

Universidad Nacional del Comahue
Facultad de Ingeniería
Departamento de Geología y Petróleo
Licenciatura en Ciencias geológicas



Trabajo Final de Licenciatura

Estudio litofacial y paleoambiental de los depósitos del Grupo Neuquén (Cretácico Superior) aflorantes en las bardas de Plottier, provincia del Neuquén.

Autor: Bazán, Emilio Nicolás.

Director: Garrido, Alberto Carlos.

-2018-

ÍNDICE

Resumen	3
Agradecimientos.....	4
1. INTRODUCCIÓN	5
1.1 Objetivos	5
1.2 Metodología	5
1.3 Fundamentos del trabajo	6
1.4 Ubicación del afloramiento y vías de acceso.....	6
2. ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	8
2.1 Antecedentes	8
2.2 Marco Geológico Regional	13
2.3 Grupo Neuquén: aspectos estratigráficos y sedimentológicos regionales	16
3. ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA.....	18
3.1. Formación Sierra Barrosa	18
3.2. Formación Plottier	19
3.3. Formación Bajo de la Carpa	20
4. DESCRIPCIÓN DE LOS SECTORES ANALIZADOS.....	23
4.1 Sector N°1	23
4.2 Sector N°2	25
4.3 Sector N°3	28
5. ANÁLISIS DE FACIES SEDIMENTARIAS	30
6. ELEMENTOS ARQUITECTURALES Y ASOCIACIONES DE FACIES	46
7. ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN.....	56
8. MODELOS DEPOSITACIONALES	61
9. DISCUSIÓN.....	67
10. CONCLUSIÓN	71
11. BIBLIOGRAFÍA.....	74

Resumen

Se identificaron tres unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina correspondientes a las formaciones Sierra Barrosa, Plottier y Bajo de la Carpa, todas ellas pertenecientes al denominado Grupo Neuquén. Sobre la base del análisis litofacial, seguido del reconocimiento de diversos elementos arquitecturales y asociaciones de facies, se ha conseguido obtener un modelo paleoambiental característico para cada unidad. En este sentido se interpreta para la Fm. Sierra Barrosa un modelo paleoambiental caracterizado por un sistema fluvial de alta sinuosidad y carga arenosa dominante de moderada energía, registrando periodos (¿estacionales?) de alta energía. En este caso la configuración de los canales presenta un arreglo multilateral y multihistórico, conformando cuerpos arenosos de gran extensión lateral intercalados en las sucesiones fangosas de planicie de inundación. La Formación Plottier se caracteriza por depósitos vinculados a un sistema fluvial sinuoso de carga mixta (fango arenosa dominante), con cuerpos canalizados aislados de tipo cordoniformes de moderada envergadura. Los recurrentes procesos de gleyzación observados en paleosuelos y depósitos de planicie de inundación, indicarían un pobre drenaje del área.

La Fm. Bajo de la Carpa se vincula al desarrollo de depósitos de canales entrelazados arenosos efímeros de pequeña envergadura. El arreglo multilateral y multihistórico de los mismos, otorgan a estos depósitos una configuración tabular extensa, pero de poco espesor. Se asocian a los mismos depósitos eólicos (dunas y mantos eólicos), lo que denota una marcada aridización del sistema.

La identificación de estructuras de deformación con fuerte desarrollo en toda el área de estudio, sugieren la posibilidad de un agente disparador externo de gran intensidad, tal como un *shock* sísmico.

Fallas inversas asociadas a estos depósitos, se habrían originado muy posteriormente a su depositación, pudiéndose haber sido generadas durante el Cenozoico y posiblemente vinculadas en subsuelo a las estructuración de la Dorsal de Huincul.

Palabras clave: *Formación Sierra Barrosa; Formación Plottier; Formación Bajo de la Carpa; Análisis litofacial; Paleoambientes; Estructuras de deformación; Fallas.*

Abstract

Three lithostratigraphic units of the Upper Cretaceous of the Neuquén Basin were identified, corresponding to the Sierra Barrosa, Plottier and Bajo de la Carpa formations, all belonging to the Neuquén Group. On the basis of the lithofacial analysis, followed by the recognition of various architectural elements and facies associations, it has been possible to obtain a characteristic paleoenvironmental model for each unit. In this sense, it is interpreted a paleoenvironmental model characterized by a fluvial system of high sinuosity and dominant sandy charge of moderate energy, registering periods (seasonal?) of high energy for the Fm. Sierra Barrosa. In this case the configuration of the channels has a multilateral and multihistorical arrangement, forming sandy bodies of great lateral extension interbedded in the muddy successions of floodplain. The Plottier Formation is characterized by deposits linked to a sinuous fluvial system of mixed load (dominant sandy mud), with isolated channeled bodies of cordoniform type and moderate magnitude. The recurrent gleyzation processes observed in paleosols and floodplain deposits, would indicate a poor drainage of the area.

The Fm. Bajo de la Carpa is linked to the development of deposits with small, intertwined, sandy, ephemeral channels. The multilateral and multihistorical arrangement of these, give these deposits an extensive tabular configuration, but of little thickness. They are associated with wind deposits (dunes and wind beds), which denotes a marked aridization of the system.

The identification of deformation structures with strong development throughout the study area suggests the possibility of an external triggering agent of great intensity, such as a seismic *shock*. Inverse faults associated to these deposits, would have originated very much later to its deposition, being able to have been generated during the Cenozoic and possibly linked to the structuring of the Dorsal de Huincul.

Keywords: *Sierra Barrosa Formation; Plottier Formation; Bajo de la Carpa Formation; Litofacial analysis; Paleoenvironment; Deformational structures; Fault.*

Agradecimientos

Al Estado Nacional, por brindarme educación pública, gratuita y de calidad.

A la Universidad Nacional del Comahue, por haberme abierto las puertas dentro de su Institución y permitir mi desarrollo profesional a lo largo de todo este período.

Al profesor Alberto Carlos Garrido, mi director de trabajo final, quien dispuso de su tiempo, conocimientos y paciencia para guiarme en este proyecto.

A todos los profesores y compañeros de la Universidad Nacional del Comahue, así como también a mis familiares y amigos que me han acompañado en esta gran etapa de mi vida.

A mis amigos y compañeros de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, quienes me inspiraron pasión por esta disciplina tan emblemática como la geología.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivos

El objetivo principal del trabajo consiste en identificar y caracterizar estratigráfica y sedimentológicamente a la sucesión sedimentaria del Cretácico Superior aflorante en las bardas de Plottier, ubicadas al norte de la ciudad epónima. Además se procederá a reconocer las superficies de discontinuidad estratigráficas y efectuar el análisis litofacial e interpretación paleoambiental de las diferentes unidades individualizadas.

Con toda esta información obtenida, se establecerá un modelo de evolución tecto-sedimentaria de los depósitos estudiados.

1.2 Metodología

Para poder alcanzar los objetivos preestablecidos, el trabajo desarrollado se dividió en cuatro etapas. Como primera medida, se realizó una recopilación de toda la bibliografía disponible referida a los depósitos del Grupo Neuquén, para tener en cuenta ciertos recaudos y referencias durante el análisis sedimentológico en el campo.

Luego de analizar y examinar la información bibliográfica, se procedió a la recopilación de datos. Esta segunda etapa, consistió en recorrer el afloramiento lateralmente para poder identificar y caracterizar las macroformas y superficies de mayor jerarquía (planicies de inundación y macroformas canalizadas, así como también sus respectivos límites). Para esto ha sido necesario recorrer a pie el afloramiento siguiendo los contactos entre los estratos y observando cambios laterales de facies. La utilización de una cámara fotográfica y la realización de esquemas a mano alzada han sido las tareas principales.

Después de haber comprendido la disposición y relación entre los estratos, se continuó con la labor de detalle, es decir, la identificación de las distintas unidades litofaciales. A partir de aquí se elaboraron tres perfiles estratigráficos tipo “Selley” de escala 1:100 (la cantidad estuvo condicionada al número de cambios laterales expuestos en el afloramiento). Para esbozarlos, se contó con comparadores granulométricos, comparadores de redondez y esfericidad, martillo geológico, GPS, lupa de mano y báculo gradado (1 metro).

Finalmente se llegó a la cuarta y última etapa, el trabajo de gabinete, donde fue analizada e interpretada toda la información recopilada en el campo. Como primera medida, se realizó la asociación de las litofacies y con ella, se han podido identificar distintos elementos arquitecturales, siguiendo el criterio de Miall de los años 1985-1996. Independientemente de que autor se tome como referencia para poder esbozar un modelo fluvial a partir de la disposición de las macroformas, se ha tenido especial atención al hecho de que no existe un paradigma que defina una única manera de

proceder ante la interpretación de estos elementos, por lo que entra en juego muchas veces el criterio del autor. Posteriormente se analizó el arreglo de los canales, la granulometría predominante y la relación psamita/pelita. En base a toda esta información se concluyó cual es el sistema fluvial que más se ajustó a los depósitos.

1.3 Fundamentos del trabajo

La configuración de los depósitos fluviales presenta un gran número de variaciones dentro de un mismo sistema. Es decir que un ambiente fluvio-aluvial suele presentar varias modificaciones en el estilo o diseño a lo largo de la red de drenaje. Dicho esto, podemos encontrar sistemas fluviales entrelazados en zonas de alta montaña que, a medida que la topografía se hace más plana y la energía disminuye, se produce una transición a un río de alta sinuosidad, culminando finalmente en depósitos deltaicos sobre un cuerpo de agua.

El enfoque de este trabajo es justamente determinar cuál es el sistema fluvial predominante en los depósitos del Subgrupo Río Neuquén (De Ferrariis, 1968; Cazau & Uliana, 1973) que afloran en las bardas aledañas a la localidad de Plottier, Neuquén. Aquí podemos encontrar las Formaciones Sierra Barrosa (Garrido, 2010a), Plottier (Herrero Ducleoux, en Fozza Mancini *et al.* 1938; Ramos, 1981) y además, la base del Subgrupo Río Colorado, la Formación Bajo de la Carpa (Herrero Ducleoux, en Fozza Mancini *et al.* 1938).

En comparación con las sucesiones subyacentes (Grupos Cuyo, Mendoza y Bajada del Agrio), de amplio interés petrolero, el Grupo Neuquén ha quedado relegado en cuanto a trabajos stratigráficos y sedimentológicos de detalle. Sin embargo durante las últimas dos décadas, sus estudios han incrementado exponencialmente (Leanza, 2009; Dingus *et al.* 2009; Di Giuglio *et al.* 2012; Sánchez *et al.* 2014; Fennel *et al.* 2015). La necesidad planteada de continuar con estos estudios detallados permitirá incrementar el conocimiento de la evolución tecto-sedimentaria de la cuenca y esbozar un modelo geodinámico más completo de este. Por esta misma razón se propone el presente trabajo sedimentológico, con la finalidad de que estos nuevos datos aportados, permitan el acceso a un análisis más integral a la hora de estudiar los depósitos del Grupo Neuquén, y con ello establecer interpretaciones más certeras.

1.4 Ubicación del afloramiento y vías de acceso

El lugar de estudio se encuentra en las inmediaciones de la Localidad de Plottier, Departamento Confluencia, Provincia del Neuquén, aproximadamente a 15 kilómetros hacia el oeste desde la capital provincial.

La vía de acceso principal desde Neuquén Capital, es a través de la Ruta Nacional N°22, que atraviesa la localidad de Plottier. Luego se continúa

por la calle General Roca (Plottier) hasta que termina, quedando así frente al afloramiento en cuestión. La zona analizada comprende los $38^{\circ}55'$ y $38^{\circ}56'$ de latitud sur, y $68^{\circ}18'40.29''$ y $68^{\circ}14'$ de longitud oeste, abarcando una extensión de aproximadamente 9 kilómetros (Fig.1).

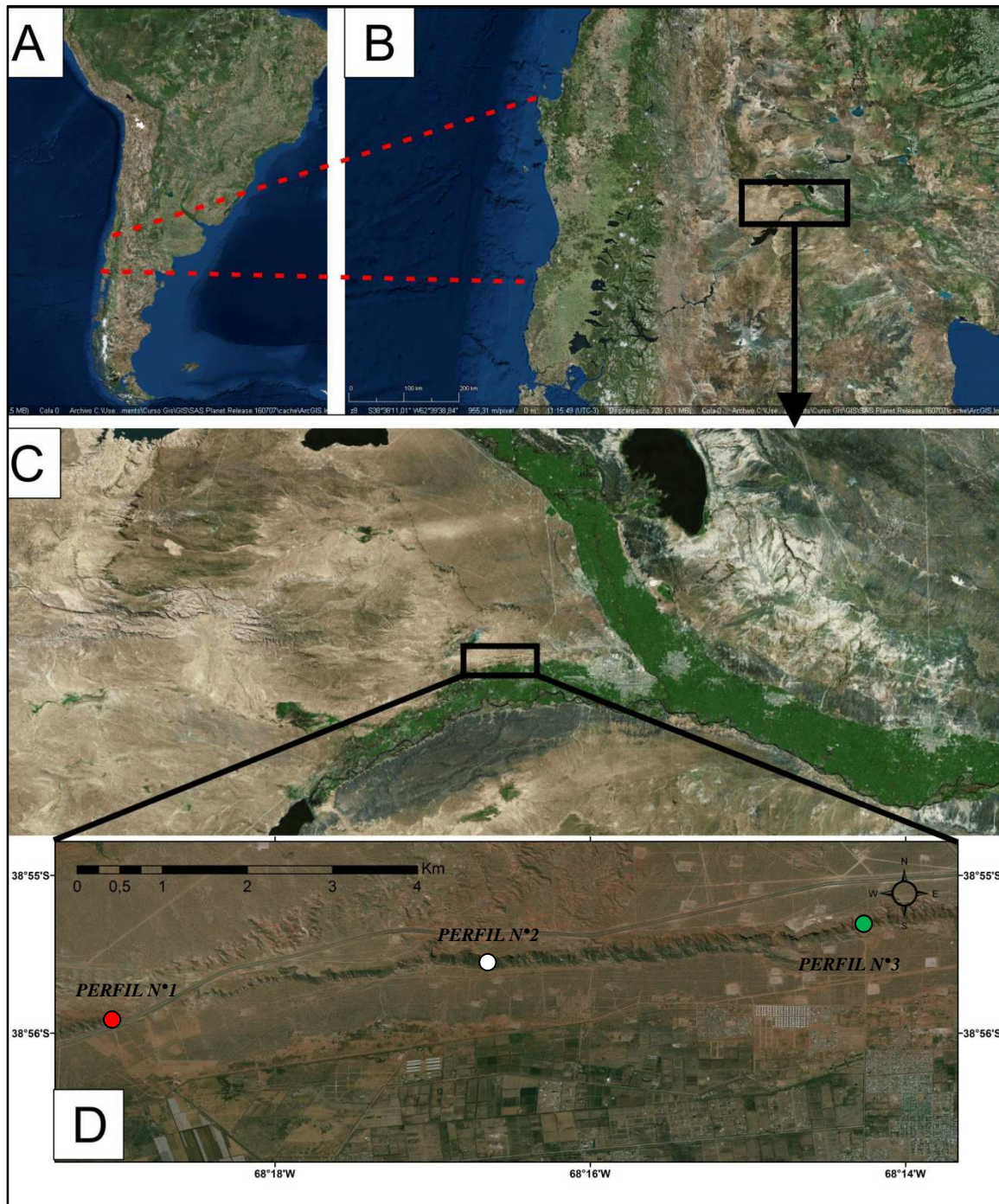


Fig. 1. Ubicación del área de estudio. A) Imagen satelital de la región meridional de Sudamérica, centrada en el territorio de la República Argentina. B) Sector nordpatagónico, imagen centrada sobre territorio de la provincia del Neuquén. C) Imagen parcial del área correspondiente al Departamento Confluencia (provincia del Neuquén) y zona del Alto Valle de Río Negro. D) Imagen del área de estudio donde se efectuó el levantamiento de los perfiles estratigráficos. Nótese que cada recuadro contenido en las imágenes B y C señalan el límite de los sectores subsiguientes.

2. ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Antecedentes

Los primeros registros del Grupo Neuquén fueron realizados por Doering en 1882 en la conocida “Campana del Desierto”, quien atribuyó dichas capas rojas continentales al “Piso Pehuenche”. Desde aquel entonces, numerosos autores han hecho sus propias descripciones caracterizando a estos depósitos bajo distintas nomenclaturas. Carlos Ameghino (1890) las denominó “Areniscas Abigarradas”, mientras que los términos “Areniscas con Dinosaurios” o “Formación con dinosaurios” corresponden a Valentín (1897) y Roth (1898), respectivamente. Sin embargo, el nombre “Estratos con Dinosaurios” acuñado por Keidel en 1917, iba a tener mayor vigencia en los trabajos posteriores. Windhausen (1914) propone un primer intento de subdividir estas “Areniscas Abigarradas” a partir de un estudio realizado entre el Río Neuquén y el Volcán Auca Mahuida.

Con el desarrollo de los primeros estudios estratigráficos de Bodenbender (1892), se reconoce que la sedimentación es discontinua, y en este sentido Baldwyn (1942) ha identificado cinco discontinuidades principales en el registro sedimentario para el Mesozoico de la Cuenca Neuquina.

Keidel (en Wichmann, 1927) subdividió estos depósitos proponiendo las unidades Candeleros, Huincul y Portezuelo. Por otra parte, en una reunión de geólogos y geofísicos de YPF en 1938, Herrero Ducleoux añade las unidades Plottier, Bajo de la Carpa y Anacleto, dándole forma definitiva a la parte oriental de la Cuenca Neuquina (De Ferrariis, 1968).

Estos “Estratos con dinosaurios” (más tarde denominado como Grupo Neuquén) habían sido reconocidos como materiales depositados sincrónicamente durante la actividad orogénica por Keidel, (1925); Groeber, (1929) y Wichmann, (1934). Roll en 1938, ofrece uno de los primeros trabajos más detallados de la “Formación del Neuquiniano”.

Herrero Ducleoux (1946) reafirma y ajusta una subdivisión estratigráfica del “Neuqueniense” en Candeleros, Huincul, Lisandro, Portezuelo, Plottier, Bajo de la Carpa, Anacleto y Allen. Groeber (1959) agrupa todas las unidades formacionales propuestas por Keidel y Roll bajo la denominación de “Neuquiniano”.

Stipanovic *et al.* (1968) fueron los primeros en utilizar la denominación “Grupo Neuquén”. De Ferrariis (1968), jerarquizó bajo el rango de “Grupo” a la “Formación Neuquén”, así como también integró las unidades propuestas anteriormente en las formaciones Río Limay y Río Neuquén (Candeleros-Huincul-Portezuelo y Plottier-Bajo de la Carpa-Anacleto-Allen respectivamente).

Di Paola & Marchese (1970) y Di Paola (1973), establecen los primeros estudios petrológicos que empezarían a aportar valiosa información acerca de la procedencia y el área de aporte de los sedimentos. En estos trabajos

propone el rango de formación para los depósitos comprendidos dentro del actual Grupo Neuquén. Además caracteriza a la unidad Candeleros como una formación independiente.

Cazau y Uliana (1973), reconocieron tres ciclos principales de sedimentación fluvial. El primero se constituye por dos subciclos menores correspondientes a Candeleros-Huincul y Cerro Lisandro. El segundo ciclo está compuesto por las unidades Portezuelo y Plottier, mientras que el tercer y último ciclo corresponde a Bajo de la Carpa y Anacleto. Cada uno de estos tres ciclos fluviales empieza con depósitos de alta energía culminando con areniscas laminares y sedimentación pelítica.

Uliana (1973 y 1979) separó al entonces Mb. Allen del Grupo Neuquén, y lo describió como unidad basal del ciclo sedimentario suprayacente, asociado a la transgresión Masstrichtiana-Daniana (sugerencia previa de los trabajos de Padula, 1952 y Holmberg, 1964). Estudios ulteriores siguieron el mismo criterio (Digregorio, 1978; Uliana & Dellapé, 1981 y Ramos, 1981).

A medida que continuaron los estudios, comienzan a aparecer trabajos más específicos que intentan interpretar los paleoambientes de estos depósitos. Por ejemplo, estudios de Andreis *et al.* (1974), Uliana (1979) y Uliana & Dellapé (1981) donde se caracterizan facies de canal y planicies de inundación asociadas del Miembro Anacleto (actualmente Formación Anacleto), aflorando en el área de Cinco Saltos, o en el caso de la localidad de El Chocón, Spalletti & Gazzera (1989) identificaron en la Formación Candeleros sistemas de dunas eólicas. Ramos en 1981, elevó el rango litoestratigráfico para los depósitos de las entonces denominadas formaciones Limay, Neuquén y Colorado a “Subgrupo”, mientras que los anteriormente denominados miembros, pasaron a ser formaciones (Candeleros, Portezuelo, etc.).

Gulisano *et al.* (1984a; 1984b) y Legarreta & Kozlowski (1984) al igual que Baldwin (1942), trabajaron con discontinuidades y las nombraron según el piso o sistema en el cual se ubicaban: Supratriásica, Intracalloviana, Intravalanginiana, Intrahauteriviana, etc.

Los trabajos de Uliana & Biddle, (1988); Legarreta & Gulisano, (1989); Legarreta & Uliana, (1998); a diferencia de lo postulado por Groeber, Keidel y Wichman, propusieron que el Grupo Neuquén fue depositado bajo condiciones de subsidencia térmica en un marco tectónico tranquilo.

Legarreta & Gulisano (1989) presentaron un trabajo donde agrupaban al registro sedimentario de la Cuenca Neuquina en Super y Meso-secuencias.

Calvo (1991) propuso la edad Albiano-Cenomaniano para la Fm. Candeleros, en base al carácter primitivo de la fauna y distribución de los iguanodontes restringidos mundialmente al Cretácico Inferior.

Dandenfer *et al.* (1992) elabora la Hoja Geológica Confluencia a escala 1:200000.

Leanza & Hugo (1997), confeccionan la Hoja Geológica 3969-III Picún Leufú, donde se encuentran mapeadas las unidades en el sector estudiado.

En las facies de planicie de inundación del Mb. Anacleto (Fm. Río Colorado), Chiappe *et al.* (1998) reporta el primer registro de huevos con embriones de saurópodos, mientras que Dingus *et al.* (2000) dio a conocer la primer investigación paleomagnética para esta unidad, sobre las areniscas que contienen dichos huevos (ambos autores seguían considerando a Anacleto con el rango de miembro).

Garrido (2000), realiza por su parte un análisis detallado de los distintos paleoambientes del Grupo Neuquén en las inmediaciones de Plaza Huincul, Neuquén. Para el área sur de la Dorsal de Huincul, Garrido (2000) mide las paleocorrientes de la Fm. Candeleros resultando las mismas en una orientación hacia el cuadrante SE, contrariamente a los paleoflujos de la misma unidad pero ubicados en el área occidental de Meseta de Rentería que tenían un sentido preferencial hacia el NNE y NNO. Este diseño de drenaje centrípeto permite inferir la existencia de una cuenca endorreica limitada septentrionalmente por la Dorsal de Huincul, y se correspondería a la Subcuenca Picún Leufú planteada por Hogg en 1993.

Heredia & Calvo (2002), reconocen facies eólicas en la Fm. Bajo de la Carpa de las Bardas de Neuquén, considerada previamente como enteramente fluvial.

Leanza *et al.* (2004) eleva el primer análisis que intenta correlacionar las distintas unidades del Grupo Neuquén mediante las asociaciones de vertebrados fósiles, es decir a través de las “edades reptilianas”, aunque restringidas por supuesto a la estratigrafía local.

El primer estudio de datación de trazas de fisión para el Grupo Neuquén fue documentado por Corbella *et al.* (2004). El mismo fue realizado en tobas de la base de la Fm. Huincul (Cerro Policía), concluyendo una edad radiométrica para Huincul entre 84,1 y 91,9 Ma (Base Turoniano – Tope Santoniano).

Los trabajos subsiguientes de Sánchez *et al.* (2005a), Sánchez *et al.* (2005b), Sánchez *et al.* (2006a), Sánchez *et al.* (2006b) y Sánchez & Heredia (2006), se encuentran todos enfocados en los afloramientos del Grupo Neuquén emplazados entre Lago Barreales, Senillosa y las Bardas de Neuquén. Básicamente son estudios sedimentológicos donde se interpretan los paleoambientes de las formaciones Portezuelo, Plottier, Bajo de la carpa y Anacleto. Sin embargo requiere una mención especial el trabajo de Sánchez, Armas & Mora (2006c) ya que en este los autores identificaron tramos distales de la Fm. Anacleto con influencia de mareas, planteando un carácter marino-litoral en la unidad y sugiriendo además que la transgresión atlántica tuvo influencia en el tope del Grupo Neuquén. Este modelo fue recientemente discutido y contrastado por Delaloye (2017),

quien atribuye el origen de la sedimentación marina dentro de la Formación Allen, y conservando el carácter netamente fluvial para la Fm. Anacleto.

Rodríguez *et al.* (2007) elabora una Carta Geológica a escala 1:250:000 Neuquén 3969-II, donde mapea las unidades de interés para el presente estudio.

Musacchio & Vallati (2007), realizan el primer estudio con microfósiles para la Fm. Plottier en la zona de Malargüe, Mendoza.

Ramos *et al.* (2008), evidencia la relación directa entre el levantamiento del arco principal (Jurásico-Cretácico Temprano) con la deposición del Grupo Neuquén, a partir de dataciones de circones detríticos.

Sánchez *et al.* (2008) caracteriza a la Fm. Candeleros como contemporánea con la actividad volcánica del arco ubicado al oeste y sugiere que la misma corresponde a un estadio temprano del desarrollo del foreland (Sánchez *et al.* 2004 y Manacorda *et al.* 2004; Sánchez *et al.* 2006). Además considera que las formaciones Huincul y Lisandro han sido controladas principalmente por la tectónica y son de carácter sinorogénico, habiendo mayor subsidencia en la depositación de Lisandro.

Con la finalidad de comprender la evolución tecto-sedimentaria del Cretácico superior, los estudios realizados por Zapata *et al.* (2002); Cobbold & Rossello, (2003); Ramos & Folguera, (2005); Zamora Valcarce *et al.* (2006); Tunik *et al.* (2010); Di Giulio *et al.* (2012); han reforzado lo que anteriormente planteó Keidel, considerando como depósitos sinorogénicos de cuenca de antepaís al Grupo Neuquén. Tunik *et al.* (2010) pudo demostrar que existe un cambio entre el área de proveniencia entre el Grupo Neuquén y las unidades subyacentes a partir de la datación U-Pb en circones detríticos. La Fm. Rayoso (Albiano-Aptiano) tiene circones derivados del basamento cratónico localizado al este-sur de la cuenca. Por otra parte los circones del Grupo Neuquén son de edad Cretácico temprano, sólo atribuibles a la exhumación del arco magmático andino emplazado en el oeste, indicando un período de deformación compresional y levantamiento (Mescua *et al.* 2013).

Garrido (2010a) propone un nuevo orden litoestratigráfico para el Grupo Neuquén, incluyendo a la Fm. Lisandro dentro del Subgrupo Río Neuquén y añadiendo dos nuevas unidades formacionales: Los Bastos y Sierra Barrosa. En este trabajo, la estratigrafía propuesta quedaría definida de la siguiente manera: Subgrupo Río Limay (Fm. Candeleros y Huincul), Subgrupo Río Neuquén (Fm. Lisandro, Portezuelo, Los Bastos, Sierra Barrosa y Plottier) y Subgrupo Río Colorado (Bajo de la Carpa y Anacleto). En base a la relación entre las unidades formacionales del Subgrupo Río Neuquén, Garrido (2010a) menciona: “...*el pasaje transicional entre estas unidades, la continuidad temporal en el tipo de diseño fluvial (sinuoso), la reducida a nula participación de conglomerados extraformacionales, así como la no observación o*

*identificación de horizontes piroclásticos dentro de esta secuencia; indicarían un estadio de bajo tectonismo y de merma en la actividad del arco volcánico occidental. Esta última interpretación se **contrapone** con la expuesta por **Sánchez et al. (2008c)**”.*

El reconocimiento de los taxones *Confossia vulgaris* y *Cretacaeiporites scabratus* en la Fm. Bajo de la Carpa (El Zampal, Mendoza), le permite sugerir a Vallati (2010) una edad Santoniana – Campaniana inferior para dicha unidad.

El primer antecedente que se realiza puntualmente en el área o la zona de estudio en cuestión, corresponde a Sánchez *et al.* (2014a). En el mismo, los autores analizan los paleoambientes, en donde se reconoce a la Fm. Portezuelo (o Sierra Barrosa, según Garrido 2010) como una unidad constituida por sistemas fluviales gravosos de alta y baja sinuosidad y sistemas arenosos de alta sinuosidad, desarrollando de base a tope un patrón de acreción lateral a oblicuo. Los sistemas exhiben numerosos episodios de avulsión desarrollados durante eventos de inundación de baja frecuencia y alta magnitud que generaron verdaderos complejos de abanicos de desborde (*crevasse splays*). Durante los períodos de estabilidad, la planicie desarrollo niveles de paleosuelos bajo condiciones climáticas húmedas a sub-húmedas (Sánchez *et al.* 2014a). En este mismo sector de estudio, la formación Plottier está integrada por sistemas fluviales arenosos de baja sinuosidad registrándose un patrón de agradación vertical. Los sistemas sufrieron pausas en su desarrollo que quedaron registradas en una pronunciada bioturbación, galerías y cuevas. En la planicie de inundación se reconocieron largos períodos de estabilidad con un intenso desarrollo de paleosuelos. Los eventos de desborde (Crevasse Splays) están preservados como láminas y lóbulos de pequeña envergadura, y canales que sufrieron obliteración por la actividad de organismos. Se infieren condiciones semiáridas para el tiempo de depositación de estos estratos (Sánchez *et al.* 2014a).

Sánchez & Asurmendi (2015), sugieren la presencia de sistemas deltaicos terminales con sus respectivos canales tributarios para la Fm. Candeleros, los cuales se encuentran al pie de la faja plegada y corrida.

Fernell *et al.* (2015), explica el contexto geodinámico de la Cuenca Neuquina durante la depositación del Grupo Neuquén. En este período, el sector occidental de la placa sudamericana fue impactado por dos lineaciones de arco volcánico (*Mid-Ocean Ridge*). Esto pudo haber generado una reducción del arco en el Cretácico Superior, y una subsecuente migración del arco volcánico hacia el Cretácico Tardío alcanzando el área de foreland, coetáneamente con la depositación del Grupo Neuquén. La migración del arco, los procesos de deformación y los respectivos depósitos de cuenca de antepaís, han sido producto de un régimen de subducción somera (o de bajo ángulo).

2.2 Marco Geológico Regional

La Cuenca Neuquina se encuentra en el margen centro-occidental de la Republica Argentina, albergando un conjunto de depósitos de 7000 metros de espesor que abarca desde el Triásico hasta el Cuaternario y corresponde a una de las principales cuencas productoras de hidrocarburos del país. (Uliana & Legarreta, 1993). Se destaca su enorme importancia a nivel internacional en cuanto al contenido fósil de grandes vertebrados (saurópodos y terópodos) del Cretácico Superior de Sudamérica. La cuenca está emplazada principalmente en la provincia de Neuquén, abarcando el noroeste de Rio Negro, sector oeste de La Pampa y sector sur de la provincia de Mendoza, y extendiéndose al este de la cordillera andina hasta el centro-oeste de Chile, entre los 32° y 40° de latitud Sur. Limita al este con el Sistema de la Sierra Pintada, al sur-este con la Macizo Nord-Patagónico y al oeste con la Cordillera Patagónica Septentrional y la Cordillera Patagónica Principal.

La evolución tecto-sedimentaria de la cuenca comenzó a partir de la fragmentación de Gondwana durante el Triásico tardío-Jurásico temprano, debido al proceso de *rifting* acaecido a nivel global. En este período, la placa de Aluk tenía una baja tasa de subducción sobre el margen occidental de Gondwana, generando extensión de intraplaca continental y conformando una cuenca de rift que alojó sedimentación clástica y volcánicla perteneciente al ciclo precuyano (Vergani *et al.* 1995; Howell *et al.* 2005).

