

MODELO DE SIMULACIÓN SEDIMENTOLÓGICA DE LA FORMACIÓN BAJO BARREAL EN EL FLANCO SUR DE LA CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE, PROVINCIA DE SANTA CRUZ, ARGENTINA

Santiago Asinari¹, Victoria Ferreyra², Viviana Aguirre³

1: Universidad Nacional de Córdoba. santiagoasinari@mi.unc.edu.ar

2: Schlumberger. vferreyra@slb.com

3: Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales,
Cátedra de Geología de los Recursos Energéticos. viviana.aguirre@unc.edu.ar

Palabras clave: Formación Bajo Barreal, Modelo de Simulación Sedimentológica

ABSTRACT

The prediction of facies distribution is an important challenge in the hydrocarbon industry because it affects the evaluation of the petroleum system and the reduction of uncertainties. To predict the facies distribution of the fluvial deposits that gave origin to the Bajo Barreal Formation a Stratigraphic Forward Model (SFM) was built by simulating the dynamic sedimentary processes of erosion, transport and deposition and the basin structural evolution through geological time. Based on the paleo topographic reconstruction at the top of Castillo Formation, the sedimentary processes that gave rise to the Bajo Barreal Formation from 96 My to 71 My were simulated using the following processes: a) diffusion; b) steady flow; c) tectonic events; d) accumulation of sediments from volcanic events deposits; e) compaction. Additionally, an analysis of multiple variables that control the aforementioned processes was carried out being the most relevant: diffusion coefficient, transportability coefficient, average water supply in river channels, subsidence and its variability in time-space, sediment accumulation rate, and compaction rate. The resulting 4D confirms the more favorable reservoir petrophysical values in the top of the Lower Member of the Bajo Barreal Formation. The decrease in petrophysical quality in the upper section could be related to the increase in the pyroclastic material that started intensely at 91 My, added to an increase in the accommodation space where the shales are interspersed with pyroclastic and few sand horizons, representing marsh and alluvial plain deposits.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca del Golfo San Jorge, ubicada en la Patagonia Central en territorios que pertenecen a las provincias de Chubut y Santa Cruz, cubre una superficie aproximada de 170000 km² de los cuales una tercera parte corresponde al sector de costa afuera. Es de tipo intracratónica, predominantemente extensional con orientación E-O, limitando al norte con el Macizo Norpatagónico o de Somuncurá, al sur con el Macizo del Deseado, al oeste con la Cordillera de

los Andes y al este con el margen continental del Océano Atlántico. Se encuentra dividida por la Sierra de San Bernardo, que la separa de la subcuenca Río Mayo al oeste, mientras que al este se ubica el depocentro principal, que en términos económicos, orientados hacia la exploración y explotación de hidrocarburos se subdivide como Flanco Norte, Flanco Sur, Centro de cuenca y Costa afuera (Sylwan *et al.* 2011). En ella se han perforado más de 40000 pozos produciendo aproximadamente 10 billones de barriles de petróleo (1500 millones m³) durante más de 100 años de desarrollo (Paredes *et al.* 2018a), siendo la más prolífica productora de petróleo de la Argentina ubicándose sus reservas en segundo lugar tras de la Cuenca Neuquina (Sylwan *et al.* 2011). La Formación Bajo Barreal es la unidad estratigráfica que contiene los principales reservorios caracterizándose por su gran desarrollo areal en todo el ámbito de la cuenca (Sanagua *et al.* 2002).

Para predecir la distribución de facies en los depósitos fluviales que componen la Formación Bajo Barreal, se elaboró un modelo geológico con la técnica Stratigraphic Forward Modeling (SFM). Esta técnica simula los procesos sedimentarios dinámicos (erosión, transporte y depositación) y estructurales a través del tiempo geológico, mientras se mantiene un equilibrio de masas. Al variar adecuadamente los parámetros que representan las condiciones paleogeográficas como aporte de sedimentos y principales eventos tectónicos, se puede generar un modelo tridimensional realista y predecir la distribución de los sedimentos y sus propiedades (Christ *et al.* 2016).

El área de estudio (Fig. 1) se ubica en el Flanco Sur de la cuenca, en el extremo norte de la Provincia de Santa Cruz, entre los paralelos 46° y 47° latitud sur, y los meridianos 68° y 69°

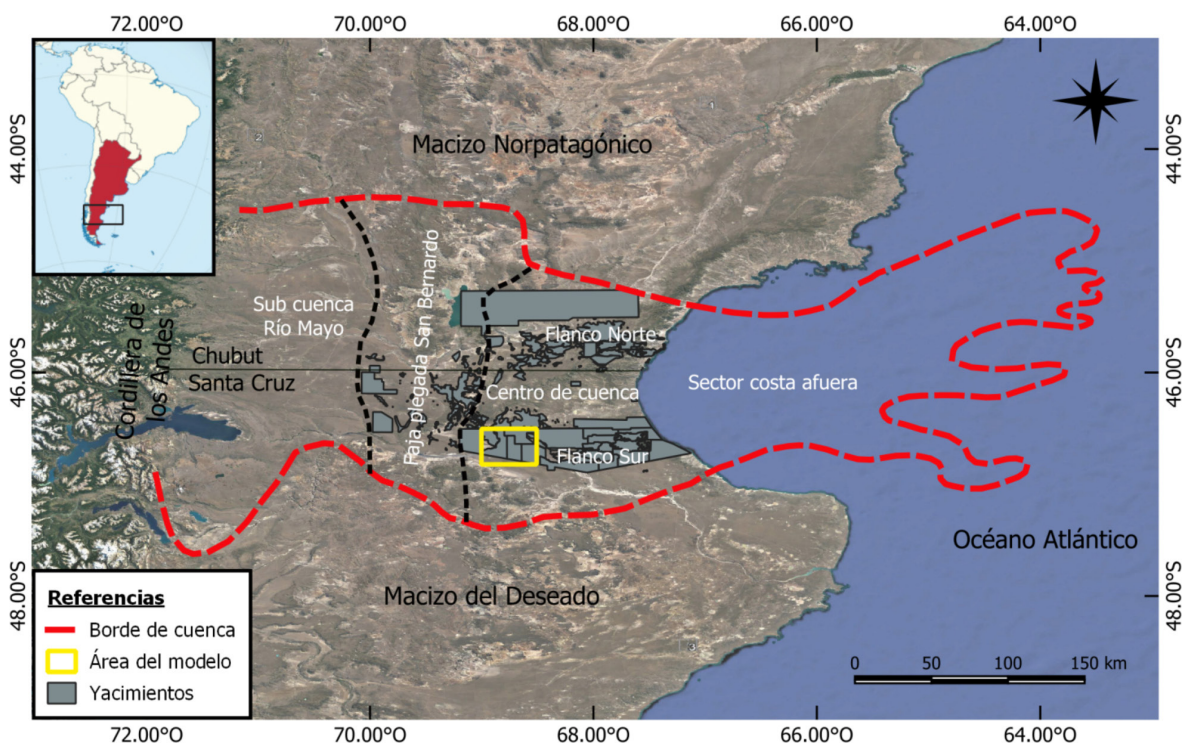


Figura 1. Ubicación del área de estudio. Borde de cuenca tomado de Sylwan *et al.* (2011). Límite de la Faja Plegada de San Bernardo tomado de Paredes *et al.* (2016). Yacimientos tomados de la Secretaría de Energía de la Nación.

longitud oeste. El área comprende a los yacimientos productivos de hidrocarburos denominados como Piedra Clavada, Sur Piedra Clavada y Las Heras.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Hacia los 96 Ma (próximos al límite Albiano-Cenomaniano) se considera el contacto entre la Formación Castillo y la Formación Bajo Barreal (Rodríguez *et al.* 2011). Durante este período de tiempo, luego de la fragmentación de Gondwana y la deriva hacia occidente de Sudamérica, el nivel del mar era alto debido a las elevadas temperaturas que derritieron capas de hielo Antártico y a las altas tasas de producción de corteza oceánica que desplazaron el agua de mar hacia las partes bajas de los continentes (Miller *et al.* 2005). Sin embargo, la mayoría de las cuencas Argentinas, incluida la del Golfo San Jorge, aún estaban aisladas del Océano Atlántico (Macdonald *et al.* 2003).

La Formación Bajo Barreal (Lesta y Ferello 1972) fue depositada en una cuenca endorreica, donde los depósitos corresponden a un sistema fluvial efímero. La columna sedimentaria modelada se resuelve con el apilamiento de diferentes unidades fluviales. Son comunes las intercalaciones con depósitos lagunares efímeros y de llanura de inundación (Jalín *et al.* 1997b) (Fig. 2). Este arreglo litológico da origen a una configuración de yacimiento multi-reservorio, donde los cuerpos arenosos muestran importantes variaciones de facies.

Estos depósitos continentales del Cretácico Superior en la Cuenca del Golfo San Jorge, interactuaron con un vulcanismo explosivo derivado de un arco volcánico ubicado en la parte occidental de la Patagonia (Umazano *et al.* 2008a, 2008b, 2009). Estudios de afloramientos en la Faja Plegada de San Bernardo (Umazano *et al.* 2008b) indican que durante la depositación del Miembro Inferior de la Formación Bajo Barreal ocurrieron comúnmente eventos de caída de cenizas indicando condiciones sin-eruptivas. Sin embargo, el depósito piroclástico primario es escaso debido a que fueron retrabajados por los cursos fluviales. Por el contrario, durante la depositación del Miembro Superior de la unidad se produjo un entorno fluvial-eólico sin suministro de detritos volcanoclásticos primarios, indicando condiciones inter-eruptivas. Paredes *et al.* (2018a, 2020) indica que en el afloramiento Cerro Ballena, por encima de los 91 Ma, se depositaron limolitas tobáceas de grano fino cambiando la composición de la llanura aluvial de lutitas y limolitas epiclásticas de color gris a limolitas tobáceas de color rojizo. Además, en el sector centro occidental de la cuenca se registran depósitos de pelitas tobáceas de más de 150 m de espesor en la sección media de la Formación Bajo Barreal, actuando como el principal sello, no existiendo acumulaciones de hidrocarburos importantes por encima de las mismas (Figari *et al.* 1999).

