

XIIº Congreso Geológico Argentino y IIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza, 1993)
Geología y Recursos Naturales de Mendoza - V. A. Ramos (Ed.), Relatorio, I (7): 65-78

ESTANTERIA CONGRESOS

CAPITULO I-7

LAS SECUENCIAS SEDIMENTARIAS TRIASICAS

DANIEL A. KOKOGIAN¹, FERNANDO FERNANDEZ SEVESO² Y ALFONSO MOSQUERA³

¹ Occidental Exploration of Argentina, Inc.

² Yacimientos Petrolíferos Fiscales S.A.

³ Fundación Occidental - Becario

INTRODUCCION

Los sedimentos triásicos están ampliamente distribuidos tanto en el subsuelo como en la superficie de la provincia de Mendoza.

La mayor parte de ellos pertenece a la cuenca Cuyana, o cuenca triásica de Mendoza, según la denominación que utilizaron diferentes autores. La bibliografía sobre distintos sectores de la cuenca es amplia y proviene desde las primeras décadas de este siglo, momento en el que el inicio de la actividad petrolera en la zona provocó la generación de gran cantidad de estudios geológicos que, al cabo de los años, originaron trabajos de índole regional que, en general, habida cuenta de la ya citada influencia de la industria petrolera, provienen de profesionales ligados a dicha actividad (Rolleri y Criado Roque, 1968; Stipanovic, 1972; Rolleri y Fernández Garrasino, 1979; Criado Roque, 1979; Strelkov y Alvarez, 1984; Kokogian y Mancilla, 1989).

Al margen de los citados depósitos de la cuenca Cuyana, sedimentitas probadamente triásicas se ubican en el sur de la provincia de Mendoza, en el ámbito surmendo-cino de la cuenca Neuquina y corresponden al denominado Triásico de Llanténis (Stipanovic y Bonetti, 1969).

CUENCA CUYANA

La cuenca Cuyana atraviesa, en dirección submeridional, el subsuelo de la provincia de Mendoza desde las inmediaciones de la ciudad capital, al norte, hasta General Alvear al sur. Esencialmente constituye una cubeta alargada de dirección noroeste que alcanza un ancho máximo de aproximadamente 120 Km en su sector central (figura 1).

Hacia el oeste y el norte de la ciudad de Mendoza, los sedimentos triásicos se ven involucrados en la tectónica de deformación terciaria que conforma la Precordillera (figura 1). Por tal motivo, los niveles triásicos afloran en este ámbito, conjuntamente con sedimentos carbonáticos y clásticos del Paleozoico inferior, sedimentitas predominantemente de aguas profundas del Devónico (Formación Villavicencio), y clásticos de ambiente de plataforma dominadas por mareas del Carbonífero. También están presentes en este sector de la Precordillera, el complejo volcánico-clástico permo-triásico del Grupo Choiyoi y el Terciario, el cual está directamente relacionado con la orogenia andina y que además cubre gran parte del sector extra-andino de Mendoza.

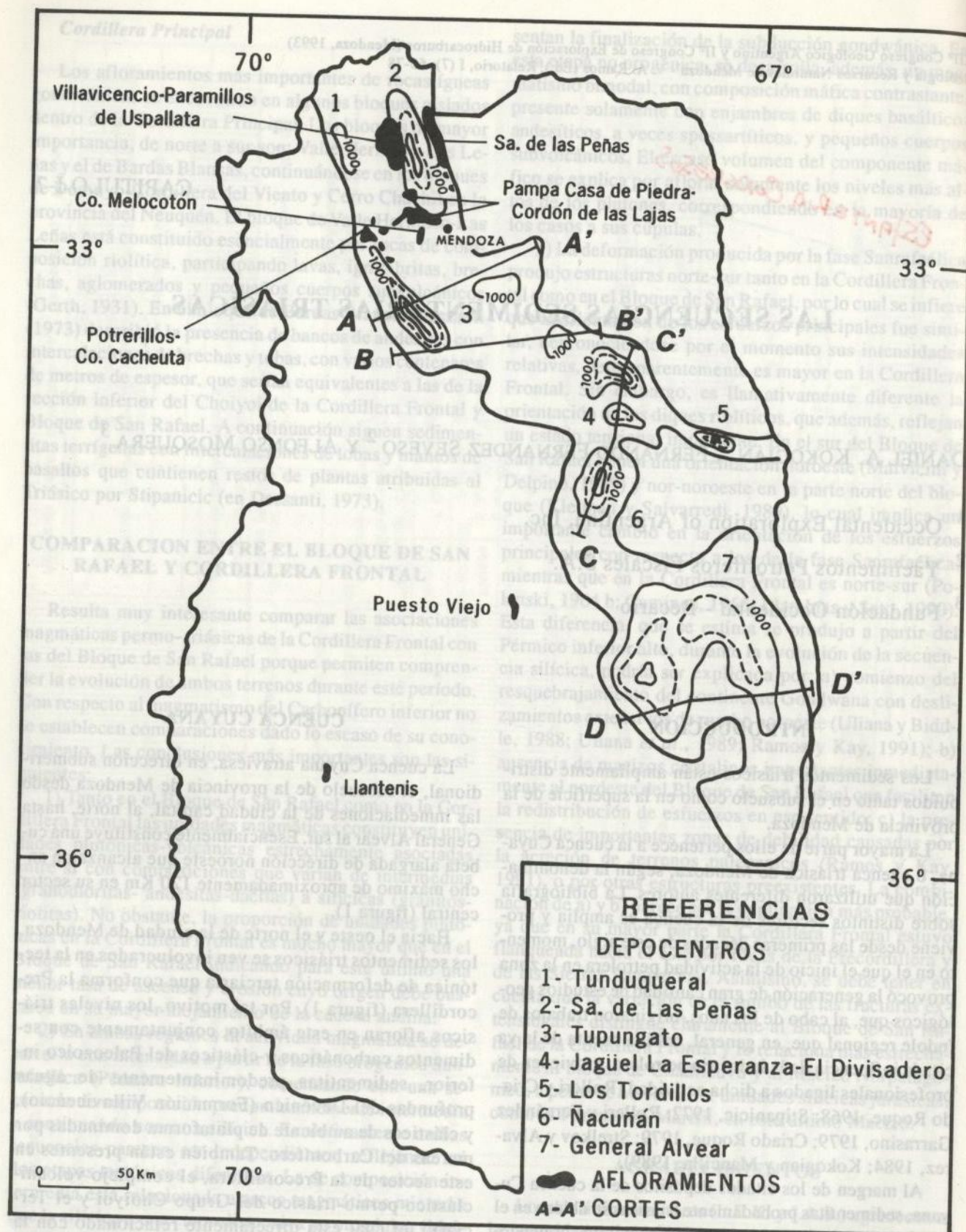


Figura 1: Mapa de ubicación del sector mendocino de la Cuenca Cuyana, mostrando principales depocentros, afloramientos de sedimentitas triásicas y ubicación de cortes estructurales (véanse figuras 2, 3, 4 y 5).

Todas las unidades paleozoicas citadas constituyen el basamento de la cuenca Cuyana, debiéndose incluir además los niveles asignados al Precámbrico que conforman el basamento en el flanco nororiental de la cuenca (figuras 2, 3 y 4).

