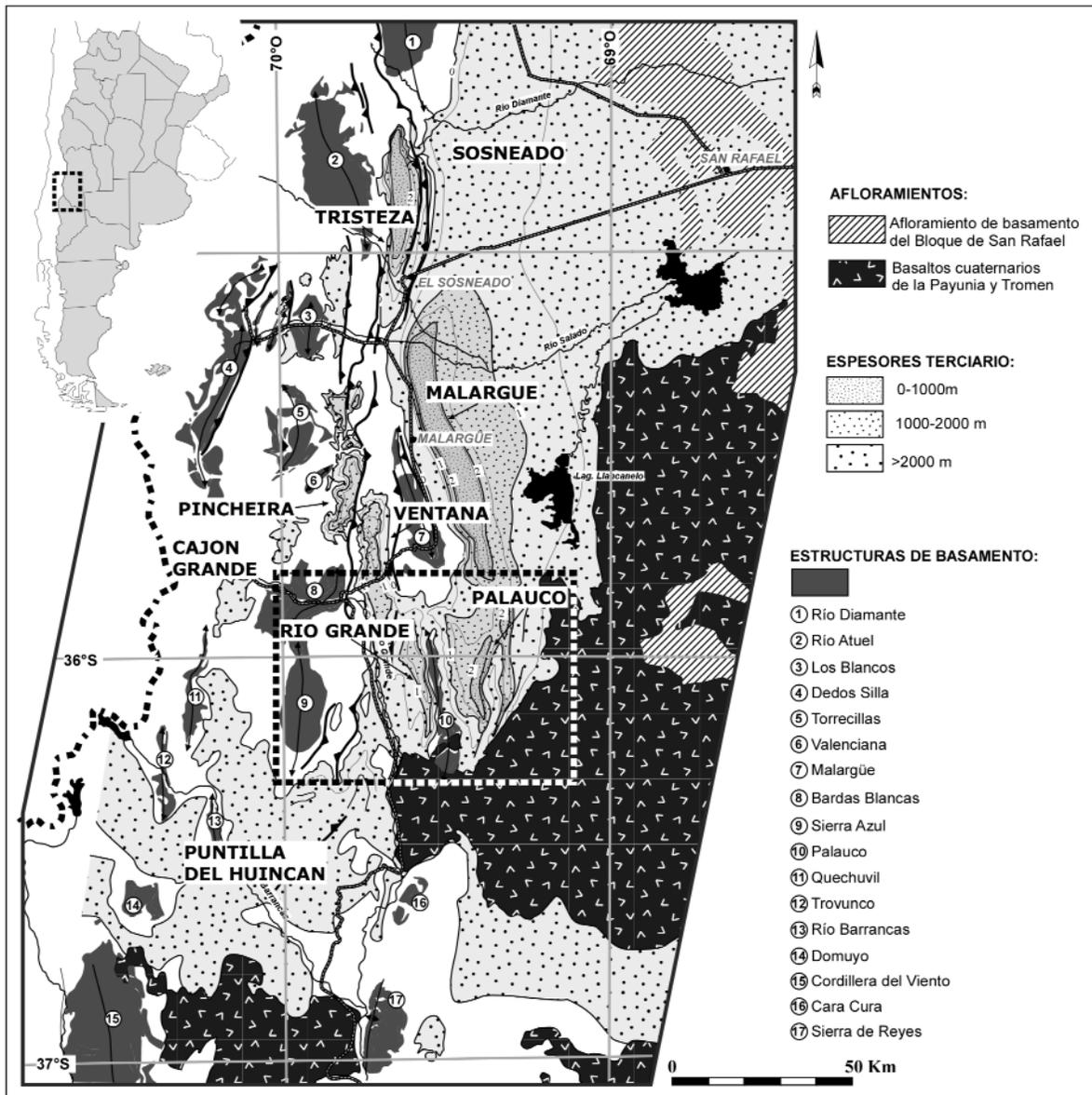


Figura 1: a) Mapa regional de estructuras de basamento y cuencas sinorogénicas terciarias del sur de Mendoza.

los acortamientos se consumen principalmente por el anticlinal Lululén y en parte son transferidos a la cubierta mediante un corrimiento en secuencia que genera el anticlinal de cerro Divisadero (Fig. 3).

El límite oriental de la subcuenca está dado por los anticlinales del corredor central, con vergencia hacia el oeste y basamento involucrado en la deformación. Son estructuras originadas por inversión de fallas extensionales jurásicas (Manceda y Figueroa 1995) que se resuelven como pliegues de propagación transportados (Fig. 3). El menor rechazo de las estructuras se ve reflejado en el relieve es-

tructural que presentan ya que a diferencia del sector occidental en ningún caso llegan a exponer basamento en superficie. Aunque existen varias culminaciones anticlinales a lo largo del rumbo de esta sierra (Kozłowski *et al.* 1993), según los niveles expuestos se puede diferenciar el sector de Ranquil Co en el sur que expone unidades más antiguas que Pampa Palauco en el norte. Un poco más al norte y marcando la transferencia con el anticlinal Malargüe, se desarrolla una última culminación estructural correspondiente al anticlinal Pampa Amarilla (Figs. 2 y 3). La vergencia occidental de las estructuras Ranquil Co y Pampa Palauco genera un

sinclinal frontal correspondiente al decenetro principal de este sector, donde se preservan espesores máximos del orden de los 1.200 m de sedimentos terciarios en los sinclinales Cajón de Letelier y Molina (Fig. 2).

Sector frontal: Subcuenca Palauco

La subcuenca Palauco se desarrolla al este de las estructuras del corredor central, extendiéndose hacia el este hasta los afloramientos de basamento del bloque San Rafael. Internamente en este sector se desarrollan una serie de estructuras de basamento de menor relieve y resueltas en niveles del Terciario, como son los anticli-

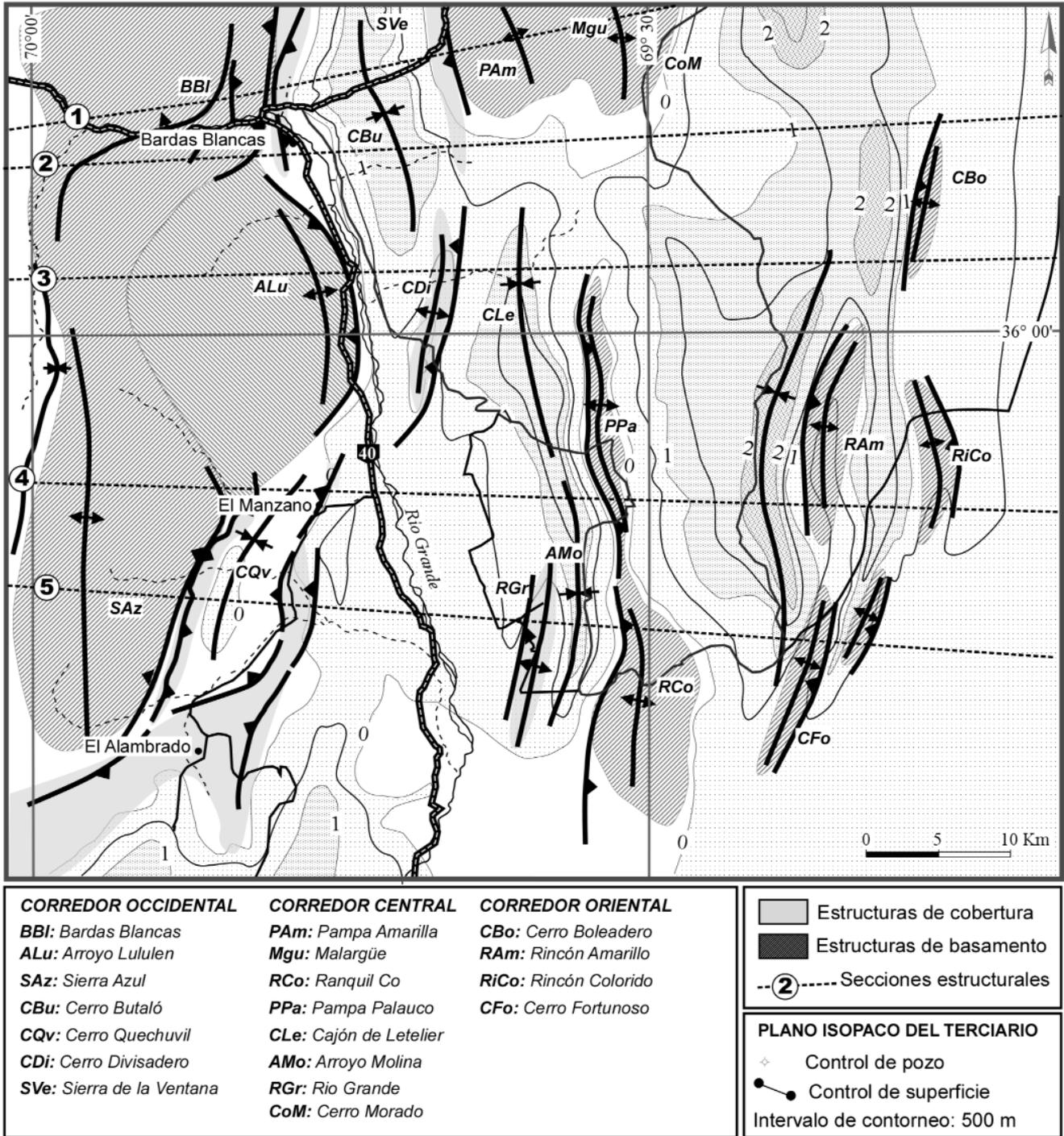


Figura 2: Mapa isopaco de las unidades cenozoicas, construido a partir de datos de pozos y datos de superficie tomados de Legarreta *et al.* (1985), Kozlowski *et al.* (1987) y Silvestro *et al.* (2005).

nales Cerro Fortunoso, Rincón Amarillo, Rincón Colorido y Cerro Boleadero, representando el frente de deformación expuesto para esta latitud (Kozlowski *et al.* 1993, Giampaoli *et al.* 2002) (Fig. 2). Los mayores espesores de la cuenca se

preservan en la sierra de Palauco, con valores máximos del orden de los 2.000 m. Estructuralmente esta sierra corresponde al sinclinal desarrollado entre el flanco posterior de las estructuras del corredor central y las estructuras del frente de de-

formación. Hacia el este del frente de deformación, la columna sedimentaria se adelgaza notablemente con espesores que no superan los 300 m, acunándose definitivamente hacia el borde de cuenca (Figs. 2 y 3).