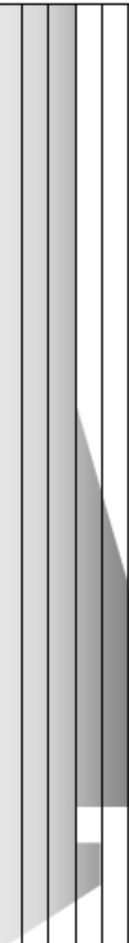
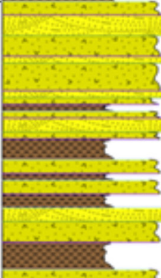
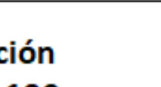
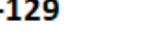
Edad			Estratigrafía		Paleo - ambiente	Contexto Tectónico	Aporte Piroclástico			
PALEOGENO			Grupo Río Chico-Formación Salamanca				-	+		
CRETACEO	SUPERIOR	MAASTRICHTIANO	GRUPPO	Formación Bajo Barreal 	Deltaico	Post-Rift Tardío				
		CAMPANIANO								
		SANTONIANO								
		CONIACIANO								
		TURONIANO								
	INFERIOR	CENOMANIANO	CHUBUT	Formación Bajo Barreal 	Fluvial entrelazado	Post-Rift				
					Miembro Inferior 	Fluvial y Lacustre		Extensional		
						Formación Castillo 		Fluvial sinuoso	Post-Rift	
	BARREMIANO			Formación Pozo D-129 	Fluvial y Lacustre			Post-Rift Temprano		
					Lacustre	Extensional				

Figura 2. Cuadro tectonoestratigráfico general del área de estudio. Paleoambientes según Sanagua *et al.* (2002). Contexto Tectónico y Aporte Piroclástico tomado de Foix *et al.* (2020).

Durante la depositación de este intervalo estratigráfico, el relieve local fue relativamente plano, con escasa actividad tectónica debido a la falta de valles incisos, terrazas fluviales u otras características asociadas con el paisaje de degradación (Paredes *et al.* 2018a, 2020). Según Bridge *et al.* (2000) la pendiente del terreno estuvo en el orden de 10^{-4} m m^{-1} , así mismo, Paredes *et al.* (2018a, 2020) informa, mediante estimaciones paleohidrológicas, un valor de paleopendiente de $0.007847 \text{ m m}^{-1}$ para la Sección Inferior y un valor de paleopendiente de $0.006344 \text{ m m}^{-1}$ para la Sección Superior de la Formación Bajo Barreal, siendo estas estimaciones muy cercanas al gradiente máximo de 0.0070 m m^{-1} para ríos propuesto por Blair y McPherson (1994). Por otro lado, los valores de descarga diaria promedio para los canales de la Sección Superior son más altos que los obtenidos para la Sección Inferior (Paredes *et al.* 2018a, 2020). Como los valores de descarga reflejan el tamaño del área de captación (Van der Neut y Ericksson 1999), se infiere que

por encima de los 91 Ma se desarrollaron ríos más grandes en un sistema fluvial cada vez más amplio; la potencia de la corriente también habría aumentado con un mayor volumen de agua derivado de un área de captación más grande (aproximadamente tres veces mayor). La velocidad de flujo fue determinada por Bridge *et al.* (2000) en un rango de 0.5 a 0.8 m/s.

Respecto a la subsidencia, estudios sobre la cinemática de fallas en el Flanco Sur de la Cuenca del Golfo San Jorge, indican que durante el Aptiano-Campaniano (coetáneo a la depositación del Grupo Chubut) se produce una fase de rifting que condujo a un fallamiento con tendencia ONO que fue creciendo lateralmente y en profundidad en varias fases extensionales. El análisis de una de estas fallas, ubicada en el extremo SO del área de estudio y que atraviesa el Miembro Inferior de la Formación Bajo Barreal hasta las secciones superiores del Neocomiano, indica que el mayor salto se produce en el Miembro Inferior de la Formación Bajo Barreal (Paredes *et al.* 2018b). Así mismo, Sylwan *et al.* (2011), informa que durante la depositación del Miembro Superior se produce una reactivación en la tasa de subsidencia y un episodio de expansión, registrado en facies más finas que en los depósitos infrayacentes.

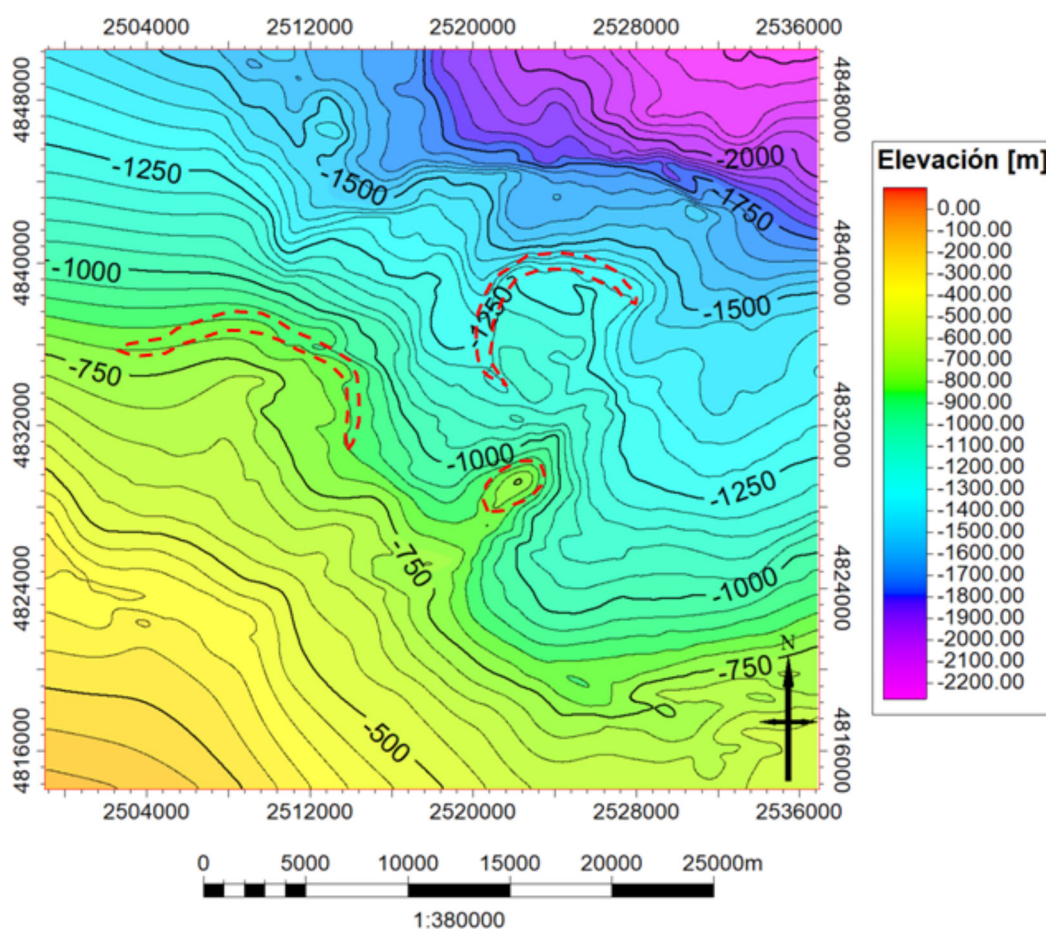


Figura 3. Mapa estructural del tope de la Formación Castillo en el área de estudio resaltando con líneas discontinuas rojas las estructuras generadas por intrusivos de edades Eoceno-Pleistoceno (Menegatti *et al.* 2014).

La base del modelo realizado en este trabajo corresponde al mapa estructural del tope de la Formación Castillo (Fig. 3) obtenido de la interpretación sísmica en dominio profundidad y ajustado a datos de pozos. De la misma manera se obtuvo un mapa estructural del tope de la Formación Bajo Barreal (Fig. 4), representando el tope del modelo.

En ambas superficies estructurales es posible reconocer rasgos de los sistemas de esfuerzos predominantes por la densidad y orientación del fallamiento en dirección NO-SE paralelos al borde de cuenca; así como la impronta de la fábrica del basamento, la somerización hacia el borde suroeste y profundización hacia el borde nororiental. Se reconocen también estructuras dómicas correspondientes a cuerpos intrusivos básicos alcalinos a profundidades variables dado que intruyen a las Formaciones Pozo D-129, Castillo y Bajo Barreal. Vietto *et al.* (1997) les asignan edades pertenecientes al Oligoceno-Mioceno, así como Menegatti *et al.* (2014) han descripto stocks, sills, lopolitos y diques con edades entre Eoceno y Pleistoceno.

