

EL PROCESO DE EXHUMACIÓN NEÓGENO Y SUS CONSECUENCIAS EN LAS ACUMULACIONES DE HIDROCARBUROS DEL BORDE NORESTE DE LA CUENCA NEUQUINA, ARGENTINA

Martín F. Cevallos¹, Manuela T. Rivero²

1: Quintana EP Argentina. mcevallos@quintanaep.com

2: Pluspetrol S.A. nrivero@pluspetrol.net

Palabras clave: Exhumación, régimen de presión, remigración, petróleos pesados

ABSTRACT

Neogen uplift and its consequences on hydrocarbon acumlations in the northeastern of the Neuquén Basin, Argentina

Exhumed basins have remarkable differences compared with normally subsiding basins. Uplift and removal of overburden trigger profound changes in the hydrocarbon systems. Neuquén Basin was exhumed during tertiary Andean orogeny. While most of its sedimentary record outcrops in the western ranges, the eastern margin host vast hydrocarbon resources uplifted hundreds of meters. A 160 km trend in the northeastern edge of the Neuquén Basin is analyzed to characterize exhumation consequences. It hosts shallow oil and gas pools that experienced up to 1000 m uplift during the Miocene. Main characteristics are gradients in salinity, CO₂ and HCO₃⁻ contents, a wide range of heavy biodegraded crudes and gas/oil pools originated by remigration. An underpressured regime and a potentiometric level around 350 masl are identified. Similar conditions are observed in the opposite southern margin of the basin. Thus, exhumation was experienced regionally, even in the central Añelo axis were 600 m of uplift might have happened. While at least 35 BSCFG of remigrated gas was trapped in the trend, gas vented to the atmosphere is hard to estimate. At basin scale, tens of TSCF of gas could have been released to remigration or vented to the surface during Miocene exhumation.

INTRODUCCIÓN

La exhumación es un proceso común en muchas cuencas sedimentarias a lo largo de su historia geológica. Muchas cuencas petrolíferas que yacen actualmente en terrenos continentales, debieron sufrir un proceso de exhumación reciente para encontrarse por encima del nivel del mar (Doré y Jensen 1996). Incluso muchas de las cuencas en las plataformas continentales marinas han sufrido exhumación, como en el Mar de Barents, donde 500 a 3000 m de cobertura sedimentaria han sido erosionados (Riis y Fjeldskaar 1992, Corcorán y Doré 2005). La exhumación afecta a todos los elementos del sistema petrolero, tanto de forma positiva como negativa. Doré y Jensen (*op.cit.*) y Doré

et al. (2002), realizan una exhaustiva revisión de los mismos para cuencas de la periferia del Atlántico Norte. La reducción de la presión poral y litoestática dispara procesos que producen transformaciones mineralógicas y de condiciones de fluido, afectando fuertemente a los hidrocarburos. La introducción y circulación de aguas superficiales y aire producen transformaciones químicas, generando oxidación, disolución ácida e hidratación (Parnell 2002). En los hidrocarburos los efectos más importantes son la biodegradación de los líquidos, la liberación de gas disuelto en petróleo y aguas connatas, la expansión de gases que producen removilización de fluidos, el desplazamiento de los contactos y la remigración de los fluidos. Muchos yacimientos gigantes del mundo pueden relacionarse con estos procesos. Doré y Jensen (*op. cit.*) citan algunos ejemplos: el campo noruego Snohvit, durante el levantamiento Plio-Pleistoceno, pudo liberar a superficie hasta 7 TSCF de gas; el campo gasífero ruso Stokmanovskaya, de 88 TSCF, es atribuido a procesos de remigración de gas durante la exhumación.

La Cuenca Neuquina se encuentra en el piedemonte andino y fue parcialmente exhumada durante la tectónica andina (Vergani *et al.*, 1995, Mosquera y Ramos 2005). Si exceptuamos la faja plegada occidental, el nivel del terreno varía entre 300 y 1500 metros sobre el nivel del mar. Las estructuras más prominentes fuera de la faja plegada, como la Dorsal de Huincul ó el Dorso de los Chihuidos, registran inversiones tectónicas de más de 2500 m de relieve (Veiga *et al.*, 2002, Zamora Valcarce *et al.* 2009, Silvestro y Zubiri 2008). En las zonas más profundas de la cuenca, como el Sinclinal de Añelo, afloran en superficie sedimentos marinos someros de edad Mastrichtiana-Daniana elevados a más de 500 msnm. Esto da cuenta de un levantamiento mínimo de 600m durante el Terciario para las regiones menos invertidas de la cuenca.

El proceso de exhumación que comenzó hacia el Oligoceno Superior, tuvo sus pulsos más intensos durante el Mioceno (Zamora Valcarce *et al.* 2009) y existen evidencias de pulsos Plio-Cuaternarios (Messager *et al.* 2010). Estos ocurrieron con posterioridad al proceso de migración de hidrocarburos que sucedieron principalmente durante el Paleógeno. Por lo tanto, afectó a los sistemas petroleros y el régimen hidrogeológico de la cuenca. Esos rasgos están poco caracterizados y enmascarados por otros procesos geológicos.

El presente trabajo se concentra en los efectos que la exhumación tuvo sobre los fluidos en el borde nororiental de la cuenca. El rasgo más notorio es la condición de presión actual, la cual es un 50% de la presión hidrostática normal. Regímenes de presión análogos se observan en un conjunto de campos en el margen opuesto de la cuenca, en la Dorsal de Huincul. A su vez, se registran gradientes de salinidad del agua, de CO₂ y HCO₃⁻, petróleos biodegradados, y presencia de gas biogénico.

UBICACIÓN Y MARCO GENERAL

La región analizada se ubica en el borde noreste de la cuenca y se extiende sobre una franja de 160 km, principalmente al Norte del Río Colorado, desde la zona de Chihuido de la Sierra Negra

en Neuquén, hasta la zona de Santa Bárbara en La Pampa (Figura 1). Se analiza en detalle la zona central de unos 70 km de extensión, denominada Tren de Petróleo Pesado del Río Colorado del Sur de Mendoza y La Pampa (TPPRC; Cevallos *et al.* 2011), la cual cuenta con más de 800 pozos y produce petróleos viscosos de la Formación Centenario.

La columna estratigráfica en la zona de estudio está acotada principalmente a los términos cretácicos del relleno de la cuenca. Se compone de base a techo por depósitos discontinuos de synrift y prerift indiferenciados, relictos de secuencias jurásicas correspondientes al Grupo Cuyo Superior y a la Fm. Tordillo, y el relleno cretácico que se dispone de manera más continua y se conforma por las formaciones Loma Montosa, Centenario y Rayoso y el Grupo Neuquén (Figura 2). Desde posiciones al sur del Río Colorado y hasta unos 20-30 km al norte de este, las formaciones Rayoso y Centenario van siendo erosionadas con un ángulo de $\sim 0.5^\circ$ (Cevallos *et al. op.cit.*).

Los reservorios de los principales yacimientos de la región corresponden a las formaciones Centenario y Rayoso, que producen petróleos viscosos (Cevallos *op.cit.*, Marteau 2002). Se utilizaron datos de presión de formación de unos 70 pozos (más de 600 mediciones) y de salinidad de agua de formación provenientes de 150 muestras disponibles para los bloques CNQ-7, CNQ-7/A y Gobernador Ayala III (Figura 1) y a su vez se recopiló información publicada para los yacimientos Chihuido de la Sierra Negra y Puesto Hernández. También se contó con datos de presión de dos pozos perforados en la zona de Santa Bárbara, los cuales fueron provistos por CGC. Información de coronas e hidrocarburos extraídos de las mismas fueron utilizados para analizar las variaciones verticales de biodegradación dentro del reservorio.

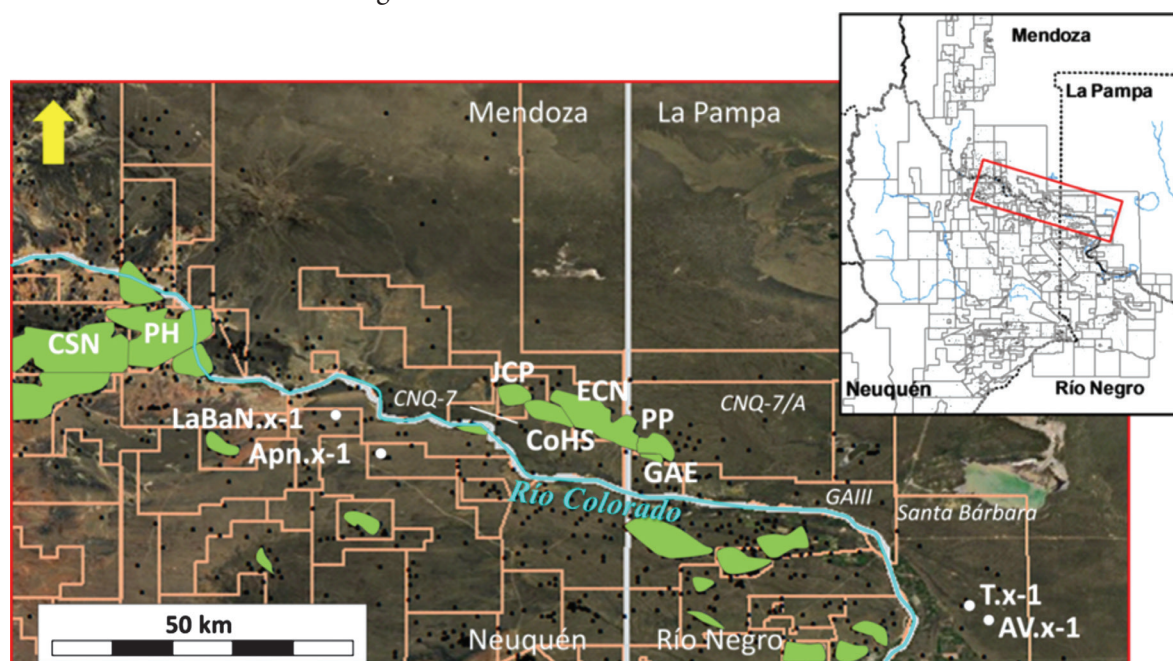


Figura 1. La zona de estudio abarca 160 km al Norte del Río Colorado. Abreviaturas: AV.x-1, pozo Alta Vista; T.x-1, pozo Terrazas (Santa Bárbara); GAE, Gobernador Ayala Este; PP, Puesto Pinto; ECN, El Corcobo Norte; JCP, Jagüel Casa de Piedra; CoHS, Cerro Huanul Sur; Apn.x-1, pozo Apon Norte; LaBaN.x-1, pozo La Banda Norte; PH, Puesto Hernández; CSN, Chihuido de la Sierra Negra.

