



UNIVERSIDAD NACIONAL DE RIO CUARTO

Tesis de Licenciatura de Geología

**“ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL DE LOS
ESTRATOS CARRERA Y ROCAS SELLO EN EL ÁREA
DEL YACIMIENTO EL PORTÓN, PROVINCIA DE
MENDOZA”**



Alumna: ESTEFANÍA, ASURMENDI
Directora: Dra. MARÍA LIDIA, SANCHEZ

Departamento de Geología

Facultad de Ciencias Exactas, Fco-Qcas y Naturales

Diciembre, 2009

a mi nona Jesús, que desde hace poco no estás conmigo, pero sé que estas a mi lado todo el tiempo compartiendo este momento que tanto anhelabas. Simplemente gracias por mi hermosa niñez, adolescencia y adultez, en fin por estos 26 maravillosos años vividos a tu lado...

Agradecimientos

- A mi mamá Adriana, por tu esfuerzo, tus palabras, por ser mi guía en la oscuridad, lo que soy te lo debo a ti.

- A mi hermana Carolina, por su ejemplo de constancia y brillantez, no podría tener en el mundo una mejor hermana.

- A Nicolás, con vos celebro mis alegrías y penas. Porque estas incondicional en los momentos más duros sin pedir nada a cambio. Por ser mi noche y mi día...

- A mi madrina, Graciela por brindarme hermosos momentos compartidos a tu lado, por sus consejos y charlas en épocas duras, por ser mi segunda mamá.

- A Ana, Rafael y Santiago por dejarme ser parte de su familia y recibirme siempre con los brazos abiertos.

- A María Lidia por su amistad, consejos, enseñarme y sacar lo mejor de mi.

- A Paula, Juan y Estela por ser parte de un hermoso grupo de trabajo, por sus consejos y apoyarme en momentos difíciles para no tirar la toalla.

- A mi Morora, mi compañera del alma...

- A Marcelo Fagiano y Ana Esparza por sus palabras en los momentos que luchaba por mi salud y seguir con la carrera, dejando al descubierto excelentes personas.

- Al tribunal evaluador Dr. Fernando Cañas, Lic. Mónica Villegas y Dra. María Lidia Sánchez por sus correcciones y sugerencias.

RESUMEN

El siguiente trabajo presenta el estudio sedimentológico de detalle y análisis secuencial estratigráfico del Subgrupo Río Limay al sur de la provincia de Mendoza, al pie de la FPC. En el área de estudio se reconocieron afloramientos de exposición continua que permitieron el levantamiento de un perfil sedimentológico de detalle de más de 850 m de potencia y la confección de paneles fotográficos de detalle. A partir de esta base de datos se definieron 12 litofacies fluviales (Gm, Gh, Gp, Gt, Sm, St, Sp, Sh, Sr, Pl, Fh y Fm), 2 litofacies eólicas (Spe y Ser), 1 volcánicla (TLpe) y 1 de paleosuelos (Pl). Éstas fueron agrupadas en 16 elementos, 11 fluviales (de canal e intracanal) y así se definieron 5 paleoambientes sedimentarios, el Sistema Fluvial I (S-FI), Sistema Fluvial II (S-FII), Sistema Eólico (S-E), Abanico Terminal (S-AT) y Sistema Lacustre (S-L).

La distribución espacial y temporal de los mismos permite afirmar que la Formación Candeleros corresponde de abanico terminal y constituye el cortejo BA de la secuencia SI. La Formación Huincul corresponde a un sistema entrelazado de baja sinuosidad y alta sinuosidad en el tope y constituye el cortejo de AA de la SII, luego se instala nuevamente un sistema de baja sinuosidad con un fuerte apilamiento de las unidades, constituyendo el cortejo de BA de la SII. Finalmente se instala el sistema lacustre de la Formación Lisandro, el que representa un alto espacio de acomodación (cortejo de AA), con el que culmina así la SII.

La identificación de impregnación con hidrocarburos en diferentes tramos de la sucesión permite concluir que el tramo medio superior de la Formación Candeleros y el tramo inferior de la Formación Lisandro constituyen estratos carrera, en tanto que el tramo medio y superior tienen excelentes propiedades como rocas sello.

ÍNDICE

RESUMEN

CAPÍTULO I – Introducción

Introducción	1
Objetivos	1
Ubicación del área	3
Metodología	3
Breve Reseña de la evolución de cuenca neuquina	5
Evolucion tectonoestratigráfica de la cuenca neuquina	8
Estratigrafía del Grupo Neuquén	16

CAPÍTULO II – Análisis de Facies

Introducción	26
Análisis de litofacies.....	27
Litofacies conglomerádicas.....	27
Litofacies areniscas	37
Litofacies pelíticas.....	48
Litofacies paleosuelo.....	49
Litofacies lacustres.....	50
Litofacies eólicas	53
Litofacies volcánicas	56

Elementos Arquitecturales

Elementos arquitecturales fluviales de canal.....	57
Elementos arquitecturales de intracanal.....	62
Elementos de planicie de inundación.....	66
Elementos arquitecturales lacustres.....	71
Elementos arquitecturales eólicos	76

Sistemas depositacionales

Sistemas Fluviales

Sistema Fluvial I (S-FI).....	80
Sistema Fluvial II (S-FII).....	86
Sistema de Abanico aterminal (SAT)	
Planicie Entrelazada Proximal (AT-PEP).....	88
Planicie Distributaria Distal (PDD).....	89
Cuenca de Inundación (CI).....	89
Sistema Eólico (s-e).....	90
Sistema Lacustre (S-L)	
Barras de Desembocadura (BD).....	94
Depósitos de Línea de Costa (LC).....	95
Depósitos de agua profunda (DL).....	95

CAPÍTULO III –Análisis Secuencial

Introducción.....	115
Análisis secuencial de las Formaciones Candeleros, Huincul y Lisandro.....	118

CAPÍTULO IV – Conclusiones y Consideraciones Finales

Conclusiones.....	124
-------------------	-----

BIBLIOGRAFÍA.....	126
--------------------------	------------

PERFIL INTEGRADO EL PORTÓN

REFERENCIAS

- A Arcillita
- L Limolita
- A_{mf} Arenisca muy fina
- A_{mg} Arenisca muy gruesa
- C_f Conglomerado fino
- C_g Conglomerado grueso
- E Estratificación paralela
- Z Estratíf. entrec. oblicua planar
- W Estratíf. entrec. en artesa
- e Laminación paralela
- x Laminación entrecruzada
- ~ Laminación ondulítica
- ▲▲ Retrocorrimiento
- U Bioturbaciones
- Concreciones
- ◇ Grietas de Desección
- ✕ Slikensides
- ⊥ Pedones
- Impregnaciones con Hidrocarburos
- 🪵 Troncos Fósiles
- 🦴 Fósiles
- S-I/S-X Secuencias
- AA/BA Cortejo de Alta Acomodación/Baja Acomodación
- S-FI/AT-PDD Paleoambientes sedimentarios
- ⊗ Cubierto
- 7,2 Metros sobre la base del perfil

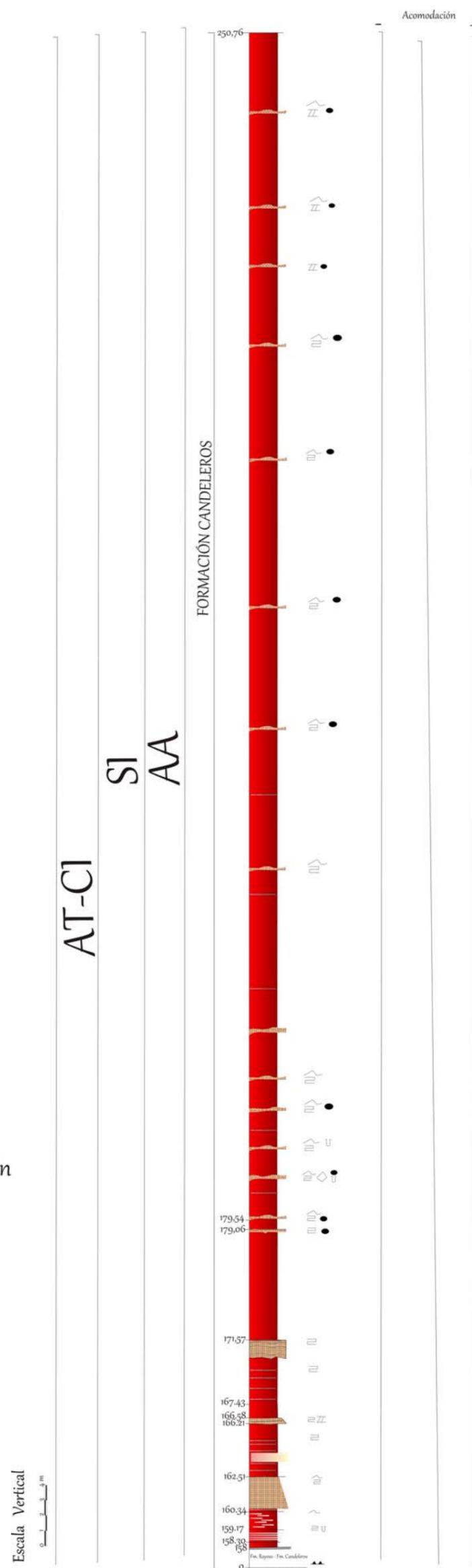
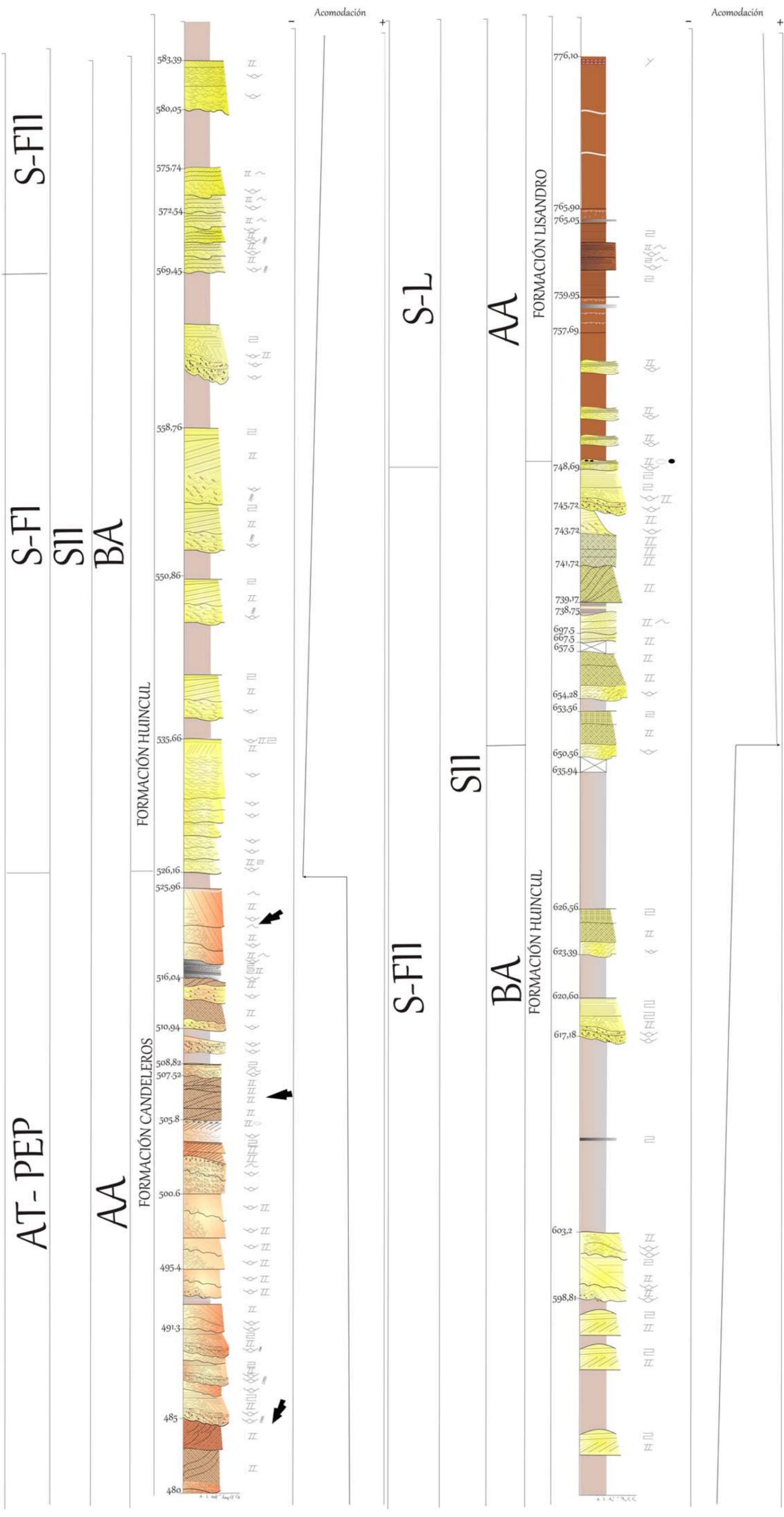


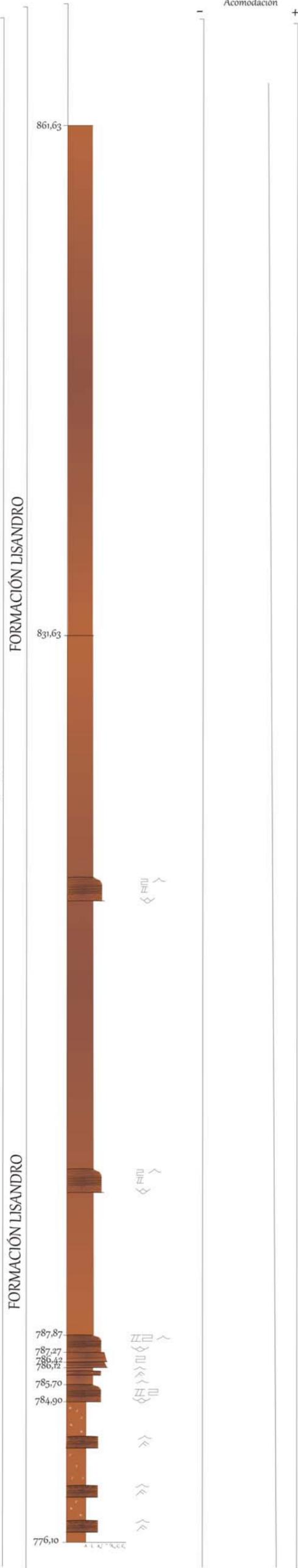
Fig. 8) Perfil sedimentológico de detalle del Subgrupo Río Limay en las proximidades del yacimiento EL Portón.



