

Cronología y paleogeografía del Terciario de la Cuenca Intermontana de Iglesia septentrional, Andes de San Juan, Argentina

Guillermo H. RÉ¹, Teresa E. JORDAN² y Shari KELLEY³

¹Instituto de Geofísica «Daniel A. Valencio», Dpto. Ciencias Geológicas (FCEyN-UBA).

²Department of Earth & Atmospheric Science, Cornell University, Ithaca, NY, 14853, USA.

³1431 11th Street, Los Alamos, NM 87544, USA

RESUMEN. El sector norte de la cuenca no-marina de Iglesia, una cuenca a cuestras (*piggyback*) del sistema plegado y corrido de Precordillera y al este de la Cordillera de los Andes, está subdividida en cinco subcuencas por altos estructurales con tendencia de orientación norte. La combinación de datos estratigráficos, de sísmica de reflexión y de geología de superficie con datos de estratigrafía magnética y dataciones de circones por trazas de fisión de depósitos volcánicos intercalados, permitieron determinar edades, correlaciones, y evolución paleogeográfica entre las subcuencas. Dos unidades estratigráficas distintas llenan la cuenca. La Secuencia 1, ligeramente proximal y con fuerte influencia volcánica se acumuló aproximadamente a los 17 Ma, cuando la cuenca de Iglesia era estrecha y elongada, pero sin disrupciones internas. Las secuencias 2 hasta la 11 se acumularon entre los 9 y los 4 Ma en un depocentro que primero se extendió a través del tiempo en forma simultánea con la subdivisión en subcuencas estructurales, y luego se restringió a la subcuenca estructural occidental. Resulta claro que las secuencias 2 a 11 corresponden al Grupo Iglesia, mientras que la asignación estratigráfica de la Secuencia 1 es incierta.

Palabras clave: Cuenca a cuestra, Neógeno, magnetoestratigrafía, sismoestratigrafía, San Juan

ABSTRACT. *Geochronology and paleogeographic of the Tertiary intermontaneous basin of northern Iglesia, Andes of San Juan, Argentina.* The northern Iglesia nonmarine basin, piggyback to the Precordillera thrust belt and east of the main Andean ranges, is subdivided into 5 sub-basins by north-trending structural highs. We combine stratigraphic data from seismic reflection and surface geology with magnetic polarity stratigraphy and fission-track zircon dates on intercalated volcanic deposits to determine ages, correlations and paleogeographic evolution among the sub-basins. Two distinct stratigraphic units fill the basin. Sequence 1, with strong and seemingly proximal volcanic influence accumulated approximately 17 Ma when the Iglesia basin was narrow and elongate, but not internally disrupted. Sequences 2 through 11 accumulated between 9 and 4 Ma in a depocenter that first broadened through time simultaneous with sub-division into the structural sub-basins, and then became restricted to the western structural sub-basin. Whereas it is clear that Sequences 2-11 correspond to the Iglesia Group, the proper stratigraphic assignment of Sequence 1 is less certain.

Key words: *Piggyback basin, Neogene, Magnetostartigraphy, Seismostratigraphy, San Juan*

Introducción

La Cuenca de Iglesia (provincia de San Juan) es un depocentro nomarino neógeno, que presenta forma elipsoidal de 70 km de largo (en sentido norte-sur) y 35 km de ancho, y se encuentra limitada al Oeste por la Cordillera Frontal y al Este por la Precordillera (Figs. 1 y 2). Basados en datos sísmicos, Beer (1989) y Beer *et al.* (1990) determinaron que esta cuenca presenta en su centro 3,5 km de espesor de sedimentitas neógenas, y que estos depósitos se adelgazan hacia el Este y el Oeste, tanto como hacia el Norte y Sur.

La evolución de esta cuenca está vinculada a un sistema de corrimientos en la Precordillera que según Jordan *et al.* (1993), a la latitud del valle de Iglesia, habría co-

menzado a actuar aproximadamente a los 20 Ma. La actividad tectónica continúa en la actualidad, como queda evidenciada a través de los procesos neotectónicos (Bastías y Uliarte 1991; Siame *et al.* 1996). La sedimentación en la cuenca fue coincidente con la actividad de los sobrecorrimientos en la Precordillera Central, los cuales presentan en su mayoría vergencia al Este. Este conjunto de fallas se encuentran unidas a una rampa profunda que constituye una superficie basal de despegue, sobre la cual la cuenca de Iglesia "cabalga" pasivamente (Allmendinger *et al.* 1990). Por este motivo se la considera una *piggyback basin*. Un conjunto de pliegues y fallas de dirección NNE-SSO, que indica la existencia de una importante componente de acortamiento horizontal, afecta la cuenca (Figs. 3 y 4). La deforma-

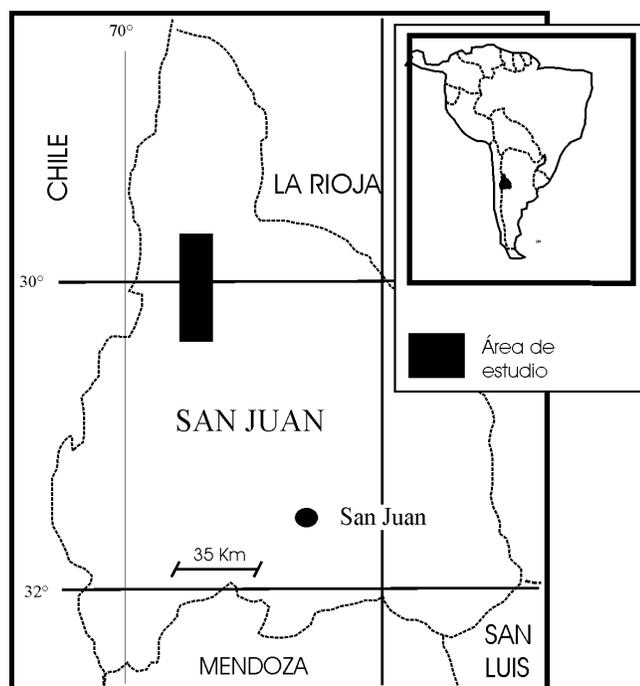


Figura 1: Mapa de ubicación relativa de la región en estudio

ción dentro la cuenca fue contemporánea con la deposición de la mayoría de los estratos preservados en la cuenca, y produce los afloramientos de la sección neógena (Beer 1989; Beer *et al.* 1990). Este conjunto de pliegues y fallas puede ser considerado como parte del Sistema de Fallamiento El Tigre, el cual tiene una importante componente de rumbo, evidenciada por la actividad neotectónica (Bastias y Uliarte 1991).

Hasta la fecha, la arquitectura total de la cuenca ha sido poco conocida, en gran parte por falta de conocimiento de las correlaciones temporales entre sus márgenes. La arquitectura de la subcuenca estructural occidental es la mejor conocida, a partir de los estudios de una red de líneas sísmicas (Beer *et al.* 1990) (Fig. 2 y 4). Pero esta perspectiva queda desvinculada de las varias subcuencas estructurales que integran el tercio oriental de la cuenca ubicada dentro la zona de pliegues y fallas.

La litología en la mitad nororiental de la cuenca esta constituida por sedimentitas silicoclásticas de granulometría muy variable, y no sistemática, entre grava y pelita, con una participación importante de granos volcániclasticos, tal que la meteorización tiene un aspecto característico que cubre los afloramientos con una pátina de arcilla. Por tales motivos, ha resultado difícil usar semejanzas litológicas como base de correlaciones temporales. En el sector sureste de la cuenca los afloramientos tienen una importante participación volcánica (Contreras *et al.* 1990; Bercowski 1993).

El propósito central de este trabajo es determinar las correlaciones temporales entre los estratos que afloran en las subcuencas estructurales de la mitad septentrio-

nal de la Cuenca de Iglesia. Además, se clarifican las vinculaciones existentes entre la estratigrafía de estos afloramientos y la sismoestratigrafía lograda a partir de los datos sísmicos.

Esta cuenca constituye un excelente ejemplo de cuenca continental cuyos estratos están subdivididos en secuencias estratigráficas. Snyder *et al.* (1990), Beer (1989) y Beer *et al.* (1990) reconocieron sobre la base de estudios sismoestratigráficos, de las líneas sísmicas registradas por YPF S.A., la presencia de varias secuencias definidas por truncación y *onlap*, en un estilo parecido a las secuencias depositacionales marinas. Un estudio más detallado mostró la existencia de once secuencias depositacionales (Fig. 4) por encima del basamento pre-Terciario (Fernández Seveso 1993), de las cuales por lo menos siete (Fig. 5) afloran en cercanías de Angualasto (Jordan *et al.* 1996; Jordan *et al.* 1997).

El origen de las secuencias estratigráficas es un tema interesante y todavía sin resolución. En una cuenca continental bien alejada de la costa marina, la generación de secuencias separadas entre sí por discordancias puede ser el producto de varios factores, entre ellos cambios en el régimen hidrológico provocado por cambios en el clima o en las características de la Cuenca de drenaje, o bien por cambios regionales en el nivel de base, y/o deformación dentro de la cuenca o en sus bordes (Shanley y McCabe 1994). Específicamente para la Cuenca de Iglesia existen interpretaciones contradictorias que atribuyen las secuencias a etapas de actividad de los corrimientos de la Precordillera (Beer 1989; Beer *et al.* 1990), o según Milana (1994) a reactivaciones hidrológicas; pero en ninguno de estos estudios se analizó en detalle la cuenca, tal que existe la posibilidad que otros factores contribuyan a la generación de las secuencias depositacionales.

La mayor parte de la sedimentación terciaria (secuencias estratigráficas 2 a 11 de las líneas sísmicas, y casi todos los estratos aflorantes) se encuentra representada por el Grupo Iglesia, el cual está constituido por las Formaciones Las Flores y Lomas del Campanario (según Wetten 1975; Aparicio 1984; Weidmann *et al.* 1985; Contreras *et al.* 1990). Este Grupo aflora, al Norte de la localidad de Rodeo, en contacto tectónico con la Formación Punilla (de edad devónica), y al Este de la citada localidad aflora en contacto erosivo con la Formación Yerba Loca (de edad ordovícica) y con cuerpos básicos de edad ordovícica (Furque 1979) (ver figuras 2 y 3).

El conjunto de sedimentitas que constituye el Grupo Iglesia fue asignado al Mio-Plioceno (Wetten 1975; Furque 1979). Por otro lado Leveratto (1976), Johnson *et al.* (1987), Jordan *et al.* (1993) y Jordan *et al.* (1997) realizaron varias dataciones, las cuales se mestran en el cuadro 1. Las dataciones indican, según Johnson *et al.* (1987) y Jordan *et al.* (1997) (Fig. 6), un rango de edades para el Grupo Iglesia comprendidas entre el Mioceno superior (aproximadamente 9 Ma) y hasta Plioceno (aproximadamente 4 Ma).

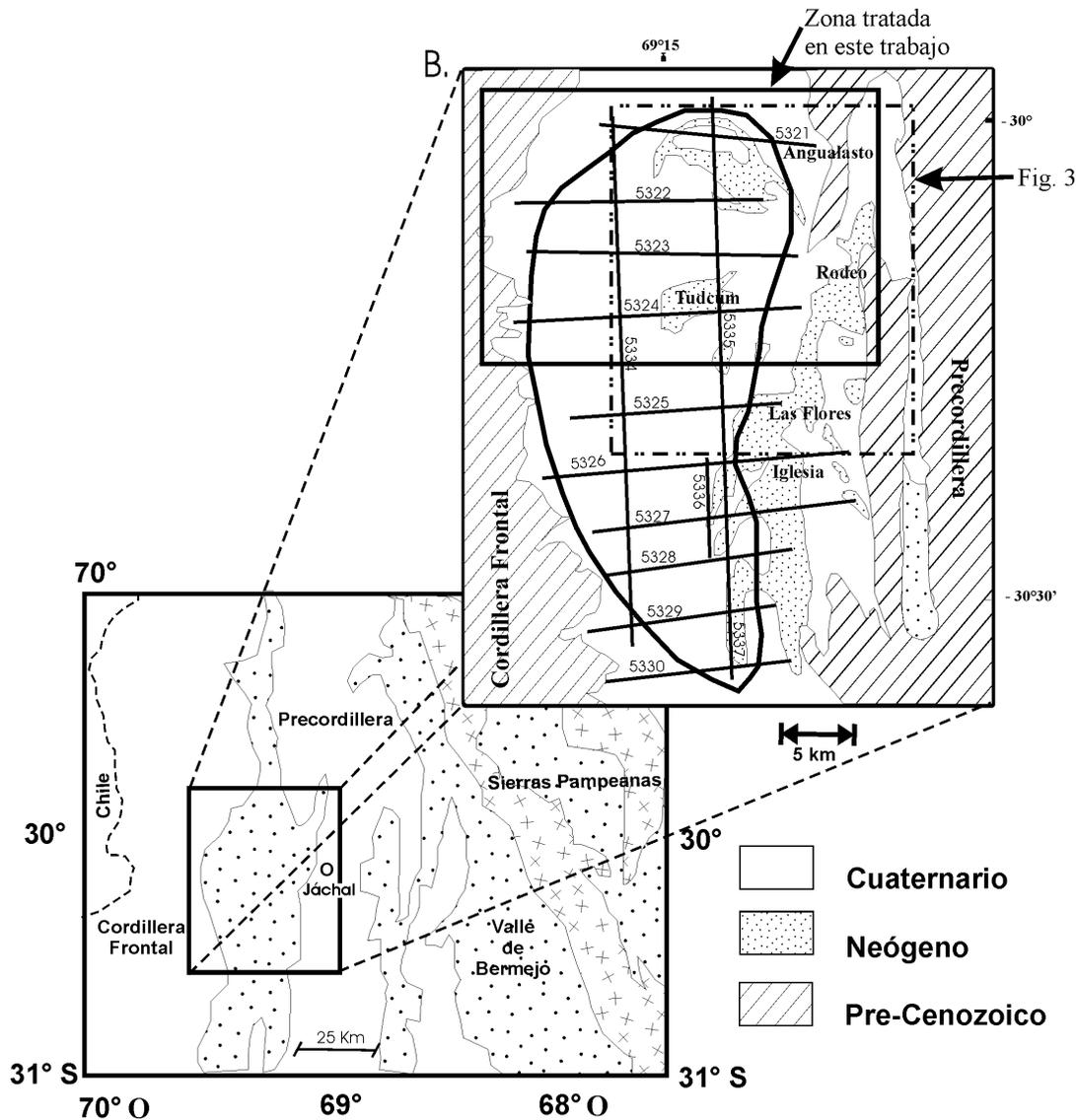


Figura 2: A, Ubicación de la Cuenca de Iglesia en relación a la geología regional. B, Mapa de afloramientos y de líneas sísmicas (YPF S.A.) en la cuenca de Iglesia. Los recuadros indican la zona en estudio, el área incluida en la figura 3, y los extremos del corte estructural en la figura 4.

