

FACIES PIROCLÁSTICAS Y DIAGÉNESIS DE LA FORMACIÓN RÍO BLANCO EN EL DEPOCENTRO TUPUNGATO, CUENCA CUYANA

Gustavo A. Gómez¹, Erico H. Stahlschmidt²

1: YPF S.A. gustavo.a.gomez@ypf.com

2: Petrolera El Trébol S.A. ericos@petrebol.com.ar

Palabras clave: Tupungato, Río Blanco, Piroclásticas, Analclima

ABSTRACT

Pyroclastic facies and diagenesis of Río Blanco formation, Tupungato depocenter, Cuyana Basin

Related to important petroleum accumulations, a well-known record of Triassic has been preserved in Cuyana Basin. Main rifting faults trend and delineate the Tupungato depocenter, located on the Southwest flank of Cacheuta sub-basin. The most remarkable feature in this sector is the uncoupling effect recognized in 3D subsurface data between the faulted Triassic strata and the folded Meso-Cenozoic deposits. In this area of study the most important reservoirs are allocated on Río Blanco formation (Late Triassic). Integrated subsurface information is herein presented in order to discuss the importance of pyroclastic products in the constraint of the sedimentary infilling of this depocenter, during the deposition of Río Blanco formation. Based on an unconformity, two different sedimentary units are proposed: Lower Río Blanco (RBI) and Upper Río Blanco (RBS) sequences. We suggest that RBS sequence is the result of a proximal volcanic system interacting with a lacustrine system. It is also considered analcime as the most important diagenetic product that determines reservoir quality. We suggest that the current location of Chañares Herrados oil field, Anchayuyo-Chañares Sur transfer zone and Puesto Pozo Cercado-Cruz Negra complex were part of an important Triassic volcanic system reactivated during Jurassic and Cretaceous times.

INTRODUCCIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

Las rocas triásicas están ampliamente distribuidas tanto en el subsuelo como en la superficie de la provincia de Mendoza y fueron depositadas en lo que se conoce como Cuenca Cuyana (Kokogian *et al.*, 1993). El relleno triásico de la subcuenca Cacheuta corresponde al Grupo Uspallata (Stipanovic, 1979). En este trabajo se describe la influencia volcánica en la sedimentación de la Formación Río Blanco (Triásico tardío) en el depocentro Tupungato, flanco Suroccidental de la subcuenca Cacheuta y la importancia de su diagénesis en la calidad de reservorio, mediante la integración de información de subsuelo.

La cuenca triásica cuyana está compuesta por una serie de depocentros, desconectados entre sí al principio de su evolución, limitados por lineamientos tectónicos de primer orden que se aso-

cian con las suturas dejadas por la acreción de sucesivos terrenos, como Precordillera y Chilenia. Ramos y Kay (1991). Desde el punto de vista genético, Charrier (1979), Uliana y Biddle (1988) sostienen que a posteriori de un régimen compresional del Paleozoico tardío (Carbonífero-Pérmico temprano), se implantó en la región oeste de Gondwana un intenso proceso extensional con reactivación de fallas paleozoicas, que llevó a la formación de las cuencas sedimentarias triásicas. La depositación habría estado controlada por eventos tectónicos extensionales durante la etapa de *sinrift*. Kokogian y Mancilla (1989), Kokogian *et al.* (1993). Criado Roque *et al.* (1981) y otros postulan un origen transtensional para la cuenca Cuyana por movimientos de transcurrancia y tracción a lo largo de fallas preexistentes que produjeron, durante el Triásico, la rápida subsidencia de depocentros angostos, con geometría de hemigrábenes. Para Spalletti (1999) un régimen marcadamente extensional habría controlado la sedimentación y magmatismo en el Triásico temprano a medio, pero posteriormente un marco tectónico en el que se combina transcurrancia con subducción sería responsable de la depositación y magmatismo del Triásico tardío. En el Jurásico se reactiva la depositación de sedimentos. Esta cubeta superpuesta a la previa, con un depocentro orientado de manera diferente al del *rift* triásico, fue rellenada por depósitos continentales rojos (Formación Barrancas). Un evento distensivo de orden continental, con vulcanismo básico asociado de edad jurásica-cretácica, intruye toda la columna sedimentaria y tapiza casi toda la extensión de la cuenca con depósitos volcánoclasticos y de coladas basálticas intercaladas de la Formación Punta de las Bardas, principal sello del sistema petrolero (Mpodozis y Ramos, 2008). Dataciones y estudios geoquímicos recientes han permitido reconocer al menos cuatro ciclos ígneos que van desde el Triásico superior hasta el Cretácico inferior (Zencich *et al.*, 2005). Por último la instalación de una cuenca de antepaís terciaria es la responsable de depósitos aluviales y fluviales-eólicos, que en la subcuenca Cacheuta superan los 4.000 m de espesor. Zencich, *et al.* (2008).

ESTRUCTURA LOCAL

La sedimentación triásica del depocentro Tupungato fue controlada por fallas normales maestras (o principales) de *rift* y fallas secundarias menores (Figura 1). Hacia el oriente, las capas de *sinrift* y *sag* se acuan gradualmente, sin bruscos cambios de espesores, mientras que en el margen occidental los cambios en los espesores de los depósitos de *sinrift* y *sag* son abruptos, dando a este depocentro (al igual que el depocentro Cacheuta) una configuración asimétrica.

La falla de *rift* maestra Anchayuyo Norte, de rumbo NNO e inclinación al Este, habría controlado la depositación de los depósitos de *sinrift*, con espesor máximo al Noreste de la misma; mientras que al Suroeste los pozos exploratorios no encuentran dichos depósitos. Se infiere que esta estructura tendría un rechazo total de más de 3.500 m. En el subsuelo del sector de Tupungato la misma presenta inversión con rechazo compresivo de 600 m, reconocida por datos de pozos,

(TO.x-1, x-2 y x-3), donde se registra repetición de las capas de la Formación Río Blanco por encima de la Formación Mariño. Hacia el sur del área de Tupungato, esta falla pierde rechazo y lo transfiere a la falla Chañares Sur, de rumbo NO a ONO e inclinación al NE. La zona de transferencia se ubica en el sector sur del área petrolera Chañares Herrados, en las proximidades del pozo PPCS.x-1 donde ambas fallas se solapan y acomodan rechazo. Giambiagi y Moreiras, 2012; Giambiagi *et al.* 2013.

Tanto la falla Refugio (descrita en subsuelo) como Cienaguita (descrita en subsuelo y superficie), así como las fallas secundarias de *rift* más notables del área de estudio, son paralelas, con inclinación al sureste y escaso rechazo vertical. Poseen rumbo NE y movimiento dextrógiro con una componente compresiva importante. Controlarían la variación de espesores de las Formaciones Potrerillos y Cacheuta, y en menor medida, la Formación Río Blanco. La expresión superficial de la falla Refugio está representada por el anticlinal homónimo. En subsuelo, se la interpreta como una estructura transpresiva, formada por dos fallas, la principal con inclinación al SE y otra asociada con inclinación al NO, que conforman una estructura en flor. La falla Cienaguita levanta al anticlinal Tupungato a partir del movimiento transpresivo de la misma. Al Norte del depocentro Tupungato se destaca la falla Cuchilla del Hotel, compuesta por segmentos de falla de rumbo NO