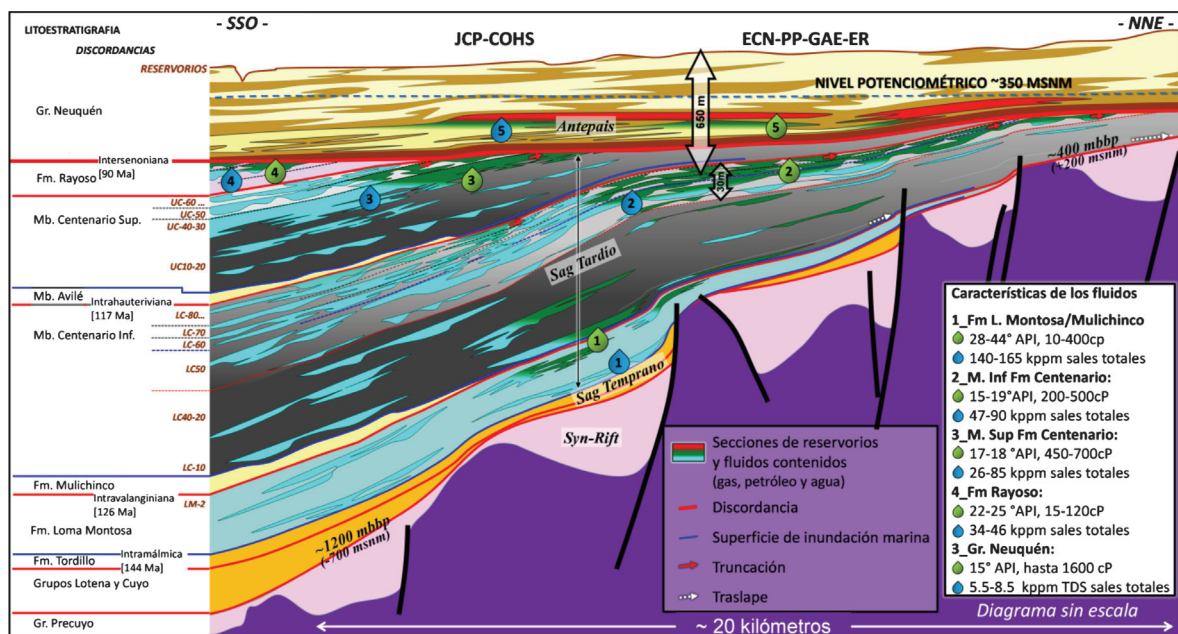


Figura 2. Esquema geológico de la plataforma nororiental en la zona de los yacimientos del TPPRC y resumen de las características del petróleo y agua de formación de los reservorios allí explotados.

RÉGIMEN ACTUAL DE PRESIÓN AL NORTE DEL RÍO COLORADO

El análisis que se desarrolla a continuación se realizó a partir de la información más representativa de una base de datos compuesta por más de 10,000 mediciones de presión en más de 800 pozos. Se utilizaron herramientas de cable a pozo abierto y sensores de cristal de alta precisión.

En la mayoría de los pozos seleccionados se cuenta con mediciones de presión consecutivas, en muchos casos con más de una muestra por metro y a lo largo de decenas de metros. Esto permite por un lado desechar puntos anómalos (*i.e.* sobrecargados o de recuperación lenta), y por otro permite obtener gradientes de presión muy precisos. Los mismos pueden ser proyectados hasta una presión cero que representa el nivel potenciométrico (NP). Este no es en general la representación física del tope de la tabla de agua sino la representación de la energía potencial que está disponible para mover el agua subterránea (Foster *et al.* 2013). Una sección permeable en subsuelo cuyo NP está por debajo de la superficie del terreno es considerada subpresionada con respecto a un gradiente hidrostático normal.

En los 800 pozos del TPPRC se estimaron NP que equivalían a ~50% del gradiente hidrostático normal. Por esto, muy tempranamente se concluyó que se trataba de acumulaciones subpresionadas. A lo largo de la faja productiva del Miembro Centenario Inferior (MCI), con 30 km de largo en dirección NO-SE y conocida como El Corcobo Norte, se midieron gradientes de presión que se corresponden con un nivel potenciométrico ubicado a 350 msnm (Figura 3a), el

cual se mantiene uniforme a lo largo de la faja (Figura 1). En esa zona el nivel del terreno promedia los 670 msnm y el techo de los reservorios se encuentran entre -10 y +130 msnm. De esta manera se encuentran presiones que corresponden al 40% de la presión hidrostática normal en el sector noroeste, al 52% en el sector central y al 54% en el sector sureste.

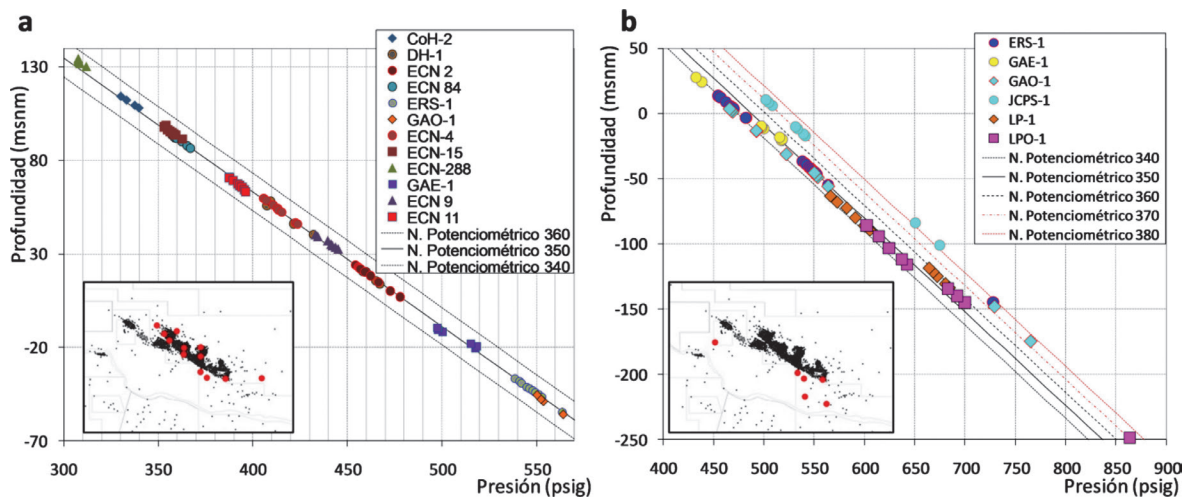


Figura 3. a) Régimen de presión para el MCI, el cual se alinea con un nivel potenciométrico a 350 msnm. b) Comparación de regímenes de presión para el Miembro Centenario Superior y el Miembro Centenario Inferior (MCS y MCI) a nivel regional, las secciones más someras presentan escalones de entre 5 y 10 metros menos para los niveles potenciométricos proyectados.

Esta condición de presión descrita para el MCI, se verifica de la misma manera para los reservorios productivos del Miembro Superior de la Formación Centenario (MCS) en los campos de Jagüel Casa de Piedra y Cerro Huanul Sur (Figura 1). Pero en estos casos se determina un NP extrapolado de 355 a 360 msnm, es decir entre 5 y 10 m más alto que el nivel determinado para el MCI e implica presiones entre 0.5-1 k/cm (7-14 psi) más altas (Figura 3b). A nivel más regional, fuera de las acumulaciones de petróleo, se observan escalones de NP que van descendiendo hasta 10 m al comparar unidades cada vez más someras. Los pozos graficados en la Figura 3b incluyen presiones en las formaciones Loma Montosa/Mulichinco y Centenario. Se seleccionaron pozos en los que se haya podido medir varias presiones en distintas unidades para no incluir errores de herramienta o ambientales. Este grupo de pozos cubre una franja de unos 50 km lo cual muestra la regionalidad del fenómeno.

Las condiciones de subpresión de los reservorios de interés, permiten interpretar la presencia de una zona vadosa de entre 375 y 300 m de espesor, de acuerdo al nivel del terreno. Por encima de un nivel promedio de 350 msnm no se han detectado acumulaciones de gas, ni rastros considerables de petróleo en el TPPRC. En algunos casos se han verificado cruces de perfiles de Densidad/Neutrón sin que se detectaran gases combustibles durante la perforación, por lo que se presume son reservorios con aire y subsaturados de agua. Se realizaron además líneas de sondeos eléctricos verticales y magneto-telúricas que verificaron una zona de baja conductividad hasta por lo menos

250 m de profundidad, las cuales fueron interpretadas como formación seca (Castiglione *et al.* 2008).

Para ampliar el estudio fuera de la zona desarrollada se utilizaron sondeos exploratorios y datos publicados (Figura 4). Así se abarcan unos 160 km desde la zona de Chihuido de la Sierra Negra, en el norte de Neuquén, hasta la zona de Santa Bárbara en el límite de Río Negro y La Pampa, siguiendo el margen norte del Río Colorado (Figura 1). Se utilizaron datos publicados del Yacimiento Chihuido de la Sierra Negra para los Miembros Troncoso Inferior (Masarik 2002) y en Puesto Hernández para los Miembros Agrio Superior, Chorreado y Troncoso Inferior y para la Fm Rayoso (Barrionuevo 2002a, 2002b). Hacia el este se contó con datos de los sondeos exploratorios Alta Vista.x-1 y Terrazas.x-1 aportados por CGC. Se analizaron también datos de presiones de sondeos del área La Banda, al sur del Río Colorado en la Provincia de Neuquén.

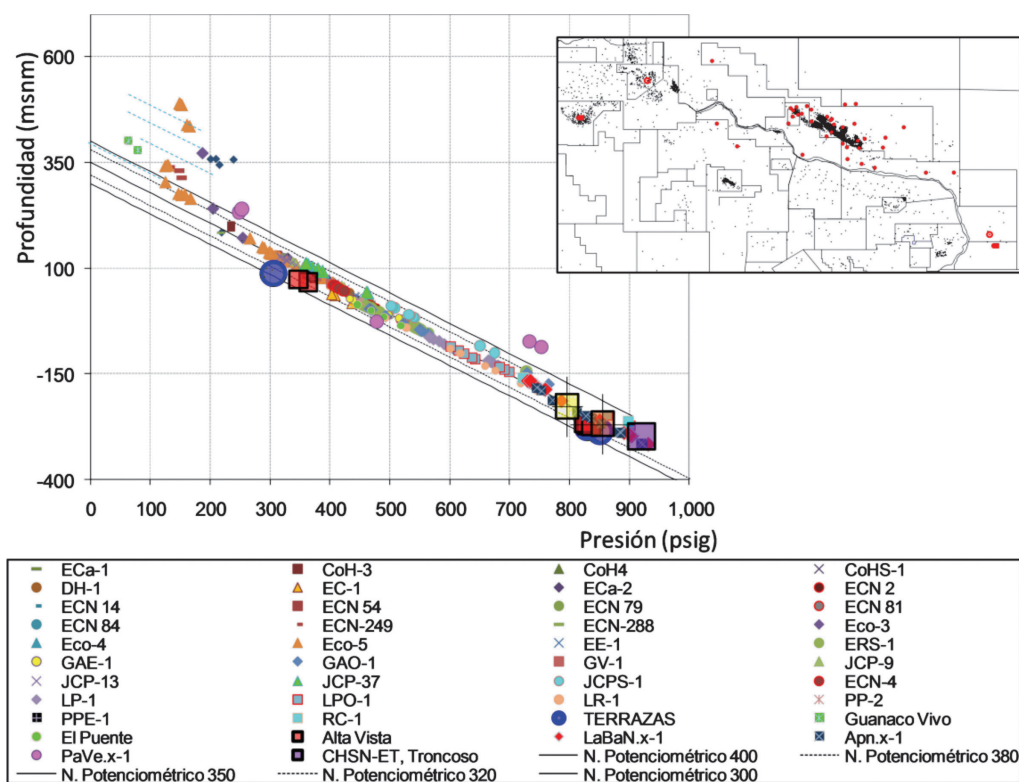


Figura 4. Presión de formación original en función de la profundidad y niveles potenciométricos estimados a partir de los datos recopilados para el TPPRC, Puesto Hernández, Chihuido de la Sierra Negra, El Trapial y para los pozos exploratorios T.x-1, A.x-1, Apn.x-1 y LaBaN.x-1.