Los estratos terciarios tienen numerosos afloramientos en la comarca, los más importantes se encuentran ubicados en las adyacencias de las localidades de Angualasto y Rodeo y afloramientos menores en cercanías de las localidades de Tudcum, Las Flores e Iglesia. Al analizar la distribución de las sedimentitas neógenas en el subsuelo del valle, tomando como base la red de líneas sísmicas, se observa que los afloramientos no representan bien el espesor total de estas unidades, a pesar de su amplia distribución areal. La sísmica indica que el espesor mayor está ubicado en el centro de la cuenca, cerca de Tudcum, adelgazándose hacia todos los bordes. Los afloramientos en el centro de la cuenca (Tudcum) son de niveles intermedios de la sección, no exponiéndose la parte basal del Grupo Iglesia, o de la unidad subyacente, ni tampoco la parte superior de este

Grupo. Los afloramientos en los bordes de la cuenca (cerca de Rodeo son aproximadamente de 500 m de espesor según Johnson *et al.* (1987); mientras que en cercanías de Angualasto aproximadamente 900 m (Beer, 1989; Beer *et al.* 1990; Jordan *et al.* 1997) tienden a presentar más completa la parte inferior de la sección, aunque queda claro en la sísmica que el espesor de cada secuencia estratigráfica en los bordes es menor que la misma secuencia estratigráfica en el centro de la cuenca.

La Cuenca de Iglesia nos ofrece una excelente oportunidad, tal vez sea una de las mejores posibilidades en el mundo, para aprender sobre el origen de las secuencias estratigráficas continentales. Es fundamental para una buena interpretación el conocimiento, dentro de la cuenca, de las correlaciones entre zonas con distintas

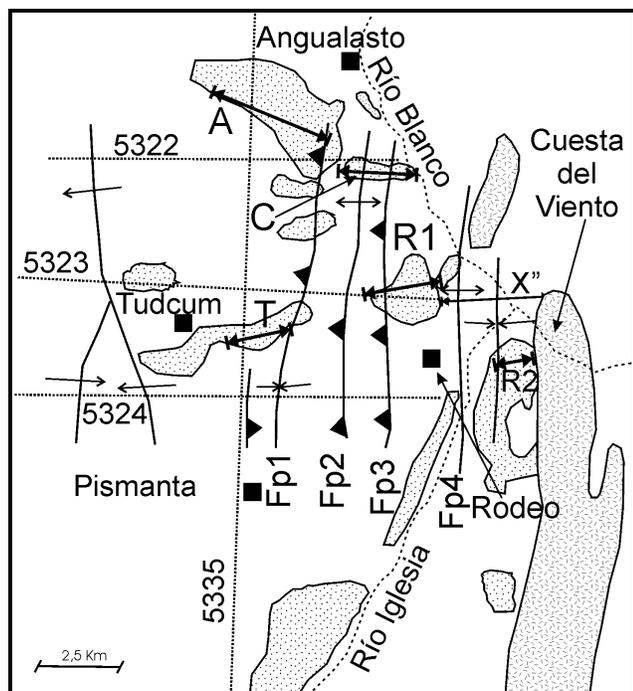


Figura 3: Mapa estructural, zonas de afloramientos principales, ubicaciones de los perfiles magnetoestratigráficos, y ubicación del corte estructural de la figura 4. «FP» refiere a los trenes de fallas inversas y anticlinales que constituyen altos estructurales.

facies, distintas características de los límites entre secuencias, y distinta información diagnóstica. Igualmente fundamental es el conocimiento de las edades de las secuencias y sus límites, tal que se puedan comparar con historias independientes del paleoclima y de la deformación. En consecuencia, este trabajo está enfocado a determinar las correlaciones entre las secuencias aflorantes en distintos sectores de la cuenca y sus edades. Las dataciones radimétricas dentro la cuenca ya han confirmado que el lapso de tiempo involucrado en las 10 secuencias estratigráficas superiores (secuencias 2 a 11), dentro el Grupo Iglesia, es corto (4 millones de años aproximadamente según Jordan *et al.* 1997); sin embargo, la precisión de las dataciones radimétricas no es suficiente para realizar correlaciones entre secuencias específicas aflorantes en puntos alejados. La red de líneas sísmicas indica bien la distribución en espacio de las secuencias, y si deben aflorar o no en las cercanías de los afloramientos, pero dejan sin resolución las características temporales de las secuencias. Con la finalidad de efectuar los estudios de correlación magnetoestratigráfica del Grupo Iglesia, se estudiaron las secciones aflorantes en las cercanías de las localidades de Angualasto, Rodeo, Arroyo Chaleta y Tudcum (Fig. 3). Estas correlaciones se realizaron con el control de las dataciones radimétricas. En los casos de las localidades de Angualasto y de Rodeo, se presentan datos complementarios a los oportunamente publicados (Ré y Barredo 1993 y 1994, respectivamente). Además, se obtuvieron datos complementarios por otro sitio llama-

do Rodeo (Rodeo #2 en este trabajo) por Johnson *et al.* (1987). Rodeo #2 tiene la ventaja de encajar bien con los estudios estratigráficos clásicos del Grupo Iglesia (Wetten 1975). Este trabajo está enfocado en los aspectos magnetoestratigráficos y en las edades de las secuencias, mientras otros posteriores se centrarán en la génesis de las secuencias y en su significado para el registro temporal de secuencias continentales.

Estructuras principales y subcuencas estructurales

Los datos sísmicos muestran la presencia de una serie de fallas inversas, principalmente con vergencia hacia el Este, que suelen separar un anticlinal en el colgante de una zona homoclinal en el yacente. En otros casos, se observan anticlinales asimétricos, acompañados por sinclinales. La combinación de los datos estructurales de campo (mediciones de rumbo y buzamiento) con las estructuras vistas en la sísmica permite definir un juego de 4 altos estructurales que continúan en sentido meridional (Fig. 3). Sin embargo, una falla y pliegue con vergencia hacia el Oeste ubicada al norte de Pismanta (Fig. 3) resulta difícil de acoplar con las otras estructuras. En este caso se interpreta que esta estructura pierde su asimetría hacia el Norte, tal que el alto estructural formado con vergencia hacia el Oeste en la línea 5324 pasa a ser el alto estructural occidental con vergencia hacia el Este en la línea 5323 (Fig. 3). El rechazo y la simetría de los altos estructurales suelen variar de rumbo entre las líneas sísmicas, lo cual es coherente con el hecho de que las fallas inversas tienen sus raíces en un basamento mal estratificado constituido por rocas paleozoicas altamente deformadas y del Grupo Choiyoi (Beer *et al.* 1990). Se identifican estas estructuras, de Oeste a Este, como Fp1 a Fp4 (Falla y pliegue 1 a Falla y pliegue 4) (Figs. 3 y 4). Más al Oeste, existe un pliegue con vergencia hacia el Oeste con muy poco cambio en el nivel estructural. Más al Este, la cuenca es limitada por las sierras meridionales de la Precordillera Occidental que, incluyendo el cerro Viento, fueron elevadas a partir de fallas inversas con vergencia al Este (Jordan *et al.* 1993).

Aunque algunas de estas estructuras experimentaron actividad durante el Cuaternario (Bastías y Uliarte 1991; Siame *et al.* 1996), lo claro es que una parte importante del acortamiento y levantamiento estructural ocurrió durante la acumulación del Grupo Iglesia. Las geometrías captadas en los registros sísmicos indican que el levantamiento del eje anticlinal, dentro el tren de fallas y pliegues #1 (occidental), ocurrió durante la acumulación de las secuencias 2 hasta 4, y además es contemporáneo con la secuencia 7. Se interpretan los tiempos de plegamiento en base a la geometría de los ejes de los pliegues, los cuales ascienden hacia la superficie con distintos ángulos, según los distintos estratos depositados durante el crecimiento del pliegue, con respecto a su inclinación pre o postrecimiento.

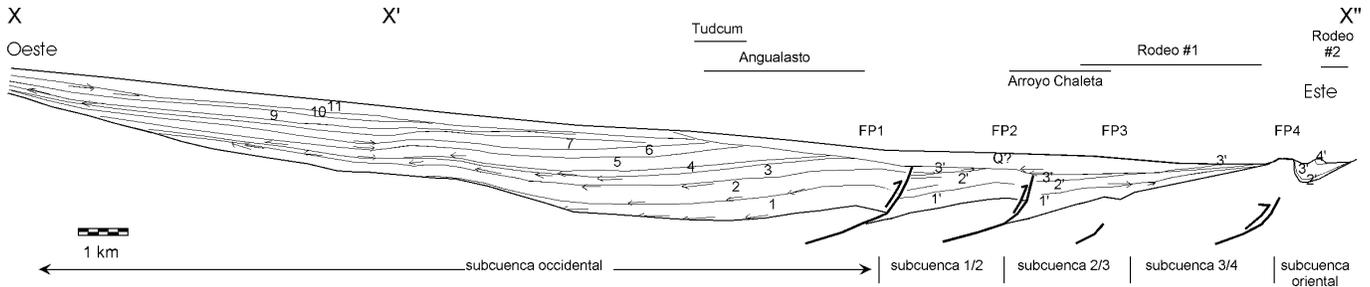


Figura 4: Corte estructural, basado en una conversión sencilla (velocidad constante) de la línea sísmica 5323 a profundidad, continuada hacia el Este con datos de campo. «FP» refiere a los trenes de fallas inversas y anticlinales que constituyen altos estructurales.

Dado el plegamiento progresivo de los estratos, no existen cambios notables en la inclinación de las capas que puedan provocar discordancias angulares a la escala de la sísmica. Además, se observan rotaciones y truncaciones de reflexiones que indican que el levantamiento comenzó contemporáneamente con la secuencia 2 para fallas y pliegues #2 y #4. Aún faltando detalles, los datos disponibles señalan que los juegos de fallas inversas y pliegues #1 a #4 fueron activos durante el intervalo de tiempo registrado en la estratigrafía aquí tratada.

La existencia de altos y bajos estructurales de orientación meridional, durante la acumulación del Grupo Iglesia, permite sostener la hipótesis de que existía una diferenciación de la Cuenca de Iglesia en subcuencas estructurales, las cuales se designan por los trenes de pliegues y fallas intermedios (Fig. 4). Los resultados arquitecturales de la evolución de los altos estructurales, que bordeaban las subcuencas, son visibles en los datos sísmicos para la subcuenca occidental (al oeste del tren de fallas y pliegues #1) (Fig. 4). Pero el reconocimiento de tal evolución estructural, y su efecto tanto en las facies como en la geometría de la cuenca, en las 4 subcuencas orientales depende de poder determinar las correlaciones temporales entre los afloramientos, uno de los objetivos de este trabajo. Dado que no se conocen las correlaciones entre las sismosecuencias en las distintas subcuencas, se las enumeran con un “primo” en las subcuencas al este de FP#1 (e.g., la tercera secuencia en la subcuenca occidental es S3, pero en las otras

subcuencas es S3’), siendo esta numeración independiente entre las distintas subcuencas.

