

EVOLUCION TECTO-SEDIMENTARIA DE LA CORDILLERA PRINCIPAL EN EL SECTOR SURMENDOCINO A LOS 35° 30'S. FAJA PLEGADA DE MALARGÜE. REPUBLICA ARGENTINA.

José Silvestro⁽¹⁾ y Pablo Kraemer⁽²⁾

⁽¹⁾ Repsol-YPF S. A. Talero 360, (8300) Neuquén, Argentina. jlsilvestrod@repsolypf.com

⁽²⁾ Wintershall - Libya, Corinthia Bab Africa, Tripoli, Libia

Palabras clave: Malargüe-cuencas de antepais-estratos de crecimientos-plegamiento-propagación normal

ABSTRACT. *Tecto-sedimentary evolution of the Southern Mendoza sector of the Cordillera Principal, at 35° 30'S. Malargüe fold belt. Argentina.* The Andean fold-belt of Malargüe is located in the foothills of Cordillera Principal. The geometry and age of the growth strata preserved in syntectonic basins, recorded the cenozoic kinematics of the frontal fold-belt. The Pincheira-Ventana basin, located at the western edge of the study area, is filled by two syntectonic volcanic and volcanoclastic sequences covered by basalts. In the northern part of the basin, growth strata thins toward La Valenciana and Torrecillas anticlines at the west and La Brea back thrusts to the east, showing progressive unconformities observed in the field. In the southern part the facies arrangement, clast composition and unconformities suggest a provenance area from the Bardas Blancas anticline to the west. Radiometric dating of andesitic lavas at the base of the growth sequence and of basalts at the top, constrain the age of folding between early Middle Miocene and late Upper Miocene (15.1 My and 6.7 My). The Malargüe basin, located at the eastern edge of the area, is filled by two syntectonic volcanic and clastic sequences covered by a post tectonic clastic sequence. The seismic analysis of the growth sequence shows a divergent arrangement related to the uplift of the Malargüe anticline to the west and a growth triangle at the flank of Chacay anticline to the east. The radiometric dating of outcropping basal andesitic breccias yielding an age of 5.04 My and a quaternary post tectonic sequence at the top, constrain the age of folding between Pliocene and Quaternary. Even though out-of-sequence structures played a role in the process of wedge thickening, at scale of syntectonic basins the fold-belt evidence a dominant foreland propagation during the Cenozoic.

INTRODUCCION

El área de estudio se encuentra en el extremo sur de la faja plegada y fallada de la Cordillera Principal (Yrigoyen, 1972), a los 35°30' de latitud sur y entre 69°30' y 70°00' de longitud oeste (Fig. 1). Desde el punto de vista del relleno sedimentario, la columna estratigráfica se compone mayormente por unidades depositadas durante el Jurásico y Cretácico dentro del sector surmendocino de la Cuenca Neuquina. Este sector fue denominado por Kozłowski *et al.* (1993) como faja plegada y corrida de Malargüe, basado en las características estructurales, principalmente en la incorporación del basamento en la deformación lo que la diferencia del sector norte de la Cordillera Principal.

En afloramiento, este sector se caracteriza por presentar dos trenes estructurales de piel gruesa que resuelven los acortamientos en fajas plegadas de piel delgada, con desarrollo de zonas triangulares y fajas diapíricas. Relacionadas a estas estructuras se desarrollaron cuencas elongadas donde fueron conservados los sedimentos volcanoclásticos terciarios, los que registraron la cinemática de las estructuras circundantes (Fig. 1).

En este trabajo se presentan los resultados del estudio estratigráfico de los sedimentos terciarios y dos secciones balanceadas restituidas que permiten establecer los elementos fundamentales de la evolución tectosedimentaria de este sector de la faja plegada de Malargüe.

ESTRATIGRAFIA PREOROGÉNICA

La columna estratigráfica preorogénica se integra por sedimentos que fueron depositados durante el intervalo de tiempo comprendido entre el Triásico tardío y Paleoceno. Si bien el presente trabajo no tiene como finalidad analizar la evolución estratigráfica de la cuenca durante dicho periodo, la descripción de estas unidades se considera de interés por la influencia y control que ejercen los cambios de facies y espesores en las características del plegamiento.

Por tal motivo, se midieron tres perfiles estratigráficos en puntos clave dentro de la zona de estudio (Fig. 2), que junto a los datos de los pozos exploratorios perforados en el área, permiten tener un control general de la estratigrafía tanto de superficie como de subsuelo.

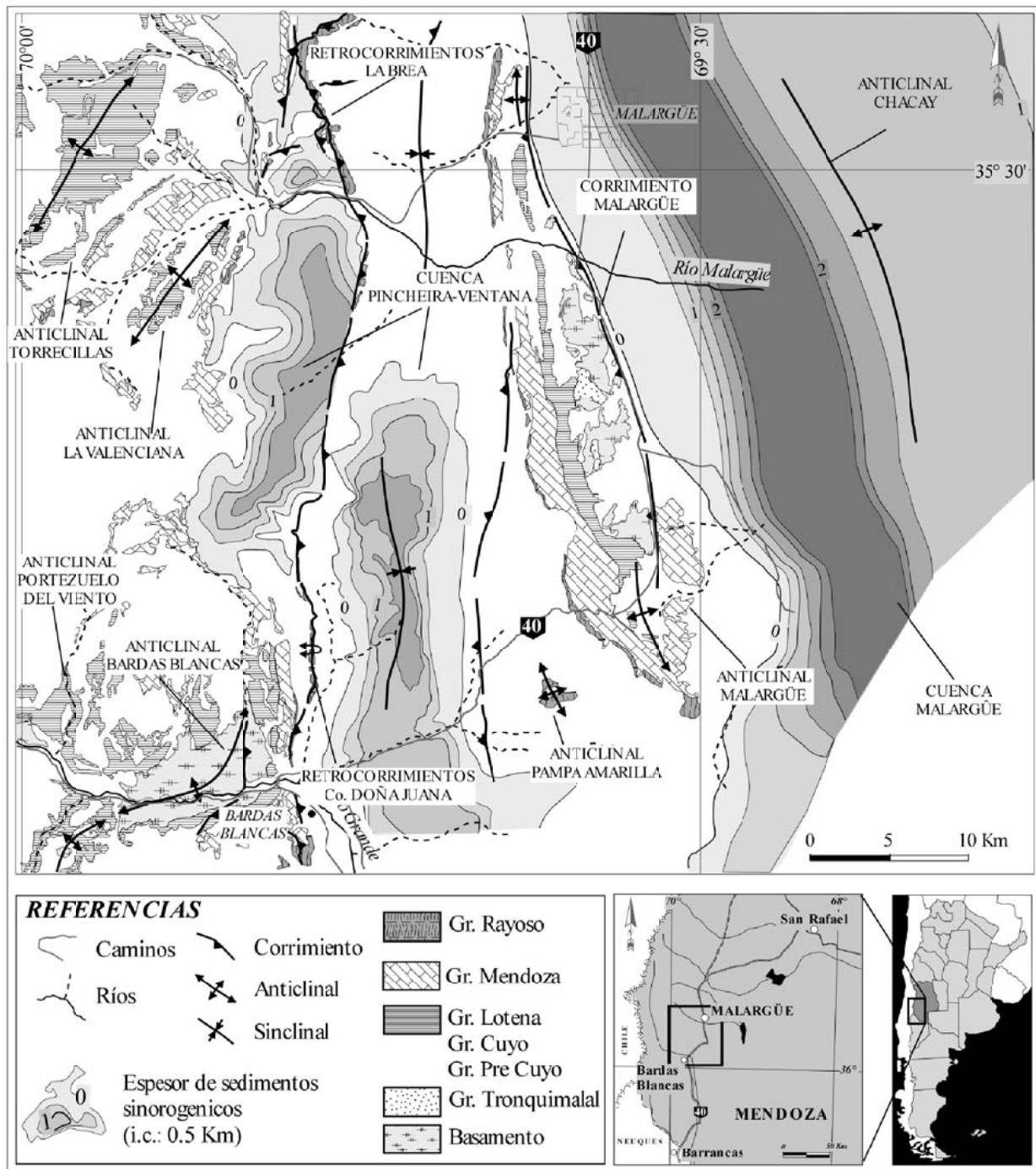


Fig. 1: Rasgos estructurales sobresalientes de la zona de estudio: estructuras anticlinales de primer orden (Torrecillas, La Valenciana, Bardas Blancas y Malargüe) caracterizadas por involucrar basamento en la deformación; y la faja de retrocorrimientos de La Brea y Cerro Doña Juana asociadas a los afloramientos de las evaporitas del Gr. Rayoso. También se muestra la ubicación de las cuencas sinorogénicas de Pincheira-Ventana y Malargüe y los espesores de sedimentos depositados.

El Gr. Choiyoi es considerado el basamento estructural y estratigráfico de la cuenca. En el área de estudio aflora en el núcleo de los anticlinales Bardas Blancas y Malargüe. Se trata de mantos de tobas y brechas volcánicas, con niveles de andesitas.

Los sedimentos más antiguos reconocidos en la zona afloran en el sector central del anticlinal Malargüe. Corresponden a los sedimentos conglomerádicos gruesos de la Fm. Chihui y a las pelitas negras y areniscas de la Fm. Llanten. Estas dos formaciones se incluyen dentro del Gr. Tronquimalal, que con un espesor aproximado de 450m, representan el relleno clástico en ambientes fluvio-lacustres de los hemigraben del Triásico (Artabe *et al.*, 1998).

El Gr. Precuyo se desarrolla en discordancia sobre estas unidades en el sector del anticlinal Malargüe donde alcanza espesores de 235m y se compone de limolitas y arcillitas moradas, con intercalaciones de conglomerados y areniscas gruesas, con importante aporte tobáceo. En el sector del anticlinal Bardas Blancas se compone de limolitas color morado y negro con intercalaciones conglomerádicas, que apoyan en discordancia sobre el Gr. Choiyoi, presentando un espesor muy reducido del orden de los 45m, pudiendo incluso estar ausente.