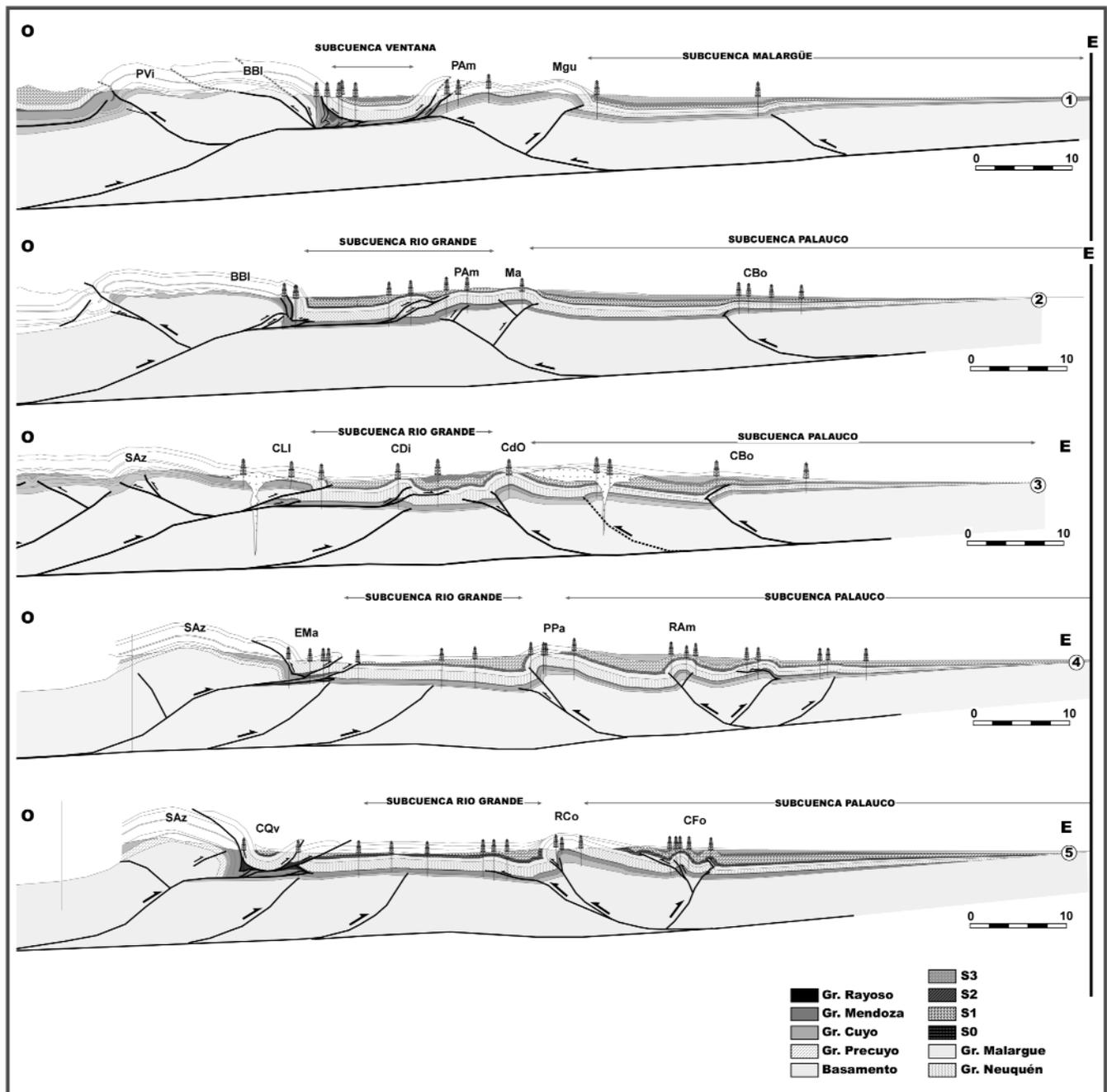


Figura 3: Secciones estructurales a lo largo del área de estudio (véase ubicación en Fig. 2). Referencias: PVi: Portezuelo del Viento, BBI: Bardas Blancas, SAz: Sierra Azul, CLI: Cerro Lululen, EMa: El Manzano, CDi: Cerro Divisadero, CQv: Cerro Quechuvil, PAm: Pampa Amarilla, Mgu: Malargüe, CdO: Cajón de Olatino, PPa: Pampa Palauco, RCo: Ranquil Co, RAm: Rincón Amarillo, CBo: Cerro Boleadero, CFo: Cerro Fortunoso.

ESTRATIGRAFÍA, CRONOLOGÍA Y CORRELACIONES

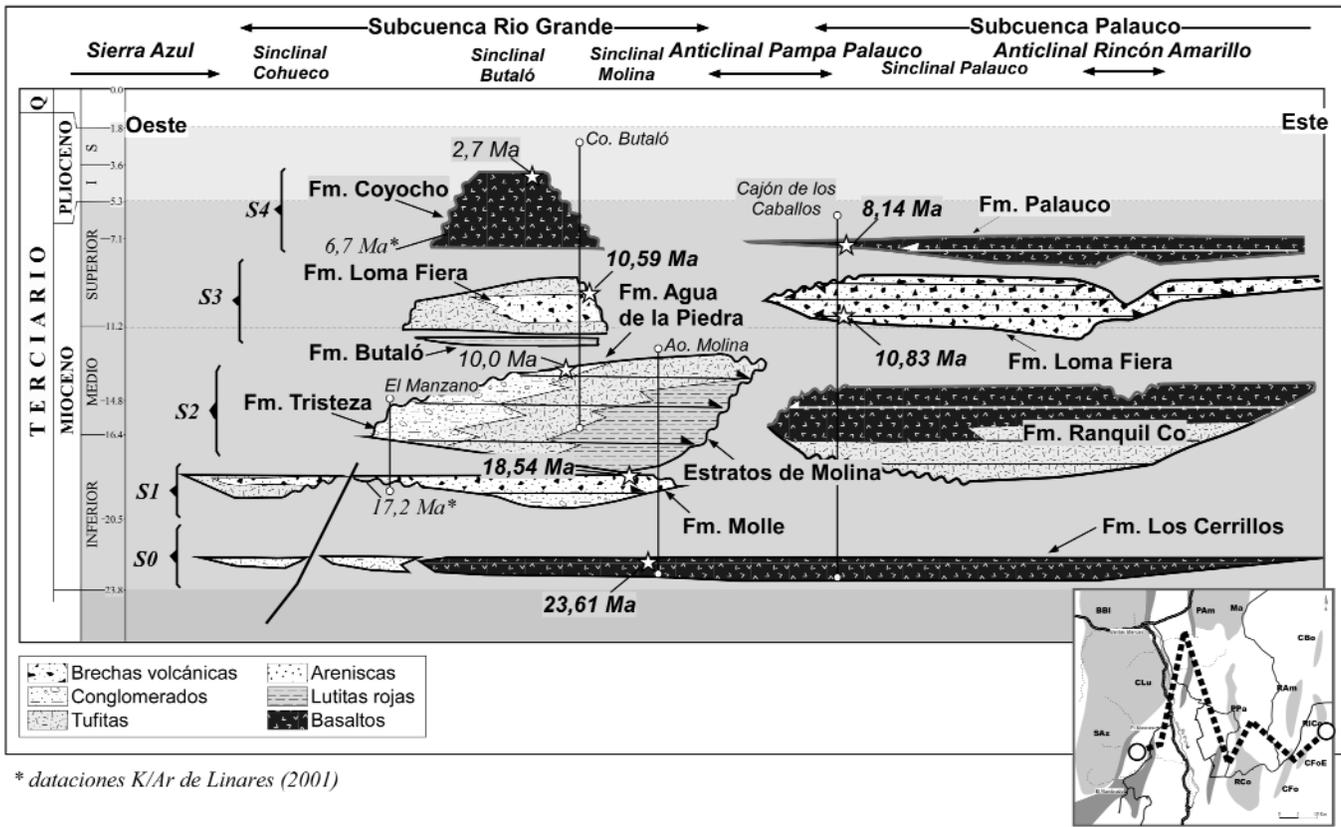
Las primeras descripciones de los sedimentos terciarios del Río Grande y Palauco fueron realizadas por Groeber (1946 y 1947), que junto con trabajos de Criado

Roque (1950) para el sector norte del área, definieron la mayor parte de las unidades del terciario surmendocino.