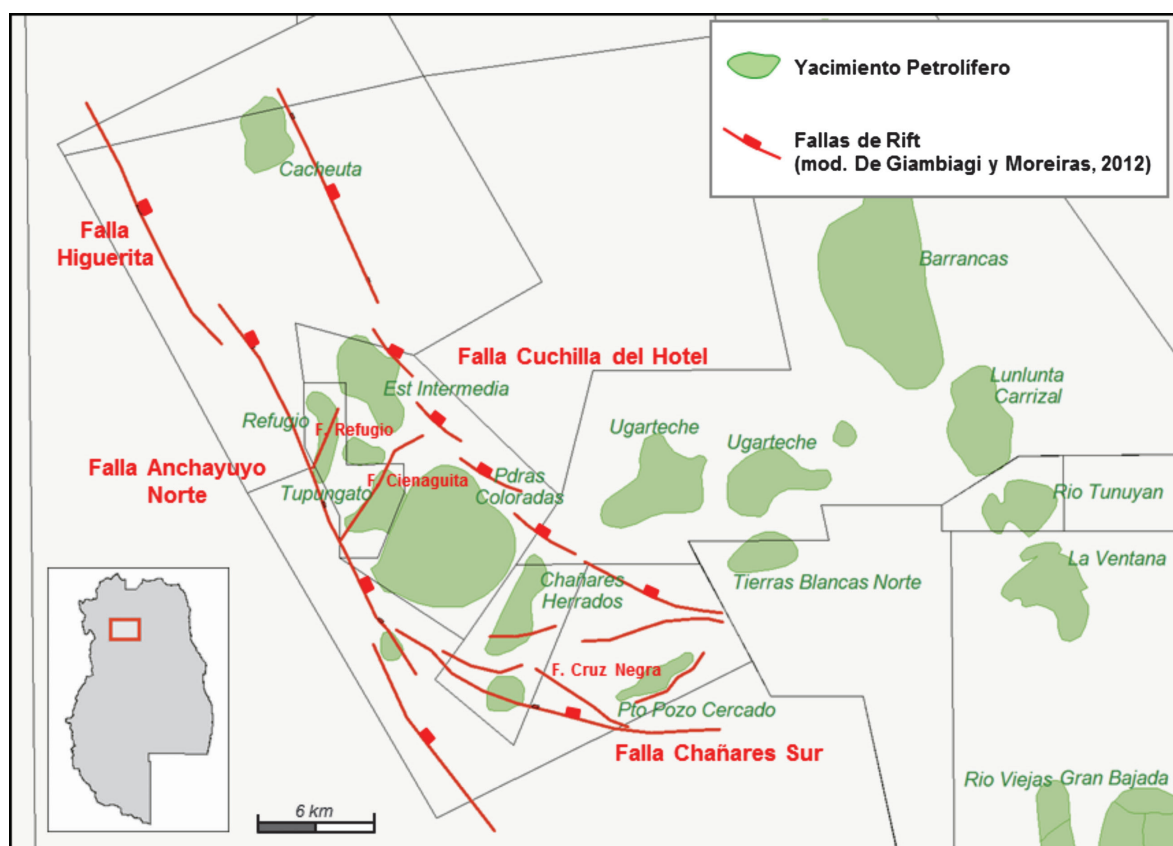


Figura 1. Mapa de ubicación.

dispuestos en échelon. Se infiere que corresponden a una estructura con movimiento cenozoico y raíces profundas, con movimiento de rumbo sinistral y componente compresivo.

Hacia el sureste del área petrolera Refugio-Tupungato, se encuentran los bloques Chañares Herrados-Puesto Pozo Cercado y Atamisqui (zona de Tierras Blancas). Se observan tres fallas principales: Anchayuyo Norte-Chañares Sur y Chañares Este. Las mismas corresponderían a fallas triásicas extensionales de importante rechazo normal pero escaso movimiento cenozoico, indicando que la reactivación tectónica no fue importante en este sector. En superficie, estas estructuras no tendrían expresión superficial, excepto por la generación de suave plegamiento de las capas cenozoicas. La falla Chañares Sur y su antitética, la falla Cruz Negra, se habrían reactivado durante la deformación cenozoica como fallas transcurrentes levógiras generando los pliegues Piedras Coloradas y Chañares Herrados, cuyos ejes poseen rumbo transversal a las estructuras principales. Giambiagi y Moreiras, 2012; Giambiagi *et al.* 2013.

Los yacimientos petrolíferos del área de estudio (flanco Suroccidental de la subcuenca Cacheuta) son: Estructura Intermedia, Refugio, Tupungato, Piedras Coloradas, Chañares Herrados y Puesto Pozo Cercado. Los mismos se desarrollan a lo largo de un *trend* estructural de dirección NO a SE, conocido como “eje productivo occidental”. Los mismos están determinados por anticlinales y altos relativos limitados por fallas a lo largo de una pendiente regional muy marcada hacia el SE. Esta configuración estructural se desarrolló durante la orogenia andina, la cual produjo mayor o menor grado de inversión tectónica reflejada en diferentes dominios estructurales. Se puede apreciar un fuerte desacople entre la deformación profunda, que afecta al *sinrift* triásico, con presencia de fallas normales y transcurrentes, de aquella que afecta a los depósitos más modernos con presencia de grandes anticlinales y sinclinales (Giambiagi *et al.* 2013).

ESTRATIGRAFÍA

Sobre un basamento heterogéneo de sedimentitas y vulcanitas paleozoicas se desarrolla el relleno de la cuenca Cuyana, conformado por rocas sedimentarias, volcánicas y volcanoclásticas del Triásico, Jurásico, Cretácico y Paleógeno, todas de ambiente continental. El Grupo Uspallata (Stipanovic, 1979) está integrado por las formaciones Río Mendoza, Cerro de Las Cabras, Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco. Kokogian *et al.* (1993) reconocieron en los depósitos triásicos tres conjuntos de secuencias: Las Peñas, Potrerillos-Cacheuta y Río Blanco, asociando los dos primeros a episodios de *sinrift* y el último a un estadio de *postrift* (o *sag*). Spalletti (1999) ha definido, para el Triásico argentino tres pisos: Barrealiano, Cortaderitano y Floriano. En la cuenca Cuyana el Floriano (Triásico tardío medio a final) está representado por la Formación Río Blanco.

PERÍODO	ÉPOCA	EDAD (Ma)	PISO	FORMACIÓN/GRUPO	SECUENCIA/MIEMBRO	NOMENCLATURA INFORMAL	COMPOSICIÓN LITOLÓGICA	ESPESOR (m)	AMBIENTE SEDIMENTARIO	ETAPA EVOLUTIVA	CLIMA
Jurásico/Cretácico				Punta de Las Bardas			Volcánica (Basaltos alcalinos)			Distension	
				Barrancas			Epiclástica		Aluvial-fluvial		
Triásico	Triásico Tardío	205.7 ± 4.0	Floriano	Río Blanco	Río Blanco Superior (RBS)	Víctor Claro Víctor Oscuro	Piroclástica mayoritaria (volcanoclástica y epiclástica subordinada)	380	Lacustre somero/profundo	Transtension	Arido-semiárido
					Río Blanco Inferior (RBI)	Víctor Gris	Epiclástica (Piroclástica subordinada)	400	Fluvial Lacustre/ deltaico	Postrift ?	Templado-cálido con estación seca
			Cortaderitiano	Cacheuta Potrerillos			Epiclástica (Piroclástica Subordinada)		Lacustre Deltaico/ Planicie aluvial	Sinrift	
	Triásico Medio	227.4 ± 4.5	Barrealiano	Las Cabras Río Mendoza			Volcánica Epiclástica (Piroclástica subordinada)		Lacustre Aluvio-fluvial	Sinrift	
	Triásico Temprano	241.7 ± 4.7									
Pérmico		248.2 ± 4.8		Choiyoi							

Figura 2. Cuadro estratigráfico. Modificado de Spalletti (1999).

FORMACIÓN RÍO BLANCO

Formación Río Blanco (Biondi, 1936; Rolleri y Criado Roque, 1968) es la designación formal de la unidad estratigráfica conocida en la actividad petrolera como Pozo Víctor o simplemente Víctor. Tradicionalmente fue subdividida en tres miembros informales reconocidos en el subsuelo del depocentro Tupungato: Víctor Gris, Oscuro y Claro (Baldwin, 1944). Esta formación presenta un amplio desarrollo en toda la cuenca, transgrediendo el área de depositación de los sedimentos infrayacentes. Aflora en Paramillos de Uspallata, Salagasta, al oeste de la ciudad de Mendoza (Divisadero Largo), al sur del Cerro Bayo de Potrerillos y en el faldeo sur del Cerro Cacheuta. En subsuelo alcanza sus mayores espesores en las partes internas de las subcuencas de Cacheuta (800 m), Ñacuñan (400 m), Jagüel La Esperanza (900 m) y Alvear (casi 1.000 m); Kokogian *et al.* (1993). Está integrada por depósitos fluviales de moderada a alta sinuosidad, lacustres con progradaciones deltaicas, así como de amplias planicies loésicas con abundante aporte piroclástico y surcadas por canales fluviales de pobre expresión (Lluch, 1971; Kokogian *et al.*, 1989, 1993; Kokogian y Mancilla, 1989; Spalletti *et al.*, 1995). En las zonas marginales muestran progradación de facies de abanico aluviales sobre depósitos lacustres y fluvio-lacustres (López Gamundi, 1994).

En los yacimientos Vacas Muertas, Punta de las Bardas, Río Viejas, Gran Bajada Blanca y La Ventana, los principales reservorios se localizan en el miembro Víctor Claro y en menor medida en el miembro Víctor Gris. El Miembro Víctor Oscuro es el que mayores producciones acumula en el eje productivo occidental (Scolari *et al.*, 2002). La Formación Río Blanco ha aportado el 14 % del total producido en la Cuenca Cuyana, pero su importancia es mucho mayor en el ámbito del depocentro Tupungato, representando más del 75 % de la producción acumulada. En el área de estudio se han reconocido mediante interpretación de Sísmica 3D y perfiles de pozo, dos unida-

des sedimentarias claramente diferenciadas, las secuencias Río Blanco Inferior (RBI) y Río Blanco Superior (RBS) (Figuras 2 y 3).