Como se observa en la Figura 4, entre el dato de Chihuido de la Sierra Negra hasta los sondeos La Pista x-1 y El Encajonado x-1, es decir 110 km de distancia (Figura 5), la cota de la superficie potenciométrica estimada presenta una variación de tan sólo 15 metros, entre 365 y 340 metros (Figura 5). Solamente el pozo Pampa Verde x-1 presenta un nivel potenciométrico de 450 msnm,

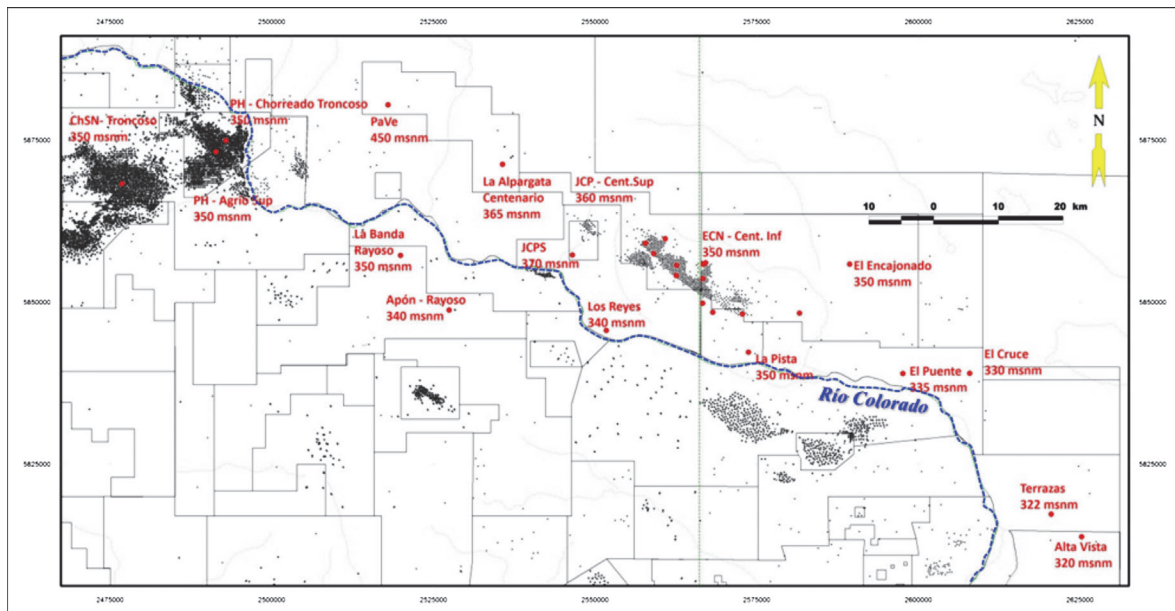


Figura 5. Mapa de niveles potenciométricos estimados. Desde la zona del Chihuido de la Sierra Negra hasta los sondeos La Pista.x-1 y El Encajonado.x-1 (160 km) la superficie potenciométrica sería casi plana. El pozo Pampa Verde x-1 presenta un NP de 450 msnm, dato que contrasta con el promedio antes mencionado. En el este, a lo largo de 55 km, se observa una variación gradual de la cota del NP desde 350 msnm (EE.x-1), 335 msnm (EP.x-1) y hasta 320 msnm (Alta Vista.x-1).

dato que contrasta con el promedio antes mencionado. Esto muestra la presencia de algunas anomalías que requieren una mayor densidad de datos para verificarlas.

Hacia el este, dentro de la provincia de La Pampa y a lo largo de 55 km, se observa una variación gradual de NP desde 350 msnm (EE.x-1), 335 msnm (EP.x-1) y hasta 320 msnm (AV.x-1). Si imaginamos una superficie potenciométrica a partir de los datos relevados y exceptuamos el dato del pozo PaVe.x-1, esta podría considerarse casi plana en la franja occidental y levemente inclinada hacia el este. En la franja oriental, se registra una gradiente de 30 m en 55 km, es decir 0.5 m por kilómetro (0.03°).

Debido a las variaciones estratigráficas, faciales y estructurales dentro de los 55 km occidentales, este gradiente seguramente se despliegue de manera escalonada. De acuerdo a los modelos planteados por Foster *et al.* (2013), la superficie potenciométrica en rocas reservorio puede ser unas 5000 veces menor a la pendiente en los estratos impermeables. A escalas menores a la decena de kilómetros, que son las escalas normales de los campos, las diferencias de NP son uno o dos órdenes de magnitud menores a la resolución con que se mide el Datum de nivel del terreno. A escala regional los gradientes observados se aproximan al gradiente de las barreras de permeabilidad.

En base a estas observaciones consideramos que los reservorios del área de estudio se encuentran actualmente en condiciones hidrostáticas, dado que no se ha comprobado un gradiente potenciométrico significativo. La existencia de un nivel potenciométrico localizado por debajo del nivel del terreno explica el carácter subpresionado de las acumulaciones.

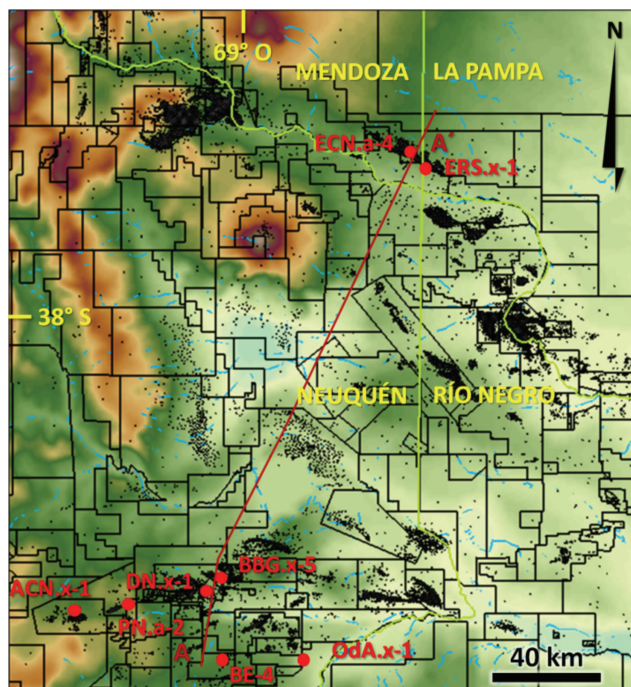


Figura 6. Mapa de ubicación de pozos comparados de la Dorsal de Huincul y del TPPRC en la figura 7. ECN.a-4, El Corcobo Norte; ERS.x-1, El Renegado; DN.x-1, Dadín Norte; BGG.x-5, Bajo Barda González; Oda.x-1, Ojo de Agua; PN.a-2, Portezuelo Norte; ACN.x-1, Anticlinal Campamento

Comparación con los regímenes de presión en la Dorsal de Huincul

En el margen opuesto de la cuenca, en la Dorsal de Huincul en el sur de Neuquén, se han observado regímenes de presión similares. La intensidad y complejidad de la exhumación en este sector fue mucho mayor (Vergani *et al.* 1995). Las presiones originales relevadas en el flanco norte de la Dorsal, cerca de Dadín y Bajo Barda González (Figura 6), permiten proyectar niveles potenciométricos entre 310 y 400 msnm (Figura 7). Si consideramos que los reservorios se encuentran entre -700 y -1000 msnm y que el nivel del terreno es cercano a los 600 msnm, encontramos que la presión es el 85% de la presión hidrostática (Figura 7). Varios campos

del flanco sur de la Dorsal de Huincul, como Borde Espinoso, Ojo de Agua y Ranquilco Norte (Figura 6) presentan la misma situación.

Cuando el NP se encuentra por debajo de la superficie, es decir se desarrolla una zona vadosa, los reservorios más someros presentarán proporcionalmente mayor diferencia con la presión hidrostática normal. Generalizando, el borde nororiental de la cuenca presenta una subpresión del 50%, mientras el borde sur presenta una presión más cercana a la hidrostática, un 85% de la misma (Figura 7). Esto principalmente se debe a que los reservorios en la Dorsal de Huincul se encuentran entre 500 y 1500 m más profundos que los del TPPRC. Hay excepciones, generalmente en reservorios a mayores profundidades, en los que la columna de hidrocarburos puede compensar el efecto de la exhumación y resultar en condiciones pseudo-normales ó hasta sobrepresionadas. Este podría ser el caso de algunos campos en la Dorsal de Huincul que presentan conexiones francas con cocinas de gas, con reservorios fracturados en contacto directo con la roca generadora en ventana de gas (*i.e.* Anticlinal Campamento, Guanaco Profundo). Sin embargo, si no se toma en cuenta el efecto de la exhumación, se estaría subestimando el grado de sobrepresión.