Para el presente trabajo se adoptaron los nombres formacionales utilizados por Legarreta *et al.* (1985), quienes a partir de los trabajos realizados en la zona de estudio definieron nuevas unidades y redefi-

nieron otras ya existentes. Las modificaciones en la asignación temporal presentes en el cuadro cronoestratigráfico (Fig. 4), surgen principalmente de las nuevas dataciones radimétricas obtenidas para la zona (Fig. 5) y de las correlaciones que con ellas se realizaron.

En el presente apartado se describen las



* dataciones K/Ar de Linares (2001)

Figura 4: Cuadro cronoestratigráfico de las unidades volcanoclasticas cenozoicas presentes en el valle del río Grande y Palauco.

unidades estratigráficas reconocidas en los perfiles más significativos dentro del área de estudio.

Subcuenca Río Grande

Arroyo Molina: El perfil del arroyo Molina es representativo del sector sur del valle del Río Grande correspondiente a los depósitos preservados en el sinclinal Molina (Fig. 2), cuya columna se obtiene de la integración entre los afloramientos del arroyo Molina y los pozos del yacimiento Río Grande (Fig. 6). Es en este sector donde mejor preservados están los depósitos distales de la cuenca sinorogénica del Mioceno temprano al medio.

La columna comienza con los basaltos de la Formación Los Cerrillos, fácilmente identificables en los perfiles de pozo, donde presentan un espesor uniforme de 250 m. Estos basaltos afloran a lo largo del flanco occidental de la sierra de Palauco, inclinándose en alto ángulo hacia el oeste. Una datación ⁴⁰Ar/³⁹Ar del tope de esta unidad en la zona del cajón de los

Caballos arrojó una edad de 23,61 ± 0,26 Ma (Cuadro 1).

Encima de los basaltos continúan de forma concordante 300 m de conglomerados con matriz tobácea sobre los que se apoya un nivel de brechas andesíticas y basálticas (Fig. 7) datadas por ⁴⁰Ar/³⁹Ar en 18,12 ± 0,24 Ma (Cuadro 1). Con esta edad, este intervalo se considera equivalente a la Formación Molle.

En contacto neto, se apoyan 700 m de sedimentitas rojas finas, en arreglo grano estrato creciente, que en la parte inferior intercalan con niveles de yeso de hasta 40 cm de espesor y niveles delgados de calizas oscuras de no más de 10 cm. También se observan niveles de deslizamientos con fallas normales sindepositacionales que despegan en los niveles de yeso y bloques sobredimensionados aislados intercalados entre los sedimentos finos. Hacia la parte superior de este perfil, junto con el aumento del tamaño granulométrico, también se observa un aumento en la participación tobácea (Fig. 7). En

conjunto estos sedimentos se acunian hacia el este contra el anticlinal Pampa Palauco-Ranquil Co, marcando el carácter sinorogénico de esta unidad.

Estos depósitos fueron descritos originalmente como *Estratos de Molina* por Groeber (1947) y como Formación Letailier por Dessanti (1973). Por la presencia de *Corbicula* Groeber (1947) los correlaciona con el *Santamariense* del Mioceno del norte argentino. Por la edad de las brechas de la base, en este trabajo se consideran equivalente a la Formación Agua de la Piedra de la Sierra de la Ventana y Cerro Butaló.

Es también en esta unidad donde Legarreta *et al.* (1985) definieron un ambiente de depositación marino-litoral, determinado a partir del reconocimiento de especies marinas en los análisis bioestratigráficos realizados sobre muestras de este y otros perfiles de la zona. Siguiendo estas determinaciones, autores posteriores (Yrigoyen 1993, Pérez *et al.* 1996) interpretan la presencia de una rama de la

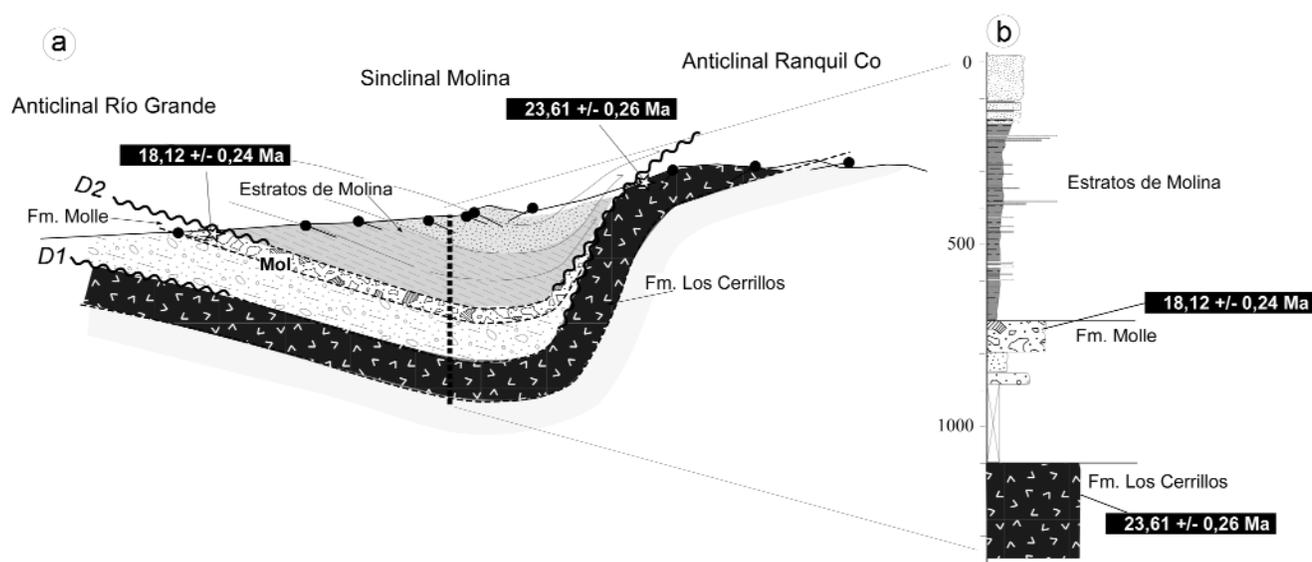


Figura 6: a) Perfil esquemático del sinclinal Molina, con ubicación de los niveles datados. b) Columna estratigráfica integrada del sinclinal Molina.

dio, obteniendo una edad K/Ar de $17,0 \pm 2$ Ma. Por encima de las brechas, en este perfil aparecen algo más de 150 m de conglomerados subaflorados, en los que se observa un predominio de clastos de calizas de edad jurásica (Formación La Manga) provenientes de la exhumación de la Sierra Azul y Bardas Blancas. Estos conglomerados fueron asignados a la Formación Tristeza por Legarreta *et al.* (1985) y Kozłowski *et al.* (1989), aunque en el presente trabajo se consideran equivalentes a la Formación Agua de la Piedra de la Sierra de la Ventana y Cerro Butaló y a los *Estratos de Molina*.

Subcuenca Palauco

Cajón de los Caballos: El perfil Cajón de los Caballos marca el límite occidental de la subcuenca Palauco, ubicado sobre el flanco dorsal del anticlinal Cajón de los Caballos en la sierra de Palauco (Fig. 5). Todas las unidades presentes son predominantemente volcánicas posiblemente debido a la proximidad en este sector de dos centros efusivos, los cerros Durazno y Bayo de Batra.

La columna comienza con los basaltos de la Formación Los Cerrillos depositados en concordancia sobre el Grupo Malargüe, sobre los cuales se apoya un nivel de areniscas tobáceas y basaltos de la Formación Ranquil Co.

Sobre estos basaltos se ubican, en discordancia angular 350 m de brechas andesíticas y basálticas de la Formación Loma Fiera (Fig. 10), datadas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en $10,83 \pm 0,09$ (Cuadro 1).

Sobre las brechas se apoyan, también en discordancia angular, 30 m de coladas basálticas de la Formación Palauco, datada en $8,14 \pm 0,06$ Ma por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Tabla 1). Esta unidad fue definida por Groeber (1946 y 1947) utilizando el término *Palaucolitense* tanto para los basaltos de la base de la columna, equivalentes en este trabajo a las Formaciones Los Cerrillos y Ranquil Co, como para los basaltos que coronan la sierra de Palauco, posteriormente definidos como Formación Palauco por Dessanti (1973). En este trabajo al igual que en Legarreta *et al.* (1985), se adopta este último criterio.

Cerro Fortunoso-Rincón Amarillo-Rincón Colorido: Hacia el este de la sierra de Palauco los escasos afloramientos están asociados a los altos estructurales del Cerro Fortunoso, Rincón Amarillo y Rincón Colorido. Relacionados a estas estructuras existen cambios de espesor observados en las perforaciones que conjuntamente con los datos de superficie de Kozłowski *et al.* (1985) y Legarreta *et al.* (1985), permiten inferir la edad de deformación de estas estructuras (Fig. 11).