El Gr. Cuyo tanto en el sector de Malargüe como en Bardas Blancas, se integra por sedimentos clásticos mayormente marinos denominados por Gulisano y Gutierrez Pleimling (1995) como Fm. Bardas Blancas. En el sector de Malargüe se observa mayor participación de conglomerados, desarrollando un espesor de 150m. En el perfil tipo del anticlinal Bardas Blancas, se trata de areniscas color castaño, con entrecruzamiento tipo hummoky y niveles intercalados con concentración bioclastica con un espesor de 160m. En el flanco este del anticlinal Torrecillas, el Gr. Cuyo se integra por las formaciones El Freno, Puesto Araya, Tres Esquinas y Calabozo. Los 900m de espesor parcial medidos en aflojamiento, muestran un marcado aumento con

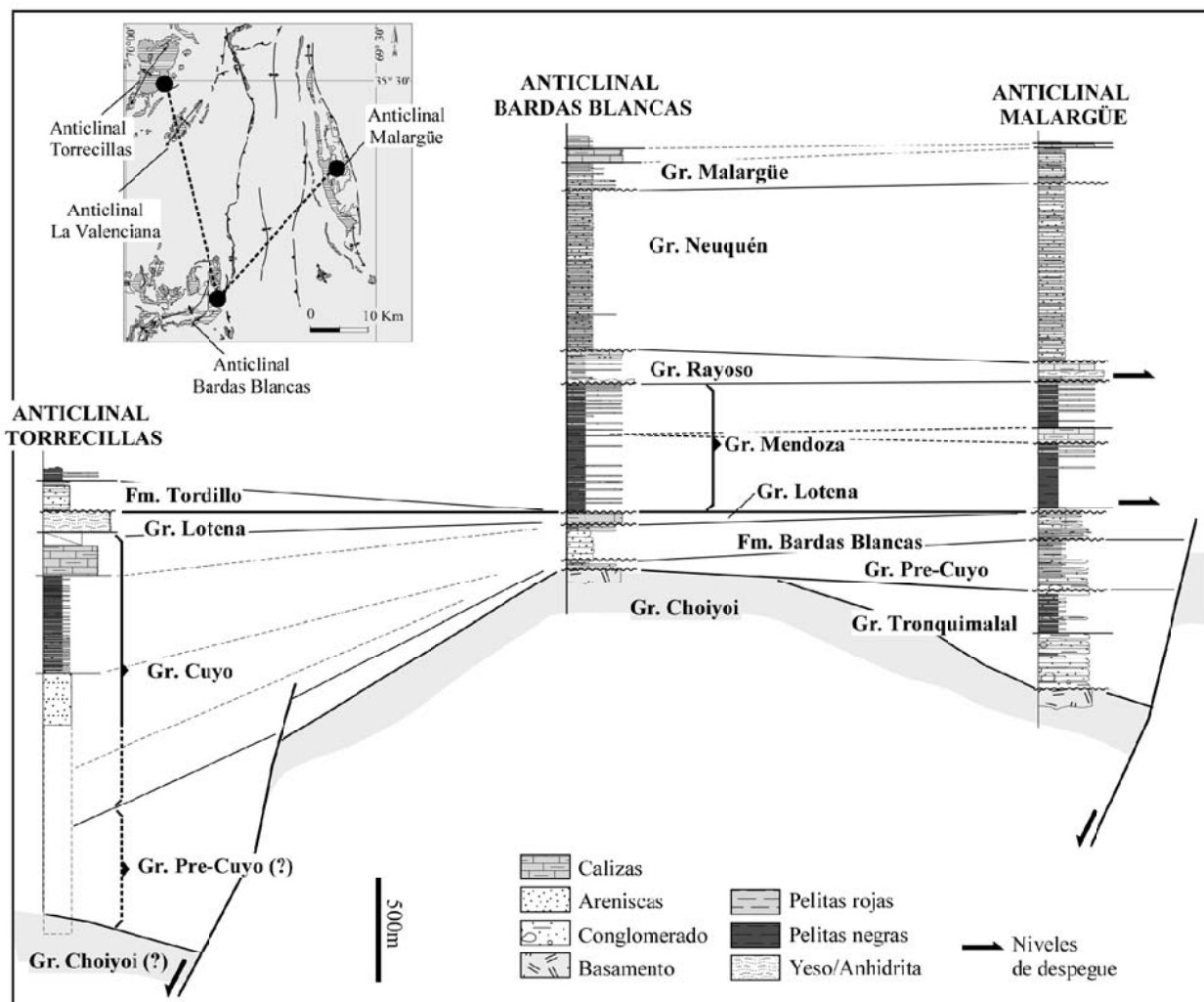


Fig. 2: Columnas estratigráficas representativas de las unidades preorogénicas relacionadas a los principales elementos estructurales presentes dentro del área de estudio.

respecto a los espesores medidos en Malargüe y Bardas Blancas. La columna comienza con los conglomerados y areniscas de la Fm. El Freno y continua con arreglo grano-estrato decreciente con las areniscas de la Fm. Puesto Araya, para culminar en las pelitas negras de la Fm. Tres Esquinas. Este intervalo finaliza con un paquete de calizas con intercalaciones de yeso de la Fm. Calabozo.

El Gr. Lotena comienza con un conglomerado delgado de la Fm. Lotena. En el anticlinal Malargüe, no se desarrollan las calizas de la Fm. La Manga, mientras que los yesos de la Fm. Auquilco no fueron observados en el sector central del anticlinal, pero afloran de forma esporádica en la culminación sur del mismo. En Bardas Blancas por encima de los conglomerados se desarrollan 55m de calizas de la Fm. La Manga. En La Valenciana las calizas tienen escaso desarrollo a diferencia de los yesos que llegan a tener un espesor mínimo de 110m. El Gr. Mendoza en el anticlinal Malargüe, comienza con los niveles clásticos de la Fm. Tordillo, por encima de los cuales y en contacto neto continúan 305m de pelitas negras y margas de la Fm. Vaca Muerta, las que muestran un aumento en la participación carbonática hacia la parte alta de la columna. El tope de esta unidad está marcado por las calizas bioclasticas de la Fm. Chachao, con un espesor de 75m. Arriba continúa la Fm. Agrio que con un espesor de 210m de margas y calizas indican la culminación del Gr. Mendoza. Para el sector de Bardas Blancas la columna del Gr. Mendoza es similar, desplegando en conjunto un espesor del orden de los 600m. La base está indicada en algunos casos por un nivel conglomerádico basal muy delgado de la Fm. Tordillo, cuando este nivel no está presente, las pelitas negras de la Fm. Vaca Muerta apoyan en contacto discordante sobre las calizas de la Fm. La Manga. Por encima continúa el Gr. Rayoso, que tanto en Malargüe como en Bardas Blancas presenta características similares. La columna comienza con un intervalo de anhidrita con espesores variables controlados por tectocinesis, del orden de los 25 a 50m. Le sigue un paquete de pelitas verdes con intercalaciones de yeso y pelitas rojas con intercalaciones de areniscas finas, que en conjunto desarrollan un espesor de hasta 110m. La columna se completa con 25 a 40m de calizas de color gris oscuro pertenecientes al Mb. La Tosca. Sobre las calizas se reconocen los sedimentos continentales del Gr. Neuquén. Se trata de una alternancia monótona con predominio de areniscas rojas, con intercalaciones de pelitas, con espesores del orden de los 850m.

Finalmente, la columna preorogénica se completa con las unidades del Gr. Malargüe, con un espesor total de 260m. Este intervalo comienza con pelitas y areniscas moradas en la base, que hacia arriba cambian a tonalidades verdes conjuntamente con la aparición de intercalaciones de yeso, pertenecientes a la Fm. Loncoche. Continúan las calizas de la Fm. Roca con un espesor aproximado de 25m y finalmente las pelitas y areniscas rojas con nódulos de yeso de la Fm. Pircala, que marcan la continentalización final de la cuenca.

DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS

En estrecha relación con el desarrollo de la faja plegada, en la zona de Malargüe se originan dos cuencas: a) la cuenca de Pincheira-Ventana desarrollada al este de los anticlinales Torrecillas, La Valenciana y Bardas Blancas y b) la cuenca Malargüe al este del anticlinal Malargüe (Achilli *et al.* 1999).

El análisis sedimentológico y sísmico, más dataciones radimétricas realizadas sobre los componentes ígneos, permitió definir cuatro secuencias sintectónicas denominadas S1, S2, S3 y S4 y una secuencia postorogénica S5 (Fig. 3).

Cuenca Pincheira-Ventana

Esta cuenca se desarrolla enteramente al oeste del anticlinal Malargüe (Fig. 1). Esta integrada por sedimentos terciarios sinorogénicos que alcanzan un espesor máximo de 1800m. Los estudios de campo permitieron diferenciar tres secuencias sinorogénicas, las secuencias S1, S2 y S3.

La existencia de dos depocentros principales separados por altos internos, divide a esta cuenca en dos sectores (Fig. 3).

Sector Oeste (Castillos de Pincheira-Cerro Butamallín)

Este sector de la cuenca se desarrolla estructuralmente al oeste de la faja de retrocorrimientos de La Brea-Cerro Doña Juana y al este de los anticlinales Torrecillas, La Valenciana y Bardas Blancas (Fig. 1).

Los afloramientos más representativos de este sector se encuentran en las proximidades de los Castillos de Pincheira, en las márgenes del río Malargüe. En esta zona fueron medidos seis perfiles estratigráficos ubicados tanto en la margen sur como norte del río Malargüe (Fig. 4). La correlación de los perfiles se realizó siguiendo niveles de referencia con buena continuidad lateral (Fig. 5), lo que permitió definir dos secuencias depositacionales sintectónicas (Kraemer y Zulliger, 1994 y Kraemer *et al.*, 2000).

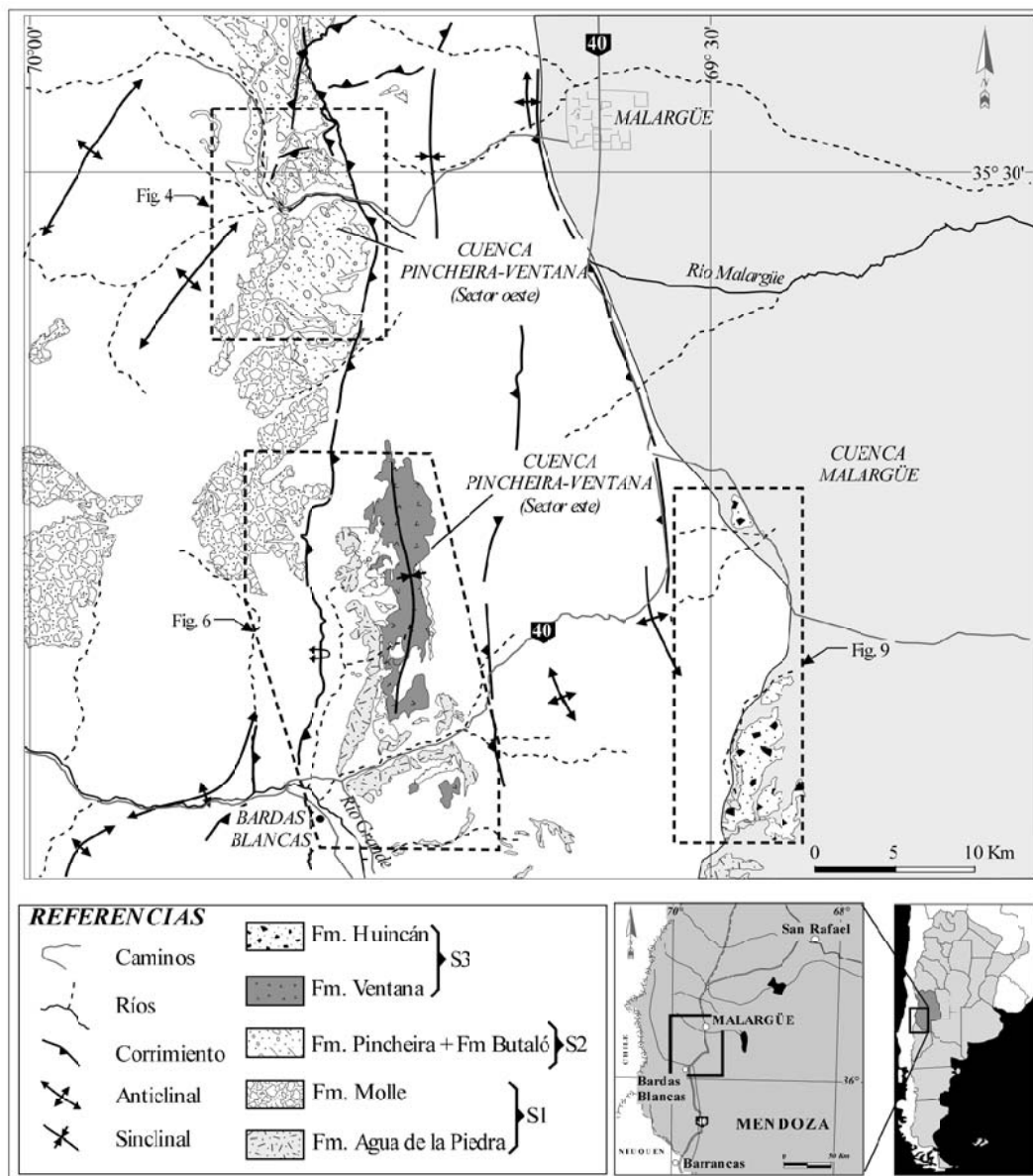


Fig. 3: Ubicación de las cuencas terciarias sinorogénicas: en el sector oeste la cuenca del Mioceno Medio de Pincheira-Ventana y en el sector este la cuenca Malargüe del Mioceno Superior-Plioceno, con las principales secuencias reconocidas