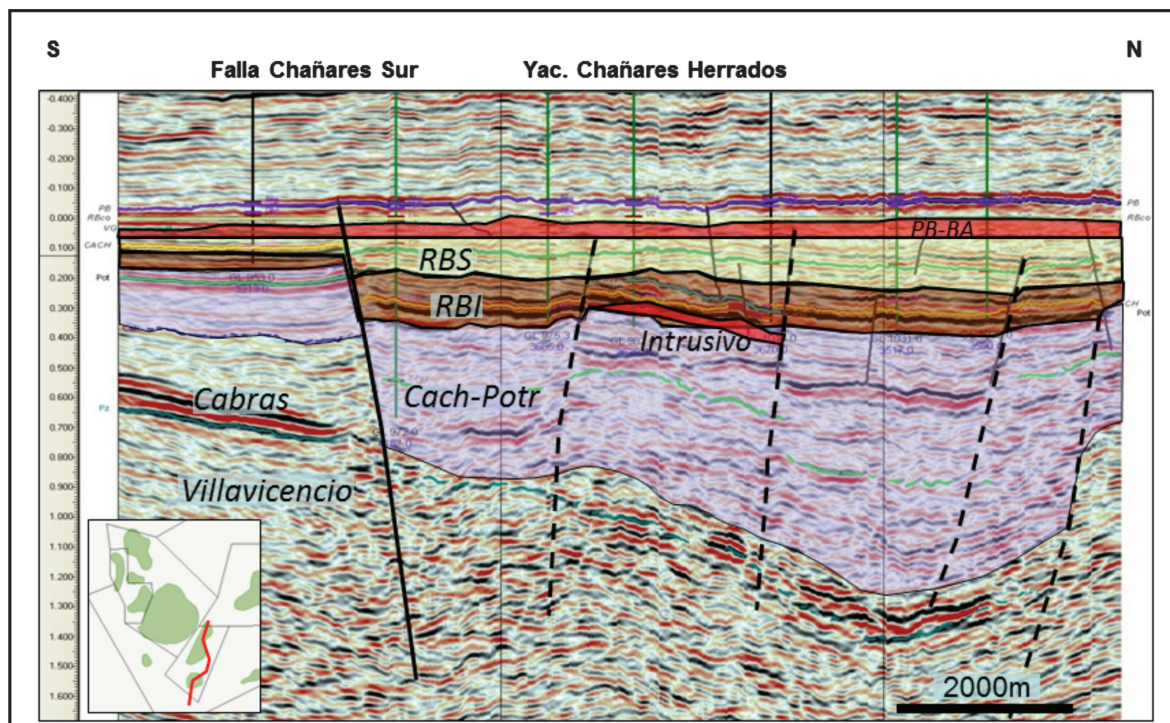


Figura 3. Sección sísmica arbitraria. Datum tope Río Blanco.

SECUENCIA RÍO BLANCO INFERIOR (RBI)

El espesor mínimo encontrado de la secuencia RBI es del orden de 50 a 70 m en el *footwall* de la falla Chañares Sur. Se hace máximo en las proximidades del *hanging-wall* de la misma (380 m) y gradualmente disminuye hacia el NE hasta 250 m en el ámbito del yacimiento Chañares Herrados. Se observa un valor intermedio de espesores de 100-120 metros en el yacimiento Puesto Pozo Cercado, ubicado inmediatamente al Sureste de Chañares Herrados (Figuras 3, 4 y 5).

La secuencia RBI se apoya en forma transicional sobre las lutitas bituminosas de la Formación Cacheuta. Los niveles de lutitas negras y grises de la base de la secuencia RBI van disminuyendo secuencia arriba a expensas de tobas vitroclásticas, así como areniscas tobáceas. Hacia el techo de la secuencia van prevaleciendo niveles pelíticos de limoarcilitas con motas de calcita, bituminosas y con restos carbonosos. Si bien es muy difícil correlacionar capas entre pozos vecinos (Figura 4), es posible reconocer características propias de depósitos fluviales y lacustres en arreglos transgresivos-regresivos. Se infiere en base al análisis de perfiles de pozo y recortes de perforación, ya que no han recuperado testigos coronas de este intervalo en el área de estudio, que la composición

sedimentaria de la secuencia RBI es fundamentalmente epiclástica con aportes piroclásticos subordinados, y presentaría características propias de un ambiente subácueo principalmente anóxico. Tanto en la sección inferior como la media los niveles de areniscas suelen ser de gran importancia petrolera, presentando altos caudales y sobre-presión. Los niveles arenosos del tramo superior suelen de menor rendimiento productivo que el resto de los reservorios.

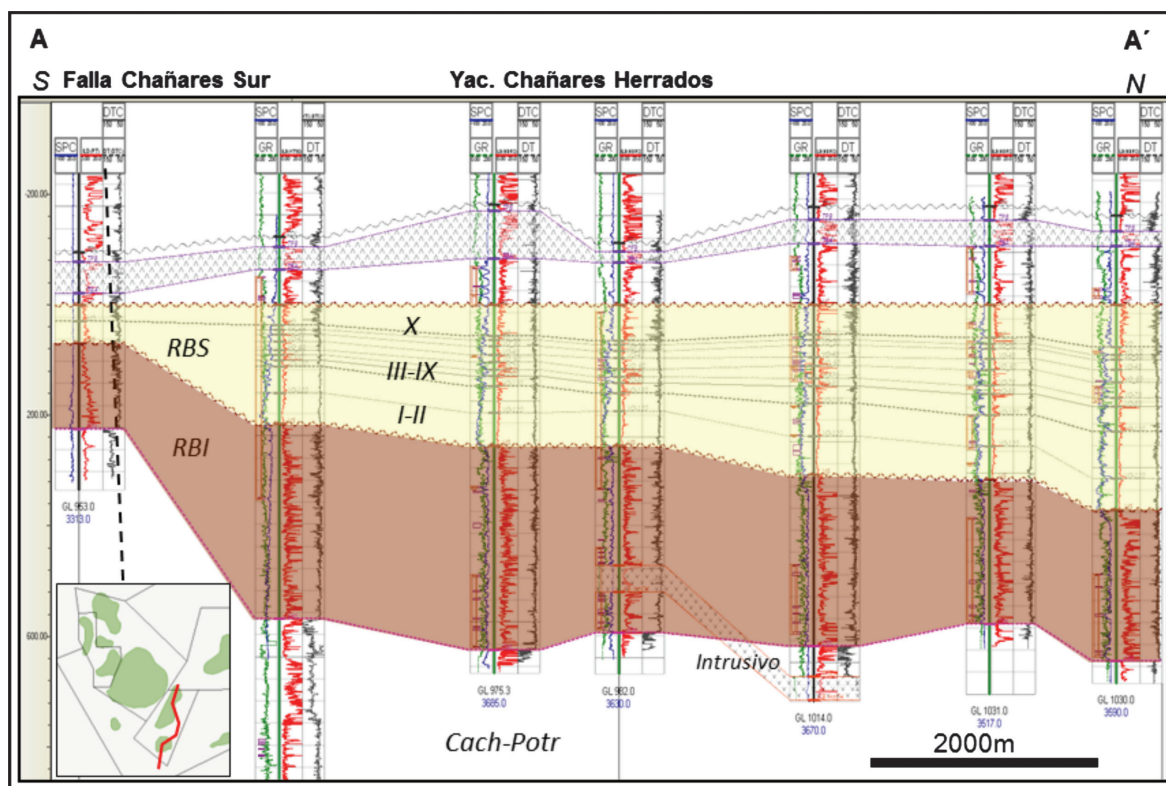


Figura 4. Sección Estratigráfica. Datum tope secuencia Río Blanco Superior (RBS).

SECUENCIA RÍO BLANCO SUPERIOR (RBS)

La secuencia sedimentaria RBS se apoyaría en discordancia sobre limoarcilitas de la secuencia RBI. Ingrassia (1993) distingue en el miembro Víctor Oscuro, para el yacimiento Chañares Herrados, una sucesión de depósitos mixtos lacustres y fluviales genéticamente vinculados; y un reducido espesor de capas rojas de llanura de inundación que incluye relleno de canales temporarios. Estos últimos datos se revisan en el presente trabajo a la luz de la sísmica 3D interpretada, estudios sedimentológicos, petrográficos, diagenéticos, mineralógicos y de microscopía electrónica de testigos coronas cubriendo una parte importante del intervalo “Víctor Oscuro”. (Bellosi, 2010; Fernández Seveso, 2011; LCV, 1996, 2006-2009; CEPCom, 2003- 2004).

En el sector del yacimiento Chañares Herrados es posible reconocer parasecuencias sedimentarias muy continuas y fáciles de correlacionar a lo largo de varios kilómetros (Figura 4), mostrando una variación muy gradual de los espesores de menor (200 m) a mayor (400 m) en dirección SO a NE. Al Suroeste de la falla Chañares Herrados Sur (*footwall*) se observa al igual que en el caso de la secuencia RBI una notable reducción de espesor (60 m), pero el eje de máxima depositación de la secuencia está ubicado al NE del depocentro local de RBI. En el yacimiento Puesto Pozo Cercado (PPC) el espesor de la secuencia RBS está en el orden de 200-250 m. No es sencilla la correlación de PPC con el yacimiento Chañares Herrados (CH), pero se estima que las parasecuencias inferiores (I y II), podrían estar mejor representadas que las superiores en el yacimiento PPC (Figura 5).