Cronología radimétrica

El cuadro 1 incluye todas las dataciones confiables, correspondientes a intercalaciones piroclásticas y de clastos detríticos, disponibles para los estratos terciarios de la cuenca de Iglesia. La mayoría corresponden al perfil de Angualasto (Fig. 3). En este perfil las dataciones se utilizaron como control de la correlación magnetoestratigráfica, y su ubicación dentro de las secuencias estratigráficas es bien conocida.

La edad de la secuencia inferior, dentro las unidades terciarias, que está definida en las líneas sísmicas y que aflora en el perfil Angualasto, está dada por dos tipos de dataciones (Jordan *et al.* 1993). La primera, corresponde a circones presentes en una bentonita intercalada en la primera secuencia. Estos circones incluyen varios granos detríticos con edades paleozoicas y mesozoicas, pero además se analizaron 4 circones que arrojaron edades entre 15 y 19 Ma (por el método de trazas de fisión), y cuyo promedio de $17,2 \pm 3,8$ Ma parece ser la edad del volcanismo que depositó la bentonita. La segunda datación, con una edad 19,8 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por fusión con láser de cristales individuales) para tres clastos dentro de un nivel de conglomerados, por encima de la bentonita, marca un límite máximo para la acumulación de secuencia 1.

Cuadro 1: Recopilación de edades disponibles para la Cuenca de Iglesia.

Recopilación de las edades publicadas para los depósitos neógenos de la cuenca de Iglesia			
LOCALIDAD	EDAD	MÉTODO	REFERENCIAS
Angualasto	6,7±1,2	Ar39/Ar40 por fusión láser	Jordan <i>et al.</i> 1993
Ídem (clasto detrítico)	19,8±1,1	idem	Ídem
Ídem	7,4±1,0	Trazas de fisión	Jordan <i>et al.</i> 1997
Ídem	17,2±3,8	idem	Ídem
Rodeo #2	8,1±1,5	Trazas de fisión	Johnson <i>et a.</i> 1987
Las Flores	17±5	Ar/K	Leveratto; 1976
Tudcum	5,1±0,1	Trazas de fisión	Este trabajo

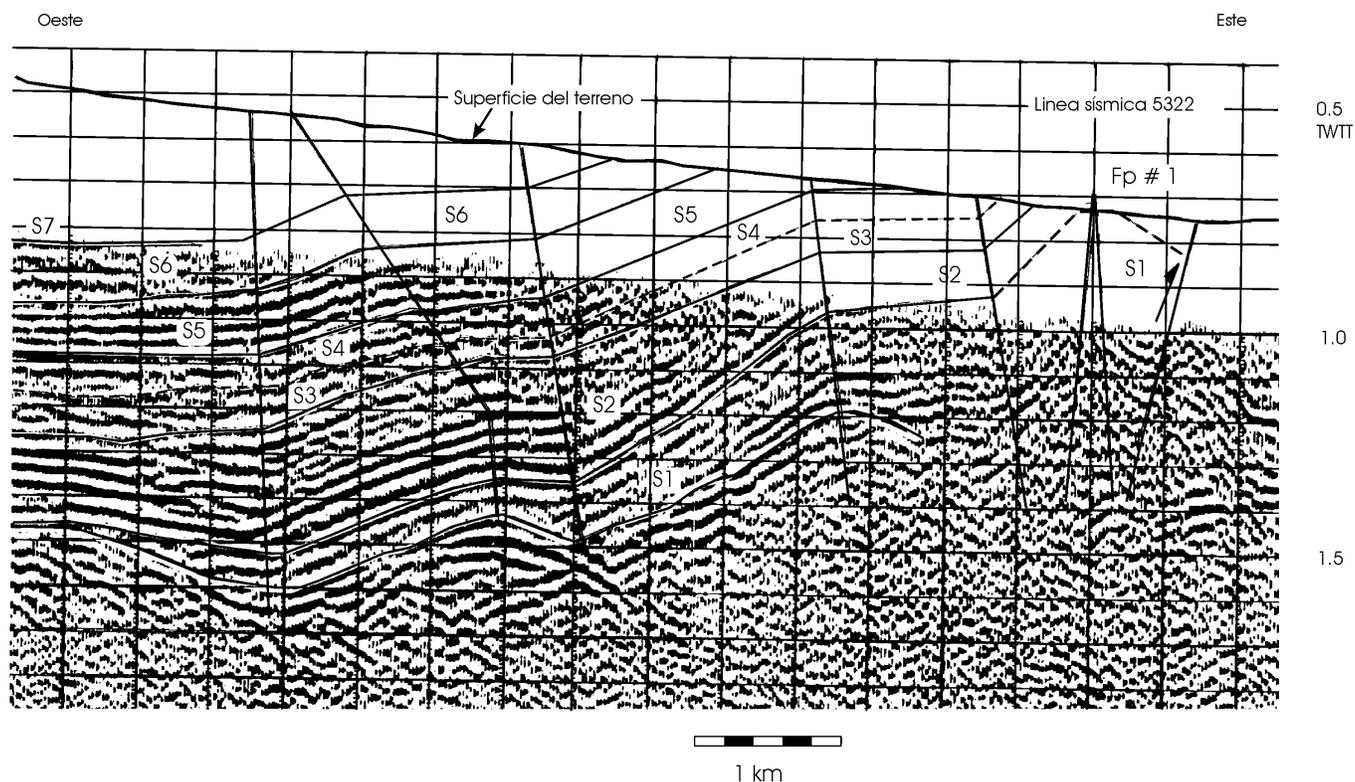


Figura 5: Segmento de la línea sísmica 5322 con indicación de los siete límites de secuencia aflorantes en proximidades de la localidad de Angualasto (modificado de Fernández Seveso 1993). «FP#1» refiere al tren de fallas inversas y anticlinales que constituye el alto estructural más occidental.

Otras tres intercalaciones de tobas datadas permiten estimar el lapso de tiempo involucrado en la deposición de las 10 secuencias superiores observadas en la subcuenca occidental (Fig. 5) (modificado de Jordan *et al.* 1993). Estas tobas están ubicadas en las secuencias 3, 5, y la última en la 10 u 11 (solamente se puede estimar la ubicación estratigráfica de la toba superior, que aflora cerca de Tudcum, con respecto a la línea sísmica 5323). Las edades centrales de estas tobas varían en solamente 2 millones de años ($7,4 \pm 1,0$ Ma hasta $5,1 \pm 0,8$ Ma). Aún considerando el mayor error analítico posible, las edades no pueden diferir en más de 4 millones de años, o sea entre 8,4 y 4,3 Ma. Si extrapolamos linealmente la velocidad de acumulación mínima permitida por estas dataciones, vemos que la secuencia 2 habría comenzado a acumularse hace 8,8 Ma (Fig. 5).

Una datación en el perfil Rodeo #2 (Johnson *et al.* 1987) sirve como control de la magnetoestratigrafía local y las edades de las secuencias estratigráficas locales.

Con respecto a las dataciones por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita publicados en Beer *et al.* (1990), estas presentarían serios problemas de contaminación por pérdida de Ar por presencia de biotitas más antiguas (Jordan *et al.* 1993 y 1997).

En el sureste de la Cuenca de Iglesia existen dataciones de cuerpos dacíticos y andesíticos en el Cerro Negro de Iglesia de 17 ± 5 Ma (método de K/Ar) (Leveratto 1976). Sobre la ruta 436 trepando la pen-

diente hacia la Precordillera rumbo a San Juan, 0,5 km al noroeste del cartel “Punta Negra,” afloramientos de dacitas e ignimbritas arrojaron edades K/Ar de $11 \pm 0,5$ Ma (Kay y Abbruzzi 1996) y por trazas de fisión en circones de $10,2 \pm 1,4$ Ma (Tabbutt *et al.* 1989).

Perfil de Angualasto

El perfil de Angualasto es de suma importancia en este trabajo porque es la zona que tiene mejor posibilidades para correlacionar la sismoestratigrafía con la estratigrafía expuesta en afloramiento. Por tal motivo, la descripción del perfil de Angualasto es mucho más detallada que para los otros perfiles. En la figura 3 se observa que la línea sísmica 5322, ubicada al norte de la cuenca, transecta la zona de afloramientos que conforman el perfil de Angualasto. Basados en la proyección de los límites entre secuencias hasta la superficie, a través de la zona sin datos producida por la corrección estática, y respetando la geometría de los pliegues, se interpreta que 7 secuencias (S) y 7 límites entre secuencias (LS) afloran en este perfil (Fig. 5), incluyendo el límite entre los estratos terciarios y el basamento. Algunos límites entre secuencias, definidos a partir de los datos sísmicos, coinciden con discordancias llamativas en afloramiento (entre el Paleozoico y S1, LS1-2, LS5-6, LS6-7), pero los otros límites son sutiles en afloramiento, y parecen coincidir con cambios

en la composición de los clastos (LS2-3 y LS3-4) o con zonas de coloración rojiza (LS4-5). Es importante tener en cuenta que el espesor de las rocas que producen una reflexión es de aproximadamente 30 m, y que un límite entre secuencias queda evidenciado por la relación geométrica entre dos reflexiones. Entonces puede resultar que el límite entre secuencias en los datos sísmicos corresponde físicamente a un intervalo de rocas de 20 a 50 m, y no a un contacto neto a la escala del afloramiento. Esto indica que los límites de secuencias no son necesariamente discordancias en el afloramiento, ya que pueden representar una serie de cambios menores a la escala del afloramiento, tal que un cambio paleogeográfico brusco en sísmica se puede corresponder con una transición en los afloramientos.

Características estratigráficas del perfil

En las cercanías de la localidad de Angualasto (ver figura 3), afloran aproximadamente 900 m de sedimentitas clásticas, continentales (Fig. 7). Es la única zona conocida, en la mitad septentrional de la cuenca, donde aflora la secuencia estratigráfica terciaria más antigua,

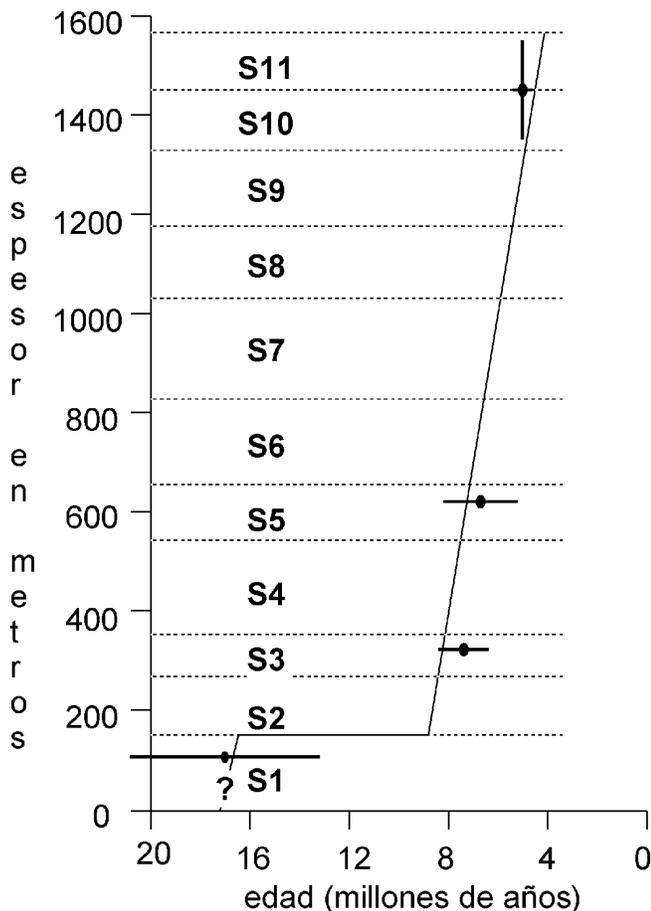


Figura 6: Sumario de las dataciones de intercalaciones volcánicas en la subcuenca occidental. «S» refiere a las secuencias estratigráficas.

la secuencia 1 de los perfiles sísmicos. Las litofacies aflorantes en el perfil de Angualasto justifican distinguir dos unidades litoestratigráficas tradicionales, de los cuales la inferior es equivalente a la secuencia 1, y todas las demás (equivalentes a las secuencias 2 a 7) conforman el Grupo Iglesia. Resulta claro que la secuencia 1 presenta características muy diferentes a las del Grupo Iglesia, tal como se lo conoce en el resto del sector septentrional de la cuenca de Iglesia, y como será explicado más adelante. Y si bien, esta secuencia 1 estaría vinculada con unidades volcánicas y volcanoclásticas aflorantes en la Cordillera Frontal, no pretendemos asignarla a una unidad formal sino sólo dar a conocer a su naturaleza y edad.

La secuencia 1 aflora en los flancos y eje de un anticlinal (falla/pliegue #1, Figs. 3 y 5) que expone en su centro estratos paleozoicos. El perfil completo parte del eje del anticlinal y cruza su ala occidental. La secuencia 1 está integrada por conglomerados intercalados con estratos piroclásticos. Esta unidad está compuesta por conglomerados sumamente volcanoclásticos, caracterizadas por su color gris violáceo claro, con mala selección, y con clastos angulares. Por ejemplo, una porcentaje importante de clastos tamaño gijón incluidos en un conglomerado, ubicado por encima de la ignimbrita, tienen composición dacítica y una edad de 19,8 Ma (Jordan *et al.* 1993). Muy llamativa es una ignimbrita de más de 20 m de espesor aflorante en la parte superior de la secuencia. Esta ignimbrita, gris clara con clastos del basamento tanto como pómez blanco, sobreyace a una bentonita, cuyo espesor varía entre 0 y 70 cm, y que fue datada en $17,2 \pm 3,8$ Ma. (Jordan *et al.* 1987).