La secuencia **S1** apoya siempre en discordancia angular (**D1**) sobre diferentes niveles de erosión de las areniscas del Gr. Neuquén y es cubierta por la secuencia S2 también en discordancia. La parte inferior de esta secuencia esta constituida por brechas piroclásticas andesíticas con intercalaciones en los niveles superiores de areniscas y paraconglomerados tobáceos, que llegan a desarrollar hasta 300m de espesor en la zona central de la cuenca. Esta secuencia muestra una fuerte disminución de espesor por onlap hacia el este de los niveles basales sobre la discordancia angular y un fuerte acunamiento interno. Dataciones radimétricas $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de mantos de basaltos presentes en la parte inferior de la secuencia arrojaron edades de 15.18 ± 0.25 Ma, 14.38 ± 0.10 Ma, 14.78 ± 0.24 Ma y 14.84 ± 0.3 Ma.

La secuencia **S2** comienza con 20 y 30m de limolitas con restos de plantas y con delgadas intercalaciones de areniscas, restringidas arealmente a la zona central de la cuenca. En los sectores de borde de cuenca, la secuencia S2 apoya en discordancia de tipo progresiva sobre la secuencia S1, definiendo la discordancia D2. Hacia arriba, esta secuencia esta constituida por una potente sucesión de paraconglomerados con clastos de origen volcánico dominante en los dos tercios inferiores y origen mixto volcánico-sedimentario en el tercio

superior. Las paleocorrientes indican una dirección de aporte desde el S-SW. Por encima se observa una abrupta aparición de paraconglomerados con bloques del Gr. Neuquén y depósitos caóticos de deslizamiento procedentes desde el este.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, la secuencia S1 podría considerarse equivalente a la Fm. Molle de Groeber (1946) y para la secuencia S2 los niveles pelíticos basales se consideran equivalentes a la Fm. Butaló de Criado Roque (1950) y la sección conglomerádica correspondería a la Fm. Pincheira descrita por el mismo autor.

Hacia el sur de la cuenca, en el sector del Arroyo Butamallín tanto la secuencia S1 como la S2 son reemplazadas lateralmente por una potente sucesión de aglomerados y brechas volcánicas de la Fm. Molle.

Sector Este (Sierra de la Ventana-Cerro Butaló)

Se desarrolla al este de los retrocorrimientos de La Brea y Cerro Doña Juana (Figs. 3 y 6), principalmente hacia el extremo sur del área. En este sector se midieron 4 perfiles estratigráficos, lo que permitió definir tres secuencias sinorogénicas.

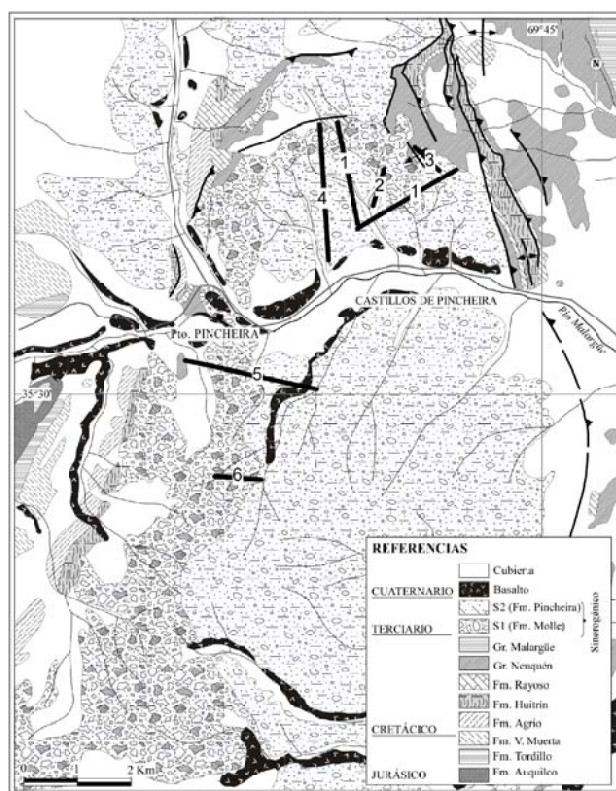


Fig. 4: Mapa geológico de la zona de Castillos de Pincheira, con ubicación de las columnas estratigráficas

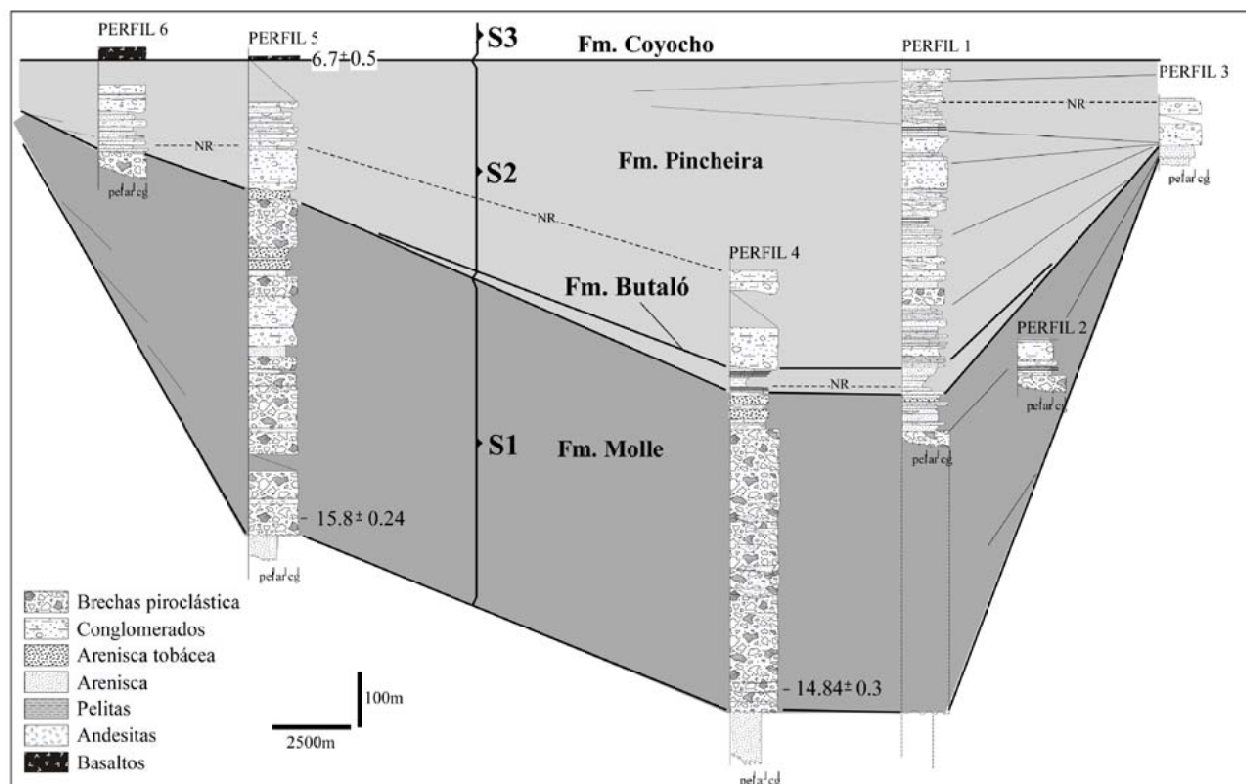


Fig. 5: Correlación estratigráfica del sector noroeste de la Cuenca Pincheira-Ventana. La correlación fue realizada siguiendo diferentes niveles de referencia (NR), lo que permitió definir dos secuencias sinorogénicas (S1 y S2). Las dataciones de los niveles volcánicos basales indican una edad máxima local de 15.8 ± 0.3 Ma, en tanto que los basaltos inmediatamente encima indican una edad mínima local de 6.7 Ma para el inicio y cese de la sedimentación de estas secuencias.

La secuencia **S1** apoya en contacto de tipo concordante sobre un intervalo constituido por conglomerados inconsolidados, tobas y mantos basálticos de la Fm. Los Cerrillos. En el sector oeste de la Sierra de la Ventana esta secuencia comienza con areniscas y conglomerados mantiformes de color rojo que hacia el este (Cerro Butaló) (Fig. 7), pasan a limolitas y areniscas finas color rojo con areniscas sabulíticas y conglomerados grisáceos mantiformes con matriz tobácea. En el conteo composicional de los clastos se observa un claro predominio de areniscas rojas provenientes de la erosión del Gr. Neuquén, con participación subordinada de calizas y con un porcentaje de material volcánico (basaltos y andesitas) del orden del 50%. Las paleocorrientes indican un aporte de sedimentos desde el suroeste y siguiendo la descripción de sedimentos volcanoclasticos de Smith (1986) se considera a estos depósitos como conglomerados hiperconcentrados. En la parte alta de la secuencia, por encima de los estratos rojos se observa un intervalo de algo más de 100m de espesor de brechas basálticas con matriz tobácea. La participación volcánica en este intervalo aumenta notablemente hasta hacerse dominante en el orden del 90 a 100 %.

También se observa para este tramo un marcado aumento en el promedio de clastos de tamaño máximo llegando a diámetros del orden de los 40cm (Fig. 8). Según Smith (1988) los depósitos hipercontrados predominan dentro de los primeros 50Km desde el área de proveniencia, mientras que tamaños de clastos de 30 a 40cm son característicos de los primeros 15 a 25Km del área de aporte.

La secuencia **S2** comienza con un intervalo de pelitas rojas con abundantes restos vegetales, bivalvos y gastropodos, depositadas de manera concordante sobre la S1, ocupando la posición central de la cuenca (Fig. 8). Los mejores afloramientos de esta unidad se encuentran en el Cerro Butaló donde se pudo medir hasta 60m de espesor. En este sector, por encima de las pelitas continúa un paquete de brechas y conglomerados basálticos masivos que culminan con areniscas sabulíticas de color gris-verdoso. Hacia el borde oeste de la cuenca se desarrolla una sucesión monótona de conglomerados gruesos, dispuestos en discordancia sobre la secuencia S1. Los conglomerados son mantiformes, dispuestos en bancos masivos de 1,5 a 3m de espesor.