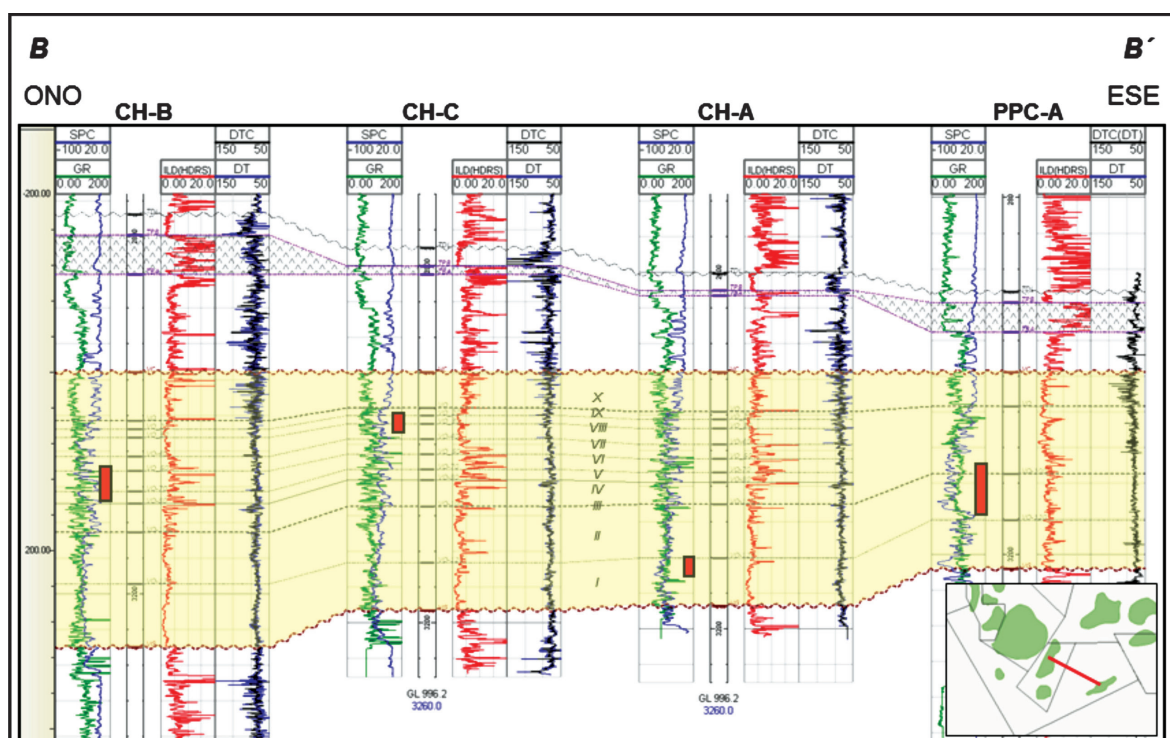


Figura 5. Sección estratigráfica, secuencia RBS. Indicación de tramos con testigos corona. Escala horizontal equidistante.

Parasecuencias I y II

Representan 2 ciclos granodecrecientes. Existen en estos intervalos sectores de muy alta permeabilidad que aportan grandes volúmenes de petróleo con alto corte de agua.

Pozo CH-A:

La corona analizada abarca 18 metros de la parte superior de la parasecuencia I (Figura 5). Predominan facies de tobas de granulometría desde muy fina hasta gruesa, con intercalaciones de

arcilitas gris. La segunda facies en importancia corresponde a limolitas gruesas con estratificación entrecruzada, poco compactas, en ciclos granodecrecientes, las cuales presentan las mejores condiciones petrofísicas con permeabilidades de hasta 800 mD. Completan el tramo coroneado rocas epiclásticas y volcaniclásticas, en general de grano muy fino, de baja permeabilidad, laminadas y escasas brechas piroclásticas con relleno de analcima en las fracturas. En todas las muestras se observa en mayor o menor grado cementación mayoritariamente de analcima (y parches de dolomita minoritarios), la cual se presenta como cristalina o masiva, tanto como relleno de poros interclásticos, como reemplazando matriz vítrea, vitroclastos y trizas vítreas. La porosidad queda obliterada por cemento de analcima en algunas facies, en otras la disolución de la matriz vítrea y los vitroclastos determinan una muy buena porosidad.

El ambiente sedimentario se interpreta como lacustre somero, de fondo oxigenado con intensa actividad biológica y abundante aporte de cenizas finas de caída. Hacia arriba en la secuencia se observan algunos niveles de material limolítico grueso producto de flujos subácuos de alta energía. En las facies con alto contenido de material piroclástico, la angulosidad de clastos y la presencia de trizas vítreas indican que el transporte de los materiales fragmentarios, originados en la erupción, fue de poca importancia.

Pozo PPC-A:

Corresponde a la parasecuencia II descrita a lo largo de 54 metros de testigos corona (Figura 5). Predominan tobas muy finas y finas a medianas subordinadas; se reconocieron fragmentos pumíceos, trizas vítreas y lapillis acrecionales (chalazolitas) (Figura 6). Las porosidades son muy buenas, con distribución regular debido a la disolución en el material vítreo que genera microporosidad. Las permeabilidades son muy bajas, exceptuando valores correspondientes a granulometrías mayores sometidas a disolución diferencial que amplía la conectividad, las cuales llegan a comportarse como verdaderas arenas. La litofacies de tobas gruesas y arenas volcaniclásticas presenta las mejores condiciones como roca reservorio debido a que en general el material intersticial original era escaso y llega a disolverse en gran proporción generando muy buena porosidad y buena conectividad del espacio poral; cuando esto no sucede las condiciones petrofísicas se desmejoran notablemente y el aspecto de la roca es de una arena gruesa con matriz. Pelitas y tobas muy finas arcillosas se desarrollan integrando ciclos granodecrecientes; corresponden a los depósitos con peores condiciones como roca reservorio y presenta permeabilidades muy bajas.

El ambiente de depositación fue dominado por procesos piroclásticos. La relación vertical de las litofacies muestra una superposición de eventos cuyos rasgos permitieron definir que estos depósitos se generaron por sucesivos episodios de flujos piroclásticos calientes entrando a un cuerpo de agua somero (evidenciado entre otras cosas por fracturas perlíticas). La tendencia granodecreciente de los eventos es propia de un sistema que pierde capacidad de carga y se fluidiza

en su evolución. La ausencia de rasgos importantes de canalización sugiere depósitos mantiformes o lobulados sin descartarse la posibilidad que estos flujos ocupen previas superficies acanaladas.

Las secuencias generales de procesos y productos de diagénesis se detallan a continuación en orden cronológico relativo.

Para Arenitas volcanoclásticas:

- 1) Compactación inicial.
- 2) Crecimiento secundario de feldespatos: crecimiento sintaxial sobre clastos de feldespatos.
- 3) Disolución: afecta clastos, genera porosidad secundaria.
- 4) Microcristales de cuarzo: microcristales y cristales de cuarzo sobre la superficie de los granos, de 4,6 a 45 μm .
- 5) Analcima: cristales de analcima como relleno de poros.
- 6) Crecimiento secundario de cuarzo: crecimiento sintaxial sobre clastos de cuarzo.
- 7) Disolución de analcima: disolución parcial de cristales de analcima, se observan poros intracemento. Genera porosidad secundaria.
- 8) Siderita: cristales de siderita como relleno de poros.
- 9) Yeso: como relleno de poros, se observa en algunas muestras, es escaso.
- 10) Calcita: como relleno de poros, con distribución en parches.
- 11) Compactación: se observan contactos cóncavo-convexos entre los clastos.
- 12) Disolución: se observa disolución de siderita y calcita, genera porosidad secundaria.

Para Tobas vítreas y líticas:

- 1) Fracturación perlítica: se reconoce en algunas muestras.
- 2) Disolución y alteración del vidrio: moderada a intensa disolución del vidrio, genera porosidad secundaria. Se observa desvitrificación dando como producto la formación de microcristales de cuarzo de 0,6 a 3,3 μm y escasos microcristales de feldespatos.
- 3) Analcima: cristales de analcima como relleno de poros y reemplazo.
- 4) Disolución de cristales: disolución parcial de cristaloclastos de feldespatos. Genera porosidad secundaria.
- 5) Disolución analcima: disolución parcial de cristales de analcima, genera porosidad secundaria, se observan poros intracemento.
- 6) Siderita: como relleno de poros y reemplazo.
- 7) Calcita: muy escasa como relleno de poros.
- 8) Compactación: se observan microestilolitas.
- 9) Disolución siderita: disolución parcial de cristales de siderita, genera porosidad secundaria intracemento.

La abundante y constante presencia de analcima sugiere condiciones lacustres relativamente estables con alta salinidad/alcalinidad del agua poral propias de un clima semiárido (Figura 6). En estas condiciones el agua poral reacciona con el vidrio volcánico generando zeolitas y favorecien-

do una intensa disolución que en las mayores granulometrías se traduce en un fuerte aumento de la permeabilidad y una textura semejante a una arena limpia. En las litofacies más finas se desarrolla microporosidad. Esta disolución se encuentra afectada por variaciones en la tabla de agua con desarrollo en lentes localizados de porosidad.