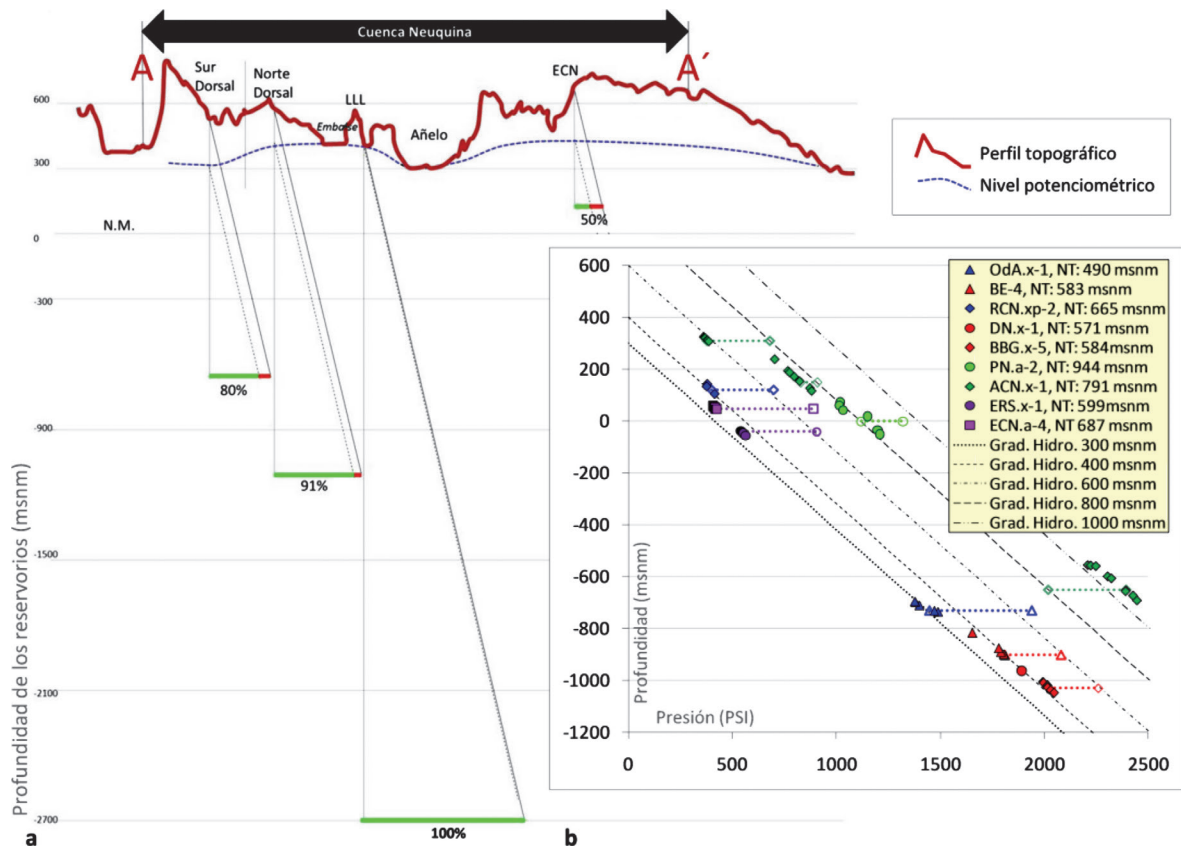


Figura 7. a) esquema que ilustra la relación entre topografía, espesor de la zona vadosa y profundidad de los reservorios. El porcentaje de sub-presión, aún con un mismo nivel potenciométrico, será más acentuado mientras más somero este el reservorio. b) Comparación de regímenes de presión en la Dorsal de Huincul (Cevallos *et al.* 2003) y el TPPRC (ERS.x-1 y ECN.a-4). Las líneas de trazo muestran la diferencia entre el dato relevado y la presión hidrostática normal al nivel de terreno del pozo. Se observan regímenes subpresionados, excepto en los reservorios gasíferos profundos del pozo ACN.x-1.

EVIDENCIAS DE EXHUMACIÓN

El análisis desarrollado a continuación se focaliza en el Tren de Petróleo Pesado del Río Colorado (TPPRC), cuya producción proviene casi exclusivamente de los miembros Inferior y Superior de la Formación Centenario. Esta región cuenta con la ventaja de una gran densidad de datos, provenientes de 800 pozos perforados entre 2005 y 2010 y cobertura sísmica 3D.

Evidencias geológicas

Se analizaron los espesores registrados y se estimaron secciones erosionadas de las formaciones Centenario, Rayoso y de los grupos Neuquén y Malargüe (Figura 8). Con esa información se construyó un diagrama de subsidencia tipo Lopatin (Figura 9) para mostrar las evidencias geológicas de inversión andina.

En el TPPRC el techo de la Formación Centenario se encuentra entre 60 y 120 msnm, unos 590 m por debajo nivel de terreno promedio. En la zona se depositaron originalmente 200 m de espesor de la Formación Centenario y unos 200 m de la Formación Rayoso. Esto se infiere al comparar con los espesores registrados al sur del Río Colorado, donde se observan sutiles cambios de facies y espesor con respecto al área de estudio (Figura 8). Producto de la erosión asociada a la Discordancia Intersenoniana (Figura 2), dichas formaciones han sido progresivamente removidas hacia el borde norte de la cuenca, con una angularidad sostenida de entre 0.7 y 0.5°. En los campos El Corcobo Norte y Jagüel Casa de Piedra se preservan entre 170 y 100 m de espesor de la Fm Centenario. A menos de 10 km hacia el noreste la Fm Centenario está completamente erosionada.

El Grupo Neuquén se encuentra aflorando o sub aflorando por debajo de bardas basálticas cuaternarias, por lo que solo se pueden medir espesores parciales de unos 650 m. Al sur del Río Colorado, a unos 35 km de la zona de estudio se registran unos 1100 m de espesor parcial para el Gr. Neuquén (Yacimiento Señal Cerro Bayo). La sección inferior del Grupo Neuquén es correlacionable y registra una disminución de espesor de un 27% (Figura 8). Si esta relación fuera válida para todo el grupo, se estimaría un espesor acumulado de unos 800m. Si bien esta es una aproximación grosera, se utilizará para expresar un rango de espesor erosionado en la zona de estudio, el cual estaría entre 250 y 350 m. Además, afloramientos saltuarios del Gr. Malargüe en las bardas al norte del Bajo de Añelo (100 m de espesor según Rodríguez 2011) y en la zona de Puelén (50 m de potencia según Rojas 2008), abren la posibilidad de que se haya acumulado y luego erosionado parte de estas unidades en la zona analizada. El Grupo Malargüe corresponde a la primera transgresión marina atlántica (Legarreta y Uliana 1991), es decir para ese momento, la zona de estudio debió estar muy próxima o por debajo del nivel del mar.

En base a estas observaciones se construyó el diagrama de subsidencia e inversión que se muestra en la Figura 8. Se tomó como nivel de terreno durante el Cretácico el nivel del mar, aunque durante la acumulación de la Fm Rayoso y principalmente durante el Gr Neuquén, este pudo estar levemente por encima. La ingresión Mastrichtiana-Daniana (Grupo Malargüe) es un control para verificar la validez de esta premisa.

Según Zamora Valcarce *et al.* (2009) a partir del Mioceno comienza la fase de inversión más intensa en el Dorso de los Chihuidos. Los citados autores interpretan dos pulsos principales durante el Mioceno, representados por estratos sinorogénicos de las formaciones Puesto Burgos y Rincón Bayo, los cuales son coetáneos con dos eventos de levantamiento/enfriamiento a los 11 y 6 Ma identificados a partir de trazas de fisión de apatitas (Zamora Valcarce *et al. op.cit.*). En el gráfico de subsidencia (Figura 9), la exhumación miocena se representa en pulsos, replicando los eventos definidos en el Dorso de los Chihuidos. Si bien si interpreta que gran parte de la exhumación ocurrió durante el Mioceno, hay evidencias en la cuenca de que esta prosiguió hasta al menos el Pleistoceno (Messenger *et al.* 2010). Sin embargo se requerirá de futuros estudios para definir el ritmo local de esta exhumación, donde podrían observarse también pulsos pliocenos y cuaternarios.

A partir de este análisis se interpreta que existió una primera exhumación durante la Discordancia Intersenenoniana (~94-90 Ma). La superficie erosiva expuso a la Fm Centenario en la zona de estudio y a la Fm Rayoso en la zona próxima al actual curso del Río Colorado, así como hacia el sur del mismo. Esta primera inversión se estima en el orden de los 300 m. Luego sobrevino la exhumación miocena y con una magnitud del orden de 1000 metros (Figura 9). La cota de superficie actual es producto de la erosión sin y post orogénica, que se estima fue del orden de los 200 a 400 m (Figura 8). En coincidencia con Zamora Valcarce *et al.* (*op.cit.*), se infiere que la inversión se desarrolló en pulsos intensos y períodos de menor levantamiento.

Evidencias diagenéticas

Las areniscas que componen los principales reservorios del TPPRC son areniscas liticofeldespáticas, con bajas proporciones de matriz y cemento y excelentes condiciones de porosidad y permeabilidad. Las arcillas presentes en estas rocas forman parte de la matriz, compuesta predominantemente por esmectita, interestratificados de esmectita/illita e illita y también de los cementos, como es el caso de la caolinita (Cevallos *et al.* 2010, 2011). Estas rocas presentan una historia diagenética sencilla, construida a partir de las observaciones petrográficas de testigos corona (Aguirre *et al.* 2007) que se puede dividir en dos etapas.

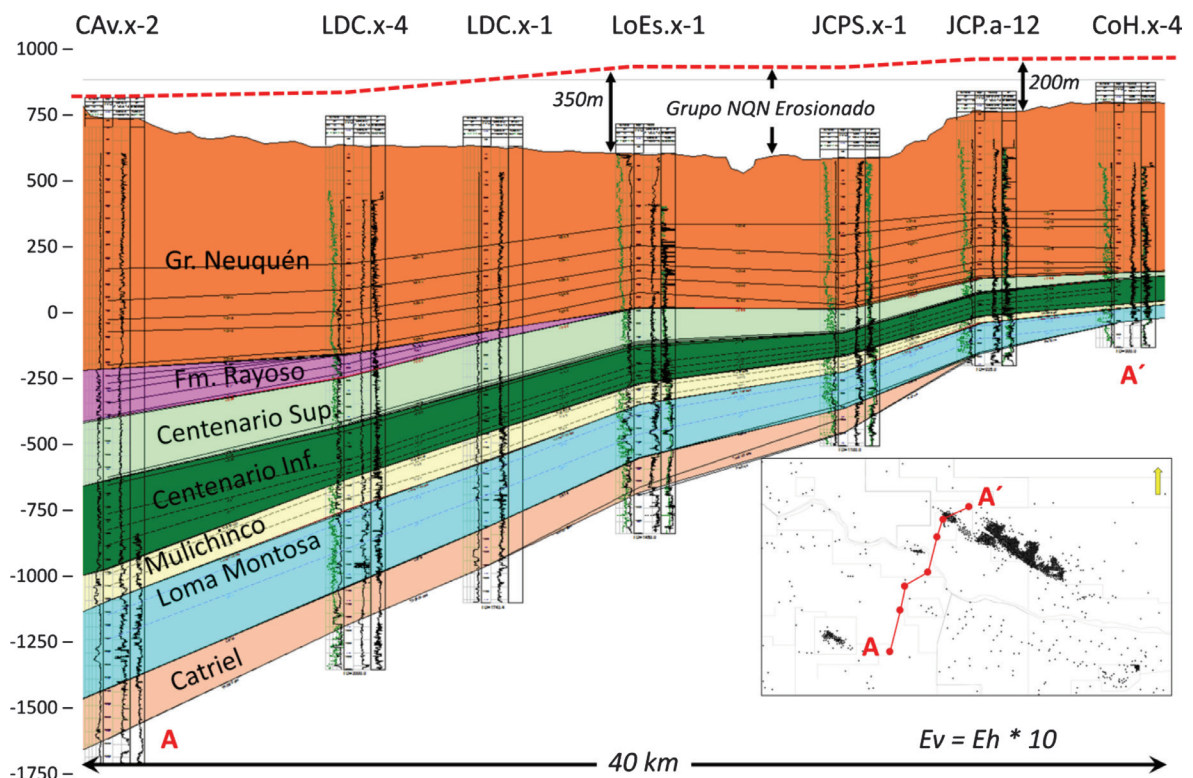


Figura 8. Sección estructural entre pozos que muestra el relieve de las discordancias cretácicas y la topografía actual. Se estima una erosión de entre 350 y 250 m de las secciones más someras del Gr Neuquén. Se descontó un espesor por adelgazamiento del Gr Neuquén hacia el borde de cuenca.