S-L

S11

AA



Acomodación +

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

“La ciencia es como la tierra; sólo se puede poseer un poco de ella.”
Voltaire

INTRODUCCIÓN

Los avances en el conocimiento del Grupo Neuquén, el hallazgo en diferentes sectores de la Cuenca Neuquina de afloramientos con estratos carrera en distintas unidades del mismo, sumado a la importancia que tiene como reservorio y productor de hidrocarburos en el ámbito del sector de producción del área centro-oeste del país hace necesario los estudios geológicos de superficie que permitan la homologación con potenciales unidades reservorio para analizar la heterogeneidad y compartimentalización de las unidades que incluya una variedad de tipos y escalas microscópicas, mesoscópicas, macroscópicas y megascópicas.

Las Formaciones Candeleros, Huincul y Lisandro (Keidel, en Wichmann 1927) integran el Subgrupo Río Limay, unidad basal del Grupo Neuquén (Digregorio, 1972), depositado durante la etapa del desarrollo de la cuenca de antepaís durante el Cretácico. En los últimos años este Subgrupo ha adquirido importancia como reservorio y como roca sello en distintos sectores de la cuenca, como el área ubicada en la zona de la Faja Plegada y Corrida del sur de Mendoza, en el Yacimiento El Portón; por ello constituye un objetivo primordial para su análisis estratigráfico secuencial, habida cuenta de la comprobación de impregnaciones de hidrocarburos en el Subgrupo Río Limay.

OBJETIVOS

El objetivo de este estudio es definir a nivel regional las relaciones estratigráficas del Grupo Neuquén con otras unidades litoestratigráficas y en particular entre aquellas que lo integran, llevando a cabo el mapeo de detalle en aquellos sectores donde los indicadores geológicos ofrecen las mejores probabilidades para obtener modelos de homologación de subsuelo para el bloque Cañadón Amarillo, a partir de los afloramientos de potenciales estratos carrera y reservorios.

Se propuso determinar los paleoambientes sedimentarios y establecer un modelo depositacional, analizando las litofacies y arquitectura interna de la sucesión sedimentaria correspondiente al Subgrupo Río Limay (Grupo Neuquén) que aporte a la definición de estratos carrera y rocas sello dentro de la mencionada Unidad. Esto permitió realizar una correlación de las unidades del Grupo Neuquén a nivel regional y establecer la evolución estratigráfica de la Cuenca Neuquina durante el Cretácico Superior.

UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área seleccionada para realizar el relevamiento de detalle de los cuerpos sedimentarios, potenciales reservorios y sello se encuentra ubicada al sur – oeste de la provincia de Mendoza,

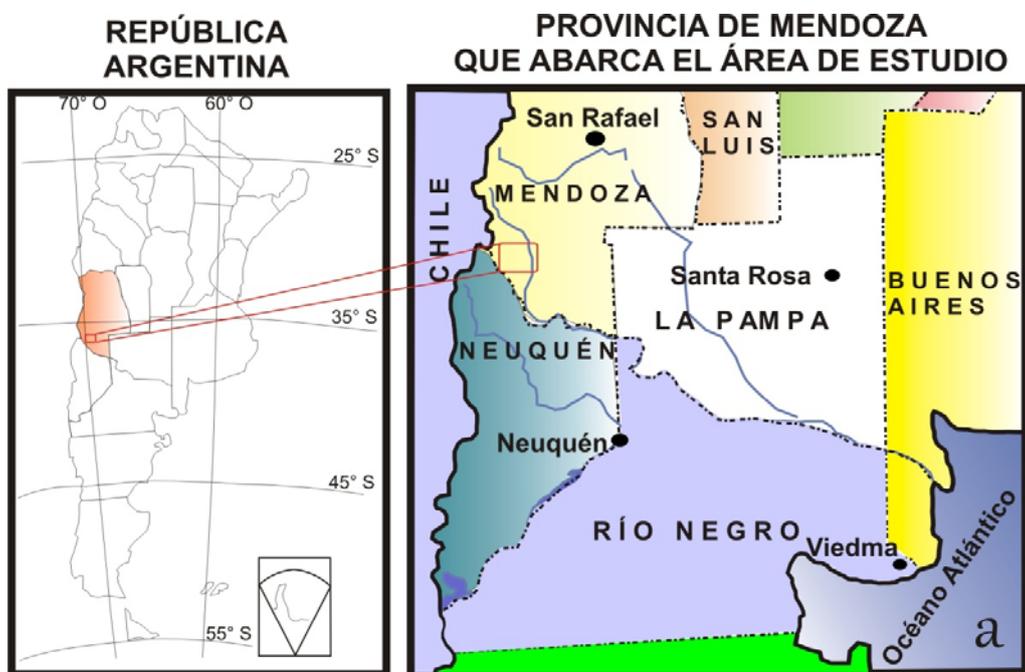
cercana a la Faja Plegada y Corrida, en el área del Yacimiento El Portón (Fig. 1a) ubicadas en entre los 37° 12' – 37° 13' de latitud sur y los 69° 40' - 64° 38' de longitud oeste. Se accede a ella desde la localidad de Rincón de los Sauces través de la ruta provincial N° 6, en la provincia de Mendoza.

METODOLOGÍA DE TRABAJO

Para el desarrollo de este trabajo se realizó una recopilación de antecedentes bibliográficos del Grupo Neuquén poniendo énfasis en el Subgrupo Río Limay, como así también literatura referida a paleoambientes sedimentarios.

Se realizó una campaña de veinte días, durante los cuales se relevaron en detalle las secciones estratigráficas, identificaron las discontinuidades estratigráficamente significativas, reconocimiento de discordancias regionales, el relevamiento de paleocorrientes y el muestreo de rocas. Las distintas zonas del área de estudio pueden verse en detalle en la figura 1b.

En la etapa de gabinete se realizó la elaboración de perfiles estratigráficos de detalle, el análisis de facies, la jerarquización de las discontinuidades, la definición de arreglos arquitecturales, el análisis de paleocorrientes, la interpretación del arreglo estratigráfico, la interpretación e integración de datos para la formulación paleoambiental y su distribución regional dentro de la cuenca y, finalmente, una correlación estratigráfica a nivel regional.



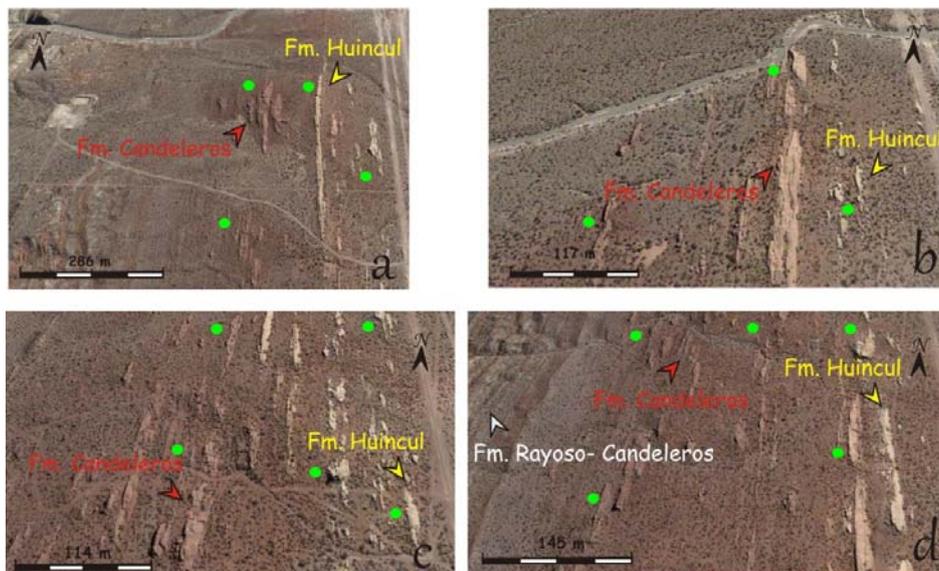
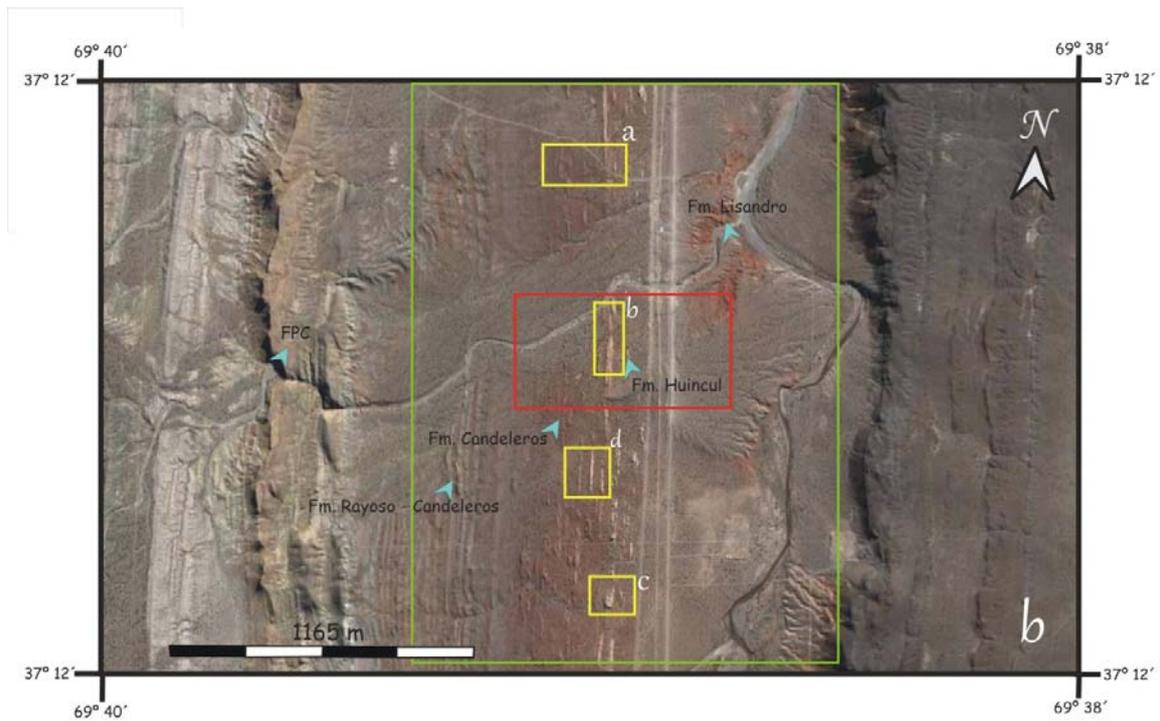


Figura 1: Ubicación del área de trabajo. a) Mapa geográfico, b) Imagen Satelitaria, en ella se puede observar al oeste la Faja Plegada y Corrida, y desde oeste-este: intercalación de la Fm. Rayoso- Candeleros, Fm. Candeleros, Fm. Huincul y Fm. Lisandro el este de la imagen. Los recuadros verde: representan los límites de la zona de trabajo, amarillo: corresponden a las vistas de detalle de figura 2a y el rojo corresponde a la zona del mapa de facies (2b).

