

SEDIMENTOLOGÍA Y PERFILES DE RAYOS GAMMA DE LA FORMACIÓN POZO D-129 (APTIANO) EN LA SIERRA DE SAN BERNARDO, CHUBUT

José M. Paredes¹, José O. Allard¹, Nicolás Foix^{1,2}, Bruno Álvarez¹, Sabrina X. Olazábal¹

1: Depto. de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia "San Juan Bosco".

paredesj@unpata.edu.ar, jallard@unpata.edu.ar, nico_buckbeak@hotmail.com, sacmis_73@hotmail.com

2: CONICET nicofoix@unpata.edu.ar

Palabras clave: Sierra de San Bernardo, Formación Pozo D-129, facies sedimentarias, rayos gamma spectral, reservorios convencionales

ABSTRACT

Sedimentology and gamma-ray logs of the Pozo D-129 formation (Aptian) in the Sierra de San Bernardo, Chubut

The study provides an outcrop analogue of productive hydrocarbon successions of the uppermost part of the Pozo D-129 formation (Aptian) in the Golfo San Jorge basin. Although widely distributed in the subsurface of the basin, the Pozo D-129 formation is just exposed in three areas of the San Bernardo Fold Belt; this contribution presents the result of a sedimentological analysis carried out in the Sierra Silva (43 m thick) and Codo del Senguerr (140 m thick) anticlines. Facies analysis allowed the identification of thirteen lithofacies, which were grouped in three main lithofacies associations: (A) deep lacustrine, (B) sub-litoral lacustrine, and (C) shallow lacustrine. The later association consists of four sub-associations: C1 (carbonatic lake), C2 (distributary channels), C3 (distributary mouth bar) and C4 (interdistributary bay). Incomplete shallowing-upward cycles are common in both study areas, evidencing sedimentary progradation.

Total and spectral gamma-ray (GR) measurements were obtained using a hand-held device. In Sierra Silva the shape of the U and total GR logs is similar, reflecting that minerals containing U are responsible of most of the emissions of this rocks; diagenetic enrichment of U occurred in a 4,5 m thick section, with measurements up to 500 ppm of U (378 g/tn de U₃O₈). At Codo del Senguerr, Th and K measurements in fine-grained rocks display better correlation with the total GR log than U, evidencing a different source of radioactive minerals. Integration of sedimentology and gamma-ray measurements bring data and lithological correspondences that could be useful for regional correlations and subsurface facies models.

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El inicio de la sedimentación del Grupo Chubut (Lesta y Ferello 1972) o "Chubutiano (Feruglio 1949; Hechem *et al.* 1990) de la cuenca del Golfo San Jorge se caracteriza por la conformación de un extenso sistema lacustre cuyos depósitos se incluyen en la formación Pozo D-129 (Lesta 1968), con una distribución areal en subsuelo que excede los 150.000 km² y 1.500 m de potencia. La formación

Pozo D-129 conforma la principal roca generadora de los hidrocarburos que se alojan en las formaciones Castillo y Bajo Barreal (Figari *et al.* 1999; Jalfin *et al.* 1999), y su distribución de facies a escala regional indica proveniencia de los materiales clásticos desde el Macizo Nordpatagónico al Norte y desde la región del Deseado al Sur (Figari *et al.* 1999). El escenario paleogeográfico completo de las redes de drenaje que alimentaban a la formación Pozo D-129 desde el Norte ha sido reconocido por Allard *et al.* (2013), quienes demostraron que las formaciones Los Adobes, Matasiete y Pozo D-129 conformaban un único sistema depositacional; los sistemas de drenaje de la formación Los Adobes (Codignotto *et al.* 1978) en el extremo sur de la cuenca de Cañadón Asfalto drenaban hacia el sur y gradaron lateralmente a los sistemas fluviales de la formación Matasiete (Sciutto 1981; Galeazzi 1989; Paredes *et al.* 2007), que desembocaban directamente en el lago de la formación Pozo D-129.

La distribución regional de la unidad se ha establecido integrando información de sísmica de reflexión, datos de perfiles de pozo y muestras de roca, y ha sido compilada en trabajos previos (ej Fitzgerald *et al.* 1990; Figari *et al.* 1999; Hechem y Strelkov 2002); su estratigrafía física se ha realizado en subsuelo (Clavijo 1986) y consiste de cuatro secciones informales de distribución regional. De estas, la sección superior, de aproximadamente 300 metros, está integrada por tobas blancas con areniscas, escasos grainstones oolíticos y areniscas tobáceas depositadas en ambiente

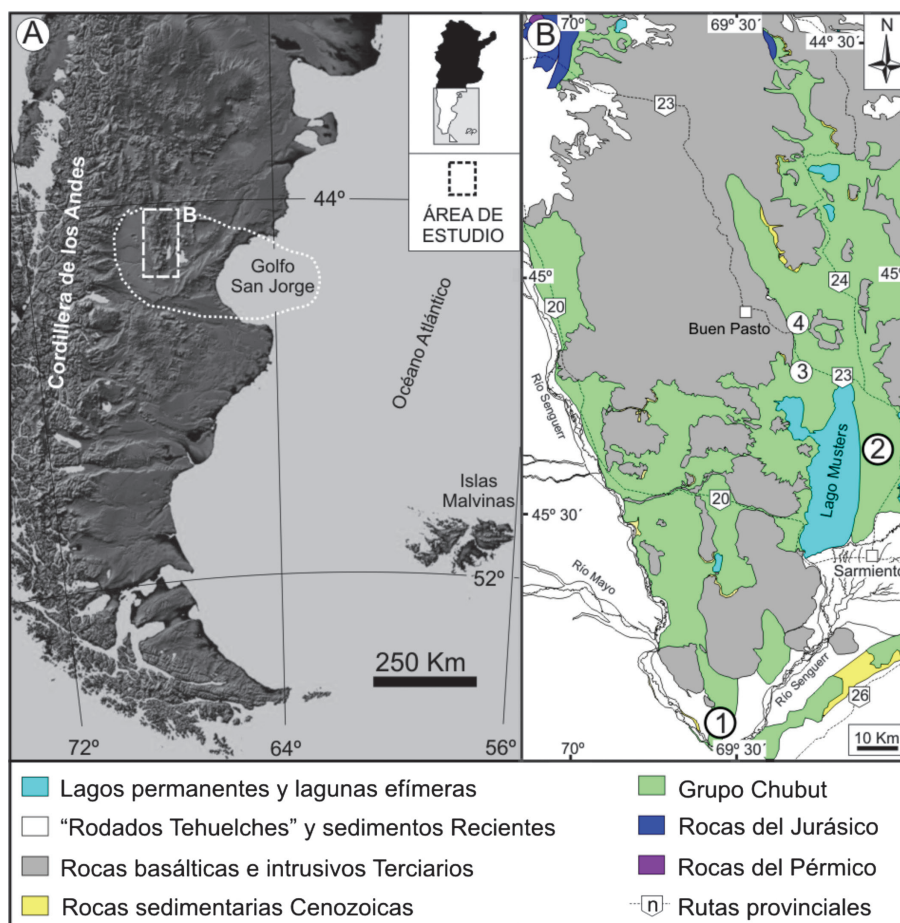


Figura 1. (a) Mapa de ubicación de la cuenca del Golfo San Jorge y (b) afloramientos de la formación Pozo D-129 en la Sierra de San Bernardo. Claves: (1) anticlinal del Codo del Senguerr, (2) Anticlinal de la Sierra Silva, (3) Extremo norte de la Península Baya, (4) Cañadón Matasiete. En esta contribución se analizan las localidades 1 y 2.

marginal a fluvio-deltaico (Clavijo 1986). Se han interpretado condiciones de anoxia en diferentes tramos de la unidad, basadas en la presencia de arcillitas laminadas conteniendo pirita, color oscuro y ausencia de bioturbación (Van Nieuwenhuise y Ormiston 1989).

Pese a su amplia distribución en subsuelo, solo se reconocen afloramientos de la formación Pozo D-129 en tres localidades de la Sierra de San Bernardo: anticlinal del Codo del Senguerr (140 m), Sierra Silva (43 m) y Península Baya-Cañadón Matasiete (~100 m) (Figuras 1 y 2). Los primeros afloramientos identificados de la formación Pozo D-129 (Hechem *et al.* 1987b) corresponden a los expuestos en el cerro Chenques de la Sierra Silva, y los ubicados al sur del Cañadón Matasiete (Hechem *et al.* 1987a); en esta última localidad se reconoce que la formación Pozo D-129 se intercala en la parte media de la formación Matasiete, confirmando el engranaje lateral entre las facies lacustres y fluviales del margen de cuenca (Sciutto 1981; Hechem y Strelkov 2002). Aunque se dispone de abundante y dispersa información sedimentológica de la formación Pozo D-129, la mayoría de los estudios son de carácter confidencial o analizan sectores discretos de los yacimientos del subsuelo, y el estudio sedimentológico de los afloramientos de la formación Pozo D-129 ha sido abordado de manera general (Paredes 2009). Paredes *et al.* (2007) reconocen en la sucesión lacustre asociaciones de facies de lago profundo y somero, y facies de calizas oolíticas. Evidencias presentadas por varios autores sugieren un rango Hauteriviano-Aptiano para la formación Pozo D-129 (Archangelsky y Seiler 1980; Cortiñas y Arbe 1981; Laffite y Villar 1982; Archangelsky *et al.* 1984 y Fitzgerald *et al.* 1990). La presencia de caparzones de ostrácodos, utrículos y girogonites de carófitos recuperados en la Sierra Silva (Asociación de *Flabellochara harrisi*) le asigna a la formación Pozo D-129 una edad aptiana o muy próxima a dicha edad (Hechem *et al.* 1987b). Los palinomorfos exclusivamente continentales recuperados del subsuelo se asignaron (Archangelsky *et al.* 1984) a la biozona de Intervalo *Tectifera-Corrugatus* y a la zona *Antulsporites-Clavatipollenites*, de edad barremiano-aptiana. Fitzgerald *et al.* (1990) reconocen tres secuencias sísmicas en la formación Pozo D-129, citando la edad barremiana y más vieja para las dos primeras y aptiana a barremiano-aptiana para la secuencia superior. La sección cuspidal aflorante en el cerro Chenques suministró una palinoflora dominada por *Classopollis* y colonias de *Botryococcus*, con presencia de angiospermas primitivas (Vallati 1996), y polen de asociaciones paleoflorísticas paleoecuatoriales y australes, que permiten asignar la asociación al Barremiano? - Aptiano temprano (Vallati 2013).

Este estudio analiza la sucesión epiclástica-volcaniclástica cuspidal de la formación Pozo D-129 aflorada en el núcleo del anticlinal del Codo del Senguerr (45°57'40"S, 69°33'24"O) y de la Sierra Silva (45°17'38"S, 69°01'02"O) (Figura 2). El objetivo de la investigación es reconstruir la evolución paleoambiental de la sucesión lacustre, caracterizar las relaciones entre litología y lecturas de Rayos Gamma Total y Espectral, y buscar relaciones entre facies-logfacies y el desarrollo de porosidad en las facies volcaniclásticas que la constituyen. Sus resultados son útiles como un análogo de procesos y depósitos equivalentes en el subsuelo de la cuenca del Golfo, con implicancias para exploración y desarrollo de yacimientos convencionales de gas y petróleo.