TECTONICA

El origen de la cuenca Cuyana fue analizado por distintos autores (Rolleri y Criado Roque, 1968; Rolleri y Fernández Garrasino, 1979; Criado Roque *et al.*, 1981) y ha sido motivo de estudio de trabajos recientes (Ramos y Kay, 1991; Ramos 1992; Comínguez y Ramos, 1991).

Estos últimos trabajos caracterizan a la cuenca Cuyana como un rift, relacionado con un modelo de cizalla simple, ubicada como el resto de las cuencas triásicas de la región, en áreas cercanas al cratón, controladas por suturas de los terrenos acrecionados al mismo durante el Paleozoico.

La cuenca presenta seis subcuencas o depocentros principales: Las Peñas (aprox. 2000 m de espesor máximo), Cacheuta-Tupungato (3500 m), Ñacuñán (2000 m), Jagüel-La Esperanza (2400 m), Los Tordillos (2200 m) y General Alvear (2100 m) (figuras 1 a 5).

Podría incluirse un séptimo depocentro ubicado al noroeste, el cual no está totalmente acotado por falta de datos de subsuelo. Evidencia de este depocentro la constituirían los casi 1000 m de sedimentos aflorantes al norte del cerro Tundqueral en el valle de Uspallata (figura 1). Este depocentro habría estado desvinculado del de Las Peñas por un alto intracuenca, el cual puede identificarse en Paramillos de Uspallata, al sur de cerro Los Colorados, en donde términos del Triásico superior apoyan directamente sobre el Grupo Choiyoi.

Estas subcuencas se encuentran parcialmente aisladas entre sí debido a la presencia de altos intracuencales de basamento. Este aislamiento es especialmente marcado en la etapa de apertura inicial de la cuenca o *synrift*, mientras que todas ellas se encontraron comunicadas en las postrimerías del mismo, o en la etapa de subsidencia generalizada o hundimiento térmico (*sag*) de la cuenca (figuras 2 a 5).

Cada subcuenca, especialmente las ubicadas hacia el oeste, corresponderían a hemigrabens del rift, separados por regiones de transferencia que conformarían los altos intracuencales (Legarreta *et al.*, 1993; Ramos, 1992) (figuras 2, 4 y 7).

Trabajos previos (Kokogian *et al.*, 1989; Kokogian y Mancilla, 1989; Kokogian, 1991) identificaban dos etapas de desarrollo de la cuenca que denominaron

synrift y *sag* respectivamente. Al límite entre estos dos intervalos se lo ubicó en el techo del conjunto sedimentario-volcánico que formacionalmente se conoce como Formación Las Cabras.

Interpretaciones posteriores, especialmente sísmicas, muestran que el sistema de fallamiento que originó la cuenca se mantuvo particularmente activo hasta los tiempos de depositación del conjunto de secuencias (C.S.) Potrerillos - Cacheuta. Por tal razón, en este trabajo se incluye este conjunto sedimentario dentro del período de rifting de la cuenca, denominándolo *Synrift II* para diferenciarlo del estadio inicial (*Synrift I*) durante el que se depositaron los términos de los conjuntos de secuencias Las Peñas Inferior y Superior (figura 6).

El relleno de la cuenca durante la etapa de subsidencia térmica (*sag*) correspondió al conjunto de secuencias Río Blanco.

La discordancia basal del *sag* es claramente visible en sísmica y puede representarse en secciones regionales (figuras 2 a 5, y 7).

El C. S. Río Blanco presenta una marcada restricción areal en sus niveles más antiguos, expandiéndose fuertemente con sus términos superiores. Este arreglo estratigráfico puede verificarse en el margen oriental de la cuenca donde los niveles más jóvenes del Triásico superior apoyan directamente sobre el basamento (figura 2).

ESTRATIGRAFIA

En trabajos anteriores (Kokogian *et al.*, 1989; Kokogian y Mancilla, 1989) se habían identificado dos intervalos estratigráficos principales denominados Supersecuencia Inferior o Las Peñas y Supersecuencia Superior o cerro Cocodrilo.

Sin embargo, la necesidad de adaptar la denominación de los principales intervalos estratigráficos a la terminología actualmente aceptada dentro de la estratigrafía secuencial, conjuntamente a la revalorización de las discordancias presentes dentro de la columna triásica lleva a la identificación de cuatro conjuntos de secuencias (*sequence sets*) identificados en la figura 6 y cuya relación con las principales etapas evolutivas de la cuenca ya fue mencionada en este trabajo.

La relación entre estos C. S. y su conformación interna a nivel secuencias depositacionales fue analizada por Fernández Seveso *et al.* (1991-1992), para el depocentro Tupungato-Cacheuta (figura 7). La figura 12 muestra la identificación en superficie (perfil Arroyo Divisadero Largo) de parte del C.S. Potrerillos-Cacheuta y el C. S. Río Blanco (Fernández Seveso *et al.* 1991-1992).