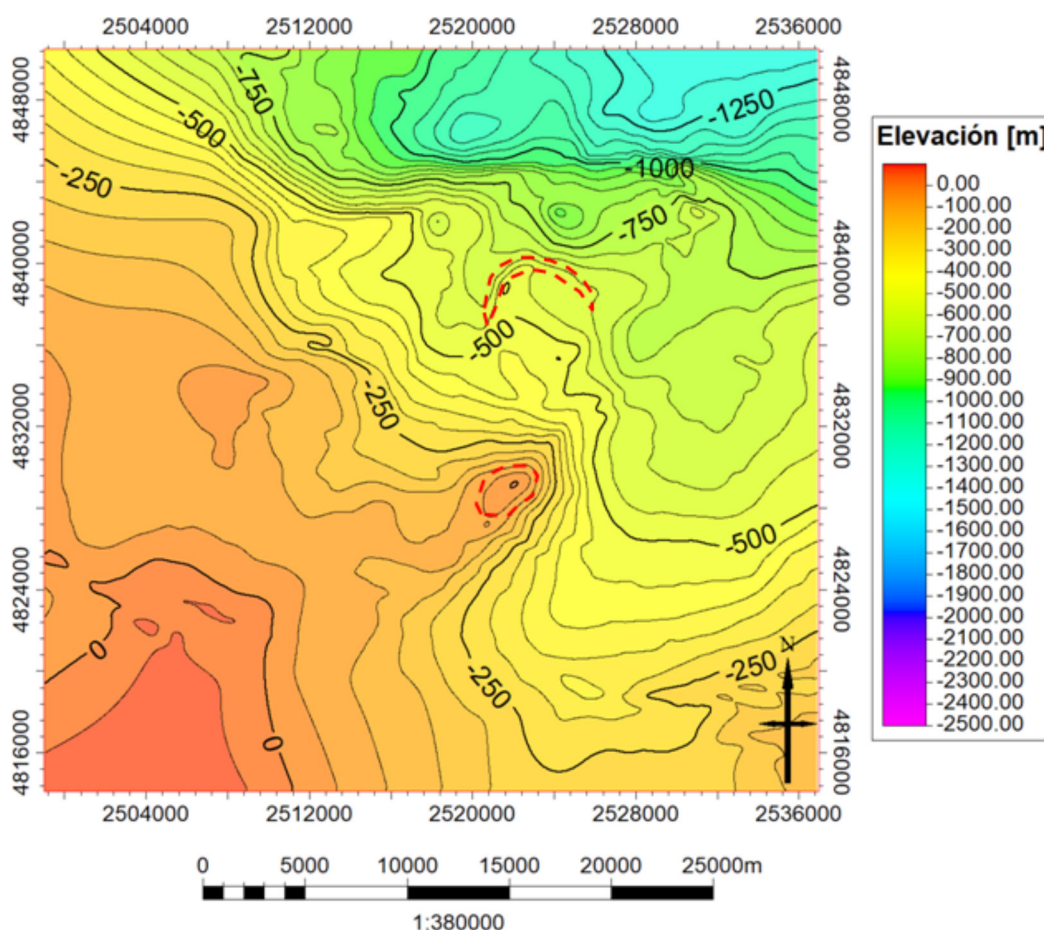


Figura 4. Mapa estructural del tope de la Formación Bajo Barreal en el área de estudio resaltando con líneas discontinuas rojas las estructuras generadas por intrusivos de edades Eoceno-Pleistoceno (Menegatti *et al.* 2014).

METODOLOGÍA

Stratigraphic Forward Modeling (SFM) representa un importante cambio de paradigma en el modelado geológico (Courtade 2020). Es una técnica de modelado determinístico cuyo enfoque está basado en la simulación de los procesos sedimentarios. Está fundado por una representación matemática de leyes físicas que controlan la erosión, el transporte y la depositación de sedimentos clásticos, siendo capaz de predecir la distribución de litologías incluso por debajo de la resolución sísmica (Griffiths 2001). No hay reglas a priori para imponer la geometría estratigráfica, sino que la estratigrafía es consecuencia de los principios físicos. Los modelos geológicos están limitados no sólo por los datos o las propiedades de variabilidad espacial, sino también por la reproducción matemática y algorítmica de los procesos físicos y geológicos.

La extensión del modelo puede ser de decenas de miles de celdas horizontales y cientos de capas verticales. El tamaño de las celdas horizontales puede ir desde metros o cientos de metros (en modelos de reservorio) hasta miles de kilómetros (en modelos de cuenca). La resolución vertical puede ser de centímetros a cientos de metros (capas determinadas por límites de tiempo geológico). En cuanto al tiempo, la resolución puede ser desde horas hasta decenas de millones de años, pudiendo coexistir ambas en el mismo modelo.

Configuración de parámetros generales del modelo

El proceso de modelado inicia con la recopilación de datos y estudios previos en el área de estudio, incluyendo información sísmica, de pozos y ambientes análogos actuales. Los datos de entrada principales son la superficie paleotopográfica, curva de variación del nivel del mar a lo largo del tiempo, principales eventos tectónicos y la descripción de los sedimentos y sus fuentes.

Ambas superficies estructurales (Figs. 3 y 4) se editaron eliminando las estructuras post deposicionales y manteniendo la tendencia general de somerización hacia el SO y profundización hacia el NE, respetando los datos de paleopendientes descritos por Paredes *et al.* (2018a, 2020).

La curva del nivel eustático global usada para calibrar el modelo fue la de Haq *et al.* (1987), modificada y completada por Haq *et al.* (1988) (Fig. 5), debido a que Fitzgerald *et al.* (1990) la utilizó para determinar la edad del Miembro Superior de la Formación Bajo Barreal asignada al Coniaciano-Maastrichtiano, en total correspondencia con la edad del Senoniano atribuida a los saurópodos hallados en la parte cuspidal del Grupo Chubut (Bonaparte y Gasparini 1978), como Campaniano-Maastrichtiano (Lesta y Ferello 1972) y Santoniano-Maastrichtiano (Bellosi *et al.* 2002).

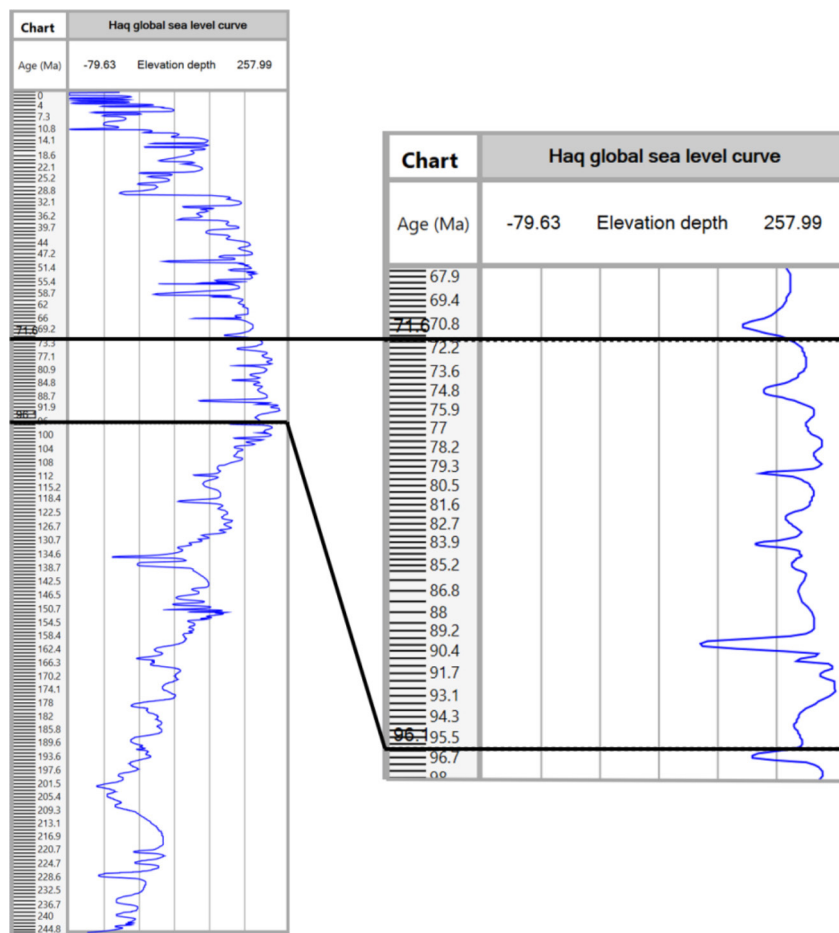


Figura 5. Curva de Haq *et al.* (1987), modificada y completada por Haq *et al.* (1988), del nivel eustático global donde se muestran los altos niveles del mar durante el período de tiempo modelado.

La variedad de depósitos presentes en el área de estudio se sintetizaron basados en los estudios de afloramientos en la faja plegada de San Bernardo (Paredes *et al.* 2016), con los siguientes porcentajes: arenas medias a gruesas depositadas por canales fluviales (18%), arenas medias a finas de llanuras de inundación proximal (4%), depósitos finos a muy finos de llanura de inundación y de abandono de canal, con posible desarrollo de pedogénesis (78%) (Fig. 6). Adicionalmente, se agregaron depósitos aéreos de caída de cenizas (tobas de caída) que no presentan grandes espesores pero sí están presentes durante toda la depositación de la Formación Bajo Barreal, cubriendo grandes extensiones areales.