La primera de ellas sigue una secuencia típica de soterramiento, dominada por la compactación mecánica, la recrystalización de las arcillas que componen la matriz y un escaso crecimiento secundario de cuarzo y feldespato. La recrystalización de las esmectitas nos señala que dichas rocas estuvieron sometidas en algún momento de su historia geológica, a temperaturas de al menos 55-60°C. Esto equivale a un soterramiento máximo de 900 a 1000 m, el cual es un rango coincidente con lo estimado por el diagrama de subsidencia (Figura 9).

La segunda etapa diagenética en cambio, está marcada por la generación de porosidad secundaria por disolución y la precipitación de distintos cementos (Aguirre *et al. op cit*). Se caracteriza por un primer estadio de disolución que afecta principalmente a los clastos feldespáticos y genera porosidad secundaria, seguido por la precipitación de caolinita como relleno de poros y reemplazo de clastos. A continuación se produce la precipitación de siderita y dolomita como relleno de

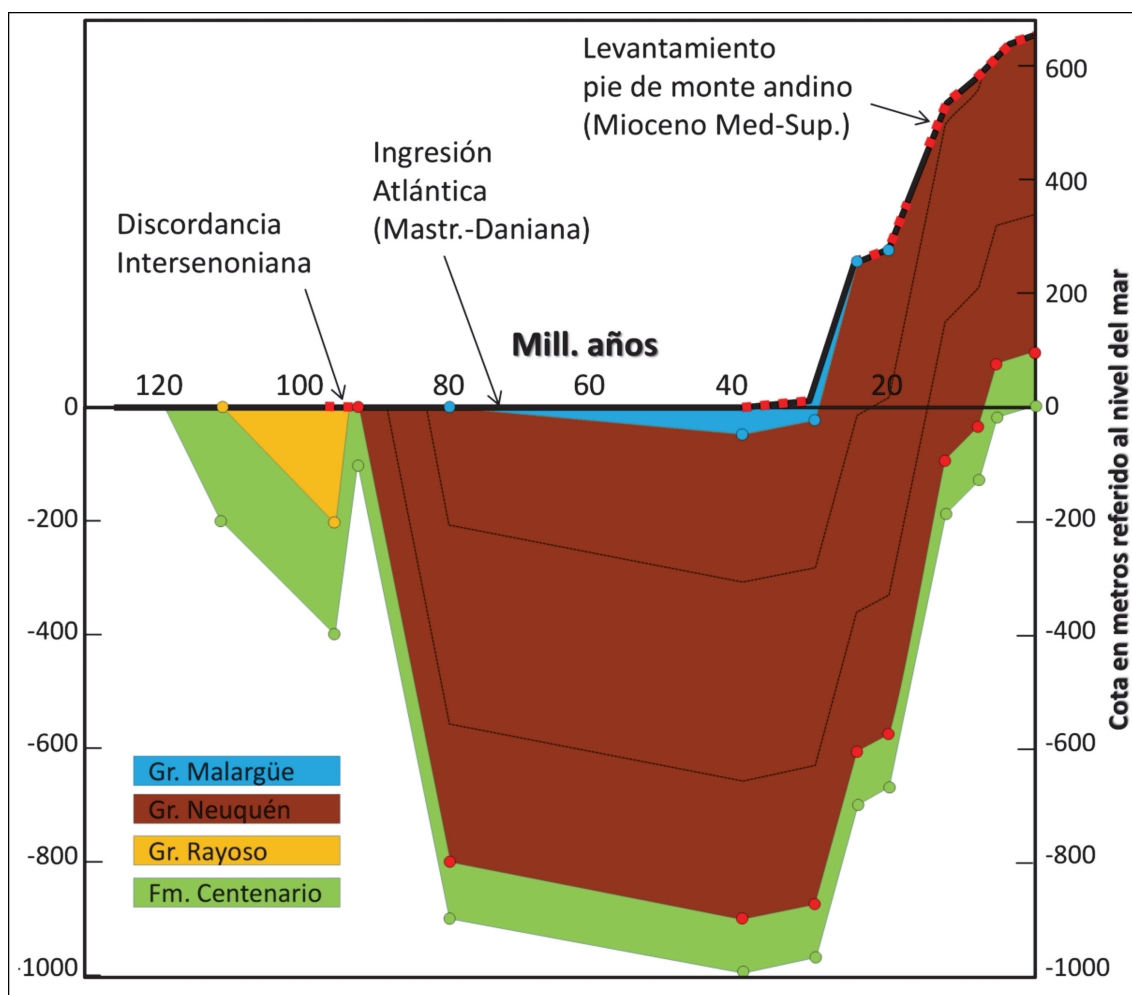


Figura 9. Diagrama de subsidencia 1D para la región analizada. Luego de la depositación de 400 m de la Fm Centenario y del Gr Rayoso, se desarrolló una primera exhumación correspondiente con la Discordancia Intersenoniana. La Fm Centenario quedó expuesta, al igual que el Gr Rayoso en las cercanías del actual Río Colorado y hacia el sur del mismo. Luego de acumulados 900 metros del Gr Neuquén y entre 100 y 50 m del Gr Malargüe, sobrevino la exhumación miocena del orden de 1000 metros. En coincidencia con Zamora Valcarce *et al. (op.cit.)*, se infiere que la inversión se desarrolló en pulsos intensos y períodos de menor levantamiento. Este proceso se extendió hasta el Pleistoceno (Messenger *et al.* 2010).

poros y más tarde de calcita, en este caso como relleno de poros y como reemplazo de granos. En algunas muestras se observa un evento de disolución entre los últimos dos procesos. La secuencia culmina con un episodio de disolución sobre los cementos carbonáticos, que genera nuevamente porosidad secundaria (Aguirre *et al. op cit*).

Si bien la química y cinética de las reacciones diagenéticas escapa al objetivo de este trabajo, podemos extraer algunas conclusiones a partir de la impronta que la diagénesis dejó sobre las rocas. Según Parnell (2002), la disolución de feldespatos que genera porosidad secundaria intragranular y la precipitación de caolinita, puede vincularse a la circulación de aguas meteóricas. Además, el bajo contenido de sulfatos en las aguas meteóricas favorece a la precipitación de dolomita y siderita. Por lo tanto, podemos entender a los primeros eventos de la segunda etapa diagenética como resultado de la circulación de aguas meteóricas.

A pesar de que la solubilidad de los carbonatos aumenta con el descenso de la temperatura, también se relaciona con la presión de CO₂, cuya caída vinculada al descenso de la presión (producto del levantamiento) favorece la precipitación de carbonatos (Wood 1986). De esta manera se interpreta al evento de cementación de calcita como consecuencia de un proceso de exhumación. La disolución de los carbonatos hacia el final de la historia diagenética, nuevamente podría ser atribuido a la circulación de aguas meteóricas ácidas.

CONSECUENCIAS DE LA EXHUMACIÓN Y DE LA EXISTENCIA DE UN RÉGIMEN PALEO-HIDRODINÁMICO

Las evidencias geológicas sugieren que la Fm Centenario alcanzó un soterramiento máximo de cerca de 1000 m en el Paleógeno, y desde el momento que comenzó el proceso de exhumación neógeno, sufrió un levantamiento de entre 800 y 1000 m (Figura 9). Previamente, se registraron intrusiones marinas atlánticas hasta el Eoceno y la cota estimada para el TPPRC era cercana al nivel del mar. Por ello se estima que la sucesión cretácica estuvo hasta el momento de la exhumación bajo un régimen hidrostático normal. Actualmente el techo de la Fm Centenario está a una elevación promedio de 80 msnm, y la elevación de la superficie del terreno promedia los 670 msnm.

Los yacimientos analizados se encuentran actualmente en equilibrio hidrostático y la hipótesis de paleo-hidrodinamismo surge de analizar en conjunto la situación actual de sub-presión y el proceso de exhumación. La basculación producto del levantamiento tectónico provocó que el nivel freático se fuera ajustando a las cambiantes condiciones topográficas y niveles de erosión, generando condiciones hidrodinámicas. Los fluidos en el subsuelo, en tiempo geológico, tienden al equilibrio hidrostático, es decir a superficies potenciométricas quasi horizontales (Corcoran y Doré 2002).

La hipótesis de hidrodinamismo considera que la cuenca se comporta como un sistema abier-

to, con una zona de recarga y una zona de descarga. Se propone que esta última se sitúa en los bajos locales adyacentes (Figura 10), representados por la cuenca endorreica de Añelo (220 msnm) en la provincia del Neuquén, y en la provincia de La Pampa por el Salitral del Molle (350 msnm), La Copelina, Puelén, Salina Grande (250 msnm) y el Lago la Amarga. Tanto el curso actual del Río Colorado como el del Río Neuquén se encuentran entre 150 y 300 m por encima de la cota de estas depresiones. Estos bajos se constituyen como niveles de referencia locales a los que se ajusta la energía potencial de los fluidos subterráneos.

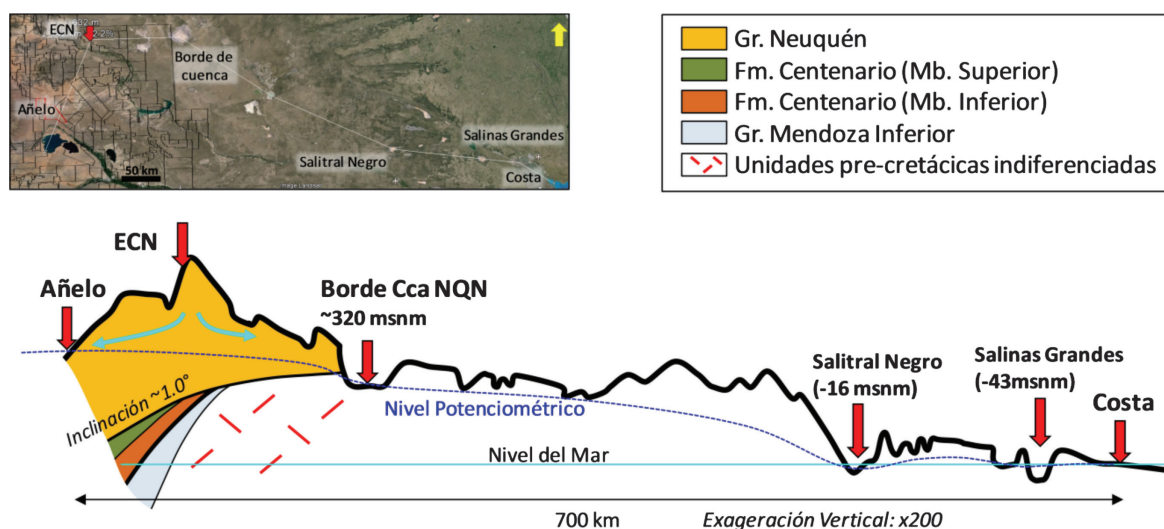


Figura 10. Corte esquemático exagerado verticalmente desde la zona de estudio hasta la costa atlántica. Los bajos locales, dentro y fuera de la cuenca, y la presencia de altos de basamento regulan el nivel potenciométrico de la cuenca.