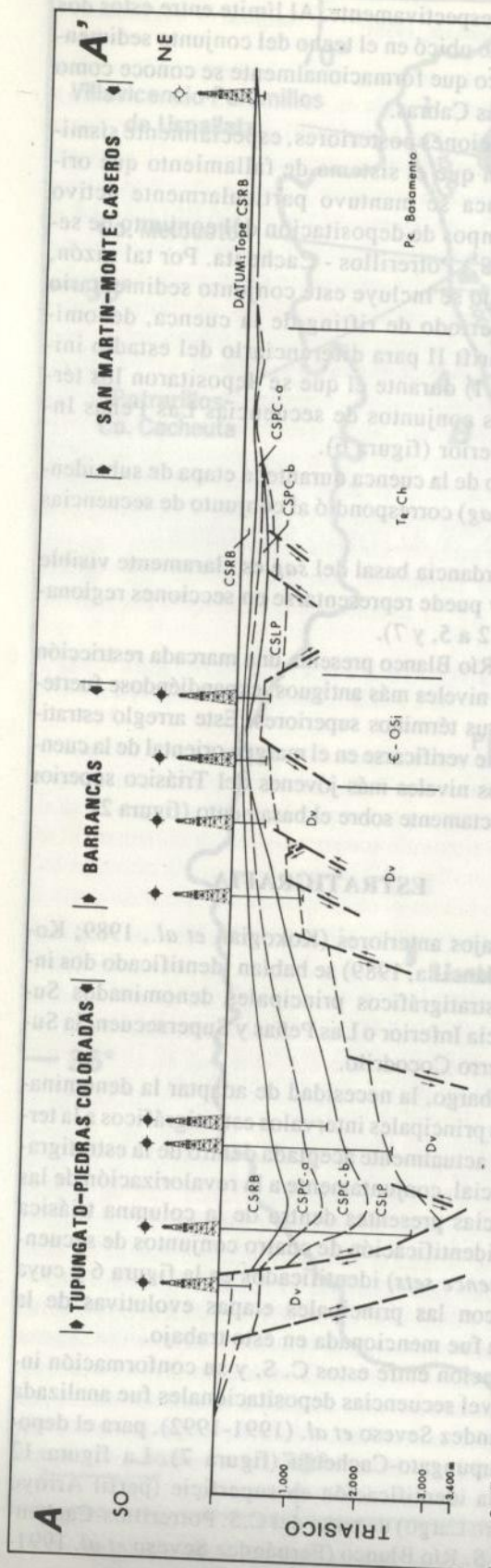


Figura 2: Corte regional A-A': Mostrando el hemigraben correspondiente al depocentro Tupungato-Piedras Coloradas, el cual se encuentra limitado al oeste por la importante zona de falla de Pto. Pozo Cercado. Hacia el este se muestra el paleoalto del área de Barrancas y el margen oriental de la cuenca con el Triásico traslapado sobre el basamento Precámbrico. Corte nivelado al tope del CSRB, sin reconstrucción palinspática (véase figura 1 para ubicación). Referencias: P_c: Basamento Precámbrico, e-O₂: Cambro-Ordovícico Formación San Juan, D_v: Devónico Formación Villavicencio, P-TrC₁: Permo-Triásico Grupo Choiyoi, CSLP: Conjunto de Secuencias Las Peñas, CSPC: Conjunto de Secuencias Potrerillos Cacheuta, CSPC_a: facies fluviales (Formación Potrerillos), CSPC_b: facies lacustres (Formación Cacheuta), CSRB: Conjunto de Secuencias Río Blanco.

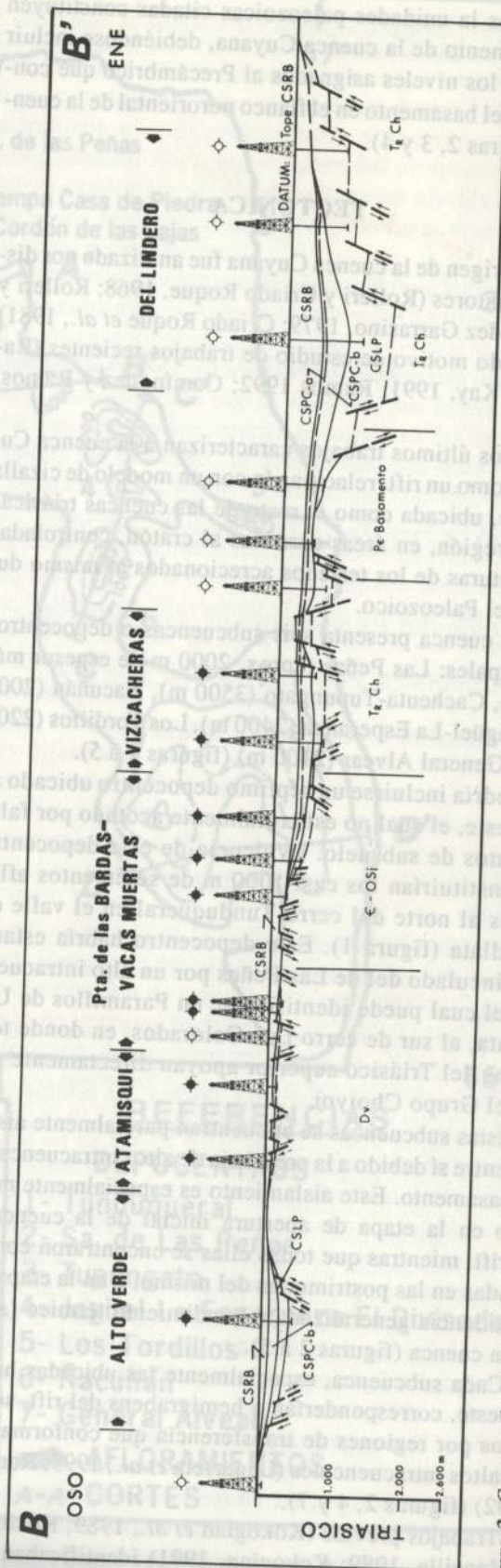


Figura 3: Corte regional B-B': Mostrando el sector sur del depocentro Tupungato-Piedras Coloradas (Alto Verde), los altos relativos de Atamisqui-Punta de las Bardas y el depocentro Del Lindero. Corte nivelado al tope del CSRB, sin reconstrucción palinspática. Ubicación en figura 1 y referencias en figura 2.

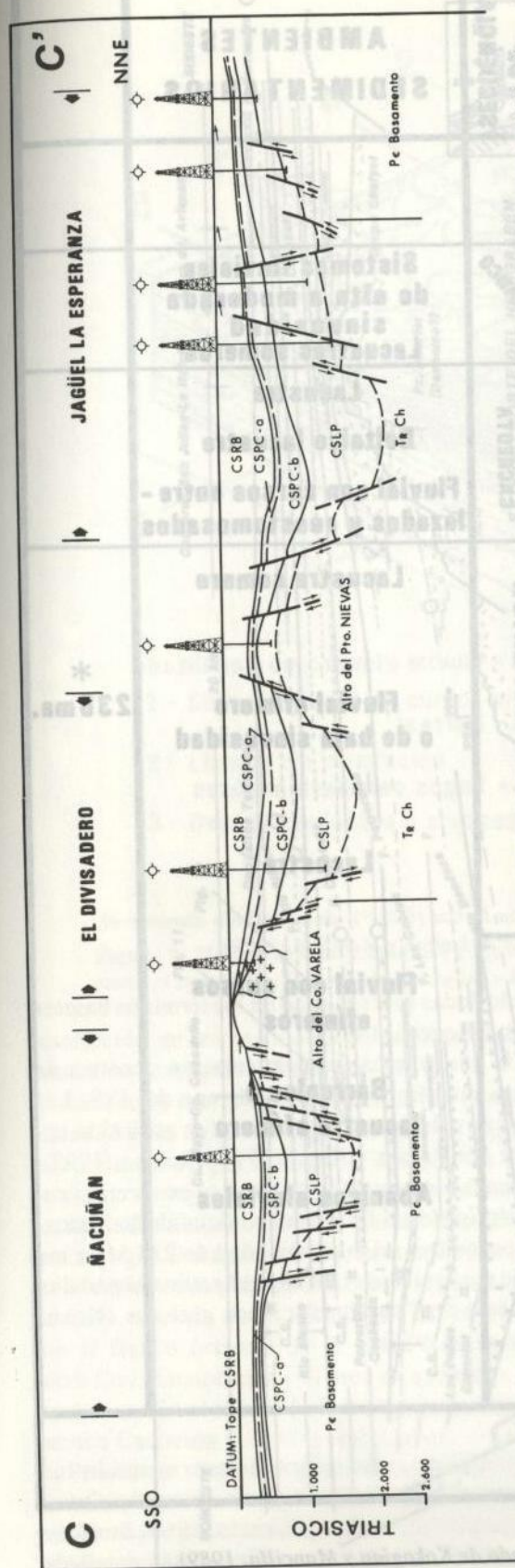


Figura 4: Corte regional C-C': Mostrando los depocentros de Nacuan, Del Lindero y Jagüel-La Esperanza y los altos intracuencales del cerro Varela y Puesto Nievas. Corte nivelado al tope del CSRB. No se ha ponderado el espesor erosionado al tope del CSRB en el sector oriental del depocentro de Jagüel-La Esperanza. Ubicación en la figura 1 y referencias en la figura 2.