Desde el Jurásico inferior o temprano, hasta el Cretácico temprano, se desarrollo una zona de subducción activa que permitió la evolución de un arco magmático, asociado a subsidencia térmica (estadio de post-rift) en toda la cuenca, la cual operaba como cuenca de trasarco. Durante este intervalo ocurrieron una gran cantidad de progradaciones y retrogradaciones desde el margen pacífico, generando los ciclos depositacionales que originarían a los grupos Cuyo, Lotena, Mendoza y Bajada del Agrio, los cuales contienen a los

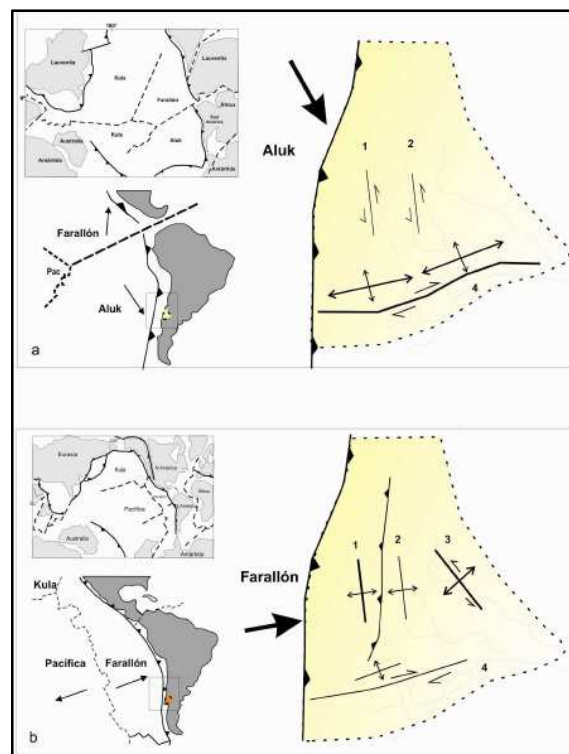


Fig. 2. Esquema de la evolución del engolfamiento neuquino. a) Estructuras activas durante el Pliensbachiano - Valanginiano. b) Estructuras desarrolladas durante el Cenomaniano y la rotación del vector principal del Cretácico Superior, en el estadio Farallón. 1: Faja plegada y corrida del agrio. 2: Sistema de Chihuidos. 3: Sistema de entre lomas. 4: Sistema de Huincul. Mosquera y Ramos (2005).

principales sistemas petroleros (rocas reservorio y rocas madre) de la Cuenca Neuquina (Franzese *et al.* 2003; Howell *et al.* 2005).

Durante la apertura del Atlántico sur se produce un movimiento antihorario de Gondwana que favorece la subducción oblicua de la placa de Farallón (Fig. 2), la cual opera a lo largo del eje de la Dorsal de Huincul, reactivando sus fallas triásicas y produciendo la exhumación de sus bloques, quedando dicha estructura con relieve positivo y dividiendo transversalmente a la cuenca en dos subcuencas menores. La reactivación de la dorsal a fines del Albiano y principios del Cenomaniano (Cretácico) genera nuevo espacio de acomodación que hacia el sur recibe el nombre de Subcuenca de Picún Leufú (Hogg, 1993 ; Garrido, 2000) y es rellenada por la Formación Candeleros, exhibiéndose un fuerte contraste litofacial y paleoambiental de la unidad hacia ambos lados de la dorsal (Fig. 3a).

Luego, desde el Cretácico Tardío hasta el Neógeno, una disminución en el ángulo de subducción, en la cual la placa de Farallón se ubicaba perpendicularmente a la placa Sudamericana, produjo compresión flexural y subsidencia asociada a adelgazamiento cortical (Vergani *et al.* 1995; Ramos, 1999) y exhumación de una faja plegada y corrida. Esta inversión de las estructuras triásicas y el consecuente levantamiento de la faja plegada, le atribuyó a la cuenca el carácter de antepaís. A partir de este momento, la cuenca quedó completamente aislada, restringiéndose el ingreso del mar desde el Océano Pacífico (Cazau & Uliana 1973; Legarreta & Gulisano 1989, Legarreta & Uliana 1999). La faja plegada y corrida controló la distribución de los principales depocentros que incluyen a los Grupos Bajada del Agrio y Neuquén y la migración de estos hacia el este (Cobbold & Rosello 2003; Howell *et al.* 2005; Ramos & Folguera 2005, Veiga *et al.* 2005).

A partir de la depositación de la Formación Huincul y hasta la culminación del Grupo Neuquén (Fig.3b), la Dorsal de Huincul ya no conformaría una estructura divisoria importante dentro de la cuenca (Garrido, 2010), y la mayoría de los autores concuerdan con la existencia de un gran colector troncal de la red de drenaje desde el sur hacia el norte de la cuenca (Condat *et al.* 1990; Rojas, 1993; Legarreta *et al.* 1993a; Legarreta & Uliana, 1999). Esto mismo puede fundamentarse en los estudios de procedencia de los sedimentos de las formaciones Huincul en adelante, donde Marchese (1971) y Di Paola (1973) señalan al Macizo Nordpatagónico y al Bloque de las Mahuidas como las principales áreas de aporte sedimentario.

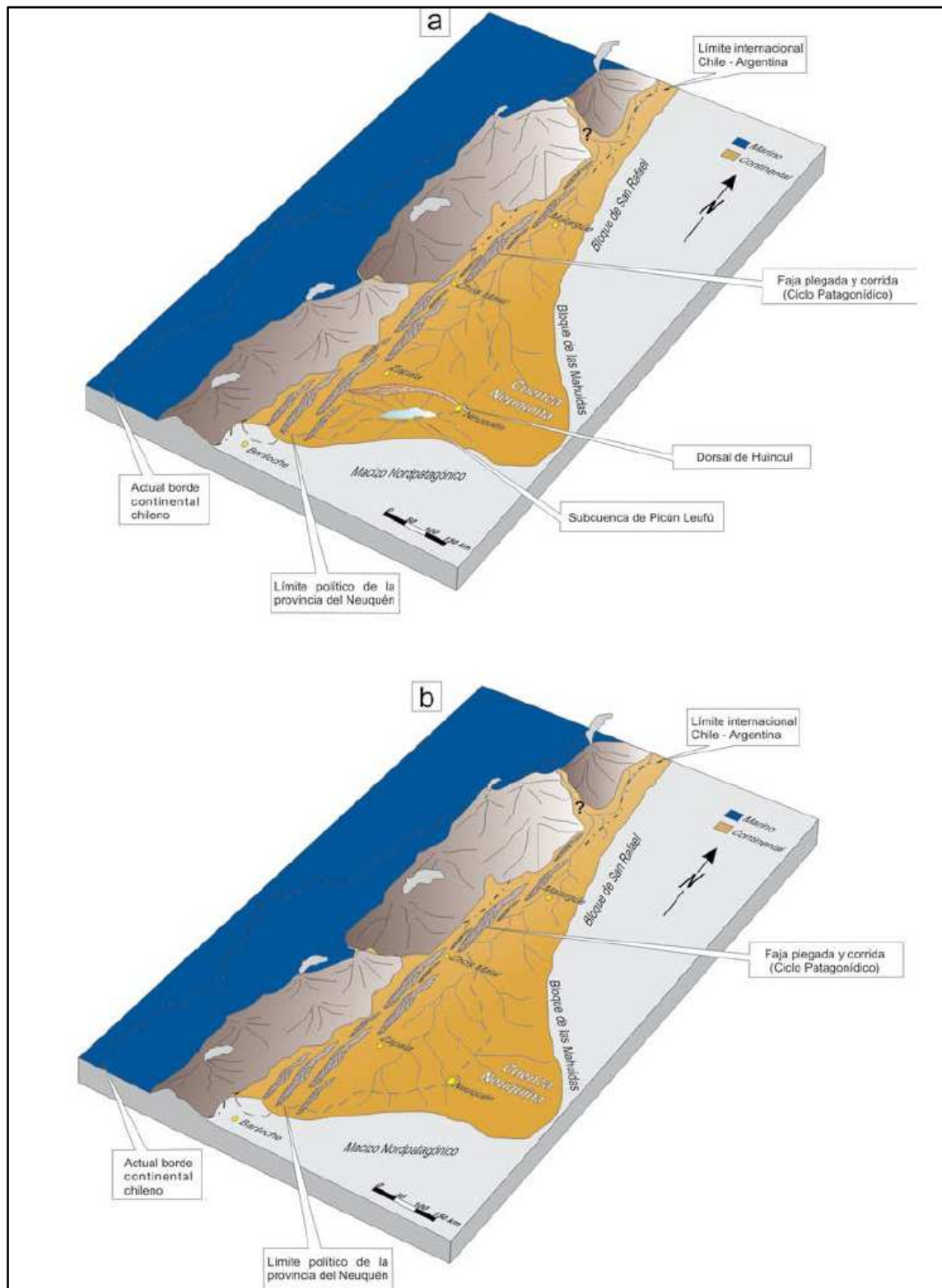


Fig. 3. Esquema paleogeográfico de la Cuenca Neuquina durante la depositación del Grupo Neuquén (Cenomaniano – Campaniano). A) Modelo paleogeográfico operante durante la sedimentación de la Fm. Candeleros. La Dorsal de Huincul habría actuado como un elemento positivo, delimitando hacia el sur la Subcuenca de Picún Leufú. B) Modelo paleogeográfico desarrollado durante la depositación de la Fm. Huincul y de los Subgrupos Río Neuquén y Río Colorado. El drenaje se habría producido colectivamente a través de un colector axial hacia el nor-noroeste de la cuenca. Tomado y modificado de Howell, *et al* 2005. (Garrido, 2010).

La historia sedimentaria de la cuenca culmina con los depósitos marino-someros del Grupo Malargüe, debido a la única transgresión atlántica ocurrida durante el Maastrichtiano – Daniano (Cobbold & Rosello, 2003).

En cuanto al área de estudio, nos encontramos ante la exhumación de bloques pertenecientes a la Dorsal, constituyendo esta el rasgo estructural más importante de la zona en cuestión. Se trata de una unidad morfoestructural de relieve positivo que divide a la Cuenca Neuquina, en dirección este-oeste, en dos subcuencas menores. Se encuentra constituida por un tren de estructuras anticlinales (Pangaro *et al.* 2009) de orientación este-oeste, con vergencia preferencial al sur.

Originalmente, se desarrolló como una serie de hemigrábenes de orientación noroeste y bloque hundido hacia el norte, sin embargo, debido al cambio del régimen de extensivo a compresivo, se produjo inversión tectónica de las estructuras triásicas así como también se generaron movimientos transpresivos y transtensivos que moldearon la actual configuración de la unidad.

Estratigráficamente afloran los Subgrupos Rio Neuquén y Rio Colorado, representados por las formaciones Sierra Barrosa (o Portezuelo, según el autor), Plottier y Bajo de la Carpa. Estas unidades constituyen sistemas predominantemente fluviales, y ocasionalmente es factible encontrar depósitos eólicos o barreales asociados.

2.3 Grupo Neuquén: aspectos stratigráficos y sedimentológicos regionales

Esta unidad se encuentra constituida principalmente por depósitos continentales del Cretácico Superior (Digregorio, 1972; Cazau & Uliana, 1973) de la Cuenca Neuquina, limitado en su base por la discordancia Patagónica (Keidel, 1917; Leanza, 2009) y en el tope por la discordancia Huantráiquica (Méndez *et al.* 1987), abarcando una edad comprendida entre el Cenomaniano (Leanza, 2009; Tunik *et al.* 2010) y el Campaniano Medio (Dingus *et al.* 2009). Desarrolla una potencia de aproximadamente 1500 metros de espesor en el sector centro-norte de la provincia de Neuquén (Sánchez *et al.* 2006) y se compone principalmente por facies psamíticas, pelíticas y en menor medida, pefíticas, con una muy baja participación de material tobáceo y yesífero. Los análisis paleoambientales previos (Cazau & Uliana, 1973 ; Andreis, 1974 ; Uliana, 1979 ; Uliana & Dellapé, 1981 ; Spalleti & Gazzera, 1989 ; Legarreta & Gulisano, 1989 ; Garrido, 2000 ; Heredia & Calvo, 2002 ; Sánchez *et al.* 2005a ; Sánchez *et al.* 2005b ; Sánchez *et al.* 2006a ; Sánchez *et al.* 2006b ; Sánchez & Heredia, 2006 ; Sánchez *et al.* 2008 ; Garrido, 2010 y Sánchez *et al.* 2014), permiten reconocer ambientes predominantemente fluviales, con depósitos eólicos y lacustres asociados.

Uno de sus rasgos más sobresalientes es el contenido de reptiles fósiles (Bonaparte, 1978), constituyendo una de las áreas de interés paleontológico más importantes del mundo y destacándose las especies *Argentinosaurus huinculensis* (Bonaparte *et al.* 1993) y *Giganotosaurus carolinii* (Coria & Salgado, 1995), entre las más grandes y prominentes de la tierra.

El Grupo Neuquén ha sido reconocido como un conjunto de depósitos sinorogénicos de cuenca de antepaís (Tunik *et al.* 2010) que debido a la disminución del ángulo de subducción de la placa de Farallón, se produjo el levantamiento de la faja plegada y corrida y la consecuente migración de los depocentros que contenían estos sedimentos hacia el este (Franzese *et al.* 2003; Ramos & Folguera, 2005; Howell *et al.* 2005). Este movimiento queda evidenciado en el registro por una discordancia angular y erosiva entre los estratos, que quedaría definida como la discordancia Patagonídica. Sobre esta, se produjo la sedimentación de todo el Grupo Neuquén, hasta que a mediados del Campaniano, la presencia de material tobáceo en el registro delataría el desarrollo de un arco magmático occidental, que estaba asociado a una intensa subsidencia generalizada la cual incidió en la primer ingresión desde el Océano Atlántico (Uliana & Biddle, 1988; Legarreta *et al.* 1989). Este último evento se encuentra representado por la discordancia regional Huantráiquica (Méndez *et al.* 1987; Leanza, 2009).

Estos depósitos (Grupo Neuquén) se encuentran subdivididos por tres ciclos principales de sedimentación fluvial (Cazau & Uliana, 1973), los Subgrupos Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado, comenzando cada uno con depósitos de alta energía y culminando con sedimentación pelítica. A pesar de la incertidumbre en cuanto a la edad de cada subgrupo, se asume que cada unidad comprende un rango temporal de entre 1 a 3 millones de años (Legarreta & Uliana, 1999).

Actualmente rige un nuevo ordenamiento litoestratigráfico para sus unidades formacionales. En este trabajo se sigue el criterio de Garrido 2010 (Fig. 4), donde se considera que el Subgrupo Río Limay se encuentra constituido por las formaciones Candeleros y Huincul, el Subgrupo Río Neuquén por las formaciones Cerro Lisandro, Portezuelo, Sierra Barrosa, Los Bastos y Plottier, mientras que el Subgrupo Río Colorado comprende a las formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto.

Edad	Esquema litoestratigráfico vigente (*)		Esquema litoestratigráfico propuesto					
65.5 Ma	Grupo Malargüe (parcial)		Grupo Malargüe (parcial)					
Maastrichtiano								
70.6 Ma	Discordancia Huantráiquica		Discordancia Huantráiquica					
Campaniano	Grupo Neuquén		Grupo Neuquén					
83.5 Ma					Subgrupo Río Colorado	F. Anacleto	Subgrupo Río Colorado	F. Anacleto
Santoniano					F. Bajo de la Carpa	F. Bajo de la Carpa		
85.8 Ma					F. Plottier	F. Plottier		
Coniaciano					F. Portezuelo	F. Sierra Barrosa		
88.6 Ma					F. Cerro Lisandro	F. Los Bastos		
Turoniano					F. Huincul	F. Portezuelo		
93.6 Ma					F. Candeleros	F. Cerro Lisandro		
Cenomaniano	Subgrupo Río Limay	F. Huincul	Subgrupo Río Limay	F. Huincul				
99.6 Ma	Discordancia Miránica Principal		Discordancia Patagónica					

Fig. 4. Esquema de Cazau y Uliana (1973) modificado según Uliana y Dellapé (1981) y Ramos (1981). El recuadro rojo indica el ordenamiento estratigráfico utilizado en este trabajo. Extraído y modificado de Garrido, 2010.

3. ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA

Sobre la base de la información previa aportada por las Hojas geológicas Confluencia (Dandenfer y Vera, 1992) y Neuquén 3969-II (Rodríguez *et al.* 2007) (Fig. 5) y mis observaciones efectuadas en el afloramiento, se reconocieron tres unidades integradas por la Formación Sierra Barrosa, siendo esta la más antigua del área relevada, seguida de las formaciones Plottier y Bajo de la Carpa. A continuación se procede a describir sus atributos específicos para cada una de ellas.

3.1. Formación Sierra Barrosa

3.1.1. Antecedentes, edad y relaciones estratigráficas

La Formación Sierra Barrosa (Garrido, 2010) comprende su localidad tipo en la Sierra Barrosa y al este del Cerro Challacó. Se encuentra constituida principalmente por areniscas cuarzolíticas amarillentas con intercalaciones fangosas, abarcando una potencia de aproximadamente 40 a 70 metros, aunque en el área estudiada su espesor parcial es de unos 25 metros en promedio (no aflora la base de la unidad). Se la asigna una edad

Coniaciano medio – tardío. Esta depositada por encima de la Fm. Los Bastos y subyace las pelitas de la Fm. Plottier. Tanto en su base como en el techo, el contacto es transicional y concordante, por lo que para poder delimitarla es necesario analizar la relación pelita/psamita (más baja para esta unidad) y por la arquitectura de los canales.

3.1.2. *Litología y distribución areal*

Contiene depósitos predominantemente psamíticos, integrado por areniscas cuarzo-feldespáticas, cuarzomicáceas y cuarzolíticas de granulometría media – fina, con escasa consolidación y cemento carbonático. Se observa un predominio de tonalidades amarillo-pálido a gris-amarillento, pasando hacia el sector de Añelo, a un color rojizo. Estas facies tienen intercalaciones de niveles pelíticos compuestos por fangolitas rojizas de baja consolidación, seguidas por estratos limo-arenosos de tonalidades gris-verdosa y verde-amarillentos (Garrido, 2010).

Esta unidad aflora en el área de sierra Barrosa y el cerro Senillosa principalmente, aunque también se extiende hacia la zona austral de la sierra del Portezuelo, Portezuelo Grande, Bardas de Añelo y Bardas del sector norte de los lagos Barreales y Mari Menuco.

3.1.3. *Paleoambientes y paleontología*

Los niveles de arenisca componen extensos estratos de geometría tabular conformados por una amalgamación de canales. Internamente en éstos, se destaca la presencia de elementos de acreción lateral (LA), que horizontalmente cambian a areniscas finas y fangolitas, constituyendo depósitos de desborde o planicies de inundación con gran desarrollo de paleosuelos. Se interpreta a esta unidad como un sistema fluvial de alta sinuosidad y carga arenosa dominante (Garrido, 2010). No se ha reportado un gran número de hallazgos fósiles, aunque se destaca un terópodo celusaurio bautizado como *Murusraptor barrosaensis* (Coria y Currie, 2016), placas de tortuga y dientes de cocodrilo. Sáez *et al.* (2017) detecta la presencia restos de saurópodos titanosaurios.

3.2. Formación Plottier

3.2.1. *Antecedentes, edad y relaciones estratigráficas*

Esta unidad está representada por un dominio pelítico y limonítico con lentes arenosos, siendo la barda norte de la ciudad de Plottier, su localidad tipo (coincidente con el área de estudio de este trabajo), donde presenta un espesor total de 50 metros aproximadamente. Hugo & Leanza (2001) le han otorgado una edad coniaciana tardía. Se han encontrado huellas fósiles (icnitas) y restos de bivalvos de agua dulce. Estratigráficamente se emplaza entre las formaciones Sierra Barrosa y Bajo de la Carpa, teniendo un contacto transicional en la base y neto en el tope.

3.2.2. *Litología y distribución areal*

Como se ha mencionado anteriormente, está constituida por un dominio de pelitas de tonalidades rojas con baja consolidación, intercaladas con niveles limoníticos y areniscas micáceas finas amarillo-verdosas. Se destaca además la presencia de concreciones carbonáticas botroidales.

Sus afloramientos se encuentran ampliamente distribuidos por las bardas que limitan el valle inferior del río Limay (Garrido, 2010) abarcando la sierra Barrosa, el cerro Senillosa, costa norte de Lago Barreales, bardas de Añelo y Tratayén. Además aflora en sectores de la sierra de Auca Mahuida, sierra de Huantraico, Rincón de los Sauces, y continúa hacia el sector mendocino. En Meseta de Rentería, Río Negro, también está presente.

3.2.3. *Paleoambientes y paleontología*

Debido al predominio de la fracción fina, esta unidad quedó categorizada como depósito de amplias llanuras aluviales con desarrollo de cuerpos de agua y paleosuelos bien marcados. En el sector de Meseta de Rentería, la Fm. Plottier quedaría definida por sistemas fluviales sinuosos (Salgado *et al.* 2009). Por otra parte, frente a las bardas de Plottier, cerro Senillosa y Sierra Barrosa, se registraron marcadas variaciones laterales, observándose un pasaje de este a oeste, desde facies de planicie de inundación distal con pequeños canales efímeros, a grandes fajas de canal. En este sector el sistema quedaría clasificado como sistema fluvial sinuoso de carga mixta (Garrido, 2010). Sánchez *et al.* (2014) considera que la Fm. Plottier, en su localidad tipo presenta sistemas fluviales arenosos de baja sinuosidad y que exhibe un patrón de agradación vertical, esto último debido a periodos largos de estabilidad con intenso desarrollo de paleosuelos en un ambiente semiárido.

En cuanto a su paleontología, el titanosaurio *Antarctosaurus giganteus* (Huene, 1929) provendría de esta unidad, siendo uno de los primeros hallazgos de restos de dinosaurios. Además de este saurópodo, se pueden contabilizar varios restos de otros titanosaurios (Sáez & Calvo, 2016), placas de tortuga, bivalvos de agua dulce, dientes de terópodos, etc. Los hallazgos más salientes, han sido efectuados en el sector del lago Barreales, donde Calvo realizó varias publicaciones.

3.3. Formación Bajo de la Carpa

3.3.1 *Antecedentes, edad y relaciones estratigráficas*

La unidad comprende una potencia de 150 metros aproximadamente de areniscas multicolores con niveles fangolíticos y brechas intraformacionales. Su localidad tipo se encuentra a 40 kilómetros al noroeste de la ciudad de Neuquén y presenta una edad santoniana. En nuestra zona analizada, su potencia parcial desde la base llega hasta los 23 metros, en sectores de mayor desarrollo. Al respecto de su contenido fósil

se destacan los restos de dinosaurios, aves, cocodrilos, serpientes, huevos de aves y nidos de véspidos (Chiappe & Calvo, 1994).

La Formación Bajo de la Carpa, suprayacente a la Fm. Plottier y subyacente a la Fm. Anacleto, en ambos casos con contactos netos y erosivos, corresponde al sector basal del último ciclo fluvial del Grupo Neuquén, el Subgrupo Rio Colorado.

3.3.2. Litología y distribución areal

Este nuevo ciclo depositacional inicia con una predominancia de areniscas cuarzolíticas con poca matriz y cemento calcáreo, con tonalidades amarillenta-rojizas debido al óxido de hierro, e interstratificadas con pelitas rojizas poco consolidadas, seguidas de depósitos limo-arenosos con tonalidades grises, verdosas y amarillentas, e inclusive intercalados con delgadas laminas de yeso. Hacia el área de Auca Mahuevo, se encontraron facies conglomerádicas extraformacionales.

La Fm. Bajo de la Carpa aflora en sierra Barrosa, bardas de Plottier y Neuquén, cerro Senillosa, lago Mari Menuco, Añelo y Tratayén. Además puede llegar a extenderse hacia la zona de Auca Mahuida, sierra de Huantraico e inclusive sobre el área circundante a Rincón de los Sauces y sector mendocino. En la provincia de Rio Negro, esta unidad ha sido visualizada desde el sector de la Meseta de Rentería hasta Paso Córdoba (General Roca).

3.3.3. Paleoambientes y paleontología

Si bien continúa tratándose de un sistema fluvial, se destaca la participación de sedimentitas eólicas. En sierra Barrosa, exhibe un desarrollo asignable a un sistema fluvial de baja sinuosidad con abundante carga de lecho arenosa, asociado a canales muy anchos y someros (Garrido, 2000). También se señalan sectores donde los canales entrelazados se asocian al desarrollo de dunas y mantos eólicos sobre los sectores distales de las planicies de inundación. Frente a las bardas de Neuquén se reconocen planicies de inundación distales con canales entrelazados efímeros asociados a depósitos de dunas (Calvo *et al.* 1997; Heredia & Calvo, 1997, 2002; Caldwell & Albino, 2001; Garrido & Calvo, 2004; Sánchez *et al.* 2006b)

Quizás el rasgo más importante de esta formación sea su abundancia en cuanto al material fósil. Se pueden enumerar varios saurópodos, terópodos, aves, cocodrilos, ofidios, quelidos, piezas dentarias de dipnoos (peces pulmonados) y huevos de cocodrilo, aves e incluso de saurópodos.

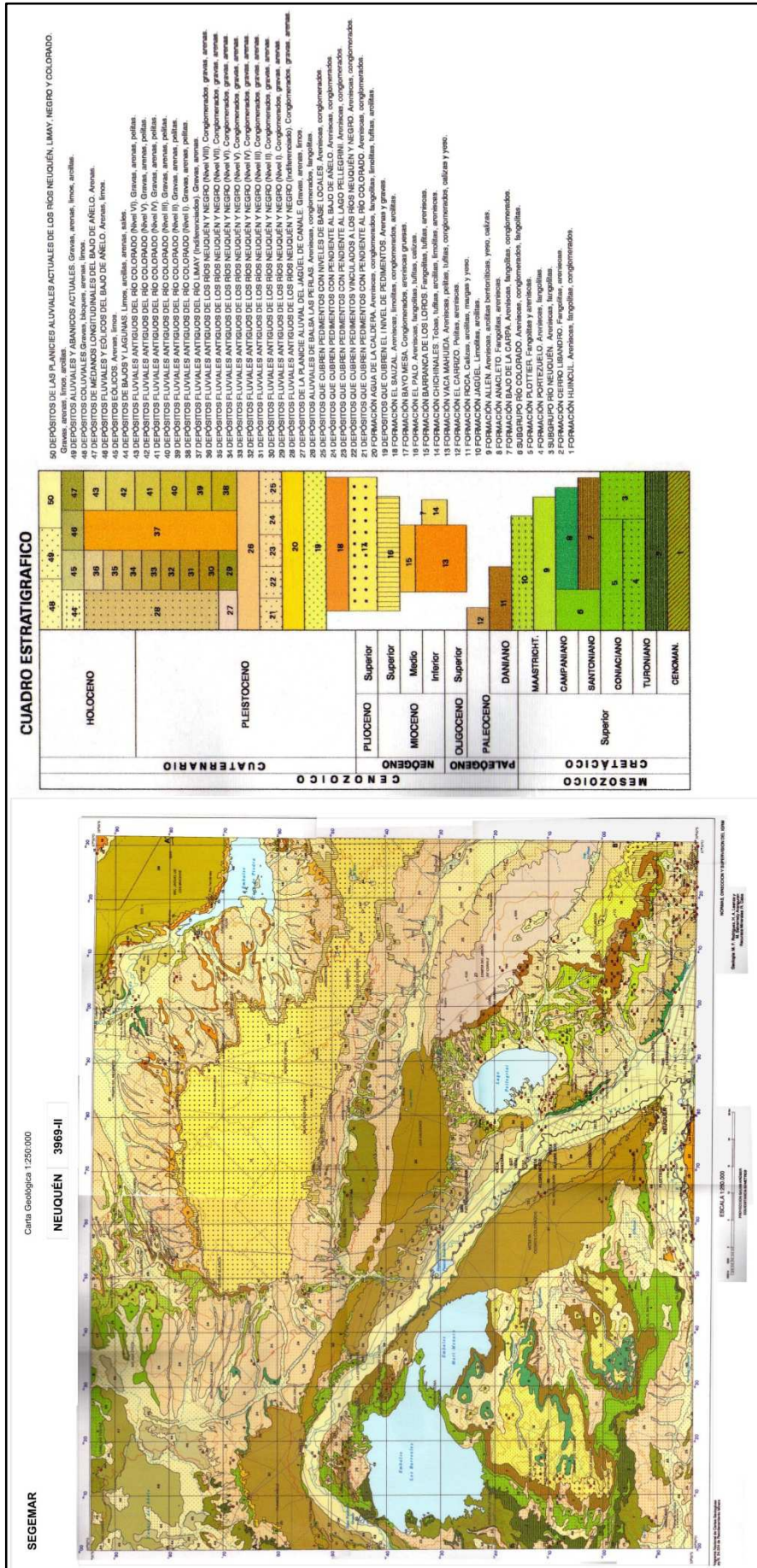


Fig. 5. Hoja Geológica Neuquén 3969-II. Rodriguez et al, 2007.

4. DESCRIPCIÓN DE LOS SECTORES ANALIZADOS

4.1 Sector N°1

El afloramiento en donde se realizó el primer levantamiento comprende una sucesión intensamente diagenizada de paquetes arenosos muy gruesos intercalados con capas pelíticas.

En la sucesión se destacan macroformas en las que se identifica la presencia de grandes paleocanales y depósitos de intercanal asociados al desarrollo de estratos tabulares de gran extensión, los cuales han sido reconocidos también en los sectores 2 y 3 (Fig. 1).

La zona se encuentra caracterizada por dos rasgos muy interesantes que resaltan por sobre los demás: la presencia de un límite erosivo fuertemente marcado, cuyo desarrollo esta explicitado en el apartado 7, y un conjunto de fallas post-depositacionales.

Las fallas han sido identificadas como inversas (Fig. 6), aunque también se registraron lineamientos con reorientación de la fábrica de la roca, propios de desplazamientos transcurrentes (Fig. 7). Si bien las mismas no exhiben un gran rechazo, pueden diferenciarse claramente de los eventos de desplomes o *slumps*, donde las fallas tienden a ser curvas o lístricas, mientras que en este caso los planos de desplazamiento son rectos. En base al material bibliográfico (Garrido 2010), se puede inferir una asociación de estos depósitos con los de la Formación Sierra Barrosa.