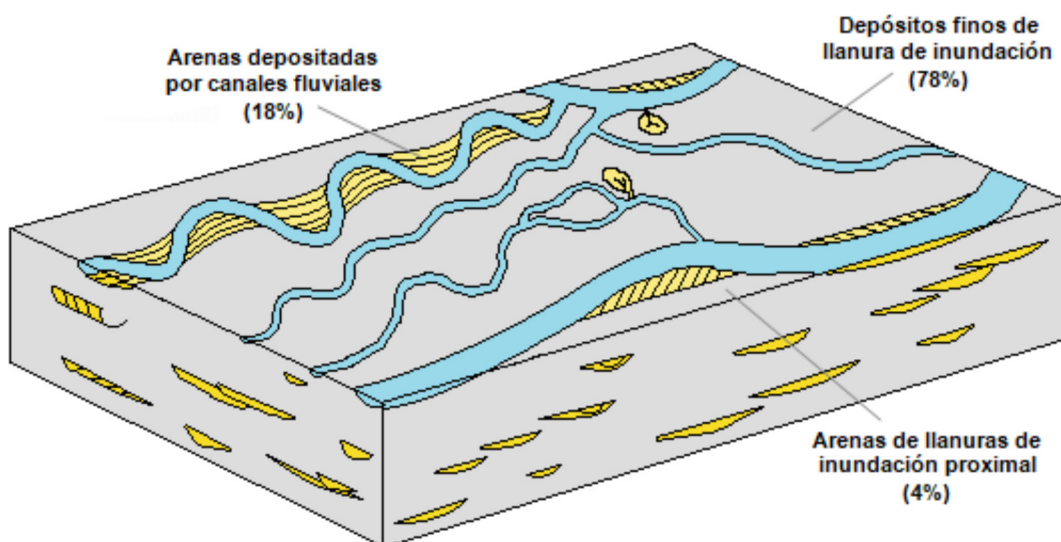


Figura 6. Esquema de distribución de sedimentos (modificado de Paredes *et al.* 2018a).

Para cada tipo de sedimento se especifican, en la tabla de la Figura 7, sus características y propiedades las cuales se obtuvieron de la información de un testigo corona del pozo PC-2116, en el cual se realizaron estudios sedimentológicos, petrográficos, diagenéticos, mineralógicos y de microscopía electrónica. El pozo se ubica en el centro del área de estudio y la corona comprende a las profundidades de 1462.20 mbbp y 1473.34 mbbp. Este intervalo estratigráfico de 11.14 m corresponde al Miembro Inferior de la Formación Bajo Barreal (Stinco 2015).

	Arenas medias a gruesas	Arenas medias a finas	Sedimentos finos a muy finos	Tobas de caída
Diámetro (mm)	0.9	0.25	0.009	0.001
Densidad (g/cm ³)	2.62	2.62	2.7	2.69
Porosidad inicial (%)	38	38	45	55
Porosidad final (%)	16.1	16	6	21.6
Permeabilidad inicial (mD)	250	100	0.1	1
Permeabilidad final (mD)	112	56	0.04	0.115
Coefficiente de compactación (kPa)	50000	50000	1000	1000
Permeabilidad anisotrópica	1	1	5	5
Transportabilidad	0.2	0.3	0.5	0.4
Coefficiente de erodabilidad	0.3	0.3	0.3	0.3

Figura 7. Tabla de características y propiedades de los sedimentos. Se resaltan en negrita los valores tomados del pozo PC-2116 (Stinco 2015).

Procesos geológicos simulados

Sobre esta base principal se simulan procesos sedimentarios dinámicos a través del tiempo hasta obtener un modelo sedimentológico, que luego se compara y valida con información de

referencia. En cuanto los parámetros que controlan la simulación de los procesos geológicos que dieron origen al depósito, múltiples variables controlan los resultados del modelo.

a) Difusión de sedimentos

Este proceso simula el transporte de sedimentos usando la ecuación de difusión:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = k \nabla^2 z$$

z = elevación topográfica t = tiempo
 k = coeficiente de difusión $\nabla^2 z$ = Laplaciano de z

Realiza la dispersión de sedimentos por procesos de erosión y transporte dados por la gravedad, donde los picos se erosionan y las depresiones se colmatan. El sedimento se mueve pendiente abajo a una tasa proporcional a la pendiente y una constante k . Esta constante es el coeficiente de difusión, el cual representa la cantidad de sedimento en metros cuadrados que pasa a través de la línea vertical que separa la erosión de la depositación por cada año ($m^2/año$). Dicho coeficiente controla la intensidad de la difusión.

El coeficiente de difusión k está relacionado a la transportabilidad (Fig. 7) y a una función de difusión. Esta función actúa como un multiplicador y controla la difusión en función de la profundidad o la elevación respecto al nivel del mar, donde actúa con mayor intensidad en los niveles de acción de oleaje.

Debido a que los depósitos modelados son de ambiente continental, los valores de cota de la superficie debieron ser superiores al paleonivel del mar.

b) Corriente de flujo estacionario

Este proceso modela los sistemas fluviales y deltaicos. La pendiente de la superficie, la erodabilidad del sedimento, la transportabilidad y la descarga de agua afectan el ancho del canal, la cantidad de sedimento transportado y el tamaño del abanico deltaico.

Las posiciones de los canales fluviales se definieron a partir de la interpretación de los cursos fluviales identificados en el subsuelo dentro del área de estudio (Rodríguez *et al.* 2011; Rodríguez y Aguirre 2015), y en base al estudio de Limarino y Giordano (2016), quienes analizaron muestras de areniscas para determinar su procedencia según composiciones modales detríticas.

Los sedimentos transportados por los canales fluviales con sus respectivas tasas de suministro ($mm/año$) se definieron en la Figura 8.

Estas tasas de suministro tienen un significado relativo ya que su valor, dentro del cómputo, se multiplica con el área seleccionada como fuente del sedimento brindando así los valores de sedimentación para el modelo.

c) Tectónica

Se simuló la subsidencia ocurrida durante la depositación de la Formación Bajo Barreal. Para representar la variabilidad en la intensidad de la subsidencia a través del tiempo fue necesario crear

Sedimento	Tiempo geológico (Ma)	Velocidad de sedimentación (mm/a)
Cenizas	71	0.07
	96	0.05
Granos finos a muy finos	71	0.07
	96	0.05
Arenas medias a finas	71	0.09
	96	0.07
Arenas medias a gruesas	71	0.09
	90	0.09
	91	0.07
	96	0.07

Figura 8. Tasa de suministro de sedimentos (mm/año).

una función tectónica. Para poder ubicar el evento tectónico en el espacio, la función generada actúa en conjunto con el mapa de subsidencia (Fig. 9) cuyos valores operan de multiplicador. El resultado genera una subsidencia o un levantamiento según los valores de la superficie sean negativos o positivos. Este mapa de subsidencia quedó definido con un valor mínimo de -0.6149 en el extremo noreste (zona de mayor subsidencia) y un valor máximo de -0.0014 en el extremo suroeste (zona de menor subsidencia).

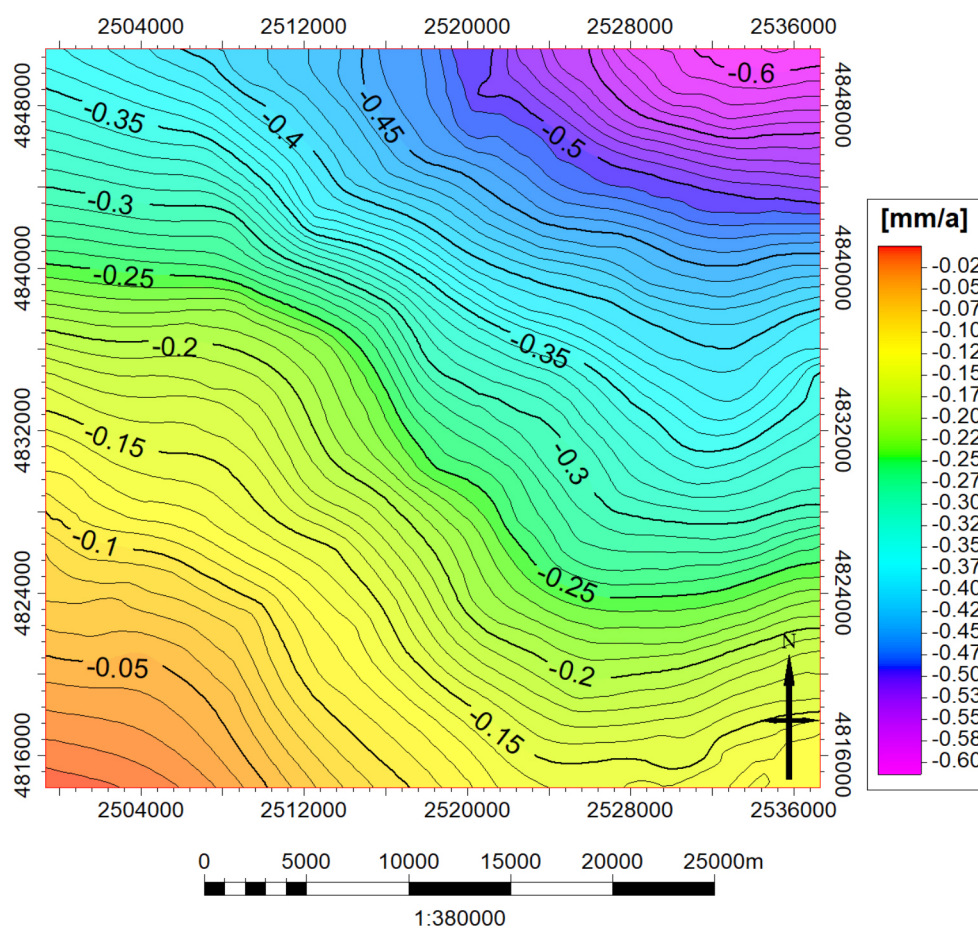


Figura 9. Mapa de subsidencia en el área de estudio.

d) Acumulación de sedimentos

Los depósitos de caída de cenizas que actuaron de forma intermitente durante toda la deposición de la Formación Bajo Barreal se simularon con este proceso, cargando las características y propiedades del sedimento (Fig. 7), la tasa de suministro variando en el tiempo (Fig. 8), y el mapa el cual representa el área sobre la cual se va a depositar. Teniendo en cuenta los estudios mencionados anteriormente, el aporte de material piroclástico se configuró para toda el área del modelo.

e) Compactación

Este proceso es controlado por un algoritmo de carga simple, simulando la compactación elástica sólo por el peso de los sedimentos de sobrecarga. Aquí no se considera la presión de poro o la expansión y expulsión del fluido. Cuando se activa el proceso de compactación, la porosidad y permeabilidad del conjunto de sedimentos se calcula en cada celda para cada capa. El cálculo se basa en la proporción de sedimentos, las porosidades iniciales y el diámetro de cada tipo de sedimento. Para que actúe el proceso de compactación correctamente es necesario agregar un paquete sedimentario que simule la carga geostática ejercida sobre la Formación Bajo Barreal.