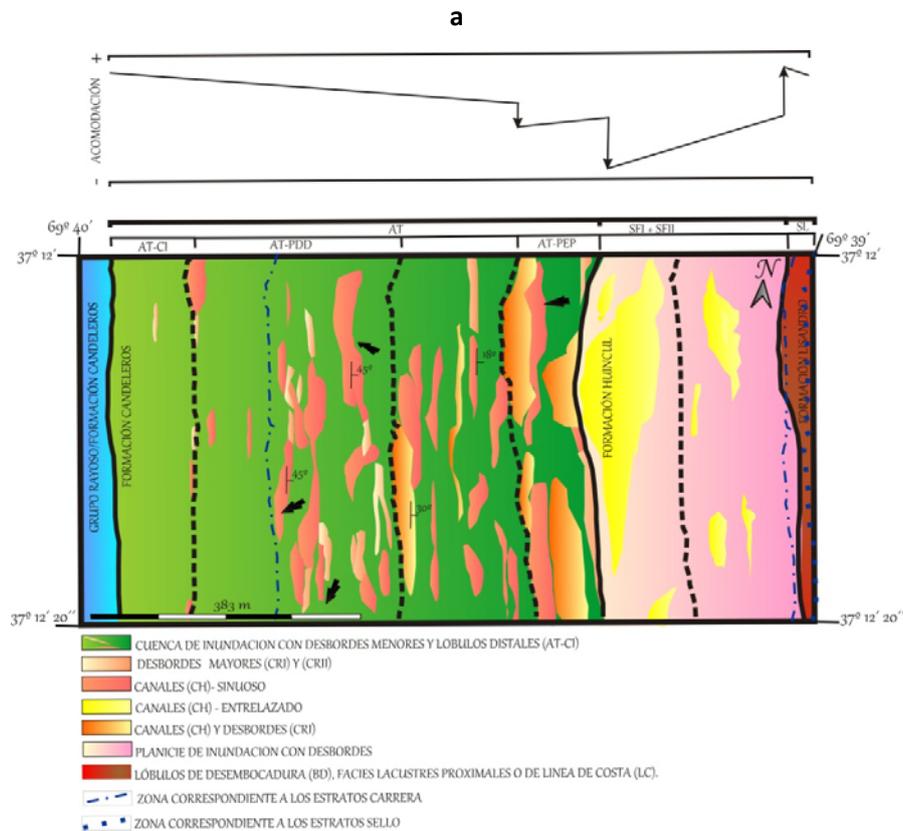


Fig. 2: Figura 2a: Afloramientos reconocidos en el área de estudio. a-d) zoom de la figura 1. Los puntos señalados en verde corresponden a los lugares donde se levanto el perfil integrado. 2b: Mapa de litofacies del Subgrupo Río Limay. La Fm. Candeleros está representada por un Sistema de Abanico Terminal, la Fm. Huicul lo integra el Sistema Fluvial I y II (S-FI y S-FII) y la Fm. Lisandro por un Sistema Lacustre.

BREVE RESEÑA DE LA EVOLUCION DE CUENCA NEUQUINA

La Cuenca Neuquina ubicada entre los 32° y 40° latitud sur, constituye una depresión ensiálica localizada en posiciones de intra-arco (Chile) retroarco (Argentina). La misma presenta una forma triangular, alargada en dirección Sudeste-Noroeste. La misma cubre un área de 120000 km² y presenta un registro estratigráfico de más de 4000 m de potencia.

Se encuentra limitada, al sureste por el macizo Norpatagónico (Fig. 3), al noreste y al oeste por el arco magmático andino (Fig. 4) sobre el margen activo occidental de Gondwana – Placa Sudamericana.

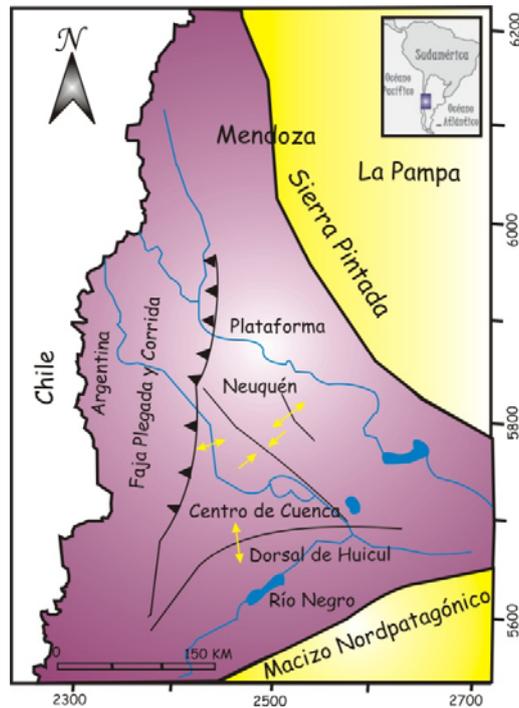


Figura 3: Cuenca Neuquina

La tectónica de este margen controló la evolución geotectónica de la cuenca, que puede ser dividida en tres etapas:

- ✓ En la primer etapa, previo al establecimiento de la subducción en el margen oeste, durante el Triásico Tardío- Jurásico Tardío, éste sector de Gondwana se caracterizó por grandes sistemas de fallas transcurrentes, las que provocaron una tectónica extensional dentro de la cuenca y la evolución de una serie de depocentros estrechos y aislados (Franzese y Spalleti, 2001).

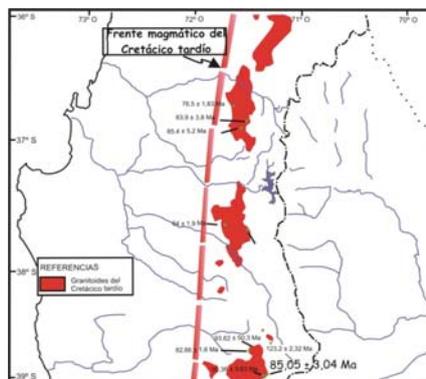


Figura 4: Arco magmático

✓ En una segunda etapa (Jurásico Tardío – Cretácico Temprano) se desarrolla una zona de subducción activa, asociada con la evolución de un arco magmático a lo largo del margen occidental de Gondwana el que generó subsidencia de trasarco dentro de la cuenca. En esta etapa de post rift de la cuenca se depositaron más de 4000 m de sedimentos (Howell *et al.*, 2005).

✓ Durante el Cretácico Tardío – Cenozoico (tercer etapa) se produce una disminución del ángulo de subducción, generando compresión y subsidencia flexural, asociada con 45-57 km de acortamiento cortical (Ramos, 1999) y levantamiento del cinturón de corrimiento del antepaís.

En la etapa final de la tectónica andina se produce el plegamiento y levantamiento de la sucesión mesozoica completa, la cual incluye una amplia variedad de ambientes depositacionales (Vergani *et al.*, 1995; Ramos, 1999; Franzese y Spalletti, 2001; Howell *et al.*, 2005).

EVOLUCION TECTONOESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA NEUQUINA

La evolución geotectónica durante el Paleozoico en el sudoeste de Gondwana se caracterizó por la acreción y amalgamación de diferentes terrenos exóticos, *i. e.* Cuyania – Precordillera, Chilenia y Patagonia (Ramos, 1999). El desarrollo de un complejo acrecional y un arco magmático en este margen, resultó en una asociación de rocas metamórficas y plutónicas calco-alcalinas de edad Carbonífero – Pérmico agrupadas en el Ciclo Orogénico Gondwánico.

Durante el Pérmico Tardío – Triásico Temprano se desarrolló el evento plutónico-volcánico Choiyoi, con un nivel de emplazamiento supracortical. Éste afectó a la Cuenca Neuquina a lo largo de sus límites este y noreste. El magmatismo Choiyoi fue dividido en dos fases, una más antigua que representa el arco magmático del Paleozoico Superior y otra más moderna, de edad Triásico Temprano, representada por la extrusión de un extenso “plateau” riolítico-ignimbrítico a lo largo del margen este de la Cuenca Neuquina, resultado de una tectónica extensional intracontinental (Franzese y Spalletti, 2001).

Durante el Triásico Tardío – Jurásico Temprano la tectónica de la cuenca estuvo controlada por un régimen de “strike-slip” subparalelo al margen continental occidental (Franzese y Spalletti, 2001). Esta etapa se caracterizó por fallas extensionales normales, que involucraron basamento y produjeron una serie de hemigrabenes elongados y estrechos, los cuales fueron rellenados con depósitos clásticos y volcánoclasticos asociados con extensos flujos de lava (Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001; Howell *et al.*, 2005). En la sección oriental de la cuenca la subsidencia

estuvo controlada por un sistema de fallas extensionales orientado NO-SE. Este sistema marcó la ruptura entre la plataforma y la cuenca interna. El sistema extensional fue activo durante este tiempo y controló la acumulación de los Grupos Precuyo (Fig. 5) y Cuyo Inferior (Vergani et al., 1995).

En el área de Río Atuel, hacia el norte de la cuenca, las acumulaciones marinas dejan ver que el sistema de depocentros aislados fue inundado por aguas oceánicas en el Jurásico Temprano (Legarreta et al., 1993; Vergani et al., 1995).

Durante el Jurásico Temprano y Medio se inicia el régimen de subducción a lo largo del margen occidental de Gondwana, y en el Jurásico Tardío se desarrolla completamente el arco magmático andino (Fig. 5). La subsidencia de trasarco permitió la inundación marina de la cuenca, generando, su conexión con el océano proto-Pacífico. La sedimentación estuvo influenciada por la topografía heredada del sistema de sinrift subyacente. Las sucesiones más espesas fueron depositadas durante largos períodos de subsidencia termal y regional.

Estas sucesiones incluyen series complejas de ciclos transgresivos y regresivos de diferente magnitud (Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza. Howell et al., 2005). La subsidencia controlada por las fallas (Toarciano) decreció gradualmente en la Cuenca Neuquina. De esta manera los depocentros de rift aislados del Jurásico Temprano fueron amalgamados dentro de una amplia cuenca, en la que los altos intercuencales previos perdieron su identidad. La etapa de postrift del Jurásico estuvo caracterizada por subsidencia termal y la progradación de depósitos fluviales y deltaicos dentro de la cuenca, además de un traslape regional y el desarrollo de un extendido engolfamiento marino en posición de trasarco (Vergani et al., 1995; Legarreta y Uliana, 1999; Franzese y Spalletti, 2001). La proveniencia de los sedimentos fluviales y deltaicos fueron desde el E y SE (Vergani et al., 1995).

Diversos pulsos tectónicos compresivos, ocasionados por el empuje del macizo Nordpatagónico durante el Bathoniano y Calloviano Temprano, produjeron eventos de inversión tectónica que dieron lugar al levantamiento generalizado y erosión que afectaron gran parte de la cuenca. Esto además ocasionó, una gran reducción del área de acumulación de sedimentos (Vergani et al., 1995; Legarreta y Uliana, 1999; Zabala y González, 2001).

La disconformidad del Calloviano Temprano estuvo marcado por una un cambio en el estilo de sedimentación de evaporitas a limolitas correspondientes al Grupo Lotena (Fig. 5). Este además fue el precursor de la inversión a lo largo de la dorsal de Huincul en el Oxforniano Tardío – Kimmeridgiano Temprano y el comienzo de una nueva fase de subsidencia en la cuenca.

En el Calloviano, la Cuenca Neuquina, fue afectada por un período de levantamiento y erosión generalizada, especialmente en el sector de la dorsal de Huicul y en los sectores oeste y suroeste. La inversión de bloques fallados relacionados al rift, tuvo lugar a lo largo de la dorsal de Huicul.

Un segundo evento de inversión tectónica, más intenso que el anterior, conocido como fase deformacional Araucana, ocurrió durante el Oxforniano Tardío, Kimmeridigiano Temprano y dió lugar a una de las principales estructuras de la cuenca como la dorsal de Huicul (Orchuela *et al.*, 1981; Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001). La inversión tectónica fue segmentada por fallas transcurrentes con tendencia NO-SE que difieren de la dirección SO correspondiente al Jurásico Temprano, sugiriendo que esta inversión del Jurásico Tardío fue la causa de la reorganización fundamental del campo de esfuerzo regional.

La fase final de la sedimentación continental (Tithoniano), concuerda con la subsidencia regional asociada con la relajación extensional. La expansión marina dentro de la cuenca se reflejó en el Grupo Mendoza, el cual está caracterizado por una secuencia progradacional (Vergani *et al.*, 1995).

Durante el Tithoniano temprano se depositaron facies clásticas en condiciones subácueas hacia posiciones internas de la cuenca. Los depósitos del Jurásico Tardío (Tithoniano) evidencian el retorno a un contexto de cuenca marina con fondo euxínico, caracterizado por la alternancia finamente estratificada de lutitas grises y negras, calizas micríticas y margas bituminosas, conocidas como Formación Vaca Muerta (Leanza y Leanza, 1979).