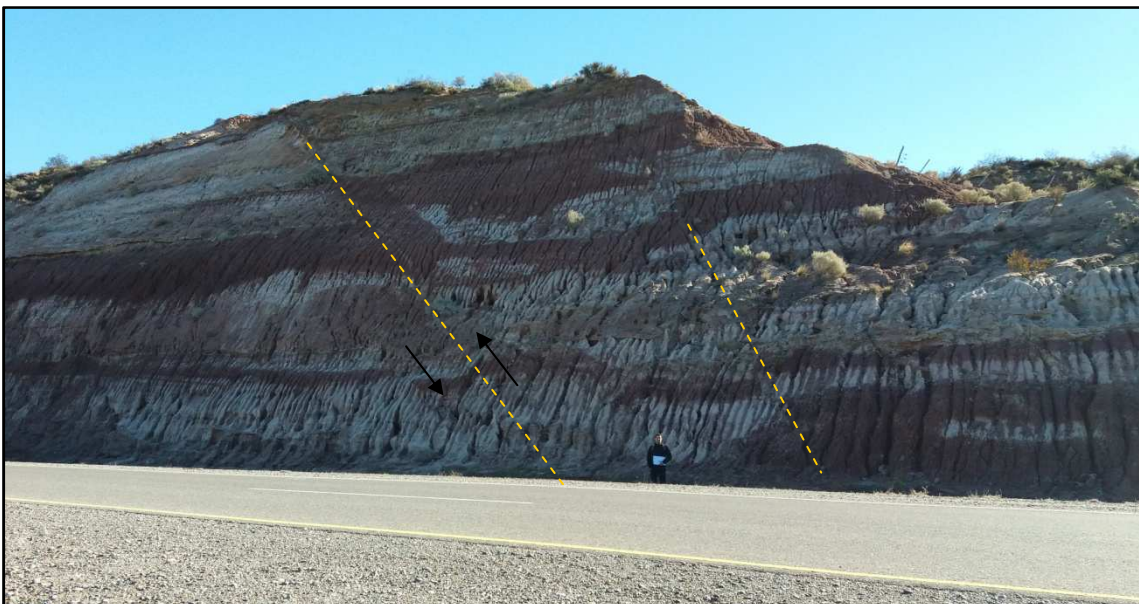
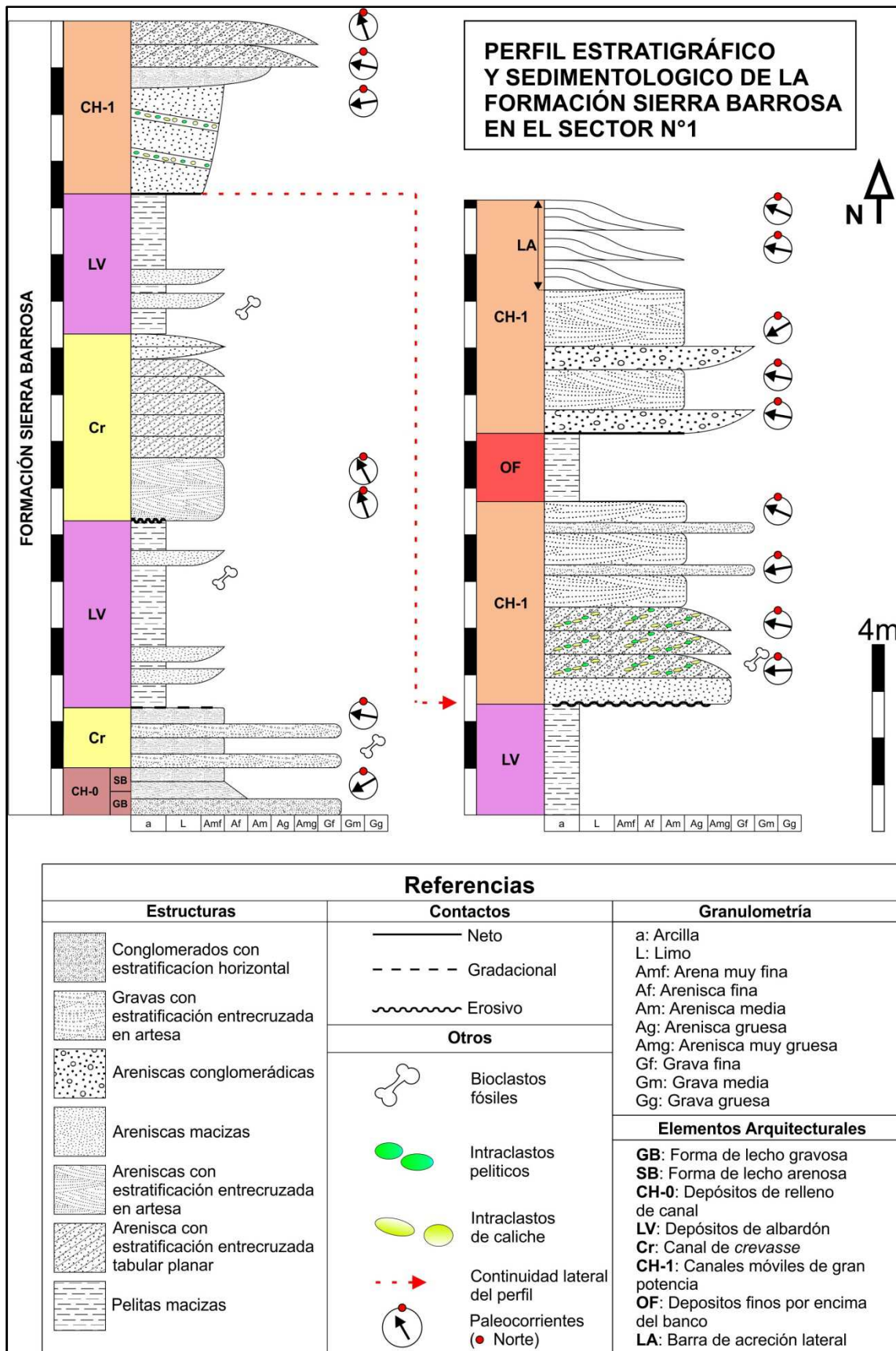


Fig. 6. Fallas inversas ubicadas en el Sector N°1. Nótese el escaso rechazo en las mismas.



Perfil 1. Perfil estratigráfico y sedimentológico correspondiente al sector N°1.



Fig. 7. Desplazamientos transcurrentes con reorientación de la fábrica de la roca.

4.2 Sector N°2

La base yace cubierta por bloques de hasta 2,5 metros, producto seguramente de procesos de remoción en masa del tipo *caída de bloques* (Fig.8b). Debido a esto resultó muy difícil al acceso a pie, complicándose la descripción detallada de los depósitos inferiores. Los canales no son tan potentes como los del primer sector, pero si lo suficientemente representativos para su inclusión dentro del modelo general.

Hacia al tope hay una muy buena exposición de los estratos, aunque la verticalidad del frente rocoso y su gran potencia (entre 25 – 30 metros) imposibilitaron en algunas ocasiones el registro detallado de sus atributos sedimentarios. Sin embargo, se pudieron describir ciertos elementos que permiten reconstruir al menos parcialmente al sistema depositacional.

En general se observan areniscas muy gruesas en la base alternantes con estratos pelíticos tabulares. La relación psamita/pelita es mayor en los niveles inferiores, y tiende a disminuir en estratos superiores, donde los clásticos finos empiezan a predominar.

En base a los postulado previamente en los trabajos de Sánchez *et al.* (2014) y Garrido (2010), y teniendo en cuenta del modelo de ciclos fluviales postulado por Cazau y Uliana (1973), podríamos inferir que este cambio granulométrico se debe a un cambio de unidad entre las

formaciones Sierra Barrosa y Plottier. En este caso el contacto entre ambas aparenta ser neto, sin embargo cuando uno se aproxima a los depósitos puede observar un cambio transicional entre una y otra unidad. El límite sería gradacional, y estaría emplazado en las facies pelíticas con gran alternancia de arena fina a limo en delgadas láminas.

Uno de los aspectos más relevantes consiste en la enorme evidencia de actividad biológica, registrada en casi todos los estratos arenosos que componen a la Formación Plottier.

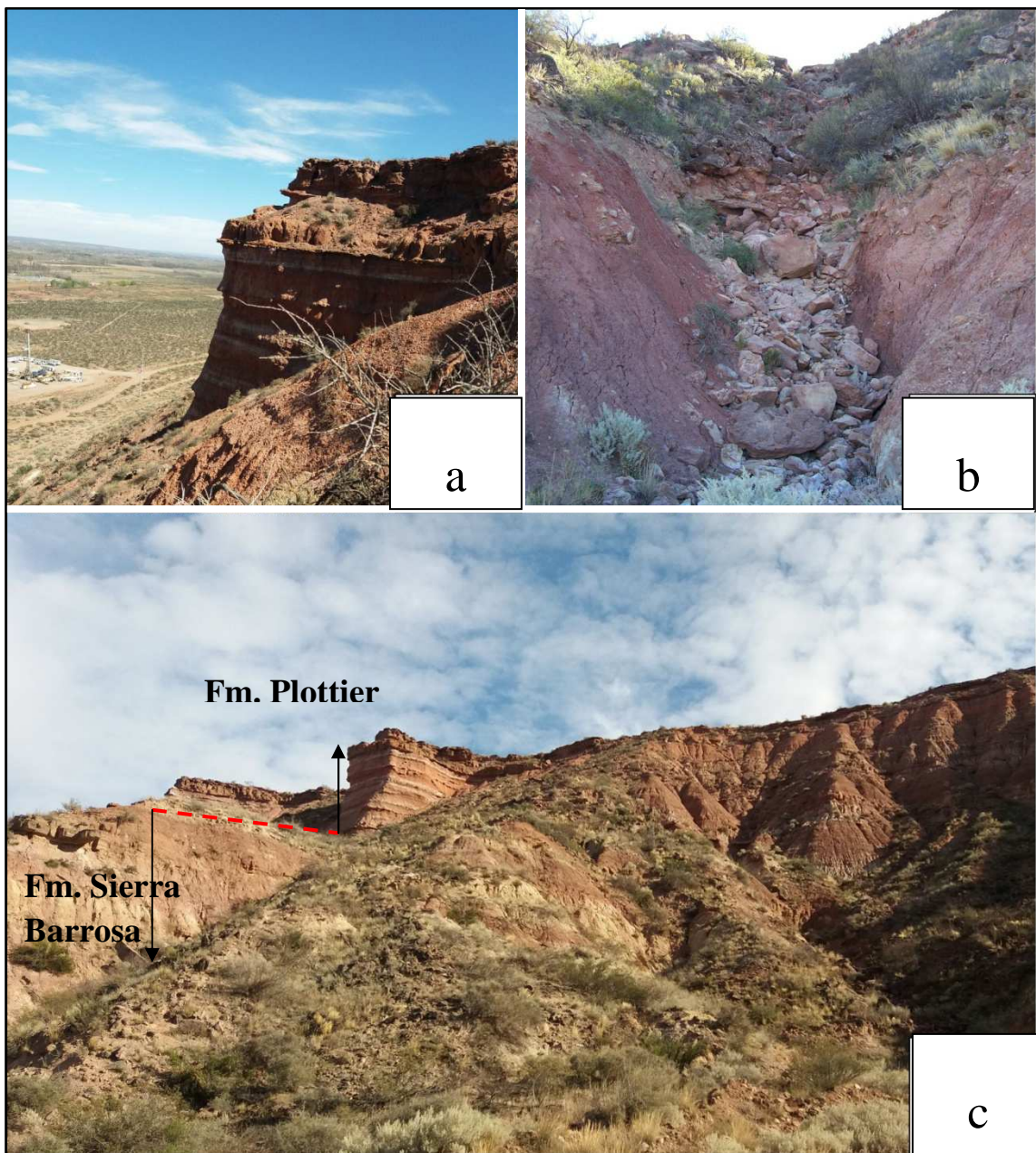
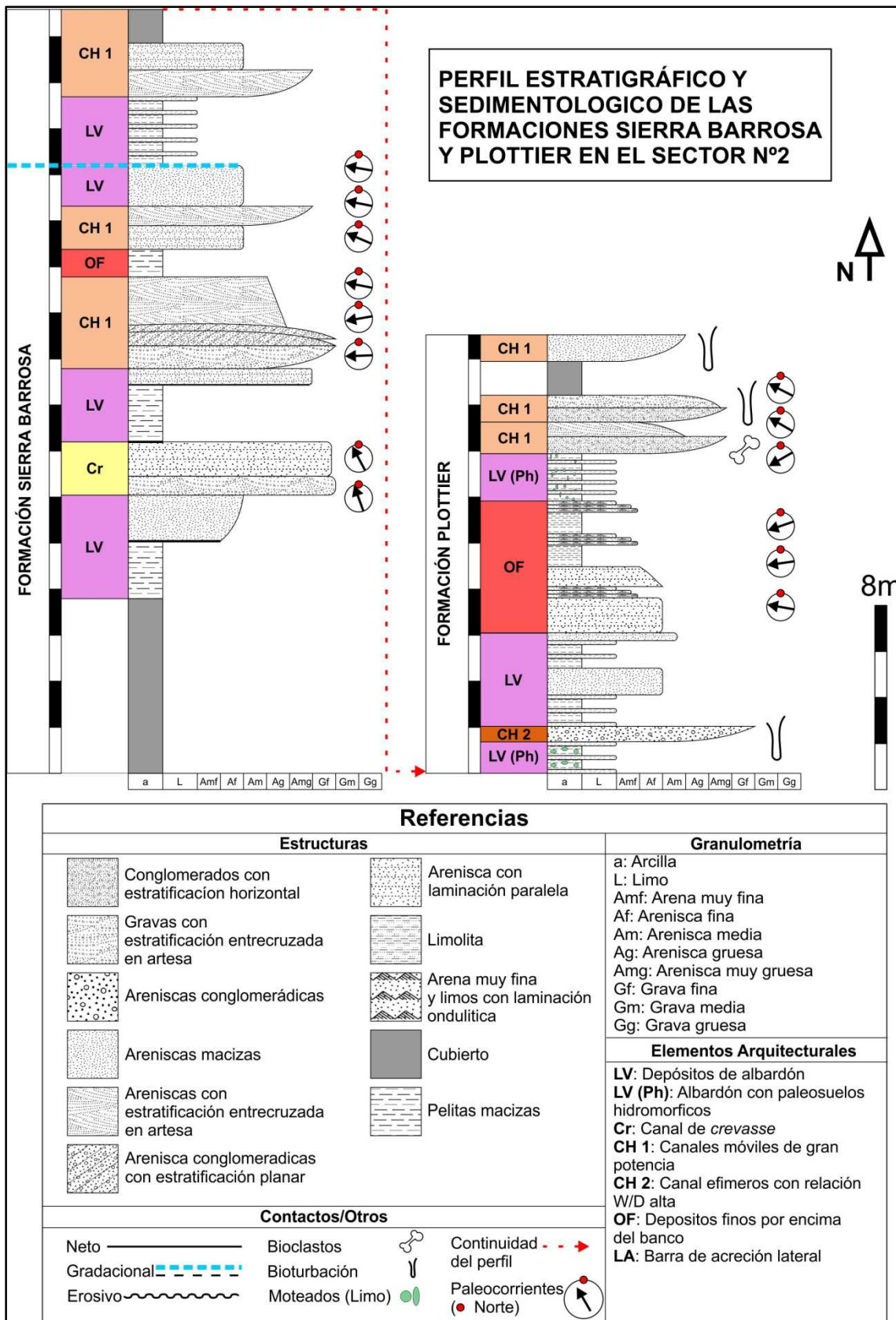


Fig. 8. a) Fm. Plottier expuesta en un frente rocoso de gran verticalidad. b) Caída de bloques de gran porte sobre la Fm. Sierra Barrosa. c) Contacto gradacional (línea roja) entre las Fm. Sierra Barrosa y Plottier.



Perfil 2. Perfil estratigráfico y sedimentológico correspondiente al sector N°2.

4.3 Sector N°3

Similarmente a lo que ocurre en el sector N°2, hay una variación en la relación psamita/pelita entre las capas basales y las superiores, siendo menor en estas últimas. En base a lo postulado anteriormente, se infiere que este cambio corresponde al límite entre las unidades Sierra Barrosa y Plottier (Fig. 9a). El mismo aparenta ser abrupto en la distancia, mientras que en proximidad al afloramiento es claramente gradacional.

Sobre los depósitos pertenecientes a la Formación Plottier, encontramos estratos con un cambio radical en cuanto al diseño de la red de drenaje. Los mismos exhiben variaciones sustanciales en el arreglo y la envergadura de los cuerpos canalizados y cuentan con la presencia de mesoformas de origen eólico.

Estas características sedimentológicas completamente diferentes se asemejan a las descritas en la bibliografía, para la Formación Bajo de la Carpa. El contacto con la Fm. Plottier es neto y se puede divisar sin inconvenientes (Fig. 9b).

Si bien el presente estudio hace hincapié en la interpretación de los depósitos del Grupo Neuquén, debe mencionarse la presencia de un conglomerado grueso en el tope del perfil con abundante caliche, correspondiente a la Formación Cerro Bayo Mesa del Plioceno. El perfil completo comprende aproximadamente 80 metros de espesor.

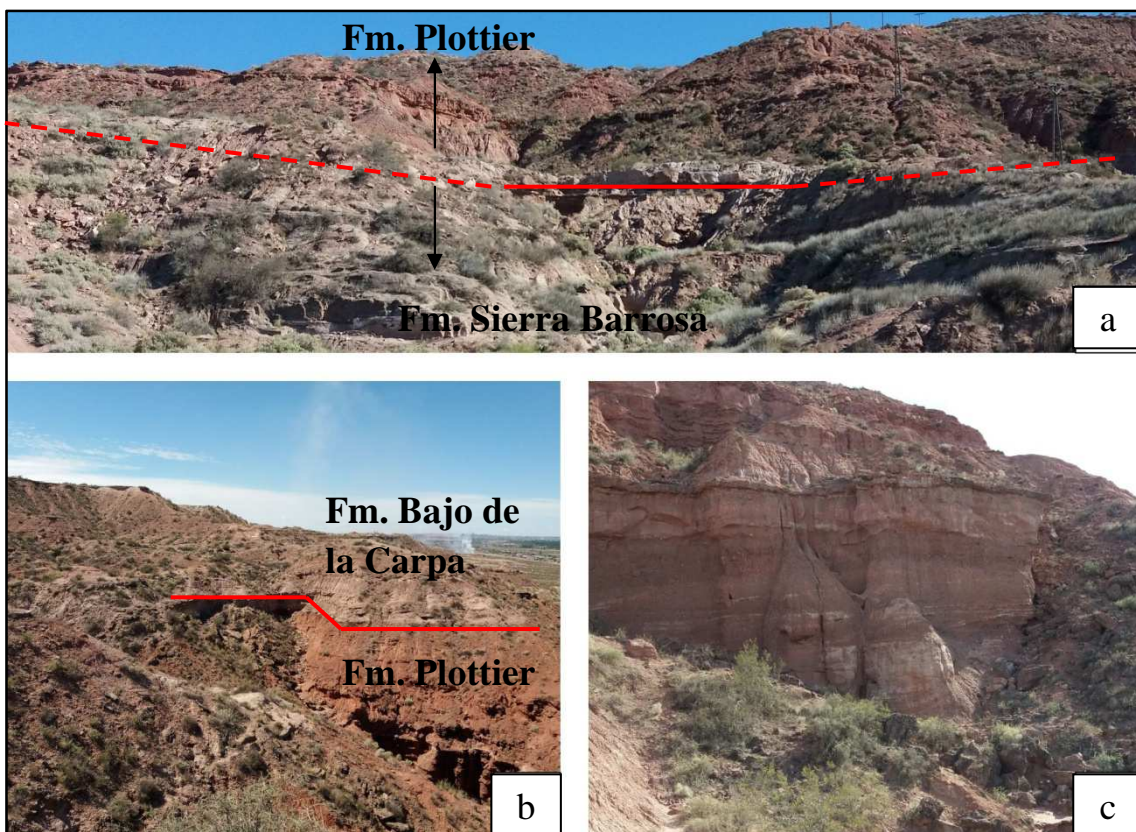
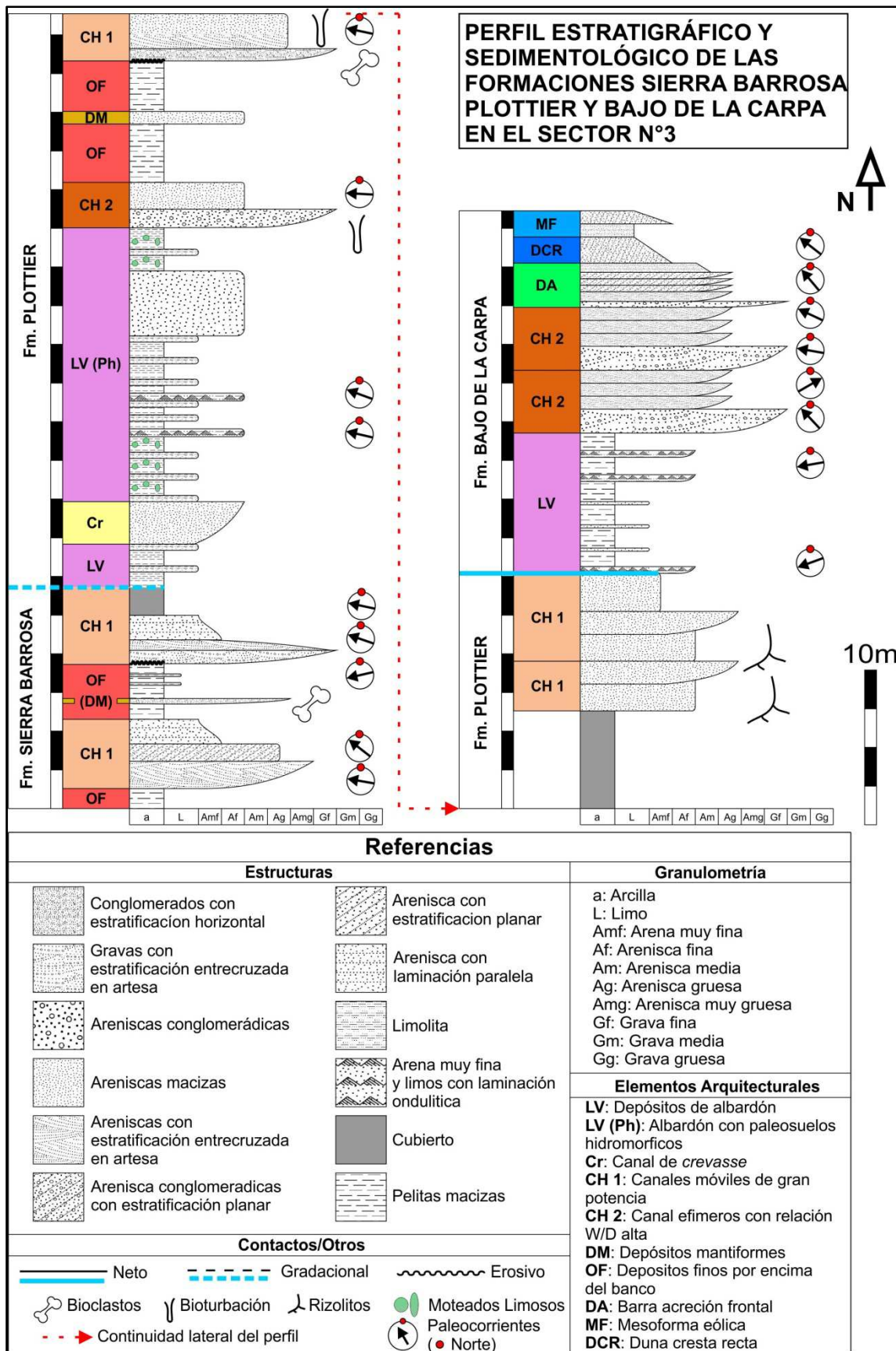


Fig. 9. A) Contacto gradacional, ocasionalmente neto, entre las Formaciones Sierra Barrosa y Plottier. B) Contacto neto entre las unidades Plottier y Bajo de la Carpa. C) Desarrollo de la Fm. Plottier del Sector N°3.



Perfil 3. Perfil estratigráfico y sedimentológico correspondiente al sector N°3.

5. ANÁLISIS DE FACIES SEDIMENTARIAS

El siguiente estudio se encuentra basado en la nomenclatura litofacial utilizada por los trabajos de Miall (1985; 1996), adoptando su metodología descriptiva. No obstante es necesario resaltar la necesidad por parte del autor de modificar o incorporar nuevas facies que se ajusten a los datos del afloramiento y permitan una mejor interpretación del depósito.

Las litofacies se caracterizan esencialmente por dos propiedades, el tamaño de grano, caracterizado por una letra mayúscula (G: *Grava*; S: *Arena* y F: *limo y/o arcilla*) y las estructuras sedimentarias representadas por una letra minúscula (por ejemplo: m: *macizo*; i: *gradación inversa*; t: *estratificación en artesa, etc.*).

Sin embargo, como se destacó anteriormente, no todos los sistemas son iguales y hay muchas ocasiones en las que los sedimentos no se ajustan estrictamente al código litofacial de Miall. Por ejemplo, podemos encontrar facies de arenisca con estratificación cruzada planar e intraclastos pelíticos, en cuyo caso la nomenclatura adecuada sería *Spe* (p = estratificación cruzada planar; e = erosivo). Como podemos observar, la sigla utilizada para definir esta litofacies difiere a las del modelo propuesto originalmente por dicho autor.

Además puede ocurrir que la facies se componga de una mezcla de dos fracciones, una dominante y otra accesoria. En este caso, se emplean dos letras mayúsculas (donde la primera representa el tamaño predominante) y una tercer letra minúscula asociada a la estructura sedimentaria. Por ello, una arenisca con grava presente en forma de lentes o con clastos dispersos (aislados) se le denomina “arenisca gravosa” y se indica con las siglas **SG**.

La interpretación de las litofacies está compuesta por una caracterización del material sedimentado (generalmente su litología) y de las características de la corriente que las originó, tales como su energía y régimen de flujo. Ha sido de gran utilidad la utilización del gráfico de Ashley (1990) el cual resume las características del depósito en función de la velocidad del flujo y el tamaño de grano (Fig. 10).

A continuación, se comenzará a describir las facies fluviales más importantes que han sido registradas en nuestra área de estudio, seguidas de algunas facies de origen eólico, que sólo han sido visualizadas en los sectores cuspidales de la Fm. Bajo de la Carpa.

Las tablas del apartado 5.3 permiten analizar el contenido litofacial de toda el área estudiada, donde se resumen las características más importantes. Así mismo, se exhibe el tipo de facies que comprende cada una de las formaciones.

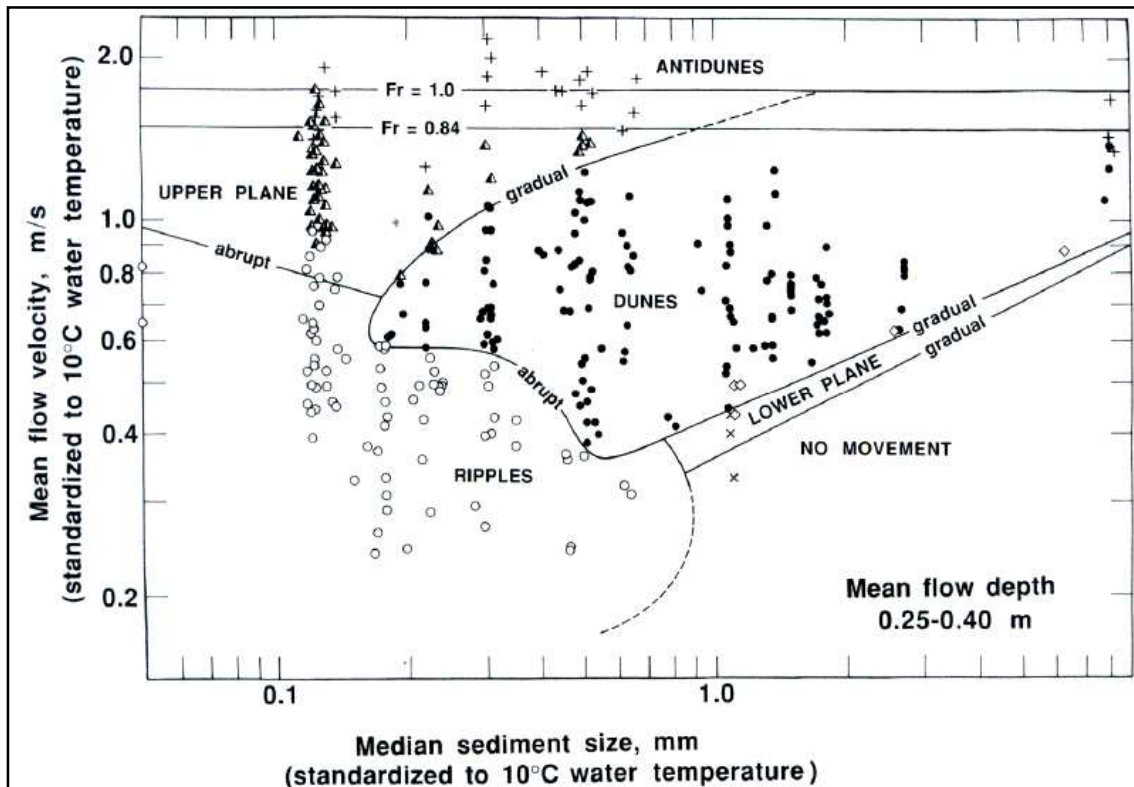


Fig. 10. Relaciones entre velocidades de corriente y profundidad del agua, y estructuras de fondo asociadas. Las variables están estandarizadas para temperatura del agua, viscosidad y densidad en 10°C. Se indican el campo de estabilidad de las diferentes estructuras sedimentarias y formas de fondo. Ashley, 1990.

5.1 Facies Fluviales

5.1.a L1: Paraconglomerado polimíctico con estratificación en artesa (Gt)

Esta litofacies comprende clastos tamaño guija con un promedio de grano de 3mm, alcanzando incluso los 7 mm. Los mismos están contenidos en una matriz arenosa que actúa de sostén. Son angulosos a subredondeados, con baja esfericidad y selección moderada a mala. Se reconocieron abundantes bioclastos. Los cuerpos que la contienen son canales, en donde suelen vincularse con litofacies St (Fig. 11).

Interpretación: Depósitos muy gruesos desarrollados por flujos tractivos de bajo régimen y alta energía, que impulsaron la migración de ondas sinuosas.

5.1.b L2: Ortoconglomerado polimíctico con estratificación cruda (Gh)

Litofacies psefíticas tamaño guija con promedio de grano de 2,7 mm, aunque también se encontraron granos de hasta 4 cm. Presenta una débil matriz arenosa fina. Tiene una buena selección, con clastos subangulosos a subredondeados y de alta esfericidad, cuya composición principal es cuarzosa, seguida en menor proporción por feldespatos y líticos. Se destaca una difusa laminación o estratificación cruda (Fig. 12).

Interpretación: Paquete gravoso con estratificación horizontal, generado por corrientes tractivas unidireccionales de bajo régimen de flujo y alta energía.



Fig. 11. Formas de lecho compuestas por la litofacies Gt.



Fig. 12. Estratificación difusa o cruda en conglomerados finos.

5.1.c L3: Arenisca conglomerádica con estratificación cruzada planar (SGp)

Depósito de arenisca muy gruesa a sabulítico-conglomerádica, con granos de 3 mm a 6 mm, mal seleccionados, de alta esfericidad y subangulosos a redondeados. Los mismos se encuentran contenidos en una matriz de arena muy fina. Ocasionalmente presentan intraclastos de caliche y pelíticos, y abundantes bioclastos (fragmentos óseos fuertemente abrasionados), emplazados en capas u horizontes desde 60 cm hasta 2 m de espesor (Fig.

13). A sí mismo, pueden formar parte de cuerpos canalizados, conformando sets del orden de decímetros.

Interpretación: Areniscas muy gruesas depositadas por corrientes tractivas unidireccionales de alta energía que generaron la migración de un tren de ondulad de cresta recta.

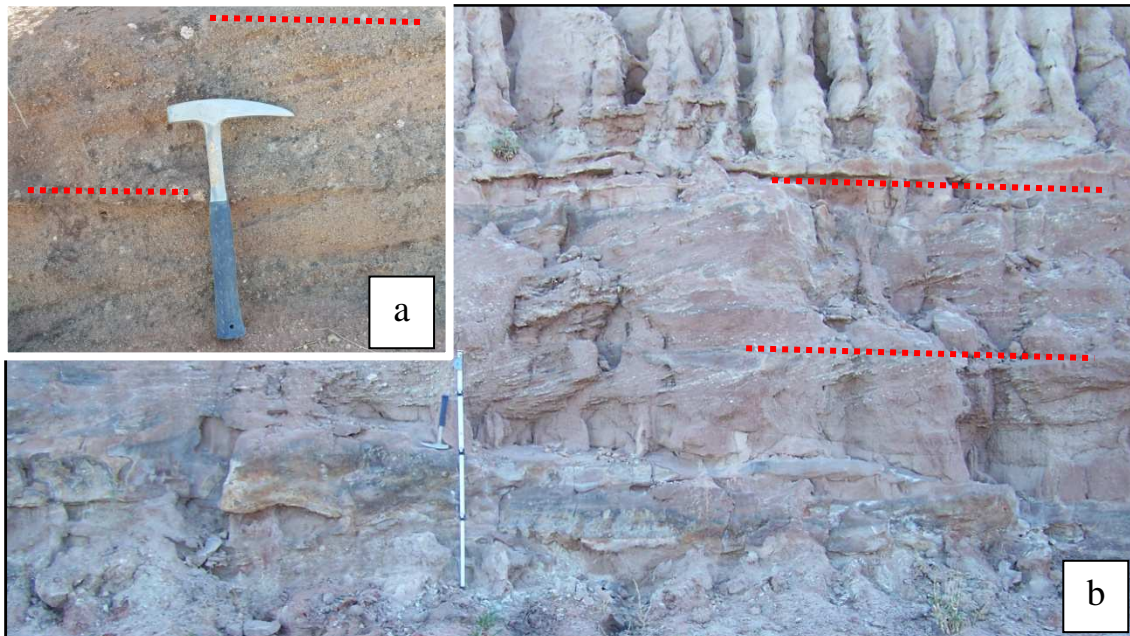


Fig. 13. a y b) Arenisca conglomerádica con estratificación tabular planar. Las líneas punteadas permiten divisar la separación de los distintos sets (superficies de reactivación).

5.1.d L4: Arenisca conglomerádica con estratificación cruda (SGc)

Arenisca conglomerádica compuesta por clastos subangulosos y de alta esfericidad, contenidos en una matriz arenosa muy fina. La selección es regular a mala. El grado de litificación de la roca es elevado y comprende una estratificación difusa o cruda. Se han registrado intraclastos limosos y de caliche.