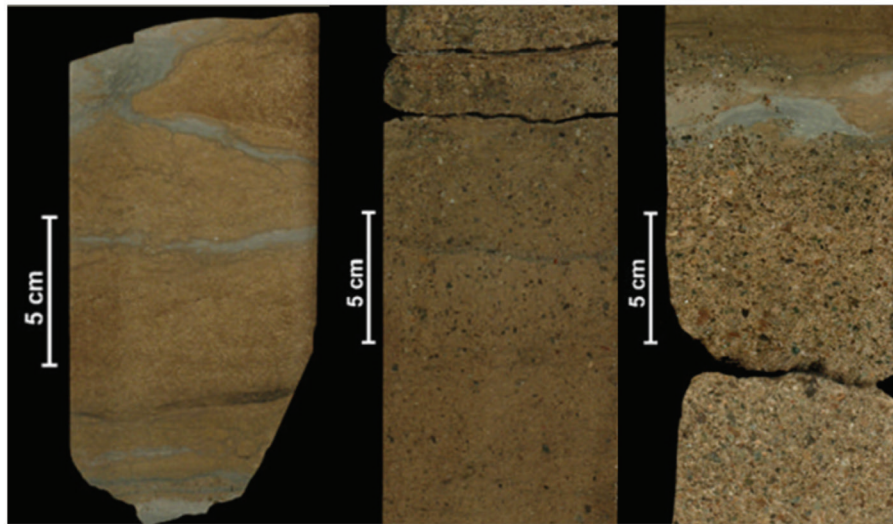
Parasecuencias III a IX

Las parasecuencias III a IX representan ciclos granocrecientes definidos por perfiles de pozo (electrofacies), pero en las coronas analizadas (pozos CH-B y CH-C) existen tanto ciclos granocrecientes como granodecrecientes. Presentan buena correlación de perfiles eléctricos pero las propiedades petrofísicas varían fuertemente en forma lateral debido a factores diagenéticos. Hacia el tope de estas parasecuencias se encuentran los niveles con mayores permeabilidades, pudiendo superar puntualmente el Darcy, los cuales aportan importantes caudales de petróleo con escaso contenido de agua. Se considera que escasas capas de poco espesor y de alta permeabilidad son las que aportarían mayormente a la producción de petróleo. Predominan facies de mucha menor calidad petrofísica que podrían estar actuando como un sistema de doble porosidad.

Pozo CH-B:

Describe completamente la parasecuencia V y parte de las parasecuencias IV y VI (Figura 5). Predominan pelitas subácueas con subordinadas intercalaciones epiclásticas arenosas asociadas a piroclastitas primarias o retrabajadas. En el intervalo estudiado (36 m) la mayoría de las litofacies se comportan como barreras de permeabilidad, con la excepción de arenitas medias a muy gruesas con buenas características de reservorio (21% de porosidad y 16 mD de permeabilidad promedio).

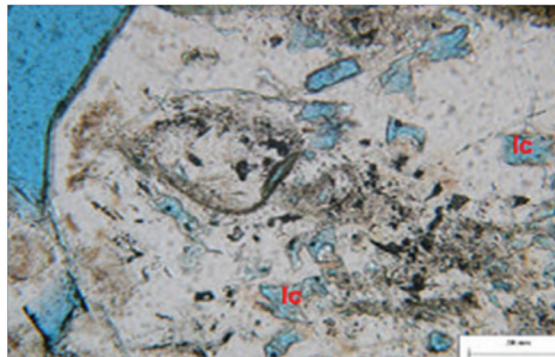
Se ha determinado un sistema lacustre relativamente profundo, con pausas en la sedimentación, que evoluciona de distal a proximal. Se reconoce un ascenso progresivo del nivel de base, que llega a su máxima expresión con el desarrollo de superficies consolidadas. A partir de este punto se reconoce la progradación constante (relacionada probablemente a la estabilización del nivel de base) de las epiclastitas arenosas sobre el lago. El aporte piroclástico es constante y generalmente subácueo, predominan los depósitos de flujo (primarios y retrabajados) sobre los de caída. Intercalan a lo largo del intervalo con todas las litofacies (profundas o más someras). En ocasiones es marcada su participación. Estos depósitos, pueden asociarse a superficies de omisión y/o erosión marcadas por superficies consolidadas o grietas de sinéresis, asociadas a cambios de salinidad en el agua por aporte de sodio vinculado a la constante actividad piroclástica.



Aspecto de los depósitos piroclásticos intercalados con fangolitas tobáceas asignadas a ambiente lacustre salino alcalino con variaciones del nivel de agua.

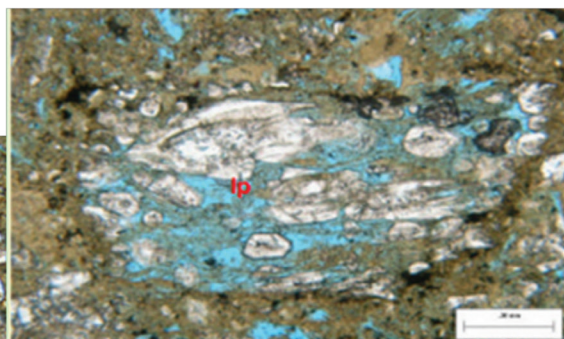
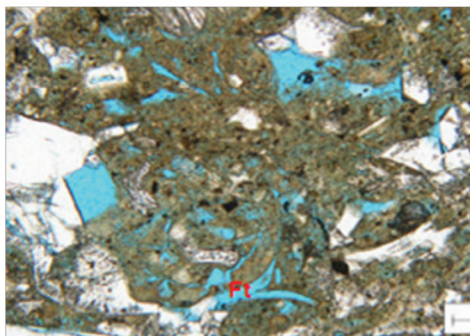
Principal producto diagenético:
Analcima, rellena los poros
reduciendo la porosidad
Disolución de analcima amplía el
sistema poral

*Toba vítrea con moderada porosidad.
Poros intracemento (lc) originados por
disolución parcial de cristales de
analcima. Nícoles paralelos.*



(Tomado del informe de laboratorio - LCV)

Evidencias de flujos piroclásticos:
presencia de fragmentos pumíceos
y trizas vítreas. Constituyen poros
por disolución de vidrio y
fracturación perlítica.



*Toba vítrea
con muy buena porosidad. Poros intrapartícula
(lp) relacionados a fragmentos pumíceos.
Nícoles paralelos.*

Figura 6. Facies Piroclásticas, secuencia Río Blanco Superior. Testigos corona interpretados.

Pozo CH-C:

Describe completamente la parasecuencia VIII y parte de la parasecuencia VII (Figura 5). Tramo coronado 18 m. Predominan facies de brechas piroclásticas con clastos subangulosos de formados de composición pelítica, y litoclásticos de rocas volcánicas y tobas, con fracturas rellenas por analcima. Siguen en abundancia facies de tobas finas pedogenizadas (glebular, brechas *in-situ*, parches de calcita subredondeados, grietas rellenas, bioturbaciones, etc). El resto son areniscas, tobas arenosas y tobas retrabajadas, finas a muy finas y depósitos muy finos pelíticos. Los valores de permeabilidad obtenidos en los testigos horizontales son bajos, siendo el mayor de 14.4 mD. Los ensayos de presión capilar, indican la presencia de gargantas porales pequeñas, con alta tortuosidad. Los estrechamientos de las gargantas son debidos a precipitación de cemento arcilloso, analcima o carbonato. Los estudios petrográficos indicaron que el cemento hallado corresponde en general a analcima como relleno de poros y reemplazo de matriz.

Se interpreta un ambiente de deposición lacustre marginal a planicie deltaica superior con muy frecuentes episodios de exposición subaérea y edafización.

Parasecuencia X

La parasecuencia X representaría, si bien no muy claramente, un ciclo con tendencia agradante, que tradicionalmente ha sido reconocido como Miembro “Víctor Claro”. Se discrimina de la suprayacente Formación Barrancas por su composición litológica mayoritariamente piroclástica. A la fecha no existen coronas recuperadas de esta unidad sedimentaria en este sector de la cuenca. Predominan tobas y tobas arenosas de color blanco, rosado grisáceo y gris verdoso claro, vitroclásticas, en parte cristalinas, con fractura irregular, compactas. Su importancia como reservorio es relativamente menor en este sector de la cuenca, aportando bajos caudales de petróleo y agua con salinidades menores que las del miembro “Víctor Oscuro”.

SECTOR TIERRAS BLANCAS DEL MEDIO

En un pozo exploratorio del bloque Atamisqui (zona de Tierras Blancas del Medio), ubicado a 8 km al NE del yacimiento Puesto Pozo Cercado, (Figura 1), se realizó un estudio petrográfico y diagenético de testigos laterales (LCV 1996, 2006-2009). Para la Formación Río Blanco se reconocieron 4 petrofacies: tobas y brechas piroclásticos, arenitas, pelitas y vaques (Figura 7). La importancia de este registro radica en que las facies piroclásticas se van haciendo más abundantes a lo largo de la secuencia Río Blanco Inferior (RBI), hasta representar el 100 % de las muestras de la secuencia Río Blanco Superior (RBS).