Durante el Berriasiano Tardío – Valanginiano Temprano (Cretácico Temprano), ocurrió un cambio en el modelo de subsidencia de la cuenca, que resultó en la interrupción de la sedimentación marina que caracterizaba a los ciclos previos. La cuenca desde el Valanginiano en adelante estuvo caracterizada por una etapa de calma tectónica que resultó en una nueva trasgresión marina y depositación de sedimentos de plataforma, correspondiente a la Formación Agrio. En el sector centro-oriental de la cuenca, estos sedimentos se interdigitaron con los clásticos fluviales progradantes de la Formación Centenario. El carácter gradual de los cambios laterales de facies, se interpretan como el resultado de la acumulación en áreas de poco relieve de tipo rampa (Legarreta y Uliana, 1991). La sucesión Mendoza-Rayoso del Cretácico Temprano está puntualizada por varias disconformidades que definen el apilamiento de múltiples secuencias transgresivas regresivas, reflejando, la subsidencia intermitente y procesos eustáticos (Vergani *et al.*, 1995).

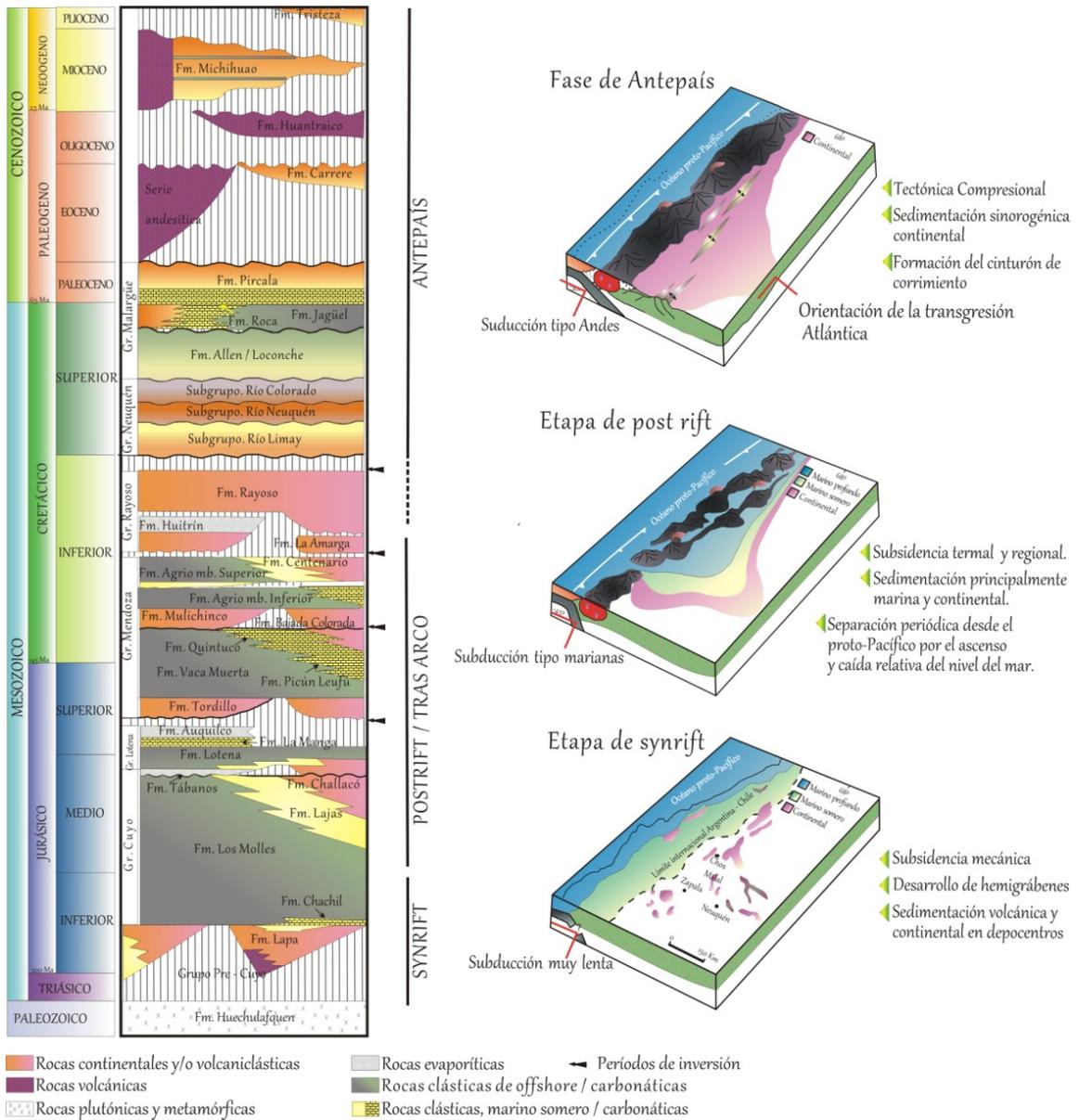


Figura 5: Columna tectonoestratigráfica de la Cuenca Neuquina, con las etapas de evolución de la Cuenca desde el Triásico Tardío al Cenozoico (Howell *et al.*, 2005; Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001; Folguera y Ramos, 2002 y Francese *et al.*, 2003).

Para el final del Cretácico Temprano la reorganización de la Placa Pacífica, incluyendo un decrecimiento en el ángulo de subducción de la losa, resultó en el desarrollo de un régimen tectónico compresivo que causó la inversión de estructuras extensionales previas. En esta etapa se convirtió en una cuenca de antepaís de retroarco con variaciones significativas en su tamaño y forma, así como también, la migración de sus depocentros hacia el este. Los eventos de levantamiento e inversión tectónica permitieron la depositación de más de 2000 m de sedimentos continentales en los principales depocentros correspondientes a los Grupos Rayoso y Neuquén.

Durante el Cenomaniano Temprano ocurrió una nueva actividad tectónica, que estuvo caracterizada por una sutil erosión y disminución de la potencia hacia el norte del Grupo Rayoso, en el sector occidental de la cuenca. Esta fase tectónica, reactivó las áreas de proveniencia, las que produjeron la depositación de los sedimentos continentales del Grupo Neuquén (Vergani *et al.*, 1995). Este último está integrado por el Subgrupo Río Limay, Subgrupo Río Neuquén y Subgrupo Río Colorado, los que se caracterizan por sucesiones alternantes de areniscas, fangolitas y conglomerados acumulados a partir de procesos aluviales (Cazau y Uliana, 1973; Legarreta y Gulisiano, 1989; Condat *et al.*, 1990; Cruz, 1993). Estos definen un sistema distributivo efímero, que drenaba una cuenca endorreica durante un periodo en el cual se registró una completa desconexión paleogeográfica con el Océano Pacífico (Legarreta y Uliana, 1999).

Para fines del Cretácico, se mantuvo este esquema depositacional, el que estuvo caracterizado por una sedimentación ampliamente expandida y donde la Cuenca Neuquina junto con la del Golfo de San Jorge fueron parte de un único depocentro gigante (Franzece *et al.*, 2003). En el Cretácico Tardío ocurrió un aumento global del nivel del mar, el que causó la primera trasgresión marina desde el océano Atlántico, dejando depósitos marinos someros sobre amplias áreas de la cuenca, estos depósitos corresponden al Grupo Malargüe (Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001; Howell *et al.*, 2005).

Una nueva fase de deformación y subsidencia afectó a la cuenca durante el Eoceno. El cinturón de Corrimiento Andino, al norte sobre el margen invadió el margen oeste de la cuenca deformando así el prisma mesozoico ubicado frente al mencionado cinturón orogénico. Las fallas normales preexistentes de la fase de rift, así como la reología de las rocas de la secuencia mesozoica controlaron el estilo deformacional. El basamento Paleozoico-Triásico se caracteriza por una deformación de piel gruesa, con pliegues de primer orden, generados por inversión de fallas normales con buzamientos variables. Por el contrario la deformación de piel fina estuvo

controlada por la mecánica de rocas de la cubierta sedimentaria del Jurásico – Cretácico. El estilo estructural de piel fina se desarrolló desde el norte de la cuenca hasta el Río Agrio en el sur, caracterizada por pliegues en “echelon” con diferente vergencia y extensión local.

Finalmente durante el Eoceno – Oligoceno Temprano, se depositaron los sedimentos clásticos y piroclásticos de la Formación Carrere. Los eventos intrusivos del Paleógeno afectaron la estratigrafía del Jurásico – Cretácico con intrusiones de diques y filones intermedios y básicos (Vergani *et al.*, 1995).

ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO NEUQUÉN

El Grupo Neuquén de edad Cretácica (Digregorio, 1972), se encuentra dividida por tres unidades genéticas mayores (Cazau y Uliana, 1973) correspondientes a las Formaciones Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado (Uliana y Dellapé, 1981) y siete miembros. La categorización de las tres Formaciones que conforman el Grupo Neuquén como Subgrupos y sus Formaciones como Miembros corresponde a Ramos (1981).

Luego de la fase diastrófica de los movimientos Patagónicos, que está expresada por la discordancia Intercretácica o Intersenoniana, de edad 97 ± 3 Ma (Cenomaniano temprano - Orchueta y Ploszkiewicz, 1984) comienza la depositación de las capas rojas que caracterizan a Grupo Neuquén. El límite superior del Grupo está determinado por la discordancia Huantráiquica, datada en los 74 ± 3 Ma (Leanza, 1999; Leanza y Hugo, 2001). Esta discontinuidad lo separa del Grupo Malargüe, cuya edad máxima se ha establecido entre el Campaniano Medio y el Maastrichtiano Temprano (Heredia y Salgado, 1999; Parras, 1999).

De esta manera, para los términos cuspidales del Grupo Neuquén, permiten asignarles una edad Campaniano Temprano, los que están representados por fangolitas de la Formación Anacleto (Fig. 6). Así la depositación de las sedimentitas (Fig. 6): del Grupo Neuquén ocurrió en un lapso de aproximadamente 23 Ma, entre el Cenomaniano Temprano y el Campaniano Temprano (Leanza, 1999).

El **Subgrupo Río Limay** (Ramos, 1981) está integrado por las Formaciones Candeleros, Huincol y Lisandro, y su edad se encuentra comprendida entre el Cenomaniano Temprano y el Turoniano Temprano (Leanza y Hugo, 1997). Presenta un espesor mínimo de 350 m y define la primera etapa de evolución del Grupo, que comienza con un ciclo fluvial de alta a moderada energía, con cabeceras al oeste de la cuenca, durante los que se depositan areniscas medianas y

conglomerados sin llegar a formar bancos potentes y continuos, y en algunos sectores registra una disminución en la energía de los ríos con la depositación de facies pelíticas (Rodríguez *et al.*, 2007). La Formación Candeleros definida por primera vez por Keidel (en Wichmann, 1927) de edad Cenomaniano Temprano, compuesta por una serie de areniscas rojas de grano fino con intercalaciones de limolitas, hacia el techo de la unidad incrementa el tamaño de grano apareciendo niveles conglomerádicos. Así, estos depósitos sugieren la existencia de redes de avenamiento que alimentaban a abanicos terminales o megabanicos (Sánchez, 2004; Sánchez *et al.*, 2004; Manacorda *et al.*, 2004). Los paleoambientes de sedimentación incluyen sistemas fluviales efímeros, meandriformes y entrelazados, con desarrollo de paleosuelos de ambiente de pantano (Leanza y Hugo, 2001; Sánchez *et al.*, 2003 y 2002; Sánchez, 2004; Sanchez *et al.*, 2004). En la sección inferior de la Formación Candeleros, próximo a la costa del embalse Ezequiel Ramos Mexía, se hallaron varias

Escala Geocronológica	Grupo	Subgrupo	Formación	Edad	Ma	Dataciones radimétricas de emplazamientos graníticos (Ramos y Folguera 2005)	Dataciones radimétricas de la Formación Candeleros (Ramos, 2008)
Cretácico	Superior	Neuquén	Río Colorado	Campaniano	70.6 ± 0.6	76.5 ± 1.83 Ma	100 - 98 Ma
			Bajo de Anacleto	Santoniano	83.5 ± 0.7	82.66 ± 1.6 Ma	
	la Carpa	83.9 ± 3.8 Ma					
	Río Neuquén	Cenozoico	85.8 ± 0.7	85.4 ± 5.2 Ma			
	Plottier			85.05 ± 3.04 Ma			
	Portezuela	Turoniano	89.3 ± 0.1	90.36 ± 3.63 Ma			
	Lisandro	Cenomaniano	93.5 ± 0.8	93.62 ± 5.3 Ma			
	Huincul			94 ± 2 Ma			
	Río Limay	Albiano	99 ± 0.9				
	Candeleros			112 ± 1.0			

Figura 6: Cuadro Geocronológico.

huellas de dinosaurios *carosaurios coelurosaurios* y saurópodos. También en las proximidades de Villa el Chocón fue descripta una asociación de dinosaurios terópodos, saurópodos y ornitischios (Calvo, 1991). Además, en un importante yacimiento fosilífero ubicado a unos 15 km de la localidad de Villa El Chocón fue encontrado el *Giganotosaurus carolini*, uno de los dinosaurios carnívoros de mayor tamaño en el mundo (Rodríguez *et al.*, 2007).