Interpretación: Deposito de arenisca muy gruesa generado por corriente tractiva unidireccional de bajo régimen y alta energía. Los intraclastos limosos provienen del retrabajo previo de la facies subyacente, mientras que los de caliche denotan la presencia de paleosuelos (erosionados).

5.1.e L5: Areniscas sabulíticas con estratificación cruzada en artesa (SVt)

La unidad se compone de arenisca muy gruesa a sabulítica, con tamaños de clastos que van desde los 2 mm a 4 mm. Estos últimos son subangulares a subredondeados, y en general tienen buena selección. Predominan los clastos cuarzosos y líticos. Pueden hallarse asociadas a la litofacies St, y esporádicamente exhiben intraclastos pelíticos.

En la Fm. Plottier la selección es mala y gran parte del depósito se ve afectado por una intensa bioturbación, dándole ocasionalmente un aspecto

macizo. Se han reconocido moldes internos vinculados probablemente a cuevas o galerías (Fig. 14).

Interpretación: Depósitos de areniscas sabulíticas vinculadas a la migración de un tren de ondas de cresta sinuosa impulsada por una corriente tractiva unidireccional de bajo régimen de flujo y alta energía.



Fig. 14. Facies de canal compuesta por areniscas sabulíticas con estratificación cruzada en artesa. Obsérvese que en la Fig. “a” esta litofacies (por encima de la línea espaciada) se encuentra casi completamente obliterada por bioturbación.

5.1.f L6: Arenisca sabulítica maciza (SVm)

Litofacies compuesta por areniscas muy gruesas a sabulita, alcanzando un tamaño de grano promedio de 3 mm, subangulosos y de alta esfericidad. La selección es mala, encontrándose ocasionalmente con clastos de hasta 23 mm. La matriz es arena media-fina a muy fina, y actúa de sostén. Predominan fragmentos de cuarzo y líticos. La principal característica que define esta facies es la ausencia de estructuras. Se destaca una intensa bioturbación que deforma todo el paquete, preservándose muchas veces el molde interno de formas tubulares (Fig. 15a y b).

Interpretación: Areniscas sabulíticas muy gruesas y macizas, que han sido generadas por un flujo de bajo régimen y alta energía. Las estructuras primarias han sido obliteradas completamente por organismos. Ocasionalmente pueden reconocerse trazas de invertebrados.

5.1.g L7: Arenisca sabulítica con estratificación cruda (SVh)

Arenisca conglomerádica con clastos subangulosos a subredondeados de 2 mm o levemente mayores y con alta esfericidad. Se ha registrado una difusa estratificación o estratificación cruda. Los granos se encuentran soportados por una matriz limosa a arena media, y exhiben una buena selección. Predominan los componentes de cuarzo en detrimento a los feldespáticos y líticos. (Fig. 15c y d).

Interpretación: Delgadas laminas de arenisca sabulítica apiladas por un flujo tractivo unidireccional de bajo régimen y alta energía.

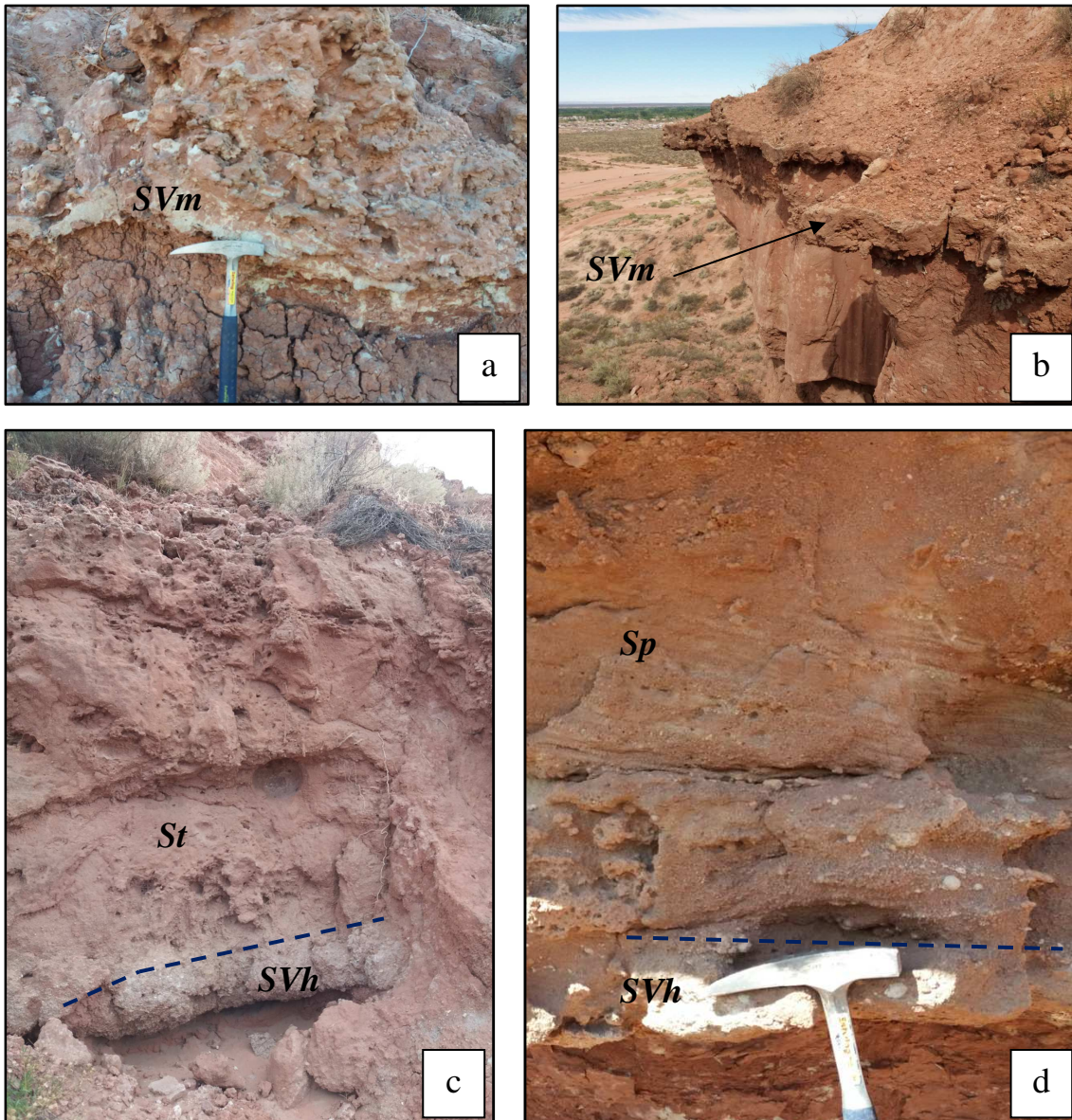


Fig. 15. a y b) Facies de canal compuestas por areniscas sabulíticas macizas. La intensa bioturbación oblitera las estructuras primarias en su totalidad. c) Asociación SVh-St conformando formas de lecho areno gravoso. Hacia el tope predomina la bioturbación. d) Estratificación cruda seguida de areniscas con estratificación planar, correspondientes al lecho y sector medio de los depósitos de canal

5.1.h L8: Areniscas con estratificación cruzada en artesa (St)

Esta litofacies se constituye por psamita media a gruesa, o bien fina a muy fina con granos bien redondeados y de alta esfericidad. La selección es buena y predominan clastos de cuarzo y feldespato. Principalmente se la encuentra en estratos tabulares o canalizados, aunque también se emplaza en cuerpos lobulares de escaso espesor (30 cm). En determinados sectores, estas litofacies se encuentran siempre suprayaciendo areniscas conglomerádicas o gravas finas. Esporádicamente se han observado intraclastos de limolita, láminas de muscovita y restos óseos desarticulados.

En la Fm. Plottier, esta litofacies es difícil de identificar debido al intenso grado de bioturbación (Figs. 15c y 16).

Interpretación: Migración de óndulas de cresta sinuosa sobre depósitos del fondo de canal, producida por flujos de bajo régimen y energía variable.



Fig. 16. Artesas de mediana a gran escala. Estos ejemplos pertenecen a la Fm. Bajo de la Carpa, donde se puede realizar una mejor apreciación de las mismas.

5.1.i **L9**: Arenisca con estratificación cruzada tabular planar (**Sp**)

Arenisca de granulometría media o bien, fina a muy fina con buena selección, clastos redondeados y de alta esfericidad (Figs. 15d y 17). Suele encontrarse en cuerpos de geometría lenticular y tabular, y se asocian a facies St y Sm. Se observó una estratificación tabular planar. En la Formación Bajo de la Carpa, se hacen presentes los intraclastos de caliche.

Interpretación: Cuerpos formados por la migración un tren de óndulas de cresta recta impulsado por un flujo de bajo régimen y energía moderada.

5.1.j **L10**: Areniscas laminadas (**Sh**)

Paquete de arenisca gruesa o fina muy bien seleccionada, predominantemente cuarzolítica y con una marcada laminación. Suelen culminar con abundantes láminas de muscovita hacia el tope y tienen un grado de litificación variable en ciertos lugares. (Fig. 18).

Interpretación: Delgadas laminas de arena que han sido sedimentadas por la acción de un flujo de alto régimen y energía variable, siendo menor hacia el tope del set, ya que es el sector donde se presenta la menor granulometría, acompañada por láminas de muscovita (cuya presencia indica una relativamente baja madurez composicional).

5.1.k **L11**: Areniscas muy finas macizas (**Sm**)

Facies con arena muy fina y matriz limosa, que exhibe una estructura maciza en toda su extensión y ocasionalmente cambia a una débil laminación de alto régimen. Presenta clastos de cuarzo y líticos de tamaño arena media. Se la puede encontrar tanto en cuerpos canalizados, rellenando gran parte de estos, como en estratos tabulares. Contienen abundantes restos óseos en el sector N°1. (Fig. 19).

Interpretación: Son depósitos que originalmente tenían una laminación primaria de alto régimen de flujo pero debido a perturbaciones ulteriores tales como bioturbación seguida de meteorización, adquirieron una configuración maciza. Fueron generados por flujos rápidos asociados a desbordamientos



Fig. 17. Barra de acreción frontal compuesta por sets de arenisca con estratificación cruzada tabular planar.

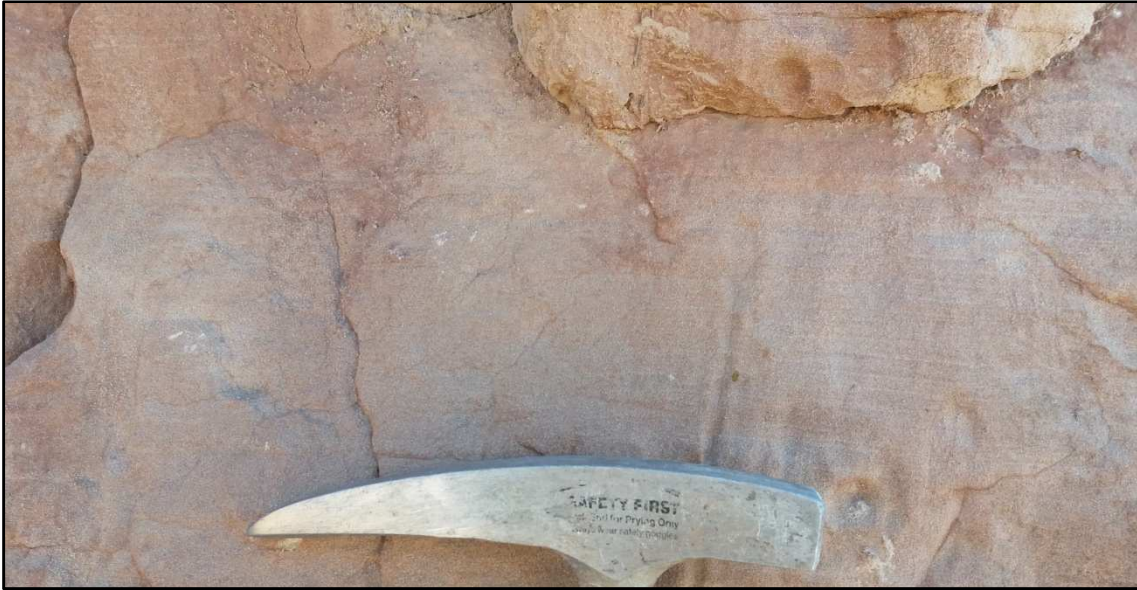


Fig. 18. Arenisca muy fina con laminación horizontal. Corresponde a la estructura de capa plana de alto régimen de flujo de Ashley, 1990.

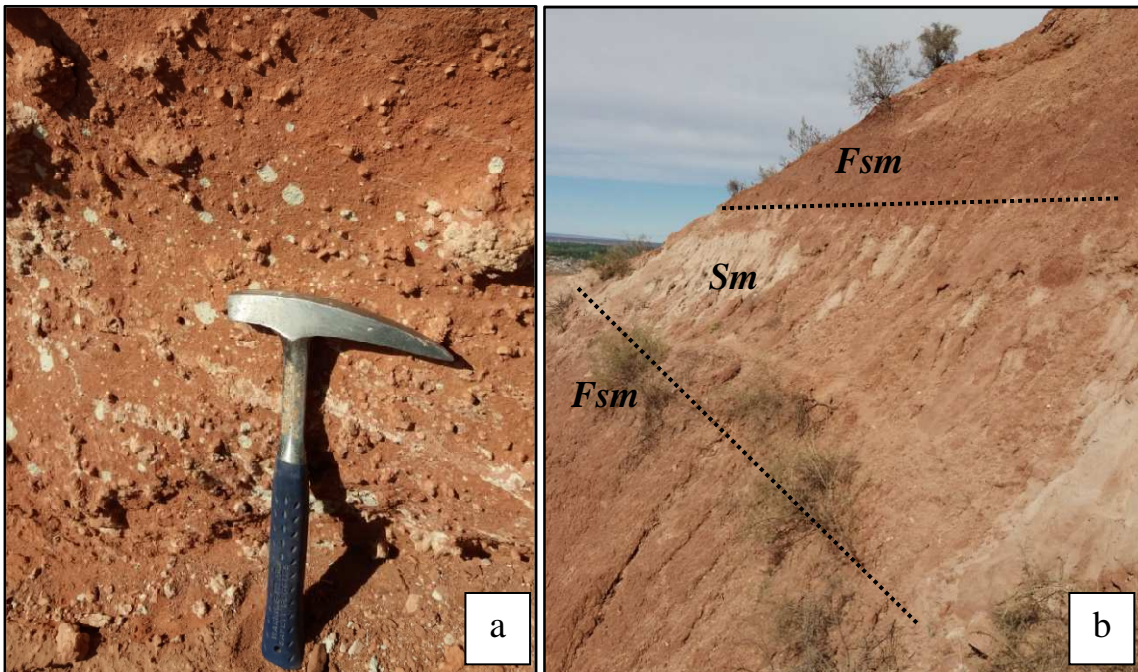


Fig. 19. a) Areniscas macizas finas. Se observan concreciones ferromagnesianas originadas por procesos diagenéticos. a) Intercalación entre estratos pelíticos tabulares (*Fsm*) y areniscas macizas (*Sm*).

5.1.1 L12: Arenisca muy fina con intraclastos de caliche y pelitas (*Se*)

Litofacies de arena fina a muy fina, con clastos bien redondeados y de alta esfericidad. La selección es regular. Composicionalmente corresponde a una arenisca cuarzolítica con aislados granos líticos de hasta 5 mm. Se registraron intraclastos de caliche y pelíticos. Se encuentra contenida en delgadas capas de hasta 6 cm de espesor, interdigitadas con litofacies *Sm*. (Fig. 20).

Interpretación: Paquete arenoso depositado por flujos tractivos de alta energía que venían retrabajando depósitos de planicie de inundación fangosa asociadas y paleosuelos. Se tratarían de depósitos residuales de fondo de canal.



Fig. 20. Delgados niveles con intraclastos pelíticos y de caliche (Se)

5.1.m L13: Arenisca maciza con gran predominio de rizolitos (*Smr*)

Depósito de arenisca fina a muy fina, de color rosáceo y arreglo macizo. Se encuentra en estratos tabulares extensos y en cuerpos canalizados. El rasgo principal de la misma corresponde a la gran predominancia de rizolitos de gran tamaño, llegando incluso a alcanzar los 20 cm de largo, y un grosor de 5 cm. El estado de deformación es muy elevado (Figs. 21b y c).

Interpretación: La obliteración de las estructuras primarias a causa de la acción de la cubierta vegetal impide deducir las características originales del depósito. Sin embargo, en base a las geometrías de los estratos, se presume que fue depositado por flujos tractivos de energía moderada. Un evento de saturación post-depositacional favoreció el crecimiento vegetal. Las formas canalizadas deberían corresponder a depósitos de canales abandonados y posteriormente edafizados.

5.1.n L14: Arenisca limosa con laminación ondulítica (*Sr*)

Esta litofacies responde granulométricamente a una arenisca fina-muy fina a limo, muy bien seleccionada. Presenta una variación en el grado de compactación en distintas capas y se encuentra contenida en niveles del orden de cm (6 -15 cm) en la vertical, aunque lateralmente son muy extensos. Muchas veces se preserva una delgada capa cuspidal con laminación transcurrente o pseudoplanar (Smith, 1971; Lindholm, 1982). (Fig. 21a). En este último caso, se utiliza el código *Sr (lt)*.

Interpretación: Depósitos de arena muy fina formados por la migración de ondulitas de cresta recta impulsadas por un flujo tractivo de bajo régimen y

baja energía. La laminación transcurrente es originada por una forma de lecho tractiva de muy bajo relieve y bajo régimen de flujo. Esta última indicaría una merma paulatina del flujo (¿Desborde?).

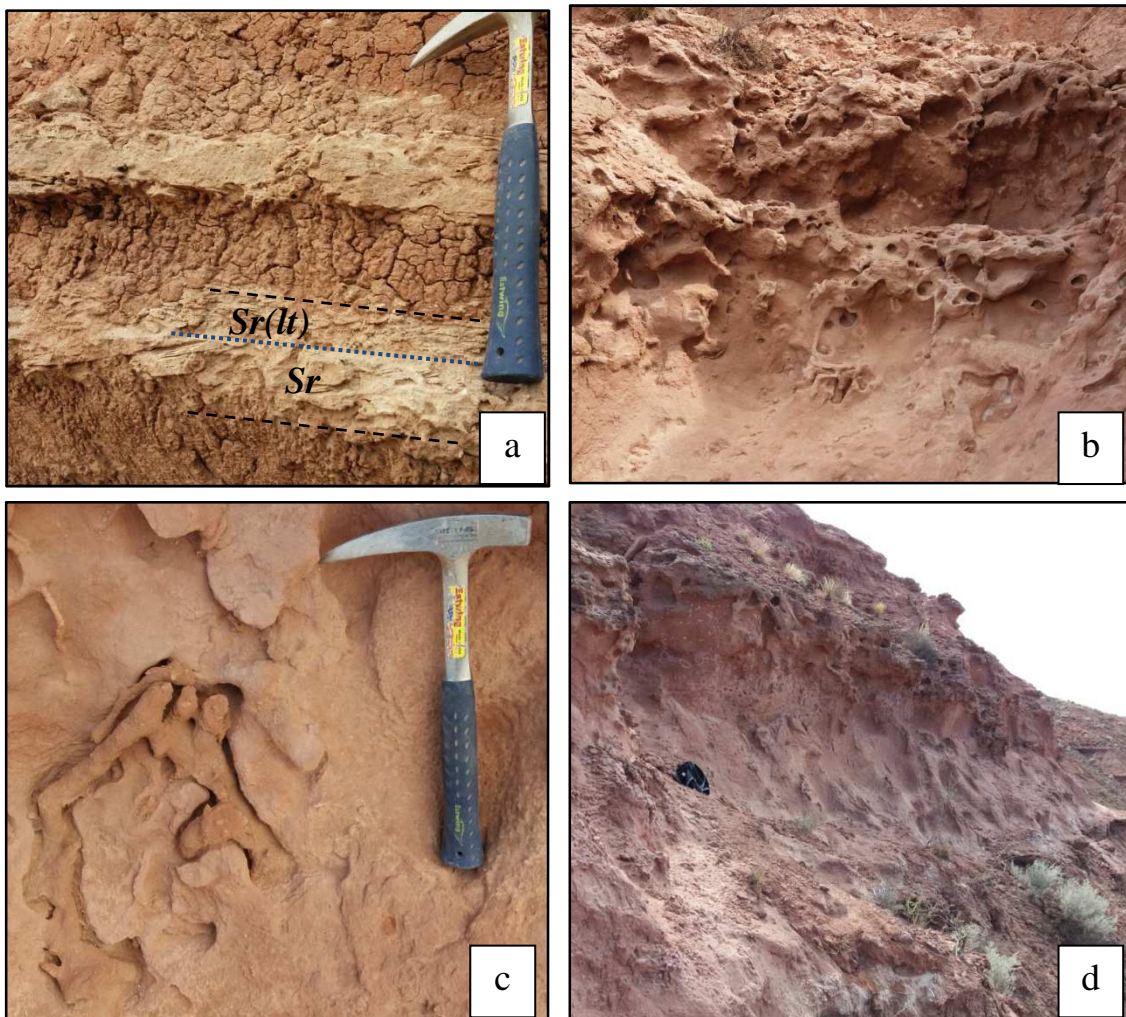


Fig. 21. a) Arenisca fina con ripples, seguida de laminación transcurrente. b y c) Rizolitos de gran tamaño emplazados en areniscas macizas completamente deformadas. d) Vista general de la zona con mayor influencia de bioturbación.

5.1.ñ L15: Pelitas interestratificadas con arena muy fina (*Fsm*)

Depósitos de pelitas con arreglo macizo que en determinadas ocasiones presentan una débil fisilidad. Tienen una coloración morada y se encuentran intercaladas con areniscas verdosas muy finas de matriz limosa.

Se emplazan en cuerpos tabulares de gran extensión lateral (Figs. 19b y 22a y b). En la Fm. Sierra Barrosa, se registran láminas de muscovita y algunos restos óseos desarticulados y ahuecados.

Interpretación: Depósitos de baja energía que permitieron la decantación de material fangolítico. La presencia de arena muy fina fue depositada por flujos esporádicos de alto régimen y baja energía y carácter tractivo.

5.1.o L16: Fangolitas con máculas de decoloración (*Fph*)

Depósitos pelíticos de color morado y una laminación irregular. Lateralmente se observa una variación de las estructuras, adquiriendo un arreglo macizo y una gran cantidad de motas o máculas de geometrías alargadas u ovaladas de color verdosa a gris-verdosa compuestas por limo (Figs. 22c y d).

Interpretación: Material pelítico depositado por decantación en un ambiente de muy baja energía. Las máculas y/o horizontes de decoloración son debidas a procesos *redox* (oxido-reducción), vinculados al desarrollo de horizontes hidromórficos en sedimentos fuertemente saturados en agua.

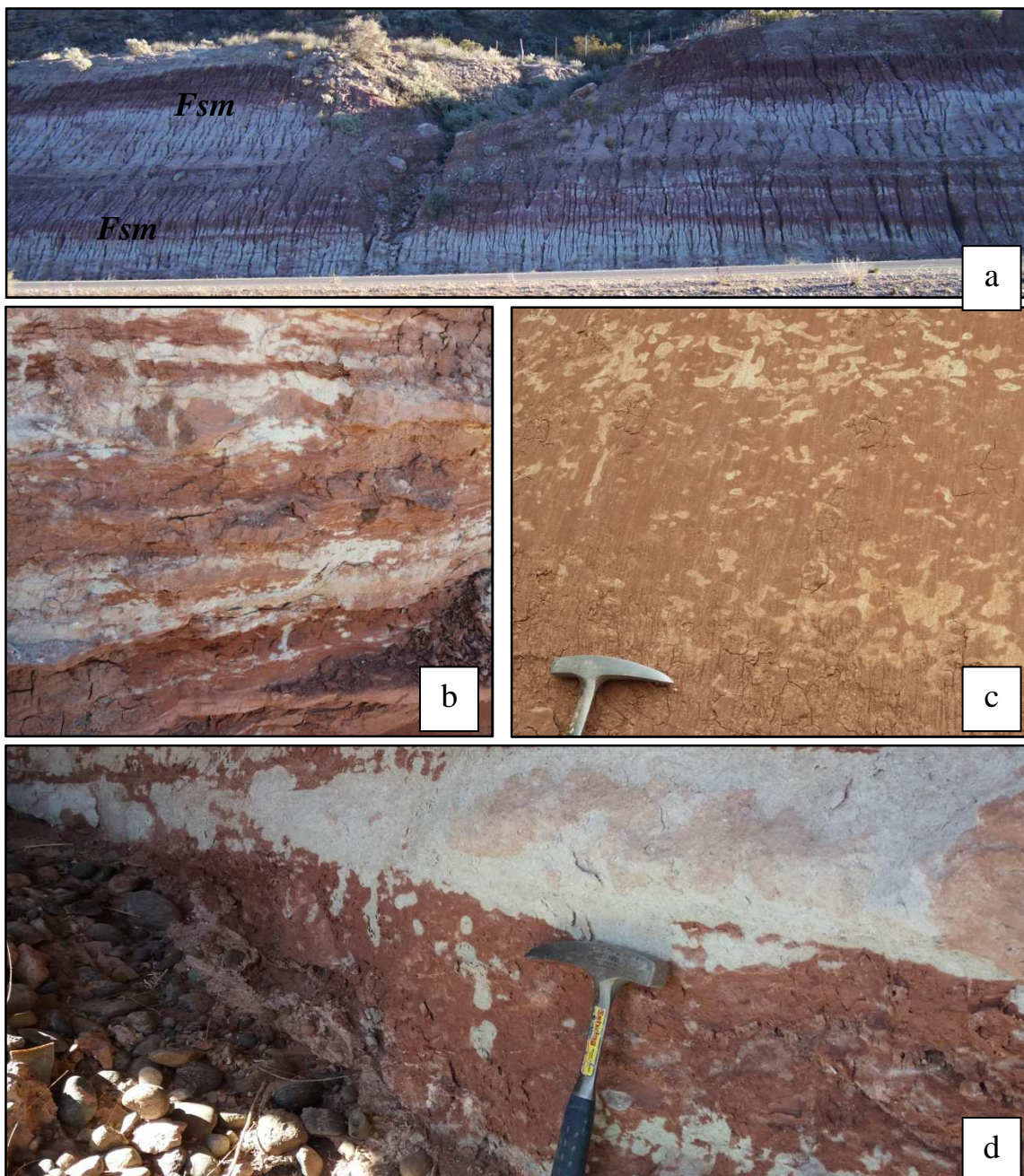


Fig. 22. a y b) Litofacias de pelitas moradas, ocasionalmente intercaladas con delgadas capas de limo, comprendidas en cuerpos tabulares lateralmente extensos. c y d) Depósitos de albarcón con desarrollo de horizontes hidromórficos.

5.2 Facies Eólicas

5.2.a L17: *Arenisca con estratificación cruzada tabular planar (Spp)* (Fig 23a).

Arenisca media a muy fina muy bien seleccionada, con granos subredondeados y de alta esfericidad. Se observa una gran homogeneidad en el depósito, así como también una estratificación cruzada planar.

Interpretación: Migración de dunas crecientes de crestas rectas con caras de sotavento dominadas por caída y flujo de granos.

5.2.b L18: *Arenisca con estratificación cruzada planar asintótica (Spa)* (Fig. 23e).

Delgadas láminas de arenisca gruesa que alternan continuamente con arenas finas, observándose una gradación inversa de intralámina. Los granos son subangulosos a subredondeados, con esfericidad alta y gran homogeneidad dentro de las láminas que conforman.

Interpretación: Migración de dunas crecientes de cresta recta, con caras de sotavento dominadas por caída y flujo de granos, y migración de óndulas eólicas en el pie de las dunas.

5.2.c L19: *Areniscas finas laminación cruzada de muy bajo ángulo (Slg)* (Fig. 23d).

Areniscas finas a muy finas, muy bien seleccionadas, subredondeadas y con alta esfericidad. Puede observarse la gradación inversa de intralámina dentro de estos depósitos. El ángulo de las láminas que las contienen es muy bajo pero claramente perceptible en el afloramiento.

Interpretación: Migración de óndulas eólicas de arena sobre mesoformas de pequeño porte o en áreas de interduna o manto eólico.

5.2.d L20: *Areniscas muy finas con laminación horizontal (Shg)* (Fig. 23b y c).

Areniscas muy finas, muy bien seleccionadas, subredondeadas a redondeadas y con alta esfericidad. Comprenden sets horizontales de escasos centímetros de espesor. La gradación inversa se hace presente en esta facies, pasando de una arena muy fina a otra de granulometría fina.

Interpretación: Migración de óndulas eólicas de arena sobre mesoformas de pequeño porte o en áreas de interduna o manto eólico.

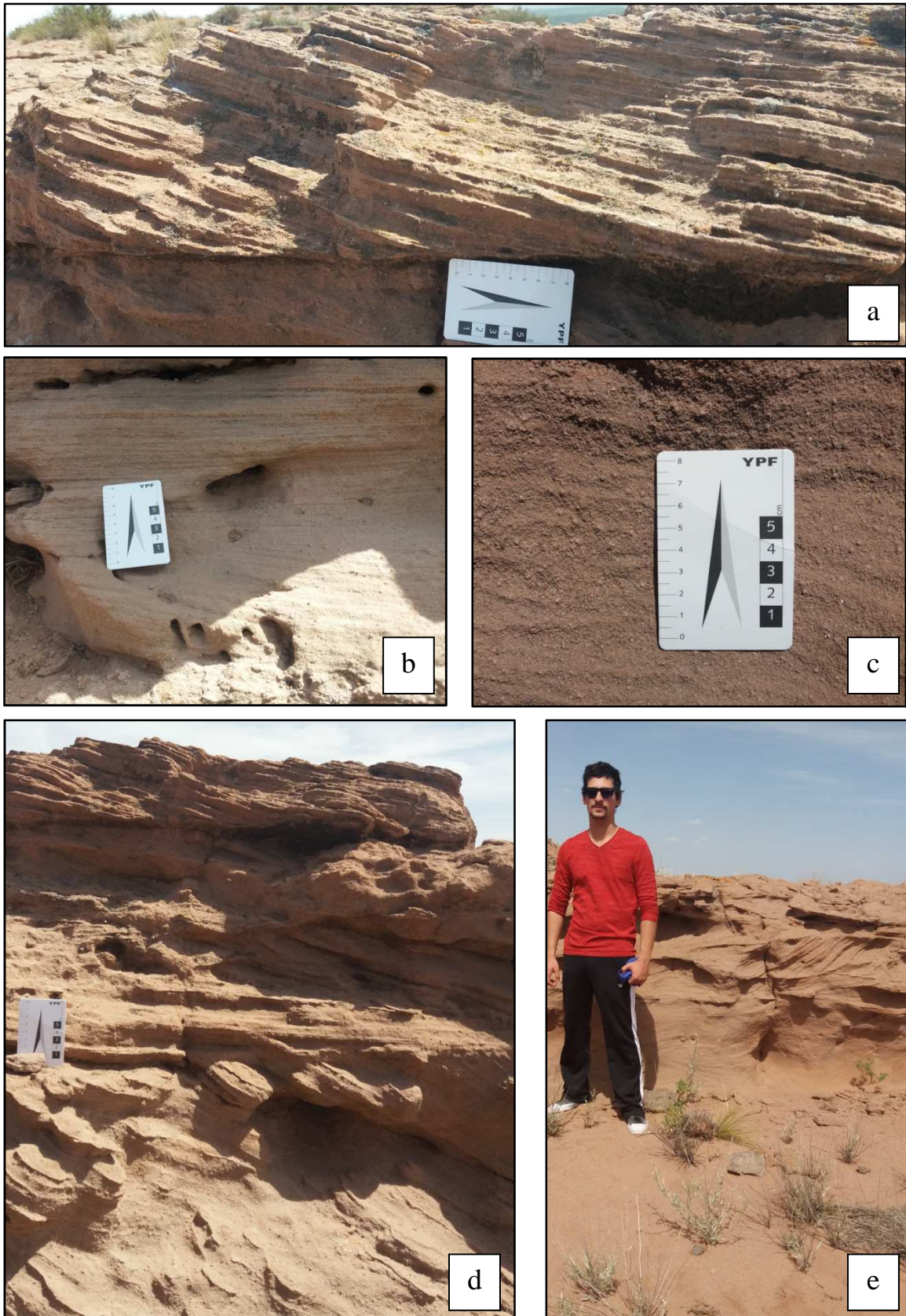


Fig. 23. a) Areniscas con estratificación plana Spp. b) Arenisca con laminación horizontal Shg. c) Gradación inversa de intralámينا en las facies Shg. d) Areniscas con laminación horizontal de bajo ángulo Slg. e) Areniscas con estratificación cruzada planar asintótica Spa.