Otro punto importante es que se observa una secuencia diagenética muy diferente a la zona de Chañares Herrados-Puesto Pozo Cercado. En las piroclásticas se observa escasa devitrificación, las zeolitas son escasas o directamente ausentes, predomina el reemplazo por dolomita, anhidrita y hematita; y en las facies de arenitas el cemento es de zeolitas, yeso, anhidrita, caolinita, sílice; crecimiento de cuarzo y feldespato. La presencia de chalazolitas sugieren aporte piroclástico, probablemente de caída, en un cuerpo de aguas tranquilas (Cas & Wright, 1987) aunque en este caso no existieron aportes de aguas alcalinas como lo evidencia la secuencia diagenética descripta. La mala calidad de los reservorios se debería a menor porosidad secundaria debida a diagénesis desfavorable.

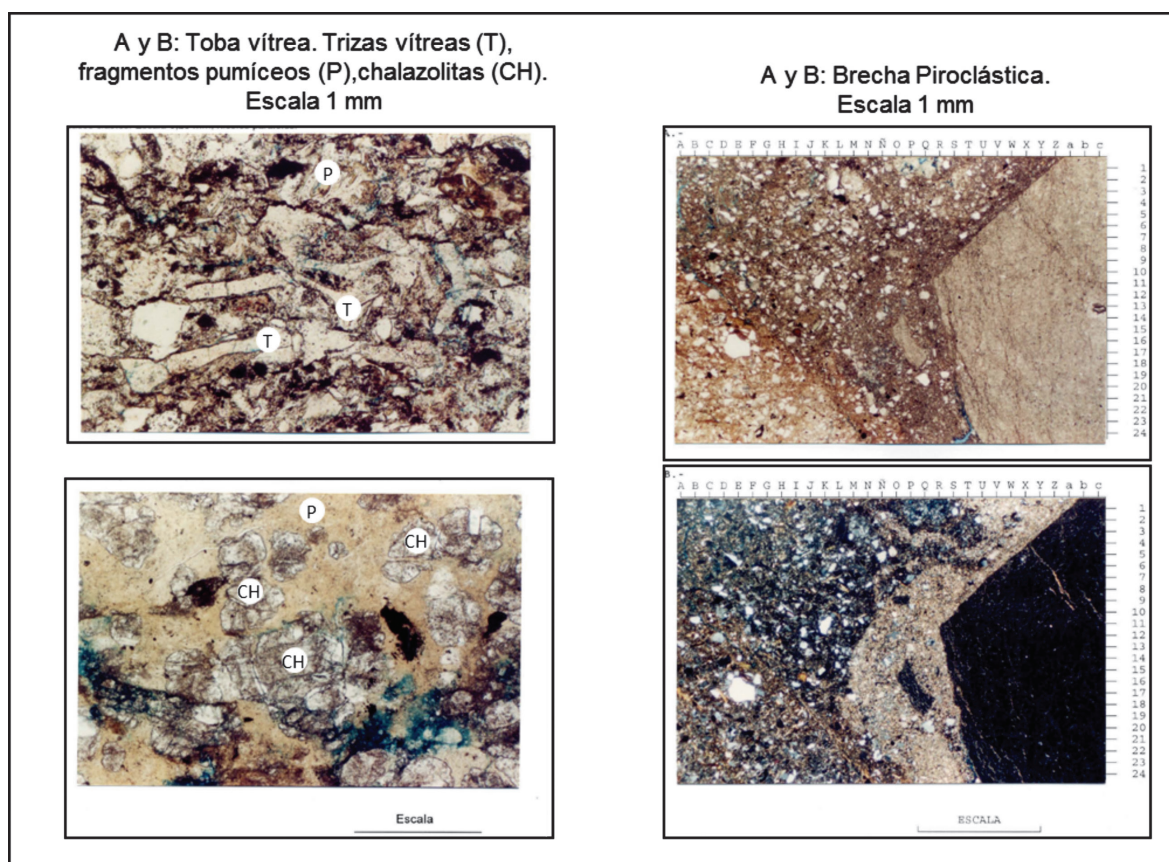


Figura 7. Testigos laterales, Tierras Blancas del Medio.

DIAGÉNESIS Y ANALCIMA

Baldwin (1944) describe a la analcima como el principal mineral autigénico en los estratos del miembro Víctor Oscuro en el yacimiento Tupungato. Es así mismo notable la abundante y

constante presencia de analcima en casi toda la secuencia RBS en la zona de Chañares Herrados-Puesto Pozo Cercado. De acuerdo al análisis diagenético la analcima surge inicialmente como reemplazo de vidrio volcánico tanto de fragmentos mayores como de matriz generando porosidad secundaria. Al ser removilizada en eventos posteriores de diagénesis, la analcima puede ser también motivo de empeoramiento de las condiciones petrofísicas al precipitar en los espacios porales.

Los depósitos de lagos alcalinos se caracterizan por la zonación lateral de facies minerales diagenéticas. Los estudios de la distribución de minerales autigénicos en rocas tobáceas de cuencas cerradas muestran siempre la misma zonación lateral: vidrio fresco, zeolitas silíceas, analcima y feldespato potásico (Surdan y Sheppard, 1978). Los factores químicos que dan lugar a la zonación son la relación molar Si: Al, la actividad de la sílice, la relación molar entre cationes, salinidad, pH y actividad del agua; como se ha comprobado en los estudios realizados en los lagos Deep Spring en California, Teeds Marsh y Tekopa en Nevada y Magadi en Kenya, entre otros (La Iglesia, 1989).

La formación de analcima requiere por un lado la existencia de material fácilmente alterable (vidrio volcánico) y por el otro la persistencia de aguas con PH mayor a 9 y abundantes iones bicarbonatos, cloruros y sodio en exceso al calcio y por consiguiente un permanente aporte de carbonatos de Na y Ca, así como dióxido de Carbono. El variable aporte de aguas alcalinas al sistema, podría haber controlado el nivel de la tabla de agua y la particular diagénesis observada en estos sedimentos ricos en vidrio volcánico. Los cambios de salinidad en el agua se relacionarían con el aporte de sodio vinculado a la constante actividad piroclástica y/o géiseres muy cercanos a cuerpos lacustres de tipo endorreicos, con alta tasa de evaporación, en un ambiente de tipo soda *lake*, es decir un lago relativamente estable con alta salinidad/alcalinidad del agua poral, de clima semiárido a árido, actuante durante la depositación de la secuencia Río Blanco Superior (RBS).

Así mismo se han registrado eventos ígneos posteriores (Jurásico-Cretácico) a la depositación de las piroclastitas de RBS los cuales pueden haber aportado aguas hidrotermales capaces de afectar estos depósitos a lo largo de la historia de soterramiento de la cuenca.

Por otra parte la existencia de un sistema diagenético diferente en la zona de Tierras Blancas del Medio podría deberse a la depositación de piroclastitas en un cuerpo lacustre pero sin aporte de aguas alcalinas, quizás por encontrarse más alejado de los centros efusivos, por zonación natural dentro del sistema lacustre o bien por sufrir alguna otra condición diferente durante su historia de soterramiento.