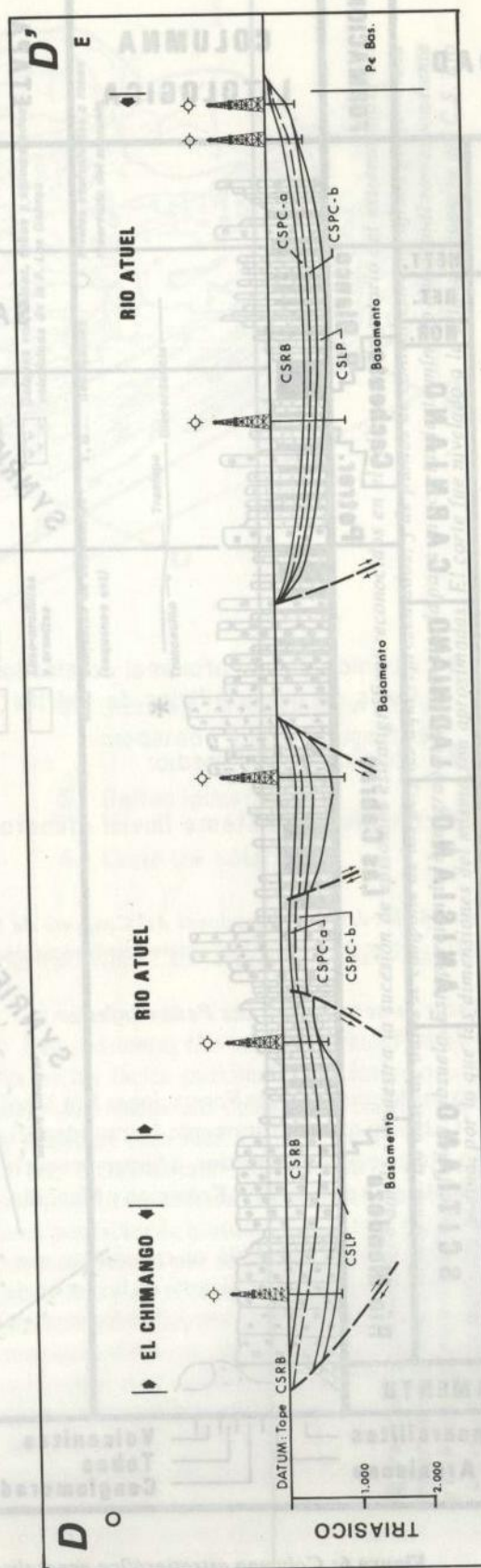


Figura 5: Corte regional D-D': Mostrando la subcuenca de Alvear con los depocentros de El Chimango y Río Atuel separados por un alto basamental. Corte nivelado al tope del CSRB. Ubicación en la figura 1 y referencias en la figura 2.

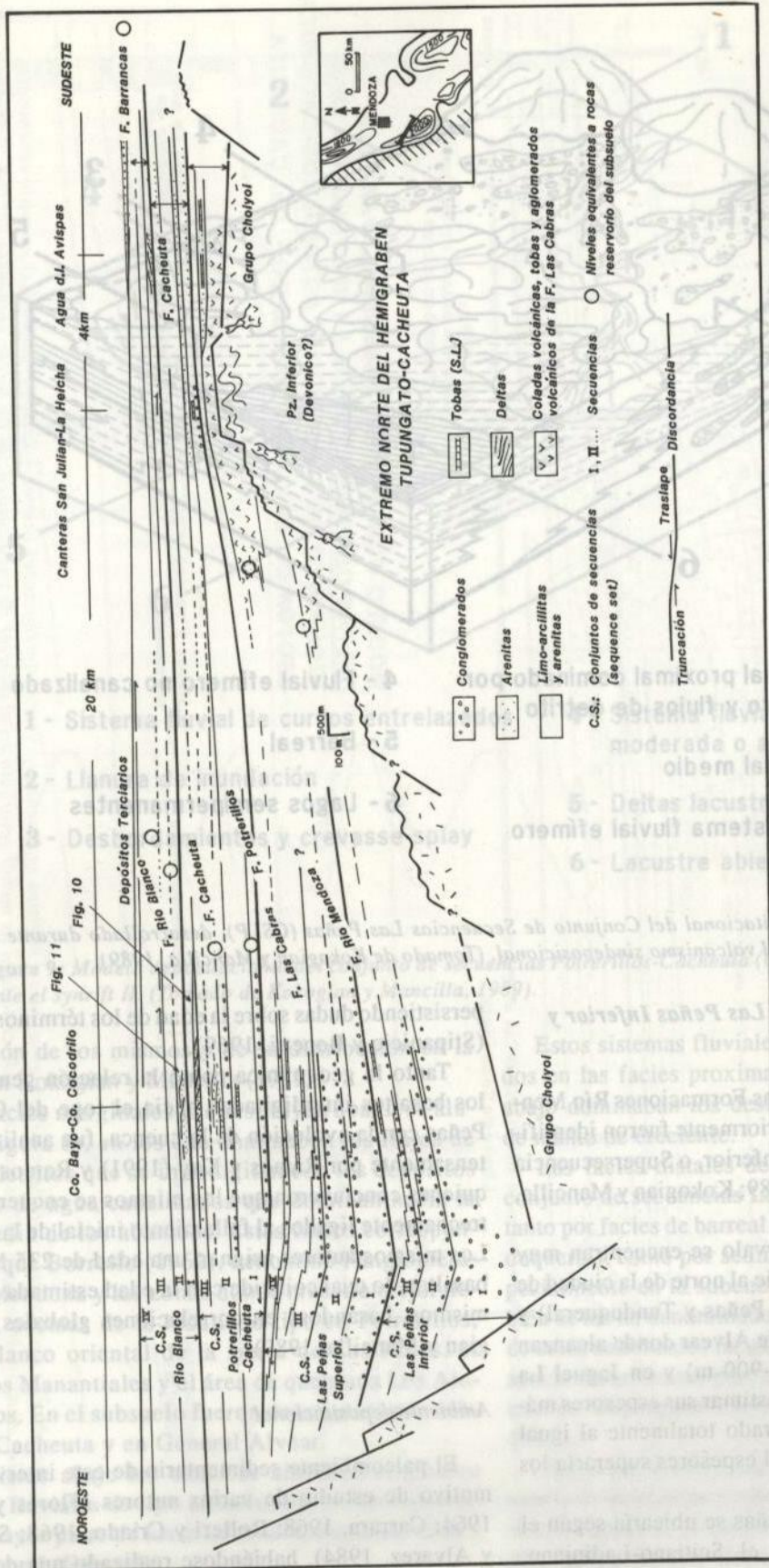
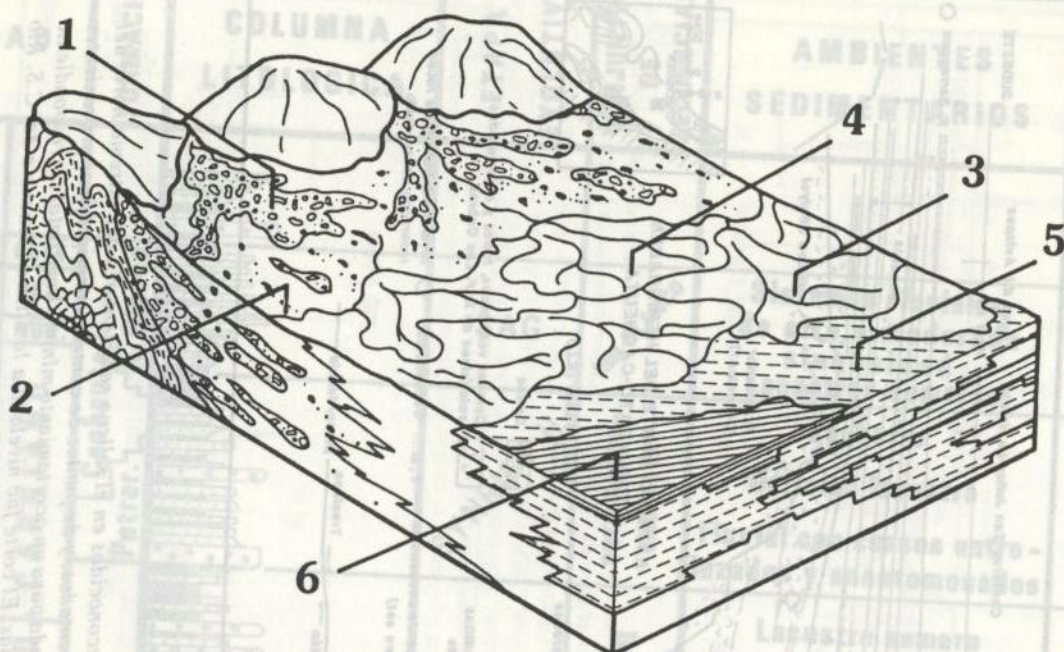