La discordancia, por encima de la secuencia 1, se caracteriza por un relieve erosivo que define importantes paleocanales de decenas de metros de profundidad. Por encima de la discordancia ocurre un conglomerado (de espesor variable entre 50 y 100 m) (Fig. 7), muy distinto de los conglomerados volcanoclásticos sobre los cuales sobreyace. El conglomerado, descrito por Beer *et al.* (1990), lleva clastos redondeados a subredondeados que exceden el metro de diámetro, aunque el tamaño promedio es de unos 50 centímetros. Predominan clastos de areniscas verdes paleozoicas, con una participación llamativa de granitos. La textura es generalmente clasto sostén, y suele presentar imbricación de los clastos, estructura masiva, y capas tabulares a lenticulares. En los 20 m inferiores, y dentro de los paleocanales basales, la estratificación es débil, y hay pocas intercalaciones de sedimentitas finas, mientras que en los niveles superiores hay una gradación hacia arenas con intercalaciones de conglomerados. Hay una transición progresiva entre las areniscas conglomerádicas que siguen al conglomerado hasta las areniscas y limolitas, con delgadas intercalaciones de conglomerados finos, que caracterizan al Grupo Iglesia. Además, la parte inferior conglomerádica parece sufrir bruscos cambios laterales de facies, tal que al Este del eje

anticlinal el espesor total de estos estratos conglomerádicos es de aproximadamente 10 metros.

Dados los fuertes cambios en las características sedimentarias de los conglomerados que subyacen y sobreyacen a la discordancia (LS1-2), proponemos que la unidad superior conglomerádica forma parte de la Formación Las Flores, mientras que la unidad volcánicla y conglomerádica inferior tal vez sea mejor considerarla como parte de Formación Lomas del Campanario. La naturaleza volcánicla de la unidad inferior sugiere que debe ser asignada a alguna de las unidades volcánicas del Mioceno inferior y medio de la Cordillera Frontal, por ejemplo las Formaciones Cerro de las Tórtolas o Doña Ana, formaciones que fueron mapeadas a una distancia de 70 km al Oeste del perfil de Angualasto (Maksaev *et al.* 1984; Martín *et al.* 1995). Ambas formaciones incluyen intercalaciones de ignimbrita (Martín *et al.* 1995), lo cual es una característica de los afloramientos en el perfil de Angualasto, pero nos falta información para poder asignar los afloramientos de la secuencia 1 a alguna de las formaciones antes mencionadas.

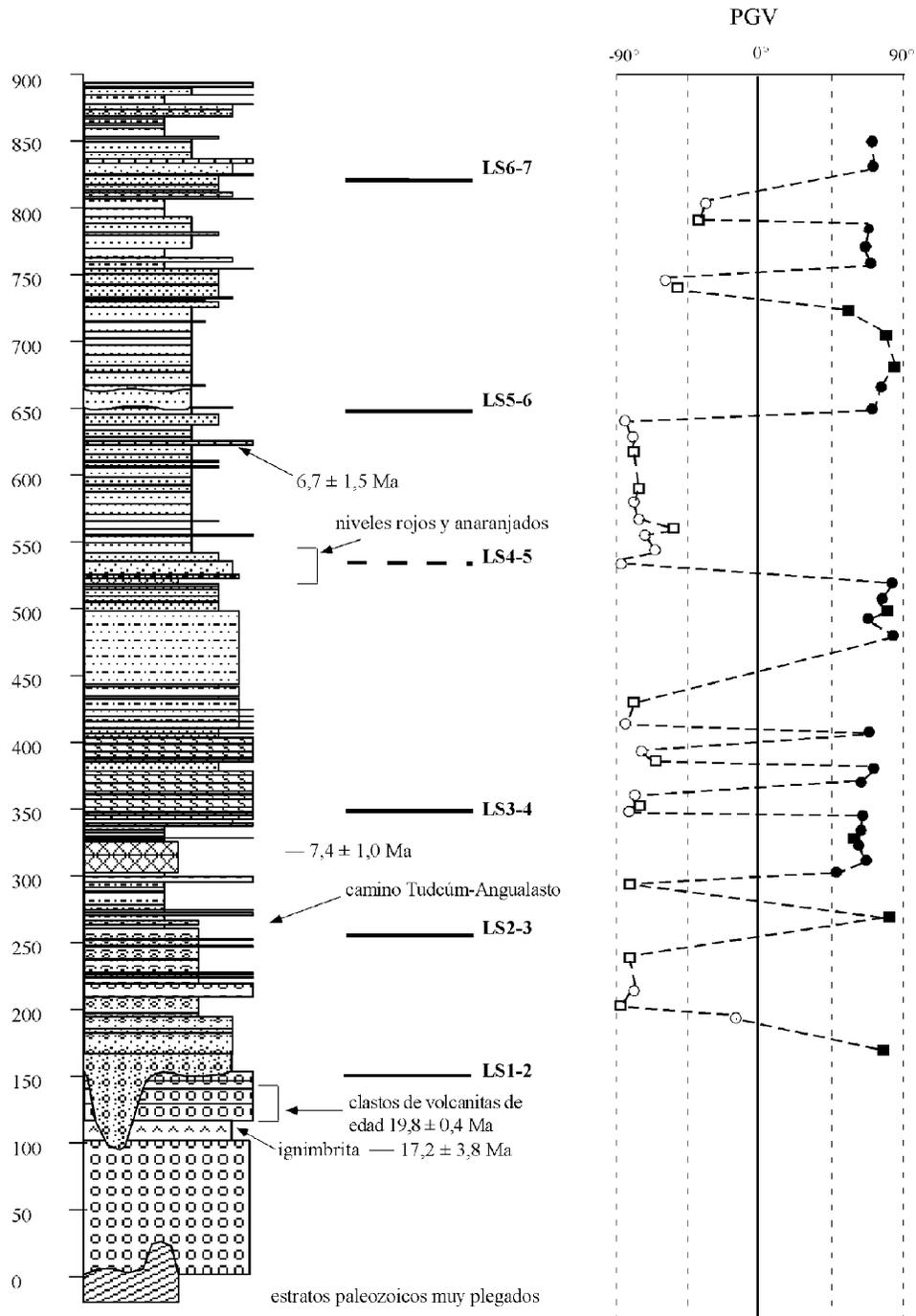
Otra opción es correlacionar la secuencia 1 con la Formación Lomas del Campanario del Grupo Iglesia, la cual aflora en el sector sureste de la Cuenca de Iglesia y tiene importante participación volcánica. La validez de esta correlación depende en parte de las relaciones laterales existentes entre las Formaciones Las Flores y Lomas del Campanario en el sector sureste de la cuenca, la cual no ha sido resuelto. Un estudio reciente realizado por Gagliardo *et al.* (2001) concluye que las Formaciones Las Flores y Lomas del Campanario se interdigitan, aunque la descripción clásica es que la Fm. Las Flores sobreyace a la Fm. Lomas del Campanario por una discordancia angular (Contreras *et al.* 1990). Dado que existen ignimbritas en la Formación Las Flores en Rodeo#2 (edad 8 a 9 Ma, véanse adelante) y depósitos volcánicos primarios (coladas lávicas tanto como ignimbritas) y avalanchas volcánicas en la Formación Lomas del Campanario cerca de la localidad de Las Flores (sin dataciones) (Bercowski 1993; Stein 1994), no es posible basar la correlación entre un nivel volcánico en otro sitio con estas formaciones solamente por la intercalación de rocas volcánicas. Wetten (1975) y Bercowski (1993) favorecieron una correlación entre la Formación Lomas del Campanario y un centro volcánico vinculado con el cerro Negro de Iglesia cuyo edad parece ser del Mioceno medio (entre 17 y 11 Ma). Pero en tal caso los niveles basales de la Fm. Lomas del Campanario no pueden interdigitarse con los niveles basales de la Fm. Las Flores cercanos a Rodeo#2, como fue propuesto por Gagliardo *et al.* (2001). Si la Formación Lomas del Campanario es del Mioceno medio, entonces sugiere que esta formación coincide con la edad de secuencia 1 en el norte de la cuenca, y tal vez que las formaciones mapeadas en la zona fronteriza con Chile se extiendan por el flanco oriental de la Cordillera Frontal hasta el valle de Iglesia. Pero has-

ta que exista una clara definición sobre la edad de la Formación Lomas del Campanario, quedan muchas dudas en las correlaciones anteriores a la discordancia entre las secuencias 1 y 2.

Se observa que el Grupo Iglesia (S2 a S7) puede separarse en tres secciones litológicas bien definidas (Fig. 7). La inferior está integrada por importantes niveles conglomerádicos, descritos en los párrafos anteriores, con una transición hacia niveles con más intercalaciones de areniscas (S2). Se pasa a una sección netamente arenosa, con importante participación de paleosuelos, de aproximadamente 400 m de espesor (S3 a S6) (véanse además la descripción de Beer *et al.* 1990). Asociadas con estas areniscas es posible observar la existencia de niveles, de escasos centímetros de espesor, de areniscas tobáceas y de tobas. Una serie de delgadas calizas forman capas sobresalientes. En forma transicional se pasa a la tercera asociación de facies (Fig. 7), caracterizada por niveles arcillosos intercalados con areniscas y pelitas, siendo escasos los niveles conglomerádicos (S6 y S7). En general los estratos arcillosos y pelíticos tienen formas tabulares con espesores aproximados menores a los 20 cm, e intercalados con niveles lenticulares de areniscas gruesas a conglomerádicas que constituyen suaves paleocanales. Además afloran tobas finamente laminadas. El espesor medido en esta tercera asociación de facies fue de 150 m, aproximadamente.

A partir del análisis sedimentológico, de la geometría de los estratos, la petrología, y las estructuras sedimentarias, se pueden inferir los distintos ambientes de sedimentación que caracterizan esta unidad. La sección basal, netamente conglomerádica, correspondería a conos aluviales, y sectores de ríos entrelazados proximales a los conos aluviales. La sección predominantemente arenosa, se interpreta como ríos entrelazados, en posición distal a media con respecto a los conos aluviales, y en algunos casos podría tratarse de flujos efímeros. Los abundantes paleosuelos sugieren planicies de inundación maduras, donde existían lagos someros por suficiente tiempo como para permitir que se depositaran calizas. En cuanto a la sección predominantemente arcillosa, la misma se habría depositado en planicies de inundación muy distales, y en ambiente de barreal, en el cual los niveles arenosos corresponderían a depósitos de relleno de canal o de flujos efímeros (Beer 1989; Beer *et al.* 1990).

Los límites entre secuencias estratigráficas, dentro del Grupo Iglesia, varían en sus manifestaciones en el terreno. El límite entre el Paleozoico y la secuencia 1, LS1-2 (descrito arriba), LS5-6, y LS6-7 son llamativos por el relieve erosivo correspondiente a la base de paleocanales, en el cual la magnitud del relieve excede el relieve típico presente entre las capas gruesas que caracterizan el perfil. LS5-6 es el único que muestra dos contactos llamativos, el inferior erosivo y el superior por solapamiento en sentido ascendente, separados entre sí por menos de 2 a 3 m de estratos. Las areniscas de la



Referencias

	Limolitas arenosas		Areniscas con guijarros		Conglomerados volcanoclasticos
	Areniscas		Areniscas y grava intercalada		Cubierto
	Areniscas con intercalaciones de paleosuelos		Conglomerado con clastos sedimentarios y graniticos		

Figura 7: Perfil columnar correspondiente a los afloramientos de Angualasto, con indicación de los límites de secuencia según Beer *et al.* (1990) y Jordan *et al.* (1997) y de los sitios paleomagnéticos con los correspondientes valores de PGV promedio para cada uno de ellos. Los círculos corresponden al muestreo realizado para el presente trabajo, los cuadrados corresponden a los sitios estudiados por Ré y Barredo (1993).

secuencia 5, cortadas por paleocanales con 2 m de relieve y hasta 30 m de ancho, subyacen a areniscas y conglomerados ubicados dentro los paleovalles. Los estratos entre los contactos están más inclinados que los estratos infra- y suprayacentes. LS6-7 divide estratos de facies semejantes, pero separados por un relieve de aproximadamente 2 m (sobre distancias horizontales menores a 10 m) que indica un contacto erosivo. El límite entre las secuencias 4 y 5 corresponde a un intervalo visible fácilmente de lejos por su fuerte color rojo a anaranjado. Corresponde a un intervalo de estratos, cuyo espesor es aproximadamente 25 m, que en la vertical incluye una secuencia caracterizada por un conglomerado basal, seguido de arcillas de coloración rojiza, un nivel de paleosuelo, conglomerados finos con estructura de corte y relleno con relieve hasta 1 m, seguidos hacia arriba por areniscas entrecruzadas, las cuales forman la capa más rojiza, seguida por areniscas grises con un delgado nivel de paleosuelo. El color de este intervalo sugiere exposición a un ambiente oxidante por más tiempo, o bajo condiciones más húmedas, que lo común dentro del perfil. Se considera que todo este paquete de estratos es la expresión del límite entre secuencias. Los cambios que marcan el límite entre las secuencias 2 y 3 son la composición de los clastos en los conglomerados (40% plutónico y volcánico en S2 pero 70% volcánico en S3) y la presencia de nódulos carbonáticos en secuencia 3 que no se observan en la secuencia 2. El límite entre las secuencias 3 y 4 resultó el más difícil de reconocer en los afloramientos, a pesar de conocerse su ubicación aproximada por extrapolación de los datos sísmicos, y a pesar de una importante transición hacia niveles con importantes paleosuelos tanto como calizas lacustres. Se ubica el límite en la base de una serie de areniscas gruesas, gris oscuras, cuyo color se debe a la participación de guijarros de areniscas paleozoicas.