La Formación Huincul (Cenomaniano Tardío), fue también definida por Keidel (en Wichmann, 1927). Su localidad tipo se ubica en las inmediaciones de Plaza Huicul. Esta formación incluye una serie de areniscas cuarzosas de grano medio a grueso y niveles conglomerádicos con una coloración amarillo-blanquesina, lo que es una característica bien distintiva de las demás unidades. Estos depósitos representan ambientes netamente fluviales (Sánchez *et al.*, 2006), los que además incluyen restos de troncos petrificados, huesos de dinosaurios, como el saurópodo titanosaurio *Argentinosaurus huiculensis* (Bonaparte y Coria, 1993), el más grande conocido hasta el momento en Patagonia (Rodríguez *et al.*, 2007).

La Formación Lisandro fue definida por Herrero Ducloux (1939), de edad Cenomaniano Tardío – Turoniano Temprano. Su localidad tipo se ubica en el cerro Lisandro, próximo a Senillosa y su espesor varía entre los 35 y 75 m. Esta Formación representa paleoambientes fluviales y eólicos (Sánchez *et al.*, 2006). Las condiciones de energía del ambiente fueron moderadas a bajas, y la disminución de la energía se manifiesta por un lapso en el cual se deposita esta Formación (Leanza y Hugo, 2001). Por lo tanto se encuentra integrada por potentes paquetes pelíticos de coloración rojiza con algunas intercalaciones de areniscas de grano fino y limos arenosos rojos y verdes con abundante yeso, en su tramo medio presenta lentes de areniscas verde amarillentas de grano medio.

En esta unidad se hallaron restos de bivalvos de agua dulce, dientes, placas y restos esqueléticos de cocodrilos, placas de tortugas, dientes de dinosaurios terópodos y abundantes fragmentos óseos no determinados (Garrido, 2000; Rodríguez *et al.*, 2007).

El **Subgrupo Río Neuquén** (Cazau y Uliana, 1973), integrado por las Formaciones Portezuelo y Plottier (Rodríguez *et al.*, 2007), con una potencia aproximadamente de 150 m, el que representa un cambio en la sedimentación, de esta manera se produce la reactivación en las cabeceras y el poder de transporte de los ríos, finalizando este subciclo con depósitos pelíticos (Cazau y Uliana, 1973; Rodríguez *et al.*, 2007).

La Formación Portezuelo (Turoniano Tardío – Coniaciano Temprano) fue definida por Keidel (en Wichmann, 1927); su localidad tipo se encuentra en la región de la sierra de Portezuelo, con una

potencia que varía entre 95 y 130 m. Representan depósitos de sistemas fluviales entrelazados gravosos, seguido por sistemas fluviales arenosos de sinuosidad intermedia que gradan a canales meandriformes (Sánchez *et al.*, 2003 y 2006). Esta Formación incluye una serie de areniscas amarillentas, grises y castaño rojizas, con intercalaciones de poco espesor de fangolitas de color rojo ladrillo claro. Además se encontraron restos de dinosaurios terópodos con características avianas, troncos y ramas de conífera y restos de cocodrilos, bivalvos de agua dulce (Rodríguez *et al.*, 2007) y restos de macroflora.

La Formación Plottier fue definida por Herrero Ducloux (1939), de edad Coniaciano Tardío y se distingue por sus estratos en general macizos y espesos con predominancia de fangolitas de color rojo ladrillo. El ambiente de depositación se asocia a planicies de inundación sujetas a eventos de “sheet flood” en la base de la unidad, y registros de sistemas fluviales entrelazados hacia el tramo medio – superior (Cazau y Uliana, 1973). Su localidad tipo se ubica en la localidad de Plottier con una potencia 25 m. En esta Formación se hallaron restos de vertebrados correspondientes a titanosáuridos, huellas y bivalvos de agua dulce (Rodríguez *et al.*, 2007).

Finalmente el **Subgrupo Río Colorado** representa el tope del Grupo Neuquén, el que está integrado por las Formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto (Cazau y Uliana, 1973). La reactivación o rejuvenecimiento de los ciclos fluviales dan por resultado estas Formaciones, que culminan con condiciones de madurez y el dominio de depósitos pelíticos. Su potencia es de aproximadamente 200 m y su edad corresponde desde al Santoniano – Campaniano Temprano (Rodríguez *et al.*, 2007).

La Formación Bajo de la Carpa fue definida por Herrero Ducloux (1939) de edad Santoniana, se caracteriza por depósitos de sistemas fluviales de baja sinuosidad y abundante carga de lecho arenosa e importante desarrollo de paleosuelos (Garrido, 2000; Gómez, 2005; Sánchez *et al.*, 2006), y en los afloramientos de la ciudad de Neuquén los paquetes arenosos inferiores tienen un origen eólico (Heredia y Calvo, 2002). Su espesor es de aproximadamente de 150 m. En esta unidad es frecuente la presencia de troncos fósiles de gran tamaño, flora de helechos, una variada fauna de vertebrados que incluye serpientes, cocodrilos, saurischios y aves (Bonaparte, 1991; Leanza y Hugo, 2001; Rodríguez *et al.*, 2007).

La Formación Anacleto fue depositada en un ambiente fluvial de bajo gradiente, y por lo tanto de energía débil a moderada, y la presencia de ostrácodos y carófitas revela la existencia de cuerpos lacustres en los tramos superiores de la unidad (Leanza y Hugo, 2001). El color predominante es rojo ladrillo a morado, y en algunos casos bandeado con verde. En cuanto a su registro

paleontológico se reconocieron abundantes icnitas de aves (Coria et.al., 2001, 2002), lagartos *Teiidae* (Albino, 2002), huevos de dinosaurios, restos de un terópodo *abelisauroideo* y, en las proximidades de Cinco Saltos, se halló *Gasparinisaura cincosaltensis* .

Las unidades que integran el Grupo Neuquén incluyen depósitos continentales donde se verifica una marcada ciclicidad. Así cada una de las secuencias muestra un patrón vertical de disminución de la energía del sistema depositacional, al mismo tiempo que se observa un progresivo traslapamiento de cada una de ellas hacia las zonas marginales (Legarreta y Gulisiano, 1989).

CAPITULO II

ANÁLISIS DE FACIES

"Somos como un juez frente a un acusado que se niega a responder, y debemos determinar la verdad solamente a partir de pruebas circunstanciales. ¿Qué pensaríamos [...] si basara su sentencia tan sólo en una parte de los datos disponibles?"

Alfred Wegener (1880-1930)

INTRODUCCIÓN

Los elementos arquitecturales, según la denominación de Miall (1996), son unidades depositacionales diferentes limitadas por superficies reconocibles. Estos elementos son estrictamente descriptivos, no genéticos. Diferentes tipos de unidades depositacionales o elementos arquitecturales pueden encontrarse dentro de varios sistemas fluviales conservando un cierto grado de semejanza (asociación de litofacies, perfil vertical, organización interna y externa y geometría) sin importar el estilo fluvial del sistema de río en el cual ocurren. La proliferación de estilos fluviales, a los cuales Dott y Bourgeois (1983) se refieren correctamente, se convierte en un problema menor usando la metodología de elementos arquitecturales. El estilo fluvial puede ser construido empíricamente a partir de la evidencia del arreglo de los elementos arquitecturales y sus relaciones (e.g. Miall 1995), y no intentando seleccionar un modelo fluvial apropiado a partir de un gran rango de estilos, para ajustarlo o asemejarlo a una base de datos limitada.

Sobre los conceptos expuestos anteriormente y de acuerdo, al pensamiento vigente hoy en sedimentología, en este capítulo se presenta el análisis de facies para el subgrupo Rio Limay.

ANÁLISIS DE LITOFACIES

A partir del análisis de perfiles sedimentológicos de detalle (Fig. 8), y confección de paneles fotográficos, se definieron 11 litofacies fluviales (Cuadro I), 4 conglomerádicas (Gm, Gh, Gp, y Gt), 5 de areniscas (Sm, St, Sp, Sh y Sr), 2 pelíticas (Fh y Fm) de acuerdo a la nomenclatura de Miall (1996), 2 litofacies eólicas (Spe y Ser), 1 volcániclastica (TLpe) (Mc Phee *et al.*, 1993) y 1 de paleosuelos (PI) (Cuadro I).

LITOFACIES FLUVIALES

Litofacies Gm: está constituida por un conglomerado macizo, matriz soportado, localmente clasto-soportado (Fig. 9), con selección regular y los clastos presentan una geometría ecuante y prolada, y su grado de redondez varía de subangulosos a subredondeados con tamaño máximo de clasto (TMC) de 10 cm (Fig. 9 e-f). Los clastos presentan imbricación, “a”(i), “b”(t) y desde el punto de vista composicional son líticos sedimentarios, volcániclasticos y/o intraformacionales. La matriz presenta un tamaño de grano arena y una selección regular. La gradación está ausente o es normal. Los conglomerados macizos presentan fábrica desorganizada, y selección mala. La litofacies conforma cuerpos irregulares, de 7 a 70 cm de espesor, con escasa continuidad lateral y base erosiva irregular o de alto relieve.

		LITOFACIES	TAMAÑO DE GRANO	ESPESOR máximo	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS		
FLUVIALES	CONGLOMERADO	Gm		3- 28 cm	0,65 m	Masivo	
		Gh		3- 5 cm	0,90 m	Estratificación paralela	
		Gp		3- 15 cm	0,70 m	Estratificación entrecruzada oblicua planar	
		Gt		Gravas finas a síbulo	1 m	Estratificación entrecruzada en artesas	
	ARENISCAS	Sm		Gruesa a media	0,75 m	Macisas	
		St		Gruesa a media	1,75 m	Estratificación entrecruzada en artesas	
		Sp		Gruesa a fina	1,50 m	Estratificación entrecruzada planar	
		Sh		Media a muy fina	1,50 m	Estratificación paralela	
		Sr		Fina a muy fina	0,50 m	Laminación ondultica	
		PELITAS	Fl		Limolita a arcillita	1,75 m	Laminación paralela
Fm			Limolita a arcillita	0,50 m	Masivo		
VOLCANICLASTICAS		TLpe		Tufa Lapillítica	0,35 m	Laminación plano paralela a entrecruzada	
EÓLICAS		Spe		Areniscas finas	2-4 m	Estratificación entrecruzada planar de alto ángulo	
		Sre		Areniscas finas	0,10 m	Laminación ondulosa	
PALEOSUELO		pl		Limolita a arcillita	1,75 m	Masivo	

Cuadro 1.- Descripción de litofacies ilustrado con esquemas y fotos de las mismas.



Fig. 9: a-b) Litofacies Gh. Constituyen cuerpos tabulares con contacto netos erosivo o planar irregular. Generada por la alternancia de eventos de alta y baja descarga de sedimentos y aguac-d) Litofacies Gp con geometría lenticular. Generada por repetidas avalanchas de detritos hacia el frente de la barra transversale) Acreción de barra transversal (dunas 2D), las flechas verdes indican el contacto neto erosivo.

Interpretación: las bases erosivas y características texturales de estas litofacies, sugieren condiciones de alta energía (Miall, 1996); la fábrica caótica de los depósitos, se relaciona con la rápida depositación se produjo durante eventos de alta descarga en canales, impidiendo la selección y el lavado de las granulometrías más finas. Los clastos imbricados indican un transporte de carga tractiva por flujos canalizados bajo condiciones de alto régimen. El escaso espesor de algunos cuerpos conglomerádicos ubicados en depresiones y tapizando irregularidades (Fig. 9 a-b) corresponden a "lags" (pavimentos) generados durante la fase inicial del relleno de canales (Nemec y Postman, 1993; Miall, 1996). Así la existencia de clastos con el eje "a" orientado aguas arriba provee un excelente indicador de paleocorrientes, siendo un rasgo característico de ríos con carga de lecho gravosa o mixta, los que producen pavimentos de conglomerados clasto-soportado.

Cuando a esta litofacies se la encuentra en la base de cuerpos continuos lateralmente se la interpreta como núcleos de barras de centro canal (Nemec y Postman, 1993).

Litofacies Gh: se encuentra constituida por conglomerados clasto-soportados (Fig. 10 a-b), con selección regular. Los clastos son subredondeados a subangulosos, TMC de 3 cm, están imbricados b(i) a(t) o a(i) b(d). En algunos casos los intraclastos de composición pelítica presentan impregnación de hidrocarburos. La matriz tiene un tamaño de grano arena a sábulo y presenta selección pobre. Tienen gradación normal y estratificación paralela. Las unidades individuales, de hasta 0,30 m de espesor, presentan estratificación paralela y gradan a areniscas con estratificación paralela. Esta litofacies se extiende lateralmente escasos metros constituyendo cuerpos tabulares, con contacto basal neto erosivo o planar a ligeramente irregular.