Figura 7: Corte esquemático donde se muestra la sucesión de episodios estratigráficos reconocidos en el relleno sedimentario del extremo norte del hemigraben Tupungato-Cacheuta. La base de datos se compone de los perfiles aquí representados, y de puntos de control estratigráficos provenientes de trabajos exploratorios en superficie y subsuelo. Esta porción del hemigraben fue restaurada para un acortamiento mínimo horizontal correspondiente a los efectos de la tectónica andina, por lo que las dimensiones del mismo son aproximadas. El corte fue nivelado a la última secuencia del C.S. Río Blanco. (Tomado de Fernández Seveso et al., 1991-1992).



- 1 - Abanico aluvial proximal dominado por flujos de barro y flujos de detrito
 2 - Abanico aluvial medio
 3 - Canales de sistema fluvial efímero
 4 - Fluvial efímero no canalizado
 5 - Barreal
 6 - Lagos semipermanentes

Figura 8: Modelo depositacional del Conjunto de Secuencias Las Peñas (CSLP), desarrollado durante el *synrift* I. No se muestra el volcanismo sindeposicional. (Tomado de Kokogian y Mancilla, 1989).

Conjuntos de secuencias Las Peñas Inferior y Superior -*Synrift* I

Incluye a los términos de las Formaciones Río Mendoza y Las Cabras y que anteriormente fueron identificados como Supersecuencia Inferior, o Supersecuencia Las Peñas (Kokogian *et al.*, 1989; Kokogian y Mancilla, 1989).

Los registros de este intervalo se encuentran muy bien desarrollados en superficie al norte de la ciudad de Mendoza (subcuencas de Las Peñas y Tundqueral) y en el ámbito de la subcuenca de Alvear donde alcanzan los 600 m. En Ñacuñán (800-900 m) y en Jaguel La Esperanza (1000 m) es difícil estimar sus espesores máximos al no haber sido penetrado totalmente al igual que en Tupungato, en donde el espesores superaría los 800 m (figuras 2 a 5).

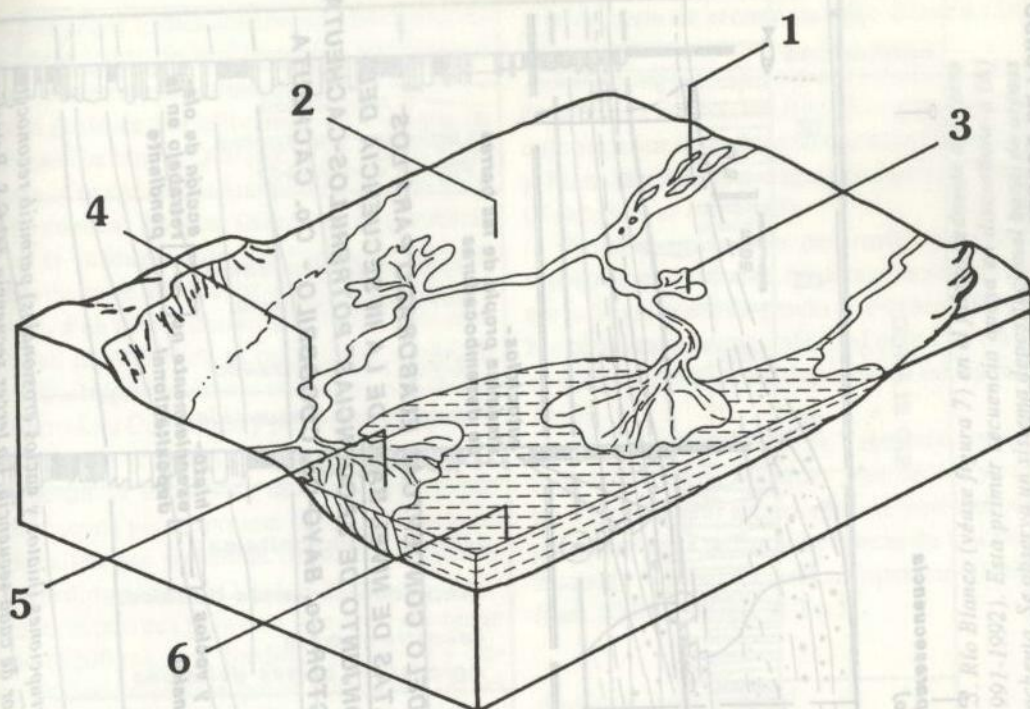
La edad de los C.S. Las Peñas se ubicaría según el contenido paleontológico en el Scitiano-Ladiniano,

persistiendo dudas sobre la edad de los términos basales (Stipanovic y Bonetti, 1969).

Tanto la geoquímica como la relación genética de los basaltos interdigitados hacia el tope del C.S. Las Peñas con la evolución de la cuenca, fue analizada extensamente por Ramos y Kay (1991) y Ramos (1992), quienes concluyeron que los mismos se encuentran estrechamente ligados al fallamiento inicial de la cuenca. Los mismos autores asignan una edad de 235 Ma a los basaltos, lo cual coincide con la edad estimada para los mismos, basándose en correlaciones globales (Kokogian y Mancilla, 1989).