Estudios paleomagnéticos y resultados

Con la finalidad de realizar el estudio magnetoestratigráfico de la sección, Ré y Barredo (1993) levantaron el perfil litoestratigráfico y obtuvieron muestras de 18 sitios con fines paleomagnéticos. Para ajustar los resultados magnetoestratigráficos con la estratigrafía secuencial definida en la línea sísmica 5322, y por Beer *et al.* (1990), que pasa cerca de la zona donde se realizó el perfil magnetoestratigráfico, se llevó a cabo un muestreo sistemático complementario del realizado por Ré y Barredo (1993). El mismo consistió en la obtención de tres muestras orientadas por nivel estratigráfico. Los niveles estratigráficos fueron distribuidos cada 2 m de espesor, aproximadamente, tratando de cubrir en detalle los tramos del perfil en los cuales se estimó que afloran los límites de secuencias determinados por sísmica (Fig. 7). En total se obtuvieron muestras de 37 niveles estratigráficos, sumados a los 18 niveles ya

obtenidos. Para realizar los estudios paleomagnéticos, las muestras fueron cortadas en cubos de 2,5 cm de lado. Los especímenes fueron desmagnetizados utilizando la técnica de aplicación de altas temperaturas en etapas crecientes, y por campos magnéticos alternos linealmente decrecientes (AF). Estas técnicas de desmagnetización también fueron aplicadas en el resto de los perfiles estudiados en la presente comunicación. En el caso de los lavados por aplicación de altas temperaturas en etapas crecientes, los especímenes fueron calentados en etapas sucesivas hasta los 630°C, dejándolos enfriar a temperatura ambiente en un medio libre de campo magnético. En los lavados AF los especímenes fueron expuestos, en sucesivas etapas, a campos magnéticos de hasta 90 militesla. Luego de cada etapa de lavado se graficaron las direcciones del magnetismo remanente residual (mrr) obtenidas para cada espécimen en una red estereográfica de Wulff, en un diagrama de Zijderveld (1967), y en un sistema de ejes cartesianos la intensidad relativa (J_r/J°) en función de la etapa de lavado respectiva. A partir de los resultados obtenidos se observó que los diversos especímenes muestran una componente secundaria de magnetización, que resulta eliminada con lavados a temperaturas inferiores a los 200 °C, permitiendo aislar una componente de magnetización remanente estable (MRE) a temperaturas comprendidas entre los 400 y 500 °C. Con los resultados obtenidos, se determinó la MRE de todos los especímenes y se obtuvieron las direcciones media correspondientes a cada nivel estratigráfico. A partir de los resultados promedio de declinación e inclinación del MRE, calculados para cada nivel, se calcularon los polos geomagnéticos virtuales (PGV) de cada nivel estratigráfico. El cuadro 2 sintetiza los resultados logrados. Tomando como base los valores establecidos de latitud de los PGV se estableció la magnetoestratigrafía de la sección; para ello se consideró como direcciones de polaridad normal a aquellas cuyo latitud de PGV estuviera comprendida entre 0° y -90°, y de polaridad reversa a aquellas de latitud comprendida entre 0° y 90°. La magnetoestratigrafía resultante se representó en la figura 7, y se la correlacionó con el cuadro patrón de reversiones de polaridad del campo magnético terrestre (Berggren *et al.* 1995) (Fig. 8) tomando como base las dataciones geocronológicas disponibles ($7,4 \pm 1,0$ y $6,7 \pm 1,2$ Ma, ver cuadro 1). A partir de las edades radimétricas disponibles (ver cuadro 1) y el alto número de zonas de polaridad, existen pocas opciones en la correlación temporal y las opciones difieren muy poco en el rango de edad total incluida en la columna magnetoestratigráfica, sino en detalles entre los 7 y los 8 Ma. Se puede considerar que la sección incorporada en el estudio paleomagnético se depositó aproximadamente entre los 9 Ma y los 5 Ma. La tasa de sedimentación promedio de esta unidad es 0,15 mm/año (Fig. 8), con una disminución llamativa a partir de 6 Ma, que corresponde al sector superior de la secuencia 6.

Perfil de Rodeo #1

Características geológicas del perfil

Al Norte de la localidad de Rodeo (Fig. 3) y entre falla/pliegue #2 y el pliegue oriental (#4) (Fig. 4), se realizó el muestreo paleomagnético complementario al realizado por Ré y Barredo (1994), con lo cual se extendió el muestreo a un espesor de 340 metros. En este sector, las sedimentitas terciarias, que constituyen una sección homoclinal que buza 15° al O, están representadas litológicamente por una alternancia de areniscas, pelitas y conglomerados. La columna litológica (Fig. 9) se inicia con una potente sección de brechas, que alcanza un espesor de aproximadamente 25 m; esta brecha está constituida esencialmente por material clástico originado en la meteorización de las volcanitas ordovícicas de la Formación Yerba Loca. Areniscas muy volcanoclasticas sobreyacen a la brecha, y presentan un espesor muy variable a lo largo del rumbo pero que no excede los 20 metros.

En los siguientes 120 m, la sección está integrada por una alternancia de conglomerados, areniscas medianas a finas, y pelitas, en ciclos granodecrecientes. Se observa además una importante participación de material piroclástico, bajo la forma de niveles de tobas y de areniscas tobáceas. Los niveles pelíticos suelen mostrar intercalaciones de láminas finas y discontinuas de yeso. Hacia la parte media de la sección, y por aproximadamente 130 m, la sección está constituida preferentemente por pelitas con intercalaciones de areniscas finas, que en algunos casos son portadoras de bioturbaciones (posiblemente pedotúbulos) y de concreciones calcáreas que indicarían la formación de paleosuelos, asociadas en menor medida con material piroclástico. Finalmente, en el tramo superior de la sección, aproximadamente 90 m, afloran areniscas medianas a gruesas, asociadas con pelitas, que tienden a faltar en la parte cuspidal del perfil. En esta sección, las areniscas tienen estratificación cruzada planar, y estratificación cruzada en arteza. Las pelitas muestran estratificación y laminación paralela.

A partir de las características litológicas, de las estructuras sedimentarias observadas en el perfil, y de la información recopilada en la literatura geológica, es posible bosquejar el ambiente en el cual se produjo la sedimentación. Esta interpretación es solamente tentativa, dado que el estudio realizado fue de semidetalle. El ambiente en el cual se produjo la sedimentación es homologable, para el sector inferior de la sección, a una asociación de facies proximales de un cono de deyección, que se interdigitan con las facies canalizadas de los sectores medio-proximales del sistema aluvial representado por un sistema de ríos entrelazados. Esta asociación de facies pasa gradualmente a facies de llanura de inundación, netamente pelíticas, e incluso podrían estar presentes facies lagunares o de «barreal» indicadas por la presencia de evaporitas, que se asocian con las pelitas

en estructuras finamente laminadas. En estas facies de llanura de inundación es posible observar flujos de tipo efímero, caracterizados por la presencia de areniscas intercaladas en las pelitas, que habrían sido producidos por fuertes lluvias esporádicas. Durante la depositación de las sedimentitas, se produjeron eventos volcánicos en áreas cercanas a la cuenca, que se encuentran indicados por la existencia de material piroclástico. La sección superior del perfil correspondería a un período de inestabilidad en la cuenca, con un cambio gradual en la asociación de facies, las cuales caracterizan a un sistema, netamente canalizado, de cursos entrelazados ubicados en los sectores medios a medio-proximales del sistema aluvial.

Estudios paleomagnéticos y resultados

El cuadro 3 muestra los resultados del estudio magnetoestratigráfico realizado, a partir de las muestras recolectadas en esta sección. El muestreo consistió en la obtención de tres muestras orientadas por cada nivel estratigráfico establecido. Dichos niveles se ubicaron, estratigráficamente, cada 15 m, pudiendo variar dicha separación en el caso en que la litología presente no fuera la apropiada para llevar a cabo análisis de este tipo. La polaridad magnética de la sección se indica en la figura 9, junto con la correlación con el cuadro patrón de cambios de polaridad de Berggren *et al.* (1995).

No existen dataciones independientes dentro este perfil. Rodeo #1 se encuentra separado del perfil Angualasto por 2 trenes de fallas y pliegues, pero desde el perfil Rodeo #2 solamente está separado por un pliegue (fp3) que tiene poco efecto a esta latitud (Fig. 4). Además, la sección litológica de los 40 m inferiores se asemeja mucho a la base de Rodeo #2, en la cual existe una toba ignimbrítica datada. Sobre la base de la ubicación estructural y la semejanza litológica, se justifica usar la datación que corresponde a Rodeo #2 ($8,1 \pm 1,5$ Ma, por el método de trazas de fisión en circones) (Johnson *et al.* 1987) como un punto de control en la correlación magnetoestratigráfica de Rodeo #1 con la escala de Berggren *et al.* (1995). De este modo se pudo establecer que se logra el mejor ajuste para el intervalo comprendido entre $>8,3$ Ma y $<7,6$ Ma (Fig. 9), con una tasa de sedimentación promedio de 0,49 mm/año (Fig. 8).

Perfil Arroyo Chaleta

Características geológicas del perfil

Este perfil fue realizado por Ré (1994) en los afloramientos cercanos de la localidad de Angualasto, al Norte de Rodeo (ver figura 3). El perfil ocurre entre los trenes de estructuras #1 y #3, y muy cercano a la línea sísmica 5322; a la latitud del perfil la falla/pliegue #2 con-

Cuadro 2: Resultados de los estudios paleomagnéticos realizados en muestras de la localidad de Angualasto (provincia de San Juan). Datos ordenados de base a techo. # datos obtenidos para el presente trabajo, * datos tomados de Ré y Barredo (1993). Ref: α_{95} y A_{95} : Semiángulo del cono de 95% de confiabilidad. K: Parámetro de precisión de Fisher. R: Vector suma de los vectores unitarios de una población en la estadística de Fisher. N: Número de vectores unitarios en la estadística de Fisher.

Resultado de los estudios paleomagnéticos						
Localidad de Angualasto, San Juan (Long. 69°07'O ; Lat. 30°05'S).						
Sitio	M R E				P G V	
	Decl. (°)	Incl. (°)	α_{95} (°)	n	Long. (°)	Lat. (°)
2*	345,37	-60,62	8,23	2,00	152,41	73,44
17#	179,62	62,88	35,48	2,00	292,03	-75,74
3*	179,79	49,04	27,04	3,00	37,48	-89,81
18#	177,24	22,29	10,35	3,00	116,21	-72,14
4*	186,64	35,65	25,98	2,00	142,78	-78,10
5*	354,00	-45,36	5,37	6,00	230,24	83,86
6*	172,42	49,18	21,05	2,00	18,40	-83,44
19#	21,19	-29,88	14,80	3,00	353,66	60,77
20#	16,56	-51,94	54,91	2,00	27,71	65,12
21#	17,62	-52,89	9,30	3,00	29,56	64,04
7*	338,64	-38,12	13,08	3,00	219,95	68,98
22#	9,40	-48,69	37,51	2,00	20,35	71,67
23#	8,22	-35,39	21,11	3,00	345,96	72,00
24#	210,81	50,12	17,89	3,00	205,45	-54,08
8*	199,33	46,52	23,40	2,00	198,28	-72,95
25#	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d
26#	63,72	-67,43	67,27	2,00	50,81	30,58
27#	316,29	-61,63	29,11	2,00	145,12	60,65
9*	191,79	65,69	14,51	2,00	267,36	-69,92
28#	204,48	79,30	24,40	3,00	254,01	-41,13
29#	5,77	-38,59	13,08	3,00	349,36	74,60
30#	160,11	42,58	29,02	2,00	33,23	-80,63
10*	170,18	45,09	5,68	3,00	39,76	-80,73
1#	14,23	-35,20	17,87	3,00	353,84	67,26
2#	31,73	-39,08	14,04	3,00	11,78	53,27
3#	15,68	-43,79	52,18	2,00	10,85	66,81
4#	359,65	-44,73	9,72	3,00	1,75	80,41
5#	351,83	-43,85	25,42	3,00	323,04	86,38
11*	354,63	-54,99	3,89	5,00	148,73	82,86
6#	178,77	52,95	23,11	3,00	222,15	-78,61
7#	194,64	39,74	8,94	3,00	182,35	-67,52
8#	195,55	51,86	67,57	2,00	207,65	-65,95
9#	217,04	38,54	18,42	3,00	193,66	-48,84
10#	155,99	67,49	15,28	3,00	287,41	-58,95
12*	137,45	47,54	58,27	3,00	12,08	-53,10
11#	337,56	61,72	62,35	2,00	116,41	-72,83
12#	165,85	53,39	19,12	3,00	288,56	-83,90
13*	165,78	33,78	13,21	2,00	59,36	-72,70
14*	168,38	55,88	3,98	2,00	344,31	-78,36
13#	189,91	32,05	20,57	3,00	162,42	-69,90
14#	180,54	34,38	21,24	3,00	145,56	-76,98
15#	9,86	-35,72	26,77	2,00	349,18	70,81
16#	351,32	-41,51	48,21	2,00	299,61	85,15
15*	356,50	-47,36	2,96	2,00	226,21	86,60
16*	354,59	-46,23	13,60	4,00	226,74	84,66
17*	44,07	-53,60	12,79	6,00	39,06	52,70
18*	150,28	69,77	38,27	2,00	324,68	-58,07
31#	185,28	34,91	21,65	3,00	159,35	-63,63
32#	8,90	-49,76	28,14	3,00	23,31	71,86
33#	352,60	-29,42	45,22	2,00	285,35	76,81
34#	353,94	-24,64	19,41	3,00	237,50	74,44
19*	131,75	21,08	10,61	3,00	33,45	-41,37
35#	165,31	43,44	19,52	3,00	51,06	-80,71
36#	355,40	-28,66	32,00	2,00	273,95	74,64
37#	310,98	-15,19	13,45	3,00	212,76	43,30