Interpretación: el desarrollo de estas litofacies con estratificación horizontal es debido a la alternancia de diferentes tamaños de granos, ocasionada por la alternancia de eventos de alta y baja descarga de sedimentos y agua (Smith, 1974); puesto que cuando la capacidad de transporte del flujo disminuye las gravas dejan de moverse y el material más fino, tamaño arena, comienzan a rellenar los poros. La estratificación horizontal de los conglomerados de esta litofacies probablemente siguió a la depositación de mantos difusos de grava durante los estadios de alta descarga de agua y sedimentos, condiciones favorables para el desarrollo aguas abajo de la estratificación horizontal en los mismos (Hein y Walker, 1977; Hein, 1984). La continuidad y acreción lateral de los mantos pueden dar lugar al desarrollo de barras longitudinales o linguoides (Ramos y Sopeña, 1983). En condiciones de baja descarga el



Fig. 10: a) Litofacies Gt. Presenta una gradación tipo normal. Representan la migración de formas de lecho de cresta sinuosa. Constituyen depósitos de fondo de canal en condiciones de alto régimen de flujo. b) migración de 3D, c-d) detalle de la foto anterior, litofacies Gt.

material de grano fino puede depositarse en el tope de las barras, y en algunos casos, puede infiltrarse dentro de la fábrica abierta de las gravas. La continuidad y acreción lateral de los mantos pueden dar lugar al desarrollo de barras longitudinales o linguoides (Ramos y Sopeña, 1983).

Litofacies Gp: esta litofacies está representada por conglomerados y sabulitas con selección regular, clasto o matriz soportados (Fig 10 c-d). Los clastos son de composición similar a los de las litofacies Gm. Son subangulosos a subredondeados, con TMC de 3,5 cm, esféricos y oblatos. Esta litofacies desarrolla una estratificación entrecruzada planar, a veces tangencial a la base. Las caras de avalancha presentan gradación normal y un espesor medio de hasta 0,70 m de potencia. Las caras frontales exhiben una alternancia de guijarros y sábulos, granodecrecientes hacia arenas, en los mismos se observa la presencia de intraclastos pelíticos con bordes impregnados con hidrocarburos. Los cuerpos exhiben contactos basales erosivos planares o irregulares y se extienden lateralmente más de 6 m, con geometría lenticular.

Interpretación: la estratificación planar bien desarrollada en gravas, ha sido interpretada por varios autores (Hein y Walker, 1977; Kraus, 1984; Massari, 1983; Middleton y Trujillo, 1984) como correspondiente a la migración de barras transversales (dunas 2D, Fig. 10e) en canales de baja sinuosidad, con la conservación de las caras de avalancha correspondientes al frente de dichas barras (Khadkikar *et al.*, 1999). Su génesis ha sido inferida a partir de su geometría depositacional, donde las repetidas avalanchas de detritos desde la cresta hacia el frente de la barra transversal generan los diferentes estadios de progradación de la mesoforma (Miall, 1996; Khadkikar *et al.*, 1999).

El origen de la estratificación entrecruzada en los conglomerados requiere la existencia de aguas considerablemente más profundas que el espesor de la cara de avalancha y flujos constantes en el tiempo (Steel y Thompson, 1989). La gradación textural observada en esta litofacies se atribuye a variaciones en las condiciones hidrodinámicas (Miall, 1996). Así, la alternancia en las caras de avalanchas de guijas y sábulos, son el resultado de la avalancha de materiales más gruesos de la cabeza de la barra sobre los depósitos de material bien seleccionado del pie de la misma (Middleton y Trujillo, 1984).

Litofacies Gt: esta litofacies está compuesta por conglomerados clasto-soportados (Fig. 11), con selección buena y matriz tamaño arena también con buena selección. La composición de los mismos se encuentra en el campo de los líticos a sublítico. Los clastos son subangulosos a subredondeados, y el TMC es de 3,5 cm. Esta litofacies presenta una gradación de tipo normal. El espesor de estas unidades, con estratificación entrecruzada en artesas, varía entre 0,60 y 1

m. Esta litofacies puede encontrarse de forma solitaria o como cosets desarrollando cuerpos con geometría lenticular de aproximadamente 0,50 m de espesor cada uno, los que integran cuerpos con base neta erosiva.

Interpretación: esta litofacies representa la migración de formas de lecho transversales de cresta sinuosa (3D), con bajo relieve o de barras linguoides formadas por la disminución de la velocidad de flujo y de carga de sedimentos, en las etapas posteriores a un evento de inundación (Manier *et al.*, 1993). Constituyen depósitos de fondo de canal en condiciones de alto régimen de flujo (Massari, 1983; Smith y Edwards, 1991). De esta manera la estratificación en artesas puede ocurrir como apilamiento de “sets”, o de manera solitaria o rellenando pequeños cuencos erosivos.

Litofacies Sm: esta litofacies se caracteriza por areniscas de grano medio a fino (Fig 12), contienen clastos mayores dispersos e intraclastos pelíticos ligeramente alineados en la base. Las mismas son macizas con selección moderada, y ligeramente granodecrecientes, en algunos casos, se observa una estratificación paralela difusa, mal definida. Esta litofacies integra cuerpos de geometría tabular o acuñada con base erosiva neta planar. Su espesor máximo alcanza los 0,70 m y su extensión lateral supera los 40 m.

Interpretación: el desarrollo de esta litofacies involucra flujos de alta concentración de carga arenosa (Lorenz y Nadon, 2002), mostrando un cambio de un flujo arenoso de detritos inicial a otro de carácter más fluido, del tipo hiperconcentrado (Smith, 1986; Todd, 1989; Maizeld, 1993). Los componentes clásticos son mantenidos en suspensión por efectos de flotación y dispersión de granos, correspondientes a un estadio de transición entre los flujos no-Newtonianos y Newtonianos (Svendsen *et al.*, 2003), desde donde se depositan de manera rápida impidiendo la generación de formas de lecho.

La estratificación paralela pobremente seleccionada se asocia al cizallamiento que tiende a producirse en los flujos hiperconcentrados (Johnson, 1984)



Fig. 12: a) Litofacies St de escala pequeña. Corresponden a la migración de formas de lecho (migración de megaóndulas). b) Litofacies St, en el tope de una litofacies Sp, exhibiendo direcciones de paleocorrientes oblicuas, representando canales tipo "scour".. c) Litofacies St impregnada de hidrocarburos. d) Litofacies Sp. Integra lóbulos conectados de hasta 1,78 m de potencia, con gradación normal y bases netas erosivas. Representan dunas 2D. e) Litofacies Sp con intraclastos pelíticos. e-g) Litofacies Sp impregnadas en hidrocarburos.

Clastos dispersos con el eje mayor paralelo a la dirección de paleoflujo, inmersos en la matriz arenosa, son soportados por una combinación de presión dispersiva y flotación (Conaghan, 1980; Rust y Jones, 1987 y Martin y Turner, 1998). Estos intraclastos pelíticos (litofacies Fm) son idénticos a los de la llanura de inundación. De esta manera, el modelo depositacional incluye un flujo turbulento inicial de baja concentración, que lava por completo las depresiones de los canales fluviales existentes; luego se produce un incremento en la viscosidad del flujo hasta alcanzar el estadio laminar. Así, el material arenoso en suspensión se deposita en las depresiones que fueron erosionadas. La disminución en la velocidad del flujo por fricción con el fondo del canal, da lugar a la formación de una laminación paralela difusa siendo la responsable de la orientación preferencial de los intraclastos pelíticos en el depósito, los que fueron incorporados al flujo desde la llanura de inundación (Smith, 1986; Martin y Turner, 1998).

Litofacies St: esta litofacies está integrada por areniscas con tamaño de grano medio (Fig 13), selección moderada y estratificación entrecruzada en artesas, o asintótica a la base en secciones oblicuas a las paleocorrientes. Los estratos entrecruzados pueden presentar laminación interna definida por niveles de minerales livianos y pesados. Esta litofacies integra cuerpos tabulares o lenticulares, con geometría cóncavas hacia arriba, una tendencia general granodecreciente, base erosiva y hasta 2,0 m de espesor. La misma puede presentarse a escala mediana (Fig. 13b) y en pequeña escala (Fig. 13a) con sus caras frontales con gradación normal. Una característica sumamente importante de estas litofacies es que frecuentemente se encuentra impregnada de hidrocarburos (Fig. 13c).

Interpretación: La presencia de bases erosivas y estratificación en artesas permiten asignarle a esta litofacies un origen correspondiente a la migración de formas de lecho (migración de megaóndulas) 3D, que pueden asimilarse a dunas de crestas sinuosas y barras linguoides en canales fluviales (Cant y Walker, 1978). Estas macroformas resultan de procesos depositacionales, puesto que en la mayoría de los casos son macroformas compuestas la orientación de las dunas en el tope a veces no es paralela a la macroforma principal, y son el resultado del estadio de caída de la descarga que muestra una

desviación con respecto a la dirección del flujo principal de la cresta de la gran duna (Collinson, 1970; Jones, 1977; Blodgett y Stanley, 1980; Fernández y Dabrio, 1985). En otros caso se observa a estas litofacies en el tope de la litofacies Sp (Fig. 14b), exhibiendo direcciones de paleocorrientes oblicuas y representan canales tipo "scour" en el estadio final de la generación de una macroforma transversal de centro de canal.

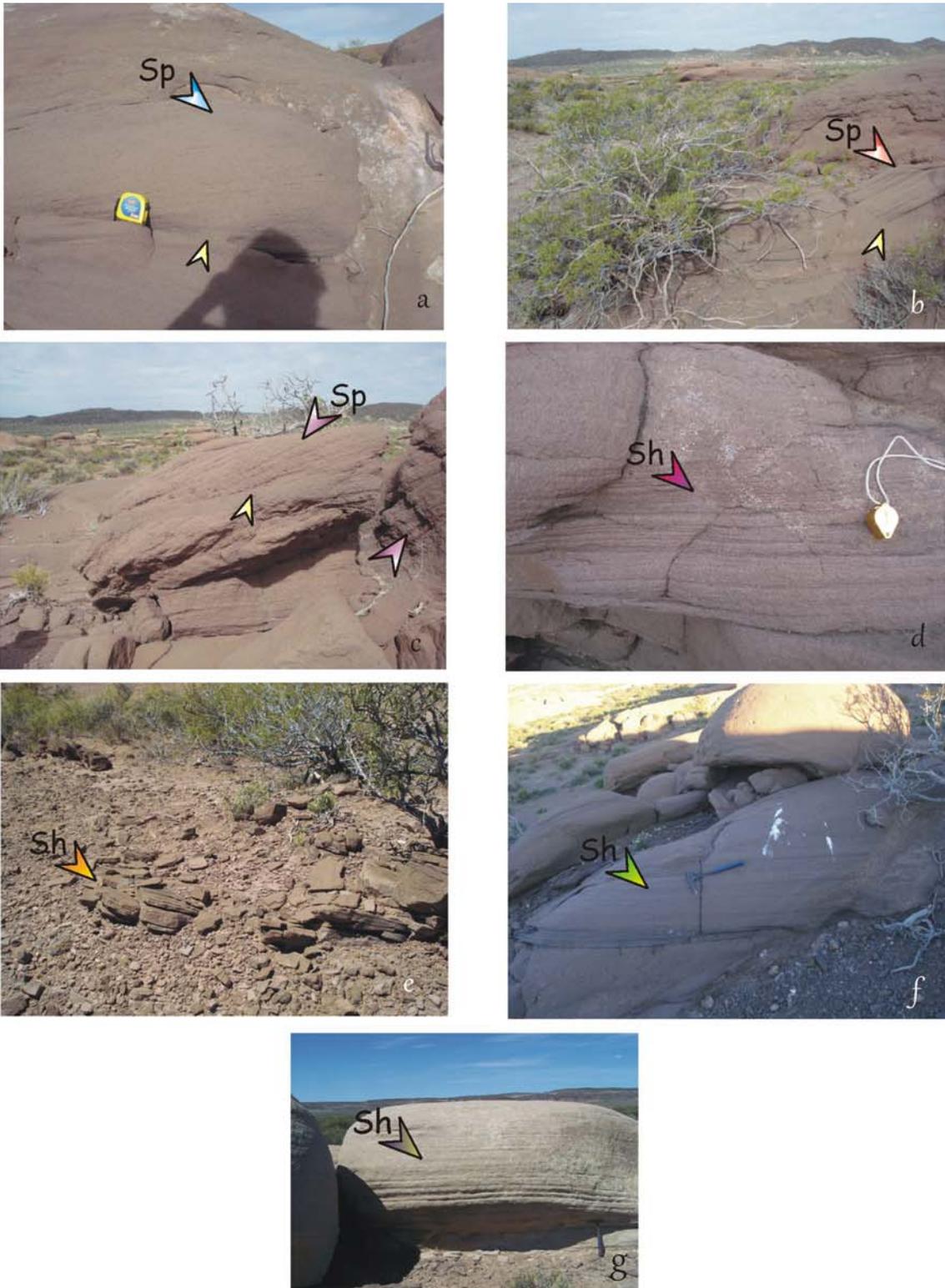


Fig. 13: a-c) Litofacies Sp a gran escala, las flechas amarillas indican los límites erosivos de los cuerpos. d-g) Litofacies Sh generadas por rápidos eventos de inundación no confinados. e) Litofacies Sh presente en depósitos de desborde. f) Litofacies Sh impregnada en hidrocarburos en un canal de la Fm. Huicul.