Ambiente depositacional

El paleoambiente sedimentario de este intervalo fue motivo de estudio de varios autores (Flores y Ortiz, 1964; Carrara, 1968; Rolleri y Criado, 1968; Strelkov y Alvarez, 1984), habiéndose realizado una detallada



- 1 - Sistema fluvial de cursos entrelazados
- 2 - Llanura de inundación
- 3 - Desbordamientos y crevasse splay

- 4 - Sistema fluvial con cursos de moderada o alta sinuosidad
- 5 - Deltas lacustres
- 6 - Lacustre abierto

Figura 9: Modelo deposicional del conjunto de secuencias Potrerillos-Cacheuta (CSPC), desarrollado durante el synrift II. (Tomado de Kokogian y Mancilla, 1989).

descripción de los mismos y de su distribución en la cuenca en Kokogian y Mancilla (1989).

Las facies marginales la constituyen abanicos aluviales (figura 8), en los que dominaban los flujos de barro y detritos que se interdigitan con los depósitos de flujos de agua canalizados que dominan hacia la parte media de los abanicos. Estas facies corresponden a lo que Borrello (1962), denominó Fanglomerado Río Mendoza y las zonas donde muestra mejor desarrollo, además de la localidad tipo en Potrerillos, son el flanco oriental de la sierra de Las Peñas, el cerro Los Manantiales y el área de quebrada Los Alojamientos. En el subsuelo fueron descritas en la subcuenca Cacheuta y en General Alvear.

Pendiente abajo los abanicos aluviales originaron sistemas fluviales de tipo efímero, los cuales constituyen la mayor parte de los afloramientos en Las Peñas y Tundqueral (figura 1).

Estos sistemas fluviales mostraban flujos canalizados en las facies proximales, mientras que pendiente abajo dominaban los desbordamientos y los procesos de manto de creciente.

Las facies distales del sistema deposicional del conjunto de secuencias Las Peñas, están representadas tanto por facies de barreal o *playa lake* (Las Peñas, Tundqueral), como por sedimentos de origen lacustre, especialmente en la subcuenca de Cacheuta, donde también se las ha denominado "Intercalación Gris". Dentro de estos sedimentos lacustres, se ha identificado la presencia de turbiditas para el sector occidental de la subcuenca Tupungato-Cacheuta (Kokogian y Mancilla, 1989).

Hacia los términos cuspidales se incrementa la presencia de volcanitas y tobas. Las tobas se presentan bien desarrolladas en la zona este ("Tobas con Cristales" del área del yacimiento Barrancas), mientras que las facies

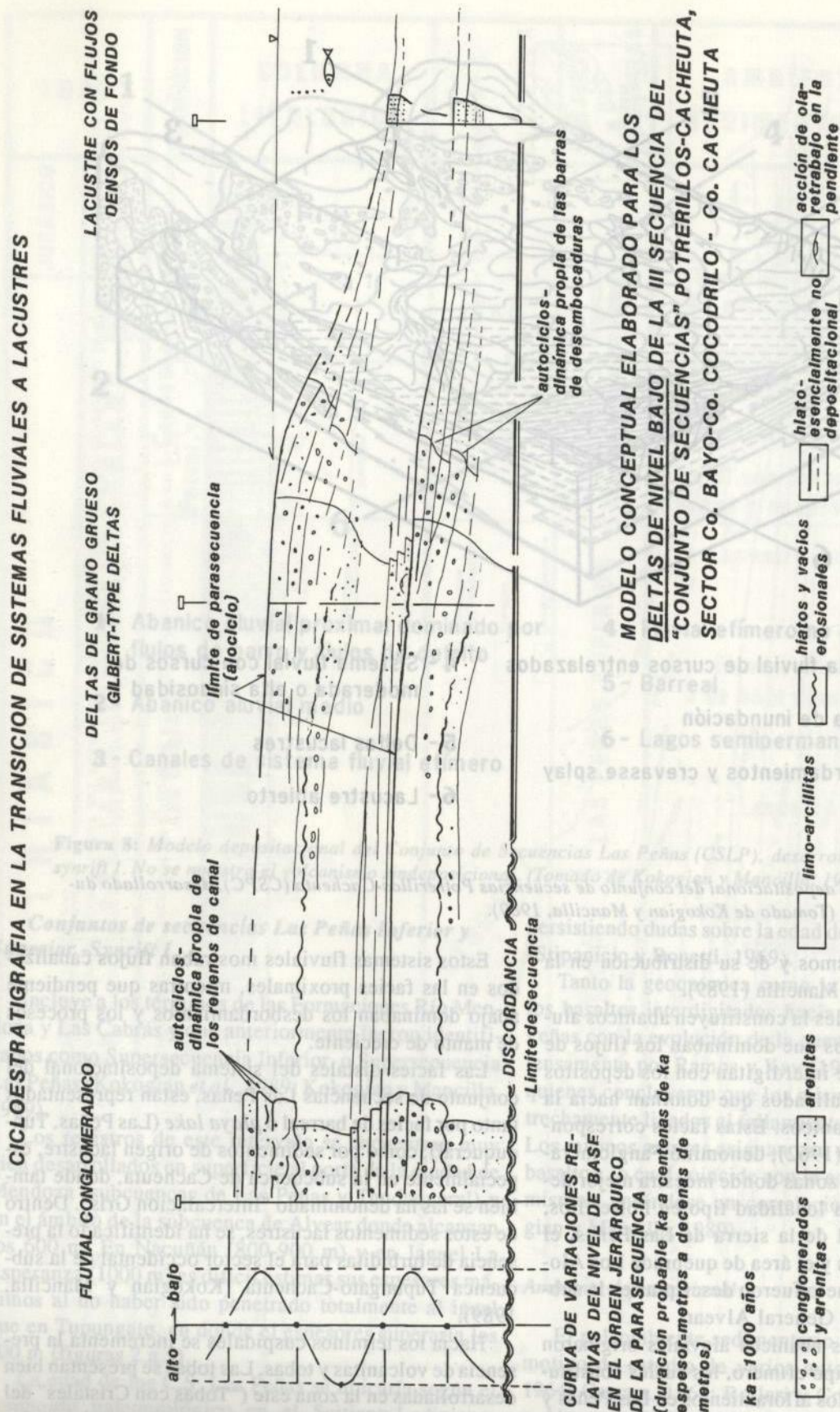


Figura 10: El conocimiento detallado de la evolución del registro sedimentario y sus interrupciones (hiatos y vacíos erosionales) permitió reconocer arreglos estratigráficos que reflejan un orden de ciclicidad de menor jerarquía en el interior de cada secuencia. La tercer secuencia del C.S. Potrerillos-Cacheuta se habría originado por un descenso relativo del nivel de base, como lo manifiesta el importante corrimiento de sistemas fluvio-deltaicos de grano grueso sobre facies pelíticas de sistemas lacustres (véase figura 7). La figura 10, tomada de Fernández Seveso et al. (1991-1992), muestra la relación estratigráfica lateral que pueden presentar los sistemas depositacionales de nivel de base bajo, y la ciclicidad interna similar en orden de magnitud a las parasecuencias definidas por Van Vagoner et al. (1987).