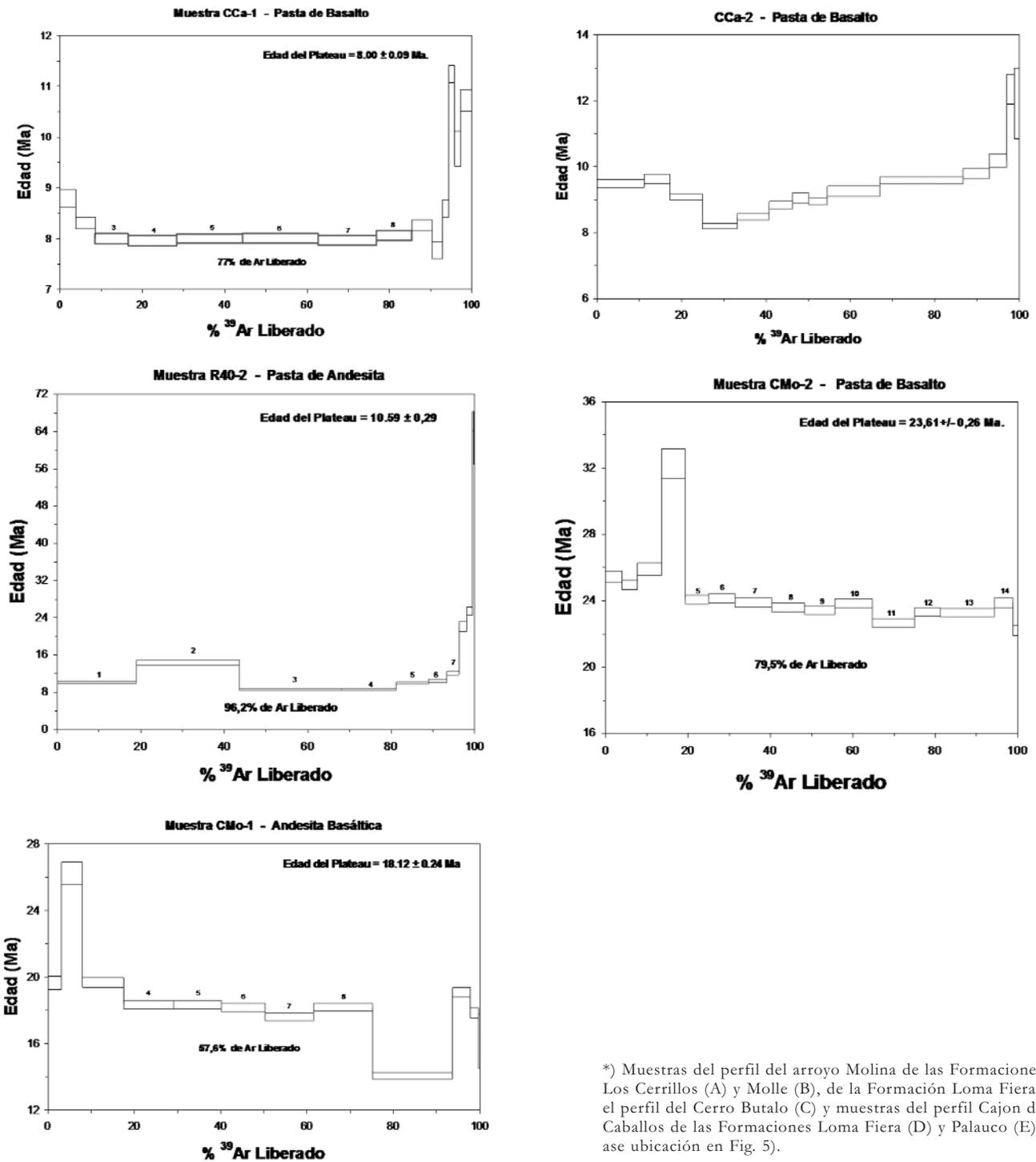
En todos los pozos de esta zona la co-

lumna comienza con areniscas tobáceas rosado-grisáceas y mantos de basaltos, asignados a la Formación Los Cerrillos, con un espesor en conjunto del orden de los 270 m. Por encima continúa un segundo intervalo de tobas y basaltos pertenecientes a la Formación Ranquil Co, con un espesor mayor a los 550 m en el sinclinal del Cerro Fortunoso Este y espesores mínimos por erosión en el núcleo de las estructuras del Cerro Fortunoso, Loma Amarilla y Rincón Colorido. En los flancos de estas estructuras, los basaltos presentan altos ángulos de buzamiento y son cubiertos en discordancia angular por los basaltos de la Formación Palauco.

Cerro Morado: El perfil Cerro Morado está ubicado en el sector noreste del área, sobre el hundimiento sur del anticlinal Malargüe y representa la transición entre las subcuencas de Palauco y Malargüe (Fig. 1).

La columna comienza con los basaltos de la Formación Los Cerrillos y continúan areniscas y conglomerados rojos equivalentes a la Formación Agua de la Piedra, que en conjunto suman espesores de 140 m. Siguen más de 700 m de brechas andesíticas intercaladas con niveles basálticos, que por la edad K/Ar de 5,04 Ma fueron asignadas a la Formación Huincán (Silvestro *et al.* 2005).

CUADRO 1: Edades radimetricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas en el presente trabajo*



*) Muestras del perfil del arroyo Molina de las Formaciones Los Cerrillos (A) y Molle (B), de la Formación Loma Fiera en el perfil del Cerro Butalo (C) y muestras del perfil Cajon de los Caballos de las Formaciones Loma Fiera (D) y Palauco (E) (véase ubicación en Fig. 5).

SECUENCIAS SINOROGÉNICAS Y PALEOGRAFÍA

La definición de secuencias permite evaluar regionalmente cada una de las etapas

evolutivas reconocidas. Los límites de cada secuencia están dados por discordancias que si bien pueden ser diacrónicas para diferentes estructuras se consideran de alcance regional. En el caso particular de las cuencas analizadas, los paquetes de

rocas comprendidos en cada secuencia pueden corresponder a litologías muy diferentes dependiendo de la posición de la cuenca. Partiendo de las correlaciones entre los perfiles de superficie, de pozo y el con-

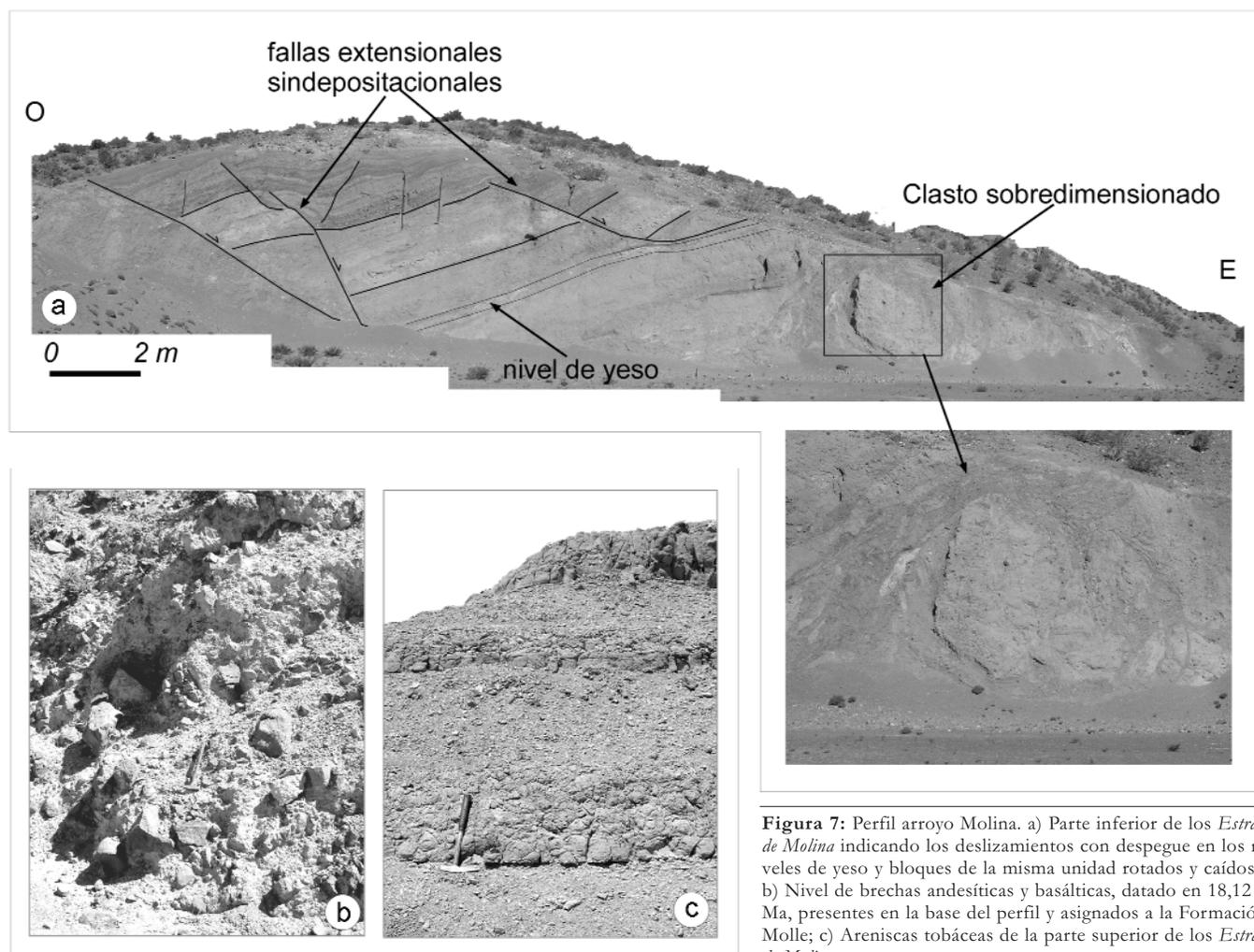


Figura 7: Perfil arroyo Molina. a) Parte inferior de los *Estratos de Molina* indicando los deslizamientos con despegue en los niveles de yeso y bloques de la misma unidad rotados y caídos; b) Nivel de brechas andesíticas y basálticas, datado en 18,12 Ma, presentes en la base del perfil y asignados a la Formación Molle; c) Areniscas tobáceas de la parte superior de los *Estratos de Molina*.

trol sísmico junto a las edades obtenidas se determinaron cinco secuencias para esta zona: una preorogénica (S0) de edad oligocena y cuatro sinorogénicas: (S1, S2 y S3) del Mioceno Temprano y Medio y (S4) del Mioceno Tardío-Plioceno (Fig. 4). En la secuencia S0 se incluyen diferentes unidades como los *Rodados Lustrosos*, la Formación Los Cerrillos y las tobas Quebrada Fiera, reconocidos a lo largo de toda la zona de trabajo tanto en superficie como en perfiles de pozo. En todos los afloramientos estudiados esta secuencia se presenta siempre de forma concordante con los términos más jóvenes del Grupo Malargüe, marcando su carácter preorogénico. Las dataciones con que se cuenta para estas unidades en la zona de estudio, indican que esta etapa se desarrolló entre los 30 y 22 Ma, durante la cual la re-

gión estuvo ocupada por planicies basálticas que lateralmente alternaban con bancos de cenizas.

