

TRABAJO 22

ANALISIS ESTRATIGRAFICO - PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACION TORDILLO EN EL SUBSUELO DE LA CUENCA NEUQUINA

Carlos Arregui

PETROLERA PEREZ COMPANC - C.C. 306 - (8300) NEUQUEN

ABSTRACT. The Tordillo Formation is a continental clastic succession of Kimmeridgian age with a maximum subsurface thickness close to 900 m. Fluvial, eolian and lacustrine facies were recognised and mapped through the analysis of subsurface and surface information. Basin filling during the Tordillo episode began with alluvial fans and fluvial sediments that prograded eastward and northward. With continued basin filling eolian sediments began to be deposited, and fluvial accumulations are partially overlapped by eolian sandstones that reach proximal positions. During a late filling stage characterised by arid climate, a lacustrine environment of reduced areal extent was developed at the basin center. A direct relationship between paleogeography and distribution of coarse grained facies was modified by diagenesis therefore influencing the location of the most important hydrocarbon accumulations.

INTRODUCCION Y OBJETIVOS

Desde principios de siglo se conoce la existencia de un intervalo clástico desarrollado entre evaporitas correspondientes al Oxfordiano y pelitas marinas depositadas en el Tithoniano (Burkhardt, 1900). A partir de ese momento, dicha sección estratigráfica fue objeto de diferentes estudios tanto en superficie como en subsuelo a través de diversos autores (Digregorio y Uliana, 1980; Orchuela y Plozkiewicz, 1984; y Gulisano, 1985).

El presente trabajo recopila e interpreta una serie de observaciones, que permitieron elaborar un modelo paleoambiental y su distribución regional dentro del Engolfamiento Neuquino (Fig. 1). Se esbozan también las líneas principales acerca de la historia del relleno de esta unidad y los principales factores intervinientes. Finalmente se formulan una serie de consideraciones acerca de la geología del petróleo.

ESTRATIGRAFIA

Composición

La Formación Tordillo está constituida por areniscas (arenitas y wackes) finas hasta gruesas de coloraciones rojizas, rosadas y verdosas compuestas por cuarzo, feldespatos, líticos mayoritariamente volcánicos y piroclastitas. Las arenitas suelen ser mineralógicamente maduras, con porcentajes su-

periores de cuarzo sobre los líticos, mientras que en los wackes ocurre la situación inversa. El material intersticial es arcilloso (en gran parte arcillas autigénicas como clorita e illita), calcáreo y de menor importancia, hematítico, silíceo y anhidrítico.

Los conglomerados y areniscas conglomerádicas, solo se hallan representados en sectores marginales, siendo sus componentes clastos de vulcanitas ácidas, mesosilíceas y piroclastitas devitrificadas. En menor medida se observan fragmentos de granitos, metamorfitas, ftanita, cuarzo y feldespatos (ortosa y plagioclasa ácida). Los principales tipos de cemento presentes son silíceo, hematítico, carbonático y anhidrítico, acompañando en el espacio intergranular a material arcilloso autigénico (illita y clorita).

Finalmente, las escasas pelitas presentes son de colores gris verdoso, castaño rojizo y gris medio a oscuro.

Límites

Su límite inferior es de carácter discordante (movimientos Intraméricos), apoyando ya sea sobre evaporitas de edad Oxfordiana, clásticos de edad Oxfordiana-Caloviana, Bayociana y hasta Aaleniana; y sobre tobas y porfiritas más antiguas (Triásico superior - Jurásico inferior).

Se observan relaciones angulares de hasta 60° en sectores del flanco sud de la cuenca hasta hacerse paraconcordante en el resto del subsuelo del engolfamiento.

El tope es neto y está sobrepuesta por pelitas y margas gris oscuro correspondientes a la ingresión marina del Tithoniano temprano.

Espesores

De acuerdo a lo ilustrado en el plano isopáquico (Fig 2), se define un eje de máximo espesamiento con orientación ONO-ESE, adelgazándose paulatinamente tanto hacia el noreste como hacia el sudoeste.