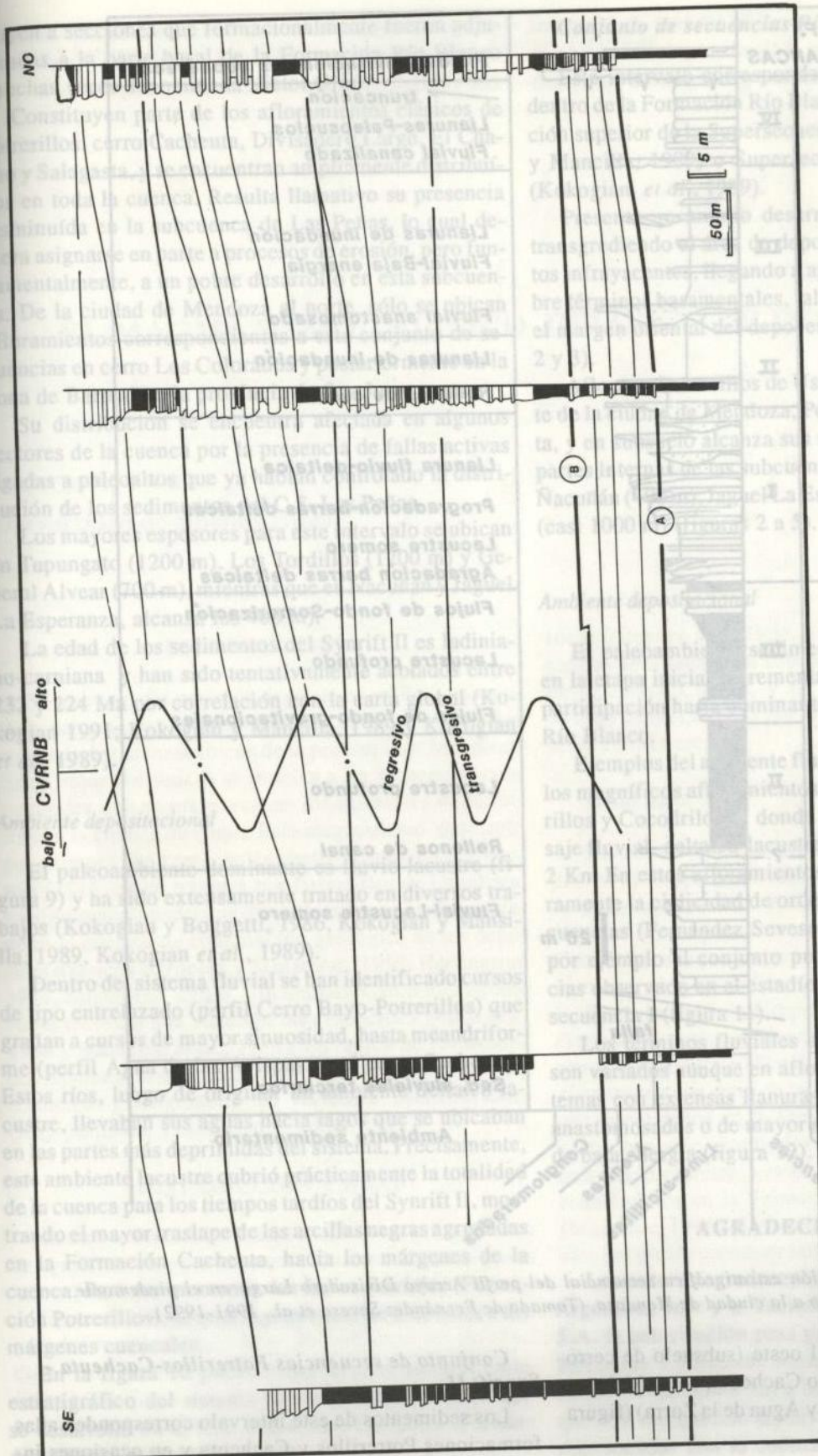


Figura 11: Esquema de la sección aflorada correspondiente a la primer secuencia del C.S. Río Blanco (véase figura 7) en el faldeo sudoeste del cerro Cocodrilo próximo a la localidad de Potrerillos, tomado de Fernández Seveso et al. (1991-1992). Esta primer secuencia apoya en discordancia (A) sobre las pelitas euxínicas de lago profundo de la última secuencia del C.S. Potrerillos-Cacheuta. Se observa un sistema deposicional basal de arenas finas y fangos rojizos de ambiente fuertemente oxidante, que evoluciona hasta un episodio de máxima inundación (B) representado por facies de fangos rojizos y morados de lago somero. Sobre este episodio de máxima inundación se desarrolla un conjunto progradante de barras de desembocadura deltaicas, en el que se reconoció un orden de ciclicidad menor equivalente a la jerarquía de parasecuencia (magnitud de 1 ka a cientos de Ka, y de metros a decenas de metros de espesor). La evolución de estos ciclos está representada en la figura por una curva de variaciones relativas del nivel de base (CVRNB).