Polo paleomagnético promedio para esta localidad:						
Localidad	Long, O (°)	Lat, S (°)	A95 (°)	N	K	R
AG	14,19	82,57	4,9	47	19,03	44,58

siste en un par sinclina/anticlina, tal que no interrumpe la continuidad estratigráfica del perfil. En su mayoría las sedimentitas terciarias se disponen en una estructura homoclinal, que buza aproximadamente 12° al O. En este sector las sedimentitas terciarias constituyen una sección que tiene un espesor de, aproximadamente, 280 metros. La sección esta integrada esencialmente por alternancia de areniscas finas a medianas con conglomerados (Fig. 9), siendo relativamente escasa la presencia de pelitas.

En cuanto al ambiente en el cual se produjo la sedimentación, el mismo estaría relacionado con la deposición en las planicies arenosas correspondientes a las facies distales de un sistema de abanicos aluviales. Estos depósitos suelen mostrar intercalaciones de areniscas y conglomerados correspondientes a los flujos canalizados de un sistema de cursos entrelazados, y de pelitas y areniscas finas, posiblemente relacionadas con planicies de inundación. Mientras que la existencia de yeso intercalado en fina laminación con pelitas y arcillitas, en la sección cuspidal, indicaría facies posiblemente lagunares o de "barreal".

Estudios paleomagnéticos y resultados

El muestreo fue realizado siguiendo la metodología indicada para el perfil de Angualasto, y los resultados obtenidos son presentados en el cuadro 4. La polaridad magnética del perfil se muestra en la figura 9, junto con la correlación con el cuadro patrón de cambios de polaridad de Berggren *et al.* (1995).

En cuanto su edad, este perfil ocupa una subcuenca estructural para la cual no existen dataciones independientes. Según los datos sísmicos, esa subcuenca está separado de las otras secciones por altos estructurales importantes que subdividieron la cuenca durante la acumulación de estos estratos. Al analizar la columna de polaridades magnéticas en función del tiempo, se observa que los 200 m inferiores están caracterizados por la repetición de zonas normales y reversas de poco espesor, mientras que hay un predominio de polaridad reversa en la parte superior. Tomando el rango de edades del perfil de Angualasto como los límites probables de la edad del perfil Arroyo Chaleta, se correlaciona la zona larga de polaridad reversa con la zona de polaridad entre 6,5 y 6,9 Ma en la escala de Berggren *et al.* (1995). Eso sugiere una correlación del perfil entero entre aproximadamente 8,8 y 6,6 Ma. Esta correlación implica que 3 zonas de polaridad (entre 7,2 y 7,7 Ma) no quedaron registradas. No tenemos elementos para decidir si esa falta se debe al espacio estratigráfico entre niveles de muestreo (demasiada separación para zonas de polaridad de muy corta duración temporal), o si indica la existencia de una discordancia. Una confirmación de esta correlación resulta de la interpretación sismoestratigráfica de la línea 5322. Sobre la base de la semejanza existente entre las reflexiones la parte infe-

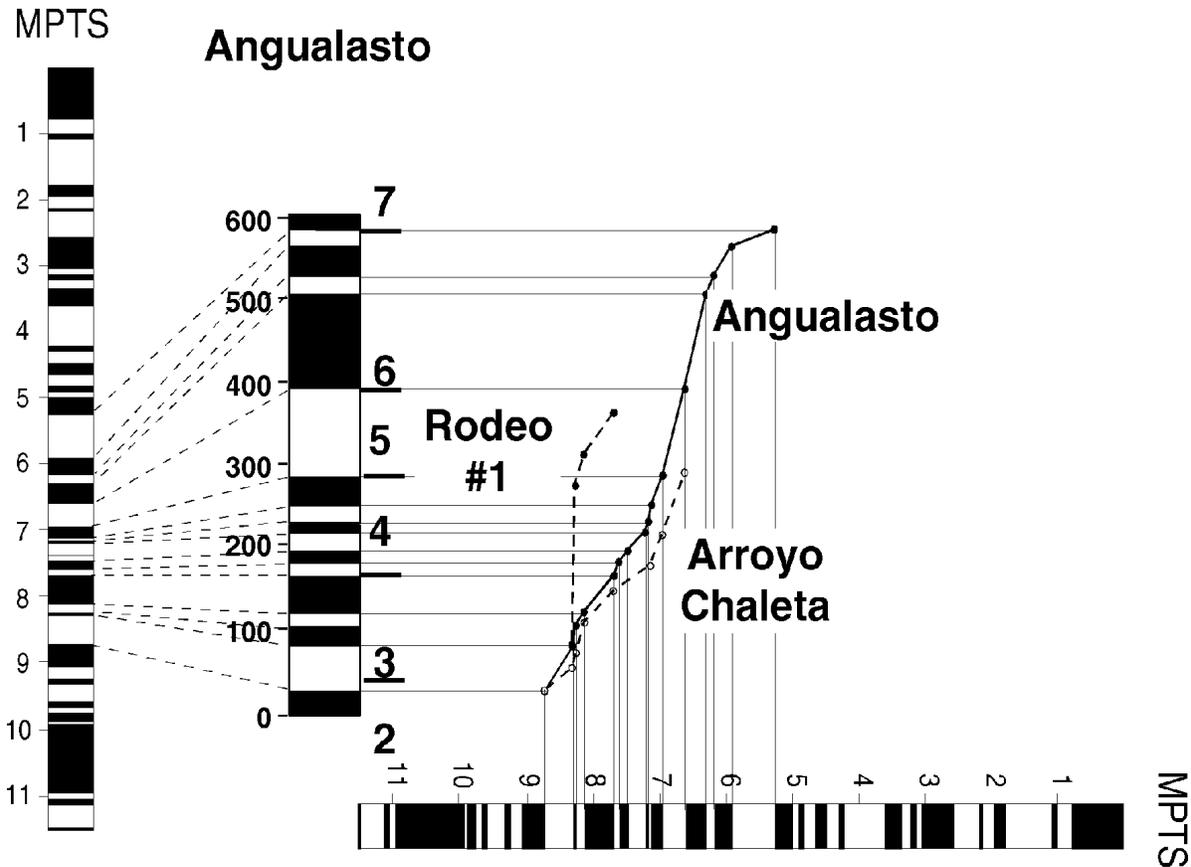


Figura 8: Correlación de la columna de polaridad magnética del perfil de Angualasto con la escala patrón de Berggren *et al.* (1995), y su conversión a un gráfico de acumulación en función del tiempo. La inclinación de la línea corresponde a la tasa de sedimentación. Sobrepuestas a la historia de acumulación para Angualasto se indican las curvas correspondientes a los perfiles Arroyo Chaleta y Rodeo #1 (ver figura 9).

rior de los estratos terciarios al este de la falla/pliegue #1 y las reflexiones en las dos secuencias inferiores al oeste de esa falla/pliegue #1, se interpreta que los niveles estratigráficos inferiores que afloran en el perfil Arroyo Chaleta corresponden a la parte cuspidal de la secuencia 2, y que los espesores de estratos preservados sobre ese nivel corresponderían a las secuencias 3 hasta 5. La correlación paleomagnética propuesta (Fig. 9) sugiere que el perfil Arroyo Chaleta tiene estratos de la misma edad que las secuencias 2 a 5 en la subcuenca occidental. Dada esta correlación, la tasa de sedimentación promedio es de 0,13 mm/año (Fig. 8). Esta tasa es un poco menor que la del perfil de Angualasto (0,15 mm/año), lo cual es razonable dado que el perfil de Angualasto está ubicado en una zona más céntrica de la Cuenca de Iglesia que el perfil Arroyo Chaleta.

Perfil de Tudcum

Características geológicas del perfil

El denominado perfil de Tudcum fue levantado a aproximadamente 10 km de la localidad homónima (ver figura 3). Está ubicado en la subcuenca estructural

occidental, igual que el perfil de Angualasto, pero ubicado 10 km al sur de éste. Esta sección tiene, en la zona de muestreo, un espesor de aproximadamente 260 m, y los estratos presentan una disposición homoclinal, con bajo ángulo de buzamiento, cercano a 5°. La característica sobresaliente es la homogeneidad litológica del mismo. Litológicamente (Fig. 9), la sección está constituida por la alternancia de pelitas, arcilitas y escasas areniscas finas, dispuestas en bancos tabulares de hasta 15 cm de espesor. En esta sección es muy importante la participación de material evaporítico (yeso) intercalado en las arcilitas.

Estudios paleomagnéticos y resultados

Dado el escaso desarrollo de la columna sedimentaria expuesta en esta sección, solo se obtuvieron, con fines paleomagnéticos, muestras de 10 niveles estratigráficos. Como resultado de los estudios magnetoestratigráficos (Cuadro 5), se pudo establecer que el perfil sólo presenta un cambio de polaridad magnética (Fig. 9), confirmando los resultados obtenidos por Balbi (1995).

No existen dataciones independientes dentro el perfil paleomagnético de Tudcum. La sismoestratigrafía indica

Cuadro 3: Resultados de los estudios paleomagnéticos realizados en muestras de la localidad de Rodeo (provincia de San Juan). Datos ordenados de base (sitio 2) a techo (sitio 25). Ref. (ver cuadro 2).

Resultados de los estudios paleomagnéticos						
Localidad de Rodeo # 1, San Juan (Long, 69°06'O ; Lat, 30°10'S)						
Sitio	M R E				P G V	
	D ecl, (°)	Incl, (°)	δ_{95} (°)	n	Long, (°)	Lat, (°)
2	166,29	59,48	1,2	2	334,8	-74,88
3	195,82	57,91	2,18	2	238,19	-74,46
4	202,29	29,03	3,18	3	170,37	-64,88
5	300,24	-58,13	10,5	3	173,78	40,83
6	13,98	-52,91	2,95	2	40,43	77,65
7	340,64	-46,46	2,27	2	204,03	72,91
8	345,34	-35,16	7,16	2	236,43	72,95
9	3,48	-43,8	3,56	2	326,23	84,56
10	35,57	-48,55	4,38	2	28,95	59,25
11	344,48	-34,23	23,64	3	236,16	71,93
13	16,42	-41,91	2,61	2	2,76	74,25
14	162,95	62,4	4,82	2	331,05	-70,8
15	202,17	47,74	3,87	2	202,7	-70,68
16	171,17	33,3	4,32	2	74,95	-75,62
17	345,34	-35,16	7,16	2	236,43	72,95
18	125,05	15,8	29,82	2	32,37	-34,21
19	343,78	-23,34	11,2	3	247,49	66,61
20	8,66	-21,32	36	2	315,68	69,31
21	322,93	-79,56	31,67	3	128,12	45,16
22	341,6	-34,48	7,34	2	230,46	69,93
23	338,33	-67,87	22,8	2	142,63	63,68
24	329,27	-38,76	48,47	2	210,24	61,28
25	232,61	15,46	12,45	2	187,84	-36,09

Polo paleomagnético promedio para esta localidad:						
Localidad	Long, O (°)	Lat, S (°)	A95 (°)	N	k	R
RD	236,54	84,75	8,25	18	18,52	17,08

un suave engrosamiento de la mayoría de las secuencias en la zona de Tudcum en comparación con la zona de Angualasto. La similitud en espesores de las dos zonas de polaridad con respecto a las zonas de polaridad en Angualasto entre 6,9 y 6,3 Ma (Fig. 9) lleva a interpretar que esta correlación sería válida para el perfil paleomagnético de Tudcum. La probabilidad de esta correlación se confirma al observar que las secuencias 5 y 6 afloran en este sector, según se desprende de la interpretación de la línea sísmica 5323, dispuesta en forma paralela al perfil de Tudcum, y a sólo una distancia 2 km al norte de esta localidad. Esta interpretación coincide con la anterior conclusión que, basada en la correlación magnetoestratigráfica sugerida en párrafos anteriores, indica que el perfil de Tudcum es de la misma edad que las secuencias 5 y 6 en Angualasto.