RESULTADOS Y DISCUSIONES

El modelo resultante simula los procesos descriptos y, por lo tanto, la ubicación, arquitectura y extensión de los diferentes depósitos generados por estos, así como, la distribución de facies y patrón de apilamiento del sistema deposicional.

La cota de la superficie del modelo, al inicio de la deposición de la Formación Bajo Barreal, quedó definida con un valor máximo de 1480 m en el extremo SO del área de estudio y un valor mínimo de 1112 m en el extremo NE del área de estudio (Δz : 368 m), siendo la distancia entre ambos puntos de aproximadamente 50 km. Estos resultados paleoambientales dan como resultado una paleopendiente de 0.00736 m m^{-1} , siendo muy similar a la definida por Paredes *et al.* (2018a, 2020).

Los valores de cota se definieron para que el proceso de difusión actúe sólo por encima del nivel del mar y, por ende, no actúe en la zona de acción de oleaje.

Estos valores se asumieron observando los niveles eustáticos hacia los 96 Ma (Haq *et al.* 1987, 1988) donde el nivel del mar se encontraba aproximadamente a 200 m por encima del nivel actual (Fig. 5). Considerando al depocentro de la cuenca como el nivel más próximo a éste, y una distancia estimada de 100 km desde el área de estudio, se infirieron estos valores realizando cálculos trigonométricos.

Los procesos geológicos simulados sobre la base del modelo y los parámetros definidos para cada uno de estos, junto a los aspectos tenidos en cuenta para su definición, se resumen en la tabla de la Figura 10.

Proceso	Parámetro	Valor	Comentarios
<i>Difusión</i>	Coeficiente de difusión	6 m²/a	Se determinó un valor de 6 m²/a como el más adecuado para este modelo. Valores inferiores a 3 m ² /a no generan espesores sedimentarios suficientes, así mismo, valores superiores a 12 m ² /a colmatan rápidamente la cuenca.
<i>Flujo estacionario</i>	Iteraciones para estabilizar el flujo*	100	Este parámetro está influenciado directamente por el tamaño de celdas del modelo.
	Incremento de tiempo*	500 s	Este parámetro regula la estabilidad del modelo en relación a la mínima expresión de la escala temporal del proceso.
	Coeficiente de transportabilidad	0.0007	Respecto a la transportabilidad de los sedimentos un multiplicador de 0.0007 es el más adecuado ya que valores mayores no generan depósitos suficientes, sino que, los sedimentos continúan transportándose hacia fuera de los límites del área de estudio.
<i>Tectónica</i>	Función Tectónica	0.09 (96-91 Ma) 0.14 (91-71 Ma)	Estos valores, multiplicados por los especificados en el mapa tectónico, generan el espacio de acomodación necesario para los espesores sedimentarios de la Fm. Bajo Barreal. 0.09 genera una subsidencia mínima de 0.0001 mm/a y máxima de 0.0553 mm/a. 0.14 genera una subsidencia mínima de 0.0002 mm/a y máxima de 0.0861 mm/a. Los valores mínimos y máximos representan el sector SO y NE del área de estudio, respectivamente.
<i>Acumulación de sedimentos</i>	Función de acumulación	0.1 (96-91 Ma) 0.4 (91 Ma) 0.2 (71 Ma)	El aporte piroclástico está presente durante toda la depositación de la Formación Bajo Barreal. Por encima de los 91 Ma se produce un mayor aporte disminuyendo gradualmente hacia la sección superior. Se consideró un valor de 0.1 para la sección inferior, un valor de 0.4 para la sección media, disminuyendo paulatinamente a un valor final de 0.2 .
<i>Compactación</i>	Para la estimación del proceso de compactación, uno de los parámetros que se utiliza es el valor de porosidad y permeabilidad inicial. Se definieron valores estándares de compactación para los tipos de sedimentos utilizados en el modelo, siendo la porosidad final entre un 58% y un 87% menor a la porosidad inicial y la permeabilidad final entre un 60% y un 89% menor a la permeabilidad inicial.		

Figura 10. Parámetros definidos para los procesos geológicos actuantes en el modelo sedimentológico. (*) Estos parámetros son computacionales para la estabilidad del modelo resultante y no están dominados por parámetros sedimentológicos.

Las observaciones para validar el modelo se centraron en el sector nororiental del área de estudio donde fue posible calibrar los espesores de la formación con la sísmica disponible. La distribución de los sedimentos y sus propiedades se observaron tanto en mapas como en distintos planos de intersección del modelo.

El mapa de la Figura 11 muestra la distribución horizontal, expresada en promedio de los valores verticales para cada punto (x, y) de la formación, de los sedimentos arenas medias a gruesas con relación a la fracción total de sedimentos. En éste se evidencia una zona de mayor concentración de esta fracción de sedimentos en una franja diagonal en sentido NO-SE (fracción mayor a 0.4).

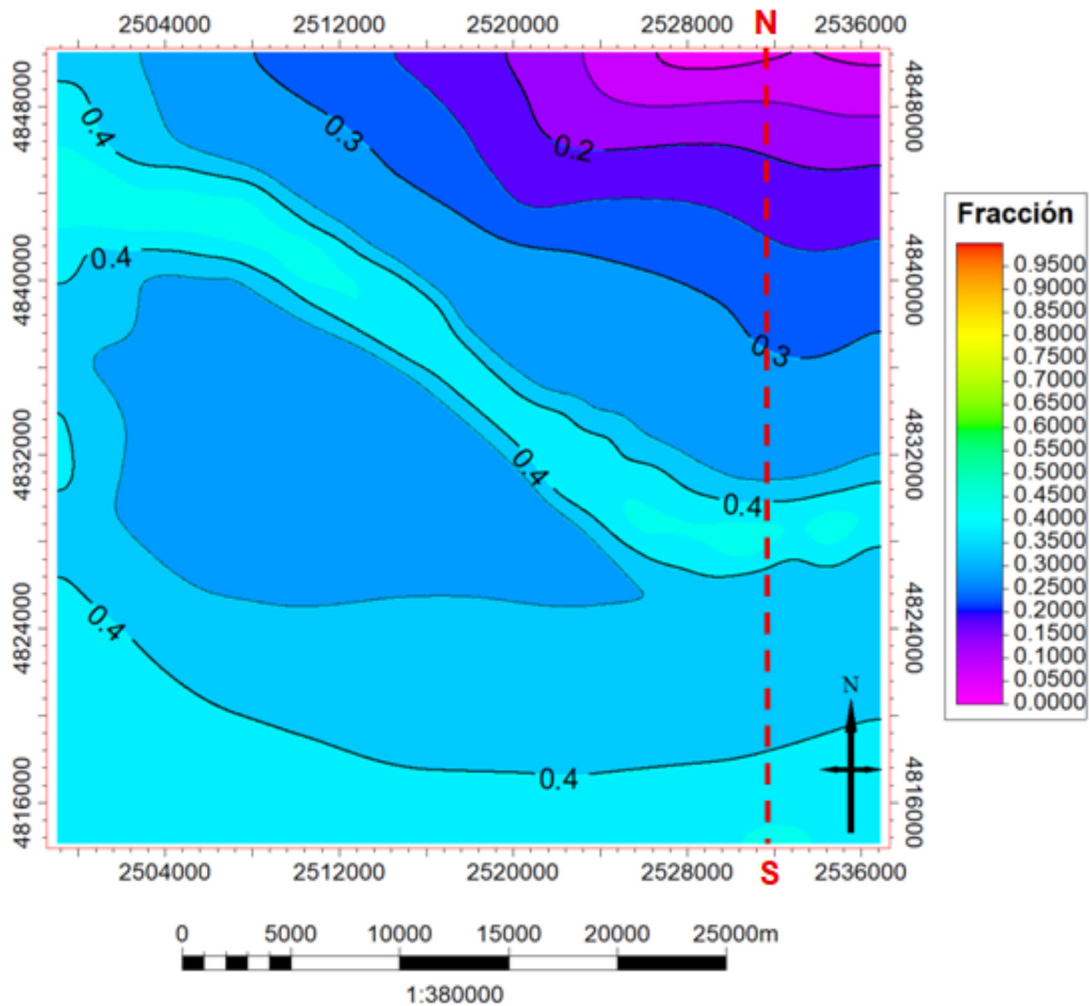


Figura 11. Mapa de distribución de sedimentos de arena media a gruesa. La línea roja punteada representa la intersección N-S donde se realizaron las observaciones.