5.3. Tablas

Facies	Litología	Geometría	Estructuras Sedimentarias	Interpretación
Gt	Paraconglomerado polimíctico	Lenticular a canalizadas	Estratificación cruzada en artesas	Migración de ondulaciones sinuosas 3D en el bajo régimen de flujo.
Gh	Ortoconglomerado polimíctico	Tabular	Estratificación cruda	Depósitos del fondo de canal. Bajo régimen de flujo.
SGp	Arenisca conglomerádica	Lenticular a tabular	Estratificación tabular planar	Dunas 2D correspondientes al sector medio del canal.
SGc	Arenisca conglomerádica	Lenticular a canalizadas	Estratificación difusa o cruda	Depósitos del fondo de canal. Bajo régimen de flujo.
SVt	Arenisca sabulítica	Tabular a lenticular	Estratificación cruzada en artesas	Migración de ondulaciones de cresta sinuosa. Bajo régimen de flujo.
SVm	Arenisca sabulítica	Tabular a canalizada	Maciza	Estructuras primarias obliteradas por bioturbación
SVh	Arenisca sabulítica	Tabular	Estratificación cruda	Depósitos de fondo de canal. Bajo régimen de flujo.
St	Areniscas cuarzolíticas Granulometría gruesa a muy fina	Lenticular, tabular y canalizada	Estratificación cruzada en artesas	Migración de ondulaciones 3D. Depósitos del lecho de canales arenosos.
Sp	Areniscas cuarzolíticas Granulometría media a muy fina	Lenticular, tabular y canalizada.	Estratificación tabular planar	Migración de dunas 2D. Sector medio de cuerpos canalizados.
Sh	Areniscas cuarzolíticas Granulometría gruesa a muy fina	Tabular	Laminación horizontal	Depósitos de capa plana. Tope de barras y crecidas laminares.
Sm	Areniscas muy finas	Canalizada a tabular	Macizas	Depósitos de crecidas y desbordes. Estructuras primarias obliteradas por bioturbación.
Se	Arena fina a muy fina	Tabular	Intraclastos pelíticos y de caliche	Depósitos del fondo con retrabajo de planicies de inundación con posible desarrollo de paleosuelos.
Smr	Arenisca fina a muy fina	Tabular	Macizo. Abundantes rizolitos.	Canales y planicies arenosas completamente deformadas por acción biológica.
Sr	Arenisca limosa	Tabular	Ondulitas	Migración de ondulaciones 3D. Bajo régimen de flujo.
Spp	Arenisca media a muy fina	Tabular	Estratificación tabular planar	Duna creciente de cresta recta.
Spa	Arenisca gruesa a fina	Tabular	Estratificación cruzada planar asintótica	Duna de cresta recta con ondulaciones al pie.
Slg	Arenisca fina a muy fina	Tabular	Laminación cruzada de muy bajo ángulo	Migración de ondulaciones de arena sobre mesoformas de pequeño porte.
Shg	Arenisca muy fina	Tabular	Areniscas con laminación horizontal	Migración de ondulaciones de arena sobre mesoformas de pequeño porte.
Fsm	Pelitas y arena muy fina/limo interestratificadas	Tabular	Macizas. Ocasionalmente con una débil fisilidad	Depósitos de baja energía generados por decantación.
Fph	Pelitas	Tabular	Macizo. Abundantes máculas de decoloración	Depósitos pelíticos asociados al desarrollo de horizontes hidromórficos.

Tabla 1. Litofacies fluviales y eólicas identificadas en el área de estudio del presente trabajo.

Facies	Fm. Sierra Barrosa	Fm. Plottier	Fm. Bajo de la Carpa
Gt	X		
Gh	X		
SGp	X		
SGc			X
SVt	X	X	
SVm		X	
SVh		X	
St	X	X	X
Sp	X	X	X
Sh	X		
Sm	X	X	
Se	X		
Smr		X	
Sr		X	X
Spp			X
Spa			X
Slg			X
Shg			X
Fsm	X	X	X
Fph		X	

Tabla 2. Facies de cada unidad formacional encontrada dentro de nuestra zona de estudio.

6. ELEMENTOS ARQUITECTURALES Y ASOCIACIONES DE FACIES

6.1 CH-0: Depósitos de relleno de canal

Este elemento está compuesto en su base por delgados horizontes o lentes gravosos con estratificación cruda, la cual es seguida por la migración de onduladas de arena de cresta recta y finaliza con areniscas macizas a débilmente laminadas. La asociación litofacial que la caracteriza es Gh-St-Sm, esporádicamente con presencia de Gp. Se encuentra en la base de la sucesión estratigráfica del sector N°1 dentro de cuerpos de geometría lenticular de unos 40 cm de espesor. Internamente se reconocen sucesiones amalgamadas que inician con depósitos residuales del fondo de canal (Gh), cuya asociación con la facies St, permite atribuirlo a uno de los estilos de formas de lecho gravosas propuesto por Smith en 1990 (Fig. 24). Luego se registra la migración de formas de lecho arenosas (St-Sm) que ocasionalmente alternan con dunas gravosas 2D, las cuales estarían indicando momentos o episodios de mayor energía en el sistema.

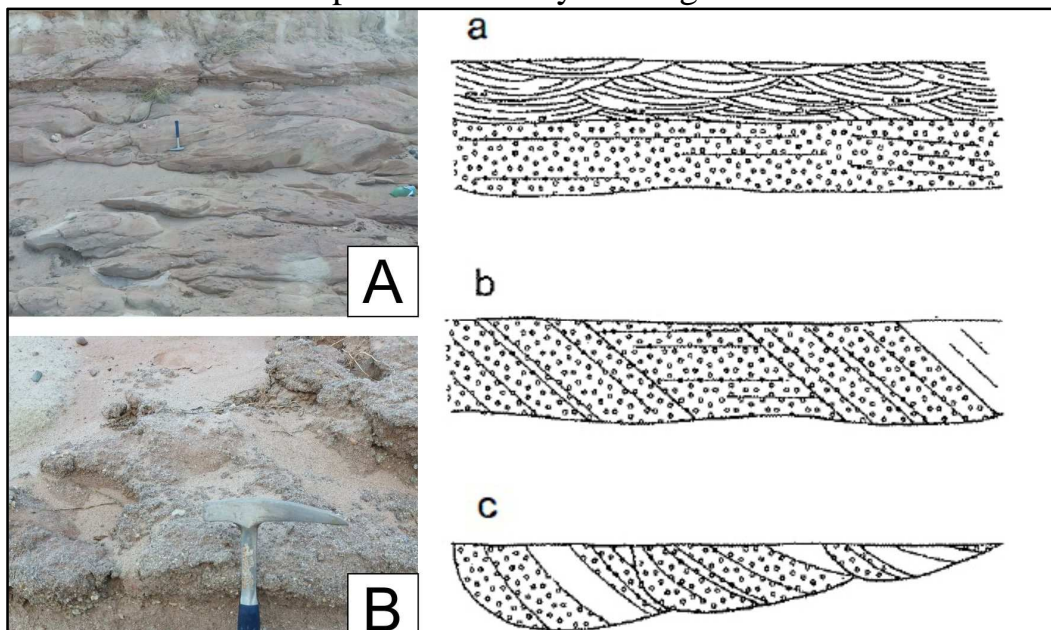


Fig. 24. Derecha: Tres estilos del elemento GB en capas gravosas de Budleigh Salterton, Inglaterra (Triásico). El estilo "a" es al que más se aproxima en nuestro caso y corresponde a una pareja de arenisca con estratificación cruzada en artesa (litofacies St, elemento SB) y conglomerado con estratificación cruda (litofacies Gh). Smith, 1990. Izquierda: (d) Forma de lecho arenosa compuesta principalmente por la facies St. (e) Formas de lecho gravosas 2D asociadas a eventos de mayor energía en el sistema.

6.2 Cr (Ch): Canal de desborde (crevasse channel)

Canales definidos por la siguiente asociación de facies: St-Sp-Sm. En determinadas ocasiones, se observaron gravas con estratificación en artesa (Gt) intercaladas con las areniscas. Sin embargo la litofacies Sm es la que caracteriza al elemento, ya que muchas veces constituye gran parte del relleno de este y preserva su laminación primaria.

Si bien comparte las mismas facies que suelen representar al relleno de un canal principal o de mayor jerarquía, se diferencia en que los cuerpos tienen una extensión lateral mucho más acotada (hasta 10 metros) e inclusive las dimensiones de las estructuras sedimentarias son más reducidas en tamaño. (Fig. 25).

Las macroformas presentan un contacto neto en la base mientras que el tope puede ser neto o gradacional y siempre se encuentran emplazadas entre depósitos pelíticos. Suelen empezar con areniscas laminadas Sh, vinculadas a la presencia de flujos de alto régimen que se han desbordado desde el canal principal, y continúan las facies tractivas de mayor energía (St-Sp), lo que sugiere el rompimiento del albardón y la formación del canal de desborde.

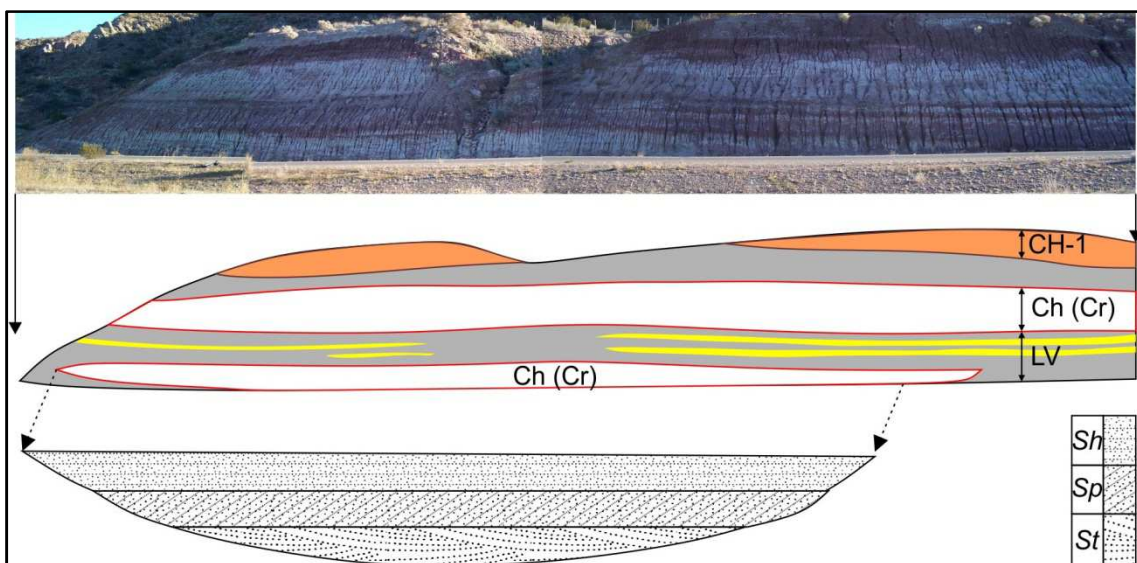


Fig. 25. Arriba, fotografía de las facies de albardón y canales de *crevasse* en el sector N°1. Abajo, mapeo de los distintos elementos que han sido reconocidos en el área, donde se proyecta un canal de *crevasse* con su asociación litofacial típica.

6.3 LA: Barra de acreción lateral

Es reconocida principalmente por el tipo de asociación litofacial, ya que frecuentemente los depósitos no alcanzan a preservar su forma. Típicamente se compone de Se-St-Sp-Sh correspondiendo cada una de ellas a los sectores basales (Se y St), medio (Sp) y superior (Sh) de la barra.

Muchas veces constituyen todo el relleno de los canales y siempre exhiben un arreglo grano-decreciente que puede culminar con material pelítico. Los contactos son erosivos en la base, y netos hacia el tope, y tienen una potencia de entre 2 y 5 metros aproximadamente (Fig. 26).

En el sector n°1 hay barras que presentan estratificación sigmoidal o en épsilon, y se puede apreciar el proceso de acreción lateral de la misma. En este caso la barra se reconoce por su arreglo geométrico y su grano-decrecencia, ya que carece de estructuras sedimentarias internas. Además se exhiben las superficies de 3°orden que las limitan.

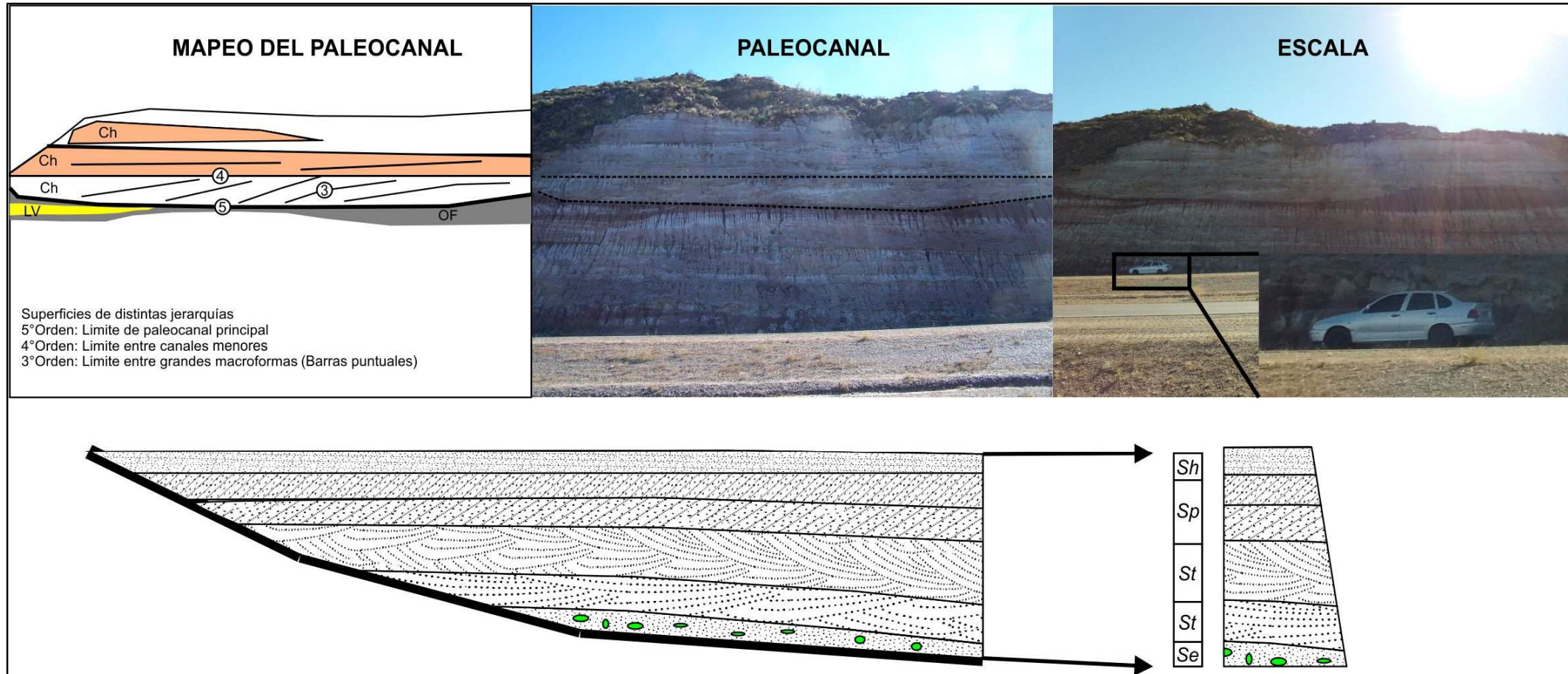


Fig. 26. De izquierda a derecha, se muestra el mapeo de un gran paleocanal de la Fm. Sierra Barrosa, destacándose las superficies de 3° 4° y 5° orden y algunos elementos arquitecturales. En el centro hay una imagen general del paleocanal. La imagen de la derecha se utiliza para demostrar el tamaño del cuerpo utilizando el automóvil como escala. Abajo, un modelo idealizado del canal con las facies que lo rellenan, las cuales responden claramente a una barra de acreción lateral.

6.4 LV: Depósitos de albardón

Se compone de la siguiente asociación facial: Fsm-Sm (Sh)-Sr. Es necesario resaltar la existencia de horizontes hidromórficos (Fph) frecuentes en los albardones de la Fm. Plottier, los cuales indican una constante saturación de agua en los sedimentos, lo que podría estar vinculado a la existencia de períodos húmedos o lluviosos.

En general son paquetes pelíticos con cierta influencia arenosa, de geometrías tabulares y una gran potencia de 5 metros (hasta 10 m). La extensión lateral puede llegar a abarcar distancias de hasta 1 km. Los contactos son siempre netos, excepto cuando los depósitos de relleno canal transicionan a márgenes del cauce, siendo en este caso gradacionales (Fig. 27).

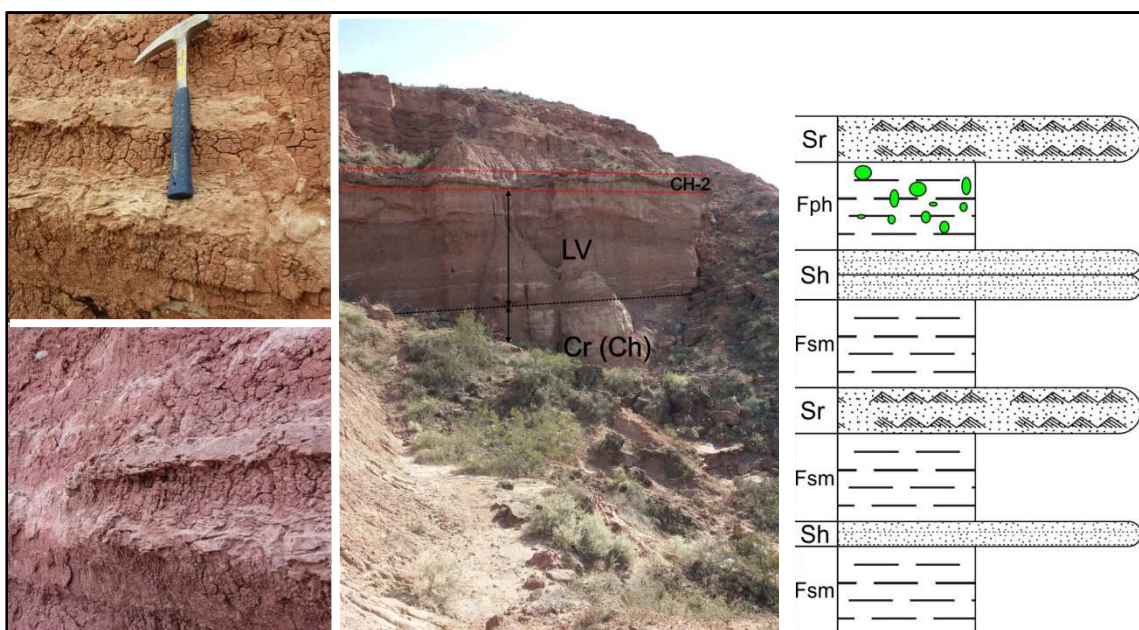


Fig. 27. Depósitos de albardón con su asociación litofacial típica. Las fotografías de la izquierda muestran una intercalación frecuente entre areniscas y fangolitas.

6.5 OF: Depósitos finos de planicie proximal.

Presenta un arreglo litofacial similar a los depósitos de albardón, aunque en este caso se atribuye una asociación monofacial Fsm para el caso de la Fm. Sierra Barrosa, y otra Fsm-Sr-Sh para la planicie de la Fm. Plottier.

Básicamente consiste en material fangolítico macizo a débilmente laminado, con cierta influencia de material limoso o arenoso muy fino. Uno de los principales atributos que lo diferencia de los albardones, es que sobre estos suelen emplazarse paquetes arenosos vinculados a flujos efímeros del tipo *sand-sheet flow*, generados por eventos de desborde. En cuanto a su extensión y los contactos, son iguales a los elementos LV pero con una menor potencia (hasta 5m).

6.6 CH-1: Canales móviles de gran potencia

Este estilo de canales suele ser reconocido tanto por su geometría en aquellos casos donde los bordes quedan bien preservados, así como también por su asociación litofacial, debido a que en gran parte del afloramiento no es posible delimitar claramente el cuerpo, pero sus estructuras internas permiten definir facies típicas de canal.

En general se trata de canales multilaterales, en menor medida multihistóricos, con un gran espesor que oscila entre los 2 a 7 metros y una extensión considerable del orden de cientos de metros (Fig. 28). Hay varias asociaciones faciales que los caracterizan, pero todas exhiben una tendencia grano-decreciente y estrato-decreciente. A continuación se muestran las asociaciones más frecuentes: a) Sm-Se-SVt-SGp-St-Sm; b) SVt-St, c) Gh-St y d) Sh-St.

En el caso “a” la sedimentación registra una base erosiva con retrabajo de paleosuelos de caliche, seguido por facies tractivas SVt y SGp que denotan el fondo y sector medio del canal respectivamente, para culminar con sedimentación de arena muy fina coronadas por pelitas, estas últimas indicando un abandono gradual debido muy probablemente a procesos avulsivos.

La asociación “b” es esencialmente similar a la anterior, con la diferencia de que en este caso no ha sido factible la preservación de todos los depósitos. Comienza con areniscas conglomerádicas que contienen intraclastos pelíticos de la facies subyacente, seguida de arenisca gruesa. Se la interpreto como depósitos del lecho y del sector medio del canal.

Finalmente, las asociaciones “c” y “d” se caracterizan ya que ambas empiezan con una laminación de capa plana en el bajo régimen de flujo sobre el lecho plano, seguida de estratificación en artesa en condiciones normales de flujo. Estas macroformas se han registrado principalmente en los depósitos de las formaciones Sierra Barrosa y Plottier.

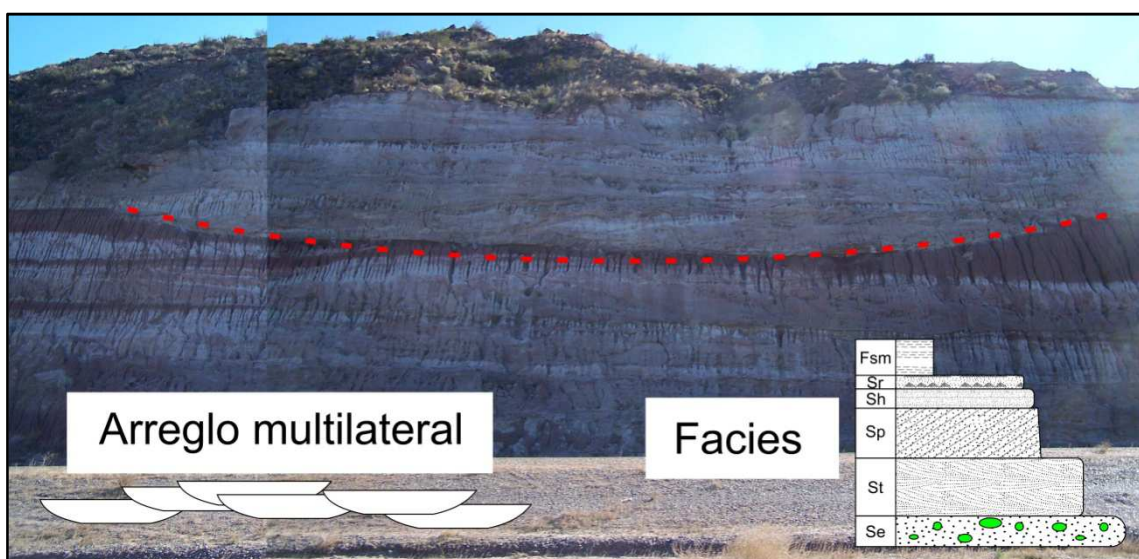


Fig. 28. Canales móviles CH-1 con arreglo multilateral dominante y su asociación litofacial idealizada.

6.7 CH-2: Canales efímeros de relación Ancho (W)/ (D) Profundidad alta

Canales efímeros de pequeña envergadura con una razón W/D elevada, lo que le atribuye un espesor que rara vez supera el metro (Fig. 29). El arreglo multilateral, y principalmente multihistórico de los cuerpos, le otorga a los mismos una configuración tabular extensa, de poco espesor. La asociación de facies que la caracteriza es SGc-St-Sp, aunque hay ciertas ocasiones donde la bioturbación elimina por completo la estructura primaria y le confiere un arreglo macizo SVM o Sm. Son macroformas típicas de la Formación Bajo de la Carpa. Se encuentran directamente relacionadas al elemento D.A.

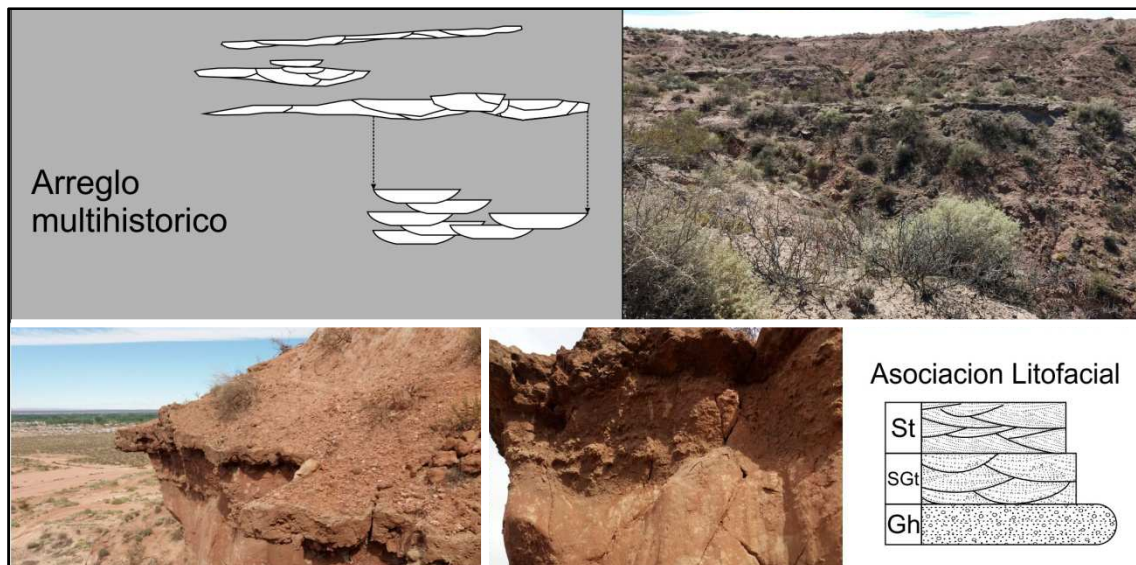


Fig. 29. Canales efímeros CH-2 con arreglo multihistórico dominante y su asociación litofacial idealizada.

6.8 DM: Depósitos mantiformes (Sand-sheet flow)

Son típicos depósitos de avenidas mantiformes o flujos que se han desbordado desde el canal principal, posiblemente en épocas de crecidas o mucho caudal. Los cuerpos presentan un espesor que no supera los 20 cm, y que lateralmente puede alcanzar cientos a miles de metros (Fig. 31d, e y f). Se emplazan sobre planicies de inundación proximales. Si bien se sabe que este estilo de depósito tiene un predominio de areniscas laminadas Sh, en nuestro caso el mejor ejemplo, que se encuentra cercanamente al tope de la Formación Sierra Barrosa, exhibe facies tractivas St-Sp en tan solo 13 cm de espesor.

6.9 DA: Barra de acreción frontal

Gran parte de los canales de la Fm. Bajo de la Carpa alternan con depósitos de gran extensión longitudinal compuestos por la siguiente asociación: SVt-St-Sp-Sh, donde la estratificación cruzada tabular planar es la facies más representativa, con una tendencia acrecional en la vertical.

Estos cuerpos con migración en sentido noroeste son identificados como

“*downstream accretion*” o simplemente barras de acreción frontal.

Se las puede reconocer por su base relativamente plana y su techo abovedado, cuyo interior se compone de un *coset* conformado por varias capas de areniscas con estratificación planar dominante. Muchas veces se pueden reconocer superficies de reactivación dentro de estas macroformas. (Fig. 30).

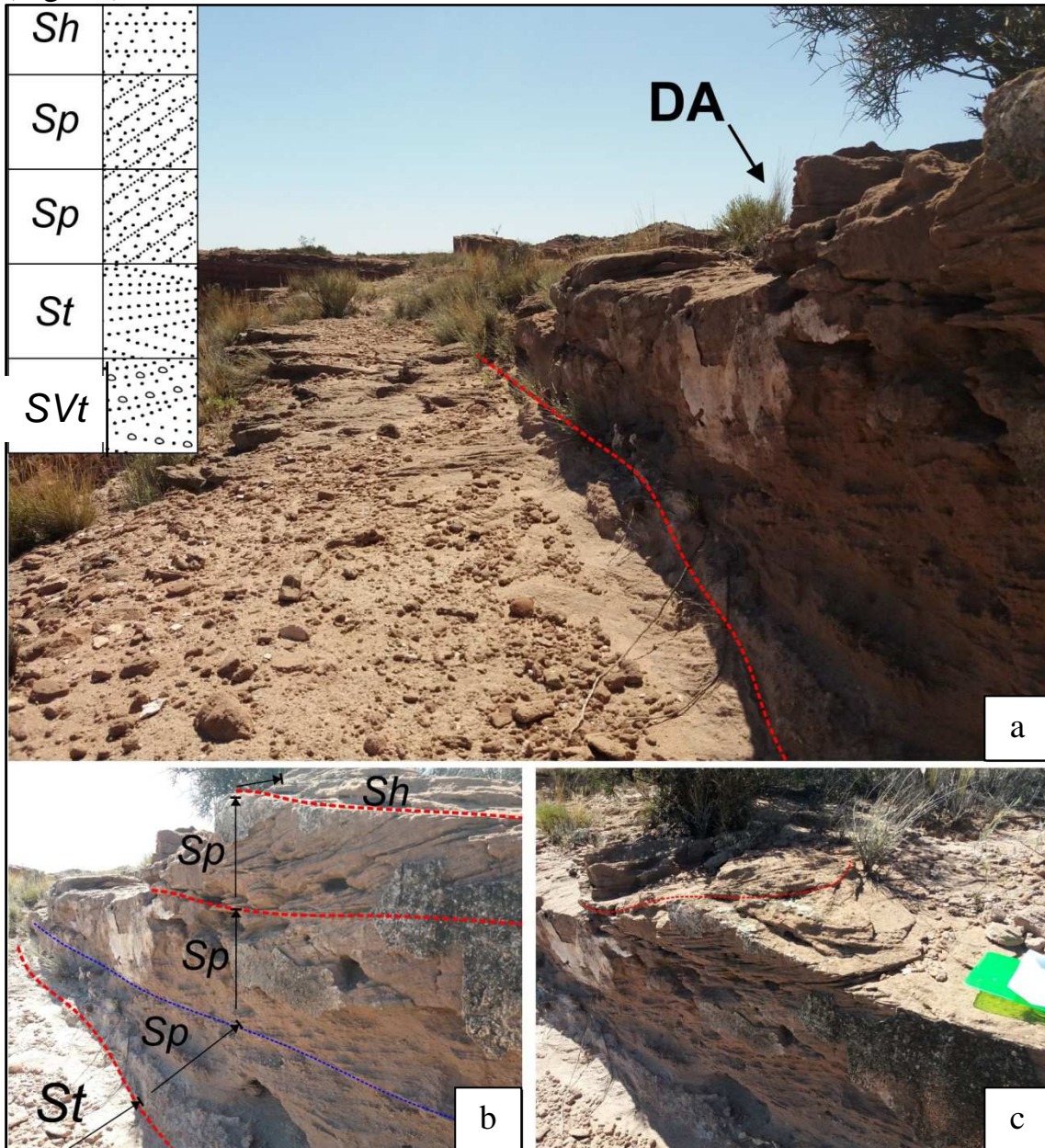


Fig. 30. Barras de acreción frontal. a) arreglo litofacial típico. La línea roja es una superficie de reactivación que limita las estructuras St del fondo, respecto del desarrollo de la barra compuesta principalmente por un *coset* de facies Sp. b) Litofacies reconocidas en la barra. Líneas rojas: superficies de reactivación; Líneas azules: superficies de 1º orden que limitan cada set. c) Fotografía de la misma barra donde se muestra otra superficie de reactivación.