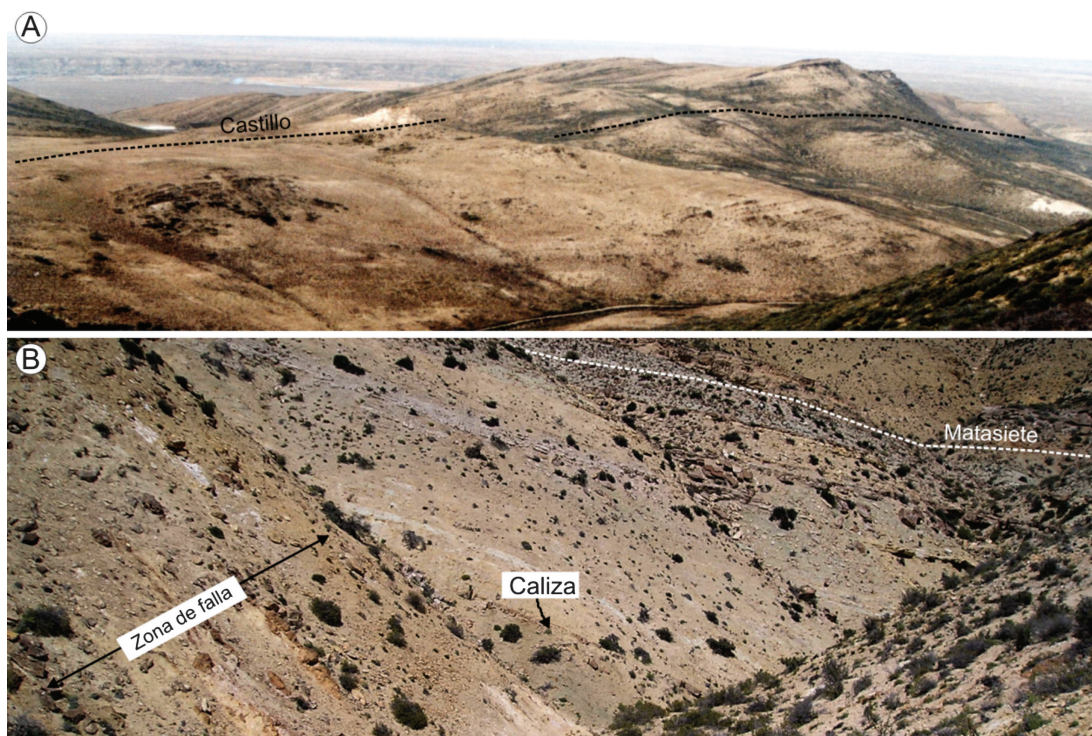


Figura 2. Afloramientos de la formación Pozo D-129. En el Codo del Senguerr (a) la unidad está cubierta por la tobas blancas de la formación Castillo, en tanto en el cerro Chenques (b) se reconoce un contacto gradual a limoarcillitas rojas de la formación Matasiete.

MATERIALES Y MÉTODOS

La conformación de un marco estratigráfico de alta resolución en la formación Pozo D-129 está sustentada por el levantamiento de secciones estratigráficas a escala 1 = 50 siguiendo metodologías clásicas (Reineck y Singh 1973; Walker y James 1992), y por la adquisición de perfiles de Rayos Gamma Espectral (SGR) utilizando el dispositivo portátil RS-125, con una separación entre mediciones de 50 centímetros. En cada ubicación de muestreo se determinó el valor de K (%), Th (ppm) y U (ppm) luego de un tiempo de estabilización del conteo de dos (2) minutos. Utilizando el dispositivo en el modo Espectral se obtienen de forma discreta valores de GR total que están en ppm; esta unidad difiere de las unidades de registración de pozos de subsuelo (cps), pero es suficiente para comparar las tendencias en las mediciones de GR total y SGR entre los datos de subsuelo y afloramiento. Una vez confeccionadas las secciones estratigráficas, se obtuvieron lecturas de GR total (cps) deslizando el dispositivo a no más de 10 cm del terreno y desplazándose a velocidad constante entre horizontes característicos de la unidad; se obtiene de esta forma un perfil expeditivo continuo en exposiciones de baja calidad.

Se realizaron estudios petrográficos de arenitas y tobas vítreas con microscopio óptico petrográfico. La toma de muestras para la realización de las secciones delgadas se realizó en muestras orientadas perpendiculares a la estratificación y en las areniscas de forma paralela al flujo, buscando

do la relación entre la composición primaria de la roca, su textura y la distribución de porosidad. La porosidad visual se determinó a partir de microfotografías de secciones delgadas impregnadas; la cuantificación de los valores de porosidad se realizó fotografiando secciones delgadas impregnadas con el *software ImageJ*, que permite el cálculo del área ocupada por los poros impregnados en relación al área de la fotografía y la expresa en porcentaje.

SEDIMENTOLOGÍA

Las relaciones generales de la formación Pozo D-129 en afloramientos de la Sierra de San Bernardo han sido previamente establecidas (Hechem *et al.* 1987a,b, 1990; Hechem y Strelkov 2002; Paredes *et al.* 2007; Paredes 2009), destacando que en afloramientos de Península Baya-Cañadón Matasiete y en el Cerro Chenques la sucesión lacustre está cubierta por la formación Matasiete, en tanto que en el Codo del Senguerr la sobreyace la formación Castillo (Figura 3).

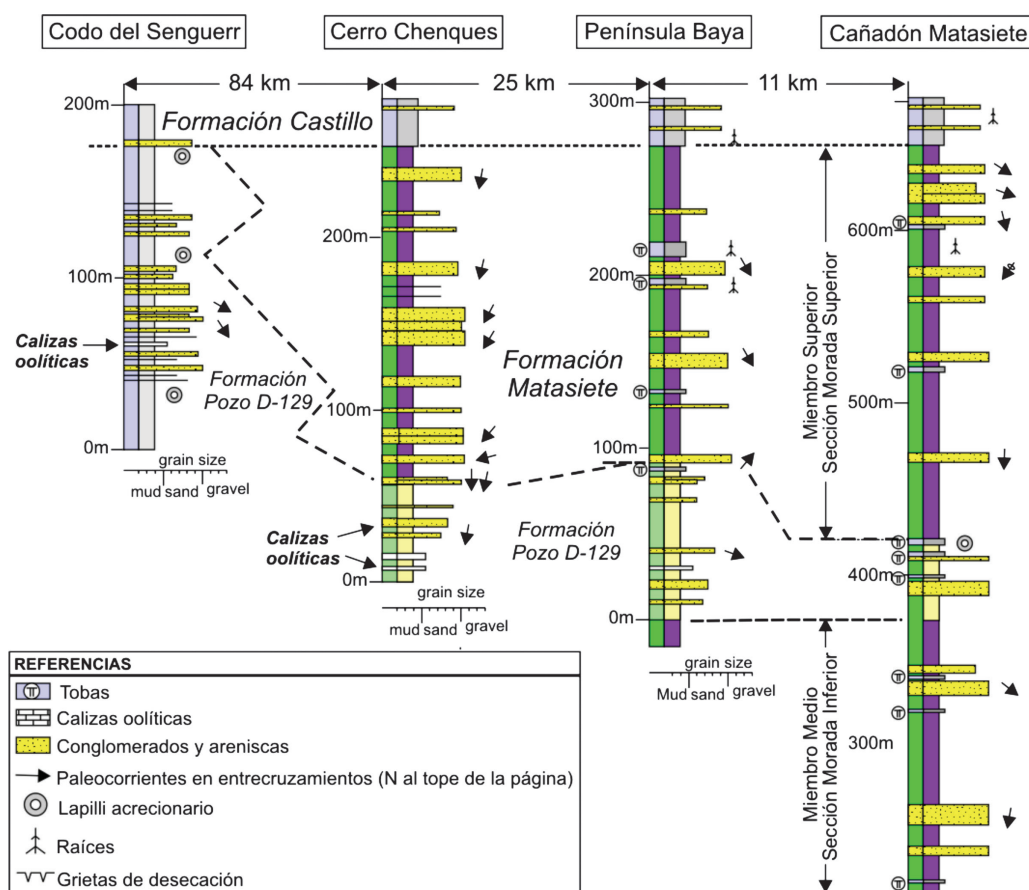


Figura 3. Secciones estratigráficas de la formación Pozo D-129, y su relación de engranaje lateral con la formación Matasiete en el área de Península Baya-Cañadón Matasiete. En esta contribución se analizan los afloramientos del Codo del Senguerr y del Cerro Chenques.

Nombre de la litofacies. Descripción.	Interpretación
LF1. Calizas oolíticas. Base neta plana, potencia inferior a 50 cm. Ooides sub-circulares, diámetro entre 0,8 y 1,8 mm, macizos o con bandeamiento concéntrico. Los estratos pueden presentar estratificación paralela. (Fig. 4a,b)	Precipitación química en un lago somero de baja energía, aguas bien oxigenadas y con exceso de sales alcalinas (Link y Osborne 1978). Transporte como carga de fondo.
LF2. Tobas o arcillitas tobáceas macizas o laminadas. Tobas vítreas tamaño ceniza fina o limoarcillitas tobáceas blancas, grises o verdes. Base neta plana no erosiva, sin gradación granulométrica; en sectores alternancia rítmicas de capas macizas y laminadas. Sin bioturbación.	Decantación gravitacional a partir de suspensión (Fisher y Schmincke 1984). La ceniza se aporta por erupciones Plinianas derivadas de áreas distales o por retrabajo tractivo en medio subácueo (Todd 1996).
LF3. Limoarcillitas tobáceas grises con fragmentos de carbón. Base neta plana, potencia de < de 30 cm. Troncos o madera carbonizada en planos sub-horizontales o desordenados. Sin bioturbación. (Figs. 4e y 5b)	Decantación a partir de suspensión en un micro ambiente reductor. La falta de bioturbación y preservación de materia orgánica sugieren anoxia (Basilici 1997).
LF4. Areniscas medianas o finas macizas. Base neta plana o erosional, y potencia variable entre pocos cm y decenas de cm. Sin gradación granulométrica, con intraclastos tobáceos de hasta 5 mm. Asociados a otras facies clásticas, frecuentemente gradan en la vertical a LF5 o se presentan como estratos aislados asociados a LF2.	Flujos gravitatorios subácueos, en ocasiones sedimentación canalizada en estadios de alta descarga (Jones y Rust 1983). Los estratos asociados a LF2 son detritos retrabajados por tormentas y resedimentados a partir de suspensión (Koniger y Stollhofen 2001).
LF5. Areniscas finas con laminación paralela. Base gradacional desde litofacies clásticas o interestratificada con LF2. Láminas planares paralelas o que se cortan con bajo ángulo, con variaciones de potencia entre láminas, sin gradación granulométrica. Clastos de hasta 0,5 cm.	Transporte tractivo en condiciones de alto régimen de flujo (Mazumder 2003), o rápida reducción de la energía de un flujo acuoso y decantación de la carga en suspensión (Allen 1982).
LF6. Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa. Base erosiva o gradacional desde facies LF8. Sets con amplitud < a 30 cm, foresets de ~10°. Selección pobre.	Migración de dunas subácueas tridimensionales en condiciones de bajo régimen de flujo (Todd 1996).
LF7. Areniscas medianas a finas con ondulitas simétricas y asimétricas. Base gradacional desde otras litofacies clásticas. En el techo de estratos arenosos laminados o interestratificado con LF2. Amplitud de hasta 2 cm y longitud de onda inferior a 15 cm. (Fig. 5d)	Migración de formas de fondo asociadas a flujos acuosos, diluidos, unidireccionales u oscilatorios (Miall 1996); en ocasiones asociados a flujos no encauzados (Handford 1982)
LF8. Conglomerados finos macizos. Base neta erosional, sin gradación interna o gradación normal. Potencia inferior a 110 cm. Clastos desordenados, en ocasiones fragmentos de material carbonoso.	Asociado a flujos acuosos diluidos, turbulentos y de alta energía, con alta proporción de carga en suspensión (Nemec y Steel 1984).
LF9. Calcarenitas/ooides retrabajados. Estratos tabulares de base neta plana o erosiva, y potencia inferior a 120 cm. Macizos o con estratificación horizontal o entrecruzada. La proporción de ooides se reduce en la vertical.	Transporte de sedimento carbonado y epiclástico como carga de fondo (Heller et al. 1980) y deposición asociada a la desaceleración de flujos turbulentos.
LF10. Areniscas medianas con estratificación convoluta. Desarrollada en areniscas medianas con estratificación paralela o entrecruzada en artesa. (Fig. 4f)	Licuefacción y/o fluidización del sedimento sedi-consolidado, debido a escape del fluido intersticial (Allen 1977).
LF11. Tobas blancas/grises intensamente bioturbadas. Trazas horizontales o verticales, con relleno de similar composición a la roca hospedante. <i>Skolithos</i> , <i>Planolites</i> y <i>Taenidium</i> . (Fig. 5f)	Las trazas identificadas pertenecen a la icnofacies de <i>Scoyenia</i> y se reconocen en lagos abiertos y cerrados, efímeros o perennes (Buatois y Mángano 1998).
LF12. Tobas con lapilli acrecionario (chalazolitas). Identificados en el Codo del Senguerr. Agregados de ceniza concéntrica de hasta 7 mm, carecen de anillos concéntricos. Sin soldamiento. Asociados a estratos bioturbados, y a areniscas con ondulitas simétricas (Fig. 5i)	Lluvias contemporáneas con eventos de dispersión de depósitos piroclásticos de caída (Schumacher y Schmincke 1995). Formada en barreales intermitentemente expuestos; los agregados se deshacen en medio subácueo.
LF13. Areniscas con estratificación "hummocky". Areniscas medianas-finas, base neta plana y techo ondulante (Fig. 5e), potencia < a 50 cm. Internamente sets de láminas paralelas o de bajo ángulo. Interestratificada con LF2.	Flujos combinados asociados a eventos de tormenta por debajo del nivel de olas de buen tiempo. Greenwood y Sherman (1986)