Los mayores espesores de subsuelo alcanzan los 865 m, y corresponden a localidades ubicadas en el sector occidental de la cubeta. La configuración general de esta zona de máximos afecta la forma de una cuña con máxima potencia en el

ESTACIONERIA CONGRESOS
UBICACION

oeste y que se adelgaza paulatinamente hacia el este.

Localmente presenta variaciones en su espesor, relacionadas con la influencia de accidentes paleogeográficos importantes (Dorso de los Chihuidos, Estructuras Entre Lomas - Charco Bayo, Dorsal de Huincul, Máximo de Sauzal Bonito, etc.).

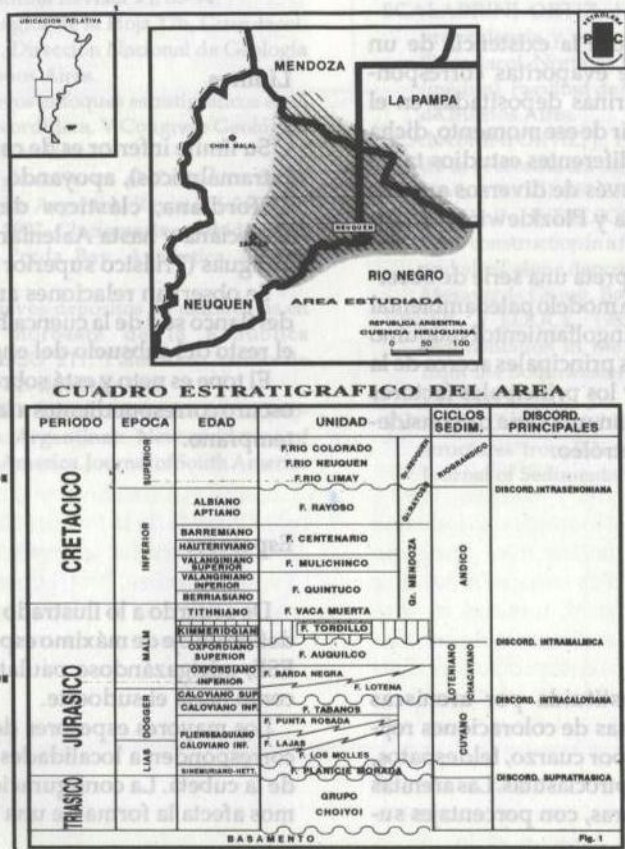
SEDIMENTOLOGIA

En base a toda la información analizada, se subdividieron en el subsuelo de la Cuenca Neuquina tres tipos de facies principales: facies eólica, facies fluvial y facies de playa lacustre.

Facies eólica

Se trata de areniscas (arenitas) gris verdosas, medianas a finas y escasas gruesas, bien seleccionadas, compuestas por cuarzo, feldespatos, y líticos volcánicos. El material intersticial esta constituido en su mayor parte por arcillas autigénicas (clorita y en menor porcentaje illita); su textura es de tipo relleno de poros (*pore filling*) y recubrimiento de clastos (*pore lining*). En cuanto al cemento es de tipo carbonático y anhidrítico. Conjuntamente con los componentes mencionados se presentan también crecimientos secundarios de cuarzo y feldespatos que reducen considerablemente el espacio poral.

En base al análisis de las estructuras sedimentarias descriptas



se dividieron dos subfacies:

- La primera, que es la más ampliamente desarrollada, está caracterizada por la superposición de bancos con estratificación entrecruzada tabular planar en sets de hasta 20 m de espesor con inclinaciones entre 10 y 30°, uniformemente orientados en toda la cuenca hacia el este-noreste (Peroni et al, 1984). Corresponden a cuerpos de dunas que en su mayoría no superan los 10 a 12 m de altura.

- La segunda subfacies está menos desarrollada y se distingue por poseer estratificación horizontal a inclinada (menos de 10°) en capas de 2 a 5 m de espesor. Se interpretan como depósitos de interduna o mantos de arena (*sand sheet*).

Ambas subfacies varían regionalmente en espesor tanto vertical como arealmente, hecho característico en grandes campos de dunas (Ahlbrandt et al, 1982).