6.10 Depósitos bioturbados

Es necesario tratar aparte a un conjunto de depósitos de canal y planicies asociadas que se encuentran completamente bioturbadas. Los mismos

comprenden el tope de la Formación Plottier, y en todo su espesor registran una gran cantidad de rizolitos que deforman completamente la geometría original de los cuerpos (Litofacies Smr). Se ha interpretado que un rápido ascenso del nivel freático, asociado a un período de no depositación, saturó en agua a los sedimentos y consecuentemente adquirieron un elevado grado de ablandamiento que permitió el desarrollo de la cubierta vegetal (Fig. 31a, b y c).

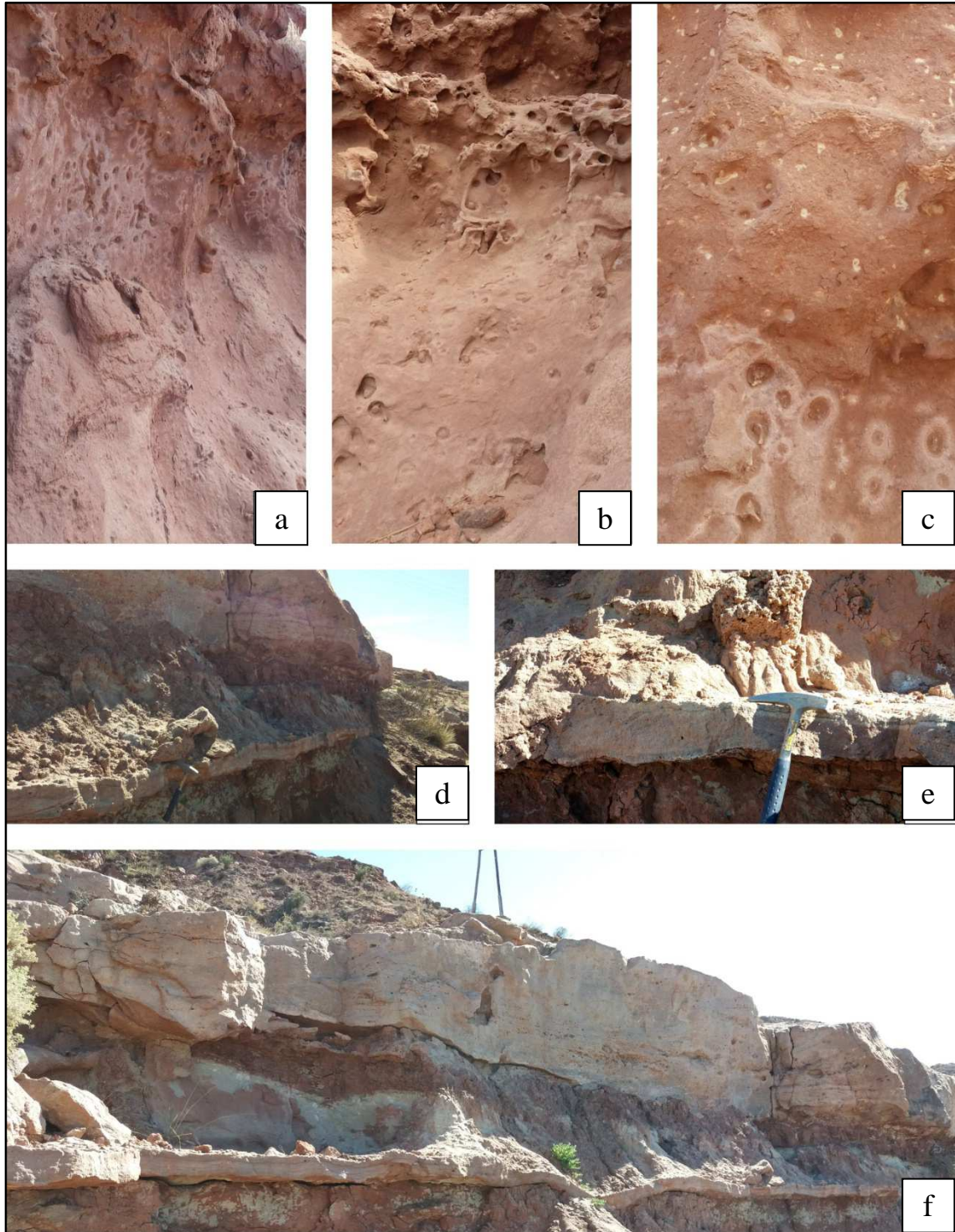


Fig. 31.a, b y c) Depósitos de canal y planicie arenosa proximal que se encuentran completamente deformadas por la intensa actividad biológica de rizolitos, cuevas y galerías. d, e y f) Distintas fotografías de un depósito mantiforme *sand-sheet flow*.

6.11 MF: Mesoforma eólica

Comprende un banco tabular de 1,7 metros de espesor constituido por areniscas gruesas a muy finas, con un excelente grado de selección. Las facies predominantes son Spp y Spa, con alternancias de depósitos Shg y Slg. Cada set se encuentra limitado por superficies planas o de bajo ángulo. Se ha interpretado que corresponden a la migración de dunas eólicas. Las facies Shg y Slg evidencian, muy probablemente, un ambiente de manto eólico sobre el cual se desarrollan dichas mesoformas. (Fig. 32).

6.12 DCR: Duna creciente de cresta recta

Depósitos de areniscas muy finas, donde predominan la litofacies Spp y Spa. Se encuentra compuestos por sets limitados por superficies planas, paralelas entre sí, divisándose en muchos casos superficies de reactivación.

Corresponde a la migración de dunas de crestas rectas o dunas transversales. (Fig. 32a).

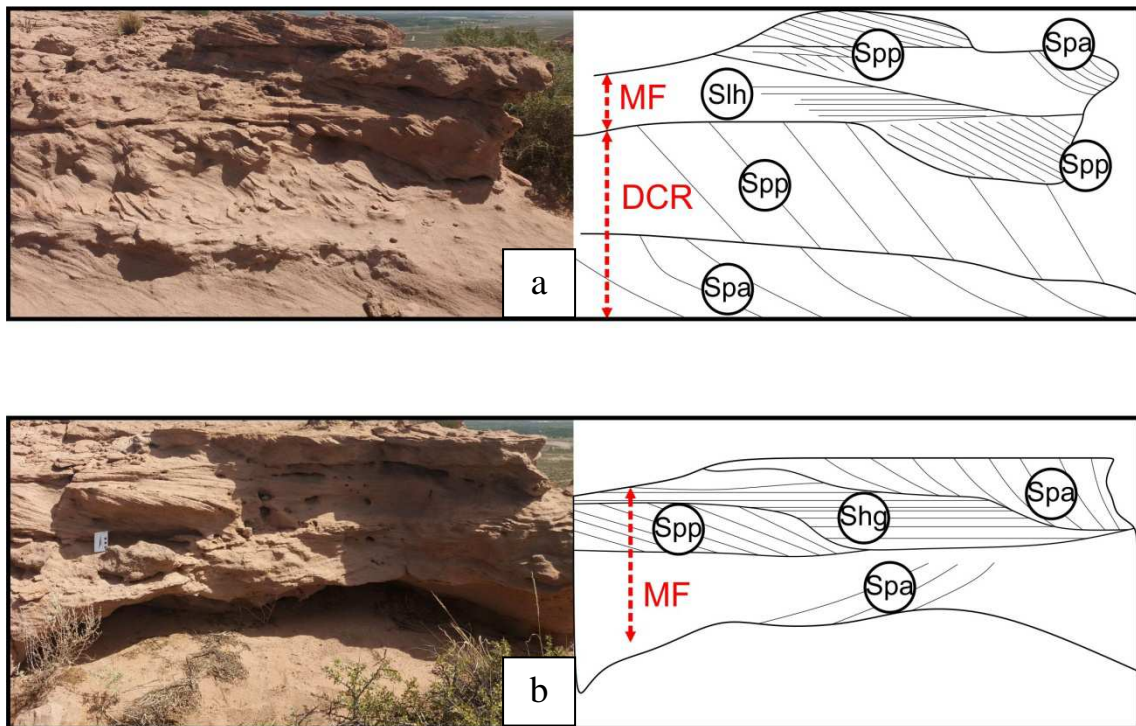


Fig. 32. a) Duna creciente de cresta recta y mesoforma eólica. b) Mesoforma eólica. Spp= Arenisca con estratificación planar. Spa= Arenisca con estratificación planar asintótica. Sph= Arenisca con estratificación de bajo ángulo. Shg= Arenisca con estratificación horizontal.

Elementos Arquitecturales	Símbolos	Geometría	Asociaciones de Facies	Interpretación
Canal 0	CH-0	Tabular	Gh – St – Sm	Depósitos residuales del fondo de canal
Canal 1	CH-1	Tabular, acuñado lateralmente	Sm-Se-SVt-SGp-St-Sm	Depósitos de canales arenosos multilaterales
Canal de crevasse	Cr	Lenticular a acuñada	St – Sp – Sm	Depósitos de canales de desborde
Barra de acreción lateral	LA	Lenticular o Tabular acuñada lateralmente	Se-St-Sp-Sh	Migración de barra arenosa de acreción lateral
Depósito de albardón	LV	Tabular	Fsm-Sm(Sh)	Márgenes de canal de gran extensión
Depósitos mantiformes	DM	Mantiforme	St - Sp	Depósitos arenosos de avenidas mantiformes
Depósitos finos por encima del banco	OF	Tabular	Fsm	Depósitos de planicie de inundación proximal

Tabla 3. Elementos arquitecturales reconocidos para la Formación Sierra Barrosa.

Elementos Arquitecturales	Símbolos	Geometría	Asociaciones de Facies	Interpretación
Canal 1	CH-1	Tabular, acuñado lateralmente	SVt-St-Sh-St	Depósitos de canales arenosos multilaterales
Canal 2	CH-2	Tabular, acuñado lateralmente	SVm-Sm	Depósitos de canales efímeros de poca potencia
Canal de crevasse	Cr	Lenticular a acuñada	St – Sp – Sm	Depósitos de canales de desborde
Depósito de albardón	LV	Tabular	Fsm-Sm(Sh)-Fph	Márgenes de canal de gran extensión
Depósitos mantiformes	DM	Mantiforme	St - Sp	Depósitos arenosos de avenidas mantiformes
Depósitos finos por encima del banco	OF	Tabular	Fsm	Depósitos de planicie de inundación proximal

Tabla 4. Elementos arquitecturales reconocidos para la Formación Plottier.

Elementos Arquitecturales	Símbolos	Geometría	Asociaciones de Facies	Interpretación
Canal 2	CH-2	Lenticular	SGc-St-Sp	Depósitos de canales efímeros de poca potencia
Depósito de albardón	LV	Tabular	Fsm-Sm(Sh)	Márgenes de canal de gran extensión
Barra de acreción frontal	DA	Lenticular o Tabular acuñada lateralmente	SVt-St-Sp-Sh	Migración de barra arenosa de acreción frontal
Duna creciente de cresta recta	DCR	Tabular	Spp-Spa	Migración de dunas transversales
Mesoforma eólica	MF	Tabular	Spp-Spa-Shg-Slg	Migración de dunas eólicas

Tabla 5. Elementos arquitecturales reconocidos para la Formación Bajo de la Carpa.

7. ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN

Uno de los aspectos más importantes que han sido visualizados en las tareas de relevamiento, corresponde a un límite erosivo muy marcado entre dos estilos litológicos muy diferentes, una arenisca muy gruesa dispuesta sobre un paquete pelítico. Este dato resulta sorprendente debido a su extensión en gran parte del área estudiada, ya que se lo localizó desde el sector N°1, donde se encuentra muy bien expuesto y desarrollado, alcanzando inclusive una gran relevancia en el sector N°3.

Como se puede observar en la figura 33 (a, b, c y d) del sector N°1, hay una deformación del sedimento grueso suprayacente, registrándose bolas de deformación y pseudonódulos que intruyen hacia las fangolitas de la base. Este tipo de cuerpos se encuentra comprendido dentro de un grupo denominado estructuras de deformación por carga (EDC). Se trata de estructuras post-depositacionales que se originan por procesos de licuefacción y fluidización, asociados a fenómenos de tixotropía (disminución de viscosidad en materiales pseudoplásticos como fangolitas), los cuales al inducir un incremento de la presión poral, generan una disminución en la resistencia a la cizalla. De esta manera el material puede moverse como un líquido viscoso ante la acción de algún agente desencadenante. Las condiciones necesarias para su origen son: un gran contraste de competencia en los materiales, saturación en agua de alguna de las capas y el mecanismo o agente disparador. En este caso (sector n°1) se infiere que ante la acción del agente desencadenante, se produjo una fluidización del fango saturado en agua al ser agitado, lo que le atribuye un comportamiento plástico que permitió el movimiento de la arena hacia su interior y de la pelita hacia arriba (reajuste gravitatorio).

Las formas esféricas y sub-esféricas, así como los pseudonódulos, se desconectan respecto al estrato superior, permitiéndonos asociarlas a las estructuras en almohadilla o "*ball and pillow structures*" (Potter & Pettijohn, 1963). Dicha desconexión se debe justamente al intenso grado de deformación de las unidades.

En el sector N°3, nuevamente encontramos dos capas con distintas litologías (Fig. 34), donde la arenisca suprayacente es más densa que las pelitas basales. Ante la pérdida de la capacidad de carga por parte de las pelitas, la energía acumulada en las areniscas produce un colapso hacia la base acoplado a un leve movimiento del fango hacia el tope, registrándose una gran deformación a lo largo de la interfase. A diferencia de las EDC explicadas anteriormente, en este caso las estructuras son de menor envergadura y además no alcanzan a desconectarse de su capa, lo que nos permite inferir en la existencia de un menor grado de intensidad del evento. Se las interpreta como EDC del tipo onduladas.

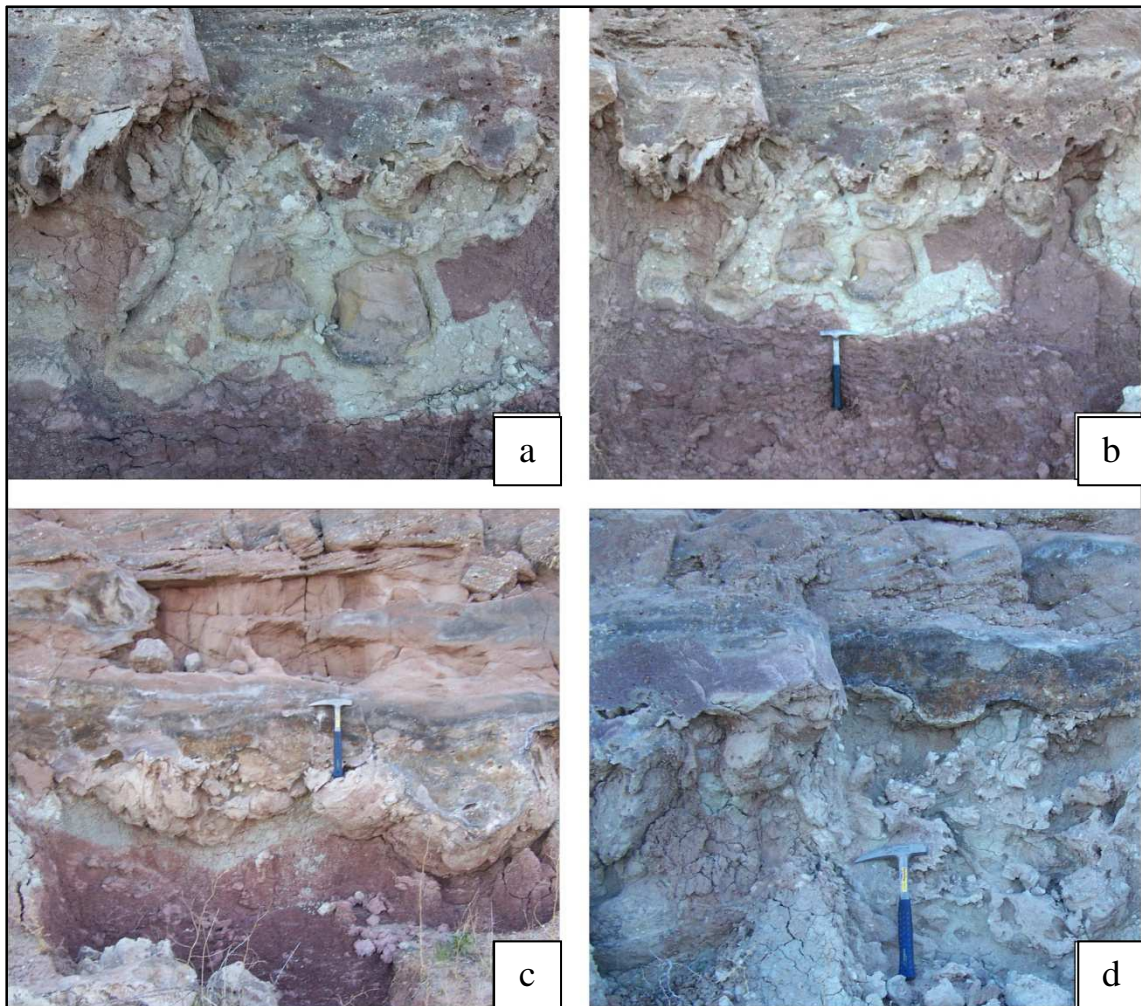


Fig. 33. a y b) Pseudonódulos del sector N°1 rodeados de una matriz pelítica. c) Bolas de deformación que ocasionalmente se separan de la capa suprayacente, conformado estructuras en almohadilla. d) Limite fuertemente erosivo entre dos capas de distintas densidades.

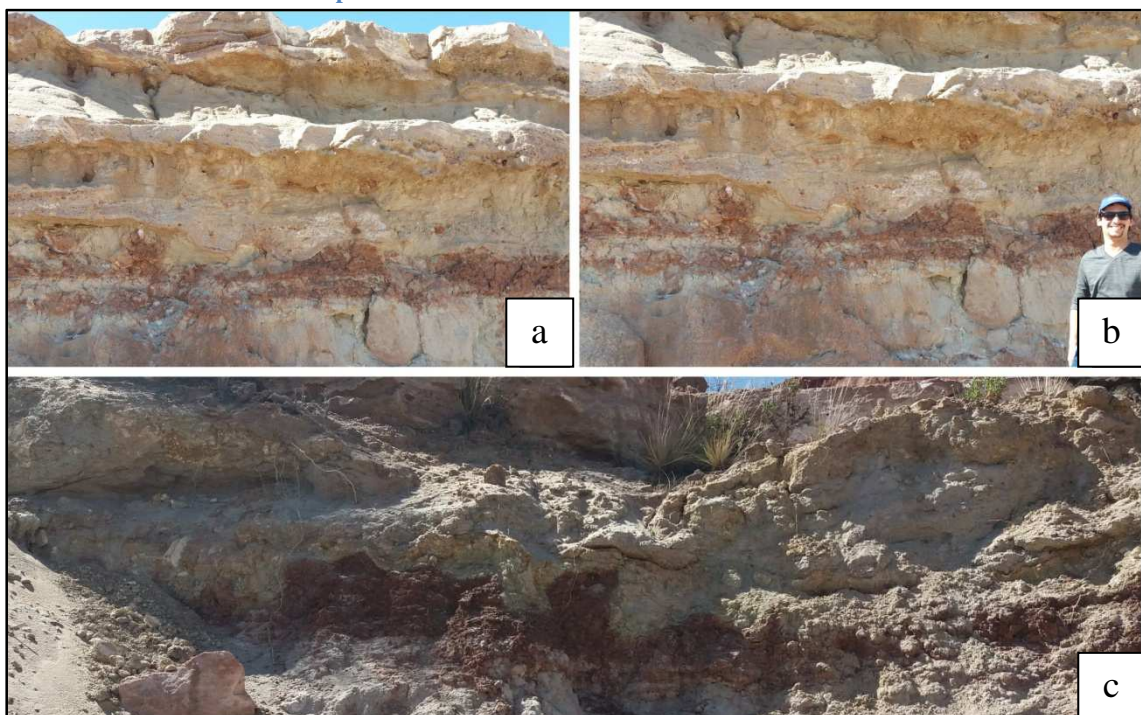


Fig. 5. a y b) EDC ondulada, emplazada en proximidad al sector N°3. c) La superficie entre las pelitas moradas y las areniscas evidencia dos capas con distintas densidades pero con una viscosidad similar.

Como se ha mencionado anteriormente, el contraste de densidad entre distintas capas es una de las principales condiciones para que se originen las estructuras de deformación. Sin embargo, la gran variedad de clases de EDC se debe a un conjunto de parámetros que controlan el comportamiento de los materiales, independientemente de su densidad. Uno de estos es la viscosidad (resistencia a fluir).

Es por eso que ante un mismo escenario, como es en nuestro caso, se formen distintas estructuras. En todos estos, hay una capa de arenisca con mayor densidad que las pelitas que las subyacen. En el caso de las estructuras en almohadilla, se interpreta una diferencia de viscosidad mayor para las pelitas, lo que permite a las arenas movilizarse con más facilidad dentro del estrato inferior. En cambio, la EDC ondulada representa condiciones de equilibrio en el grado de viscosidad de las capas (viscosidades similares) por eso la deformación es la misma en ambos niveles. Los estilos “D” y “E” de la figura 35 se aproximan a las estructuras del sector N°1, mientras que el diseño “B” de la figura 36 se asemeja a la EDC ondulada del tercer sector.

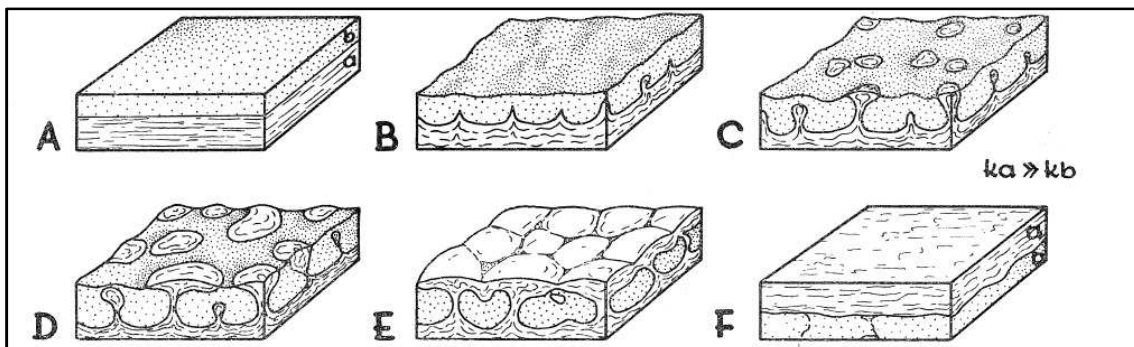


Fig. 35. Selección de estados de deformación en sistemas no móviles $K_a \gg K_b$. Anketell *et al*, 1970. Las bolas de deformación y los pseudonódulos del sector N°1 se aproximan a un estilo similar a D y E

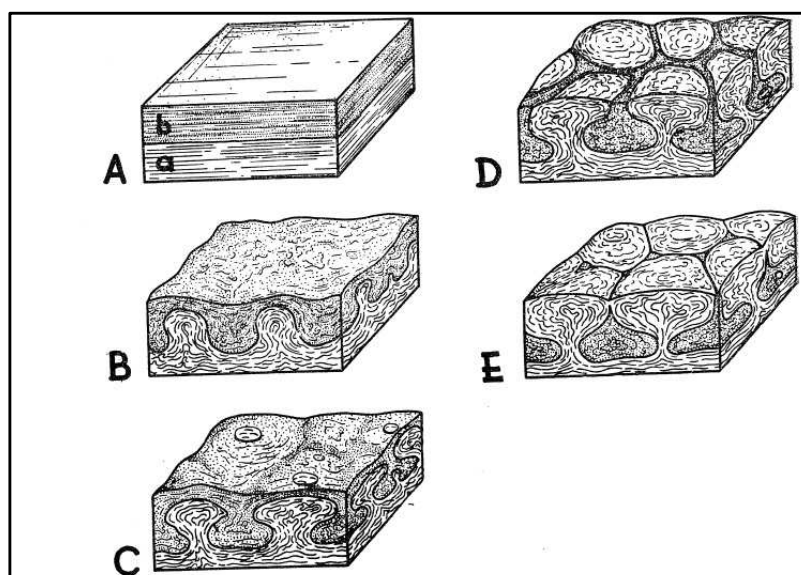


Fig. 36. Selección de estadios de deformación en sistemas no móviles $K_a = K_b$. Ankatell, *et al* 1970. Las EDC onduladas se aproximan al estilo B de la imagen.

Hacia el sector N°3, en proximidad al contacto entre las unidades Plottier y Bajo de la Carpa, se ha observado una estructura de deformación compuesta por capas pelíticas laminadas (Fsm) intercaladas por al menos dos estratos arenosos muy finos a limo, de unos 15 cm de espesor y con laminación ondulítica. Además se han identificado delgadas láminas de arenisca fina dentro de las pelitas. El aspecto que presentan indica la existencia de un esfuerzo que plegó dichos niveles, originando una gran deformación del depósito observada principalmente en los estratos psamíticos.

Resulta difícil comprender si se trata de un solo tipo de estructura con alto grado de deformación, o si corresponden a distintas estructuras integradas dentro de un mismo sector, ya que podemos encontrar cuerpos discontinuos dentro de la matriz pelítica, o superficies muy alteradas pero donde no hay separación de la capa arenosa.

Parte del paquete arenoso ha quedado restringido dentro de las pelitas conformando una estructura en almohadilla (Fig. 38b). Sin embargo, eventualmente la capa arenosa presenta cierto grado de continuidad aunque se halla muy deformada, permitiendo inferir la existencia de un esfuerzo de cizalla sumado a un gradiente inverso de densidad que dio origen a una estructura vergente (Fig. 37).

Otra manera de adjudicar alguna clasificación podría corresponder a lo postulado según Anketell, *et al.* (1970) quien menciona un sistema de deformación plástica entre estratos con propiedades heterogéneas, cuya deformación se encuentra regulada por propiedades no penetrativas, similar a las *ripple-load convolutions* (Dzulynskiego & Slaczka, 1965) (Fig. 38a).



Fig. 37. Estructuras de deformación vergente indicada con línea roja punteada. El cuadro de la derecha es un esquema de clasificación de las estructuras de deformación por carga, extraído de Alfaro, *et al* (2000).

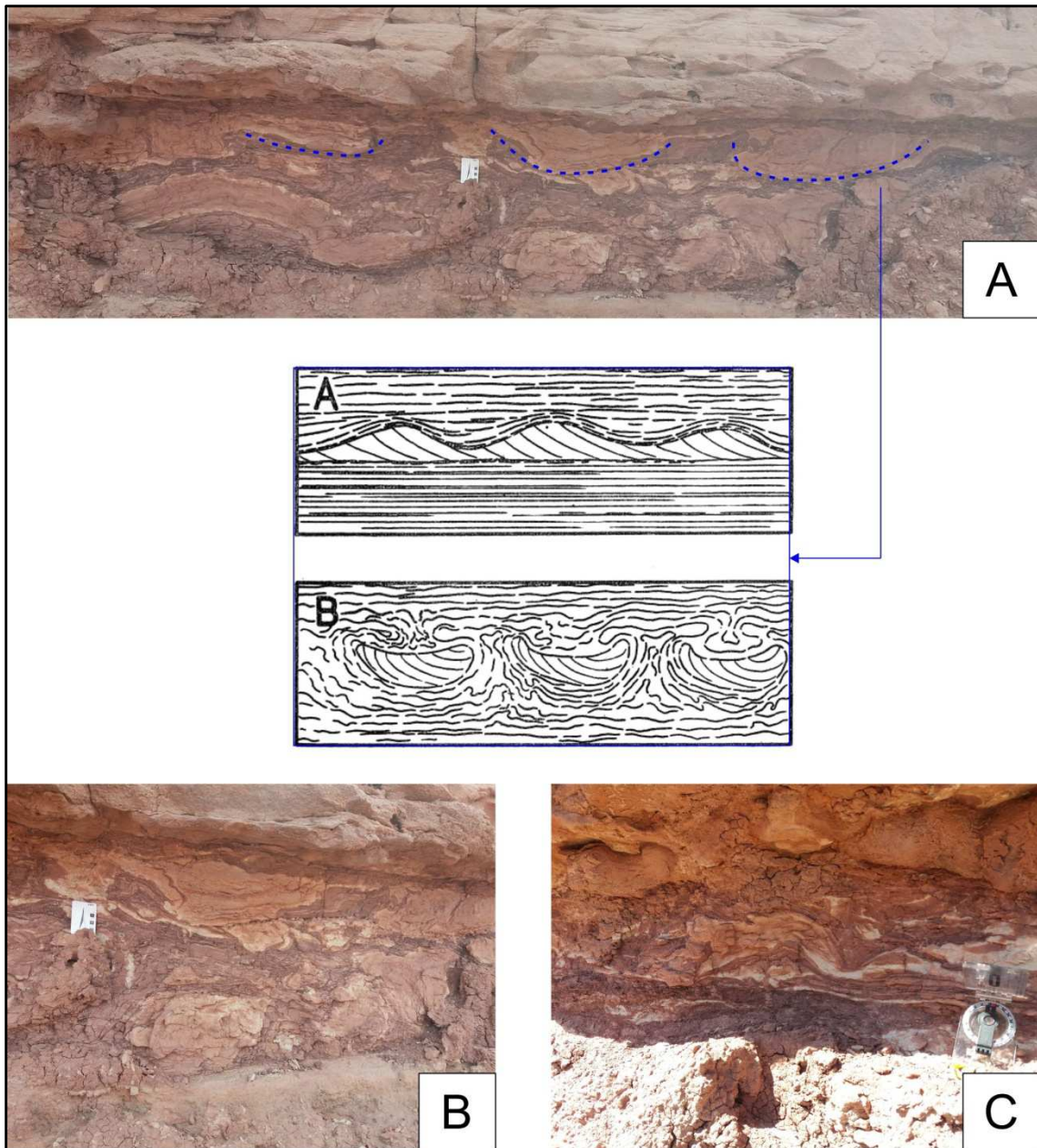


Fig. 38. A) Cuerpos arenosos emplazados en una matriz pelítica. Abajo se muestra un cuadro extraído de Anketell, *et al* 1970 (Dzulynskiego y Slaczka, 1965), donde se muestra la evolución de un *ripple-load convolution*. B) Estructuras en almohadilla. C) Intercalación entre láminas de fango y arenisca, registrándose distintas interfaces

8. MODELOS DEPOSITACIONALES

8.1 Modelo Paleoambiental

Con el análisis de los tres sectores surgieron modelos de depositación para cada una de las unidades involucradas. Estos mismos fueron obtenidos a partir de relacionar las litofacies contenidas en los tres perfiles, observando el tipo y patrón de apilamiento de los canales, la granulometría predominante y la relación entre psamita/pelita en los ambientes.

8.2 Formación Sierra Barrosa (Fig. 39)

Se compone por estratos pelíticos tabulares interestratificados con formas areno-gravosas canalizadas. Los mismos son reconocidos como depósitos de albardón y desbordes que alternan con grandes paleocanales. En los sectores N° 2 y 3, en proximidad al límite con la Fm. Plottier, los canales adquieren mayor desarrollo. Estos últimos presentan un arreglo multilateral, evidenciado por la migración de barras de acreción lateral, así como también multihistórico hacia el tope. Si bien predomina un tamaño granulométrico de arena fina a muy fina, se han encontrado abundantes capas gravosas extraformacionales en la sucesión.

En base a lo señalado, es importante concluir entonces de que se tratan de un sistema fluvial con desarrollo de canales sinuosos de carga arenosa dominante (con episodios gravosos finos) de moderada envergadura. Se asocian a depósitos de planicie de inundación predominantemente fangosos. Los elementos arquitecturales predominantes comprenden LA, LV, Ch (Cr) y CH-1.

En la figura 35 se ha desarrollado un modelo depositacional integrado, a partir de los datos obtenidos por los perfiles de los tres sectores en donde aflora la unidad. En esta se observa un block diagrama general, resultante de vincular las tres secciones, que tiene por finalidad representar la organización y disposición de los depósitos. A continuación, sabiendo cómo se disponen estos cuerpos e identificando el tipo de sección que uno observa, se infiere todo el modelo fluvial que se encuentra expuesto en la cara superior del diagrama (superficie más amplia desarrollada en el tope). Para ello ha sido imprescindible contar con numerosas mediciones de paleocorrientes, cuyo promedio ha permitido deducir la dirección del flujo del río en esa época. Las mediciones efectuadas sobre las barras son las de mayor interés, ya que las mismas permiten reconstruir el sistema.