Centraremos el análisis en las acumulaciones de los Miembros Inferior (MCI) y Superior (MCS) de la Fm Centenario en los yacimientos del TPPRC, ya que al extenderse por más de 30 km, permiten apreciar con detalle los fenómenos observados. El mecanismo de entrapamiento de los hidrocarburos es estratigráfico, combinando los efectos de las discordancias de bajo ángulo, del acúñamiento y el cambio de facies (Figura 2). Estos factores reducen el espesor de reservorio en dirección noreste, levemente oblicuo al rumbo de la estructura (Cevallos *et al.*, 2011). A continuación, se describirán los efectos de la exhumación y circulación de agua en el área de estudio.

Contactos de agua escalonados

Para describir los contactos de agua en el MCI debemos considerar de un contacto general agua-petróleo (CAP), por debajo del cual no se han detectado reservorios productores de petróleo,

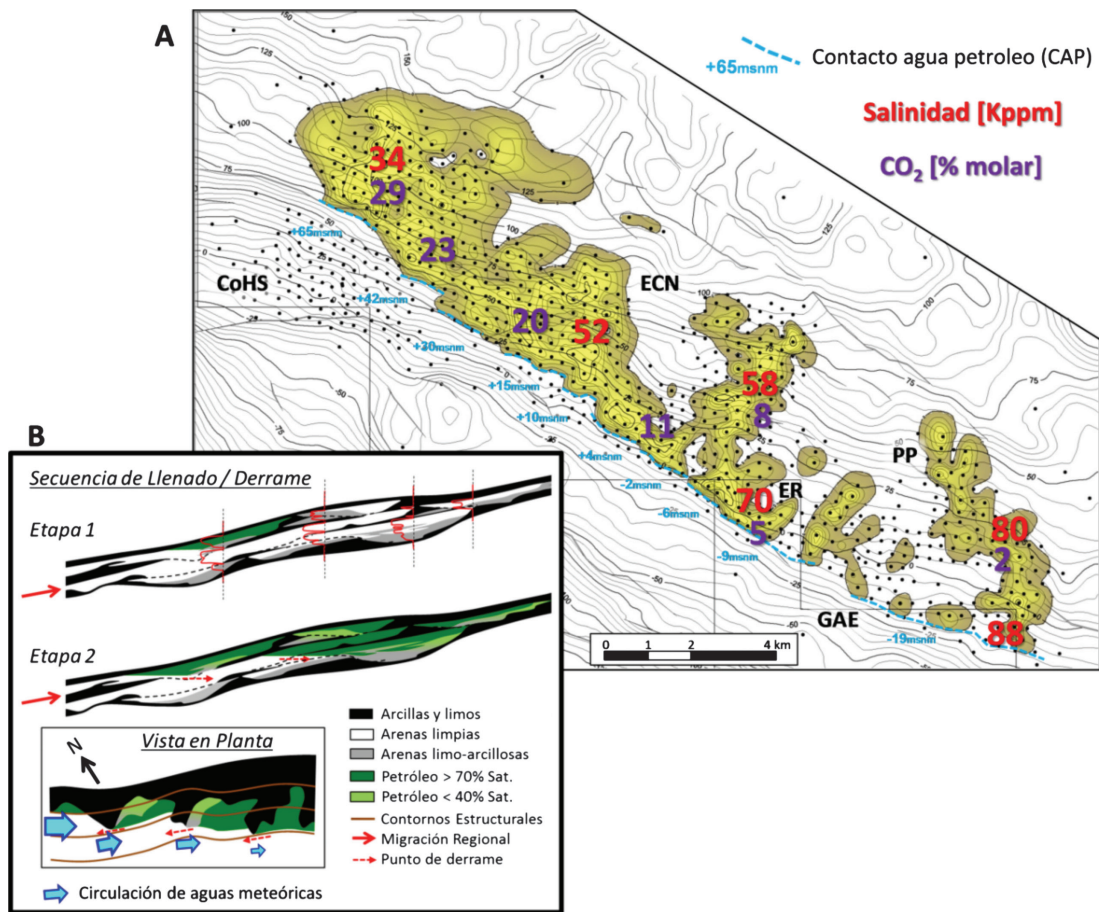


Figura 11. a) Mapa estructural y espesor útil del reservorio basal del MCI. Se detectan contactos agua-petróleo ascendentes en sentido NO, con una diferencia de 84 metros en 21 km. La unidad en cuestión presenta un mismo régimen de presión y en general no se observó desvinculación estratigráfica ni estructural para los distintos CAP. CoHS, Cerro Huanul Sur; ECN, El Corcobo Norte; ER, El Renegado; PP, Puesto Pinto; GAE, Gobernador Ayala Este. b) Se cree que la acumulación se fue cargando desde el sureste y siguió una secuencia de llenado-derrame (*fill-spill*). Luego circularon aguas meteóricas de oeste a este produciendo el barrido y biodegradación de las acumulaciones.

y una serie de zonas acuíferas que se observan hacia la sección basal, denominada como LC50.

Se han diferenciado sectores de 1 a 4 km en dirección del rumbo que se distinguen por presentar cada una a un CAP particular (Figura 11a). El CAP más profundo se observó al este, en el campo Gobernador Ayala Este, y es de -19 msnm. Siguiendo hacia el noroeste, en la acumulación conocida como El Renegado, el CAP es de -9 msnm. Dentro del campo El Corcobo Norte se han detectado contactos escalonados ascendentes hacia el noroeste de SE a NO de -9msnm, -2 msnm, +4 msnm, +10 msnm, +15 msnm, +30 msnm, +44 msnm y +65 msnm. Es decir, en un mismo play estratigráfico y aparentemente continuo, se observaban contactos de agua ascendente con un desnivel de más de 80 m. Los contactos no se disponen inclinados, sino en escalones de entre 5 y 20 m. Durante la etapa de delineación se observó que estos posibles compartimentos se correspondían con un mismo régimen de presión y en muchos casos no se observó desvinculación estratigráfica o estructural entre bloques. Incluso se encontraron indicios de depletación que señalaban

intercomunicación. Esto llevó a postular la posibilidad de un régimen hidrodinámico, el cual fue descartado una vez que se obtuvo un set de datos representativo de todo el tren.

Por su parte, el reservorio basal del MCI, denominado LC50, se comporta de manera particular. En varios sectores, incluso alejados estructura arriba del CAP general, presenta contactos de agua propios, incluso hasta cotas de 125 msnm. Este fenómeno solo se observa en la base del MCI y no se repite en los cuatro reservorios productivos que lo suprayacen. Este fenómeno se tratará más adelante, en el tema “Liberación del gas disuelto en el petróleo”.

Una explicación postulada en trabajos anteriores (Cevallos *et al.* 2010, 2011), se ilustra en el esquema de la Figura 11b y consiste en que la acumulación se fue cargando desde el sur y sureste y siguió una secuencia de llenado-derrame (*fill-spill*). Los hidrocarburos migraron lateralmente por la misma Fm Centenario, y/o son parte de una remigración por derrame de las acumulaciones de Señal Picada al sur del Río Colorado. Bajo esta hipótesis, la columna de petróleo fue generando secuencias de llenado-derrame y la carga se extendió estructura arriba y lateralmente por fuga de petróleo en sucesivos puntos de derrame. Si bien esto explica satisfactoriamente los contactos escalonados, no explica los contactos erráticos del reservorio basal LC50. Considerando condiciones hidrodinámicas, cuando el agua comienza a moverse en una zona donde hay hidrocarburos acumulados, lo hace por la base de la acumulación. De esta manera, la impronta de esta circulación se hace más marcada en las secciones basales de las acumulaciones, las cuales muestran evidencias de barridos, petróleos residuales y mayor biodegradación. Todos estos patrones antes mencionados están presentes en el reservorio LC50 (Cevallos *et al.* 2009).

Gradiente de salinidad

Los reservorios de la Fm Centenario en el TPPRC presentan un marcado gradiente geográfico y estratigráfico en los valores de salinidad del agua de formación. Dentro de la Fm Centenario, las aguas más dulces se encuentran en las posiciones occidentales, alojadas en el MCS (18 kppm NaCl equivalente), y las de mayor salinidad se encuentran hacia el este, en el MCI (88 kppm NaCl equivalente). En sentido estratigráfico las aguas de menor salinidad están en las unidades más someras (Gr. Neuquén, 12.5 kppm NaCl equivalente) y las más saladas en las unidades más antiguas (hacia el este, Fm Loma Montosa 166 kppm NaCl equivalente).

Composicionalmente también se observa un fenómeno notable. Los reservorios del MCS presentan aguas carbonatadas, en las que el HCO_3^- participa como anión dominante junto con el Cl^- . Conforman el 68% de los aniones en el campo más occidental. A 8 km al sureste, en el campo Cerro Huanul Sur, las proporciones de HCO_3^- son más bajas y erráticas, entre 20 y 60% del total de aniones. Unos 7 km al ESE de dicho yacimiento, se han registrado mayores salinidades para el MCS (40 a 50 kppm NaCl equivalente) y las proporciones más bajas de HCO_3^- (5-10% del total de aniones). Este fenómeno tiene menor incidencia en el MCI, donde el HCO_3^- constituye menos

del 10% de los aniones (Figura 11a) y se torna menor al 1% en las aguas connatas de la Fm Loma Montosa. Se observa una correlación entre las menores salinidades y los mayores contenidos de HCO_3^- lo cual puede relacionarse a la ocurrencia de esta especie como subproducto de la disolución de carbonatos por circulación de aguas meteóricas.

Si analizamos la variación de sales totales dentro de las acumulaciones del MCI, se observa un gradiente geográfico. Las acumulaciones más occidentales presentan salinidades de 34kppm NaCl equivalente con tendencia a incrementarse gradualmente hacia el este hasta alcanzar 88 kppm NaCl equivalente, en el extremo sudoriental de la acumulación (Figura 11a).

El gradiente geográfico observado, tanto para el MCI como para el MCS, puede explicarse en el contexto de la circulación de aguas superficiales de oeste a este que reducen la salinidad del agua original en los reservorios. Este efecto también se observa en sentido estratigráfico, siendo los reservorios más someros los de menor salinidad. Debe tenerse en cuenta que estos cambios se desarrollan en un espesor de menos de 100m dentro de la Fm Centenario. Cabe destacar que estas observaciones surgen del análisis de más de 150 muestras de agua de formación provenientes de cortes de agua de producción recolectados en la etapa previa al inicio del proyecto de recuperación secundaria.