Facies fluvial

Está integrada por areniscas (wackes y arenitas) finas, medianas, gruesas y conglomerádicas, y subordinadamente conglomerados, de coloraciones, castaño rosado y rosado blanquecino. La fracción clástica está constituida por líticos (principalmente vulcanitas ácidas, mesosilíceas y piroclásticas) acompañadas por cuarzo y feldespato (ortosa y plagioclasa ácida). Muy escaso desarrollo poseen las fangolitas y arcilitas gris verdosas. El material aglutinante es variado hallándose los tipos carbonático, silíceo, hematítico, arcilloso, arenoso y yesoso. El cemento se desarrolla en forma de parches, observándose además crecimiento secundario de

cuarzo y feldespatos. El material arcilloso posee texturas de relleno de poros (*pore filling*).

Los principales arreglos conocidos para esta facies consisten en: psamitas y conglomerados finos con estratificación horizontal y oblicua de bajo ángulo y desarrollo de laminación paralela en las litologías más finas. También se describen areniscas grises a conglomerádicas y conglomerados con estratificación entrecruzada planar y festoneada.

Con estos arreglos se definen ciclos de 1 a 5 m de espesor sin gradación evidente o con gradación normal, siendo la superposición de los bancos de carácter estratodecreciente.

En los sectores más proximales predominan las litologías más gruesas con estratificación entrecruzada festoneada y planar, en tanto que hacia posiciones distales decrece la granulometría de los depósitos, predominando la estratificación horizontal a entrecruzada de bajo ángulo (Cant y Walker, 1976).

La elevada presencia de carga de lecho y el carácter uniforme y monótono de las secuencias es propia de ríos de baja sinuosidad, pudiendo clasificarse como entrelazados arenoconglomerádicos (Miall, 1977). En las partes apicales del sistema las avenidas de agua muestran canalización, mientras que en los sectores distales el flujo se transformaría en mantos no canalizados de considerable extensión (Cant, 1982).

Esta facies, donde está presente, inicia la depositación de la unidad y guarda en parte relación lateral con las facies eólicas a las que localmente subyace.

Facies fluvial y playa lacustre

Está constituida por arcilitas, limolitas y areniscas (wackes) muy finas a medianas y escasas gruesas de color gris verdoso. Muy ocasionalmente se observan delgadas capas de conglomerados finos. La composición de la fracción gruesa es lítico-feldespática, con escaso cuarzo. El cemento es carbonático, hematítico y anhidrítico, presentando además arcillas autigénicas y crecimiento secundario de cuarzo y feldespato como relleno de poros.

Las areniscas y limolitas poseen estratificación horizontal hasta entrecruzada de bajo ángulo. Las pelitas se presentan masivas o irregularmente laminadas. Finalmente los escasos conglomerados poseen estratificación horizontal.

De acuerdo a los elementos descriptos puede interpretarse que esta facies se depositó en la parte media a distal de un sistema de abanico aluvial o en un medio fluvial efímero, con desarrollo de depósitos no canalizados y cuerpos de agua somera donde se depositaron las pelitas.

PALEOGEOGRAFIA Y EVOLUCION

Para poder visualizar la distribución de los depósitos de la unidad en el subsuelo de la cuenca, se confeccionó un plano de facies. Se eligieron como extremos del triángulo los tres tipos de facies identificados, a saber: eólicas, fluviales y de playa lacustre. Se delimitaron los campos donde predominan cada uno de los depósitos y se identificaron con rastras para su mejor individualización (Fig 3).



De esa manera pueden subdividirse tres grandes ámbitos: el primero (I) con neto predominio de sedimentos fluviales, ocupando el flanco sud de la cubeta y el sector septentrional del borde oriental. El segundo (II) ocupa la porción central de la provincia del Neuquén, extendiéndose hacia el este hasta el límite de desarrollo de la unidad y constituye un gran campo de depósitos eólicos casi exclusivamente. Finalmente el tercer ámbito (III) se desarrolla en el extremo noroccidental y consiste en un episodio de carácter lagunar (playa lacustre).

Estos sedimentos se relacionan lateralmente entre sí en forma parcial debido a su compleja historia de depositación.