El relleno en este sector de la cuenca se completa con mantos de basaltos y brechas basálticas pertenecientes a la secuencia **S3**, apoyados en discordancia (**D3**) sobre los conglomerados de la secuencia S2. Estos basaltos corresponden a la Fm. Coyochó, que según las dataciones radimétricas publicadas por Linares (2001) presentan una edad de 6.7 Ma.

Los sedimentos rojos de la parte inferior de la S1 se consideran equivalentes a la Fm. Agua de la Piedra Criado Roque (1950), mientras que los conglomerados y brechas de la parte alta de esta secuencia corresponderían a la Fm. Molle. Para el caso de la S2, las pelitas se incluyen dentro del intervalo descrito por Criado Roque (1950) como Fm. Butaló, mientras que los conglomerados y brechas de la parte alta de la columna se equiparan con la Fm. Pincheira.

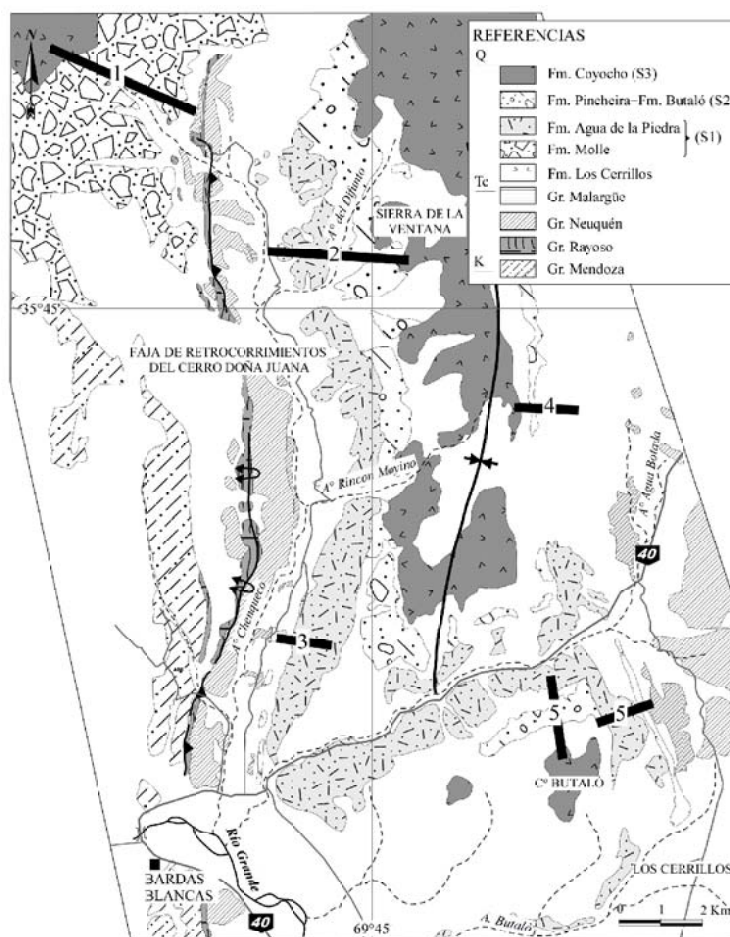


Fig. 6: Mapa geológico del sector sur de la Sierra de la Ventana y Cerro Butaló con ubicación de los perfiles estratigráficos analizados.

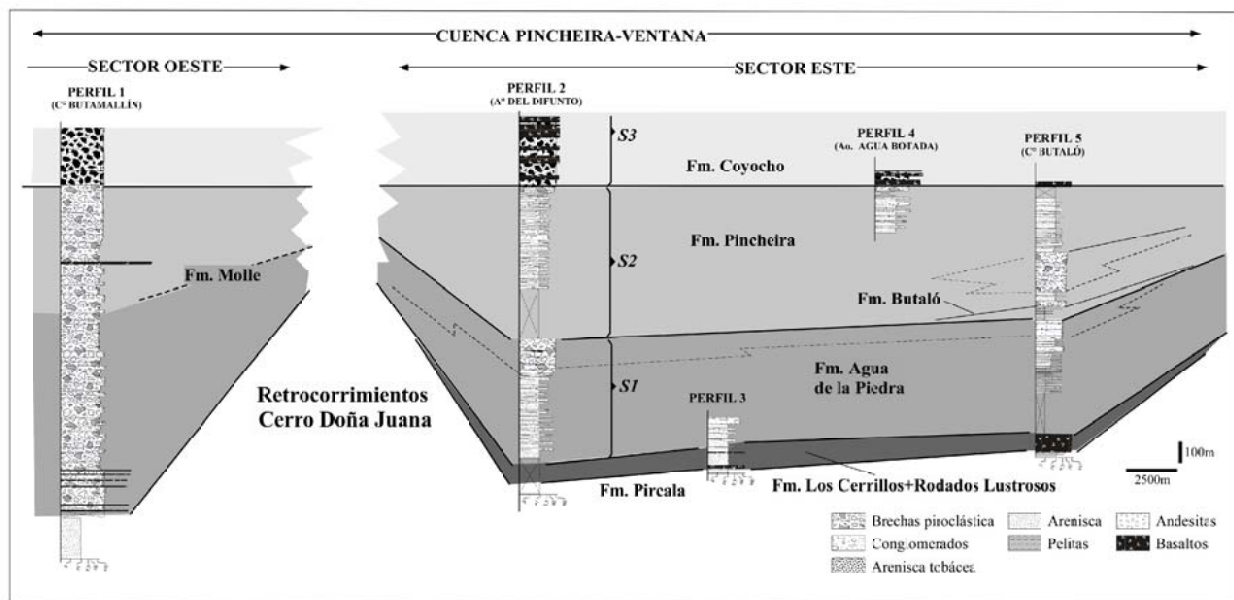


Fig. 7: Correlación estratigráfica del sector sur de la Cuenca Pincheira-Ventana. Se reconocen tres secuencias sinorogénicas, S1, S2 y S3 (ver ubicación en figura 6).

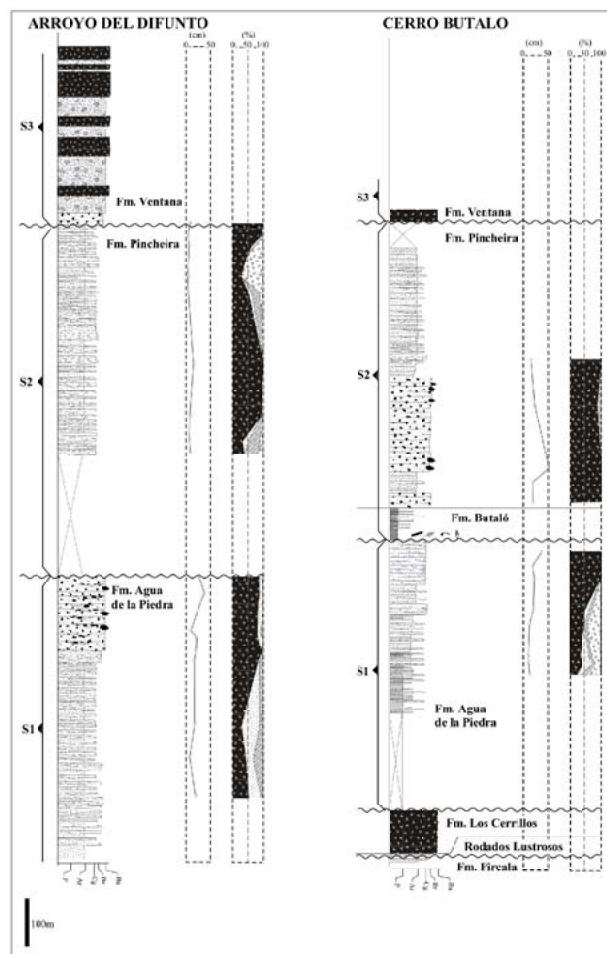


Fig. 8: Columnas estratigráficas del sector este de la Cuenca Pincheira-Ventana.

Cuenca Malargüe

Esta cuenca tiene desarrollo hacia el este del anticlinal Malargüe (Fig. 1). Está integrada por casi 2000 m de sedimentos terciarios sinorogénicos, los cuales fueron analizados en afloramiento y en secciones sísmicas definiéndose una secuencia preorogénica (S1+S2), dos secuencias sinorogénicas (S3 y S4) y una secuencia postorogénica (S5).

Afloramiento

Las secuencias más antiguas de esta cuenca afloran en el sector sureste del anticlinal Malargüe (Fig. 9). En la zona del cerro Chachao afloran aproximadamente 330m de sedimentos vulcanoclásticos apoyados en discordancia sobre el Gr. Malargüe. La mayor parte de la columna está integrada por mantos de 1,5 a 2m de espesor de brechas basálticas. En el sector inferior de la columna se observan flujos andesíticos, los cuales fueron datados por el método K/Ar en roca total, obteniendo una edad de 5.04 Ma (Fig. 10). Esta edad permite correlacionar a este intervalo con la secuencia S3 (Fm. Coyochó) de la cuenca de Pincheira-Ventana.

Hacia el sur de este afloramiento, en las proximidades del cerro Morado, se midieron 860m de sedimentos vulcanoclásticos. En la parte basal de la columna aparecen niveles basálticos, sobre los cuales se observan limolitas, areniscas y conglomerados rojos. Por encima continúa un nivel



Fig. 9: Mapa geológico del sector sureste del anticlinal Malargüe, con ubicación de las columnas estratigráficas relevadas.

*edad K/Ar según Linares 2001

areniscas grisáceas con clastos de basalto. El espesor total de este tramo es del orden de los 140m. Por encima y de manera concordante, continúa un nivel de 720m compuestos por una secuencia de brechas y conglomerados, intercalados con mantos de basaltos. Las facies reconocidas en este intervalo al igual que para el sector del Cerro Chachao, son predominantemente tipo bloques y cenizas (Smith 1988), con clastos de tamaño máximo promedio entre 20cm y 50cm y de composición basáltica y andesítica, sin participación de clastos de origen sedimentario.

Aunque no se cuenta con dataciones radimétricas del intervalo inferior en este sector, se considera a los basaltos equivalentes a la Fm. Los Cerrillos, mientras que los clásticos rojos y los conglomerados se asignan a las Fms. Agua de la Piedra y Pincheira, por lo tanto equivalentes a las secuencias **S1** y **S2** de la Cuenca de Pincheira-Ventana (Fig. 10).

La parte superior de la columna se correlaciona con los sedimentos aflorantes en el Cerro Chachao, por lo tanto pertenecientes a la secuencia **S3**, asignables a la Fms. Huincán y Coyocho (Fig. 10). La composición predominante de facies volcánicas primarias indica su proximidad a los centros efusivos. En este sentido, las edades de 7 Ma obtenidas en dataciones de los intrusivos de los cerros Bayo de la Batra y La Batra publicados por Linares (2001), sugieren que estos habrían sido los centros efusivos relictos responsables de los depósitos de origen volcánico de la secuencia **S3**. Por tal motivo se considera a esta edad como la base de la **S3** según los datos publicados hasta el momento.