La secuencia S1 marca el inicio de la deformación en la zona, registrando los primeros pulsos de levantamiento de la Sierra Azul. La base de la secuencia queda determinada por la discordancia (D1) sobre la que se apoyan las brechas de la Formación Molle en el sector del Manzano. Dataciones de esta unidad en la zona, indican una edad mínima cercana a los 18 Ma para este evento. Hacia el este, en el arroyo Molina, las brechas de Molle se intercalan con depósitos conglomerádicos, posiblemente producto de la erosión de los niveles expuestos durante el levantamiento de la Sierra Azul. Esta secuencia se reconoce únicamente en el sector sur de la subcuenca Río Grande,

en una ubicación cercana a los centros efusivos ubicados al suroeste (Fig 12a).

La secuencia S2 representa el relleno principal de la subcuenca Río Grande y registra el evento más importante de levantamiento de las estructuras en esta zona. La base se define en el sector occidental por la discordancia (D2) generada por el contacto entre la Formación Tristeza y las brechas de Formación Molle, que con la edad de 17 Ma define la edad máxima de la secuencia. Para el tope se considera una edad aproximada de 11 Ma como la más probable a partir de las dataciones del tope de la Formación Agua de la Piedra y de las brechas de la Formación Loma Fiera.

Durante este periodo se produjo el levantamiento del anticlinal Pampa Palauco y Ranquil Co, que pasó a constituir una ba-

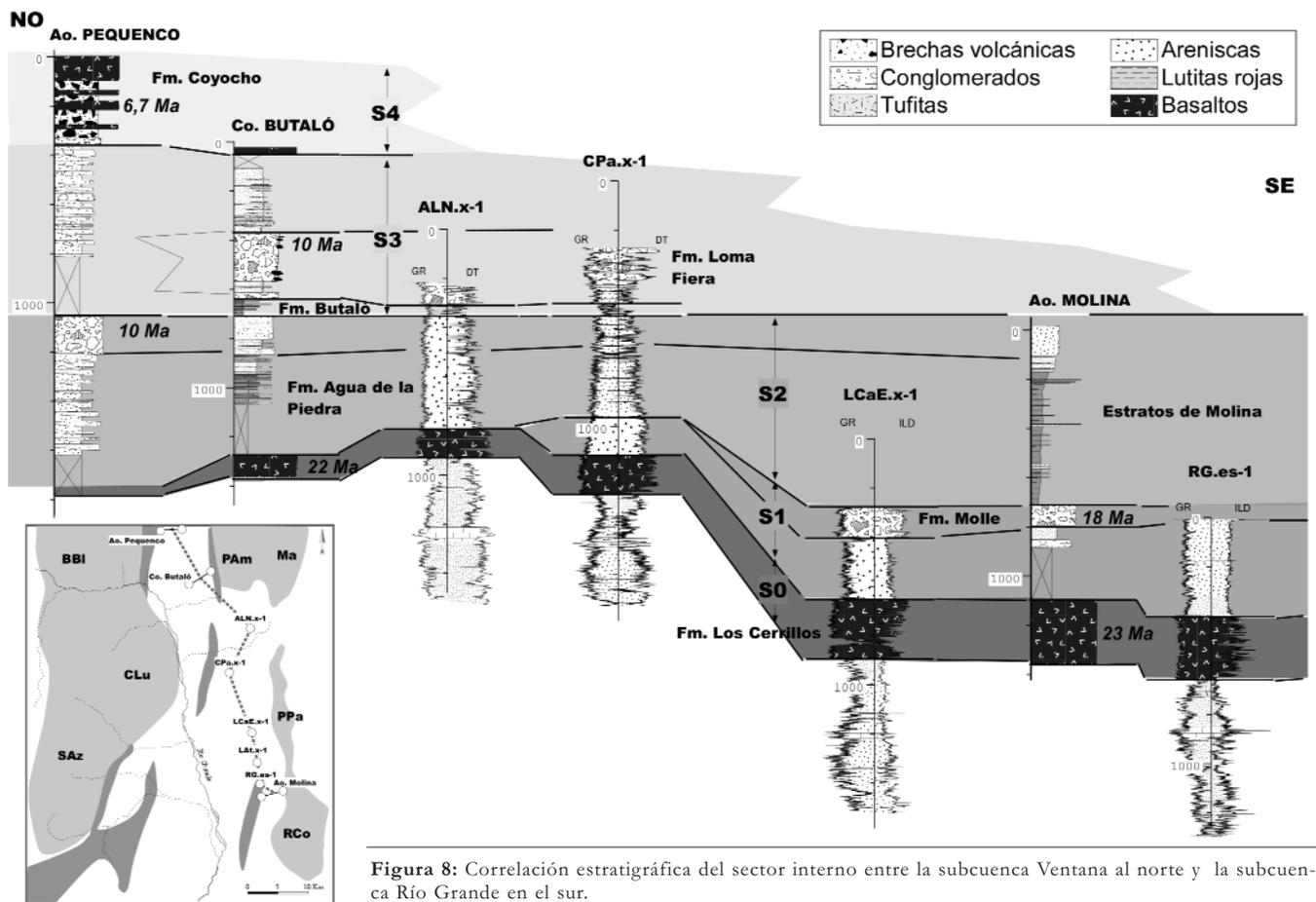


Figura 8: Correlación estratigráfica del sector interno entre la subcuenca Ventana al norte y la subcuenca Río Grande en el sur.

rera interna, aislando el sector de Río Grande en el oeste del de Palauco en el este. La mayor subsidencia estuvo localizada en el sinclinal Molina, al frente de la estructura de Palauco, donde tuvo desarrollo un ambiente lacustre y en donde se depositaron los sedimentos finos con niveles evaporíticos y carbonáticos de los *Estratos de Molina*, representando las facies distales de la cuenca. Este ambiente se extendió hacia el norte hasta el cerro Butaló, donde se depositaron los limos y areniscas finas de la Formación Agua de la Piedra. La entrada de sedimentos gruesos proximales desde el oeste, se relaciona a la exhumación de la Sierra Azul y Bardas Blancas, según se puede deducir de la composición litológica de los clastos de la Formación Tristeza en la zona del Manzano y de la Formación Agua de la Piedra en la Sierra de la Ventana (Silvestro *et al.* 2005) (Fig. 12b). En la etapa final de relleno de esta secuencia, sobre

los sedimentos finos distales se produce el ingreso de sedimentos gruesos mayormente volcánicos, tal como se puede ver por los conglomerados del tope de la Formación Agua de la Piedra en el cerro Butaló y Sierra de la Ventana y en las areniscas del tope de los estratos de Molina. El aislamiento de la subcuenca de Palauco durante esta etapa, posibilitó que predominen niveles volcánicos con alternancia de basaltos y tobas de la Formación Ranquil Co, posiblemente alimentados desde el centro efusivo del cerro Durazno. Los depósitos clásticos quedaron confinados al sector norte de este depocentro, en la transición a la subcuenca Marga-güe (Fig. 12b).

Etapas posteriores de reactivación quedan registradas en las secuencias S3 y S4. Los afloramientos más importantes de estas secuencias se encuentran en la Sierra de Palauco y en el norte de la subcuenca Río Grande.

La secuencia S3 comienza con las limoarcillas de la Formación Butaló y Letelier depositadas en un ambiente palustre desarrollado únicamente en el depocentro de la subcuenca Río Grande. En estos cuerpos de agua temporarios, sobre las pelitas se depositaron en contacto neto las brechas andesíticas de la Formación Loma Fiera, provenientes de los centros efusivos del Durazno y Cerro Bayo de la Batra (Fig. 12c). En la sierra de Palauco en cambio, las brechas se apoyan en discordancia angular (D3) sobre S2 (Fig. 10). Las dataciones disponibles limitan esta secuencia entre los 11 y 8 Ma.