Tabla 1. Litofacies sedimentarias identificadas en la formación Pozo D-129.

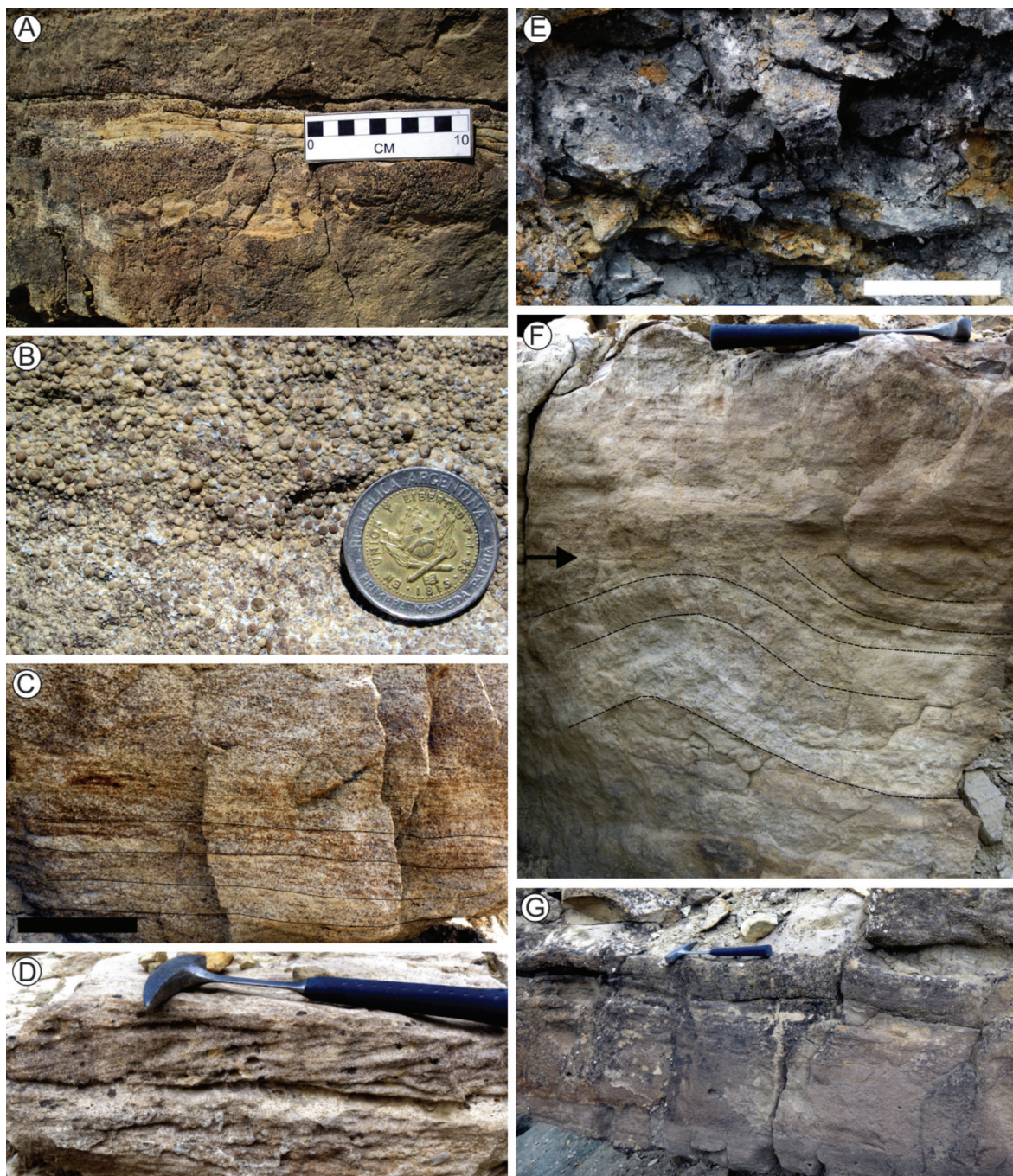


Figura 4. Litofacies de la formación Pozo D-129 en el Cerro Chenques. (A) Calizas oolíticas (Litofacies 1) (B) Detalle de los ooides. La moneda mide 13 mm. (C) Areniscas con laminación paralela. La barra mide 5 cm (Litofacies 5). (D) Areniscas medianas con estratificación entrecruzada en artesa en vista paralela al flujo (Litofacies 6). El martillo mide 28 cm de largo. (E) Limoarcillitas grises con fragmentos desordenados de carbón. La barra mide 3 cm (Litofacies 3) (F) Areniscas medianas con estructura convoluta. El martillo mide 28 cm (Litofacies 10) (G) Calcarenitas con laminación paralela (Litofacies 9). El afloramiento corresponde a la Sección Media del perfil, donde se reconoció la anomalía de uranio.

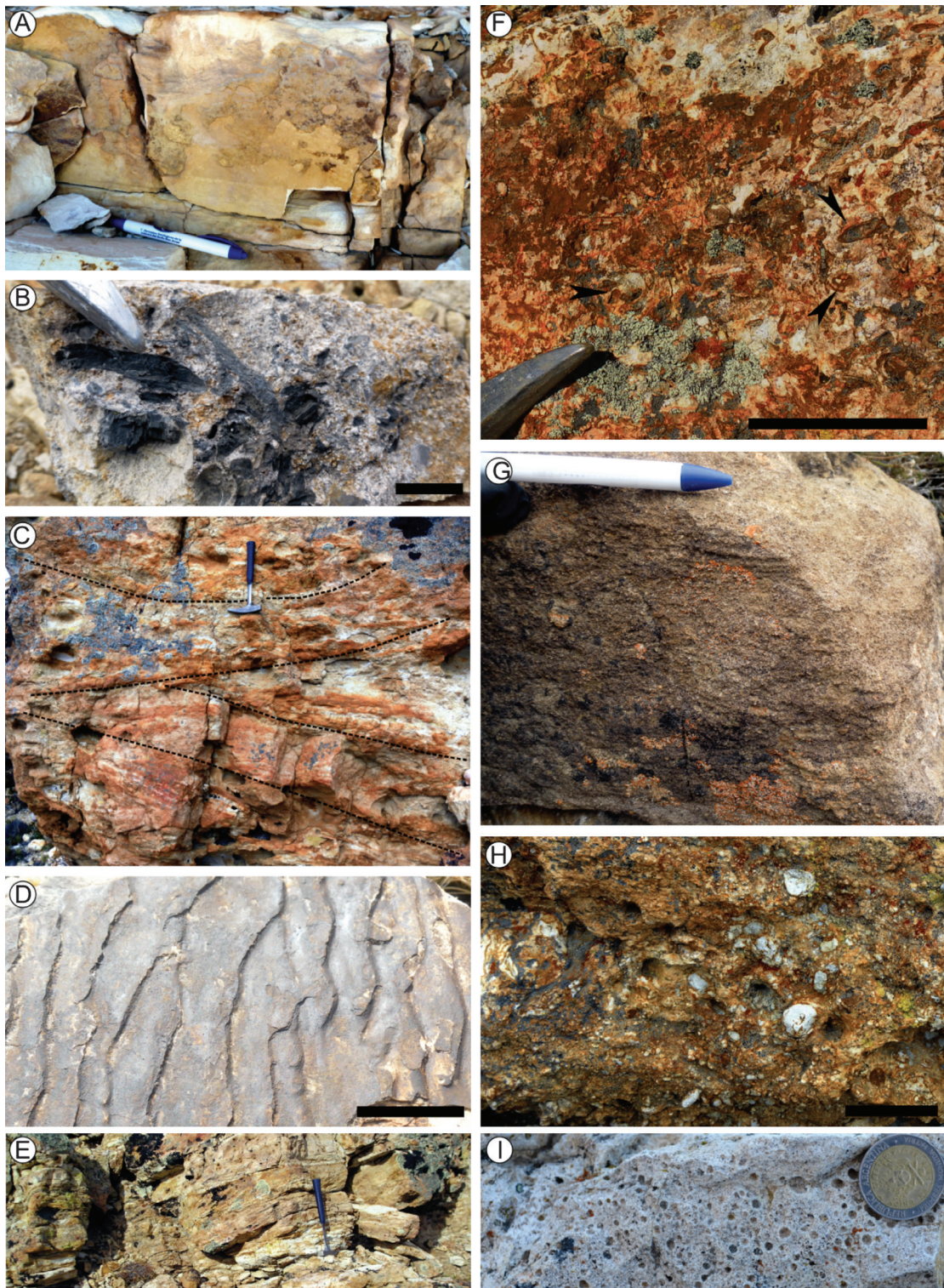


Figura 5. Litofacies de la formación Pozo D-129 en el Codo del Senguerr (A) Tobas macizas y tobas laminadas (Litofacies 2). El lápiz mide 13 cm. (B) Areniscas finas tobáceas con fragmentos de carbón. La barra mide 3 cm (Litofacies 3). (C) Areniscas gruesas-medianas con estratificación entrecruzada en artesa (Litofacies 6) (D) Areniscas finas con ondulitas asimétricas. La barra mide 2 cm (Litofacies 7) (E) Areniscas con estratificación “hummocky” (Litofacies 13). (F) Tobas blancas con bioturbación intensa. La barra mide 5 cm, las flechas marcan la posición de tubos de vermes (Litofacies 11) (G) Areniscas con ooides re trabajados con estratificación entrecruzada en artesa. El lápiz mide 13 cm (h) Conglomerados finos macizos. La barra mide 5 cm (Litofacies 8) (i) Tobas con lapilli acrecionario (Litofacies 12)