Biodegradación de petróleos y gases de origen mixto

Los petróleos del TPPRC presentan un claro patrón vertical de biodegradación creciente hacia superficie (Cevallos *et al.* 2009, 2011). Los petróleos de los reservorios más antiguos son los menos afectados, con densidades de 28 a 44° API en la Fm Loma Montosa, mientras que los de la Fm Centenario presentan densidades de 20 a 15° API y viscosidades en condiciones de reservorio de 250 a 700 cP. Viscosidades de 1,600 cP han sido relevadas en los reservorios del Gr Neuquén (Figura 2). Sin embargo, la existencia de reservorios impregnados de petróleos que no pudieron ser muestreados permite suponer la presencia de petróleos de mayor densidad y viscosidad. A su vez, estos mismos reservorios albergan unos 35 BCF de gas, con proporciones de CO_2 del 6% para las secciones basales y de hasta 30% en las secciones más someras. Este gas está empobrecido en C^{13} lo cual sugiere un origen mixto (Cevallos *et al.* 2009), es decir no solo proveniente de origen termogénico, sino también biogénico como subproducto de la biodegradación de petróleo. Los petróleos presentan una baja relación de gas disuelto (R_s 8 m^3/m^3), dentro de este gas se observa un contenido de CO_2 creciente desde este a oeste, desde menos de 2% hasta 29% (Figura 12).

El muestreo vertical sistemático y el análisis cromatográfico y de espectrometría de masa de 15 muestras de petróleos extraídos del MCI en la corona de un mismo pozo, permitió observar un gradiente vertical de biodegradación. Si bien el análisis convencional de *fingerprints* cromatográficos no mostraba diferencias, se identificaron compuestos marcadores de intensidad de bio-

degradación como los naftalenos, fenantrenos y dibenzotiofenos que mostraron claramente una zona basal de mayor intensidad de biodegradación. Este fenómeno se conoce como burn outs, ocurren en la interface petróleo/agua y representan la franja donde las bacterias encuentran las mejores condiciones para desarrollar colonias (Larter *et al.* 2009). La presencia de este fenómeno es clave para demostrar que la biodegradación del petróleo ocurrió principalmente *in situ* (Cevallos *et al.* 2009).

Liberación del gas disuelto en el petróleo

La reducción de presión por exhumación, en acumulaciones de petróleo que se encuentran cercanas al punto de burbuja, produce la liberación de una fase gaseosa que pasa a conformar un casquete de gas (Doré y Jensen *op.cit.*). Si la trampa en cuestión se encuentra llena hasta el punto de derrame el petróleo puede remigrar fuera de la trampa. Además, si los sellos no tienen suficiente capacidad, el gas puede migrar a través de ellos hasta que encuentre otro sello o llegue a la superficie.

El petróleo producido del TPPRC tiene una presión de burbuja de entre 180 y 280 psi, ligeramente menor que la presión del reservorio (300-500 psi) y el gas disuelto en condiciones iniciales oscila entre 10 y 15 m³/m³. Analizaremos un caso en el sector central del campo El Corcobo Norte para evaluar las implicancias de la exhumación. En condiciones iniciales, es decir en el año 2005 cuando se descubrió el campo, la presión de formación era de 450 psi, la presión de burbuja de 240 psi y la relación de gas disuelto en petróleo (Rs) era de 12 m³/m³. Se estima que los hidrocarburos del TPPRC migraron a las trampas entre fines del Cretácico y el Paleoceno, momento en que la Fm Vaca Muerta tuvo su máxima exposición térmica en la región. Si consideramos que fue exhumada 800 a 1000 m, las condiciones que se relevaron en el descubrimiento, no fueron las originales al momento de la carga.

Consideramos que en el Paleoceno, el MCI estaba a unos 900 m bajo la superficie y que el régimen de presión era hidrostático. Es decir, la presión pudo ser considerablemente mayor, del orden de las 1250 psi si consideramos un gradiente hidrostático. Mediante los análisis PVT de los petróleos estudiados, esto se correspondería con un Rs de unos 40 m³/m³ (Etapa 1 de la Figura 12). Por lo tanto, el cambio de condiciones de presión pudo producir la liberación de 28 m³ de gas por cada m³ de petróleo. Si tenemos en cuenta que el petróleo original *in situ* en el TPPRC es de unos 80 MMm³ y a modo indicativo consideramos la proporción de gas liberado estimada, la misma asciende a 2250 MMm³ de gas (80 BCF).

Cuando el gas disuelto es liberado en una trampa, ya sea de manera natural como es el caso expuesto, o durante la producción de petróleo, el mismo comienza a segregarse por flotación secuencia arriba dentro de la trampa (Etapa 2 de la Figura 12) y deberíamos esperar la formación de un casquete de gas (Doré y Jensen 1996). Mientras esto ocurre, el petróleo es desplazado hacia

abajo, y en caso de llegar hasta el punto de derrame, puede escapar de la trampa. O bien el casquete de gas y la columna de petróleo subyacente pueden superar la capacidad del sello que los contiene y migrar secuencia arriba.

Dado que se encontraron una serie de acumulaciones de gas en el Gr Neuquén 200 m justo por encima de la zona petrolífera de la Fm Centenario, con rastros de petróleo e incluso pequeños anillos de petróleo en su base, consideramos que la segunda opción es la más probable. En este caso, la sobrepresión generada por el casquete de gas venció la resistencia capilar de los sellos internos de la Fm Centenario y basales del Gr Neuquén, filtraron gas y retuvieron gran parte del petróleo.

Liberación de gas disuelto en agua

El agua es capaz de disolver metano en cantidades muy bajas en función de la presión, temperatura y salinidad (Cramer *et al.* 2002). En una roca porosa acuífera que se encuentre sobre un área de cocina de gas, sobre un yacimiento con filtraciones de gas o en una secuencia que ha funcionado como carrier, una fracción del gas metano que ha circulado se retiene disuelto en el agua. Esta cualidad es la responsable de que en general en las cuencas petroleras se detecte un cierto valor base de metano mientras se perfora, incluso en zonas que resultan estériles. Este valor base va aumentando a medida que profundizamos y aumentan la temperatura y la presión (Corcorán y Doré 2002). En base a las condiciones de presión y temperatura estimadas al máximo soterramiento y a una aproximación de la salinidad de agua original, se considera que el proceso de exhumación pudo reducir la capacidad del agua de disolver metano de 0.64 a 0.40 g de metano por kg de agua.

Para comprender la magnitud de este proceso analizaremos un acuífero hipotético de 100 m que sufre una exhumación equivalente a la observada en el TPPRC, planteando tres casos con áreas de 100, 1.500 y 15.000 km². En el primer escenario, el área considerada es equivalente a la extensión que abarcan los campos del TPPRC y en ese caso se liberarían unos 2.000 MMm³ de gas (75 BSCF). El segundo caso equivale a la zona del presente estudio desde Chihuido de la Sierra Negra hasta Santa Bárbara. Para estos volúmenes, el metano liberado sería de 15.000 y 30.000 MMm³ de metano (0.5 a 1.1 TSCF). Por último y solo a modo ilustrativo, al calcular el volumen de metano susceptible de ser exuelto en un acuífero de extensión equivalente a la cocina de la Formación Vaca Muerta, encontramos que entre 150.000 y 300.000 MMm³ de gas (5 a 11 TSCF) podrían ser liberados. En realidad, una estimación a nivel de cuenca debe ser en base a la simulación de un modelo que incluya todas las secciones con gas, ya sean reservorios, acuíferos y rocas madres. Las cifras a nivel de cuenca serán varias veces superiores a las presentadas a modo ilustrativo.

De acuerdo a estas aproximaciones, la liberación de gas disuelto en aguas connatas por exhu-

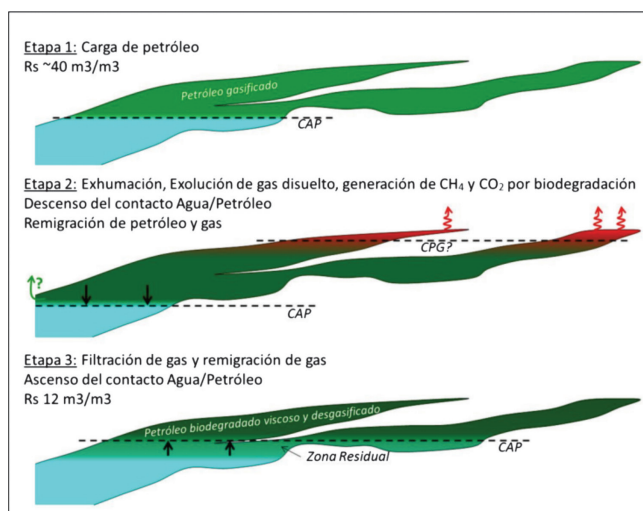


Figura 12. En el Paleoceno los petróleos del MCI estaban soterrados unos 900 m. La exhumación produjo la liberación de gas que se segregó dentro de la trampa y además se generó gas por biodegradación de petróleo. Estos gases desplazaron el petróleo, tal vez derramando una fracción del mismo fuera de la trampa. Se pudieron formar casquetes de gas, el cual se filtró de la trampa hacia el Gr Neuquén y la superficie. El petróleo se removilizó dejando zonas residuales basales.

mación es un proceso de magnitudes considerables y comparables con aquellas citadas en cuencas del Atlántico Norte o en Rusia (Doré y Jensen, *op.cit.*). El gas exsuelto, al igual que el gas generado en la roca madre, migrará por flotación y solo será retenido en subsuelo si arriba a una trampa con un sello capilar eficiente. En caso contrario, escapará a la atmósfera naturalmente. Resulta interesante considerar que quizás algunos de los campos de gas de la cuenca puedan deber su origen, total o parcialmente, a este proceso de remigración.

CONCLUSIONES

El régimen de presión descripto para el Tren de Petróleos Pesados del Río Colorado (TPPRC) no se corresponde con una columna hidrostática normal. Se ha probado la existencia de un nivel potenciométrico para los reservorios la Fm Centenario cercano a los 350 msnm y la presencia de una zona vadosa de unos 300 m de espesor. Esto resulta en un régimen subpresionado con presiones del 53% de la presión hidrostática. Los regímenes de presión observados en otras unidades, como el Grupo Neuquén, la Fm Rayoso y los Miembros Troncoso Inferior y Chorreado, permiten extender estas conclusiones hasta las acumulaciones de Chihuido de la Sa. Negra y Puesto Hernández por el oeste, y hasta la zona de Santa Bárbara por el este, abarcando unos 160 km. Regímenes comparables se verifican en campos de la Dorsal de Huincul, en el margen opuesto de la cuenca.