Sector N°1

Sector N°2

Sector N°3

INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL DE LOS DEPOSITOS DE LA FORMACION SIERRA BARROSA

- ① Paleocanal principal
- ② Barra de acreción lateral
- ③ Albardón
- ④ Canal de crevasse
- ⑤ Depósito de crevasse
- ⑥ Llanura de inundación

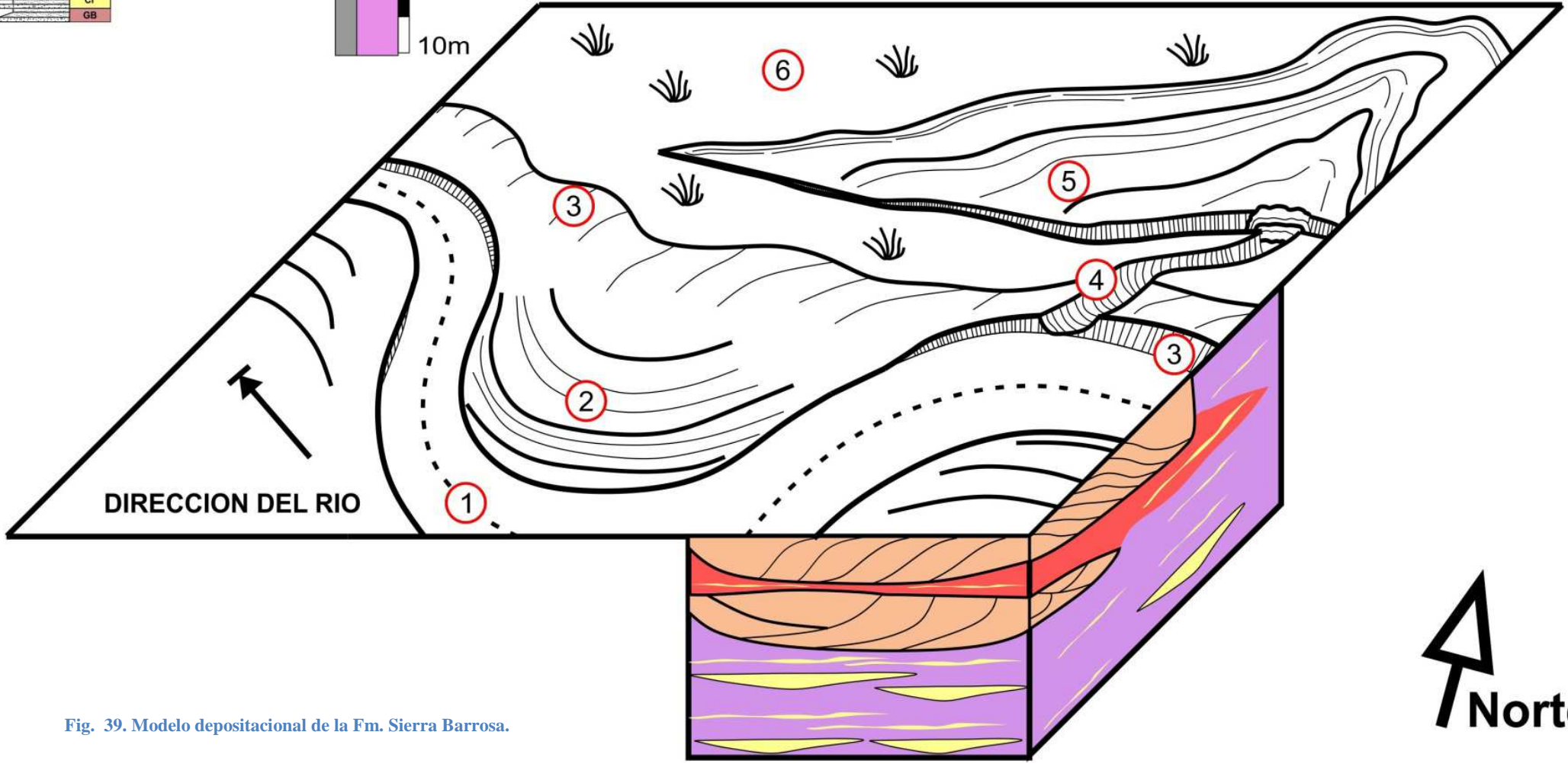
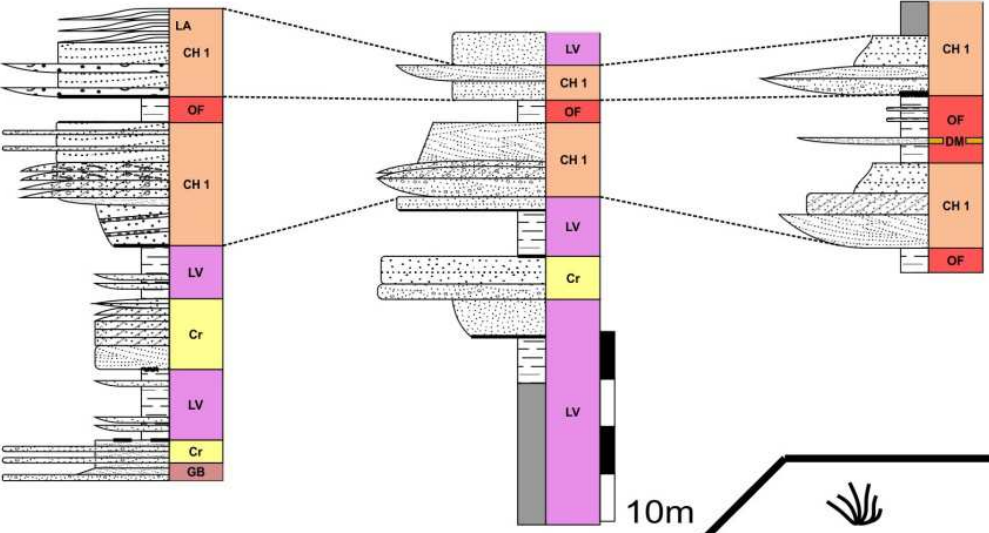


Fig. 39. Modelo depositacional de la Fm. Sierra Barrosa.

8.3 Formación Plottier (Fig. 40)

En contraste con la unidad anterior, en este caso hay una gran participación de material pelítico. Su base se compone de facies fangolíticas con aporte arenoso, identificándose como depósitos de albardón y canales de desborde.

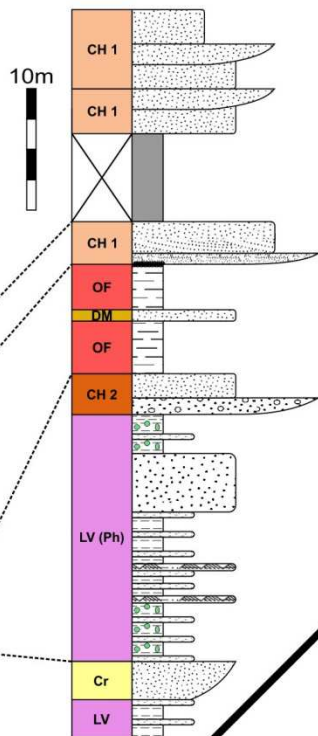
A diferencia de la unidad subyacente, los márgenes de canal exhiben horizontes de paleosuelos hidromórficos, evidenciados por el desarrollo de procesos de gleyzación materializados a través de máculas u horizontes de decoloración generados en condiciones reductoras : A medida que el agua se infiltra en el perfil del suelo, se empobrece en oxígeno y adquiere un carácter reductor, al mismo tiempo que tiende a acidificarse debido a la presencia de materia orgánica (producida por organismos cuya proliferación se ve favorecida ante las altas temperaturas). Dicha variación del carácter *redox* y la acidificación de agua, concluye en la lixiviación y redistribución del hierro y el manganeso, originando estos moteados/máculas y horizontes de decoloración.

Hacia el sector medio-superior aparecen canales areno-sabulíticos de poca potencia y gran extensión areal (CH-2), sin embargo los cuerpos arenosos de mayor espesor (CH-1) son los que mejor representan la estratigrafía de la unidad. La secuencia culmina con las facies arenosas que se encuentran completamente deformadas por la presencia de rizolitos, interpretados como sincrónicos con la sedimentación, que tuvieron lugar en un sector saturado debido seguramente a un continuo ascenso de la tabla de agua y/o una merma en la tasa de sedimentación.

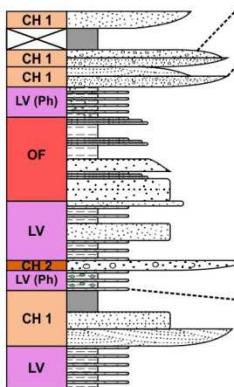
La unidad responde a un modelo de llanura de inundación proximal en gran parte de su extensión, asociada a canales amalgamados lateralmente y de composición arenosa que predominan en la sucesión. Por estas características y por sus relaciones estratigráficas (sobre todo con la Fm. Sierra Barrosa) se asume un sistema de llanura vinculado con ambientes predominantemente arenoso-fangolíticos de alta sinuosidad, donde los elementos OF y CH-1 son los más representativos. Así mismo, cabe destacar que las barras de acreción lateral presentan mucho contenido de fango, siendo ocasionalmente heterolíticas. Este atributo permite definir su capacidad de carga, la cual disminuye respecto de la unidad anterior (disminución en la relación psamita/pelita).

Los horizontes hidromórfos de los albardones, la decantación de materiales finos por encima de los bancos y el ascenso en ciertas capas del nivel freático, son atributos que indican una gran cantidad de agua y poco drenaje que ocurren en condiciones paleoclimáticas húmedas o estacionalmente lluviosas con temperaturas altas.

Sector N°3



Sector N°2



INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL DE LOS DEPOSITOS DE LA FORMACION PLOTTIER

- ① Paleocanal principal
- ② Barra de acreción lateral
- ③ Albardón
- ④ Llanura de inundación
- ⑤ Lago

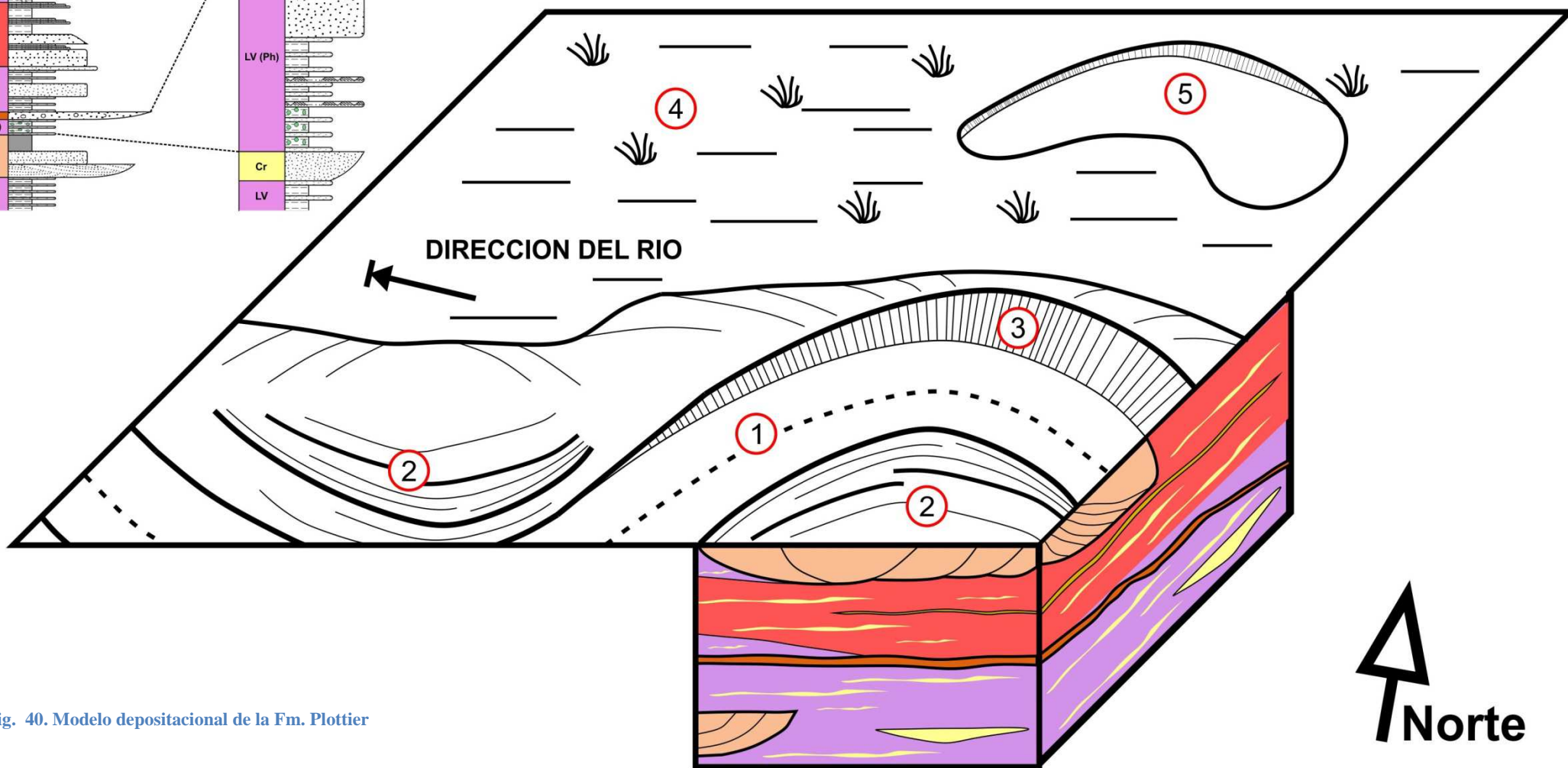


Fig. 40. Modelo depositacional de la Fm. Plottier

8.4 Formación Bajo de la Carpa (Fig. 41)

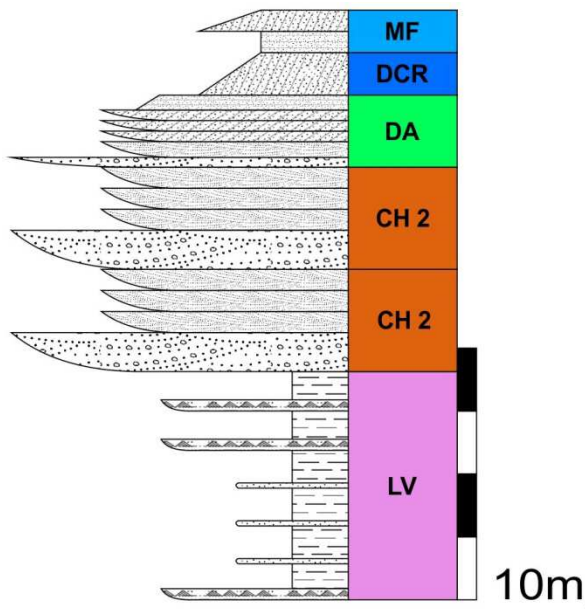
Los canales son de poco espesor (CH-2), pero se encuentran amalgamados de manera tal que exhiben un arreglo multihistórico. En este caso se infiere una “*canibalización*” de los cauces, es decir que se superponen entre ellos, lo que es muy usual durante la coalescencia de cursos fluviales acaecidos principalmente en sistemas gravosos y arenosos de baja sinuosidad.

Resulta importante destacar la presencia de intraclastos de caliche que se han registrado en las facies tractivas. Los mismos se encuentran vinculados al desarrollo de paleosuelos y se originan cuando el agua capilar asciende y se evapora, generándose la precipitación de carbonato de calcio. La escaza envergadura de los canales indicaría condiciones efímeras, las cuales contribuirían al desarrollo del proceso mencionado anteriormente.

En base al arreglo de canales efímeros de poca potencia y carácter multihistórico con presencia de caliche, y una serie de barras de acreción frontal asociadas, se propone un sistema depositacional arenoso de estilo entrelazado, que paleo-ambientalmente responde a condiciones áridas y cálidas, donde la evapotranspiración supera a las precipitaciones y el aporte de agua se encuentra sustancialmente restringido.

Así mismo la presencia de dunas eólicas coronando la estratificación, sostiene la idea de un paleoambiente árido con escasas precipitaciones. En general los depósitos eólicos emplazados sobre cuencas de antepaís, tienden a poseer una interacción positiva entre factores climáticos áridos/semiáridos y una alta tasa de subsidencia (Tripaldi, 2012). Esta última podría explicar el origen del estilo fluvial entrelazado arenoso efímero en la unidad.

INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL DE LOS DEPOSITOS DE LA FORMACION BAJO DE LA CARPA



- ① Faja de canal
- ② Barra acreción frontal
- ③ Duna cresta recta
- ④ Llanura de inundación
- ⑤ Lago

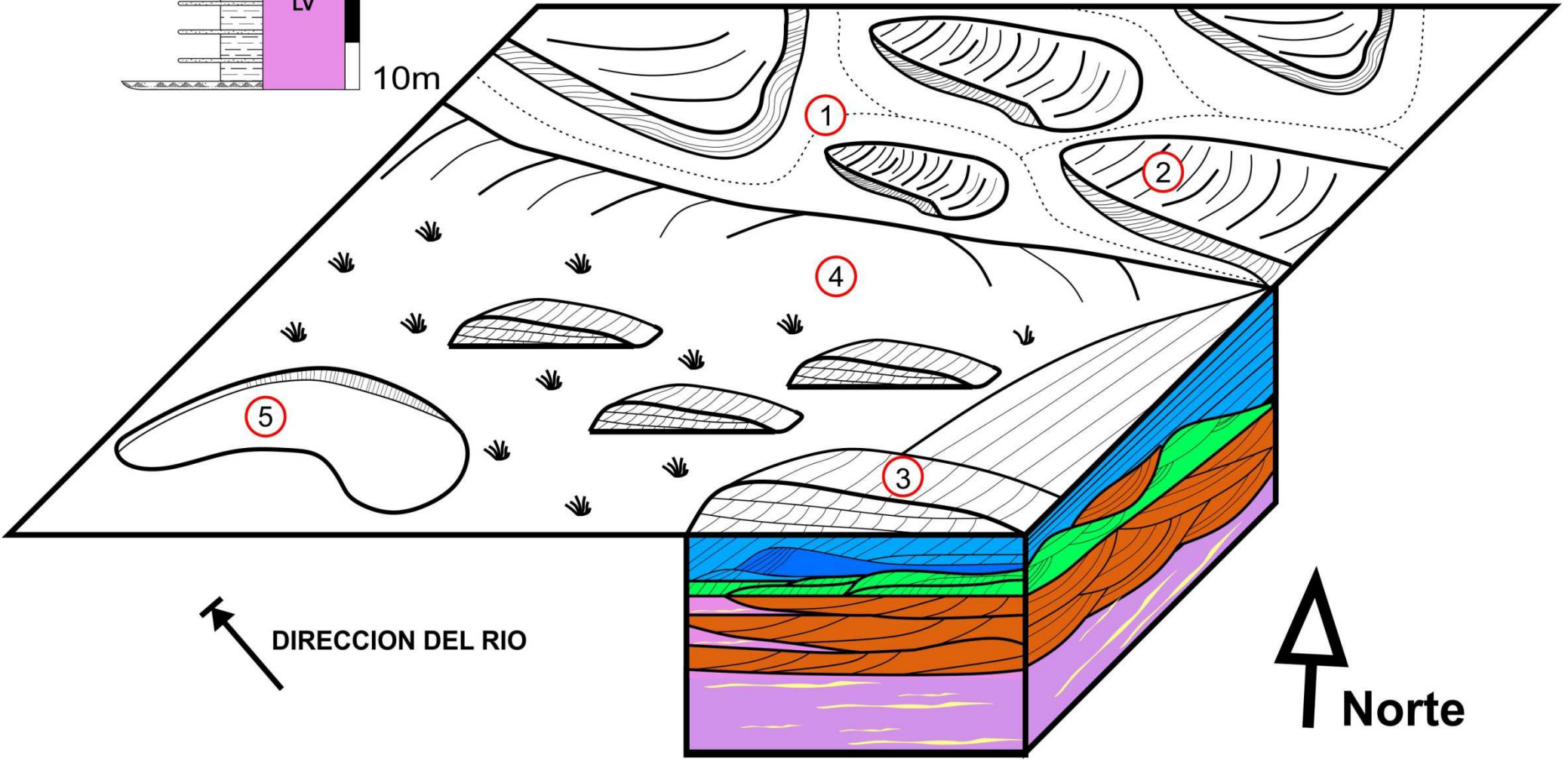


Fig. 41. Modelo deposicional de la Fm. Bajo de la carpa.

9. DISCUSIÓN

9.1 Fallas

Existen dos grupos de discontinuidades estructurales que nos permiten clasificar a los desplazamientos observados en el sector n°1, las “*sharp discontinuities*” (discontinuidades abruptas) y las “*tabular discontinuities*” (discontinuidades tabulares) (Schultz & Fossen, 2008).

En el caso de las discontinuidades abruptas, éstas corresponden a planos con espesores insignificantes sobre los cuales se desarrolla un desplazamiento que, dependiendo del sentido del mismo, se pueden clasificar en grietas (apertura), fallas (cizallamiento) o anti-grietas (compactación)

Por otra parte, las discontinuidades tabulares exhiben un espesor medible tanto en el afloramiento como en muestra de mano, del orden de centímetros. Similarmente a la clasificación de las “*sharp discontinuities*”, aquí podemos encontrar bandas de dilatación (“*dilation bands*”), de cizalla (“*shear bands*”) y de compactación (“*compaction bands*”).

Además, las propiedades físicas de las rocas condicionan la resistencia, deformabilidad y los tipos de discontinuidades estructurales que se pueden originar, y uno de los parámetros más importantes resulta ser la porosidad.

Las discontinuidades tabulares son más propensas a originarse en rocas que presenten los valores más altos de porosidad, mientras que las abruptas pueden aparecer tanto en rocas porosas como compactas.

En el caso de las fallas inversas descritas anteriormente, corresponden a planos que cortan litologías de porosidad variable, principalmente pelitas y areniscas, y evidentemente se encuentran dentro del grupo de las discontinuidades abruptas (Fig. 43). Sin embargo, los lineamientos observados en planta constituyen una serie de bandas de areniscas medias a gruesas con espesores de hasta cinco centímetros, y posiblemente sean discontinuidades tabulares del tipo “*shear bands*” (Fig. 42).

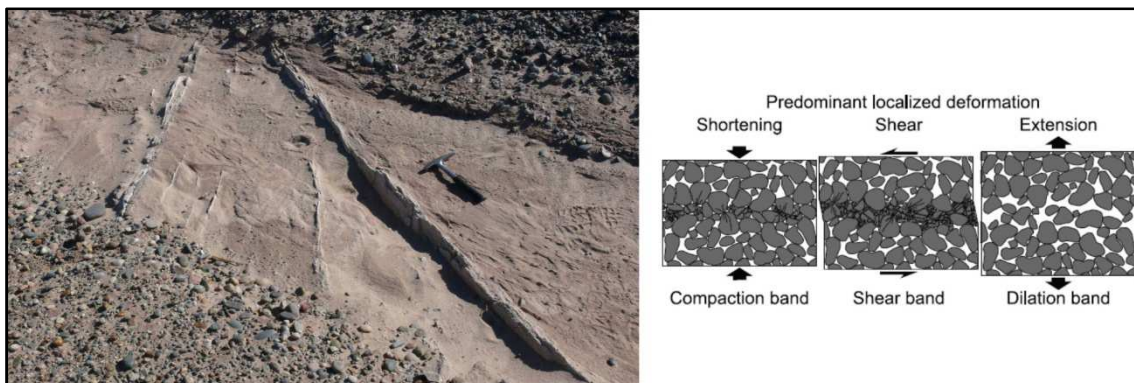


Fig. 42. Derecha: Conjunto de “*shear bands*”. Izquierda: Clasificación tripartita de bandas de deformación basado en el gradiente de desplazamiento predominante: compactación; cizallamiento y dilatación (Du Bernard *et al*, 2002.)



Fig. 43. Discontinuidades abruptas del tipo fallas inversas emplazadas en el frente del afloramiento. Hacia la base se destacan los "shear bands" constituidos esencialmente por areniscas.

Más allá de cualquier análisis o descripción que uno pueda esbozar, resulta sumamente importante comprender cuál fue el evento tectónico acontecido que favoreció el desarrollo de las estructuras.

Durante el Neógeno, han ocurrido dos eventos de deformación puntuales. El primero tuvo lugar durante el Mioceno, vinculado con el desarrollo de la faja plegada y corrida del Agrío (Zamora Valcarce *et al.* 2006), cuando se produjo el levantamiento del sector occidental en la dorsal, seguido de una reactivación de las estructuras del sector axial central. El segundo pertenece al Plioceno, donde se generó un colapso extensional de las estructuras de la parte axial (Mosquera & Ramos, 2006).

Seguramente estas estructuras podrían formar parte de alguno de estos eventos de deformación descritos más arriba, aunque determinar precisamente cual, conlleva una tarea mucho más compleja que no podría ser abarcada en el presente trabajo. Sin embargo, por tratarse de estructuras de dominio compresional, se las podría vincular tentativamente al primer episodio.

9.2 Estructuras de deformación

Las estructuras de deformación por carga (EDC) se forman por una gradación de densidad invertida hallada entre dos o más estratos. Este efecto puede producirse simplemente por procesos sedimentarios o también debido a eventos externos no sedimentarios, como la actividad magmática, la tectónica, etc.

Los agentes disparadores que pudieron haber actuado sobre esta gradación de densidad inversa, corresponden a shocks repentinos, cambios de temperatura, influjos de agua, carga crítica, etc.

También conocida como “*unstable density gradient system*” (Anketell *et al.* 1970), dicha gradación consiste en una capa superior de mayor densidad depositada por encima de otra menos densa. De esta manera, al perderse la resistencia a la cizalla por parte del estrato inferior, se produce un reajuste gravitacional en la interface de ambas litologías, donde la unidad más densa (en nuestro caso una arenisca gruesa) colapsa sobre la unidad infrayacente, mientras que esta última tiende a desplazarse hacia arriba (pelita).

Si se considera la extensión que abarcan estas estructuras, deberíamos pensar en un evento lo suficientemente grande como para generarlas a lo largo de varios kilómetros. Además, si relacionamos el emplazamiento de las fallas ubicadas en el sector N°1, coincidente con la zona donde las EDC adquieren mayor importancia, se podría inferir algún evento o *shock* sísmico como posible factor desencadenante. El menor grado de deformación de las EDC hacia el sector tres podría deberse a la merma de la energía sísmica con la distancia.

Las estructuras registradas entre las Fm. Plottier y Bajo de la Carpa, responden a un sistema múltiple y complejo ya que la deformación acaecida se presentan en distintas interfaces entre capas pelíticas y areniscas-limosas. Las distintas propiedades mecánicas de los materiales y las geometrías de estos pequeños cuerpos dan lugar a un gran número de estructuras de deformación. Posiblemente esta sea la respuesta al hecho de que no se haya podido comprender con exactitud la deformación predominante.

9.3 Formaciones Sierra Barrosa, Plottier y Bajo de la Carpa

En toda el área de estudio se han reconocido cuatro unidades estratigráficas, restringiendo el análisis para formaciones del Cretácico Superior y relegando a los depósitos pliocenos de la Formación Cerro Bayo Mesa.

En general todas las unidades cretácicas se caracterizan por presentar mayoritariamente areniscas de granulometría variada y niveles fangolíticos. Los conglomerados solo están representados por aisladas gravas finas, y mayormente por areniscas conglomerádicas.

Se concluye que la secuencia estratigráfica ha comenzado con el sistema predominantemente arenoso de gran sinuosidad de la Fm. Sierra Barrosa, pasando en rápida transición a la Fm. Plottier, unidad con menor relación psamita/pelita. Ambas forman parte de un clima templado y estacionalmente húmedo, disintiendo con lo postulado por Sánchez *et al.* 2014a quien atribuyó condiciones semiáridas para la Fm. Plottier.

Sin embargo, el abrupto cambio hacia un sistema arenoso entrelazado, donde alternan cuerpos que contienen intraclastos de caliche, finalizando en depósitos eólicos, son atributos que permitieron definir una nueva unidad, la Fm. Bajo de la Carpa. Sus características infieren condiciones paleoclimáticas más áridas, siendo en este caso el clima uno de los principales reguladores de la sedimentación.

Se han determinado mediciones de paleoflujos (Fig. 44) para todas las unidades, y en los tres casos se encontraron orientaciones predominantes hacia el noroeste a nor-noroeste, sugiriendo una paleocorriente en la misma dirección. En este sentido los datos se condicen por lo postulado por los trabajos previamente realizados de estas unidades.

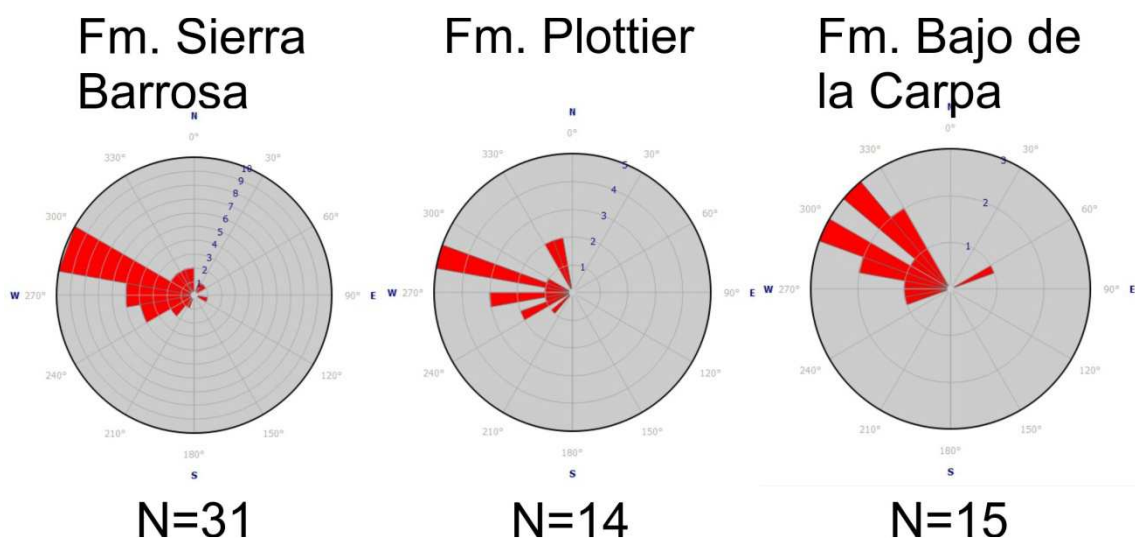


Fig. 44. Medición de paleoflujos, que permiten determinar una paleocorriente principal para cada formación.

10. CONCLUSIÓN

Se han identificado cuatro unidades formacionales: Fm Sierra Barrosa, Fm. Plottier, Fm. Bajo de la Carpa y Fm. Cerro Bayo Mesa (Fig. 46), ajustando el análisis y estudio sólo a las pertenecientes a los Subgrupos Río Neuquén y Río Colorado, del Cretácico Superior. Se pudieron reconocer 16 litofacies fluviales que permitieron reconstruir los diseños fluviales de cada unidad a partir de la disposición de los elementos arquitecturales que los componen. Además, se han divisado 4 litofacies eólicas en la Fm. Bajo de la Carpa, interpretándose la presencia de dunas y mesoformas generadas por acción eólica.

La sucesión sedimentaria comienza con los depósitos de la Fm. Sierra Barrosa, caracterizando un sistema fluvial de alta sinuosidad con carga arenosa dominante de moderada energía, registrando períodos de alta energía (estacionales?) . Los paleocanales exhiben una envergadura media. El estilo sinuoso responde a un sector donde la tectónica no es tan influyente en la sedimentación, siendo esta última regulada principalmente por factores climáticos, que en este caso permitieron un gran aporte de agua al sistema.

La Fm. Plottier presenta paquetes propios de una planicie péltica asociados a cuerpos de canales sinuosos de carga areno-fangosa dominante (carga mixta). El desarrollo de sucesivos horizontes hidromórficos señala un pobre drenaje, que habría favorecido el desarrollo de suelos hidromórficos y procesos de gleyzación. El cambio de unidad entre las Fm. Sierra Barrosa y Plottier, queda evidenciado por una disminución en la capacidad de carga influenciada por el clima y la subsidencia del área. Esta última conduce a la formación de canales más cordoniformes y a una pérdida en la capacidad de drenaje en la planicie de inundación, permitiendo la gleyzación de los depósitos.