La etapa final de relleno corresponde a la secuencia S4, donde se incluyen los basaltos de la Formación Palauco, presentes desde la Sierra de Palauco hasta el Cerro Butaló donde se los denominan Formación Coyocho. La base de los basaltos define la discordancia D4. En el noreste de la subcuenca de Palauco los basaltos se

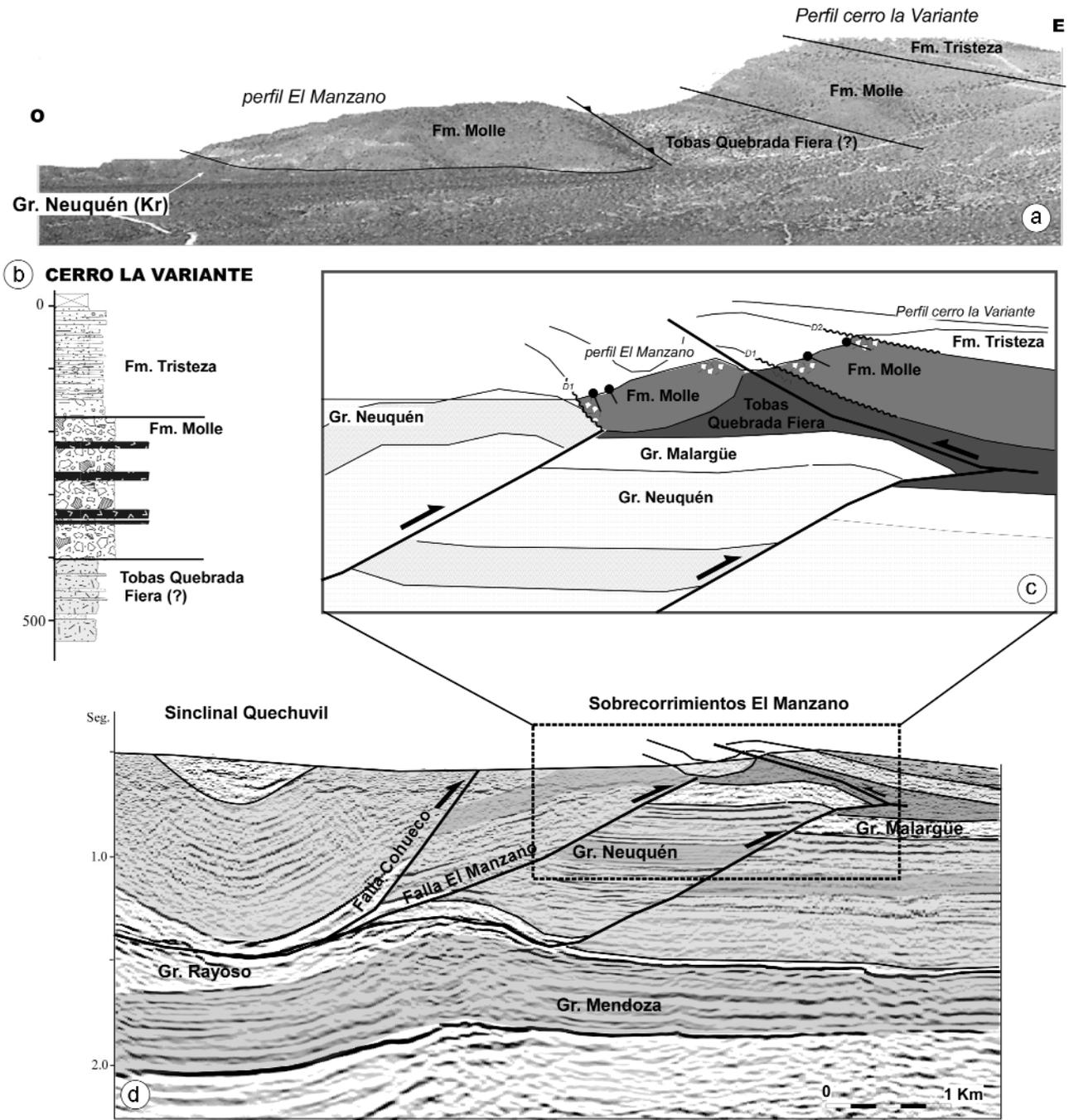


Figura 9: a y b) Vista panorámica del perfil del Manzano en el oeste, donde la Formación Molle se apoya en contacto sobre el Grupo Neuquén, permitiendo acotar la edad de levantamiento de estas estructuras, y del perfil del cerro La Variante en el este donde la Formación Molle se apoya sobre tobas asignadas con dudas a Quebrada Fiera; c) Modelo estructural de los sobrecorrimientos del Manzano basados en la interpretación sísmica (d) y su relación con los niveles de crecimiento.

intercalan con las brechas de la Formación Huincán, marcando la proximidad de los centros efusivos del Cerro Bayo de la Batra (Fig. 12d). La edad de la base de esta secuencia queda definida en 8 Ma a partir de la edad más antigua obtenida de

la Formación Palauco, mientras que el límite superior no se puede determinar dentro del área de estudio pero se puede considerar más joven que 3 Ma según la edad mínima obtenida para la Formación Coyocho.

EDAD DE DEFORMACIÓN

La etapa preorogénica pudo ser acotada gracias a las dataciones de los basaltos presentes en la secuencia S0, con una edad de 23 Ma y un rango entre 22 y 30 Ma.

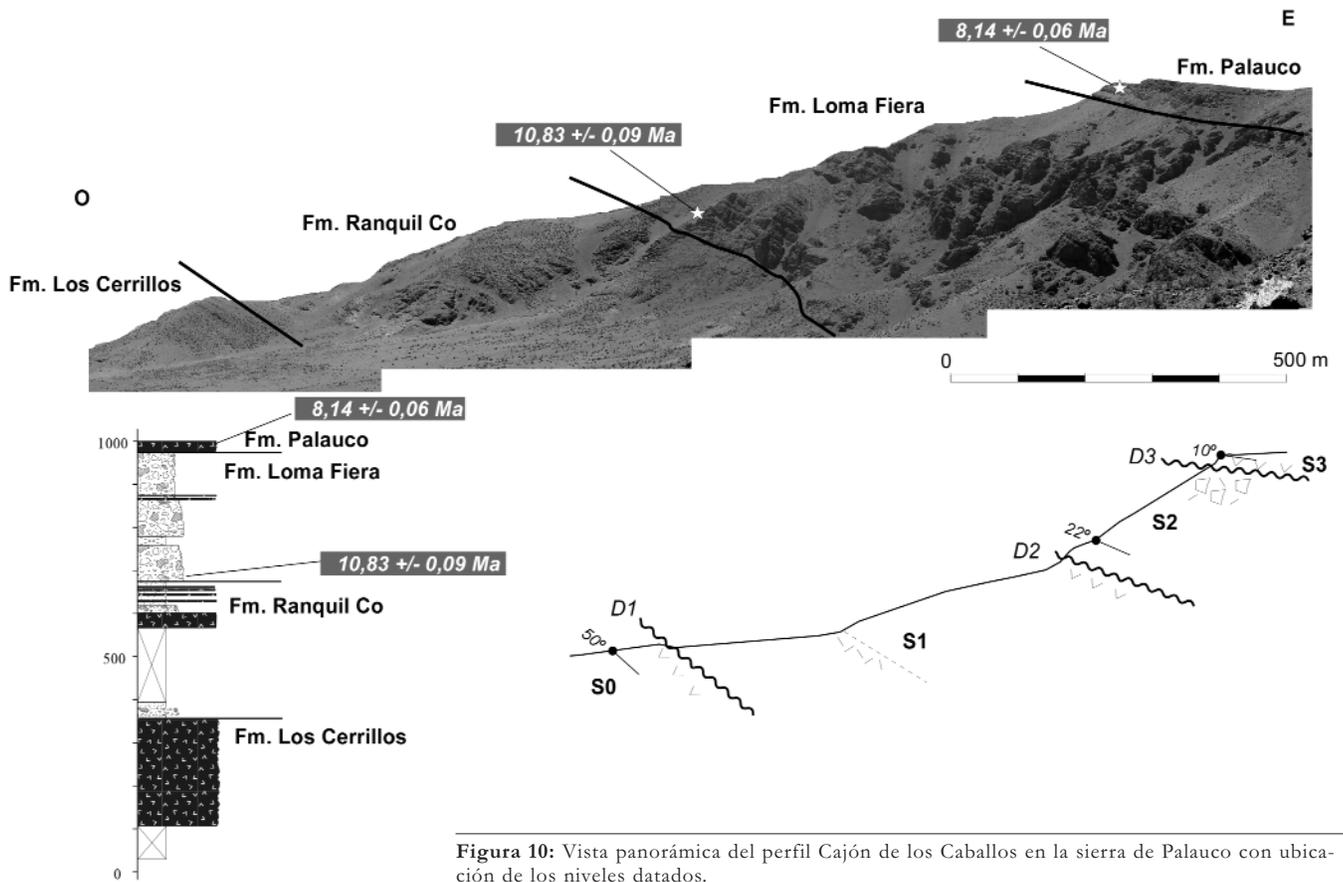


Figura 10: Vista panorámica del perfil Cajón de los Caballos en la sierra de Palauco con ubicación de los niveles datados.