Los sedimentos fluviales adoptan en sus espesores una forma de cuña adelgazándose hacia los sectores centrales de la cubeta. Sobre el flanco oriental existe una extensa franja donde el medio fluvial está restringido a una estrecha depresión elongada en sentido noroeste-sudeste sobre la que se depositaron sedimentos eólicos.

Las facies eólicas poseen máximo espesor en el sector central de la cuenca, adelgazándose hacia los 4 puntos cardinales. Son parcialmente contemporáneas con el sistema fluvial y traslapan al mismo en gran parte del flanco oriental.

Finalmente, los sedimentos de playa lacustre están restringidos a un reducido sector ubicado al norte de la provincia del Neuquén y se superponen tanto sobre las acumulaciones fluviales como sobre las eólicas.

En cuanto a la evolución del relleno en esta etapa, resulta de fundamental importancia el efecto de los movimientos

Intraméricos, que generaron un profundo cambio en la paleogeografía de la cuenca (Fig. 4).

A raíz de los citados movimientos se levanta al oeste de la cubeta Jurásica un arco volcánico que actúa como generador de enorme cantidad de sedimentos que en forma de abanicos aluviales descienden hacia el este (Gulisano, 1985).

A su vez se reactiva sobre el flanco sud y en menor medida el oriental, un relieve irregular que contribuye a través de un sistema fluvial al relleno del engolfamiento.

Durante esta etapa inicial, la parte distal de los abanicos y de los sistemas fluviales (centro del engolfamiento) solo recibió un reducido aporte de sedimentos, constituyéndose en un sector de escasa depositación.

Se origina así una amplia región sujeta al embate de fuertes vientos provenientes del oeste-sudoeste que comienzan a generar un campo de dunas. La evolución del mismo, señalada por sus variaciones internas, parece estar relacionada con las sucesivas etapas de reactivación del medio fluvial.

En principio sólo han sido reconocidas relaciones laterales entre los sedimentos eólicos y los fluviales más distales (mantos de inundación - fluvial efímero), mientras que las facies de alto gradiente poseen contactos netos y abruptos con las eolianitas.

La evolución del sistema indica una paulatina desertización asociada con el gradual desgaste de las zonas de aporte.

De esta manera el ambiente eólico, siempre proveniente del oeste-sudoeste avanza a expensas de una merma en la producción de sedimentos del antepaís, e incluso en un amplio sector del borde oriental traslapa a los depósitos fluviales que quedan restringidos a una estrecha depresión.

Finalmente y en las postrimerías del ciclo de relleno, se instalan en el sector norte del engolfamiento cuerpos de agua somera que representan las porciones más distales de un sistema fluvial en franca retracción.

GEOLOGIA DEL PETROLEO

Reservorios

Cada una de las facies desarrolladas en el subsuelo de la cuenca posee particulares características que condicionan la presencia de rocas reservorios.

Las facies eólicas han sufrido a lo largo de su historia geológica profundos cambios diagenéticos que redujeron su porosidad en importantes sectores de la cuenca.

Estos procesos condicionaron la existencia de un gran cuerpo permeable alojado en el sector sudoriental de la cubeta. El mismo fue mapeado a través de un plano de porcentaje de espesores útiles, observándose una configuración aproximadamente rectangular con una estrecha prolongación en dirección norte - noreste (Fig. 5).

Los límites noreste, noroeste y parte del sudoeste (líneas llenas) son de carácter diagenético ya que fuera de esta área todos los sedimentos eólicos son impermeables. En cambio los límites sudeste y parte del sudoeste (líneas de trazos) son depositacionales, siendo las facies proximales de carácter fluvial.

El proceso diagenético más importante que afectó a las eolianitas fue la generación de arcillas autigénicas (Soave, et



al 1986), particularmente clorita y en menor medida illita, que posiblemente se originaran por alteración y recristalización de material de origen volcánico proveniente del oeste (Kugler, 1987). Se presume por lo tanto que éste sería el factor condicionante de los profundos cambios acaecidos en la unidad y que tuvieron como consecuencia la disminución en forma crítica de la porosidad de las psamitas en grandes sectores de la cuenca.