Interpretación sísmica

Las secuencias definidas en afloramiento fueron identificadas en las secciones sísmicas, reconociendo una secuencia preorogénica en la parte inferior (**S1+S2**), dos secuencias sinorogénicas (**S3** y **S4**) y una postorogénica (**S5**), las cuales fueron definidas a partir de las discordancias que las limitan y del arreglo interno que presentan.

En la figura 11 se muestra la interpretación realizada sobre una sección sísmica ubicada en el sector central del anticlinal, aproximadamente a la latitud del río Malargüe.

La secuencia preorogénica inferior (**S1+S2**) se define como una cuña con mayor espesor hacia el este, con reflectores internos de tipo caótico y con límite erosivo hacia el oeste. La base y el tope son de tipo paraconcordante en el sector este y levemente discordante hacia el oeste, definiendo la discordancia **D1+D2** en la base y la discordancia **D3** en el tope.

La secuencia (**S3**) fue definida en el sector occidental donde trunca a las unidades subyacentes, originando la discordancia **D3**. La geometría externa general es en cuña. En la base de la secuencia se observan reflectores que se apoyan en *on lap* sobre el substrato pre-crecimiento, hacia arriba aparecen otros reflectores que cubren los depósitos anteriores con un arreglo interno divergente y transgrediendo el borde oeste de la cuenca que indica un primer pulso de actividad del anticlinal Malargüe.

Hacia el este los estratos se disponen de forma paralela y paraconcordante con los sedimentos de pre-crecimiento, conservando un espesor medianamente uniforme de 1100m. En la parte media de esta secuencia se desarrolla una discordancia interna sobre la cual se observa una segunda unidad que también presenta reflectores apoyándose en *onlap* en la base y por encima reflectores que transgreden el borde oeste de la cuenca con geometría interna subparalela, indicando una segunda reactivación del anticlinal Malargüe.

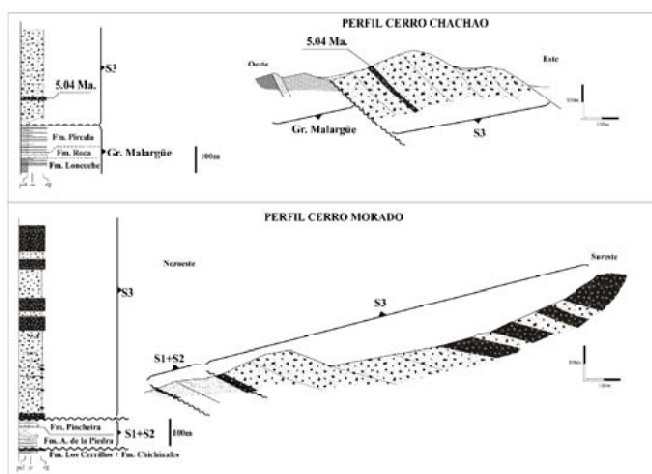


Fig. 10: Perfiles estratigráficos de las unidades terciarias aflorantes en el sector sureste del anticlinal Malargüe (ver ubicación en fig. 9).

post-orogénicos, definiendo la secuencia **S5**. Esta secuencia erosiona al corrimiento Malargüe, definiendo la **D5** (Figs. 11 y 12).

El límite superior de esta secuencia se observa truncado en el borde oeste de la cuenca, determinando la discordancia **D4** sobre la que se deposita en onlap y paraconcordancia la secuencia **S4**. Esta se acuña hacia el anticlinal Malargüe y alcanza espesores uniformes de 280m hacia el interior de la cuenca donde presenta un arreglo interno de tipo subparalelo a progradante, lo que indica un tercer pulso tectónico.

En el sector oriental de la cuenca, sobre la línea sísmica ubicada al norte del río Malargüe (Fig. 12) se puede observar a las secuencias **S3** y **S4** plegadas mostrando una geometría de triángulo de crecimiento relacionado a una estructura de basamento.

Finalmente, por encima de la **S4** se depositaron aproximadamente 350m de sedimentos modernos

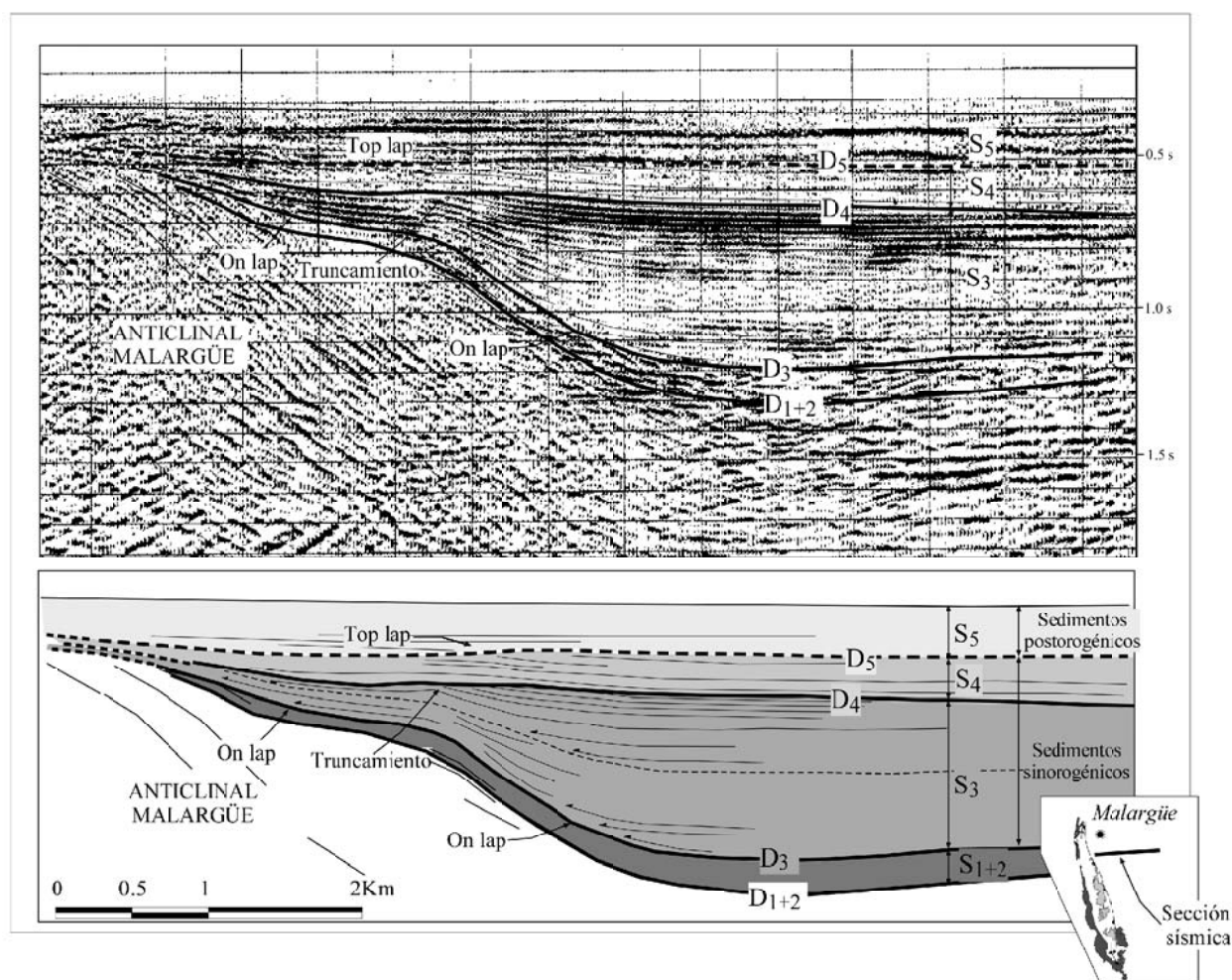


Fig. 11: Interpretación sísmica y definición de las secuencias de crecimiento en el frente del anticlinal Malargüe. La cuenca experimenta la mayor tasa de subsidencia durante la depositación de la secuencia **S3**, que según una datación de una muestra de superficie tiene una edad de 5.04 ± 0.1 Ma.

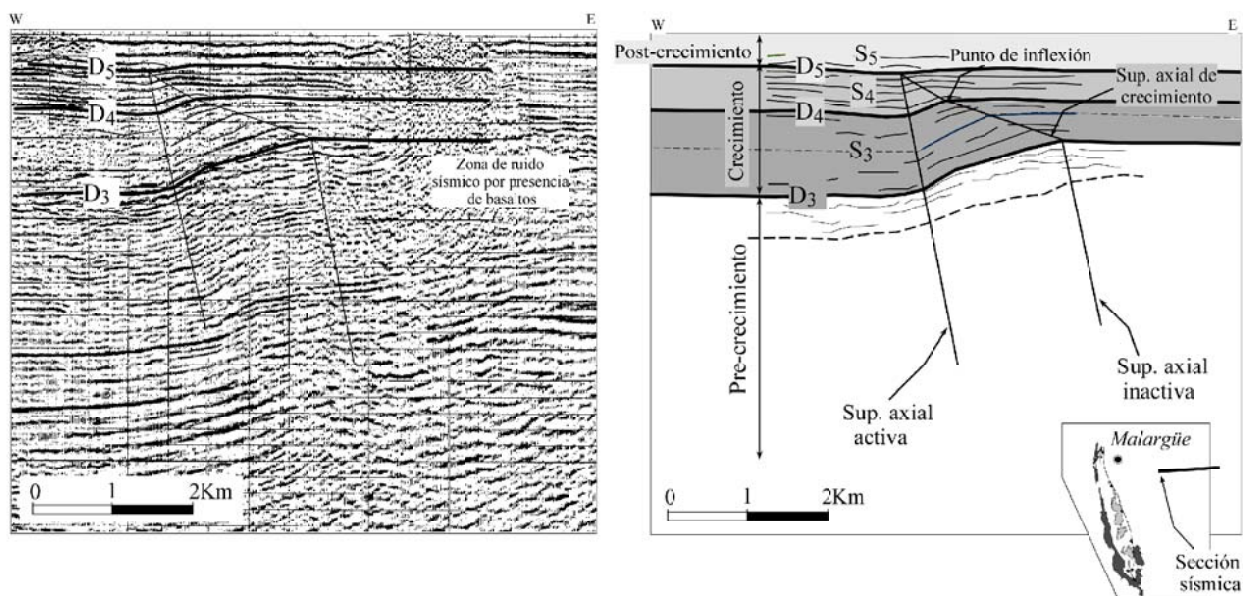


Fig. 12: Interpretación sísmica y definición de las secuencias de crecimiento en la cuenca terciaria de Malargüe, relacionada al Anticlinal Chacay. La figura geométrica definida en la sísmica se interpreta como un triángulo de crecimiento (Suppe *et al.* 1992) con relaciones variables entre la tasa de crecimiento y de sedimentación.

EVOLUCIÓN DE LAS CUENCAS SINOROGÉNICAS

La evolución de las cuencas terciarias sinorogénicas puede sintetizarse en dos etapas durante las cuales se depositaron cuatro secuencias (Fig. 13).