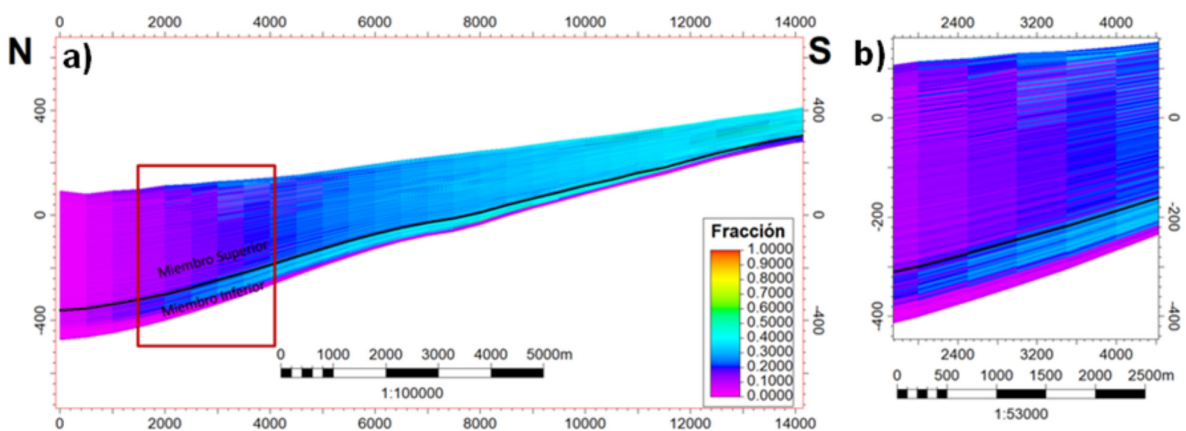


Figura 12. a) Fracción de arenas medias a gruesas en el plano de intersección N-S. El trazado negro separa ambos miembros de la Formación Bajo Barreal. b) Detalle del recuadro rojo de la Figura a).

Tanto en el mapa de la Figura 11 como en la intersección N-S de la Figura 12, se observa como disminuye la fracción de arenas medias a gruesas depositadas por canales fluviales, hacia las zonas más distales al área de aporte. También existe una variación vertical donde hay mayor proporción de estos depósitos hacia el tope del Miembro Inferior de la Formación Bajo Barreal.

En cuanto a la distribución de sedimentos finos a muy finos, visualizadas en la misma intersección de la Figura 11, su concentración aumenta hacia el centro de cuenca en sentido NE y varía en sentido vertical con mayor concentración en la base del Miembro Inferior.

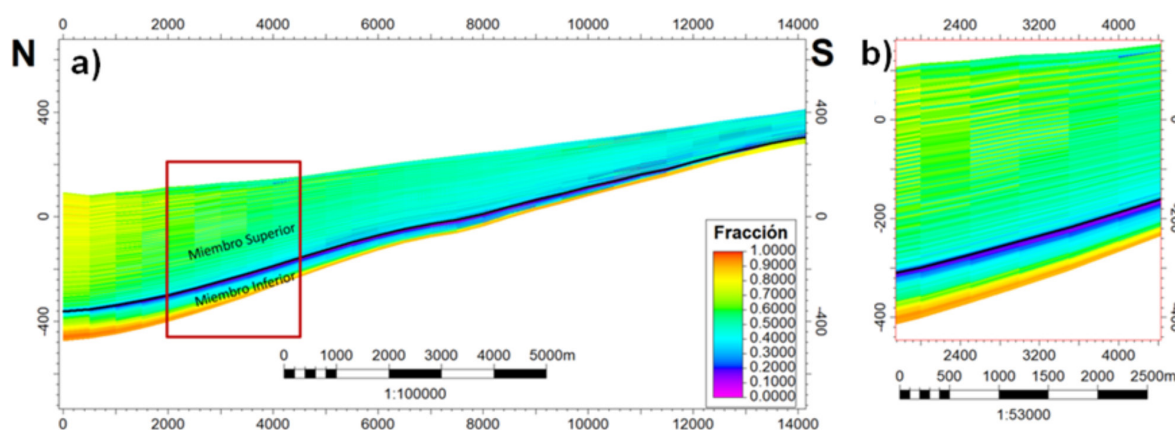


Figura 13. a) Fracción de sedimentos finos a muy finos en el plano de intersección N-S. El trazado negro separa ambos miembros de la Formación Bajo Barreal. b) Detalle del recuadro rojo de la Figura a.

Teniendo en cuenta las áreas fuentes de sedimentos que dieron origen a los depósitos de la Formación Bajo Barreal (Rodríguez *et al.* 2011; Rodríguez y Aguirre 2015; Limarino y Giordano 2016), es consistente que la fracción de arenas medias a gruesas disminuya hacia posiciones más distales, como muestra el mapa de la Figura 11 y, por el contrario, aumente la fracción de sedimentos finos a muy finos.

En cuanto a la variación vertical de la fracción de arenas medias a gruesas, representada en el plano de intersección N-S de la Figura 12, puede ser validada con el intervalo perforado en el pozo LH-11 dentro del área de estudio, donde Stinco (2015) documenta mayor porcentaje de psamitas sobre el total de roca en el Miembro Inferior de la Formación Bajo Barreal, en relación al Miembro Superior.

La porosidad y permeabilidad del depósito simulado varían en función del tiempo ya que son afectadas por los procesos de compactación y acomodación.

Los valores de porosidad finales generados por el modelo (para los depósitos actuales), están representados en la Figura 14, donde llegan a un máximo de 28% con una moda que varía entre 12% y 20%. También es posible identificar que los depósitos cercanos al tope del Miembro Inferior tienen los mejores valores de porosidad, disminuyendo en la sección media del modelo con un paulatino mejoramiento hacia el tope del Miembro Superior.

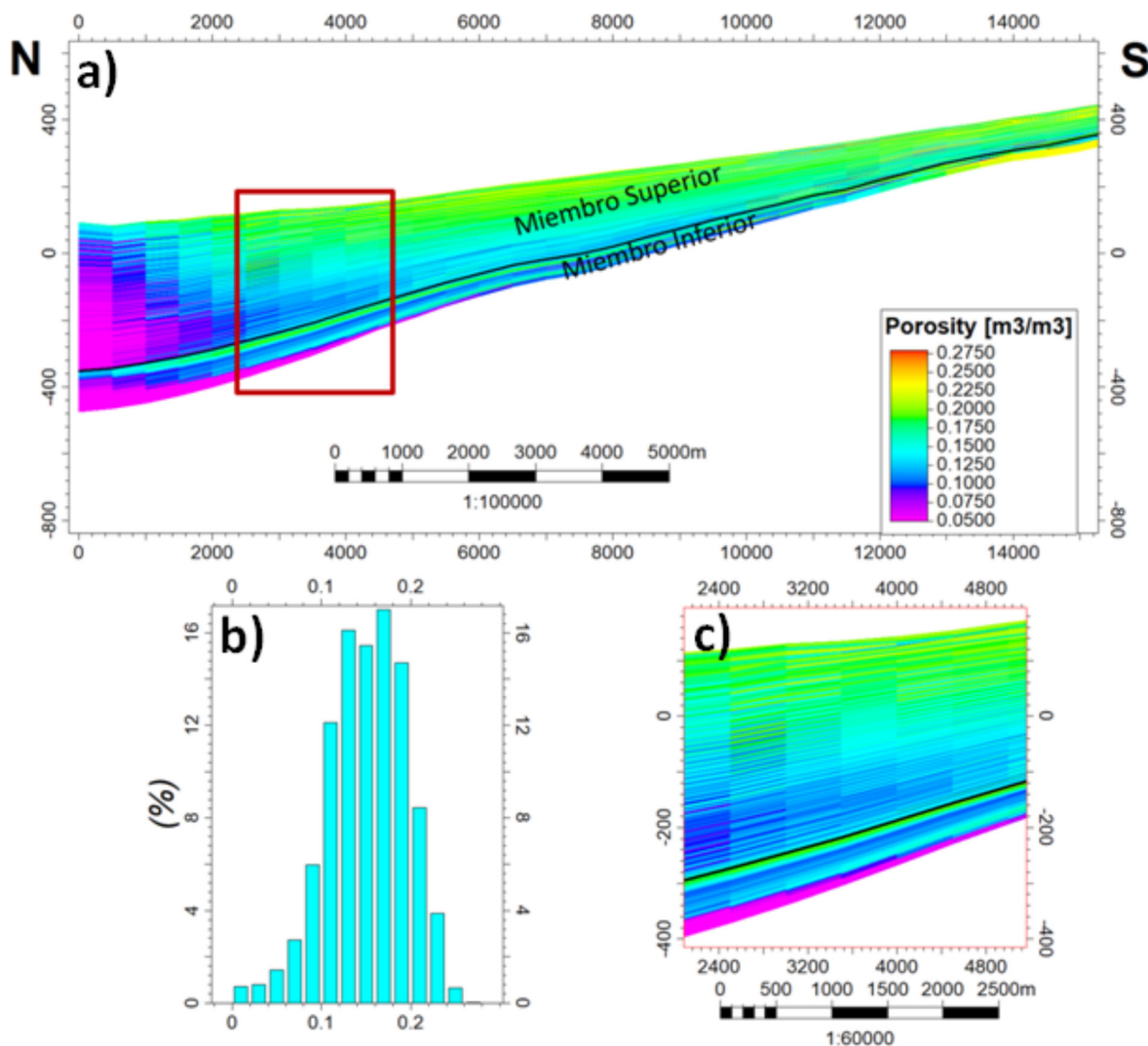


Figura 14. a) Porosidad final del modelo en el plano de intersección N-S. El trazado negro separa ambos miembros de la Formación Bajo Barreal. b) Histograma de porosidades registradas en el modelo. c) Detalle de porosidad (recuadro rojo de la Figura a).