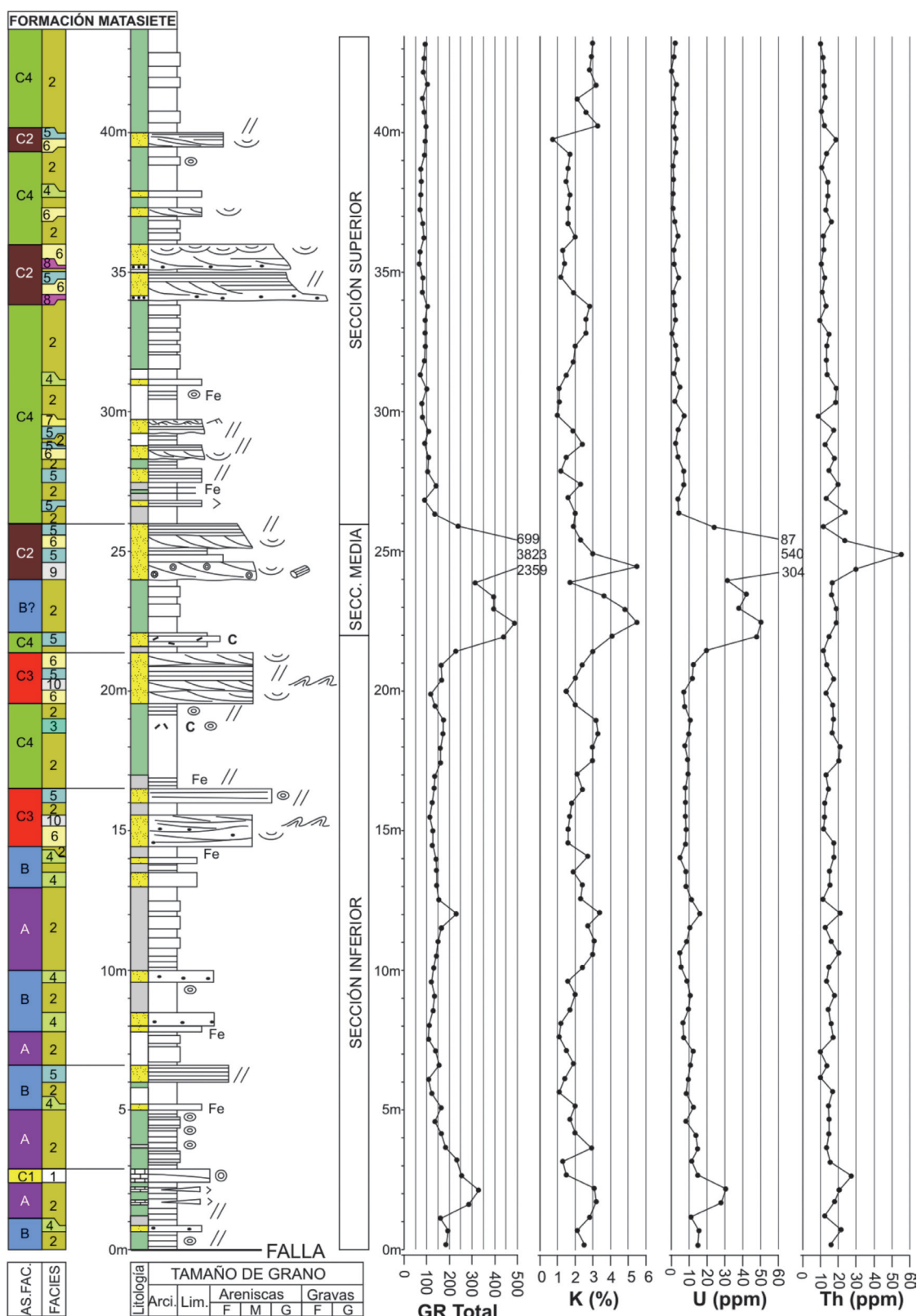


Figura 6. Sección estratigráfica de la formación Pozo D-129 en el Cerro Chenques. El registro de SGR permite dividir a la sección en tres secciones informales, con una zona central (entre 22 y 25,50 m) con lecturas de GR total que superan los 3800 ppm. Se indican las facies y asociaciones de facies siguiendo la codificación numérica del texto.

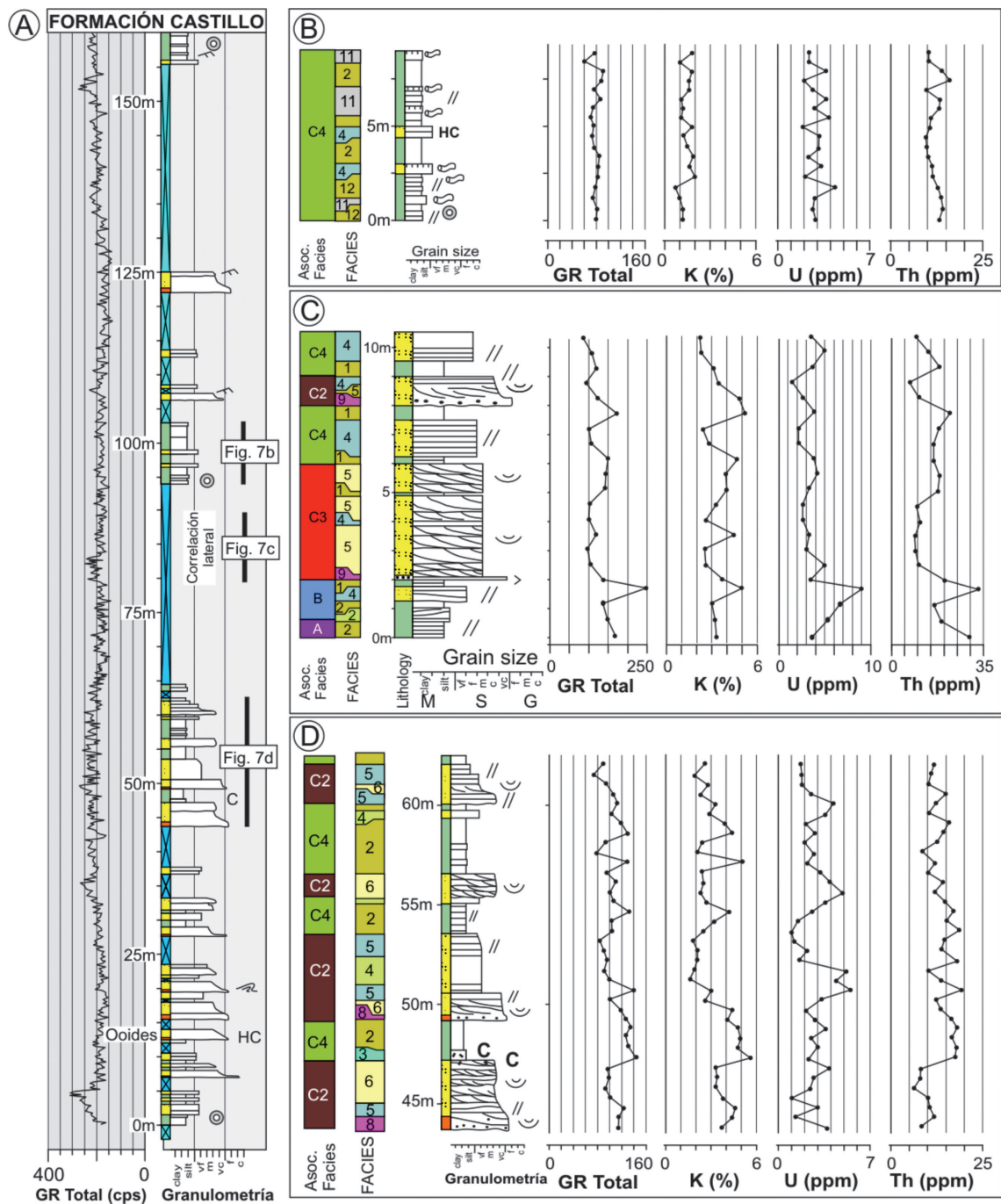


Figura 7. Sección estratigráfica de la formación Pozo D-129 en el Codo del Senguerr y perfil completo de GR total. A la derecha se presentan tres secciones parciales de la unidad con la caracterización de facies y asociaciones de facies, y los registros de rayos gamma espectral.

Asociaciones de litofacies

La sucesión analizada permite la identificación de tres asociaciones de litofacies, que se interpretan como (A) lacustre profundo – *offshore*; (B) lacustre sub-litoral, (C) lacustre somero, con

sub-asociaciones (C.1) litoral carbonatado, (C.2) canales distributarios, (C.3) barras de desembocadura, y (C.4) bahía interdistributaria.

Asociación de litofacies A: lacustre profundo. La asociación está integrada por tobas finas macizas o laminadas (LF2) que se inter-estratifican con arcillitas grises a verdes con restos de carbón (LF3). Carece de evidencias de actividad orgánica. Su registro es variable desde paquetes de decenas de centímetros hasta una decena de metros, aunque es común que la calidad de sus afloramientos sea mala. Contiene concreciones pequeñas de carbonato de calcio y concreciones de sílice.

Interpretación: Estos depósitos se acumularon en un ambiente lacustre de baja energía y escasa circulación debido a su granulometría muy fina, preservación de laminación fina, geometría continua y relaciones con otras asociaciones de litofacies. Indica decantación episódica de arcillas y ceniza fina a partir de suspensión en aguas quietas. Su coloración gris a verde, y la ausencia general de bioturbación son consecuencia de anoxia debido a estratificación permanente de las aguas del lago (Picard y High 1981; Duck 1986; Hamblin 1992). La falta de estructuras sedimentarias formadas por acción del oleaje y de asociaciones de trazas fósiles típicas de ambientes lacustres costaneros (ej icnofacies Scoyenia de Buatois y Mangano 1998) se considera una evidencia indirecta de un ambiente lacustre abierto, alejado de la costa y de las zonas que proveen aporte clástico.

Asociación de litofacies B: lacustre sub-litoral. La asociación está integrada por la alternancia de estratos delgados de arcillitas grises/verdes (LF3) o tobas verdes (LF2) con estratos delgados de areniscas medianas a finas macizas o laminadas (LF5) o conteniendo estratificación entrecruzada en artesa (LF6), que conforman sucesiones heterolíticas sin tendencia vertical definida. Las areniscas tienen espesores de cm a decenas de cm y geometría lenticular, con base neta plana y techo convexo, y pueden tener gradación granulométrica normal definida a partir de la disminución del tamaño de los intraclastos tobáceos en la vertical. Las litofacies finas y gruesas carecen de evidencias de actividad orgánica.

Interpretación: La asociación se preservó en un ambiente en el que alternaban procesos de decantación de partículas finas con corrientes tractivas que transportaban areniscas. Los estratos arenosos se formaron por flujos acuosos diluidos de alta energía, como se evidencia por su contacto basal abrupto, su distribución granulométrica, la presencia de intraclastos de arcillitas/tobas y la presencia de estructuras tractivas formadas en el campo de transición al alto régimen (ej estratificación entrecruzada de bajo ángulo asociada a láminas planares y paralelas) (Harms *et al.* 1982). Algunos estudios en medios lacustres (Basilici 1997) han interpretado los depósitos de areniscas con láminas planares y entrecruzadas de bajo ángulo en sucesiones heterolíticas como estructura *hummocky*, producida por la interacción de flujos oscilatorios de alta energía con el sustrato. La ausencia de bioturbación y de fósiles bentónicos se atribuye a deposición rápida y/o al desarrollo de condiciones anóxicas en la interfaz agua-sedimento.