Primera etapa (Mioceno Medio-Mioceno Superior)

La primera etapa comenzó aproximadamente a los 16 Ma y continuó como máximo hasta los 7 Ma, tiempo durante el cual se depositaron las secuencias S1 y S2. Los mayores espesores se desarrollan principalmente en el sector oeste del área o cuenca Pincheira-Ventana, con valores cercanos a 1500 m.

La secuencia **S1** alcanza espesores de 800m y se deposita con fuerte control estructural evidenciado tanto por la erosión asociada a la discordancia D1 que elimina en sectores todo el Gr. Malargüe y parte del Gr. Neuquén, como por la rápida variación de espesores por onlap y discordancias internas relacionadas a los flancos activos de estructuras. Los sedimentos originados de la erosión de las unidades preorogénicas fueron transportados y depositados en el sector este de la cuenca, donde fueron preservados en la parte basal de la S1 reconocidos como Fm. Agua de la Piedra, caracterizada por la alta participación de clastos del Gr. Neuquén, provenientes de distancias no mayores a 50 Km. La parte alta de la secuencia (Fm. Molle) presenta mayores espesores en el sector oeste de la cuenca donde se observa un predominio de facies volcánicas proximales. Esta secuencia representa el inicio de la actividad tectónica de los anticlinales Torrecillas, La Valenciana y Bardas Blancas, además de las fajas de retrocorrimientos de La Brea y Cerro Doña Juana.

La secuencia **S2** alcanza espesores de 800m y comienza con un periodo de escasa actividad volcánica y con depósitos de baja energía asociados a cuerpos de agua efímeros, indicando una etapa de estabilidad tectónica y volcánica (Fm. Butaló) (Fig. 5 y 7). En el sector de Castillos de Pincheira, esta etapa culmina con el brusco aporte de bloques de areniscas del Gr. Neuquén desde el este, indicando un aumento en la velocidad relativa de ascenso de los retrocorrimientos, adquiriendo valores muy superiores a la velocidad relativa de sedimentación de detritos procedentes desde el SO.

La diferencia de espesores que muestran las secuencias S1 y S2 entre la Cuenca Pincheira-Ventana (1500m) y la Cuenca Malargüe (110m en afloramiento y 450m por información sísmica), en el sector norte sugiere la existencia de niveles de base diferentes (Fig. 14). Esto indicaría que las estructuras que limitaban ambas cuencas en el sector norte (retrocorrimientos de La Brea y anticlinal Malargüe) habrían actuado como barreras efectivas aislando las cuencas y permitiendo una evolución tecto-sedimentaria independiente en cada una de ellas. Se suma a esto la posición proximal de la cuenca Pincheira-Ventana respecto a los centros efusivos la que habría recibido un volumen importante de material de origen volcánico en tanto la cuenca de Malargüe habría ocupado una posición distal respecto a los mismos. En el sector sur sin embargo la reconstrucción sugiere un nivel de base similar (Fig. 15) lo que indica para esta etapa una pérdida de relieve progresivo hacia el sur.

Segunda etapa (Mioceno Superior-Plioceno)

Durante esta etapa el depocentro de la cuenca migró hacia el este dando inicio aproximadamente a los 7 Ma al desarrollo de la Cuenca Malargüe, con la depositación de las secuencias S3 y S4. Los mayores espesores depositados en esta cuenca son del orden de los 2100m, a diferencia de los 500m de espesor máximo depositados en el oeste en la Cuenca Pincheira-Ventana.

La evolución de la cuenca durante esta etapa, está en estrecha relación con el desarrollo del anticlinal Malargüe. En este sentido, el onlap observado sobre la discordancia basal y el arreglo divergente-transgresivo observado para la secuencia S3 en la sísmica (Fig. 11) indica que el ascenso del anticlinal Malargüe tuvo lugar mediante una sucesión de pulsos, cada uno con una etapa inicial en la que la velocidad de ascenso estructural fue superior a la velocidad de sedimentación (onlap basal) seguido de una etapa en la que la velocidad de ascenso fue igual o inferior a la de sedimentación (divergencia-transgresión). Para la secuencia S4 muestra comparativamente una menor variación lateral de espesor y un arreglo interno dominado por progradaciones en lugar de divergencias internas.

Tanto las variaciones de la geometría interna observada en las secuencias S3 y S4 como la disminución de espesor hacia arriba, indican que la velocidad relativa de ascenso del anticlinal Malargüe registró un máximo durante la depositación de la base de S3 a partir de los 5 Ma sufriendo una desaceleración progresiva hasta el final de la depositación de S4 finalizando con un periodo de calma tectónica durante la depositación de S5.

El triángulo de crecimiento (Suppe *et al.*, 1992) observado en el sector este de la cuenca Malargüe, registra también la depositación de S3 y S4. El límite entre estas dos secuencias de crecimiento muestra una disminución relativa de la velocidad de ascenso evidenciado por el aumento hacia arriba en la pendiente de la superficie axial de crecimiento (Fig 12).

La similitud observada en la dinámica de los anticlinales Malargüe al oeste y Chacay al este, indica que ambas estructuras no solo habrían estado activas al mismo tiempo sino que además habrían tenido una respuesta cinemática desacelerada similar ante el campo de esfuerzos regional.

La diferencia de espesores que muestra las secuencias S3 y S4 entre la Cuenca Malargüe (2100m) y la Cuenca Pincheira-Ventana (500m), indica que a los 7 Ma esta última se habría convertido en un área positiva admitiendo espesores reducidos durante la etapa de colmatación de la cuenca de Malargüe (Fig. 13). Esta etapa marca un cambio muy importante en la configuración de las cuencas sinorogénicas, evidenciado por una migración de los depocentros hacia el este y un aumento en la participación basáltica en la composición de los depósitos.

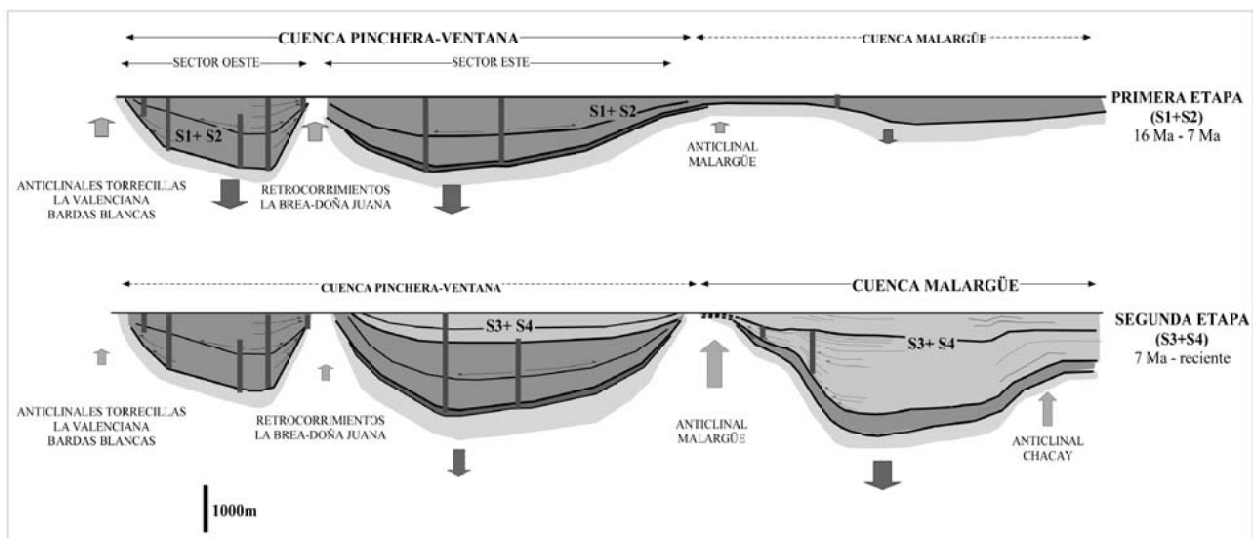


Fig. 13: Correlación esquemática entre la cuenca de Pincheira-Ventana en el oeste y la Cuenca Malargüe en el este. Primera etapa: generación de la cuenca de Pincheira-Ventana con actividad aproximadamente entre los 16 y 7 Ma. El sector oeste se caracteriza por el predominio de facies volcánicas, mientras que en el sector este se observa mayor participación de componentes clásticos. Segunda etapa: generación de la cuenca Malargüe desde aproximadamente los 7 Ma.

MODELO ESTRUCTURAL Y EDAD DE PLEGAMIENTO

El modelo estructural propuesto sigue los lineamientos generales presentados por otros autores tales como Ploszkiewicz y Gorroño (1988), Manceda y Figueroa (1995), Kozłowski (1997) y Dimieri (1997). Para la evolución de las estructuras, los datos anteriormente expuestos permiten proponer un nuevo esquema basado en el análisis tectosedimentario de los depósitos sinorogénicos terciarios reconocidos en la faja plegada de Malargüe. Tanto el modelo estructural como su evolución en el tiempo se sintetizan en las secciones estructurales balanceadas construidas para la zona de estudio, donde se estimaron acortamientos del orden de los 30Km (Figs. 14 y 15).

El comienzo de la deformación tuvo lugar en el sector oeste a partir de los 16 Ma, con la estructuración de los anticlinales Torrecillas, La Valenciana y Bardas Blancas. En términos generales se observa un control ejercido por las estructuras extensionales preexistentes en el estilo estructural observado actualmente. De esta forma los anticlinales Torrecillas y La Valenciana se interpretan como estructuras de basamento originadas por la reactivación en sentido inverso de los hemigrabenes del Jurásico. Esto se evidencia por el espesor de sedimentos jurásicos aflorantes en el núcleo de los anticlinales. El emplazamiento de este bloque provoca el acortamiento de niveles de cubierta generando la zona triangular de La Brea. Esta zona triangular se caracteriza por el desarrollo de estructuras dúplex con repeticiones múltiples de la Fm. Agrio, un aumento notable en el espesor de las evaporitas de la Fm. Huitrín debido al efecto tectocinético y por el comportamiento pasivo de los Grs. Neuquén y Malargüe (Fig. 14).

Para el caso del anticlinal Bardas Blancas, a diferencia del resto de las estructuras de basamento estudiadas, los espesores de los sedimentos jurásicos muestran una marcada disminución (Fig. 2), por lo cual no existen evidencias para considerar a este anticlinal como una estructura originada por inversión de un hemigraben preexistente, sino que por el contrario este sector de la cuenca ocupaba una posición elevada durante el Jurásico. Para resolver esta estructura se adoptó el modelo propuesto por Dimieri (1997) donde los acortamientos son transferidos en parte hacia la cubierta sedimentaria y en parte son consumidos dentro de la cuña de basamento. Los acortamientos dentro de la cubierta sedimentaria dan lugar a la zona triangular del Cerro Doña Juana. Los datos de los pozos perforados en esta zona muestran el desarrollo de pliegues y dúplex con despegue basal en la Fm. Vaca Muerta y despegue superior próximo al tope del Gp. Rayoso, desarrollados por debajo de un espesor de evaporitas del orden de 500m. De igual manera que para el resto de las zonas triangulares, los Grs. Neuquén y Malargüe se comportan de forma pasiva. Cuando el avance de la cuña hacia el antepais se ve dificultada, posiblemente por cambios de facies en las unidades despegue, el acortamiento se resuelve dentro de la cuña de basamento generando una serie de retrocorrimientos, a manera de dúplex dentro del flanco frontal de la estructura, lo que da origen al alto ángulo de buzamiento en este flanco y el engrosamiento de la cuña de basamento (Fig. 15).