Los valores modales de porosidad representados en el histograma de la Figura 14 (12% - 20%) se asemejan al valor de porosidad óptica de 18% obtenido de un testigo rotado en el pozo SPC-22 a una profundidad de 405 mbbp perteneciente a la Formación Bajo Barreal dentro del área de estudio, donde los microporos representan un 35%, los mesoporos un 60% y los macroporos un 5% (Stinco 2015). Además, la variación vertical de la porosidad representada en el plano de intersección N-S de la Figura 14, son consistentes con lo establecido en el pozo LH-11 dentro del área de estudio (Stinco 2015), donde se documentan mejores características en la sección inferior en cuanto a tiempo de tránsito compresional (DT) y porcentaje de porosidad efectiva sobre el total de roca.

El paulatino mejoramiento de los valores de porosidad hacia el tope del modelo, podrían estar relacionados a una menor intensidad en el proceso de compactación.

Respecto a la permeabilidad, los valores finales generados por el modelo (para los depósitos actuales) llegan a un máximo de 180 mD, con una moda que varía entre 70 mD y 110 mD (Fig. 15). También es posible identificar cómo varía la permeabilidad del modelo en sentido vertical, observando que hacia el tope del Miembro Inferior se encuentran los mejores valores, disminuyendo en el Miembro Superior.

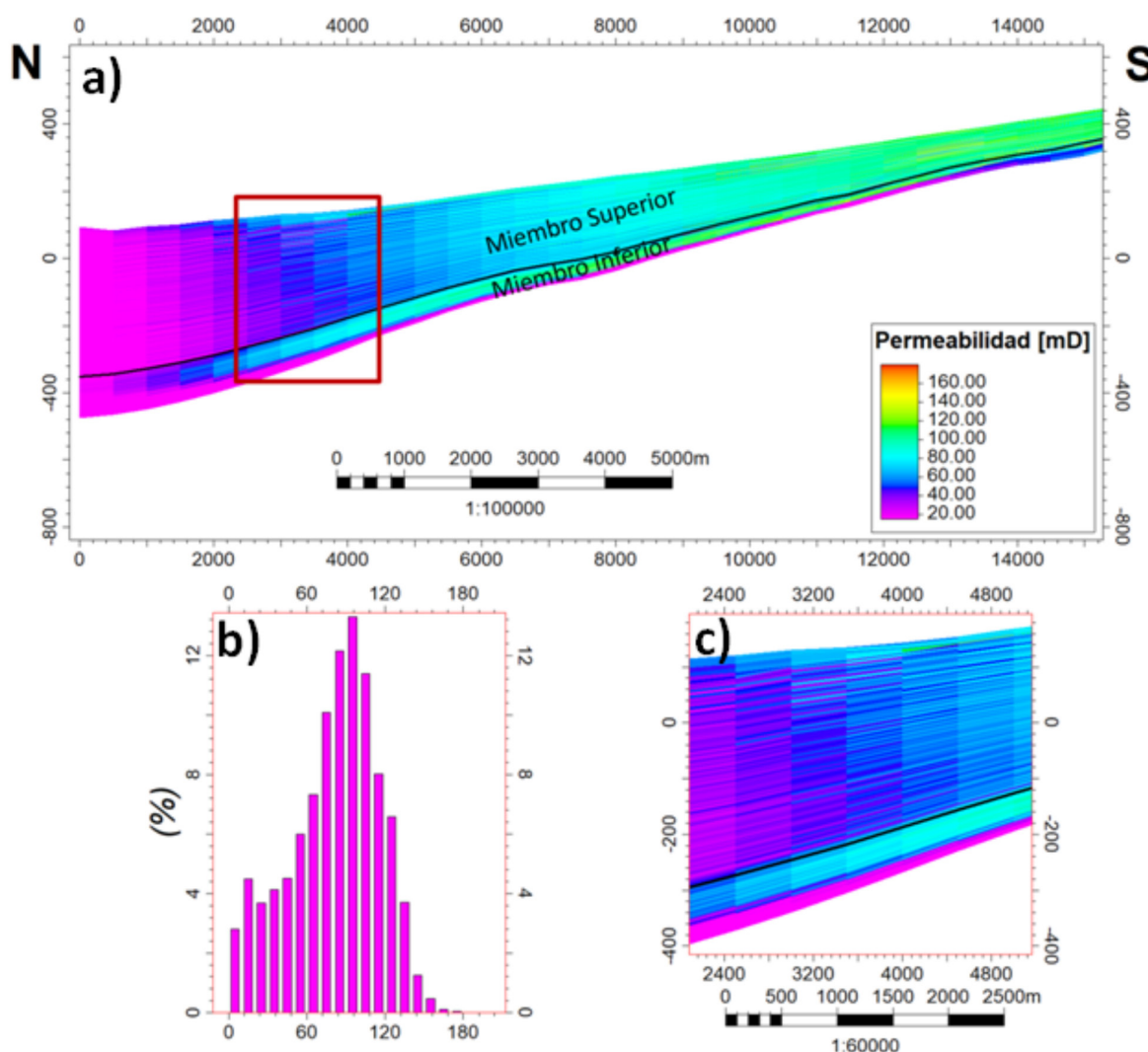


Figura 15. Permeabilidad final del modelo en el plano de intersección N-S. El trazado negro separa ambos miembros de la Formación Bajo Barreal. b) Histograma de permeabilidades registradas en el modelo. c) Detalle de permeabilidad (recuadro rojo de la Figura a).

Los datos petrofísicos lanzados por el modelo son consistentes con el análisis sobre un testigo corona adquirido en un intervalo canalizado perteneciente al Miembro Inferior de la Formación Bajo Barreal, dentro del área de estudio. Este análisis reveló un valor de porosidad de 16% y permeabilidades de hasta 3.61 mD en un nivel que representa regular a pobre calidad de reservorio,

y valores de porosidad de hasta 24.1% y permeabilidades que varían de 10.7 mD a 329 mD en un nivel que representa buena calidad de reservorio (Rodríguez *et al.* 2011).

Una de las variables que controlan el mejoramiento de la calidad petrofísica hacia el tope del Miembro Inferior de la Formación Bajo Barreal podría ser el aumento de la tasa de suministro de sedimentos a los 91 Ma, tal como lo describe Paredes *et al.* (2018a, 2020), donde aumentan los valores de descarga diaria promedio, asociado a una mayor área de captación, desarrollándose ríos más grandes en un sistema fluvial cada vez más amplio.

La disminución de la calidad petrofísica en la sección media del modelo podría estar relacionada al aumento del material piroclástico a los 91 Ma en el afloramiento Cerro Ballena (Paredes *et al.* 2018a, 2020), además del registro de depósitos de pelitas tobáceas de más de 150 m de espesor en la sección media de la Formación Bajo Barreal, actuando como el principal sello (Figari *et al.* 1999). Esto sumado a una reactivación en la tasa de subsidencia y un episodio de expansión durante la depositación del Miembro Superior, registrándose facies más finas que en los depósitos infrayacentes (Sylwan *et al.* 2011) donde las pelitas se intercalan con piroclastitas y con escasos horizontes de arenas, identificándose un ambiente deposicional palustre y de llanura aluvial, tal como lo describe Stinco (2015) en el modelo deposicional para la Formación Bajo Barreal en el pozo SPC-17, dentro del área de estudio. También se ajusta con lo descrito por Rodríguez *et al.* (2011) quien informa que en la sección media de la formación Bajo Barreal se encuentran espesos intervalos con baja relación arena-arcilla, donde aislados cuerpos arenosos se alojan dentro de paquetes de arcillas con importante continuidad lateral.

CONCLUSIONES

Se realizó un modelo de simulación de procesos sedimentarios con la técnica de modelado determinístico *Stratigraphic Forward Modeling* sobre la historia evolutiva de los depósitos que dieron origen a la Formación Bajo Barreal, en el Flanco Sur de la cuenca del Golfo San Jorge, en las áreas Piedra Clavada, Sur Piedra Clavada y Las Heras, desde los 96 Ma (*Cenomaniano*) hasta los 71 Ma (*Campaniano-Maastrichtiano*).

Este tipo de metodología tiene como dato de entrada parámetros geológicos que dan característica a la historia sedimentaria y que, mediante algoritmos basados en leyes físicas y sedimentológicas, permiten al modelador comprender la dinámica evolutiva y tener en cuenta parámetros que influyen en el depósito.

En la elaboración de este modelo, las variables desconocidas se determinaron mediante un flujo de trabajo donde sus valores se fueron modificando hasta coincidir con datos duros de validación como información de pozos, datos sísmicos o muestras.

La tasa de subsidencia quedó determinada con valores dentro de un rango de 0.000126 mm/año (mínimo) y 0.055341 mm/año (máximo) para el Miembro Inferior de la Formación

Bajo Barreal y valores entre 0.000196 mm/año (mínimo) y 0.086086 mm/año (máximo) para el Miembro Superior. Los valores mínimos y máximos están determinados según la zona geográfica con menor o mayor subsidencia, respectivamente.

Los datos de porosidad y permeabilidad del modelo permiten definir que hacia el tope del Miembro Inferior de la Formación Bajo Barreal se concentran los depósitos de sedimentos con características petrofísicas más favorables para la acumulación de hidrocarburos de la formación.