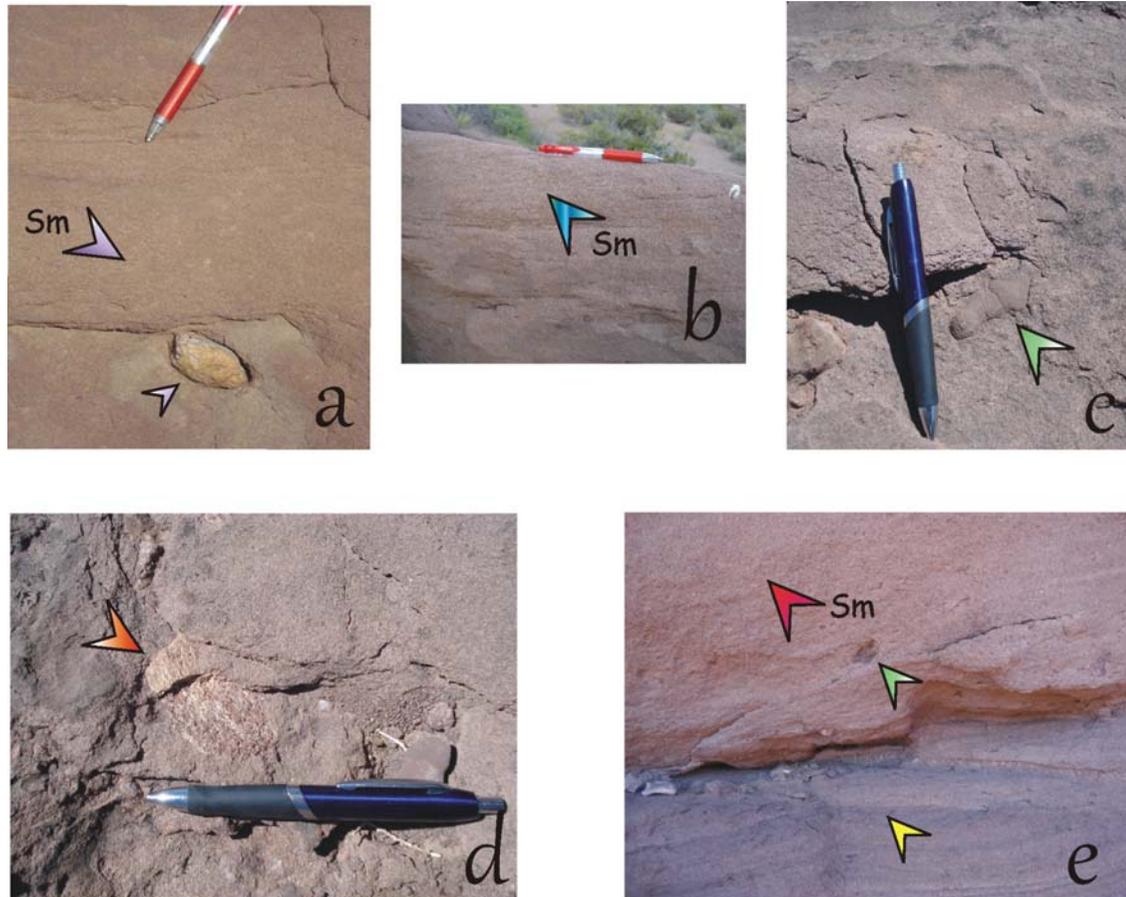


Fig. 11: a) Litofacies Sm con presencia de intraclasto dispersos. Corresponden a flujos de alta descarga. b) Litofacies Sm con estratificación paralela mal definida asociada al cizallamiento que se produce en los flujos hiperconcentrados y presencia de pequeños intraclastos pelíticos. c) Litofacies Sm con presencia de bioturbaciones. d) Litofacies Sm con presencia de huesos fósiles. e) Litofacies Sm, la flecha verde indica el intraclastos pelítico, la amarilla impregnación de hidrocarburos.

Litofacies Sp: esta litofacies se encuentra representada por areniscas con tamaño de grano grueso a medio, selección regular a buena y estratificación entrecruzada planar (Fig. 13d) de mediano a alto ángulo (10°-40°), algunas tangenciales a la base y de mediana a gran escala (Fig. 13f-g). En algunas ocasiones incluyen gránulos y guijarros en las caras de avalanchas (Fig. 13e) y topes de los “cosets”, cuyo espesor promedio es de 0,80 m. Esta litofacies integra cuerpos lobulados conectados de hasta 1,78 m de potencia, con una extensión lateral de hasta 500 m, gradación normal y bases netas erosivas. Otra característica importante de estas litofacies es que también se encuentran impregnadas de hidrocarburos (Fig. 13f-g).

Interpretación: la presencia de esta litofacies se asocia a procesos de acreción corriente abajo, de macroformas en canales (Miall, 1996). Son depósitos formados por dunas 2D (barras transversales de cresta recta o barras linguoides (Allen, 1983) que migran en el curso principal a través de aguas someras (Ramos *et al.*, 1986), formando así “sets” amalgamados con estratificación entrecruzada planar (Best *et al.*, 2003).

La potencia vertical de estas unidades proporciona una aproximación de la profundidad mínima del canal durante la depositación (Miall y Jones, 2003), que en este caso varía entre 1,78 m.

Las formas de lecho de pequeña escala que migran sobre las barras, usualmente se encuentran precedidas por “scour pockets”, que contienen el sedimento de granulometría más gruesa en transporte, y se forman a partir de remolinos en la cara a sotavento que se mueven a lo largo del frente de migración de las óndulas y dunas, acarreado así los granos más gruesos. De esta manera la forma de lecho de pequeña escala y los “scour pockets” se van aproximando al margen de la barra, entonces el material más grueso cae sobre el primero y luego se produce un continuo avalanchamiento de material fino de la ondula o duna. El resultado de este proceso es el acoplamiento de láminas de grano fino y grueso (Smith 1972; Hooke, 1968) (Fig. 13d). Cuando en estas litofacies se observa el desarrollo de la estratificación entrecruzada a gran escala, se la interpreta como grandes barras transversales (Fig 13a-c), en donde la acreción vertical tiene lugar simultáneamente con la progradación de la forma de lecho, y en orientaciones oblicuas a las paleocorrientes se observa tangencial a la base.

En el caso de los cuerpos lobulados altamente conectados se interpretan que las macroformas son el resultado de la migración en extensas planicies donde el flujo no está canalizado.

Litofacies Sh: corresponde a areniscas con tamaño de grano medio a muy fino y selección moderada, con una estratificación paralela bien definida (Fig. 13d) e internamente laminación paralela. En ocasiones contienen intraclastos pelíticos dispersos. Integran unidades

granodecrecientes de hasta 0,60 m de potencia y base neta planar o erosiva. Constituye cuerpos de tabulares o lobulares con una extensión lateral de más de 25 m. Es común en estas litofacies la presencia de impregnación de hidrocarburos (Fig. 13f).

Interpretación: la estratificación paralela o entrecruzada de muy bajo ángulo y muy buena selección es generada por depósitos bajo condiciones de lecho plano en la transición de flujo crítico a supercrítico (Miall, 1996), generando rápidos eventos de inundación no confinados, donde los flujos con alta carga de sedimentos se expanden y dispersan mientras se mueven aguas abajo (Paola *et al.*, 1989; Bridge y Best, 1997; Alexander *et al.*, 2001; Capuzzo y wetzel, 2004; Hogg, 1982). En cuanto a la estratificación entrecruzada de muy bajo ángulo se origina, también, por flujos cuyas características hidrodinámicas se encuentra en un estadio intermedio entre el campo de dunas y lecho plano (Fieding, 2006); dicha transición ocurre con un aumento de la energía del flujo, de esta manera se eliminan los topes de las dunas y se aplanan (Chakraborty y Bose, 1992). Este tipo de depósitos requiere de condiciones especiales para su registro sedimentológico como lo son los regímenes climáticos caracterizados por precipitaciones fuertemente estacionales.

Litofacies Sr: son areniscas con tamaño de grano fino a muy fino, selección moderada y en algunos casos incluye la participación de limolitas. Se caracteriza por una laminación entrecruzada ondulítica, presentan óndulas escalantes y en ocasiones exhiben óndulas de oscilación (Fig. 14a-b). Constituye sucesiones que pueden alcanzar hasta 0,60 m de espesor.

Interpretación: esta litofacies es interpretada como el resultado de la migración de pequeñas formas de lecho (asimétricas) en canales o en la llanura de inundación (Miall, 1996). Se generan en aguas someras, a partir de flujos de baja velocidad de una corriente unidireccional u ondas de oscilación, o una combinación de ambas (Anderson *et al.*, 1999). En condiciones de gran aporte sedimentario, el lecho puede agrandar asociado con la migración de óndulas corriente abajo y se preservan solamente cuando el movimiento del flujo cesa, formando únicamente “sets”; así el lecho crece verticalmente, produciendo una laminación cruzada del tren de óndulas escalantes. La preservación del desarrollo de este tipo de óndulas y de su tren dentro del mismo “coset”, refleja rápidas fluctuaciones en el flujo y muy alta carga en suspensión, siendo muy sensibles a los cambios en las condiciones de flujo.



Fig. 14: a) Litofacies Sr, laminación entrecruzada ondulítica. Resultado de la migración de pequeñas formas de lecho. b) Litofacies Sr, ondulas escalantes presente en los lóbulos de la Fm. Huicul . c) Litofacies Fl con presencia de yeso. Desarrolladas bajo periodos de flujos con carga en suspensión y migración de formas pequeñas de lecho. d) Litofacies Fm de geometría tabular, contactos netos y planos. Son producto de la lenta depositación de la carga en suspensión. e) Litofacies Fm con presencia de "sliken-side". g) litofacies paleosuelo (Pl) .

Litofacies Fl: esta litofacies se encuentra representada por arcillitas y limolitas con laminación fina (Fig. 14c), que pueden exhibir rasgos pedogenéticos incipientes y una intensa bioturbación, ocasionando una obliteración parcial de las estructuras sedimentarias primarias o una mezcla de materiales. Esta litofacies también puede incluir delgados niveles discontinuos de yeso (Fig 14c). Conforman unidades tabulares con bases netas planares, entre los 0,20 y 1,70 m de potencia, que pueden incluir areniscas con tamaño de grano fino, laminación paralela y óndulas (Sr).

Interpretación: esta litofacies se desarrolla en condiciones de bajo régimen de flujo. Se la interpreta como depositada bajo condiciones de periodos de flujos con carga en suspensión y migración de pequeñas formas de lecho, sugiriendo una rápida pérdida de la competencia del flujo (Friend, 1966; Turner, 1980; Miall, 1996). Durante un evento de crecida, los ríos inundan la planicie y sedimentan los materiales arcillosos y limosos mantenidos en suspensión, produciendo depósitos laminados, de grano fino. Esta interpretación es avalada por la yuxtaposición vertical y lateral de areniscas con laminación ondulítica, arcillitas y limolitas bioturbadas y arcillitas finamente laminadas, que pueden asociarse con procesos depositacionales en llanura de inundación, adyacente al canal activo (Elliott *et al.*, 2007). Cuando estas litofacies se presentan asociadas con secuencias de llanura de inundación su depositación se relaciona con extensas y continuas corrientes canalizadas de desbordes ocurridos durante eventos de inundación.

Litofacies Pl: esta litofacies se encuentra constituida por limo-arcillitas, conforman cuerpos continuos lateralmente de hasta 1,70 m de potencia (Fig. 15g), en los cuales la laminación paralela puede llegar a estar preservada de manera local. Esta litofacies exhibe colores que varían entre rojo a rojo intenso o púrpura. Cuando la litofacies ocurre en depósitos lacustres con alta concentración en arcilla, se observan estructuras en bloque, “slikenside” y sectores con moteados, concreciones o nódulos carbonáticos y depósitos de yeso.

Interpretación: los rasgos generales de la litofacies permiten inferir una importante modificación de los depósitos originales por cambios postdepositacionales, que incluyeron procesos pedogenéticos y relacionados con un continuo movimiento de la línea de costa (Pye y Tsoar, 1990). Las concentraciones carbonáticas son indicadoras de pedogénesis (Williams *et al.* 1996, Williams y Krause 1998).

El origen de los horizontes con acumulaciones de carbonato de calcio (Bk) puede estar relacionado con fluctuaciones en la línea de costa del sistema lacustre. Los horizontes con presencia de calcretos en los paleosuelos indican un decrecimiento de la velocidad de

agradación de la llanura de inundación. Esto puede reflejar un período de tranquilidad tectónica (Capuzzo y Wetzel, 2004).