Si bien estas estructuras se mantuvieron tectónicamente activas con posterioridad a los 6 Ma, el pico de actividad tuvo lugar previo a esta edad evidenciado por las fuertes discordancias angulares y los acuñaientos estratigráficos observados para las secuencias S1 y S2 en la cuenca Pincheira-Ventana.

Desde los 7 Ma el frente de deformación migra hacia el este comenzando con la etapa principal de deformación del anticlinal Malargüe. En este caso la interpretación de los datos sísmicos integrados con datos de afloramientos, permite identificar una estructura mixta integrada por un anticlinal y un corrimiento fuera de secuencia. La estructura anticlinal tiene mayor desarrollo hacia el sur donde en afloramiento se observan ambos flancos (Fig. 1), mientras que hacia el sector central y norte adquiere mayor desarrollo el corrimiento fuera de secuencia, quedando soterrada la estructura anticlinal y únicamente observable en sísmica (Figs. 14 y 15). La presencia de sedimentos de edad triásica en superficie (Gr. Tronquimalal) permite suponer que esta estructura fue originada por reactivación inversa de un hemigraben de edad triásica. La resolución de la estructura anticlinal soterrada se logró aplicando los modelos propuestos por Mitra y Mount (1998) para balancear estructuras de basamento involucrado, los que resuelven los acortamientos concentrando la deformación en el flanco anterior de la estructura. En este caso, posteriormente a la inversión y plegamiento del hemigraben, se produce el transporte y plegamiento por flexión de falla de la estructura. Los acortamientos se resuelven con un retrocorrimiento en el frente de la estructura que repite al Gr. Neuquén, tal como lo marcan los datos de los pozos que atraviesan el frente de la estructura. El corrimiento fuera de secuencia, desarrollado hacia el sector centro y norte de la estructura, se relaciona a la propia dinámica por la cual se origina el pliegue, cortando la estructura anticlinal preexistente, lo cual permite acomodar parte de los acortamientos que en el extremo sur de la estructura son consumidos mayormente dentro del mismo pliegue.

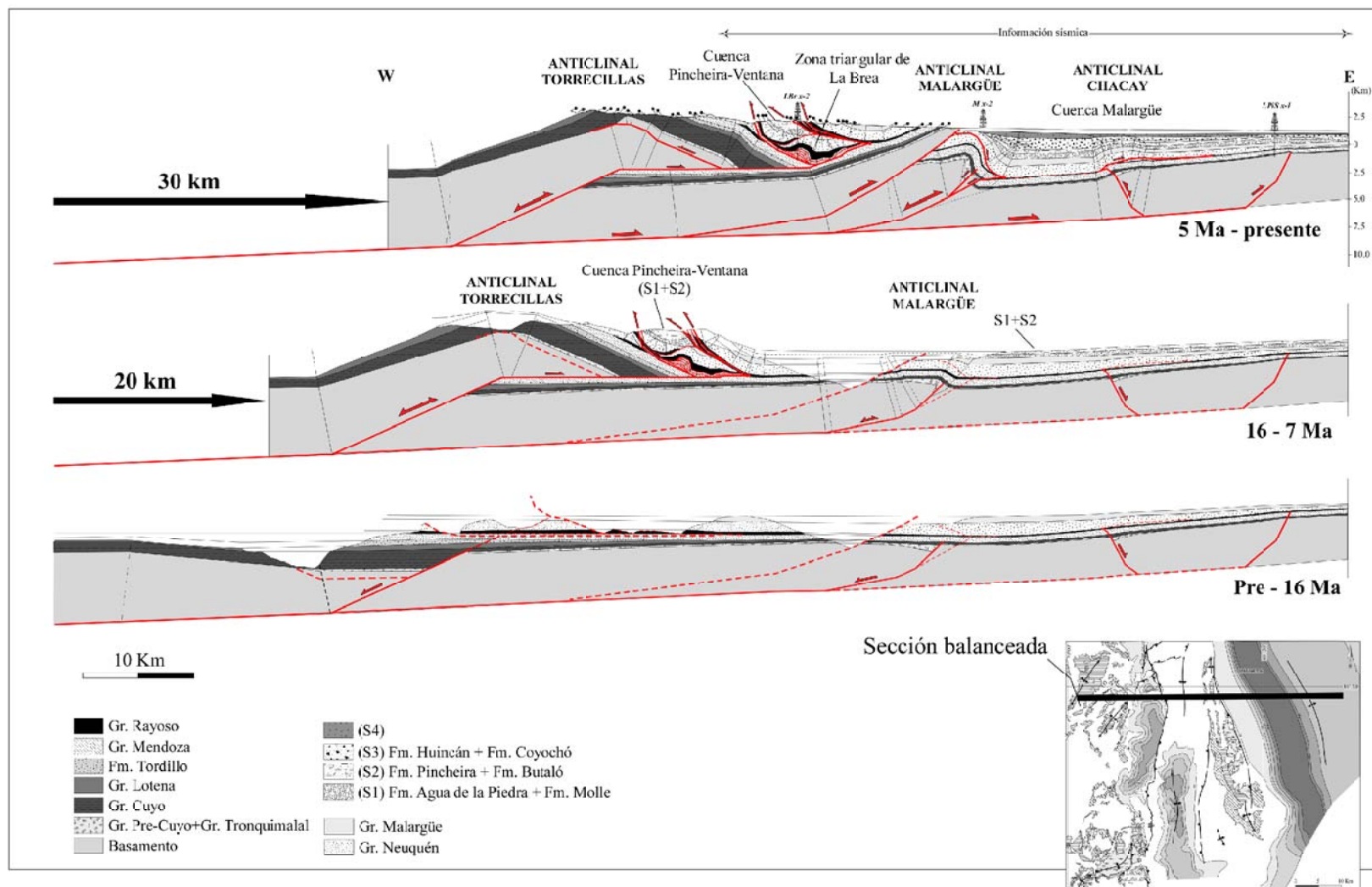


Fig. 14: Sección balanceada restituida a lo largo del Río Malargüe. El plegamiento del anticlinal Torrecillas comienza conjuntamente con el desarrollo de la cuenca Pincheira-Ventana aproximadamente a los 16 Ma. Desde los 5 Ma la deformación migra hacia el este conjuntamente con el desarrollo de la cuenca Malargüe.

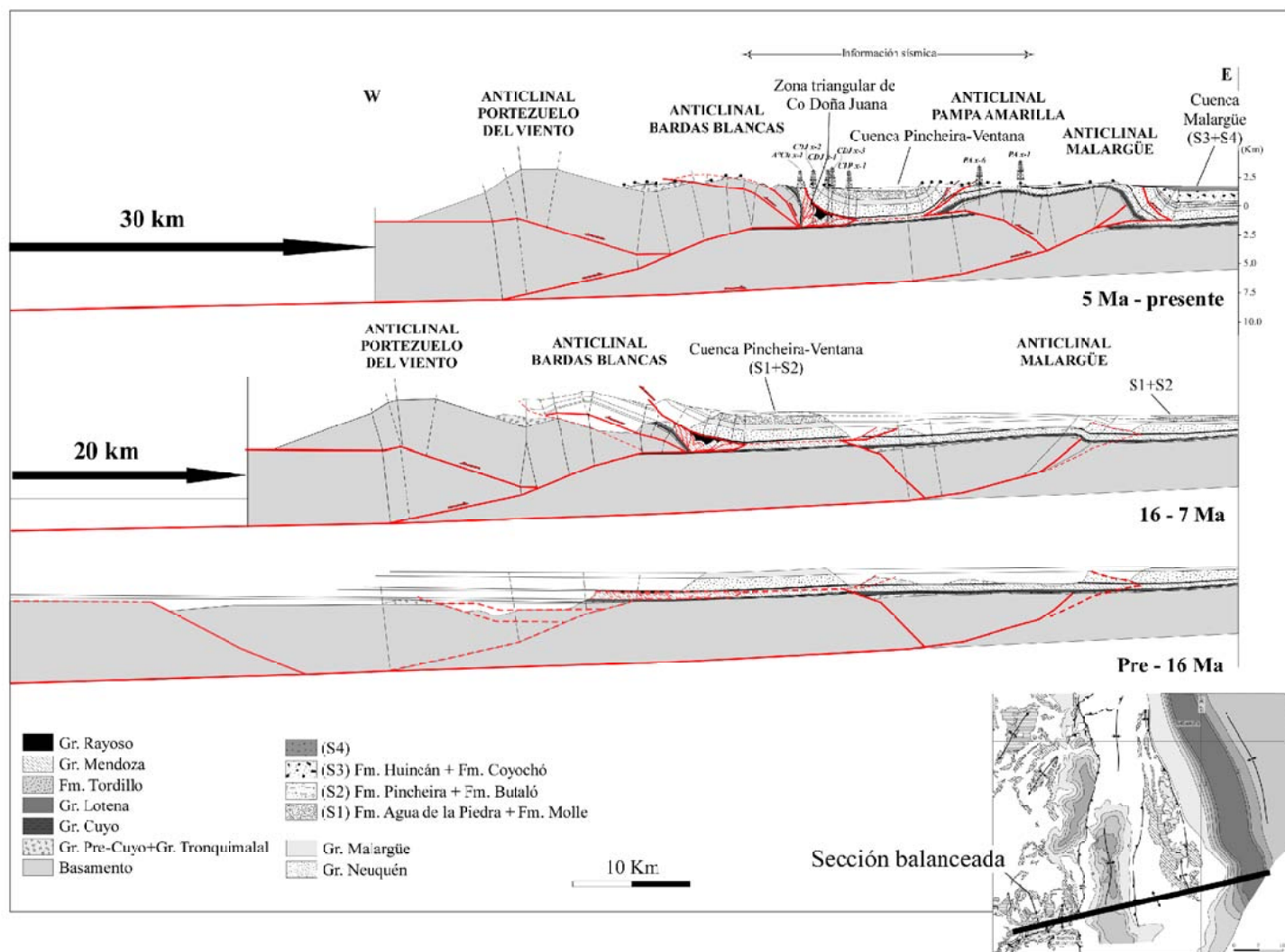


Fig. 15: Sección balanceada restituida del sector sur de la zona de estudio. El plegamiento del anticlinal Bardas Blancas comienza conjuntamente con el desarrollo de la cuenca Pincheira-Ventana aproximadamente a los 16 Ma. Desde los 5 Ma la deformación migra hacia el este conjuntamente con el desarrollo de la cuenca Malargüe.

El anticlinal Pampa Amarilla se considera una estructura relacionada al anticlinal Malargüe, interpretada como un retrocorrimiento de basamento, originada por reactivación inversa de una falla extensional con buzamiento hacia el este, según se puede observar en la información sísmica. El emplazamiento de esta estructura en niveles de cubierta (Gr. Rayoso) da origen a los corrimientos de Tronquimalal, corroborados en subsuelo por los pozos exploratorios (Fig. 15).