Perfil de Rodeo #2

Se agregan a los datos presentados en este trabajo el estudio magnetoestratigráfico del perfil Rodeo #2, publicado por Johnson *et al.* (1987). Rodeo #2 conforma los afloramientos más cercano a la ruta 150 al este del pueblo de Rodeo. Este perfil está ubicado en la subcuenca oriental, entre la pliegue #4 y la Precordillera (Fig. 4).

Los estratos buzan al Oeste, entre los afloramientos de basaltos ordovícicos de la Cuesta del Viento, y el eje del sinclinal apretado visible desde la ruta. El perfil magnetoestratigráfico corresponde solamente a los 500 m inferiores del Grupo Iglesia; varios centenares de metros pertenecientes a la parte más alta de la sección afloran más el sur.

Las características litológicas (Fig. 9) más sobresalientes del perfil de Rodeo #2 son: una brecha basal, 200 m de areniscas volcánoclasticas primarias y retrabajadas de carácter dacítica, una discordancia erosiva ubicada aproximadamente en el sector medio del perfil seguida por una serie de paleocanales vinculados con una fuerte coloración roja, y el predominio de arcillas y pelitas con paleosuelos en la parte superior (Johnson *et al.* 1987). Unas pocas mediciones de paleocorrientes sugieren una orientación meridional para los paleocanales en la serie roja. La evidencia de erosión importante en la base de los paleocanales, el cambio brusco en los ambientes de depositación, y un cambio en la composición de las arenas (Damanti, comunicación verbal), indican que la base del intervalo con capas rojas y grandes paleocanales marcan un límite entre secuencias estratigráficas.

Los 21 niveles con datos paleomagnéticos definen 2 zonas de polaridad, cuyo contacto es un límite entre secuencias. La correlación de las zonas de polaridad está controlado por una datación de $8,1 \pm 1,5$ Ma en una ignimbrita de polaridad reversa ubicada en la base del perfil (Johnson *et al.* 1987). El importante espesor de la zona de polaridad reversa y la datación sugieren una correlación para esta zona entre 8,3 y 8,7 Ma en la escala de Berggren *et al.* (1995), la cual corresponde a la edad de la base de la secuencia 3 del perfil de Angualasto y de las líneas sísmicas.

La correlación de la zona normal superior es más problemática. Su importante espesor (aproximadamente 250 m) en comparación con los espesores de otras zonas de polaridad normal en la Cuenca de Iglesia (Fig. 9) indicaría que representa un largo intervalo de tiempo, el cual en la escala de Berggren *et al.* (1995) podría corresponder a la zona de polaridad normal entre 7,7 y 8,1 Ma. De tal correlación se deduce que la discordancia marca una pérdida de registro de tiempo de unos 200.000 años. Otra alternativa es suponer que las capas rojas de la zona de polaridad superior son equivalentes en tiempo con los niveles marcadamente rojizos del perfil de Angualasto; esto sólo es válido si la coloración refleja un tipo de meteorización controlado por condiciones climáticas extremas que no se repitieron. De esta segunda correlación surge que la edad de la parte superior del perfil Rodeo #2 estaría comprendida entre los 6,9 y los 7,1 Ma, y que falta más de un millón de años en la discordancia. La primera interpretación indicaría que la parte superior tiene la misma edad que la secuencia 3 en el perfil de Angualasto. La segunda interpretación sugiere una edad igual a la parte cuspidal de la secuencia 4 del perfil de Angualasto y

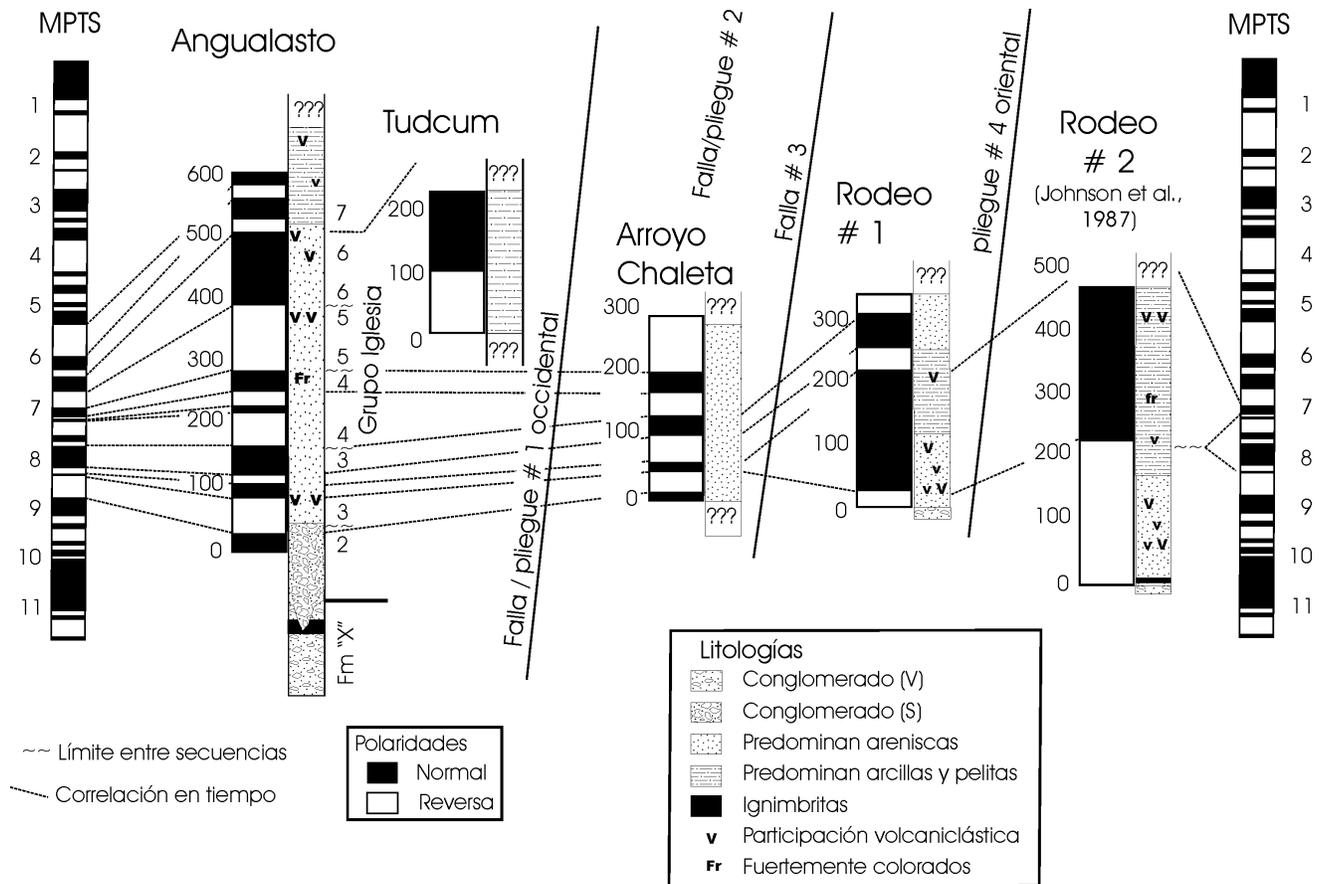


Figura 9: Correlación de todas las columnas de polaridad magnética local con la escala patrón de Berggren *et al.* (1995), y una síntesis de la litología en cada perfil. Los perfiles están ordenados para enfatizar su distribución en las distintas subcuencas.

de las líneas sísmicas en la subcuenca estructural occidental.

Una proyección de la sismoestratigrafía de la línea sísmica 5324 hacia los afloramientos al Este apoya la interpretación de que los estratos de Rodeo #2 se aproximan en su edad a la de las secuencias inferiores del perfil de Angualasto. Las características de las reflexiones que constituyen las tres secuencias inferiores en la subcuenca occidental se asemejan a las reflexiones en la mayor parte del Terciario al Este de las fallas/pliegues #1, #2, y #3. La secuencia 1' termina y la secuencia 2' se adelgazan por *onlap* contra el basamento en el ala occidental de la falla/pliegue #4 (Beer *et al.* 1990, y su figura 7b). Dado que el alto estructural que corresponde a la falla/pliegue #4 no está cruzado por la línea sísmica, y que tampoco aflora a esta latitud, no se pueden establecer las características existentes entre las secuencias 2' y 3' hacia Rodeo #2 en su ala oriental. Pero 5 km al Norte no hay cambios importantes en el nivel estratigráfico que aflora entre las alas de este pliegue, y se sospecha que hay menos levantamiento a la altura de 5324 porque no aflora el basamento paleozoico en el eje de falla/pliegue #4. Entonces se interpreta que los mismos niveles estratigráficos vistos en la sísmica, en el flanco occidental, afloran en el flanco oriental de falla/

pliegue #4. El resultado es que los niveles inferiores que afloran en el perfil Rodeo #2 (la brecha basal) corresponderían a la parte cuspidal de la secuencia 2', y que afloran además estratos que corresponden a la secuencia 3' y a niveles más altos, aunque solamente la parte inferior esté incorporada en el perfil paleomagnético. Esta interpretación concuerda bien con la interpretación magnetoestratigráfica. Se destaca una discordancia con *onlap* entre reflexiones en el Terciario al oeste de la falla/pliegue #4, dentro el intervalo que se asemeja a la secuencia 3' más al Oeste, lo cual probablemente corresponde al límite entre secuencias que corta el perfil Rodeo #2. Dado que las correlaciones sismoestratigráficas no permiten distinguir si ese límite entre secuencias corresponde al LS3-4 del perfil de Angualasto o si es otro, tal vez que no correlacione con ningún límite entre secuencias de la cuenca occidental, no se pueda elegir entre las opciones para llevar a cabo la correlaciones magnetoestratigráficas.

Síntesis paleogeográfica y conclusiones

Tomando como base las correlaciones magnetoestratigráficas realizadas para cada perfil y la información

Cuadro 4: Resultados de los estudios paleomagnéticos realizados en muestras de la localidad de Arroyo Chaleta (provincia de San Juan). Datos ordenados de base (sitio 1) a techo (sitio 13). Ref. (ver cuadro 2).

Resultados de los estudios paleomagnéticos						
Localidad de Arroyo Chaleta, San Juan (Long, 69°06' O ; Lat, 30°02' S)						
Sitio	MRE				PGV	
	Decl. (°)	Incl. (°)	α_{95} (°)	n	Long. (°)	Lat. (°)
1	347,40	-72,80	25,16	2,00	124,41	60,47
2	192,90	39,70	11,91	2,00	171,06	-76,24
3	6,50	-67,40	16,36	3,00	99,16	69,21
4	171,30	64,60	7,13	2,00	310,86	-72,20
5	193,10	46,20	14,82	3,00	191,95	-78,26
6	182,60	43,60	9,78	3,00	138,33	-84,89
7	13,80	-52,80	31,26	2,00	40,44	77,79
8	188,70	46,80	23,66	2,00	188,44	-82,13
9	23,30	-38,50	7,17	3,00	4,71	67,49
10	194,60	66,40	22,15	2,00	264,49	-68,13
12	67,40	48,90	17,14	2,00	344,22	2,28
13	188,80	43,40	9,86	3,00	171,87	-80,89

Polo paleomagnético promedio para esta localidad:						
Localidad	Long, O (°)	Lat, S (°)	A95 (°)	N	k	R
AN	240,4	-80,85	8,73	11	28,26	10,64

geológica resumida precedentemente, se realizó la correlación temporal de todos los perfiles incluidos en el presente trabajo (Fig. 9). La misma permite conocer las relaciones temporales entre los afloramientos principales de la mitad septentrional de la Cuenca de Iglesia y la sismoestratigrafía resuelta a partir de una red de líneas sísmicas.