En lo que respecta a las facies fluviales y dadas las características del medio, ya descriptas, los bancos arenosconglomerádicos poseen extensiones areales y espesores de menor significación que los sedimentos eólicos, de manera que sus propiedades son más difícilmente predecibles y extrapolables.

Los cuerpos arenosos proximales poseen excelentes condiciones petrofísicas en tanto que hacia situaciones distales y a medida que va adelgazándose el litosoma fluvial, las psamitas decrecen en granulometría y pierden propiedades petrofísicas.

Finalmente las areniscas depositadas en la facies de playa lacustre poseen muy bajas porosidades.

Trampas

Con respecto a este tópico, existen dentro de la Formación Tordillo ejemplos que pueden ser encuadrados dentro de las

trampas estratigráficas, estructurales y combinadas.

En todos los casos y en base a lo expuesto, es sencillo deducir que aún dentro de las trampas estructurales más conspicuas (Yacimiento Charco Bayo - Piedras Blancas), las variaciones de facies y su diferente comportamiento como reservorios hacen que los factores estratigráficos (generalmente difíciles de controlar) condicionen favorable o desfavorablemente el diseño de una acumulación de hidrocarburos (Fryberger, 1986).

Es por eso que la utilización de la mayor cantidad de información posible, apoyada por una tecnología más moderna en la obtención y el procesamiento de los datos, es la única herramienta posible que nos acercará a la resolución de los problemas estratigráficos en el subsuelo.

AGRADECIMIENTOS

El autor del presente informe agradece a las autoridades de la Cía. Petrolera Pérez Companc por la autorización para la publicación del presente informe.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AHLBRANDT, T.S. and S.G. FRYBERGER, 1982. Introduction to Eolian Deposits in SCHOLLE P.A. and D. SPEARING (Eds.). Sandstone Depositional Environments. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 31, 11-47. Tulsa.
- BURKHARDT, K., 1900 a. Profies Geologiques Transversaux de la Cordillere Argentino-Chilene. Parte I. Anal. Museo de La Plata, Secc. Geología y Mineralogía II.
- CANT, D.J., 1982. Fluvial Facies Model and their Application in SCHOLLE P.A. and D. SPEARING (Eds.). Sandstone Depositional Environments. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 31, 115 - 137. Tulsa.
- CANT, D.J. and R.G. WALKER, 1976. Development of a Braided Fluvial Facies Model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences. Vol. 13, 102 - 119.
- DIGREGORIO, J. y M. ULIANA, 1978. Cuenca Neuquina. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Tomo II. Córdoba.
- FRYBERGER, S.G., 1986. Stratigraphic Traps for Petroleum in Wind Laid Rocks. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. Vol. 70, N° 12, 1765-1776.
- GULISANO, C.A., 1985. Análisis Estratigráfico y Sedimentológico de la Formación Tordillo en el Oeste de la Provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires.
- KUGLER, R.F., 1987. Regional Petrologic Variation, Jurassic and Cretaceous Sandstone and Shale, Neuquén Basin, West-Central, Argentina. Dissertation University of Texas at Austin.
- MIALL, A.D., 1977. A Review of a Braided River Depositional Environment. Earth Science Reviews, 13; 1-62.
- ORCHUELA, I.A. y J.V. PLOZKIEWICZ, 1984. La Cuenca Neuquina, en Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. Relatorio Noveno Congreso Geológico Argentino, 163-189.
- PERONI, G., J. DIMARIO y C. ARREGUI, 1984. Estudio Estadístico de Perfiles de Buzamiento, Aplicado al Análisis de Paleocorrientes, Formación Tordillo, Provincia del Neuquén. Noveno Congreso Geológico Argentino. Tomo V, 243-258. Buenos Aires.
- SOAVE, A.L. y A.M. CAFFERATA, 1986. Petrografía y Diagénesis de la Formación Tordillo en el Subsuelo de la zona del Bajo de Añelo. Provincia del Neuquén. Actas Primera Reunión Argentina de Sedimentología, 296-299. La Plata.