Asociación de litofacies C.1: lacustre litoral carbonático. La sub-asociación se reconoce in situ en el Cerro Chenques (Figura 6). Consiste de carbonatos oolíticos con matriz tobácea y cementación silícea, en estratos aislados que alcanzan 50 cm de potencia (LF1). La asociación se reconoce también retrabajada en las dos localidades estudiadas, conformando paquetes de hasta 1,50 m de potencia, con calcarenitas de base neta plana o erosional, estructuras tractivas y variación en la proporción de ooides en la vertical (LF9), con cantidades variables de líticos de rocas ígneas y cuarzo detrítico.

Interpretación: La presencia de calizas oolíticas en ambientes lacustres indica un ambiente litoral con influencia de oleaje, tales como barras lacustres, barreras, o líneas de costa carbonatadas (Keighley *et al.* 2003). Estudio experimentales (Heller *et al.* 1980) indican que ooides que exceden 0,6 mm de diámetro se transportan como carga de fondo. Los *grainstones* oolíticos en sucesiones canalizadas con participación de fragmentos clásticos o piroclásticos indican el retrabajo de barras carbonatadas o formas construccionales previas (Platt y Wright 1991).

Asociación C.2. Canales distributarios. La sub-asociación se identificó en las dos localidades estudiadas. El espesor individual de los canales varía entre 70 cm y 1,8 m de potencia, en ocasiones conformando apilamientos agradacionales que superan 4 metros. Mayormente consisten de una sucesión con base neta erosiva y tendencia granodecreciente. Se caracteriza por presentar un residuo basal de conglomerados finos o sabulitas matriz o clasto sostén (LF8), con clastos subredondeados de hasta 4 cm, que verticalmente grada a areniscas medianas macizas (LF4) y estratos de areniscas medianas-finas con laminación paralela (LF5) o estratificación entrecruzada (LF6), las últimas dos conformando la mayor parte de la sub-asociación. Raramente contiene areniscas medianas a finas con ondulitas asimétricas y más raramente ondulitas simétricas (LF7) en la parte superior. Es frecuente el desarrollo de superficies de erosión internas de menor escala, que en general superponen estratos macizos a estratos laminados o entrecruzados. En ocasiones se reconocen oolitos mezclados con la fracción clástica.

Interpretación: La presencia de base erosiva, gradación granulométrica normal y sucesión vertical de litofacies sugieren un flujo canalizado en condiciones subácuas permanentes, y se interpreta como el registro de canales distributarios en una planicie deltaica lacustre. La depositación de los estratos macizos de esta sub-asociación tuvo lugar por flujos hiperconcentrados (Smith 1986) y de forma rápida, inhibiendo la formación de estructuras sedimentarias. La alternancia de estratos macizos con estratos laminados, y el desarrollo de superficies internas de erosión, indica variaciones temporales/laterales en la concentración de clastos en transporte, que permiten el desarrollo intermitente de condiciones de alto régimen de flujo en función de variaciones periódicas en la velocidad del flujo asociado y la carga en transporte (Lowe 1982; Ashley 1990). El incremento en la proporción de areniscas con estratificaciones entrecruzadas y ondulitas asimétricas en la vertical indica flujos enteramente turbulentos y que reducen su

velocidad, dando lugar a asociaciones granodecrecientes. Los estratos laminados ubicados en la parte superior de la sub-asociación probablemente representan la depositación a partir de suspensión de flujos turbulentos y desacelerantes (Glover y O'Beirne 1994). La abundancia de ondulitas asimétricas en relación a las simétricas evidencia que el depósito está mayormente relacionado con la presencia de flujos unidireccionales, y que no existió un retrabajo significativo del sedimento por flujos oscilatorios propios del lago. Estas condiciones son frecuentes en lagos con aguas muy turbias en los que el aporte principal se vincula a eventos de alta descarga (estacional-periódica), a la falta de vientos o a restricciones en la propagación de las olas debido a una combinación de tamaño, profundidad y orientación del lago en relación a los vientos predominantes (Fielding 1984).

Asociación C.3. Barras de desembocadura. La sub-asociación está representada en las dos localidades analizadas. Consiste de sucesiones clásticas de base neta plana que de base a techo contienen areniscas finas macizas (LF4), areniscas finas con laminación paralela (LF5) y areniscas medianas con estratificación entrecruzada (LF6); localmente las areniscas contienen ooides retrabajados (LF9). Los estratos individuales varían entre 50-130 centímetros; en el Codo del Senguerr las areniscas amalgamadas alcanzan espesores de más de 8 metros (Figura 7c). Ocasionalmente contienen lentes de areniscas o gravas finas macizas con fragmentos carbonosos (LF8) o areniscas con deformación convoluta (LF10). Las sucesiones son granocrecientes, e intercalan estratos delgados de tobas o arcillitas grises o verdes.

Interpretación: La sub-asociación se depositó por flujos acuosos predominantemente tractivos y que se hicieron progresivamente más intensos, sugiriendo progradación sedimentaria y some-rización (Fielding 1984). La base plana de los depósitos indica que la sedimentación no estuvo confinada, y la presencia de deformación sinsedimentaria implica que la superficie del sedimento estuvo sujeta a licuefacción o fluidización (Lowe 1975; Johnson 1977).

Asociación C.4. Bahía interdistributaria. La sub-asociación agrupa un conjunto de litofacies mayormente finas (LF2, LA3, LF4, LF7 y LF11) intercaladas entre litofacies clásticas gruesas asignadas a la Sub-asociación C.2 y C.3, y sucesiones heterolíticas finas asociadas (Figura 7b). Se caracteriza por tobas y limoarcillitas bioturbadas (LF11) con ocasional intercalación de areniscas conteniendo ondulitas asimétricas (LF7). Se incluye en esta sub-asociación a las tobas con lapilli acrecionario (LF12). El registro de limoarcillitas tobáceas bioturbadas (LF11) se encuentra mayormente concentrada en esta sub-asociación, y consiste mayormente de tubos verticales sin pared (*Skolithos*) y en menor medida tubos de vermes con disposición sub-horizontal (*Planolites*), con limitado desarrollo de tubos meniscados sub-horizontales (*Taenidium* sp.).

Interpretación: La alternancia de depósitos de esta sub-asociación con depósitos asignados a la sub-asociación C.2 (canales distributarios) y C.3. (barras de desembocadura) indica que se forma-

ron de forma marginal a los mismos, como lagunas someras interdistributarias. El predominio de litofacies finas indica que se preservó mayormente por decantación, con incrementos de energía asociados a flujos canalizados de pequeña escala y desbordes no confinados (Fielding 1984). La colonización del sustrato por organismos infaunales con baja diversidad indica la presencia de un cuerpo de agua oxigenado. La presencia de *Taenidium* sp. se atribuye al desplazamiento de invertebrados en sustrato desecados (Minter *et al.* 2007), un elemento que permitiría explicar la presencia de tobas con lapilli acrecionario durante estadíos de exposición subaérea intermitente del sustrato.

PETROGRAFÍA

Se realizaron secciones delgadas y descripciones con microscopio petrográfico a nicols paralelos y nicols cruzados, y una selección de las mismas se presenta en la Figura 8. De manera preliminar y de forma cualitativa, se definieron 4 microfacies en la unidad.

Microfacies 1: grainstone oolíticos

La microfacies 1 se identificó en el cerro Chenques, y se corresponde con la Litofacies LF1. Consiste de ooides sub-circulares con tamaños entre 0,8 y 1,6 mm de diámetro, mayormente sin núcleo o con núcleo detrítico de cuarzo. Pueden presentar bandeamiento con láminas micríticas concéntricas y silicificación de la pared externa del ooide. Es frecuente el reemplazo parcial a total de la textura original del ooide por microcuarzo (Figura 8a). El cemento está constituido por cristales de gran tamaño de calcita esparítica; el espacio poral está en sectores ocupado por calcita micrítica, ceolitas, microcuarzo, y por óxidos de hierro. La porosidad visual es inferior al 3%, mayormente de tipo intercristalina.

Microfacies 2: Calcarenitas líticas

La microfacies se ha identificado en las dos localidades analizadas, y representa una mezcla de componentes carbonáticos (ooides) y componentes silicoclásticos de grano medio a fino, equivalente a la Litofacies LF9. Los ooides son subesféricos y se han identificado ooides fragmentados y con bordes angulosos. El cuarzo y los granos líticos dominan la mineralogía detrítica de las areniscas; el contenido de plagioclasa (albita) es mayor al de feldespato potásico. Los granos de cuarzo son mayormente monocristalinos, con bordes angulosos o subredondeados; se reconocen granos policristalinos con mayor redondeamiento, presumiblemente de origen metamórfico. La población de granos líticos está dominada por fragmentos de rocas ígneas con textura pilotáxica

que caracteriza a las andesitas; en menor medida se reconocen fragmentos de tobas redondeadas a sub-redondeadas con cemento de cuarzo microgranular y minerales opacos con secciones basales cúbicas y alteración a óxidos de hierro (Figura 8b). Parches de cemento esparítico. La porosidad es intracristalina, asociada a disolución de ooides y de líticos; los valores de porosidad de las muestras seleccionadas están en el orden de 12 por ciento.

Microfacies 3: arenitas líticas

La microfacies 3 consiste de litoarenitas (Folk *et al.* 1970); son angulares a sub-redondeadas y de pobre-moderada selección (Figura 8c). Los fragmentos líticos son mayormente fragmentos volcánicos vítreos traslúcidos y fragmentos tobáceos reemplazados o disueltos parcial a completamente, seguidos por rocas volcánicas de composición intermedia con texturas porfíricas (fenocristales de plagioclasa en pasta afanítica) y de forma subordinada textura traquítica. La población detrítica cristalina está dominada por cuarzo, seguido en abundancia por plagioclasa y escasa proporción de feldespato potásico; en sectores opacos abundantes. Los cristales de cuarzo son sub-angulosos a subhedrales, mayoritariamente monocristalinos y tienen extinción normal; se reconocen de forma subordinada granos de cuarzo policristalino. Los líticos de feldespato se presentan en cristales sub-angulosos a sub-redondeados, con mayor frecuencia e intensidad de alteración en los primeros. El cemento dominante es calcita cristalina relleno de poros, y de forma subordinada zeolitas o mezclas de zeolitas con óxidos de hierro. La porosidad primaria no supera el 12 por ciento, pero asociada a disolución de matriz tobácea o a disolución o reemplazo de líticos tobáceos alcanza localmente el 35 por ciento.

Microfacies 4: Tobas vítreas

La microfacies 4 se caracteriza por ceniza volcánica fina (menor a 0,3 mm) con abundantes trizas cuspidas (en Y). De forma subordinada líticos de cuarzo monocristalino, traslúcido, subanguloso a anguloso y escasos cristales de plagioclasa. La matriz comúnmente presenta un reemplazo parcial a total por agregados cristalinos sub-microscópicos y comúnmente contiene óxidos de hierro, y ocasionalmente minerales opacos (Figura 8d,e). La porosidad está asociada a disolución de trizas vítreas, disolución de líticos y reemplazo de la matriz tobácea por una mezcla de arcillas y zeolitas; localmente porosidad asociada a microfracturas. Los valores de porosidad son muy variables, entre 1 y 30 por ciento; la mayoría de las muestras no superan el 10 por ciento. Las tobas vítreas representan depósitos piroclásticos de caída resedimentados dentro del lago con cantidades variables de intraclastos removilizados desde zonas costeras.