Se postula que la Cuenca Neuquina presenta en general una zona vadosa espesa, es decir las secciones someras de la cuenca se encuentran subsaturadas de agua y no cargan el sistema poral de los reservorios productivos. Este fenómeno es un dato clave en la exploración de reservorios someros de borde de cuenca. En sectores donde el objetivo se encuentre por encima del nivel potenciométrico inferido, tenemos un alto riesgo de encontrar reservorios a presión casi atmosférica.

rica, lo cual hará difícil o imposible su extracción. Este factor de riesgo muchas veces no suele ser considerado. Esta situación puede verse alterada en zonas de bajos locales como el Bajo de Añelo donde se disponen por ejemplo el campo Loma de la Lata y el nivel del terreno se encuentra muy cercano al nivel potenciométrico. Además, en los campos predominantemente gasíferos ligados al centro de cuenca, la subpresión ha sido compensada por la sobrecarga que produce la columna de gas. Los campos de la faja plegada oriental y algunos otros cuya presión quedó encapsulada tectónicamente pueden también presentar regímenes de presión particulares.

Se han enumerado evidencias geológicas y diagenéticas de un proceso de exhumación de edad principalmente miocena que se extiende hasta el Pleistoceno. La zona del TPPRC se levantó unos 1000 m y entre 200 a 400 m de columna estratigráfica fueron erosionados. Durante este periodo se produjo el drenado de los niveles más superficiales del Grupo Neuquén y las aguas subterráneas siguieron un flujo hacia el este, hacia los bajos adyacentes a la cuenca. Este drenado generó una depletación natural de los reservorios y parte de las aguas superficiales se infiltraron verticalmente y circularon en esa dirección a través de reservorios que ya contenían hidrocarburos. Esto provocó una intensa biodegradación de los petróleos y marcados gradientes de salinidad de las aguas connatas. La despresurización ocasionó además la liberación de considerables volúmenes de gas, estimados en 2.000 MMm³ para el TPPRC.

El régimen de presión descripto puede ser válido para gran parte de la Cuenca Neuquina y su magnitud dependerá de variables locales como la profundidad de los reservorios y el nivel del terreno. Sin embargo, para extrapolar las conclusiones obtenidas a nivel de cuenca se precisan más datos y muestreos sistemáticos de presiones y propiedades de fluidos.

El proceso de exhumación que actuó con mayor o menor magnitud en los distintos sectores de la cuenca, afectó a todos los sistemas petroleros de la misma. Particularmente el gas, el fluido más sensible, sufrió expansión volumétrica y pudo barrer petróleo de varias acumulaciones existentes, produciendo derrames y ruptura de sellos. A modo indicativo, el gas liberado durante la exhumación terciaria fue del orden de centenares de miles de millones de metros cúbicos (decenas de TCF). Se sugiere entonces tener en cuenta el factor exhumación en cualquier modelo de sistema petrolero que se realice para la Cuenca Neuquina.

AGRADECIMIENTOS

A las autoridades de Pluspetrol S.A. e YPF por permitir la publicación de los datos. A Alejandro Cangini y CGC por los datos compartidos. A Nicolas Marot y a María Emilia Bertoni. A Pablo Giampaoli y Pablo Kim por las lecturas críticas.

REFERENCIAS CITADAS

- Aguirre, C., S. Blanco Ibáñez, P. Ferraresi y M. L. Rodríguez Schelotto, 2007, Descripción sedimentológica, petrográfica, diagenética, mineralógica y bioestratigráfica de testigos corona, Informe Interno para los distintos pozos con corona, Inédito.
- Barrionuevo, M., 2002a, Los reservorios del Miembro Agrio Superior de la Formación Agrio, en: Schiuma, M., G. Hinterwimmer, y G. Vergani eds, Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina, V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina.
- Barrionuevo, M., 2002b, Los reservorios del Miembro Chorreado de la Formación Huitrín, en: Schiuma, M., G. Hinterwimmer, y G. Vergani eds, Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina, V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina.
- Castiglione, B., M. I. Castro y O. Almendra, 2008, Estudio Geofísico para detección de acuíferos, Areas CNQ-7 y CNQ-7/A. Grupo GEOFI, Universidad Nacional de Cuyo. Informe Interno Petro Andina Resources, Inédito.
- Cevallos, M., G. Díez, A. Galarza y D. Kokogián, 2003, Impact of 3D seismic on production at Pioneer Argentina, Mature Field Operations, Society of Petroleum Engineering Applied Technology Workshop, Buenos Aires, Argentina.
- Cevallos, M.F., N. Marot, H. Paponi y H. J. Villar, 2009, Geochemical characterization of heavy oil accumulations at Neuquén Basin Northeastern margin, Argentina, en: Frontiers + innovation-2009 CSPG CSEG CWLS Convention, Calgary, Canada, p. 178-181.
- Cevallos, M. F., M. T. Rivero, G. D. Veiga, M. K. Gingrass, D. O. Escribano, D. I. Ronchi, y G. N. Angelozzi, 2010, Sedimentological and sequence stratigraphic characterization of the transitional-marine reservoirs of the Centenario Formation at the Río Colorado heavy oil belt, Neuquén Basin, Argentina, 18th International Sedimentology Congress, Mendoza, Argentina.
- Cevallos, M.F., D. Vaamonde, M. Rivero, C. Rojas, H. J. Kim, T. Galarza y P. Legarreta, 2011, Exploración y desarrollo del tren de petróleo pesado del Río Colorado, margen nororiental de la Cuenca Neuquina, Argentina, VIII Congreso de Exploración y desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, p. 27-51.
- Corcoran, D.V. y A. G. Doré, 2002, Depressurization of hydrocarbon-bearing reservoirs in exhumed basin settings: evidence from Atlantic margin and borderland basins, en: Doré, A.G., J. A. Cartwright, M. S. Stoker, J. P. Turner y N. White (eds), Exhumation of the North Atlantic Margin: Timing, Mechanisms and Implications for Petroleum Exploration, Geological Society, London, Special Publications, p. 457-483.
- Cramer, B.S., S. Schumery y H. S. Poelchau, 2002, Uplift-related hydrocarbon accumulations: the release of natural gas from groundwater en: Doré, A.G., J. A. Cartwright, M. S. Stoker, J. P. Turner y N. White (eds), Exhumation of the North Atlantic Margin: Timing, Mechanisms and Implications for Petroleum Exploration, Geological Society, London, Special Publications, 196, p. 447-455.
- Deming, D., 1994, Fluid flow and heat transport in the upper continental crust, Geological Society, London, Special Publications 78: p. 27-42.

- Doré, A.G. y L. N. Jensen, 1996, The impact of late Cenozoic uplift and erosion on hydrocarbon exploration: offshore Norway and some other uplifted basins, *Global and Planetary Change*, 12: p. 415-436.
- Doré, A.G., D. V. Corcorán y I. C. Scotchman, 2002, Prediction of the hydrocarbon system in exhumed basins, and application to the NW European margin, en: Doré, A.G., J. A. Cartwright, M. S. Stoker, J. P. Turner y N. White (eds), *Exhumation of the North Atlantic Margin: Timing, Mechanisms and Implications for Petroleum Exploration*, Geological Society, London, Special Publications, p. 401-430.
- Foster, M., G. Jarque, D. Pérez, M. A. Crotti, N. Galachó y L. Rodríguez, 2013, Modelo de distribución de fluido regional en la cuenca del Golfo de San Jorge Hipótesis hidrodinámica, 5to Congreso de Producción y Desarrollo de Reservas de Hidrocarburos IAPG, Mayo de 2013, Rosario, Argentina.
- Larter, S., Huang, H., Adams, J., Bennett, B., Jokanola, O., Oldenburg, T., Jones, M., Head, I., Riediger, C., Fowler, M., 2006, The controls on the composition of biodegraded oils in the deep subsurface: Part II-Geological controls on subsurface biodegradation fluxes and constraints on reservoir –fluid property prediction, *AAPG Bulletin*, v. 90, n°. 6, p. 921-938.
- Legarreta, L. y M.A. Uliana, 1991, Jurassic-Cretaceous oscillations and geometry of back-arc basin fill, Central Andes, Argentina, en: McDonald, D.I.M. (Ed.): *Sea level changes at active plate margins*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 12: p. 429-450.
- Marteau, V.M., 2002, Los Reservorios de la Formación Rayoso, en: Schiuma, M., G. Hinterwimmer, y G. Vergani eds, *Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina*, V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina.
- Masarik, M. A., 2002, Los reservorios del Miembro Troncoso de la Formación Huitrin, en: Schiuma, M., G. Hinterwimmer, y G. Vergani eds., *Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina*, V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina.
- Mosquera, A. y V.A. Ramos, 2005, Intraplate foreland deformation in the Neuquén Embayment, VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina.
- Messenger, G., B. Nivière, J. Martinod, P. Lacan y J.P. Xavier, 2010, Geomorphic evidence for Plio-Quaternary compression in the Andean foothills of the southern Neuquén Basin, Argentina, *Tectonics*, Vol.29, TC4003, doi:10.1029/2009TC002609.
- Parnell, J. 2002, Diagenesis and fluid flow in response to uplift and exhumation, en: Doré, A.G., J. A. Cartwright, M. S. Stoker, J. P. Turner y N. White (eds), *Exhumation of the North Atlantic Margin: Timing, Mechanisms and Implications for Petroleum Exploration*, Geological Society, London, Special Publications, 196, p. 433-446.
- Riis, F. y W. Fjeldskaar, 1992, On the magnitude of the Late Tertiary and Quaternary erosion and its significance for the uplift of Scandinavia and the Barents Sea, en: Larsen, R.M. et al. (eds.), *Structural and Tectonic Modelling and its Application to Petroleum Geology*, Elsevier, Amsterdam, p. 163-188.
- Rojas, C. D., 2008, Geología y consideraciones petroleras de los afloramientos de Barda Baya. Localidad de Puelén, Provincia de La Pampa, Argentina, Trabajo final de licenciatura, Inédito.

- Rodríguez, M.F., 2011, El Grupo Malargüe (Cretácico Tardío-Paleogeno Temprano) en la cuenca Neuquina, en: Leanza, H.A., C. Arregui, O. Carbone, J. C. Danieli, J. M. Vallés, Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén, XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Argentina.
- Silvestro, J. y M. Zubiri, 2008, Convergencia oblicua: Modelo Estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39°S) – Neuquén, Revista Asociación Geológica Argentina 63 (1): 49-64.
- Vergani, G. D., H. J. Tankard, S. Belotti, y H. J. Welsink, 1995, Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina, American Association of Petroleum Geologists Memoir 62, p. 383-402.
- Veiga, R., F. Pángaro y M. Fernández, 2002, Modelo bidimensional y migración de hidrocarburos en el ámbito occidental de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina – Argentina, CD de Actas Digitales del V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina.
- Wood, J. R., 1986, Thermal mass transfer in systems containing quartz and calcite, en: Gautier, D. L. (ed.), Roles of Organic Matter in Sediment Diagenesis, SEPM Special Publication 38, p. 181-189
- Zamora Valcarce, G., T. Zapata, V. A. Ramos, F. Rodríguez y L.M. Bernardo, 2009, Evolución tectónica del frente andino en Neuquén, Revista de la Asociación Geológica Argentina 65 (1), p. 192-203.