Como fue expresado por Beer *et al.* (1990), el relleno de la Cuenca de Iglesia comenzó, en los tiempos de la secuencia 1 (aproximadamente a los 17 Ma), en una zona angosta (<20 km), elongada hacia el norte y sin subdivisión por los altos estructurales #1 a #4. Después de un largo tiempo de erosión y cambio paleogeográfico, la cuenca incrementó progresivamente su ancho de Este-Oeste, por *onlap* de sus bordes occidentales y orientales, aproximadamente entre los 9 y los 5,2 Ma (secuencias 2 a 6). A partir de la base de secuencia 7 (5,2 Ma), la acumulación quedó restringida a la subcuenca occidental, donde la zona de depositación se redujo progresivamente hasta secuencia 11 (estimada en 4 Ma por Jordan *et al.* 1997) (Fig. 4). Los afloramientos en las 4 subcuencas orientales corresponden, en tiempo, solamente a las secuencias 2 a 5 (8,8 a 6,6 Ma), mientras que los datos sísmicos muestran que la secuencia 1 se adelgaza en el subsuelo hacia el tren de fallas y pliegues #4, tal que no existe en la subcuenca más oriental. Aunque la presencia de discordancias es clara en la sísmica tanto como en afloramientos y permite la subdivisión del relleno de la cuenca en secuencias estratigráficas, el registro de zonas de polaridad magnética en la subcuenca occidental está casi completo entre los 9 y los 5 Ma, lo cual implica que el tiempo de hiatos representado por las discordancias es muy corto (Jordan *et al.* 1997).

La arquitectura a gran escala de la Cuenca de Iglesia

se debe a la deformación del grupo de corrimientos que levantaron la Precordillera, pero los cuatro altos estructurales presentes dentro de la cuenca (activos y tal vez contemporáneo con todas las secuencias desde la 2 hasta la 11) la subdividieron en 5 subcuencas, y controlaron la arquitectura interna de la cuenca. A pesar de las semejanzas generales entre la cronología de los afloramientos en las 4 subcuencas orientales, existen diferencias que se pueden atribuir a la subdivisión del sistema depositacional por los altos estructurales. Por ejemplo, se depositaron 30 m de sedimentos de edad entre 8,2 y 7,7 Ma en el limbo occidental de la zona de falla y pliegue #3 (Arroyo Chaleta), mientras que en el limbo oriental de esa falla (Rodeo #1) se acumularon casi 190 metros. Además, el volumen de material volcánico acumulado entre 8,8 y 8,3 Ma, aunque notable en todos los afloramientos estudiados en detalle, es muy exagerado en la subcuenca oriental (Rodeo #2) en comparación con las subcuencas al oeste. Los paleoríos de orientación meridional en la subcuenca oriental son otra evidencia que la paleogeografía del Grupo Iglesia estuvo influenciada por altos estructurales adentro de la cuenca.

La evolución de la Cuenca de Iglesia ocurrió en dos etapas bien separadas en tiempo. La secuencia 1 constituye la primer etapa, y se formó bajo el efecto de actividad volcánica en la zona, por erosión de altos volcánicos tanto como por depósitos volcánicos primarios. Por las diferencias litológicas y la discordancia superior, la cual tiene un orden de importancia que excede por mucho las discordancias presentes dentro de los estratos suprayacentes, se considera prudente asignar la secuencia 1 a una unidad formacional que no incluye a la Formación Las Flores. Puede resultar que la secuencia 1 coincida con la Formación Lomas del Campanario, aunque esto queda sin resolución. Aunque la distribución en espacio de la secuencia 1 es semejante a la dis-

Cuadro 5: Resultados de los estudios paleomagnéticos realizados en muestras de la localidad de Tudcum (provincia de San Juan). Datos ordenados de base (sitio 1) a techo (sitio 10). Ref. (ver cuadro 2).

Resultado de los estudios paleomagnéticos						
Localidad de Tudcum, San Juan (Long, 69°10' O ; Lat, 30°08' S),						
Sitio	MRE				PGV	
	Decl. (°)	Incl. (°)	α_{95} (°)	n	Long. (°)	Lat. (°)
1	184,53	44,64	13,84	4	155,86	-46,95
2	206,63	14,54	21,22	2	179,51	-25,87
3	282,91	11,53	0,00	1	254,01	-0,88
4	205,38	71,64	25,77	3	204,32	-73,05
5	257,86	-64,93	18,89	5	209,32	39,12
6	30,55	-42,99	23,92	6	8,44	42,31
7	15,90	-62,31	42,83	5	354,45	63,38
8	325,98	-72,51	58,32	3	260,33	71,44
9	14,22	-31,41	22,19	5	347,03	37,12
10	21,83	-59,87	13,78	5	3,49	59,39

Polo paleomagnético promedio para esta localidad:						
Localidad	Long, O (°)	Lat, S (°)	A95 (°)	N	k	R
Td	47,72	74,89	16,5	8	12,25	7,42

tribución del Grupo Iglesia, no se sabe si eso se debe a su distribución original, o a los remanentes que quedaron después de aproximadamente 8 millones de años de erosión posterior.

La segunda etapa corresponde a las secuencias 2 a 11, las cuales en afloramientos corresponden sin dudas a la Formación Las Flores dentro del Grupo Iglesia. En el sector septentrional de la Cuenca de Iglesia, el Grupo Iglesia suele incluir granos de origen volcánico e intercalaciones de tobas, pero en su gran mayoría el efecto del volcanismo fue indirecto y alejado. Sólo afloran en el eje de la cuenca (Angualasto) facies proximales a los bordes montañosos de la cuenca, y solamente corresponden a los niveles más viejos de la Formación Las Flores. A partir de aproximadamente 8,5 Ma, la parte de la cuenca conocida en afloramientos indica la existencia de un valle amplio y de baja pendiente, en el que ríos arenosos corrían hasta barreales. A pesar de la existencia de evidencias de lagos efímeros, no habrían existido lagos grandes que permanecieran por tiempos prolongados, que servirían para hacer correlaciones entre las subcuencas.

Agradecimientos

Los autores de esta contribución desean agradecer a YPF S. A., al Dr. Juan Pablo Milana, al Dr. Pablo Pazos, al Dr. Richard Allmendinger, a la Srta. Claire Mc Corkle, y a los árbitros encargados de la revisión crítica del manuscrito quienes con su ayuda, recomendaciones y correcciones han permitido la realización y enriquecimiento del mismo. También se agradece a la NSF (National Science Foundation) y de UBACyT (subsido X01/199) por el financiamiento de los trabajos de campo, laboratorio y gabinete.

TRABAJOS CITADA EN EL TEXTO

- Allmendinger, R. W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C. and Isacks, B. L., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics*, 9(4):789-809.
- Aparicio, E. P., 1984. Geología de San Juan. Publicación de la Universidad Nacional de San Juan, 1-167 p. San Juan. Argentina.
- Balbi, A., 1995. Estudio magnetoestratigráfico de las sedimentitas terciarias del grupo Iglesia, aflorantes en las cercanías de Tudcum (prov. de San Juan): sus implicancias tectosedimentarias. Trabajo Final de Licenciatura, Departamento Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, 94 p., Inédito.
- Bastías J. A. y Uliarte, E., 1991. Tectoformas de transcurrencias, falla El Tigre, sector central, San Juan. 6° Congreso Geológico Chileno, Resúmenes expandidos: 506-509.
- Beer, J. A., 1989. Magnetic polarity stratigraphy and depositional environments of the Bermejo Basin, and seismic stratigraphy of the Iglesia Basin, Central Andes. Thesis of PhD, Cornell University, Ithaca, 1-195 p. USA.
- Beer, J.A., 1990. Steady sedimentation and lithologic completeness, Bermejo Basin, Argentina. *Journal of Geology*, 98, 501-517.
- Beer, J. A., Allmendinger, R. W., Figueroa, D. E. and Jordan, T. E., 1990. Seismic stratigraphy of a Neogene Piggyback Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74(8) : 1183-1202.
- Bercowski, F., 1993. Facies piroclásticas en el terciario del Valle de Iglesia, Provincia de San Juan, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 4: 206-215.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. and Aubry, M-P., 1995. A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. In Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M-P, Hardenbol Eds. *Geochronology, Times Scales and Global Stratigraphic Correlation*, Journal Society for Sedimentary Geology, Special Publication: 129-212. Tulsa, USA.
- Contreras, V., Damiani, O., Milana, J., Bracco A. y Barrera, M., 1990. Paleogeno y Neogeno de San Juan. 10° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 154-185, San Juan.
- Fernández Seveso, F., 1993. Sismoestratigrafía de la Cuenca de Iglesia. Informe de actividades en la Universidad de Cornell: YPF Informe interno N° 10.408: 20 p.
- Furque, G., 1979. Descripción geológica de la hoja 18c, Jachal (Prov. de San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 125: 1-79 p.
- Gagliardo, M., Caselli, A., Limarino, O., Colombo Piñol, y Tripaldi, A., 2001. Las unidades terciarias de la Cuenca Rodeo-Iglesia: validez y correlación de las unidades formacionales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56(1):121-125.
- Johnson, A. T., Jordan, T.E., Johnson, N.M., y Naeser, C., 1987. Cronología y velocidad de sedimentación en una secuencia volcánico-clástica, Rodeo, Prov. de San Juan, Rep. Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, 2: 87-90, Tucumán.
- Jordan, T. E., Drake, R. E., y Naeser, C. W., 1993. Estratigrafía del cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del Río Jachal, San Juan, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2:132-141.
- Jordan, T. E., Fernández, A., Fernández Seveso, F., Re, G. and Milana, J. P., 1996. Asymmetric Durations of Sequences and their Boundaries in the Mio-Pliocene Nonmarine Iglesia basin, Argentine Andes. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* (Denver, Colorado), 28(7): A-186.
- Jordan, T. E., Kelly, S., Fernández, A., Fernández Seveso, F., Ré, G. H. y Milana, J. P., 1997. Relaciones entre las historias evolutivas de las cuencas de Iglesia y Bermejo, provincia de San Juan, Argentina. 2° Jornadas de Geología de Precordillera, Actas:142-147. San Juan, Argentina.
- Kay, S.M. and Abbruzzi, J.M., 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean «flat-slab» between 30°S and 32°S. *Tectonophysics*, 259: 15-28.
- Leveratto, M. A., 1976. Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31(1):53-58.
- Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C. y Nasi, C., 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la alta cordillera del Norte Chico (29°-31°S): geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile*, 21:11-51.
- Martín, M. W., Clavero, R. J., Mpodozis, M. C. y Cuitiño, G. L., 1995. Estudio geológico regional de la franja El Indio, Cordillera de Coquimbo, Vol. 1: Servicio Nacional de Geología y Minería, y Compañía Minera San José, Informe IR-95-6, 236 p.
- Milana, J. P., 1994. secuencias aluviales asociadas a variaciones hidrológicas: consideraciones teóricas y ejemplos. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 1:103-124.
- Ré, G., 1994. Magnetoestratigrafía de la secuencia neogénica aflorante en arroyo Chaleta (Angualasto, San Juan), sus implicancias tectosedimentarias. 5° Jornadas Argentinas de Sedimentología, 205-209. Tucumán.
- Ré, G. y Barredo, S., 1993. Estudio magnetoestratigráfico y tasa de sedimentación del Grupo Iglesia en sus afloramientos aledaños a la localidad de Angualasto (Prov. de San Juan). 12° Congreso Geológico Argentino, 2: 148 155.

- Ré, G. H. y Barredo, S. P., 1994. La secuencia volcánico-clástica neógena de Rodeo y su correlación con el volcanismo andino a partir de estudios magnetoestratigráficos. 5° Jornadas Argentinas de Sedimentología, 211-216. Tucumán.
- Shanley, K.W. and McCabe, P.J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 78 (4): 544-568.
- Siame, L., Sebrier, M., Bellier, O., Bourles, D., Castano, J. C., Aurojo, M., Yiou, F. and Raisbeck, G. K., 1996. Segmentation and horizontal slip-rate estimation of the El Tigre fault zone, San Juan province (Argentina) from Spot images analysis. Third ISAG, expanded abstract: 239-242. St. Malo, Francia.
- Snyder, D., Ramos, V. and Allmendinger, R., 1990. Thickskinned deformation observed on deep seismic reflection profiles in western Argentina. Tectonics, 9(4): 773-788.
- Stein, J., 1994. Estudio magnetoestratigráfico de las sedimentitas terciarias del grupo Iglesia, localidad de Las Flores (Prov. de San Juan), y su aporte a la evolución de la Cuenca de Rodeo Iglesia. Trabajo Final de Licenciatura Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, 77 p., Inédito
- Tabbutt, K., Naeser, C.W., Jordan, T.E. and Cervený, P.F., 1989. New fission-track ages of Mio-Pliocene tuffs in the Sierras Pampeanas and Precordillera of Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44(1-4): 408-419.
- Weidmann, R., Cardinal, A. y Simon, W., 1985. Propuesta de ordenamiento de la nomenclatura estratigráfica de las sedimentitas terciarias de la Precordillera sanjuanina. Primeras Jornadas sobre geología de Precordillera, 342-347. San Juan.
- Wetten, C., 1975. Estudio geológico - económico de un yacimiento de diatomita y análisis de mercado. 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, 5:513-529. Buenos Aires.
- Zijderveld, J., 1967. AC desmagnetization of rocks: Analysis of results. In Methods in Paleomagnetism (D. W. Collinson, K. M. Creer and S. K. Runcorn (eds)), 254-286. Elsevier, Amsterdam.

Recibido: 28 de junio, 2001

Aceptado: 4 de marzo, 2003