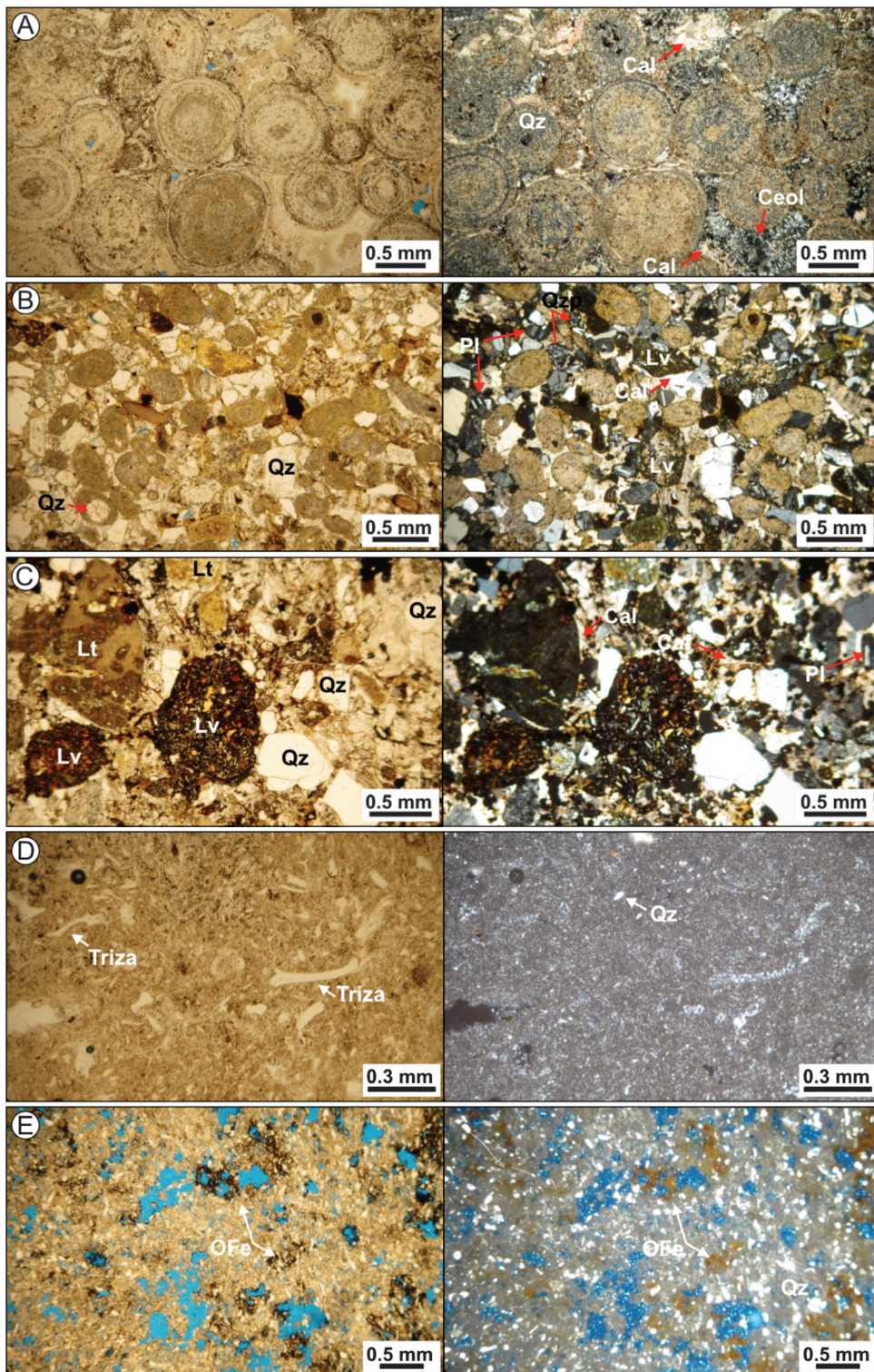


Figura 8. Detalle de las microfacies identificadas en la formación Pozo D-129. (a) *Grainstones* oolíticos. Notar el reemplazo parcial a total de los ooides por microcuarzo (Qz) y la reducción de porosidad por la formación de cementos de zeolitas (Ceol) y calcita (Cal). (b) Calcareenitas líticas. Notar la presencia de abundantes ooides y la ocurrencia de líticos de rocas volcánicas (lv) y cristales de plagioclasa (Pl). (c) Arenitas líticas. Se destaca la presencia de líticos tobáceos (Lt) y líticos de rocas volcánicas (Lv), cuarzo (Qz) y plagioclasa (Pl) de forma subordinada. El cemento dominante es calcita (Cal). (d) Tobas vítreas, con presencia de trizas vítreas y pequeñas cantidades de cristales de cuarzo (Qz) (e) Tobas vítreas con desarrollo de porosidad asociada a disolución de matriz tobácea.

ESCENARIO PALEOAMBIENTAL

Codo del Senguerr. Aunque la calidad de los afloramientos dificulta las interpretaciones sobre la evolución del paleolago, este afloramiento se diferencia del anterior por una mayor participación de ceniza volcánica, y alta proporción de depósitos clásticos de ambiente lacustre somero (canales distributarios y barras de desembocadura). En el afloramiento se han identificado todos los elementos que permiten caracterizar un sistema deltaico, aunque la principal limitación para entender su evolución es la pobre calidad de exposición de las facies finas. Se destaca la ocurrencia en tres posiciones del perfil (Figura 7) de tobas con lapilli acrecionario asociado a niveles piroclásticos finos intensamente bioturbados, que localmente se interstratifican con areniscas con ondulitas simétricas y asimétricas; el conjunto de rasgos indican condiciones muy someras de depositación y ocasional exposición subaérea en la etapa final de los ciclos somerizantes. De particular interés es la presencia de canales distributarios con impregnaciones de hidrocarburos, y la recurrencia de depósitos de barras de desembocadura y canales distributarios intercalados entre facies piroclásticas finas (Figura 9).

Cerro Chenques de la Sierra Silva. Las asociaciones de facies de la sección de 43 m del perfil permiten la identificación de sucesiones somerizantes, que culmina con la progradación de los depósitos fluviales de la formación Matasiete. Esta sucesión contiene idealmente asociaciones de ambiente lacustre profundo (A), lacustre sub-litoral (B), y lacustre somero (C); la sucesión se repite (ciclicidad) de forma incompleta a lo largo de la sección. En la Sección Inferior predominan asociaciones de ambiente lacustre profundo y sub-litoral, en ciclos de hasta una decena de metros, que hacia la parte alta de la Sección evoluciona a asociaciones de barras de desembocadura y de planicie interdistributaria con preservación de materia carbonosa en un ambiente palustre. La Sección Media consiste de asociaciones de planicie interdistributaria y de canales distributarios que retrabajan depósitos carbonáticos previos. En la Sección Superior la sedimentación se inicia con depósitos clásticos (canalizados y desconfiados) de grano fino y reducida potencia, que se interstratifican con facies finas de bahía interdistributaria. Los depósitos finos se hacen dominantes en la sección y hacia la parte superior del afloramiento se interstratifican con canales potentes y de granulometría gruesa que evidencian la proximidad de las áreas de desembocadura de los sistemas fluviales.

PERFILES DE RAYOS GAMMA TOTAL Y ESPECTRAL

Las interpretaciones sedimentológicas del perfil de SGR se basan en el diferente comportamiento geoquímico del K, Th y U en la naturaleza, y en su presencia en grupos minerales específicos. En medios sedimentarios, el K se concentra en las micas, arcillas micáceas (por ej illita), y los feldespatos sódicos y potásicos; el Th se encuentra en granos tamaño limo o arena de minerales pesados (monaci-

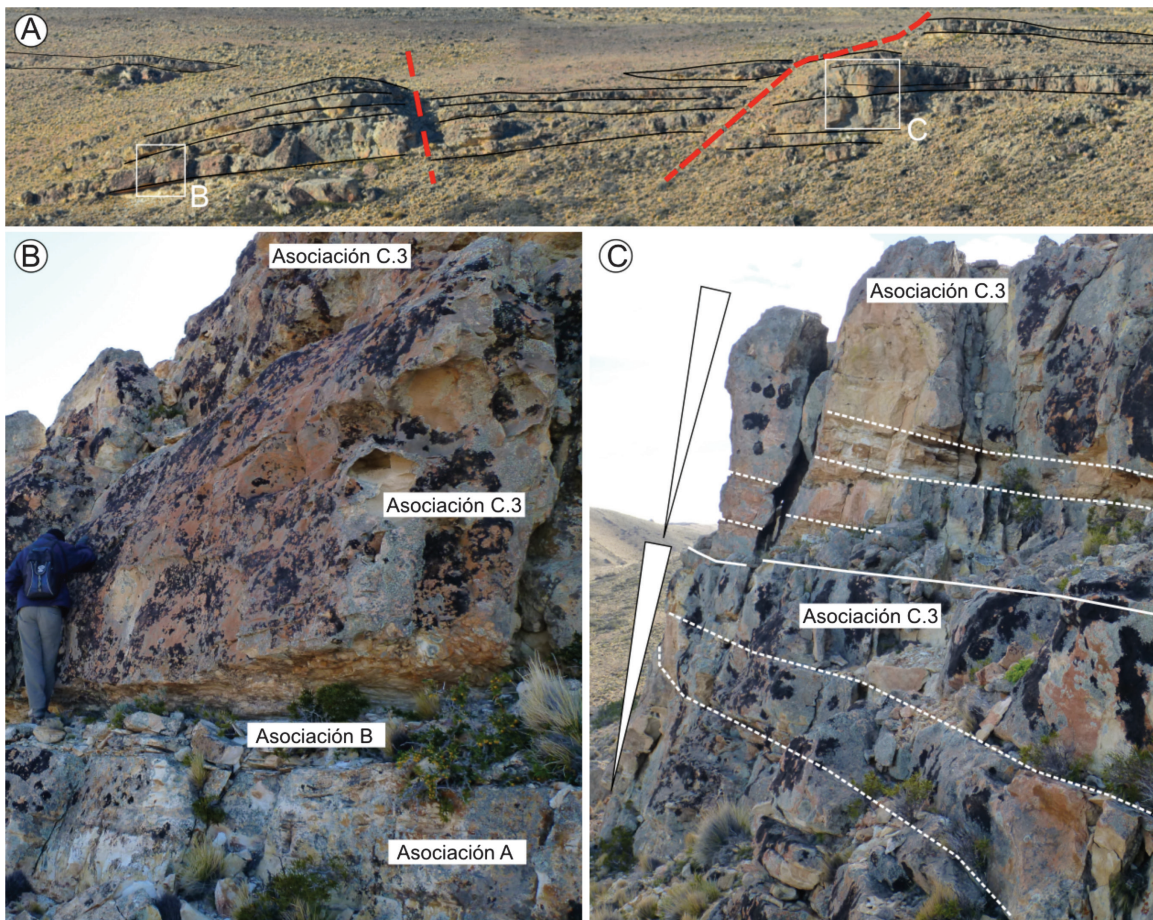


Figura 9. Asociación de barra de desembocadura (C3), identificada en el Codo del Senguerr. El afloramiento de (B) corresponde a la sección estratigráfica de la Figura 7.c.

ta, zircón), arcillas y micas, en tanto que el U se acumula en fosfatos, materia orgánica y en minerales que contienen uranio (Rider 1996). Los perfiles de GR total y Espectral se presentan en Figuras 6 y 7, y en esta sección se analizan los datos obtenidos para establecer relaciones estadísticas, patrones o tendencias en la distribución de K, U y Th, resumidas en la Tabla 2. En la misma se ha cuantificado de forma separada las relaciones estadísticas de GR total, K, U y Th obtenidas de conglomerados y areniscas (Facies LF4, LF5, LF6, LF7, LF8, LF9 y LF10, LF13) del registro de facies finas tobáceas y limoarcillitas (Facies LF2, LF3, LF11 y LF12) de la Sierra Silva y Codo del Senguerr.