Para el anticlinal Chacay, el hemigraben invertido observado en la información sísmica, presenta una falla con buzamiento hacia el este, lo cual controla el desarrollo de la estructura invertida, generando un anticlinal con vergencia hacia el oeste. El triángulo de crecimiento formado en los sedimentos terciarios (Fig. 12), permite resolver la estructura como una cuña con despegue superior en el Gr. Rayoso, además de permitir datar el inicio del plegamiento a los 5 Ma.

CONTEXTO REGIONAL

Analizando el modelo evolutivo presentado en un contexto regional más amplio se pueden obtener conclusiones importantes en cuanto a la evolución de la faja plegada. En este sentido si se toman en cuenta los trabajos realizados por distintos autores en el sector del río Atuel distante 70Km al norte del área de estudio, se puede observar que la secuencia de plegamiento es similar al esquema presentado en este trabajo. Según Kozlowski (1984), la deformación en el sector del Atuel comenzó en el oeste con el levantamiento del anticlinal Tres Esquinas-Arroyo Blanco, sincrónico con la deposición de la Fm. Agua de la Piedra. La deformación se propagó hacia el este con el desarrollo de los corrimientos del Sosneado y del Mesón, que marcan el límite este de la Chuchilla de la Tristeza, activados durante la deposición de la Fm. Loma Fiera, datada por Combina y Nullo (2000) en 10.7 Ma. Finalmente una nueva etapa de deformación produce el levantamiento del bloque del Carrizalito con posterioridad a los 5.3 Ma (Combina *et al.*, 1993) ubicado en el frente de deformación actual.

Hacia el sur los únicos datos publicados pertenecen a Ramos y Barbieri (1989) quienes limitaron el levantamiento del anticlinal Pampa Tril entre los 18 y 9 Ma, basándose en dataciones radimétricas de los mantos basálticos y cuerpos intrusivos andesíticos de Huantraico.

Con estos datos se concluye que el frente de deformación del Mioceno Medio quedó congelado en el sector de Pampa Tril-Huantraico aproximadamente a los 9 Ma, mientras que hacia el norte fue reactivado durante el Mioceno Superior- Plioceno (posteriormente a los 5 Ma) con el levantamiento del anticlinal Malargüe y el bloque del Carrizalito (Fig. 16).

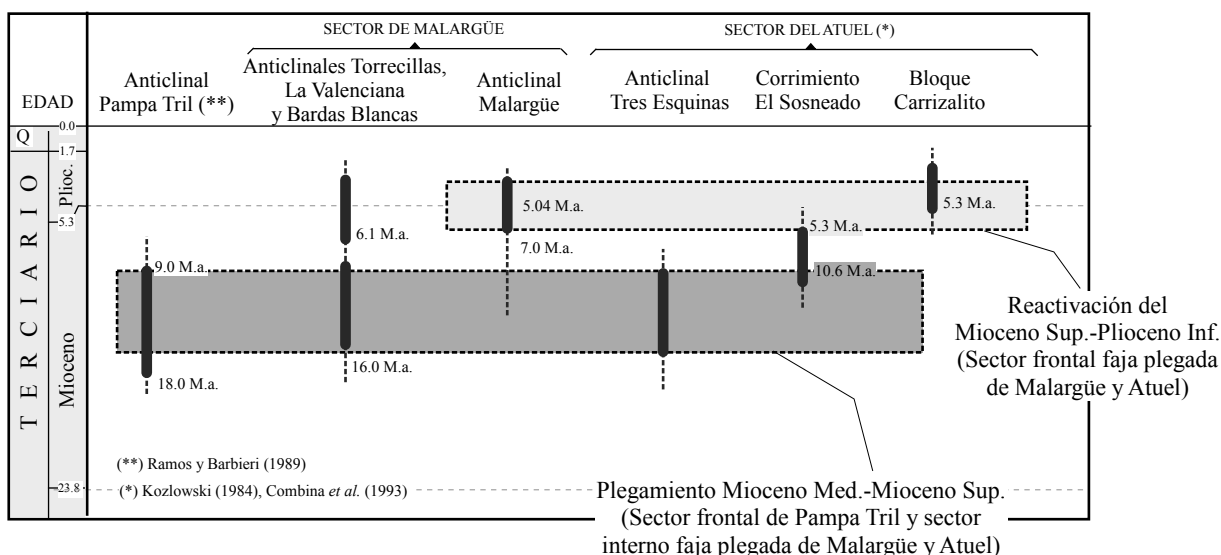


Fig. 16: Edades de plegamiento de las principales estructuras entre el sector del Atuel (34°30') y Huantraico (37°20'), según los datos publicados por Kozlowski (1984), Combina y Nullo (2000), Combina *et al.* (1993) y Ramos y Barbieri (1989).

CONCLUSIONES

Basado en el análisis de las estructuras y de los sedimentos sinorogénicos de edad terciaria, se determina la evolución de la deformación de la faja plegada de Malargüe a los 36° de latitud sur.

1-En el sector analizado se reconocen tres lineamientos estructurales mayores con basamento involucrado en la deformación. En el sector oeste los anticlinales Torrecillas, La Valenciana y Bardas Blancas conforman un tren estructural elongado en sentido N-S, cuyo emplazamiento dio origen a las zonas triangulares de La Brea y Cerro Doña Juana. Hacia el este se reconoce un segundo tren estructural que incluye al anticlinal y corrimiento Malargüe y marca el frente de deformación emergente de la faja plegada. Finalmente, en el extremo este del área de estudio se desarrolla el tercer tren estructural (anticlinal Chacay) en este caso de tipo incipiente ya que el rechazo de la falla es poco significativo en comparación con el resto de las estructuras de basamento, por lo cual su presencia no es evidente en superficie.

2-Entre las estructuras mayores se desarrollan una serie de cuencas sinorogénicas, hacia el oeste la cuenca de Pinchera-Ventana y hacia el este la cuenca de Malargüe. La sedimentación en estas cuencas es predominantemente piroclástica con niveles clásticos minoritarios. El análisis en los afloramientos y en la información sísmica de los sedimentos depositados en estas cuencas, permitió definir cuatro secuencias sinorogénicas (S1, S2, S3 y S4) y una secuencia postorogénica (S5).

3-Las dataciones de rocas efusivas intercaladas entre los sedimentos sinorogénicos en la cuenca de Pincheira-Ventana, determinan una edad de 16 Ma para el inicio del levantamiento de los anticlinales de Torrecillas, La Valenciana y Bardas Blancas. Para el caso de la cuenca de Malargüe, las dataciones indican una edad de 5 Ma para el inicio del plegamiento del anticlinal Malargüe y Chacay, evidenciando de esta forma un claro avance de la deformación hacia el antepaís.

4-Los datos presentados en este trabajo conjuntamente con datos publicados por otros autores hacia el norte y sur del área de trabajo, indican que el frente de deformación quedó congelado a los 9 Ma en el sector sur mientras que en el sector de estudio y hacia el norte fue reactivado a partir del Mioceno superior-Plioceno.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al CONICET por el apoyo financiero y a la empresa TRITON por facilitar las secciones sísmicas. También se agradece a Sol O'Leary y Osvaldo Carbone por los aportes realizados.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Artabe, A., Morel, E., Spalletti, L. y Brea, M., 1998. Paleoambientes sedimentarios y paleoflora asociada en el Triásico tardío de Malargüe, Mendoza. *Rev. de la Asociación Geológica Argentina*, 53(4): 526-548.
- Achilli, F., Brinkworth, W. y Kraemer, P., 1999. Análisis de los depósitos sinorogénicos terciarios asociados a la faja plegada de Malargüe, Cuenca Neuquina-Surmendocina, Pcia. de Mendoza (35°30'). XIV Congreso Geológico Argentino, 1: 29.
- Combina, A., Nullo, F. y Stephens, G., 1993. Depósitos Terciarios en el Pie de Sierra del área de las Aucas, Sur de Mendoza: XII Congreso Geológico Argentino, Actas II, p. 180-186.
- Combina, A. y Nullo, F., 2000. La Formación Loma Fiera (Mioceno superior) y su relación con el volcanismo y el tectonismo neógeno, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(3): 201-210.
- Criado Roque, P., 1950. El Terciario del Sur de la Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5(4): 223-255.
- Dimieri, L., 1997. Tectonic wedge geometry at Bardas Blancas, southern Andes (36°S), Argentina. *Journal of Structural Geology*, 19(11): 1419-1422.
- Groeber, P., 1946, Observaciones Geológicas a lo Largo del Meridiano 70. Asociación Geológica Argentina, Serie C Reimpresiones (1980), 174 p.
- Gulisano, C. y Gutierrez Pleimling, A., 1995. Field Guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. b) Mendoza Province. Asociación Geológica Argentina, Serie E, 3: 103 p. Buenos Aires
- Kozlowski, E., 1984. Interpretación Estructural de la Cuchilla de la Tristeza. Provincia de Mendoza.: IX Congreso Geológico Argentino, Actas II, p. 381-395.
- Kozlowski, E., Manceda, R. y Ramos, V., 1993. Estructura. En: Ramos, V. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio del XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, p. 235-256.
- Kozlowski, E., Cruz, C. y Sylwan, C., 1997. Modelo Exploratorio de la Faja Corrida de la Cuenca Neuquina, Argentina. VI Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas: 15-31.

- Kozłowski, E., Cruz, C. y Sylwan, C., 1997. Modelo Exploratorio de la Faja Corrida de la Cuenca Neuquina, Argentina. VI Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas: 15-31.
- Kraemer, P. y Zulliger, G., 1994. Sedimentación cenozoica sinorogénica en la faja plegada andina a los 35° S. Malargüe-Mendoza. Argentina. VII Congreso Geológico Chileno, I: 460-464.
- Kraemer, P., Silvestro, J. y Dávila, F., 2000. Kinematic of the andean fold-belt inferred from the geometry and age of syntectonic sediments, Malargüe (35°30'S), Mendoza, Argentina. Geological Society of America. Annual Meeting Abstracts.
- Linares, E., 2001. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina. Parte II: años 1988-2000. Asociación Geológica Argentina, Serie F, Publicaciones en CD, 1. Buenos Aires.
- Maceda, 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 Geology Memoir 62, p. 369-382.
- Mitra, S. y Mount, V., 1998. Foreland basement-involved structures. American Association of Petroleum Geology, 82 (1): 70-109.
- Płoszkiewicz, J. y Gorroño, R., 1988. Tectónica de inyección salina en la faja fallada y plegada del sur de Mendoza. BIP, 30: 29-34.
- Ramos, V. y Barbieri, M., 1989. El volcanismo cenozoico de Huantraico: edad y relaciones isotópicas iniciales, Provincia de Neuquén.: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43(2): 210-223.
- Smith, G., 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process: Geological Society of America Bulletin, 97: 1-10.
- Smith, G., 1988. Sedimentology of proximal to distal volcanoclastics dispersed across an active fold-belt: Ellensburg Formation (late Miocene), Central Washington. Sedimentology, 35: 953-977.
- Suppe, J., Chou, G. T. y Hook, S. C., 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. En: McClay, K.R. (Ed.): Thrust Tectonics, p. 105-121, Chapman & Hall, Londres.
- Yrigoyen, M., 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A. (Ed.): Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Cba., p. 651-693.