Para el desarrollo de este trabajo se utilizaron sólo datos públicos de bibliografía citada, dando la posibilidad de poder mejorar los resultados del modelo, enriqueciéndolo con mayor cantidad de datos duros que la Cuenca del Golfo San Jorge cuenta actualmente.

REFERENCIAS CITADAS

- Bellosi, E., González, M. y Genise, J., 2002. Paleosue-
los y sedimentación cretácica de la Cuenca San
Jorge (Grupo Chubut) en la Sierra San Bernardo,
Patagonia Central. XV Congreso Geológico Ar-
gentino I, 747-753.
- Blair, T.C. y McPherson, J.G., 1994. Alluvial fans
and their natural distinction from rivers based
on morphology, hydraulic processes, sedimen-
tary processes, and facies assemblages. *Journal of
Sedimentary Research*, 64: 450-489.
- Bonaparte, J.F. y Gasparini, Z., 1978. Los saurópodos
de los Grupos Neuquén y Chubut y sus relacio-
nes cronológicas. In: VII Congreso Geológico
Argentino, Actas 2, pp. 393-406.
- Bridge, J.S., Jalfin, G.A. y Georgieff, S.M., 2000. Ge-
ometry, lithofacies, and spatial distribution of
Cretaceous fluvial sandstone bodies, San Jorge
Basin, Argentina: Outcrop analog for the hydro-
carbon-bearing Chubut Group. *Journal of Sedi-
mentary Research*, Vol. 70, pp. 341-359.
- Christ, A., Schenk, O. y Salomonsen, P., 2016. Using
Stratigraphic Forward Modeling to Model the
Brookian Sequence of the Alaska North Slope.
En Raju N. (eds.), *Geostatistical and Geospatial
Approaches for the Characterization of Natural
Resources in the Environment*, Chapter 94, pp.
623-626.
- Courtade, S., 2020. Annual Conference Online. EAGE
2020.
- Figari, E.G., Courtade, S.F., Calejari, R., Arroyo, H. y
Constantini, L., 1998. Estructura y estratigrafía
del Cerro Ballena. En: Faja Plegada meridional
de la Cuenca del Golfo San Jorge. X Congreso
Latinoamericano de Geología y VI Congreso Na-
cional de Geología Económica, vol. I. pp. 18-23
(Buenos Aires).
- Figari, E.G., Strelkov, E., Laffitte, G., Cid de la Paz,
M.S., Courtade, S.F., Celaya, J., Vottero, A.,
Lafourcade, P., Martínez, R. y Villar H.J., 1999.
Los sistemas petroleros de la cuenca del Golfo
San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y
geoquímica. IV Congreso de Exploración y De-
sarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, p.p.
197-237.
- Fitzgerald, M.G., Mitchum, R.M., Uliana, M.A. y Bid-
dle, K.T., 1990. Evolution of the San Jorge Basin,
Argentina, *American Association of Petroleum
Geologist Bulletin*, Vol. 74 (6), p.p. 879-920.
- Foix, N., Allard, J.O., Ferreira, M.L. y Atencio, M.,
2020. Spatio-temporal variations in the Mesozoic

- sedimentary record, Golfo San Jorge basin (Patagonia, Argentina): Andean vs. cratonic sources. *Journal of South American Earth Science* 97, 102464.
- Griffiths, C.M., 2001. Brief review of stratigraphic forward modeling. CSIRO Petroleum. Informe inédito.
- Haq, B., Hardembol, J. y Vail, P., 1987. The chronology of fluctuating sea level since the Triassic, *Science*, Vol. 235, p.p. 1156-1167.
- Haq, B., Hardembol, J. y Vail, P., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. En Wilgus, C.K., Hastings, B.S., St. C. Kendall, C.G., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (eds), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*, SEPM Special Publication 42, p.p. 71-107.
- Jalfin, G.A., Marzo, M. y Droeven, C., 1997b. Reservoir characterization of sandstone bodies deposited in the floodplain, Chubut Group, San Jorge Basin, Argentina. 6th Internacional Conference on Fluvial Sedimentology, Cape Town, South Africa (Abstract).
- Lesta, P. y Ferello, R., 1972. Región extraandina de Chubut y Norte de Santa Cruz. En Leanza, A. (Editor), *Academia Nacional de Ciencias, Geología Regional Argentina*, p.p. 601-654.
- Limarino C.O. y Giordano S.R., 2016. Unraveling multiple provenance areas using sandstone petrofacies and geochemistry: An example in the southern flank of the Golfo San Jorge Basin (Patagonia, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 66 (2016), p.p. 208-231.
- Macdonald, D., Gomez-Perez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M. y Paton, D., 2003. Mesozoic break-up of SW Gondwana: Implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 20, p.287-308.
- Menegatti, N., Massaferro, G., Fernández, M. y Giacosa, R., 2014. Geología y geoquímica de los cuerpos básicos alcalinos al sur de los lagos Musters y Colhué Huapí, cuenca del Golfo San Jorge, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (4), p.p. 484-499.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N. y Pekar S.F., 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change, *Science*, Vol. 310, p.1293-1298, Washington, D.C., 2005.
- Paredes, J.M., Foix, N. y Allard, J.O., 2016. Sedimentology and alluvial architecture of the Bajo Barreal Formation (Upper Cretaceous) in the Golfo San Jorge basin: outcrop analogues of the richest oil-bearing fluvial succession in Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 72, 317-335.
- Paredes, J.M., Foix, N., Allard, J.O., Valle, M.N. y Giordano, S.R., 2018a. Complex alluvial architecture, paleohydraulics and controls of a multichannel fluvial system: Bajo Barreal Formation (Upper Cretaceous) in the Cerro Ballena anticline, Golfo San Jorge Basin, Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 85, pp. 168-190.
- Paredes, J.M., Aguiar, M., Ansa, A., Giordano, S.R., Ledesma, M. y Tejada, S., 2018b. Inherited discontinuities and fault kinematics of a multiphase, non-colinear extensional setting: subsurface observations from the south Flank of the Golfo San Jorge Basin, Patagonia. *Journal of South American Earth Science* 81, 87-107.
- Paredes, J.M., Giordano, S.R., Olazábal, S.X., Valle, M.N., Allard, J.O., Foix, N. y Tunik, M.A., 2020. Climatic control, on stacking and connectivity of fluvial successions: Upper Cretaceous Bajo Barreal Formation on the Golfo San Jorge basin,

- Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 113, 104116.
- Rodríguez A., R.J., Caprioglio, P.A., Loss, M.L. y Aguirre, H.D., 2011. Caracterización de reservorios y modelo estático. Delineando un yacimiento complejo. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, p.443-467, Mar del Plata, Argentina.
- Rodríguez, R.J. y Aguirre, H.D., 2015. Analogía entre yacimientos como soporte para la ubicación de pozos de avanzada de alto riesgo: Un caso de estudio en la Cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 72 (1), p.p. 120-135.
- Sanagua, J., Hlebszevitch, J. y Suárez, F., 2002. Los reservorios del flanco oeste. En: M. Schiuma, G. Hinterwimmer y G. Vergani (Eds.) *Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina*. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata: 175-198.
- Stinco, L.P., 2015. Caracterización y análisis evolutivo en subsuelo de los sistemas petroleros representados por las unidades cretácicas comprendidas entre los 46° y 47° latitud Sur y 67° y 69° longitud Oeste, Flanco Sur de la Cuenca Golfo San Jorge, República Argentina. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, 228p, Buenos Aires.
- Suárez, M., Márquez, M., De La Cruz, R., Navarrete, C. y Fanning, M., 2014. Cenomanian? early Turonian minimum age of the Chubut Group, Argentina: SHRIMP U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 50, 67-74.
- Sylwan, C., Droeven, C., Iñigo, J., Mussel, F. y Padva, D., 2011. Cuenca del Golfo San Jorge. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio Cuencas Argentinas: visión actual, IAPG, p.p. 139-183.
- Tetzlaff, D.M. y Harbaugh, J.W., 1989. *Simulating Clastic Sedimentation*. Van Nostrand Reinhold. Computer methods in the geosciences.
- Umazano, A.M., Bellosi, E.S. y Melchor, R.N., 2008a. Volcaniclastic resedimentation in the Lower Cretaceous Castillo Formation, San Jorge Basin, Patagonia Central, Argentina, 12th Reunión Argentina de Sedimentología, Buenos Aires, Argentina, pp. 178.
- Umazano, A.M., Bellosi, E.S., Visconti, G. y Melchor, R.N., 2008b. Mechanism of aggradation in fluvial systems influenced by explosive volcanism: an example from the Upper Cretaceous Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 203, 213-228.
- Umazano, A.M., Bellosi, E.S., Visconti, G., Jalfin, G.A. y Melchor, R.N., 2009. Sedimentary record of a Late Cretaceous volcanic arc in Central Patagonia: petrography, geochemistry and provenance of fluvial volcaniclastic deposits of the Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 30, 749-766.
- Van der Neut, M. y Eriksson, P.G., 1999. Palaeohydrological parameters of a Proterozoic braided fluvial system (Wilgerivier Formation, Waterberg Group, South Africa) compared with a Phanerozoic example. En Smith, N.D., Rogers, J. (eds.), *Fluvial Sedimentology IV*, International Association of Sedimentologists, Special Publication, Vol. 28, p.p. 381-392.
- Vietto, M., Chelotti, L., Calegari, R., Bitschene P. y Fernández, M., 1997. Cuerpos hipabisales de composición básica alcalina al sur del Río Deseado, Patagonia Central, Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas, Volumen II, p.1584-1587, Antofagasta, Chile.