Cerro Chenques de la Sierra Silva

Los datos de rayos gamma permiten la identificación de tres secciones informales, denominadas Sección Inferior, Sección Media y Sección Superior (Figura 6). La forma de las curvas de U y RG total son similares en las secciones Inferior y Superior, indicando que los minerales que contienen U son responsables de la mayoría de las emisiones de rayos gamma de estas rocas; este comportamiento queda reflejado por altos coeficientes de correlación entre U y RG total (Figura

10a). La Sección Media se destaca por sus altísimos conteos de RG total, con lecturas que puntualmente alcanzan 3800 ppm de GR total y 540 ppm de U. Los análisis geoquímicos realizados sobre una muestra de calcarenita de la Sección Media indican desequilibrio químico, por lo que parte de las lecturas realizadas con el espectrómetro portátil corresponden a Ra y Bismuto 214; sin embargo determinó una acumulación de U_3O_8 de 378 gramos/tonelada. Los valores de Th son comparables entre la sección Inferior y Superior (Tabla 2), valores que se duplican en la sección Media.

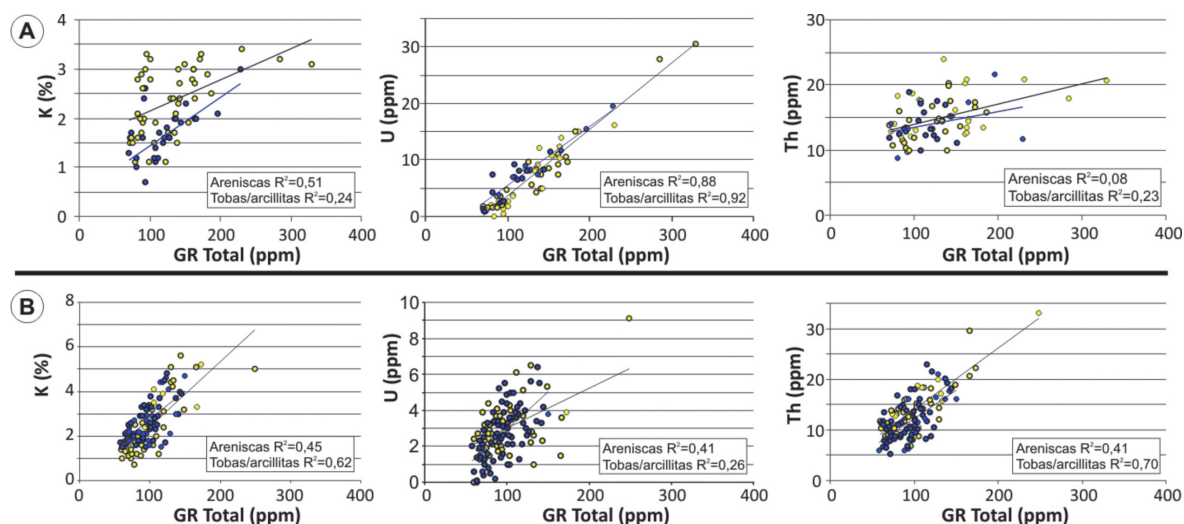


Figura 10. Relaciones entre K, U y Th versus GR total de arcillitas y tobas (círculos amarillos) y conglomerados y areniscas (círculos azules) de muestras pertenecientes a (A) secciones Inferior y Superior del Cerro Chenques, y (B) Codo del Senguerr. En (A) se han extraído los datos de la Sección Media; notar la fuerte correlación entre las lecturas de U y GR total, que indica que las lecturas de GR total en el cerro Chenques se deben mayormente a la presencia de U. En (B) las lecturas de Th y K presentan correlaciones altas con el conteo total de GR, y el U no contribuye significativamente.

UNIDAD ESTRATIGRAFICA SUB-AMBIENTE DEPOSITACIONAL	n	GR Total (ppm) media (StD)	K (%) media (StD)	U (ppm) media (StD)	Th (ppm) media (StD)
SIERRA SILVA (CO. CHENQUES)					
Sección Inferior (A) 22 m de potencia	44	159,3 (46,9)	2,2 (0,7)	11 (5,1)	15,7 (5,1)
Areniscas y conglomerados	15	139 (34,4)	1,79 (0,47)	9,66 (3,59)	14,45 (3,21)
Tobas y arcillitas tobáceas	28	167,3 (47,6)	2,46 (0,64)	11,51 (5,75)	15,92 (2,87)
Caliza oolítica	1	254,3	1,5	14,7	27,3
Sección Media (B) 4 m de potencia	8	1114,2 (1286,4)	3,8 (1,4)	142,8 (184,4)	24,2 (13,6)
Areniscas y conglomerados	3	1124,3 (1087,12)	3,17 (2,04)	141,23 (144,08)	23,50 (66,85)
Tobas y arcillitas tobáceas	5	1108,1 (1518,3)	4,2 (1)	143,7 (221,6)	24,9 (17,3)
Sección Superior (C) 17,5 m de potencia	35	90,3 (15,9)	1,9 (0,7)	2,7 (1,8)	13,7 (3,3)
Areniscas y conglomerados	10	83,65 (11,66)	1,44 (0,48)	3,28 (2,32)	12,80 (2,78)
Tobas y arcillitas tobáceas	25	93 (16,7)	2,1 (0,6)	2,4 (1,6)	14,1 (3,5)
CODO DEL SENGUERR					
Areniscas y conglomerados	85	93,3 (22,6)	2,57 (0,85)	2,67 (1,45)	11,54 (3,99)
Tobas y arcillitas tobáceas	56	99,7 (34,4)	2,41 (1,28)	2,99 (1,49)	13,94 (4,97)

Tabla 2. Contenidos de GR total, potasio (%), Uranio (ppm) y Torio (ppm) de la formación Pozo D-129 en el Cerro Chenques de la Sierra Silva y Codo del Senguerr.

Las concentraciones de K en las secciones Inferior y Superior son comparables, y dentro de las secciones presenta un comportamiento errático, sin que se diferencien variaciones en el contenido de K entre facies clásticas y las granulometrías finas (Tabla 2); los valores promedio de K, U y Th de tobas y arcillitas tobáceas son ligeramente mayores a las de conglomerados y areniscas, pero el solapamiento estadístico es tan marcado que la diferenciación utilizando umbrales no es posible. Los complejos de Th se consideran insolubles en solución acuosa (se solubilizan en medios ácidos o en presencia de ácidos húmicos) y se concentran durante la meteorización (Parkinson 1996); valores similares del contenido de Th en las secciones Inferior y Superior indicarían similar concentración de minerales hospedantes de Th a lo largo del perfil.

El U es más soluble que el Th en solución acuosa, y por tanto está sujeto a movilización durante el lavado (Fron del 1958); su solubilidad depende del Ph, se moviliza en condiciones oxidantes y precipita en medios reductores. El U se encuentra en un número importante de minerales de rocas sedimentarias, incluyendo arcillas, feldespatos, minerales pesados, fosfatos y materia orgánica; presentándose como granos detríticos o como cementos diagenéticos. Adicionalmente, puede ocurrir liberación del U disuelto en trizas vítreas y fragmentos pumíceos durante la diagénesis (Henry y Duex 1981), y estar enriquecido en relación a otros radioelementos en muestras con alto contenido de carbonato (Veizer 1983; Chung y Swart 1990).

En la Sección Media (Figura 6), el incremento identificado de todos los radioelementos en horizontes específicos sugiere que la concentración podría tener relación con migración de fluidos vinculados a la actividad de fallas (Ruffel *et al.* 2004) durante la etapa de inversión tectónica y exhumación de la Sierra Silva. Las fallas y zonas de falla contienen fluidos mineralizantes o minerales arcillosos (gouge fault) que favorecen la removilización de fluidos con temperaturas y quimismo diferente de la roca afectada, y por tanto tienen la capacidad de movilizar y concentrar K, U y Th (Sikka 1962). La asociación entre contenido alto de K-U-Th en la Sección Media y su proximidad a la zona de falla que limita los afloramientos de D-129 sugieren que el escenario geoquímico para la acumulación de U es diagenético, y no asociado a condiciones biogeoquímicas ocurridas durante la deposición de los depósitos lacustres.

Codo del Senguerr

De los 155 metros de columna correspondiente a la formación Pozo D-129 que afloran en esta localidad solo se ha caracterizado los contenidos de K-U-Th en 70 metros; el resto de la sección se encuentra cubierta. El perfil completo en el modo “Survey” muestra la tendencia general del GR total dentro de la unidad (Figura 7a), y los resultados de la discriminación de las mediciones en función de la litología descrita se presentan en la Figura 10b. Aunque los datos son orientativos, dado que más del 50% de la columna se encuentra cubierta, los conteos de RG total no presentan índices de correlación elevados con el conteo de U; elevados índices de correlación

se obtienen de las relaciones entre K-GR total y Th-GR total para las litologías finas, sugiriendo diferente contribución de los minerales radioactivos en la lectura de rayos *gamma* a los observados en el cerro Chenques.

CONCLUSIONES

La sección cuspidal de la formación Pozo D-129 (Aptiano) aflorada en el cerro Chenques y Codo del Senguerr ha permitido identificar trece litofacies sedimentarias que se pueden agrupar en depósitos de ambiente (A) lacustre profundo, (B) lacustre sub-litoral, y (C) lacustre somero, con sub-asociaciones carbonáticas (C.1), de canales distributarios (C.2), barras de desembocadura (C.3) y de bahía interdistributaria (C.4). Se identificaron ciclos somerizantes asociados a progradación del sistema de aporte, aunque los ciclos son mayormente incompletos; la presencia de facies piroclásticas finas conteniendo lapilli acrecionario evidencia que los ciclos somerizantes en ocasiones culminaban con la conformación de barreales con exposición subaérea. La realización de los perfiles de GR total y Espectral ha permitido confirmar la imposibilidad de diferenciar facies clásticas (areniscas y conglomerados) de arcillitas/tobas de la unidad en base a radioelementos; aunque en general las lecturas de todos los radioelementos son mayores en las facies finas, el solapamiento estadístico de las poblaciones es muy importante e impide la discriminación litológica. Elevados índices de correlación entre la curva de U y RG total indican que los minerales de U son los responsables de la mayoría de las emisiones de rayos gamma en el Cerro Chenques, aunque en Codo del Senguerr las lecturas de Th y K en litologías finas presentan mejores índices de correlación con la lectura de RG total que la relación U-RG total, sugiriendo diferentes fuentes de los minerales radioactivos. Contenidos de U que exceden los 500 ppm (378 gramos U₃O₈/tonelada) en un tramo de 4,5 m de potencia de Cerro Chenques se asocian a enriquecimiento diagenético, probablemente relacionado a migración de fluidos durante la etapa de levantamiento de la Sierra Silva en el Terciario medio.

AGRADECIMIENTOS

El Departamento de Geología de la UNPSJB brindó el apoyo logístico. El estudio ha recibido financiamiento del PI CIUNPAT 868 y del PICT 2012-1369. Se agradece especialmente a la CNEA (Delegación Regional Patagonia) por la realización de los análisis químicos de las muestras con alto contenido de uranio.