Finalmente, debido a un incremento en la pendiente originado por factores tectónicos y vinculados a un restringido aporte de agua, se produce un cambio sustancial hacia un sistema arenoso entrelazado efímero de moderada a baja energía perteneciente a la Fm. Bajo de la Carpa. La presencia de cuerpos de origen eólico, así como los intraclastos de caliche, denotan un ambiente mucho más árido y con escasez de agua.

Básicamente, la sucesión estudiada exhibe una progresiva aridización o desertificación. En la sección basal el principal control sobre la sedimentación habría estado vinculado al clima (Fm. Sierra Barrosa), la subsidencia habría incidido con mayor preponderancia hacia la parte media de la sucesión (Fm. Plottier) y finalmente la tectónica (levantamiento) induce el desarrollo del sistema correspondiente a la Fm. Bajo de la Carpa.

Se han reconocido una serie de fallas inversas con escaso rechazo, asociadas también a un conjunto de bandas de cizalla (*shear bands*), las

cuales afectan principalmente a los depósitos de la Fm. Sierra Barrosa. Así mismo, se han registrado una serie de estructuras de deformación (EDC) en proximidad a las discontinuidades abruptas y tabulares del sector N°1. Es importante resaltar la dificultad de vincular las fallas a los shock sísmicos que originaron las EDC, ya que este tipo de estructuras requiere poca consolidación y un bajo soterramiento, del orden de las decenas de centímetros a escasos metros. Muy probablemente, para cuando se formaron las fallas (Cenozoico?) el soterramiento de los depósitos habría sido considerable al igual que su grado de litificación. En este sentido, los *shocks* sísmicos responsables de las EDC serían más antiguos y contemporáneos con la sedimentación de la unidad (Coniaciano Medio – Tardío). En definitiva, las fallas y las estructuras reconocidas en el sector N°1 son de tiempos distintos y este dato nos permite inferir que el área habría estado afectada sísmicamente en diferentes momentos de la historia de la cuenca.

En la figura 46 se muestra el mapeo de las unidades identificadas en el área de estudio.

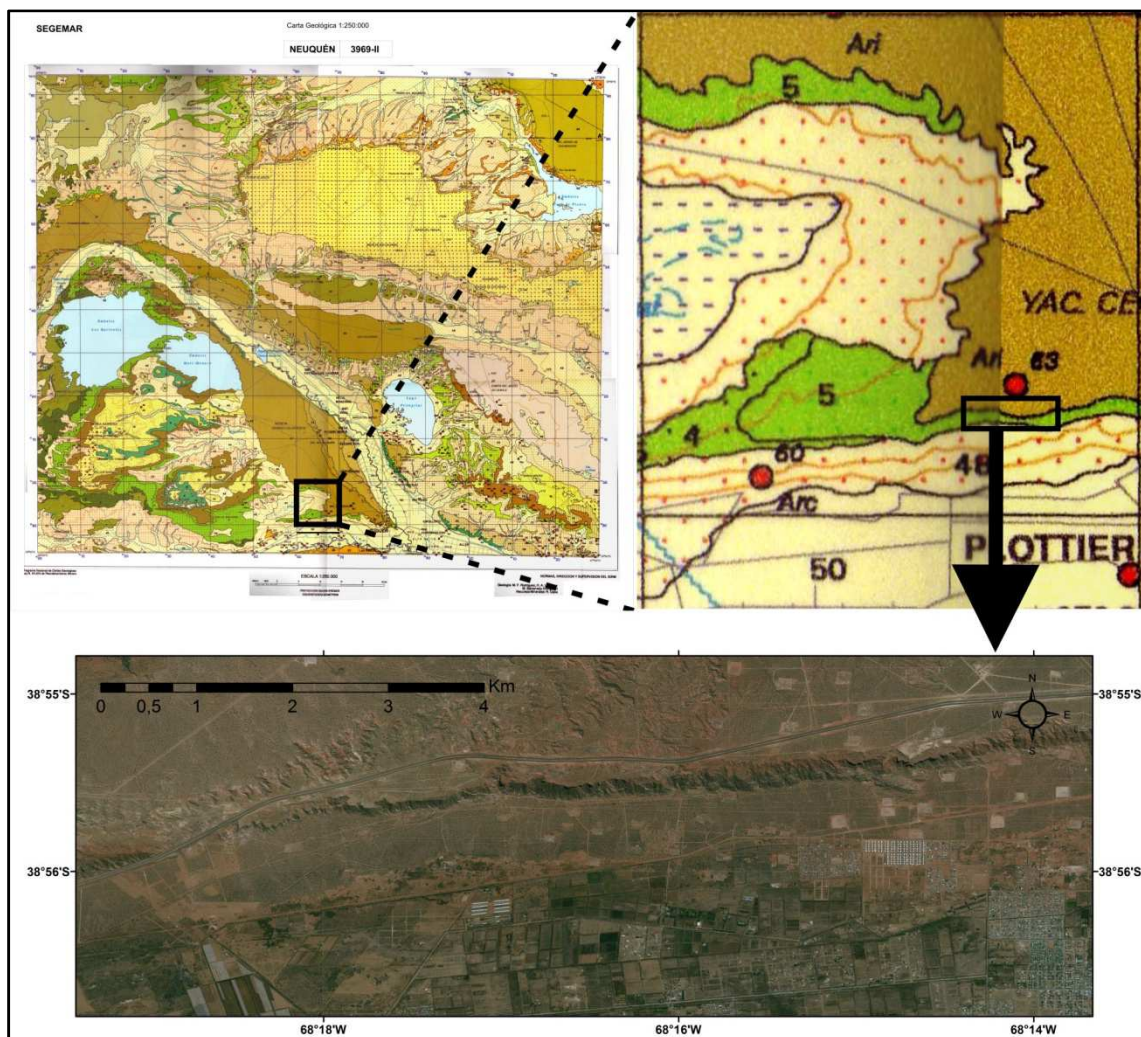


Fig. 45. Zona de estudio ubicada dentro de la Hoja geológica Neuquen 3969-II, Rodriguez *et al.* 2007.

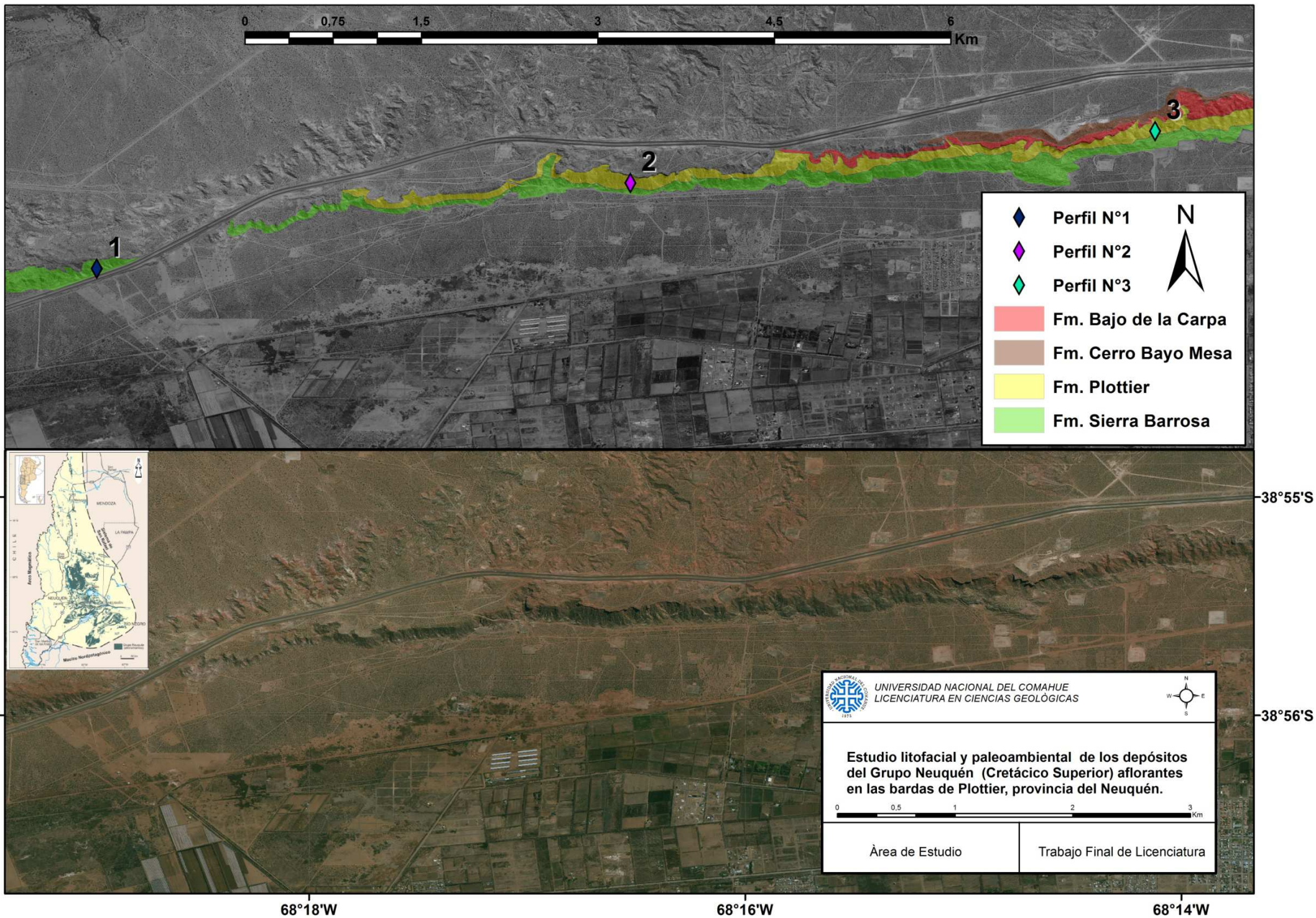


Fig. 46. Mapeo de unidades encontradas en el área de interés.

11. BIBLIOGRAFÍA

- Alfaro, P., Estévez, A., Moretti, M. & Soria, J.M. (2000). Estructuras sedimentarias de la deformación en el Mioceno Superior-Cuaternario de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (1): 79-89.
- Ameghino, C. (1890). Exploraciones geológicas en la Patagonia. *Boletín del Instituto Geográfico Argentino* 11: 3-44.
- Andreis, R.A., Iñiguez, A.M., Rodríguez, Lluch, J.J. & Sabio, D.A. (1974). Estudio sedimentológico de las formaciones del Cretácico Superior del área del Lago Pellegrini (Prov. de Río Negro, Rep. Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29: 85-104.
- Ankatell, J.M., Cegla, J. y Dzulynski, S. (1970). On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Anales de la Societe Geologique de Pologne*. Vol XL (1): 4-30.
- Ashley, G. (1990). Classification of large-scale subaqueous bedforms. *Journal of Sedimentary Petrology* 60(1):160-172.
- Baldwyn H.L. (1942). Nuevas observaciones sobre discordancias en Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras* 19 (214): 37- 50. Buenos Aires.
- Bonaparte, J.F. (1978). El mesozoico de América del Sur y sus tetrápodos. *Opera Lilloana*, 26.
- Bonaparte, J. y R. A. Coria, (1993). Un nuevo y gigantesco saurópodo titanosaurio de la Formación Río Limay (Albiano-Cenomaniano) de la Provincia del Neuquén, Argentina. *Ameghiniana* 30 (3): 271-282. Buenos Aires.
- Bodenbender, G. (1892). Sobre el terreno Jurásico y Cretácico en los Andes Argentinos entre el río Diamante y el río Limay. *Academia Nacional de Ciencias*, *Boletín* 13: 4-44. Córdoba.
- Calvo, J.O. (1991). Huellas Fósiles de dinosaurios en la Formación Río Limay (Albiano-Cenomaniano), Picún Leufú, provincia del Neuquén, Argentina. (Ornithischia-Saurischia: SaurópodaTerópoda). *Ameghiniana*. 28 (3-4): 241-25
- Cazau, L.B. & Uliana, M.A. (1973). El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 3: 131-163.

Chiappe, L.M & Calvo, J.O. (1994). Neuqueniornis volans, a new Enantiornithes (Aves) from the Upper Cretaceous of Patagonia (Argentina). *Journal of Vertebrate Paleontology*, 14: 230-246.

Chiappe, L.M., M.A. Norell, & J.M. Clark. (1998). The skull of a new relative of the stem-group bird *Mononykus*. *Nature* 392: 275-278.

Cobbold, P.R. & Rossello, E.A. (2003). Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 429-443.

Condat, P., C. Cruz, E. Kozlowsky & R. Manceda. (1990). Ambiente deposicional de las sedimentitas del Grupo Neuquén Inferior en el suroeste de Mendoza, Argentina. XI° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 65-68.

Corbella, H., Novas, F.E., Apesteguía, S. & Leanza, H.A. (2004). First fission-track age for the dinosaur-bearing Neuquén Group (Upper Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 6 (2): 227-232.

Coria, R.A & Currie, P.J. (2016). A New Megaraptoran Dinosaur (Dinosauria, Theropoda, Megaraptoridae) from the Late Cretaceous of Patagonia. *Plo One* 11(7): e0157973. doi:10.1371/journal.pone.0157973 .

Coria, R. A., y L. Salgado. (1995). A new giant carnivorous dinosaur from the Cretaceous of Patagonia. *Nature* 377: 224-226.

Danderfer, J.C. & P. Vera. (1992). Geología y Recursos Minerales del Departamento Confluencia. Provincia del Neuquén, República Argentina. Boletín N° 1, Cap. 3: Geología. Cartas Geológicas y Recursos Minerales de la Provincia del Neuquén escala 1:200.000. Servicio Geológico Neuquino. págs. 23-43.

De Ferrariis, C. (1968). El Cretácico Norte de la Patagonia. 3° Jornadas Geológicas Argentinas. Buenos Aires. Actas 1: 121-144.

Delaloye, A.P. (2017). La Formación Allen y la discordancia Huantráiquica en la zona del Lago Pellegrini (provincia de Río Negro): Aspectos estratigráficos y sedimentarios. Tesis de Grado. 101p.

Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M., Pimentel, M. y Ramos, V.A. (2012). Detrital zircon provenance from the Neuquén Basin

(south-central Andes): Cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc-foreland basin. *Geology* 40 (6): 559-562.

Di Paola, E.C. (1973). Caracterización Litoestratigráfica de la Formación Neuquén. V° Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 197-206.

Di Paola, E.C. & Marchese, H.G. (1970). Relaciones litoestratigraficas entre las Formaciones Rayoso, Candeleros y Huincul, Provincia del Neuquén, Republica Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Tomo XXV, N°1. 111-120.

Digregorio, J. 1972. Neuquén. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 439-505. Córdoba.

Digregorio, J.H. (1978). Estratigrafía de las acumulaciones Mezozoicas. En: *Geología y Recursos Naturales del Neuquén. Relatorio del 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén)*. pp:37-65. Buenos Aires.

Dingus, L., Clarke, J., Scott, G.R., Swisher III, C.C., Chiappe, L.M. and Coria, R.A. (2000). Stratigraphy and Magnetostratigraphic/Faunal Constraints for the Age of Sauropod Embryo-Bearing Rocks in the Neuquén Group (Late Cretaceous, Neuquén Province, Argentina). *American Museum of Natural History*.

Dingus, L., Garrido, A., Scott, G.R., Chiappe, L.M., Clarke, J. y Schmitt, J.G. (2009). The litho-, bio- and Magnetostratigraphy of Titanosaurian Nesting Sites in the Anacleto Formation at Auca Mahuevo (Campanian, Neuquén Province, Argentina). *Museum of Northern Arizona Bulletin* 65, Flagstaff, Arizona.

Doering, A. (1882). Geología. En: Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia) realizada en los meses de Abril, Mayo y Junio de 1879, bajo las órdenes del General Julio A. Roca. 3° parte, Geología: 299-530.

Du Bernard, X., Eichhubl, P. and Aydan, A. (2002). Dilation bands: A new form of localized failure in granular media. *Geophysical Research Letters* 29 (24).

Dzulynskiego, S y Slaczka, A. (1965). On ripple-load convolution. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. géol. géogr.* 13, N°2, p: 135-139.

Fennell, L.M., Folguera, A., Naipauer, M., Gianni, G., Rojas, E.A., Botessi,

- G. y Ramos, V.A. (2015). Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquen Group (35° 300–37° S). *Basin Research* 1-22.
- Franzese, J., Spalletti, Gómez Pérez, I.L & Macdonald, D. (2003). Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32° - 54°S). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 81-90.
- Garrido, A.C. (2000). Estudio estratigráfico y reconstrucción paleoambiental de las secuencias fosilíferas continentales del Cretácico Superior en las inmediaciones de Plaza Huincul, Provincia del Neuquén. Trabajo Final de Grado.
- Garrido, A.C. (2010a). Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): Nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 12 (2): 121-177.
- Garrido, A.C. & Calvo, J.O. 2004. Reasignación litoestratigráfica de los niveles portadores de *Megaloolithus patagonicus* Calvo et al. (Dinosauria: Sauropoda) en las bardas de la ciudad de Neuquén. *Ameghiniana* (Suplemento) 41(4): 47R.
- Groeber, P. (1929). Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minería, Geología e Hidrología. Publicación 58: 1-109. Buenos Aires.
- Groeber, P. (1959). Supracretácico. Geografía de la República Argentina. Tomo II, Segunda parte. GAEA. Buenos Aires. 165 pp.
- Gulisano, C.A., A. Gutiérrez Pleimling & R.E. Digregorio. (1984a). Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano - Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta-Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. IX° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 221-235. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A., A. Gutiérrez Pleimling & R.E. Digregorio. (1984b). Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. IX° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259. Buenos Aires.

Heredia, S & Calvo, J. (2002). Estratigrafía de las bardas de la ciudad de Neuquén. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 699-705, El Calafate.

Herrero Ducloux, A. (1938). Reconocimiento de la zona situada entre la vía férrea, el río Neuquén y el meridiano de Plaza Huincul. En: Fossa Mancini, E., E. Feruglio & J.C. Yussen de Campana. 1938. Una reunión de geólogos de Y.P.F. y el problema de la terminología estratigráfica. Boletín de Informaciones Petroleras 15(171): 1-67. Buenos Aires.

Herrero Ducloux, A. (1946). Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino. Boletín de Informaciones Petroleras 23(226): 245-281. Buenos Aires.

Hogg, S.L. (1993). Geology and hydrocarbon potential of the Neuquén Basin. *Journal of Petroleum Geology* 16(4): 383-396.

Holmberg, E. (1964). Descripción Geológica de la Hoja 33d, Auca Mahuida, Provincia del Neuquén. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 94: 1-112. Buenos Aires.

Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A & Veiga, G.D. (2005). The Neuquén Basin: an overview. En: G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell & E. Schwarz (Eds.): *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications 252: 1-14.

Huene, F. von. (1929). Los Saurisquios y Ornisquios del Cretácico Argentino. *Anales del Museo de La Plata*, 2° Serie 3: 1-196. La Plata.

Hugo, C.A. & H.A. Leanza. (2001). Hoja Geológica 3069- IV General Roca (escala 1:250.000). Provincias de Río Negro y Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Boletín 308: 1-65. Buenos Aires.

Keidel, J., (1917). Über das patagonische Tafelland und ihre zuehungen zu den geologischen ercheinungen in den Argentinischen Anden gebiet und Litoral. *Zeitschrift der Deutsche Akademie Wiessenschaft* 3(5-6): 219-245. Stuttgart.

Keidel, J. (1925). Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del Territorio del Neuquén. Ministerio de Agricultura. Dirección General de Minería y Geología, Publicación 8: 5-67. Buenos Aires.

Leanza, H., S. Apestegui, F.E. Novas & M.S. De la Fuente. (2004). Cretaceous terrestrial beds from the Neuquén Basin (Argentina) and their tetrapod assemblages. *Cretaceous Research* 25: 61-87.

Leanza, H.A. & C.A. Hugo. (1997). Hoja Geológica 3969- III - Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Naturales. SEGEMAR. Boletín 218: 1- 135. Buenos Aires.

Leanza, H.A. (2009). Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Nueva Serie* 11 (2): 145-184. Buenos Aires.

Legarreta, L. & M.A. Uliana. (1998). Anatomy of hinterland depositional sequences: Upper Cretaceous fluvial strata, Neuquén Basin, west-center, Argentina. En: K.W. Shanley & P.J. McCabe (Eds.), *Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Special Publication N° 59: 83-92. Tulsa.

Legarreta, L., C.A. Gulisano & M.A. Uliana. (1993a). Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. En: V.A. Ramos (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio I* (9): 87-114.

Legarreta, L. & C.A. Gulisano. (1989). Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior). En: G. Chebli & L. Spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas. X° Congreso Geológico Argentino. Serie Correlación Geológica* 6: 221-243. Buenos Aires.

Legarreta, L. & Kozlowski, E. (1984). Secciones condensadas del Jurásico-Cretácico de los Andes del sur de Mendoza: estratigrafía y significado tectosedimentario. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino* 1: 286-297. Buenos Aires.

Legarreta, L. & Uliana, M.A. (1999). El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En Caminos, R. (ed.): *Geología*

Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 399-416, Buenos Aires.

Lindholm, R.C. (1982). Flat stratification: two ancient examples. *Journal of Sedimentary Petrology* 52: 227-231.

Manacorda, L.; Cafferata, A.; Boggetti, D.; Pacheco, M.; Barrionuevo, L.; Reinante, M.; Meissinger, V. (2004). Modelo paleoambiental del Grupo Neuquén en la zona norte de la Cuenca Neuquina. In Reunión de Sedimentología, No. 10, Simposio Límite K/T de Argentina: 88-90. San Luis.

Marchese, H. (1971). Litoestratigrafía y variaciones faciales se las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 26 (3): 343-410.

Méndez, V., J.C. Zanettini & E.O. Zappetini. (1987). Aspectos geológicos del Orogeno Andino Central de la República Argentina. X° Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 181-184.

Mescua, J.F; Giambiagi, L.B & Ramos, V.A. (2013). Late Cretaceous Uplift in the Malargüe fold-and-thrust belt (35°S), southern Central Andes of Argentina and Chile. *Andean Geology*, vol. 40, núm. 1, enero, 2013, pp. 102-116

Miall, A.D. (1985). Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Sci. Rev* 22: 261-308.

Miall, A.D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer.

Mosquera. A. & Ramos, V.A. (2006). Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En: Kay S. & Ramos, V. (Eds.): *Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*, Geological Society of America, Special Paper 407: 97-123.

Musacchio, E.A. & Vallati, P. (2007). Late Cretaceous non marine microfossils of Plottier Formation (Cretaceous) at Zampal, Argentina. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. *Cuaderno Geominero* 8: 273-278.

Padula, E. (1952). Informe preliminar del levantamiento zona Auca Mahuida y Bajo de Añelo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito. Buenos Aires.

Pángaro, F., Pereira, D.M. & Micucci, E. (2009). El sinrift del ámbito de la dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: su evolución y control sobre el registro estratigráfico del Jurásico y la evolución estructural del área. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 265-277. Potter, P.E. y

Potter, P.E. y Pettijohn, F.J. (1963). *Paleocurrents and Basin Analysis*. Springer – Verlag.

Ramos, V.A., Pimentel, M. y Tunik, M. (2008). Late Cretaceous Synorogenic deposits of the Neuquén Basin (36-39°S): Age constraints from U-Pb dating in detrital zircons. 7° International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 423-426.

Ramos V.A. & Folguera, A. (2005). Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. & Schwarz, E. (Eds.): *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. The Geological Society, Special Publication 252: 15-35.

Ramos, V.A. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. Provincia del Neuquén. *Servicio Geológico Nacional*. Boletín 182: 1-103. Buenos Aires.

Ramos, V.A. (1999). Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22(3): 183-190.

Rodríguez, M.F., H.A. Leanza & M. Salvarredy Aranguren. (2007). Hoja Geológica 3969-II Neuquén, provincias del Neuquén, Río Negro y La Pampa. *Instituto de Geología y Recursos Naturales. SEGEMAR*. Boletín 370: 1- 165. Buenos Aires.

Roll, A. (1938). Observaciones en el Neuquén Central (Resumen). *Boletín de Informaciones Petroleras*. 15 (171): 40-41.

Roth, S. (1898). Apuntes sobre la geología y paleontología de los territorios del Río Negro y Neuquén. *Revista Museo de La Plata* 9: 1-56. La Plata.
Salgado, L., Canudo, J.I., Garrido, A.C., Ruiz-Omeñaca, J.I., García, R.A., de la Fuente, M.S., Barco, J.L. y Bollati, R. (2009). Upper Cretaceous

vertebrates from El Anfiteatro área, Río Negro, Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research* 30: 767-784.

Saez, J., Calvo, J.O., Cortezi, B & Guiraldo, G. (2017). Registro de un saurópodo Saltasaurinae en la Formación Sierra Barrosa, (Coniaciano) ciudad de Plottier, Neuquen, Patagonia, Argentina. Reunión de comunicaciones de la asociación Paleontológica Argentina. San Luis.

Saez, J & Calvo, J.O. (2016). Estudio preliminar de vértebras caudales de un dinosaurio lithostrotia de la formación Plottier, Cretácico de la Patagonia Argentina. Congreso latinoamericano de paleontología, Lima Perú.

Sánchez, M.L. & Armas, P. (2008). Paleoambientes Sedimentarios del Cretácico Superior en el Borde Nororiental de Cuenca Neuquina, Formación Anacleto y Miembro inferior de la Formación Allen. VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas. 543-564.

Sánchez, M.L., J. Tarditi, E. Asurmendi & M.P. Parmas. (2008c). El contacto entre los subgrupos Río Neuquén y Río Colorado (Cretácico Superior) en la zona del lago Los Barreales, Cuenca Neuquina, Neuquén. *XVII° Congreso Geológico Argentino*. Actas: 795-796.

Sánchez, M.L. & Heredia, S. (2006). Sedimentología y Paleoambientes del Subgrupo Río Neuquén (Cretácico Superior) en la Quebrada de las Chivas, Departamento Confluencia, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (1): 39-56.

Sánchez, M.L., S. Heredia & J.O. Calvo. (2004). Paleoambientes sedimentarios de la Formación Candeleros (Subgrupo Río Limay), Cretácico Superior, en el cañadón El Escondido, sudeste del Neuquén. *X° Reunión Argentina de Sedimentología*. Resúmenes: 157. San Luis.

Sánchez, M.L., Calvo, J.O. & Heredia, S. (2005a). Paleoambientes de sedimentación del tramo superior de la Formación Portezuelo, Grupo Neuquén (Cretácico superior), Los Barreales, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (1): 142-158.

Sánchez, M.L., Calvo, J.O. & Heredia, S. (2005b). Análisis Sedimentológico de los Depósitos Continentales del Subgrupo Río Neuquén (Cretácico), Norte del Lago los Barreales, Neuquén.

Sánchez, M.L., Calvo, J.O & Heredia, S. (2006a). Paleoambientes sedimentarios del Cretácico Superior de la Formación Plottier (Grupo Neuquén), Departamento Confluencia, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (1): 3-18.

Sánchez, M.L., M.J. Gómez & S. Heredia. (2006b). Sedimentología y paleoambientes del Subgrupo Río Colorado (Cretácico Superior), Grupo Neuquén, en las bardas de la ciudad de Neuquén y alrededores. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(2): 236-255.

Sánchez, M.L., Armas, P. & Morra, S. (2006c). La transición entre los Grupos Neuquén y Malargüe del Cretácico Superior, en el borde noreste de la Cuenca Neuquina (Provincias de Río Negro y Neuquén), Argentina. IV° Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XI Reunión Argentina de Sedimentología, San Carlos de Bariloche, Argentina.

Sánchez, M.L., Rossi, J., Morra, S. & Armas, P. (2008b). Análisis estratigráfico secuencial de las Formaciones Huincul y Lisandro del Subgrupo Río Limay (Grupo Neuquén – Cretácico Tardío) en el Departamento El Cuy, Río Negro, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. Vol 51 (1): 1-26.

Sánchez, M.L., Asurmendi, E. & Armas, P. (2014a). Sedimentología y estratigrafía de alta resolución del subgrupo río Neuquén (Cretácico Superior) departamento confluencia, provincia de Neuquén, Argentina. *Andean Geology* 41 (1): 106-141.

Sánchez, M.L & Asurmendi, E. (2015). Stratigraphy and sedimentology of the terminal fan of Candeleros Formation (Neuquén Group), Lower Cretaceous, Neuquén Basin, provinces of Neuquén and Mendoza, Argentina. *Andean Geology* 42 (3): 329-348.

Schultz, R.A. & Fossen, H. (2008). Terminology for structural discontinuities. *AAPG Bulletin* Vol 29, N°7. 853-867.

Smith, N.D. (1971). Pseudo-plaas stratification produced by very low amplitudes sand waves. *Journal of Sedimentary Petrology* 41: 69-73.

Smith, S.A. (1990). The sedimentology and accretionary style of an ancient gravel-bed stream: the Budleigh Salterton Pebble Beds (Lower Triassic), southwest England. *Sediment Geol* 67: 199-219

Spalletti, L.A. & Gazzera, C.E. (1989). Eventos eólicos en capas rojas cretácicas (Formación Río Limay, Grupo Neuquén), sector sudeste de la cuenca neuquina, Argentina. *Eventos y Registros Sedimentarios de América Latina*, 89-100.

Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O & Martínez, C. (1968). Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nord-patagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina XXIII*, 2. Buenos Aires.

Tripaldi, A. (2012). La Formación Vallecito como ejemplo de sedimentación eólica cenozoica de las Cuencas Andinas del noroeste argentino: Paleoambientes y consideraciones estratigráficas y paleoclimáticas. *Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, tomo 64 : 60-83.

Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. & Ramos, V.A. (2010). Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, doi 10.1016/j.tecto.2010.04.017.

Uliana, M. A. (1973). Geología superficial de la parte este de la Cuenca Neuquina. Informe inédito. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires.

Uliana, M. A. (1979). Geología de la región comprendida entre los ríos Colorado y Negro, provincias del Neuquén y Río Negro. Tesis Doctoral, inédita. Universidad Nacional de La Plata. La Plata.

Uliana, M. A. & K .T. Biddle. (1988). Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências* 18(2): 172-190.

Uliana, M. A. & D. A. Dellapé. (1981). Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maestrichtiano- eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia Septentrional). VII° Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 673-711.

Uliana, M. A. & Legarreta, L. (1993). Hydrocarbon habitat in a Triassic to Cretaceous Sub-Andean setting: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology* 16 (4): 397-420. Londres

Valentin, J. (1897). Bosquejo Geológico de la Argentina. En: F. Latzina (ed.). Diccionario Geográfico de la República Argentina. 3° Edición: Gmo. Van Woerden & Cia., Sucesores de Ernst Nolte, Buenos Aires, 50 pp.

Vallati, P. (2010). Asociaciones Palinológicas con Angiospermas en el Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista Brasileira de Paleontología*, 13 (2): 143-158.

Veiga, G. D., Howell, J. A. & Strömbäck, A. (2005). Anatomy of a mixed marine/non-marine lowstand wedge in a ramp setting. The record of a Barremian/Aptian complex relative sea-level fall in Central Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G. D., Spalletti, L.A., Howell, J. A. & Schwarz, E. (Eds.): *The Neuquén Basin: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London, Special Publication, 252: 139-162.

Vergani, G.D., A.J. Tankard, H.J. Belotti & H.J. Welsink. (1995). Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: Tankard, A.J., R. Suárez & H.J. Welsink (Eds.): *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402.

Wichmann, R. (1927). Sobre las facies lacustres senonianas de los estratos con dinosaurios y fauna. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*. 30: 383-405. Córdoba.

Wichmann, R. (1934). Contribución al conocimiento de los Territorios del Neuquén y del Río Negro. Dirección de Minas y Geología. *Boletín N° 39*: 4-27. Buenos Aires.

Windhausen, A. (1914). Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Neuquén y Río Negro. *Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería* 10 (1): 1-60. Buenos Aires.

Zamora Valcarce, G., Zapata, T., del Pino, D. & Ansa, A. (2006). Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold and thrust belt. En: Kay, S.M. & Ramos, V.A. (Eds.): *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S lat)*, Geological Society of America, Special Paper 407: 125- 145, doi:10.1130/ 2006.2407(06).

Zapata, T., Córscico, S., Dzelalija, F & Zamora, G. (2002). La faja plegada y corrida del agrio. Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la Cuenca Neuquina Argentina. V Congreso de Exploracion y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata) . Actas. IAPG. Buenos Aires, electronic files.