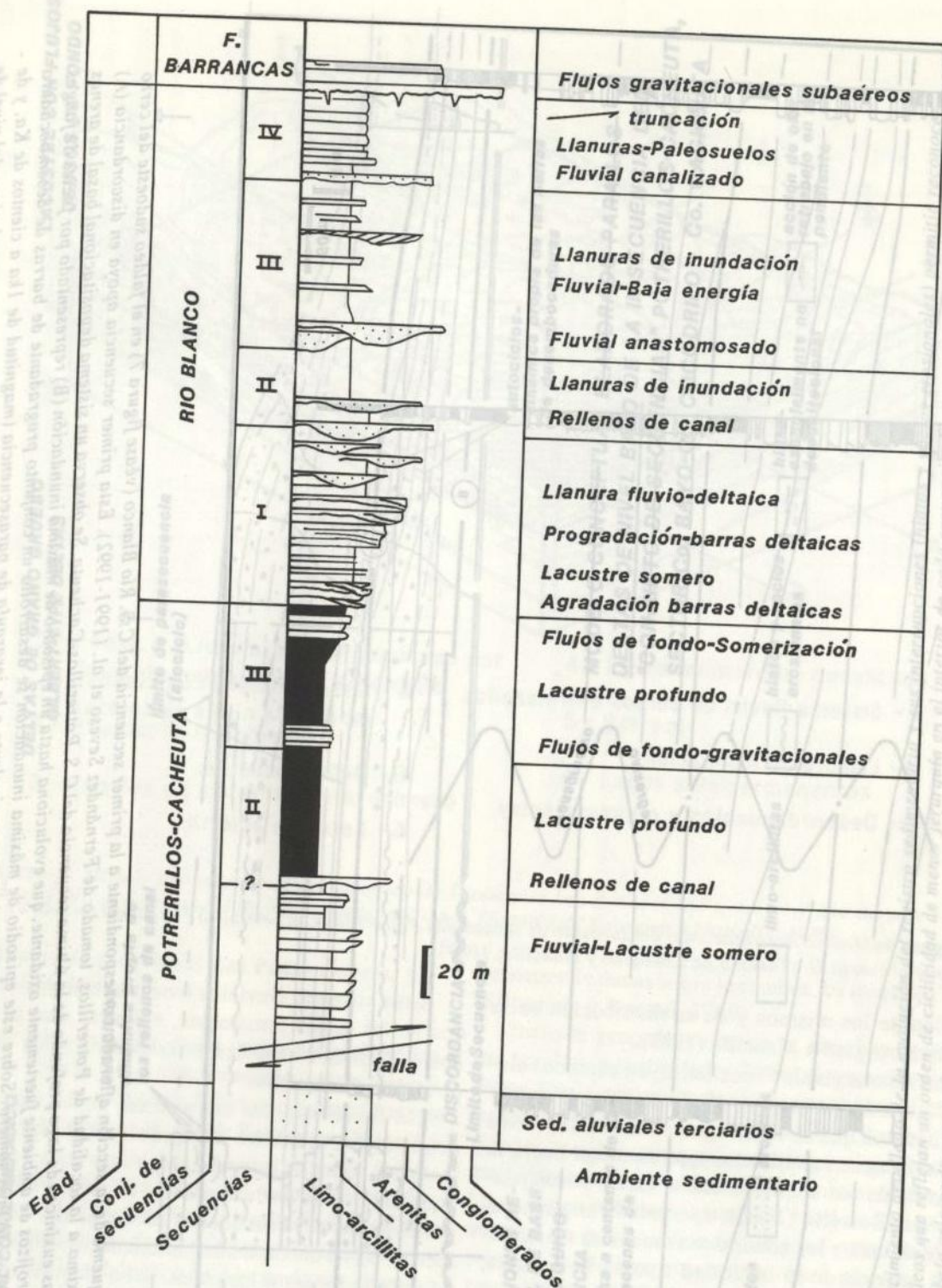


Figura 12: Interpretación estratigráfica secuencial del perfil Arroyo Divisadero Largo en el piedemonte precordillerano próximo a la ciudad de Mendoza. (Tomado de Fernández Seveso et al., 1991-1992).

volcánicas dominan hacia el oeste (subsuelo de cerro de la Gloria, Destilería, cerro Cacheuta, cerro Melocotón, Paramillos de Uspallata y Agua de la Zorra) (figura 7).

Conjunto de secuencias Potrerillos-Cacheuta - Synrift II

Los sedimentos de este intervalo corresponden a las formaciones Potrerillos y Cacheuta y en ocasiones in-

cluyen a secciones que formacionalmente fueron adjudicadas a la parte basal de la Formación Río Blanco (muchas veces denominada Victor Gris).

Constituyen parte de los afloramientos clásicos de Potrerillos, cerro Cacheuta, Divisadero Largo, El Challo y Salagasta, y se encuentran ampliamente distribuidos en toda la cuenca. Resulta llamativo su presencia disminuída en la subcuenca de Las Peñas, lo cual debiera asignarse en parte a procesos de erosión, pero fundamentalmente, a un pobre desarrollo en esta subcuenca. De la ciudad de Mendoza al norte, sólo se ubican afloramientos correspondientes a este conjunto de secuencias en cerro Los Colorados y posteriormente en la zona de Barreal en la provincia de San Juan.

Su distribución se encuentra afectada en algunos sectores de la cuenca por la presencia de fallas activas ligadas a paleoaltos que ya habían controlado la distribución de los sedimentos del C.S. Las Peñas.

Los mayores espesores para este intervalo se ubican en Tupungato (1200 m), Los Tordillos (1200 m) y General Alvear (700 m), mientras que en Ñacuñán y Jaguel La Esperanza, alcanza los 400 m).

La edad de los sedimentos del Synrift II es ladiniáno-carniáno y han sido tentativamente acotados entre 232 y 224 Ma por correlación con la carta global (Kokogian 1991; Kokogian y Mancilla, 1989 y Kokogian *et al.*, 1989).

Ambiente depositacional

El paleoambiente dominante es fluvio-lacustre (figura 9) y ha sido extensamente tratado en diversos trabajos (Kokogian y Boggetti, 1986, Kokogian y Mancilla, 1989, Kokogian *et al.*, 1989).

Dentro del sistema fluvial se han identificado cursos de tipo entrelazado (perfil Cerro Bayo-Potrerillos) que gradan a cursos de mayor sinuosidad, hasta meandriforme (perfil Agua de las Avispas en el cerro Cacheuta). Estos ríos, luego de originar un ambiente deltaico-lacustre, llevaban sus aguas hacia lagos que se ubicaban en las partes más deprimidas del sistema. Precisamente, este ambiente lacustre cubrió prácticamente la totalidad de la cuenca para los tiempos tardíos del Synrift II, mostrando el mayor traslape de las arcillas negras agrupadas en la Formación Cacheuta, hacia los márgenes de la cuenca. Para ese momento, las facies fluviales (Formación Potrerillos), se restringieron a orlas asociadas a los márgenes cuencales.

En la figura 10 puede observarse el análisis cicloestratigráfico del sistema fluvio-deltaico-lacustre que se desarrolló en el C.S. Potrerillos-Cacheuta (Fernández Seveso *et al.*, 1991-1992).

Conjunto de secuencias Río Blanco (SAG)

Este intervalo corresponde a los niveles incluidos dentro de la Formación Río Blanco y constituyen la sección superior de la Supersecuencia Superior (Kokogian y Mancilla, 1989) o Supersecuencia Cerro Cocodrilo (Kokogian, *et al.*, 1989).

Presenta un amplio desarrollo en toda la cuenca, transgrediendo el área de depositación de los sedimentos infrayacentes, llegando a apoyarse directamente sobre términos basamentales, tal como se verifica en toda el margen oriental del depocentro de Ñacuñán (figuras 2 y 3).

Aflora en Paramillos de Uspallata, Salagasta, al oeste de la ciudad de Mendoza, Potrerillos y cerro Cacheuta, y en subsuelo alcanza sus mayores espesores en las partes internas de las subcuencas de Cacheuta (800 m), Ñacuñán (400 m), Jaguel La Esperanza (900 m) y Alvear (casi 1000 m) (figuras 2 a 5).

Ambiente depositacional

El paleoambiente sedimentario fue fluvio-lacustre en la etapa inicial incrementando el sistema fluvial su participación hasta dominar totalmente al tope del C.S. Río Blanco.

Ejemplos del ambiente fluvio lacustre lo constituyen los magníficos afloramientos de los cerros Bayo, Potrerillos y Cocodrilo, en donde se puede reconocer el pasaje fluvial- deltaico-lacustre en un tramo de no más de 2 Km. En estos afloramientos pueden identificarse claramente la ciclicidad de orden menor a nivel de parasecuencias (Fernández Seveso *et al.*, 1991-1992), como por ejemplo el conjunto progradante de parasencuencias observado en el estadio de nivel de base alto de la secuencia I (figura 11).

Los términos fluviales dentro del C.S. Río Blanco son variados aunque en afloramientos dominan los sistemas con extensas llanuras de inundación con cursos anastomosados o de mayor sinuosidad, pero en general de baja energía (figura 12).

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Occidental Exploration of Argentina, Inc. y a Yacimientos Petrolíferos Fiscales S.A. la autorización para publicar este trabajo. Daniel Kokogian y Fernando Fernández Seveso hacen extensivo el reconocimiento a los colegas y amigos con los que han compartido trabajos o fructíferas discusiones relacionadas con la cuenca Cuyana: L. Legarreta, D.