REFERENCIAS CITADAS

- Allard, J.O., Paredes, J.M., Foix, N., Giacosa, R.E., 2013. Utilización de análogos modernos para la reconstrucción paleogeográfica del sistema depositacional Los Adobes – Matasiete – Pozo D-129: potencial exploratorio de caracterizar las cabeceras fluviales. En: Paredes, J.M. y Foix, N. (Eds.) Resúmenes Primeras Jornadas Geológicas de la Cuenca del Golfo San Jorge, p. 19-20, Comodoro Rivadavia, Argentina.
- Allen, J.R.L., 1977. The possible mechanics of convolute lamination in graded sand beds. *Journal of the Geological Society of London*, 134: 19– 31.
- Allen, J.R.L., 1982. *Sedimentary Structures—Their Character and Physical Basis*. Elsevier, Amsterdam. 663 pp.
- Archangelsky, S., Seiler, J., 1980. Algunos resultados palinológicos de la perforación UN Oil OS-1 del SO de la Provincia del Chubut, Argentina. 2° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 5: 215-225.
- Archangelsky, S., Baldón, A., Gamero, J.C., Séller, J., 1984. Palinología estratigráfica del Cretácico de Argentina Austral. III. Distribución de las especies y conclusiones. *Ameghiniana*, 21:15-33.
- Ashley, G.M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 160-172.
- Basilici, G., 1997. Sedimentary facies in an extensional and deep-lacustrine depositional system: the Pliocene Tiberino Basin, Central Italy. *Sedimentary Geology*, 109: 73-94.
- Buatois L.A., Mangano, M.A., 1998. Trace fossils analysis of lacustrine facies and basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 140: 367-382
- Clavijo R., 1986. Estratigrafía del cretácico inferior en el sector occidental de la Cuenca Golfo San Jorge. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 9:15-32. Buenos Aires.
- Codignotto, J., F. Nullo, F., Panza, F., Proserpio, C., 1978. Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, provincia del Chubut, Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 471-480
- Cortiñas, J.S., Arbe, H.A., 1981. El Cretácico continental de la región comprendida entre los cerros Guadal y Ferrarotti, Departamento Tehuelches, Provincia del Chubut. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 359-372.
- Chung, G.S., Swart, P.K., 1990. The concentration of uranium in freshwater vadose and phreatic cements in a Holocene ooid bay: a method for identifying ancient water tables. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 735-746.
- Duck, R.W., 1986. Bottom sediments of Loch Tummel, Scotland. *Sedimentary Geology*, 47: 293-315.
- Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Vol. 2: 1-349. Buenos Aires.
- Fielding, C.R., 1984. Upper delta plain lacustrine and fluviolacustrine facies from the Westphalian of the Durham coalfield, NE England. *Sedimentology*, 31: 547-567
- Figari, E., Stelkov, E.E., Laffitte, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martinez, R., Villar, H., 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 197-237. Buenos Aires.

- Fitzgerald, M.G., Mitchum, R.M., Uliana, M.A., Biddle, K. T., 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *AAPG Bulletin*, 74: 879-920.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer, Berlin, 472 pp.
- Folk, R.L., Andrews, P.B., Lewis, D.W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature in use for New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 13, 937-968.
- Fronzel, C., 1958. *Systematic Mineralogy of Uranium and Thorium*. Bull. U.S. Geol. Surv., 1964, U.S. Govt. Printing Office, Washington.
- Galeazzi, J.S., 1989. Análisis de facies y paleocorrientes de la Formación Matasiete en la sección Sur del Cañadón homónimo: Sierra de San Bernardo, Chubut, Argentina. Msc. Thesis, UBA. Buenos Aires, Argentina, pp. 182.
- Glover, V.W., O'Beirne, A.M., 1994. Anatomy, hydrodynamics and depositional setting of a Westphalian lacustrine delta complex, West Midlands, England. *Sedimentology*, 31: 115-132.
- Greenwood, B., Sherman, D.J., 1986. Hummocky cross-stratification in the surf zone: Flow parameters and bedding genesis. *Sedimentology*, 33: 3-45.
- Hamblin, A.P., 1992. Half-graben lacustrine sedimentary rocks of the lower Carboniferous Strathlorne Formation, Horton Group, Cape Breton Island, Nova Scotia, Canada. *Sedimentology*, 39: 263-284.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., Walker, R.G., 1982. Structures and sequences in clastic rocks. *SEPM Short Course*, 9: 1-249.
- Hechem, J. J., Clavijo, R., Figari, E.G., Homovc, J.F., 1987a. La formación Pozo D-129 en la sierra de San Bernardo, Cuenca del Golfo de San Jorge, provincia del Chubut. Informe inédito YPF.
- Hechem, J. J., Figari, E.G., Musacchio, E.A., 1987b. Hallazgo de la Formación Pozo D-129. *Petrotecnia* 18: 13-15.
- Hechem, J.J., Homovc, J.F., Figari, E.G., 1990. Estratigrafía del Chubutiano (Cretácico) en la Sierra de San Bernardo, cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 173-176, San Juan.
- Hechem J.J., Strelkov, E.E., 2002. Secuencia sedimentaria mesozoica del Golfo San Jorge. En: Haller, J.M. (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del 15° Congreso Geológico Argentino*, 1: 129-147. Buenos Aires.
- Heller, P.L., Komar, P.D., Pevear, D.R., 1980. Transport processes in ooid genesis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 943-952.
- Henry, C.D., Duex, T.W., 1981. Uranium in diagenesis of the Pruett, Duff and Tascotal formation, Trans-Pecos, Texas. En: Goodell, P.C. y Waters, A.C. (Eds.) *Uranium in volcanic and volcanoclastic Rocks*. AAPG Studies in Geology, 13: 167-180.
- Jalín, G., Bellosi, E., Sanagua, J., Villar, H., 1999. Procesos múltiples de migración, alteración y mezcla en petróleos de la Cuenca del Golfo San Jorge: una evaluación geoquímica integrada. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 445-465, Buenos Aires.
- Johnson, H.D., 1977. Sedimentation and water escape structures in some late Precambrian shallow marine sandstones from Finnmark, North Norway. *Sedimentology*, 24: 389-411.
- Jones, B.G., Rust, B.R., 1983. Massive sandstone facies in the Hawkesbury Sandstone, a Triassic fluvial deposit near Sydney, Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53, 1249-1261.

- Keighley, D., Flint, S., Howell, J., Moscarello, A., 2003. Sequence stratigraphy in lacustrine basins: a model for part of the Glenn River Formation (Eocene), Southwest Uinta Basin, Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 73: 987-1006.
- Koniger, F., Stolhoffen, H., 2001. Environmental and tectonic controls on preservation potential of distal fallout ashes in fluvio-lacustrine settings: the Carboniferous-Permian Saar-Nahe Basin, south-west Germany. En: White, J.D.L., Riggs, N.R. (Eds.) *Volcaniclastic Sedimentation in Lacustrine Settings*. IAS Special Publication, 30:263-284.
- Laffitte, G. A., Villar, H.J., 1982. Poder reflector de la vitrinita y madurez térmica: Aplicación en el sector NO de la Cuenca del Golfo San Jorge. 1° Congreso de Hidrocarburos, Petróleo y Gas, Trabajos Técnicos Exploración, 171-182.
- Lesta, P., 1968. Estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 251-280. Buenos Aires.
- Lesta, P., Ferello, R., 1972. Región Extra-andina del Chubut y norte de Santa Cruz. En *Geología Regional Argentina: Academia Nacional de Ciencias*, 601-654. Córdoba.
- Link, M.H., Osborne, R.H., 1978. Lacustrine facies in the Pliocene Ridge basin, California. En: Matter, A., Tucker, M.E. (Eds.), *Modern and Ancient Lake Sediments*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 2: 167-187.
- Lowe, D.R., 1975. Water escape structures in coarse grained sediments. *Sedimentology*, 22: 157-204.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279-297.
- Mazumder, R., 2003. Sediment transport, aqueous bedform stability and morphodynamics under unidirectional current: a brief overview. *Journal of African Earth Sciences*, 36, 1-14
- Minter, N.J., Krainer, K., Lucas, S.G., Braddy, S.J., Hunt, A.P., 2007. Palaeoecology of an Early Permian playa lake trace fossil assemblage from Castle Peak, Texas, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 246: 390-423
- Nemec, W., Steel, R.J., 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En: Koster, E.H., Steel, R.J. (Eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 10, pp. 1-31
- Paredes, J.M., 2009. Sedimentary evolution of the Golfo San Jorge basin, Central Patagonia, Argentina. En: Ibañez, L.M., Moyano, M.S., Aceñolaza, G.F. (Eds.), *Argentinean Fluvial Basins: Ancient and Present Day Examples*. Excursion Guide Book, 9th International Conference on Fluvial Sedimentology, Basin Analysis Series, I: 187-275. San Miguel de Tucumán.
- Paredes, J.M., Foix, N., Colombo, F., Nillni, A., Marquillas, R., 2007. Volcanic and climatic control on fluvial style in a high energy systems: the Lower Cretaceous Matasiete Formation, Golfo San Jorge basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 202: 96-123.
- Parkinson, D.N., 1996. Gamma-ray spectrometry as a tool for stratigraphical interpretation: Examples from the western European Lower Jurassic. En: Hesselbo, S.P. y Parkinson, D.N. (Eds.) *Sequence stratigraphy in British geology: Geological Society (London) Special Publication* 103: 231-255.

- Picard, M.D., High, L.R., Jr., 1981. Physical stratigraphy of ancient lacustrine deposits. En: Ethridge, F.G., High L.R. (Eds.), Recent and Ancient Non-Marine Depositional Environments: Models for Exploration. SEPM, Special Publication, 31: 233-259
- Reineck, H.E., Singh, I.B., 1973. Depositional Sedimentary Environments. Springer. 439 pp.
- Platt, N.H., Wright, V.P., 1991. Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. En: Anadón, P., Cabrera, L., Kelts, K. (Eds.), Lacustrine Facies Analysis. Special Publication, vol. 13. International Association of Sedimentologists, 57-74.
- Rider, M. H., 1996. The geological interpretation of well logs: Caithness, Whittles Publishing, viii, 280 p.
- Ruffell, A., McKinley, J.M., Evans, R., 2004. Distinguishing faults from flooding surfaces on spectral gamma ray logs. AAPG Bulletin, 88: 1239-1254.
- Schumacher, R., Schmincke, H.U., 1995. Models for the origin of accretionary lapilli. Bulletin of Volcanology, 56: 626-639.
- Sciutto, J.C., 1981. Geología del Codo del Río Senguerr, Chubut, Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 203-219, San Luis.
- Sikka, D.B., 1962. Aero-gamma ray spectrometer aids in the detection of faults: Research Bulletin of the Panjab University, 13, I- II: 91-102.
- Smith, G.A., 1986. Coarse-grained non-marine volcanoclastic sediments: terminology and depositional processes. Geological Society of America Bulletin, 97: 1-10.
- Todd, S.P., 1996. Process deduction from fluvial sedimentary structures. En: Carling, P.A. & Dawson, M.R. (Eds.) Advances in fluvial Dynamics and Stratigraphy. Wiley, Chichester, p. 299-350.
- Vallati, P., 1996. Palynology of the D-129 Formation in the San Jorge Gulf Basin, Lower Cretaceous, Patagonia, Argentina. En: Congreso Brasileiro De Geología, 39, Anais, 7, Salvador, p. 423-426.
- Vallati, P., 2013. A mid-Cretaceous palynoflora with *Tucanopollis crissopolensis* from D-129 formation, San Jorge Gulf basin, Argentina. Revista Brasileira de Paleontología, 16: 237-244.
- Van Nieuwenhuise, D.S., Ormiston, A.R., 1989. A model for the origin of source-rich lacustrine facies, San Jorge Basin, Argentina. 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, 2: 853-883.
- Veizer, J., 1983. Chemical diagenesis of carbonates: theory and applications of trace element technique. En: Arthur, M.A. (Ed.) Stable Osotopes in Sedimentary Geology. SEPM Short Course Notes, 10: 3.1-3.100.
- Walker, R.G., James, N.P., 1992. Facies Models: response to sea level changes. Geological Association of Canada, 407 pp.