DEPÓSITOS HIDROMAGMÁTICOS TRIÁSICOS

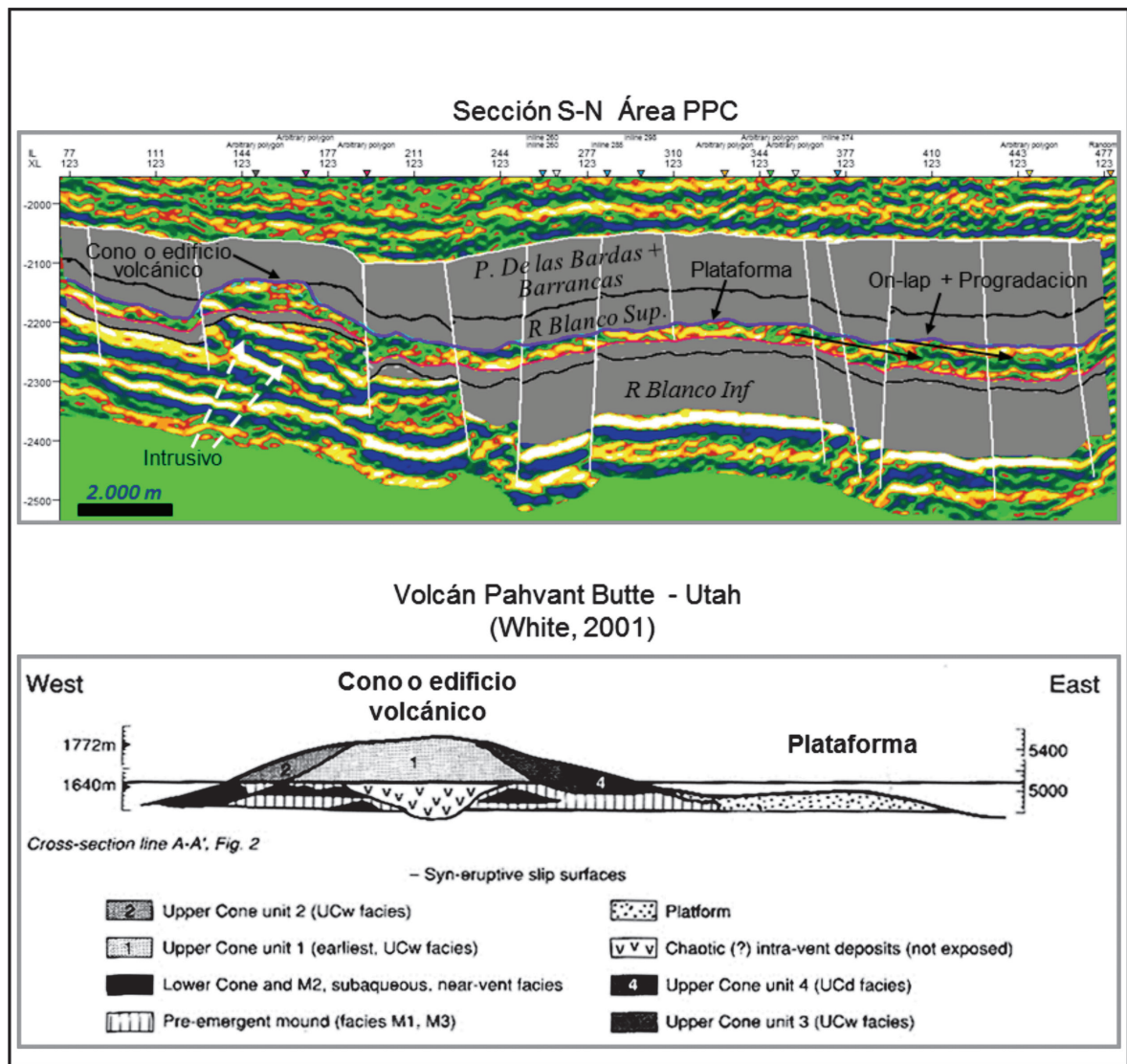


Figura 8. Sección sísmica arbitraria, área Puesto Pozo Cercado. Sistema deposicional, secuencia Río Blanco Superior. Comparación con sistema hidrovulcánico moderno.

En el sector del recientemente desarrollado yacimiento Puesto Pozo Cercado (PPC) pudieron reconocerse, geometrías sísmicas interpretadas como geoformas propias de eventos hidromagmáticos (Figura 8): maeres, anillos de tobas y conos de tobas, los cuales se forman por la interacción de lavas calientes con agua freática o superficial (Mazzoni 1986). Estos eventos son frecuentes en ambientes de *rift* con fallas extensionales, que constituyen los conductos para el ascenso de lava (Fernández Seveso, 2011). Hacia el sector norte del área PPC, se observa un engrosamiento de los depósitos, con un primer relleno cuneiforme (*on-lap*) bien definido en el extremo Noroccidental

sobre el que se observa una relación estratigráfica progradante. Es de esperarse encontrar granulometrías mayores en cercanías de los centros efusivos, así como facies distales profundas hacia el NW de los mismos. Esto último guarda alguna semejanza con el volcán Pahvant Butte (Utah, USA), en donde el aporte de la erupción y la acción de corrientes en el lago favorecen el desplazamiento de material piroclástico, desde el cono hacia el lago, generando una plataforma que progresa en respuesta a las variaciones del nivel del lago (White, 2001; Fernández Seveso, 2011).

Estas geoformas son coherentes con la información de corona del pozo PPC-A cuya relación vertical de las litofacies muestra depósitos que se generaron por sucesivos episodios de flujos piroclásticos calientes entrando a un cuerpo de agua somero (secuencia II, RBS). Sugerimos una doble relación entre volcanismo y sedimentación ya que el agua superficial (o subterránea) del sistema lacustre podría haber controlado la explosividad de una caldera Triásica en el área de estudio.

INTRUSIVOS ALCALINOS JURÁSICOS-CRETÁDICOS

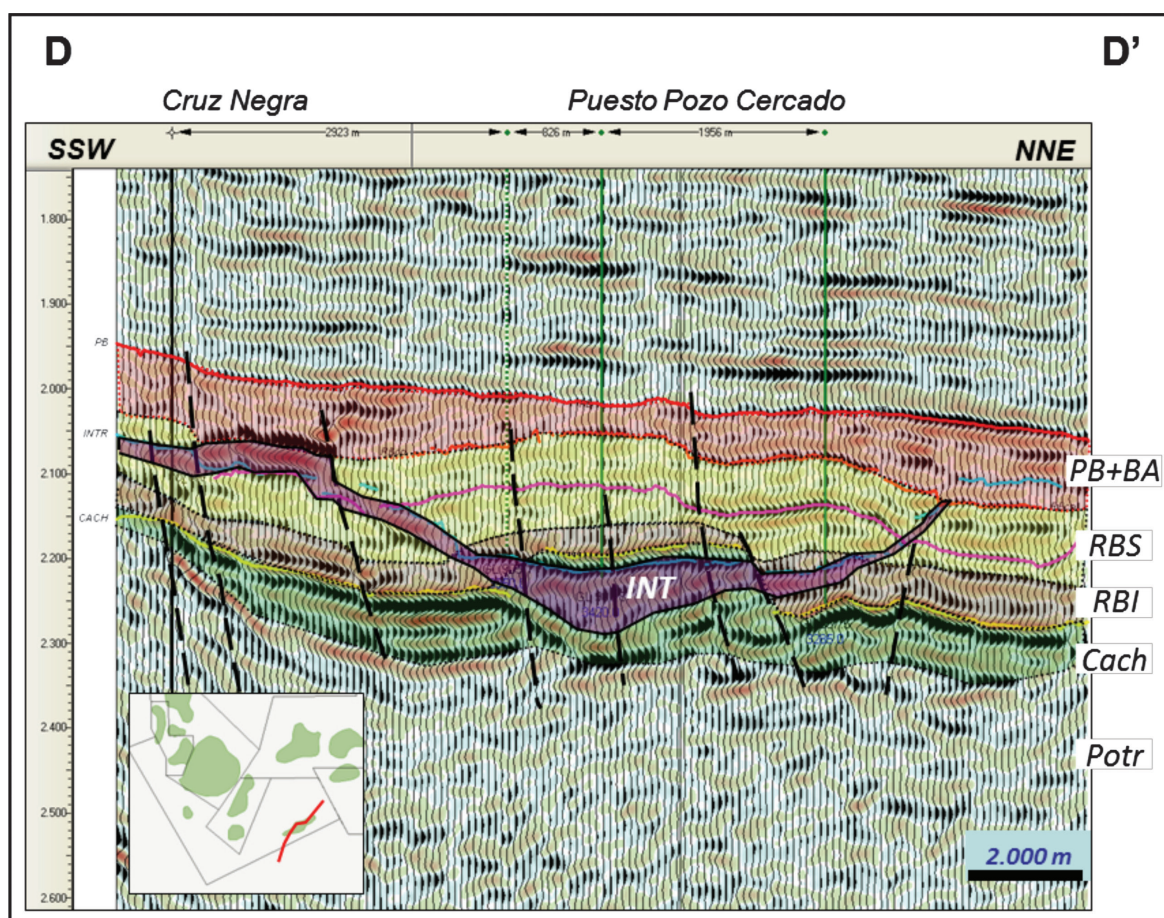


Figura 9. Sección sísmica arbitraria. Relación del Intrusivo y Formación Punta de las Bardas en el yacimiento PPC.

En el sector central del yacimiento Chañares Herrados (CH) se destaca la presencia de un cuerpo intrusivo pseudo-concordante entre la base de la secuencia RBI y el techo de la Formación Cacheuta (Figuras 3 y 4). Por otra parte el yacimiento Puesto Pozo Cercado (PPC) representa un alto relativo ubicada estructura abajo de CH (Figura 1) en el cual también se encuentra un filón capa intruído en la citada interfase sedimentaria. Mediante la interpretación de la sísmica 3D, en la zona de Cruz Negra, se observa un complejo efusivo-intrusivo (Figura 9) asociado a PPC, el cual se integraría al paleo edificio volcánico Triásico. Interpretamos que este evento volcánico se emplaza en la zona de debilidad cortical preexistente. Si bien no se han realizado dataciones ni descripciones petrológicas, en ambos casos estos cuerpos de filones capa han sido consideradas como gabros alcalinos, en semejanza a los intrusivos descritos en los yacimientos Cañada Dura, Zampal Oeste y Ceferino, por Zencich *et al.* (2005) y representarían el equivalente intrusivo de las coladas basálticas de la formación Punta de las Bardas de edad Jurásica a Cretácica inferior.

CONCLUSIONES

En el área de estudio la Formación Río Blanco puede ser dividida en dos unidades sedimentarias menores, las secuencias Río Blanco Inferior (RBI) y Río Blanco Superior (RBS), en función de sus características composicionales (aporte piroclástico) y geometría de la depósitos sedimentarios, totalizando un máximo de 780 metros de espesor total aproximado (Figura 2).

La composición sedimentaria de la secuencia RBI es fundamentalmente epiclástica, en general pelítica, con aportes piroclásticos muy subordinados. Presenta características propias de ambiente subácueo principalmente anóxico. Muestra un marcado depocentro elongado en dirección paralela a la falla principal Chañares Sur y una gradual disminución de espesor desde las proximidades del *hanging-wall* de la falla hacia el Noreste.