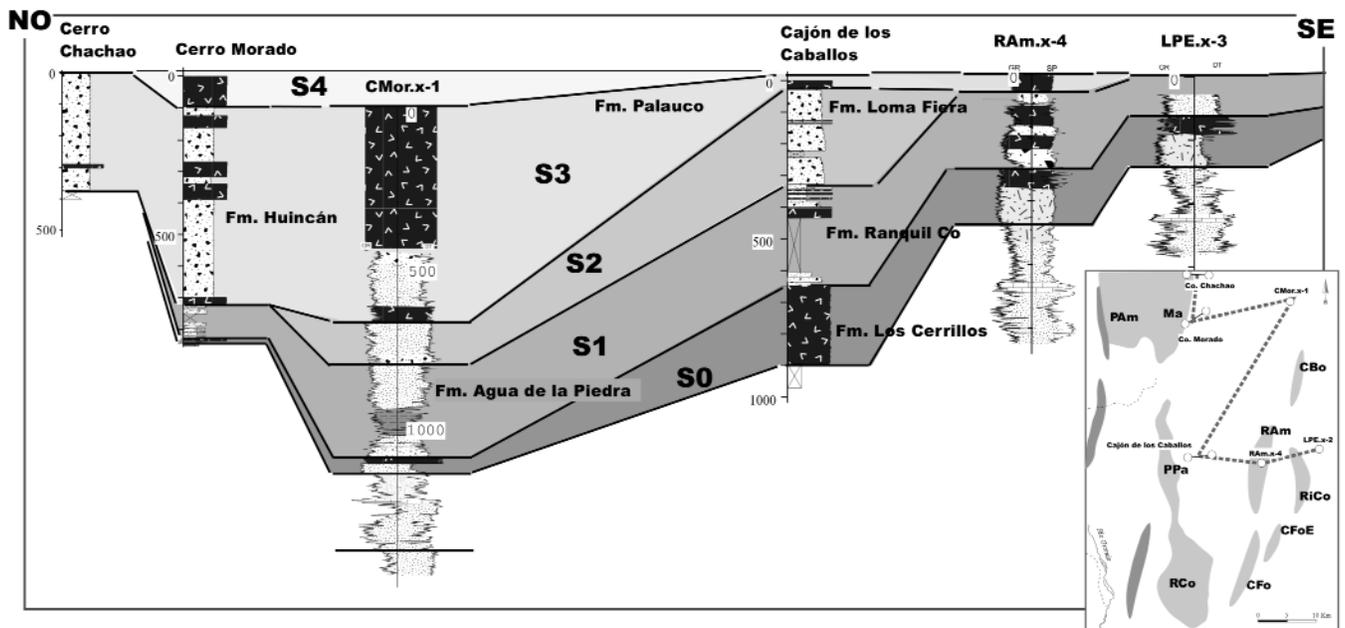


Figura 11: Correlación estratigráfica tentativa del sector frontal entre la subcuenca Malargüe en el noroeste y la subcuenca Palauco hacia el SE.

La deformación comenzó cerca de los 18 Ma con un primer pulso de levantamiento del anticlinal Sierra Azul, registrado en

la zona del Manzano por la discordancia de la base de la secuencia S1. Un segundo pulso de levantamiento de

esta estructura tuvo lugar después de los 17 Ma, durante la deposición de S2 registrado por la composición clásica de

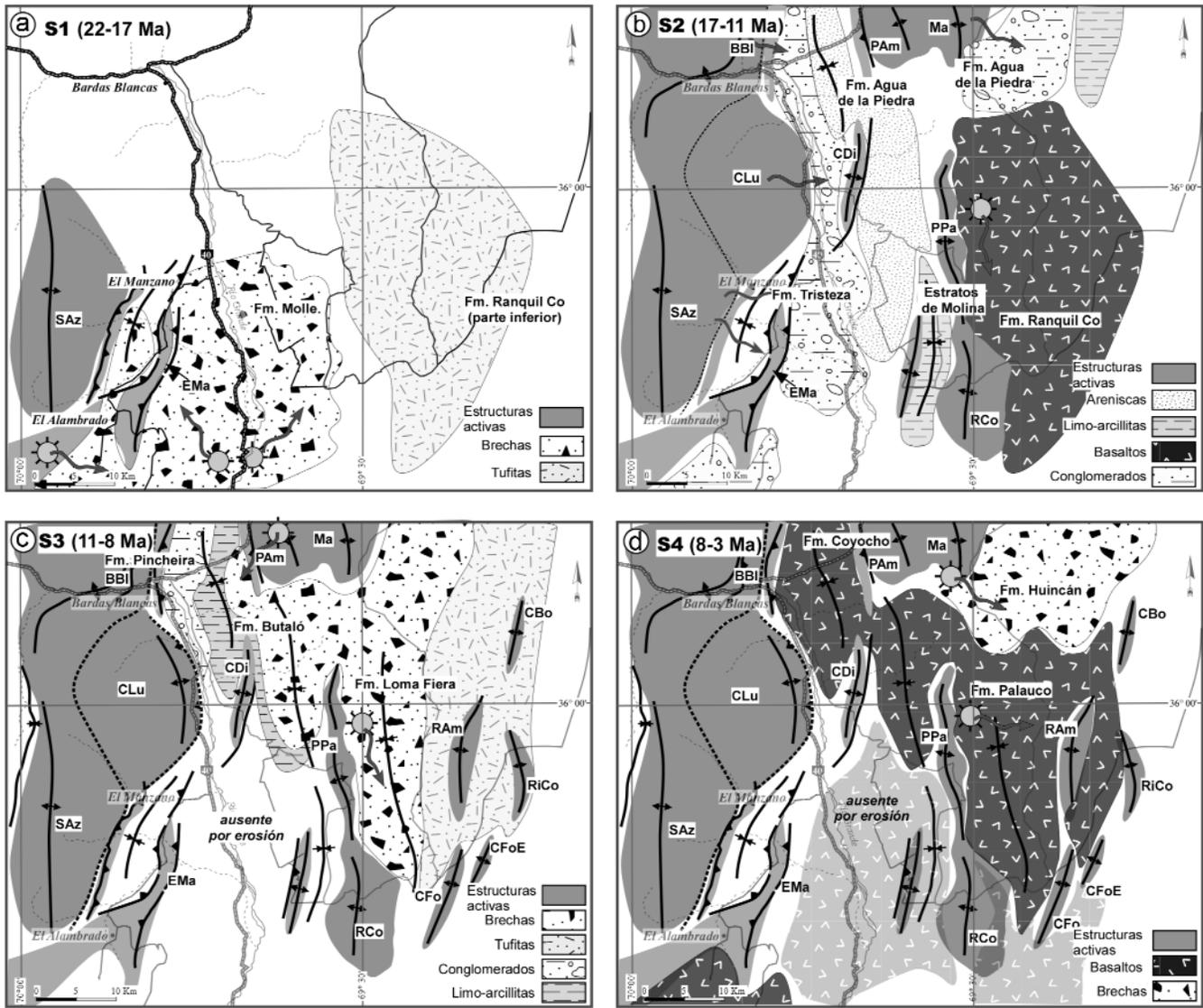


Figura 12: Reconstrucción paleogeográfica esquemática para las secuencias sinorogénicas reconocidas en el valle del río Grande y Palauco. S1 (22-18 Ma): el levantamiento temprano de la Sierra Azul y de los sobrecorrimientos del Manzano, exponen unidades del Grupo Neuquén sobre las cuales se apoya en discordancia la Formación Molle, que queda restringida a la parte suroeste de la cuenca, cercana a los centros efusivos presentes en esta zona. S2 (17-11 Ma): Con el comienzo del levantamiento de la estructura Pampa Palauco y Ranquil Co se definen las dos subcuencas. En el oeste, la subcuenca Río Grande recibe el aporte de sedimentos clásticos gruesos de las Formaciones Agua de la Piedra y Tristeza, producto de la erosión de la sierra Azul y Bardas Blancas, que gradan a depósitos finos y evaporíticos distales de los estratos de Molina, presentes en la parte oriental de esta subcuenca. En la subcuenca Palauco, la presencia de centros efusivos activos hace que predominen depósitos basálticos en todo este sector. S3 (11-8 Ma): en el sector del Río Grande se desarrollaron cuerpos de agua temporarios con sedimentación de niveles finos limo-arcillosos de la Formación Butaló, sobre los cuales se depositaron las brechas andesíticas masivas de la Formación Loma Fiera, provenientes de los centros efusivos presentes en el sector norte del área. S4 (8-3Ma): en las etapas finales de sedimentación, toda la región esta dominada por basaltos de la Formaciones Palauco y Coyocho..

Formación Tristeza. Durante esta etapa, comenzó también el levantamiento de las estructuras de Pampa Palauco y Ranquil Co, marcado por el acunamiento de los *Estratos de Molina* contra el limbo occidental del anticlinal, apoyándose en discordancia sobre niveles basálticos pre-orogénicos (Fig 13). Este evento comenzó posteriormente a los 18 Ma y continuó

hasta los 11 Ma con el fin de la depositación de esta secuencia. Relacionados a esta estructura, se reconocieron dos pulsos de reactivación uno a los 11 Ma determinado por la secuencia S3 y el último a los 8 Ma determinado por la secuencia S4 (Fig 13). El levantamiento en el sector oriental de las estructuras de Cerro Fortunoso-Rin-

cón Colorado durante la depositación de S3 y S4 es difícil de determinar, pero se estima posterior a los 11 Ma por la discordancia al tope de la Formación Ranquil Co.