Es posible reconocer, en la zona de estudio, una variación muy gradual de los espesores de la unidad sedimentaria Río Blanco Superior (RBS), haciéndose más espesa desde la falla principal hacia el Noreste. Las parasecuencias inferiores (I y II) representan un ambiente sedimentario lacustre somero de fondo oxigenado, con intensa actividad biológica, abundante aporte de cenizas finas de caída y flujos subácueos de alta energía. Luego el ambiente de depositación fue dominado por procesos piroclásticos, que se generaron por sucesivos episodios de flujos piroclásticos calientes entrando a un cuerpo de agua somero. Para las parasecuencias III a IX, se determina inicialmente un sistema lacustre relativamente profundo, con pausas en la sedimentación. El aporte piroclástico es constante y generalmente subácueo. Luego se implantaría un sistema lacustre marginal a planicie deltaica superior, con muy frecuentes episodios de exposición subaérea y edafización. Finalmente la parasecuencia X podría representar un último pulso de aportes piroclásticos, quizás en facies de cenizas de caída en un cuerpo de agua muy somero.

De acuerdo al análisis diagenético la analcima surge inicialmente como reemplazo de vidrio volcánico tanto de fragmentos mayores como de matriz generando porosidad secundaria. Al ser removilizada en eventos posteriores de diagénesis, la analcima puede ser también motivo de empeoramiento de las condiciones petrofísicas al precipitar en los espacios porales.

Integrando la información de subsuelo sugerimos que la secuencia RBS se puede explicar como la interacción de un sistema volcánico explosivo (a hidromagmático?) que fue interactuando con un sistema sedimentario lacustre de características proximales a dichos centros efusivos. La secuencia Río Blanco Superior (RBS) tiene características propias que la diferencia del sistema Potrerillos-Cacheuta-Río Blanco inferior y que sugieren que el actual emplazamiento del yacimiento Chañares Herrados, la zona transferencia de fallas principales Anchayuyo-Chañares Sur y el complejo Puesto Pozo Cercado-Cruz Negra constituyeron verdaderos centros efusivos volcánicos de tipo explosivo, implantados en el depocentro Tupungato, borde Suroccidental de la subcuenca Cacheuta, durante el triásico superior en el marco de un régimen tectónico posiblemente transtensivo. Hacia el sur de la falla principal Chañares Sur el impacto de este fenómeno es mucho menor. Se interpreta que los filones-capa descriptos en la zona de estudio se habrían emplazado en las zonas de debilidad y fractura preexistentes (Triásicas), las cuales se reactivaron durante el Jurásico Medio al Cretácico inferior actuado como vías de inyección de material ígneo basáltico alcalino.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Raúl Genovesi por la edición de las figuras. A Petrolera El Trébol por la autorización de publicación de este trabajo y Laura Giambiagi por la lectura crítica del mismo.

REFERENCIAS CITADAS

- | | |
|---|---|
| <p>Baldwin, J.L., 1944. Tupungato oil field, Mendoza, Argentina. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 28, 1455-1484.</p> <p>Bellosi E., 2010. Estudio estratigráfico y sedimentológico Miembro Víctor Oscuro, áreas Chañares Herrados- Puesto Pozo Cercado. Fronterra Geosciencias S. A. Informe inédito Petrolera El Trébol S.A.</p> | <p>Biondi J., 1936. Exploraciones geológicas practicadas desde 10/XII/1935 al 26/I/1936 en las inmediaciones del cerro Cacheuta. Informe a Gerencia de Exploraciones, Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires. (Inédito)</p> <p>Cas, R. A. and Wright, J. V., 1987. Volcanic Succession Modern and Ancient. Allen and Unwin, London, 528 p.</p> |
|---|---|

- CEPCOM 2003- 2004. Centro de Estudios Petrofísicos del Comahue, Incom. Informes inéditos Petrolera El Trébol S. A.
- Criado Roque P., Mombrú, C., Ramos V. 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: Yrigoyen M. (Ed.). Relatorio del VIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis, 155- 192. Buenos Aires.
- Charrier, R., 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. Comunicaciones, 26, 1-37. Santiago.
- Fernández Seveso, 2011. Yacimiento Puesto Pozo Cercado, Modelado de Reservorio. EG S. A. Informe inédito Petrolera El Trébol S. A.
- Fossa Mancini, E., 1937. Las investigaciones geológicas de YPF en la provincia de Mendoza y algunos problemas de estratigrafía regional. Boletín de Informaciones Petroleras, 14(154): 51-118. Buenos Aires.
- Giambiagi L. y Moreiras S. M., 2012. Caracterización estructural del área Tupungato con enfoque en la Formación Cacheuta. Informe inédito Petrolera El Trébol S.A.
- Giambiagi, L., Moreiras, S. M., Gómez, G., Stahlschmidt, E., Spagnotto, Mescua, J., 2013. Spatial shift from compressive to strike-slip tectonic regime in the Andean foreland at 2 the transitional zone from flat to normal subduction.
- Ingrassia V., 1993. Yacimientos Chañares Herrados y Puesto Pozo Cercado. En: Ramos V. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza). Relatorio 1(7) 403-412. Buenos Aires.
- Kokogian D., Boggetti, D. y Rebay, G., 1989. Cuenca Cuyana. El análisis estratigráfico secuencial en la identificación de entrapamientos estratigráficos sutiles. I Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos 2:649-674.
- Kokogian D. y Mancilla, O., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana. En: Chelbli, G. y Spalletti, L. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán. Correlación Geológica Serie 6. 169-201.
- Kokogian D., Fernández Seveso F. y Mosquera A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. En: Ramos V. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza). Relatorio 1(7): 65-78. Buenos Aires.
- La Iglesia, A. , 1989. Estudios Geológicos 45(5-6): 267-277
- LCV 1996, 2006-2009. LCV S. R. L. Informes inéditos Petrolera El Trébol S. A.
- Lopez Gamundi O., 1994. Facies distribution in an asymmetric half graben: the northern Cuyo Basin (Triassic), western Argentina. 14th International Sedimentological Congress, Abstracts, S1, 6-7. Recife
- Lluch, J., 1971. Sedimentología del Triásico en el área Papagallos- Divisadero Largo. Provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 2, 93-116. Buenos Aires.
- Mazzoni M., 1986. Procesos y depósitos piroclásticos. Asociación Geológica Argentina. Serie B Didáctica y complementaria N° 14. Buenos Aires.
- Mpodosis C. y Ramos V., 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: Extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (4): 481 - 497 (2008)

- Ramos, V. y Kay, S., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo Basin, Central Argentina, en R. S. Harmon y C. W. Rapela, eds., *Andean magmatism and its tectonic setting*, Geological Society of America, SP 265: 79-91
- Rolleri E. y Criado Roque P., 1968. La cuenca triásica del norte de Mendoza. III Jornadas Geológicas Argentinas (Comodoro Rivadavia, 1966), Actas 1: 1-76. Buenos Aires.
- Scolari J., Ayala M., Regazzoni C., Posse J., Anzulovich L., Boggetti D., 2002. Los reservorios de la Formación Río Blanco. En: Schiuma M., Hinterwimmer G., Vergani G. (Eds). *Simpósio de Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de Argentina: V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, IAPG: 635-641.
- Spalletti, L., Artabe, A., Brea, M., Ganuza, D., 1995. Ambientes de acumulación y paleoflora en capas rojas triásicas de la Cuenca Cuyana, Mendoza. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 50, 175-188
- Spalletti, 1999. Cuencas triásicas del Oeste argentino: origen y evolución. *Acta Geológica Hispánica*, v. 32 (1997), no 1-2, p. 29-50 (Pub. 1999)
- Surdam, R. C. and Sheppard, R. A. (1978). Zeolites in saline, alkaline-lake deposits. *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Use*: Sand, L. B., and Mumpton, F. A. eds., Pergamon Press, Elmsford, N.Y. 145-174.
- Stipanovic, P., 1979. El triásico del valle de Río los Patos (Prov. de San Juan). En: Turner, J.C.M. (Ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 1: 695-744.
- Uliana, M. y Biddle, K., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America, *Revista Brasileira de Geociencias*, 18: 172-190.
- White, J.D.L., 2001, Eruption and reshaping of Pahvant Butte Volcano in Pleistocene Lake Bonneville. *Spec Pub Int Assoc Sed* 30: 61-80
- Zencich, S., Calegari, R., Scolari, J., Posse, J., Gómez, G., Boggetti D. y Manceda, R., 2005. Trampas de hidrocarburos de la Cuenca Cuyana. En: Kozłowski E., Vergani G., y Boll A. (Eds). *Simpósio Las Trampas de Hidrocarburos en las Cuencas Productivas de Argentina: VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, IAPG: 93-110.
- Zencich, S., Villar H. y Boggetti, D., 2008. Sistema Petrolero Cacheuta- Barrancas de la Cuenca Cuyana, Provincia De Mendoza, Argentina. En: Cruz C., Rodríguez J., Hechem J., Villar H. (Eds). *Simpósio de Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas. VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, IAPG: 109-134.