CONCLUSIONES

Los nuevos datos obtenidos para los de-

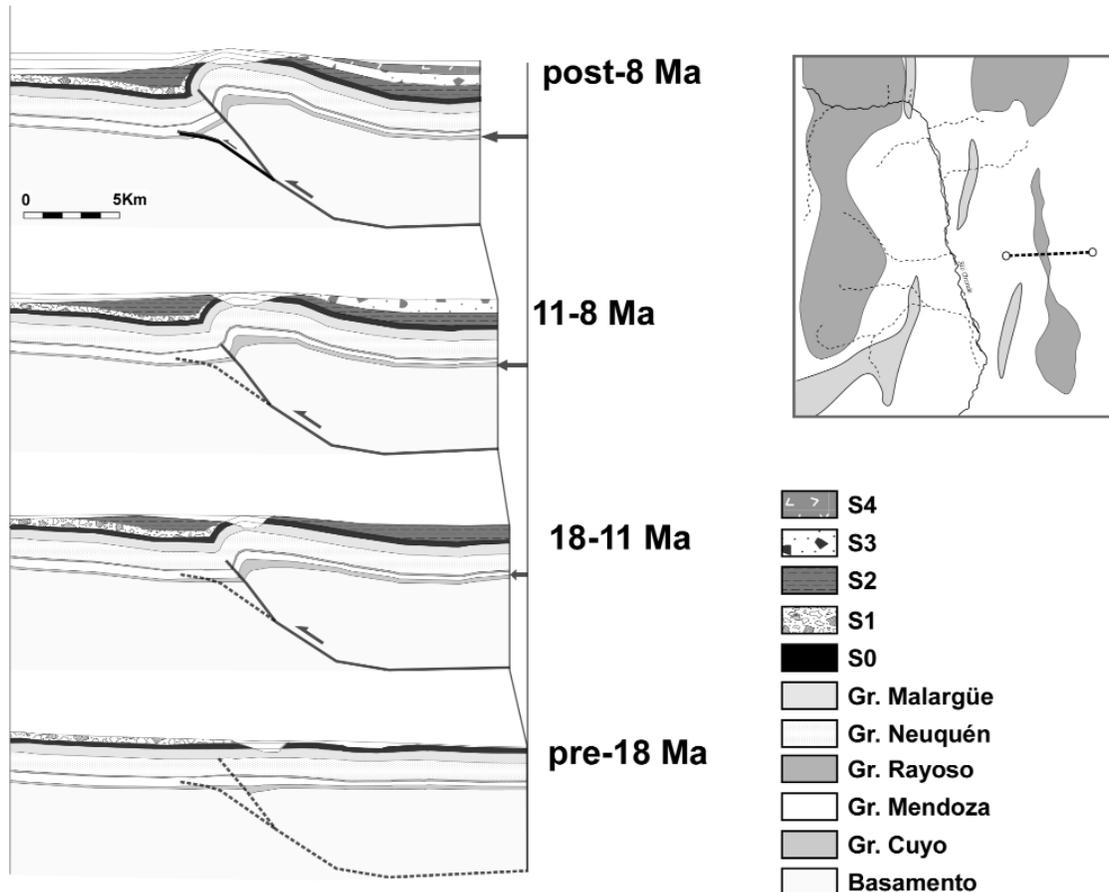
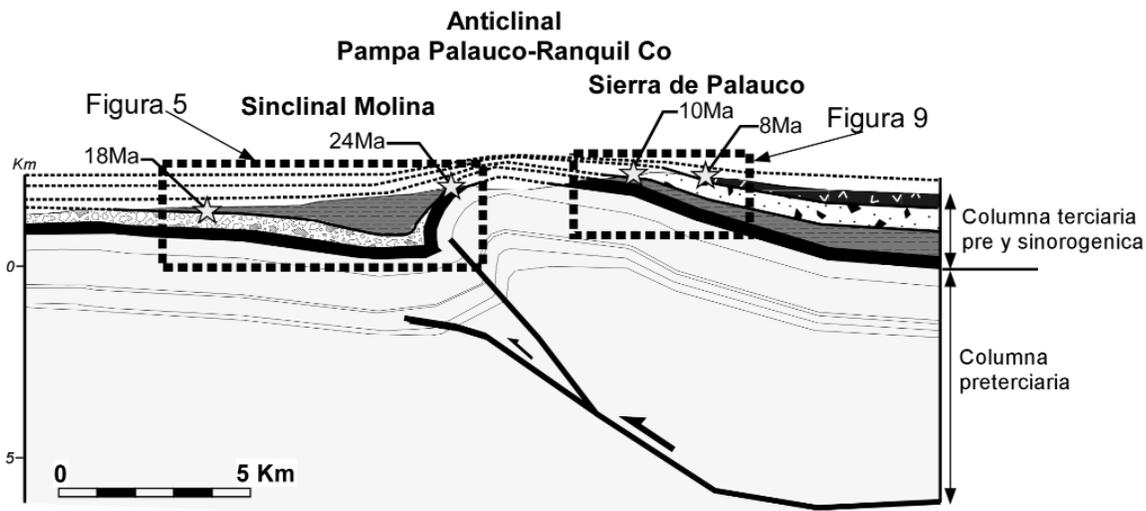


Figura 11: Evolución estructural del anticlinal Palauco.

pósitos terciarios volcánoclasticos del valle del Río Grande y sierra de Palauco permiten definir las secuencias sinorogénicas a partir de las cuales se determinó la historia evolutiva de la cuenca y de las estructuras que la limitan. El relleno de la cuenca se puede organi-

zar en cinco secuencias. Una secuencia preorogénica (S0) depositada durante el Oligoceno, que define el tope de la etapa previa a la deformación cercana a los 23 Ma. La primera secuencia sinorogénica (S1) registra el comienzo de la deformación a

partir del Mioceno, correspondiente al levantamiento de la Sierra Azul cercano a los 18 Ma. La secuencia (S2) corresponde a la etapa de levantamiento más importante de los anticlinales Pampa Palauco-Ranquil Co y la Sierra Azul, desarrollada entre los 18 y

11 Ma. En esta etapa se produce también un máximo de subsidencia de la cuenca permitiendo el desarrollo de un ambiente lacustre.

Finalmente, las secuencias (S3) y (S4) registran eventos tectónicos posteriores entre los 11 Ma y 8 Ma, donde se reactivan las estructuras ya existentes y se genera un nuevo frente de deformación hacia el este con los anticlinales Cerro Fortunoso, Loma Amarilla y Rincón Colorido.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la Gerencia de Exploración de YPF por permitir la publicación de este trabajo. Un agradecimiento especial a Hugo Marengo por la revisión y comentarios sobre datos paleontológicos y a Massimo Bonora por la colaboración prestada.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Criado Roque, P. 1950. El Terciario del Sur de la Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5(4): 223-255.
- Charrier, R., Wyss, A., Flynn, J., Swisher III, C., Norell, M., Zapatta, F., McKenna, M. y Novacek, M. 1996. New evidence for late Mesozoic-early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35 °S), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* (9): 393-422.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S., Muñoz, N., Wyss, A. y Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences* (15): 117-139.
- Dessanti, R. 1973. Descripción geológica de la hoja 29d, Bardas Blancas. Provincia de Mendoza. Carta Geológica de la República Argentina, escala 1:200.000, Servicio Geológico Nacional, 70 p., Buenos Aires.
- Giampaoli, P., Gait, M. y Dzelalija, F. 2002. Análisis estructural del bloque Cerro Fortunoso: resultados y aplicación en proyectos de exploración y desarrollo. 5° Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas : 11-12.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1 Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1(3): 177-208.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3 Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 2(4): 347-408.
- Kozlowski, E., Cruz, C. y Rebay, G. 1985. Sierra de Palauco, Provincia de Mendoza. Estructura. YPF, (inédito), 103 p., Buenos Aires.
- Kozlowski, E., Cruz, C. y Rebay, G. 1987. Informe Geológico Zona Puntilla del Huincán. YPF, (inédito), 43 p., Buenos Aires.
- Kozlowski, E., Cruz, C., Condat, P., y Manceda, R. 1989. Informe Geológico Zona Malargüe Occidental. YPF, (inédito), 47 p., Buenos Aires.
- Kozlowski, E., Manceda, R. y Ramos, V. 1993. Estructura. En Ramos, V. (ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio: 235-256.
- Legarreta, L., Kokogian, D. y Boggetti, D. 1985. Sierra de Palauco, Provincia de Mendoza. Estratigrafía. YPF, (inédito), 103 p., Buenos Aires.
- Legarreta, L., Gulisano, C. y Uliana, M. 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. En Ramos, V. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 87-114.
- Legarreta, L. y Uliana, M. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y Neuquina. 1. Facies Sedimentarias. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales: 399-416, Buenos Aires.
- Linares, E. 2001. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina. Parte II: años 1988-2000: Publicaciones Especiales de la Asociación Geológica Argentina, Serie "F", Publicaciones en CD, N°1.
- Manceda, R. y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. En Tankard, A., Suárez, R. y Welsink, H. (eds.): *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 369-382.
- Perez, D., Ottone, G. y Ramos, V. 1996. La ingresión marina miocena en la Provincia de San Juan: sus implicancias paleogeográficas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 385-398.
- Ploszkiwicz, J. y Gorroño, R. 1988. Tectónica de inyección salina en la faja fallada y plegada del sur de Mendoza. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera Epoca: 29-34.
- Silvestro, J., Kraemer, P., Achilli, F. y Brinkworth, W. 2005. Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35°- 36° S, Malargüe. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4): 627-643.
- Silvestro, J. y Kraemer, P. 2005. Constraining the Neogene evolution of the Central Andes fold belt between 35°-36°S using top-wedge-growth strata record, Malargüe, Argentina. 6° International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 670-672.
- Yagupsky, D., Cristallini, E., Zamora Valcarce, G., y Varadé, R. 2007. Sistema compresivo sobreimpuesto a un rift oblicuo: aplicaciones en la faja plegada y corrida de Malargüe, sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(1): 124-138.
- Yrigoyen, M. 1972. Cordillera Principal. En Leanza, A. (ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 651-693, Córdoba.
- Yrigoyen, M. 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En Ramos, V. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 123-148.

Recibido: 12 de abril, 2009

Aceptado: 10 de septiembre, 2009