Los nódulos de carbonatos se forman generalmente en climas subhúmedos a áridos donde la precipitación es insuficiente para remover los carbonatos del suelo (Goudie , 1973, 1983; Reeves, 1976; Blodgett, 1988; Retallack, 1994).

Inicialmente, los carbonatos precipitan como filamentos y cutanes, pero al mismo tiempo pueden llegar formarse nódulos (horizontes Bk) y horizontes impermeables (horizontes K) (Gile *et al.* 1986, Birkeland 1985).

La presencia de “slikensides” en horizontes rojizos o marrones, son producto de esfuerzos tensionales y compresionales inducidos por la alternancia de condiciones húmedas y secas en el suelo (Wilding y Tessier 1988).

En esta litofacies la abundancia de actividad de organismos excavadores también sugiere un ambiente con buena oxigenación por encima del nivel freático; el cual es apropiado para los organismos del suelo que en su mayoría son respiradores (Retallack 1976).

LITOFACIES LACUSTRES

Litofacies Fm: está constituida por arcillitas y limolitas macizas (Fig. 14d) e integra bancos de geometría tabular, con contactos netos y planos, con espesores que varían entre 0,10 y 6 m. Muestra intercalaciones de niveles volcaniclásticos (Fig. 15e-f).

Interpretación: esta litofacies es producto de una lenta depositación de la carga en suspensión, en condiciones de aguas calmas, por debajo de nivel de acción olas. De esta manera se trata de una ambiente de baja energía a partir de los extensos depósitos pelíticos macizos, interestratificados con otros finamente laminados. La ausencia de facies evaporíticas sugiere un ambiente lacustre con abundante suministro de agua dulce, lo cual impide la evaporación y la consecuente concentración de sales (Paredes *et al.*, 2007).

Litofacies Fh: ésta litofacies está integrada por arcillitas, limolitas y areniscas muy finas, con laminación paralela, ondulítica, óndulas simétricas, de oscilación y escalantes (Fig. 15 a-b). Conformando bancos de geometría tabular, desde 10 cm hasta 50 cm de espesor, con contactos netos y planos u ondulados. La litofacies constituye una secuencia heterolítica,

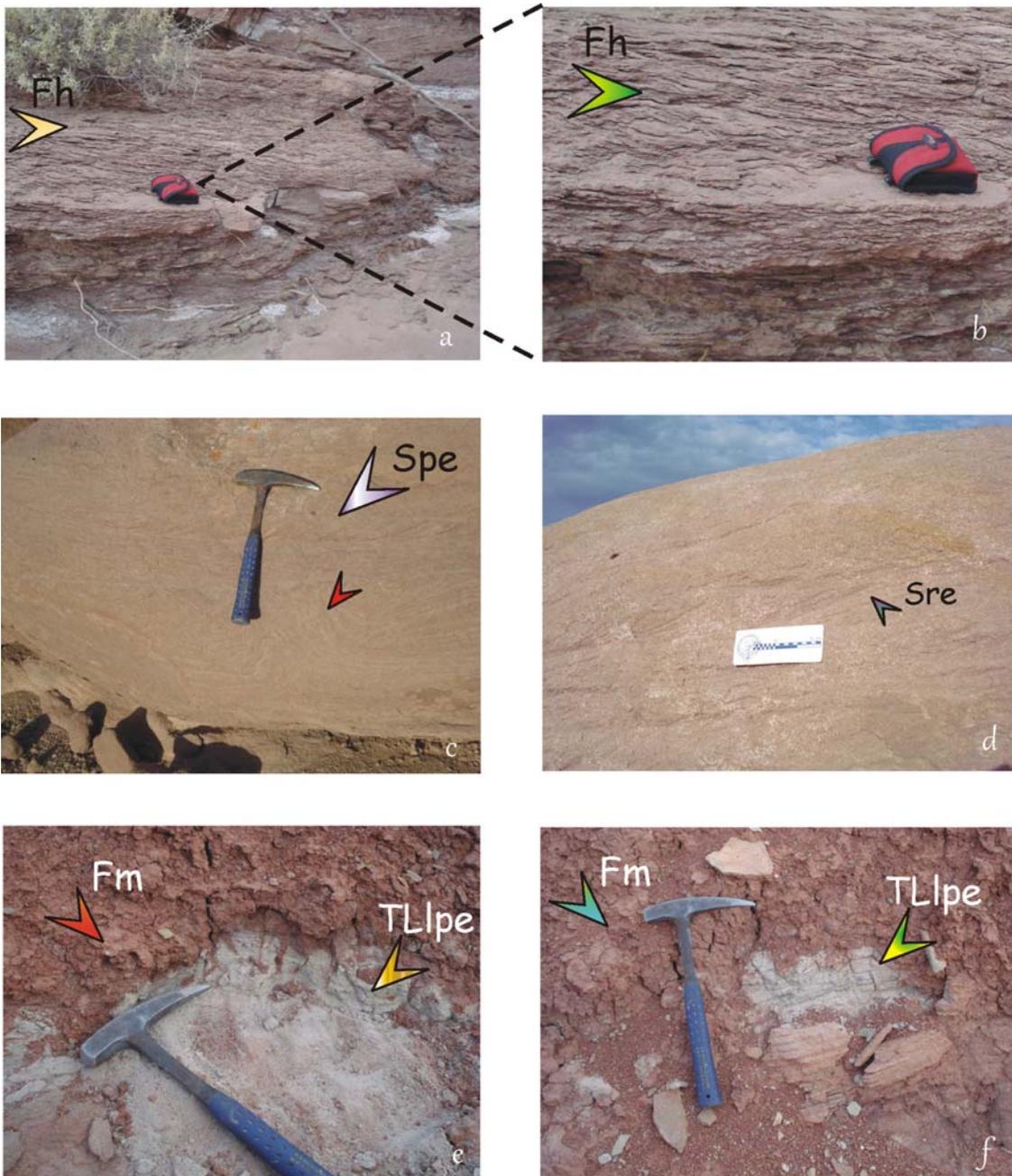


Fig. 15: a) Litofacies Fh. Conforman bancos de geometría tabular. Presentan laminación paralela, ondúlítica, óndulas simétricas, de oscilación y escalantes. b) Detalle de Fh, además internamente con ondulitas escalantes. c) Litofacies Spe. Representa caras de avalancha, atribuidas a la migración de dunas eólicas, la flecha roja señala el "Slump". d) Litofacies Sre. Constituyen un ambiente de interduna. e-f) Litofacies Tllpe. Integrada por toba lapillítica de color verde grisacea matriz soportada. Constituyen la depositación a partir de flujos piroclásticos.

donde los espesores de las unidades individuales varían entre 1 y 5 cm. Aparecen aisladas dentro de pelitas con laminación paralela (Fl) o macizos (Fm).

Interpretación: esta litofacies es el producto de la deposición de carga a partir de la suspensión, tracción y tracción-decantación que involucra los niveles con laminación paralela, laminación entrecruzada de pequeña escala y ondulítica, y laminación escalante; respectivamente. La abundancia de óndulas simétricas y de oscilación, es el resultado de la acción de olas (flujos bidireccionales), sugiriendo condiciones subácuas; es decir en ambientes cercano a la línea de costa (Allen, 1983). Los cuerpos tabulares, con bases no erosivas, surgen de procesos de sedimentación en ambiente lacustre somero, atribuidas a flujos oscilatorios (Umazano *et al.*, 2008). La distribución asimétrica de la velocidad de las ondas de la amplitud pequeña, puede haber sido responsable del carácter unidireccional de la laminación paralela en forma de lentes (Allen, 1983).

LITOFACIES EÓLICAS

Litofacies Spe: Esta litofacies eólica está compuesta por areniscas con tamaño de grano medio a fino, de color gris a rojizo claro, con selección muy buena y estratificación entrecruzada planar de alto ángulo (Fig. 15c); algunas de ellas se hacen fuertemente asintóticas a la base. Conforman cuerpos tabulares, con espesores que varían entre 2 y 4 m, limitados por superficies netas planares o ligeramente onduladas. Estos cuerpos tabulares componen “sets” de estratificación entrecruzada, tabulares, en ocasiones se los encuentra acuñados, asintóticos a la base, con potencias de entre 5 y 10 cm. Las caras frontales inclinan con alto ángulo (30°-40°) en el tope, mientras que hacia la base la inclinación decrece.

Internamente los “sets” están compuestos por flujos de arena (sandflow) y caída de granos (grainfall), es decir niveles de avalancha y niveles laminados (Hunter, 1977). La laminación inclina con ángulos que varían entre 15° y 20°. Cuando la misma se observa en un corte paralelo a la dirección de inclinación es recta o ligeramente convexa hacia arriba, en el sector cercano al tope de los “cosets”, mientras que la curvatura es cóncava hacia arriba en la base de los mismos. Por su parte, los depósitos de avalancha desarrollan morfologías variables, desde las cónicas simples a las lenticulares. La inclinación de los mismos varía entre 25° y 30°. Como la base de éstas inclinan con un ángulo mayor que las presentes en el techo, se producen acuñamientos a medida que se aproximan los contactos inferiores y superiores, respectivamente. En general no desarrollan estructura interna, sin embargo, en niveles con base erosiva próximos al techo de los “cosets”, se produce la segregación y concentración basal de minerales pesados con tamaño de grano fino, que da lugar a una gradación inversa.

En algunos casos se encuentran niveles de avalancha con una laminación difusa (“fadeout laminae”, McKee *et al.*, 1971), siendo éste el remanente de una estratificación preexistente que se encuentra ligada a flujos arenosos con pérdida de cohesión (Hunter, 1977). Dentro de los “sets” se observan estructuras deformacionales sindeposicionales (“Slumps”- Fig. 15c).

Interpretación: esta litofacies es interpretada como caras de avalancha y se atribuyen a la migración de dunas eólicas (Langford y Chan, 1989 y 1993; Loope, 1981 y 1984). La presencia de la laminación tipo “grainfall” es debida a que el agente de transporte, el viento, no tiene la suficiente fuerza como para generar óndulas. Este proceso se debe a la separación del flujo en la cresta de la duna, promovida por numerosos factores tales como la pronunciada curvatura de la cara a barlovento, convexa hacia arriba en corte transversal, asociada con el alto gradiente de la cara de deslizamiento; la altura de la duna y la elevada velocidad de viento. Así la preservación de los “grainfall” sugiere que la morfología de la duna es de tipo transversal (Talbot, 1985; Jiang *et al.*, 2008). La identificación de estructuras deformacionales, que afectan por lo general al tramo inferior de las caras de avalancha, se asocia con fluctuaciones del nivel freático como así también a la presencia de superficies irregulares (Mc Kee *et al.*, 1971; Mc Kee y Bigarella, 1972).

Litofacies Sre: estan compuestas por areniscas de tamaño de grano mediano a fino, bien seleccionadas con estratificación paralela fina o de bajo ángulo (< 4°, Fig. 15d), que internamente presenta laminación paralela y ondúlítica (Fig. 18d), integrando “sets” de 5 cm de espesor. Estas areniscas integran cuerpos tabulares, con contactos netos planares y potencias de hasta 1,5 m.

Interpretación: esta litofacies se interpreta como producto de la depositación sobre superficies planares u onduladas, de láminas con segregación de tamaño de granos por procesos tractivos y/o acrecionales, a partir de vientos con alta velocidad (Hunter, 1977). Los rasgos generales de la litofacies permiten asignarla a un ambiente de interduna.

LITOFACIES VOLCANICLÁSTICAS

Litofacies Tllpe: Está conformada por una toba lapillítica de color verde grisácea matriz soportada, la selección es regular a mala y el grado de consolidación es bajo a muy bajo. Presenta una laminación plano paralela a entrecruzada planar de bajo ángulo (Fig. 15e-f). Integra bancos con tendencia tabular y contactos netos de hasta 20 cm de potencia.

Interpretación: esta litofacies está integrada por piroclastos gruesos, con textura matriz soportada y baja consolidación, estas características junto con la estructura y espesor de los depósitos sugieren la depositación a partir de flujos piroclásticos en ambiente distales (Mc Phie *et al.*, 1993). Son interpretados como un depósito producido a partir de un surge basal distal.

ELEMENTOS ARQUITECTURALES

La asociación y relaciones entre las litofacies y la geometría de las unidades que la componen, han permitido definir 10 elementos arquitecturales (Fig. 17a-b) pertenecientes a ambientes fluviales; 6 son de canal e intracanal (CHA, CHG, GB, LA, DAI y DAII) y 4 de llanura de inundación (CRI, CRII, CS y OF); 3 elementos pertenecientes a ambientes lacustres (BD, LC y DL) y 2 elementos correspondiente a ambiente eólico (ED y DI).

ELEMENTOS ARQUITECTURALES FLUVIALES DE CANAL

Elemento de Canal Gravoso (CHG): los rellenos de canal (Fig. 17a), consisten principalmente de areniscas gruesas a medias, con estratificación horizontal (Sh) o entrecruzada en artesas (St) y oblicua planar (Sp). Las areniscas masivas (Sm) pueden estar presentes, con bases fuertemente erosivas, seguidas por conglomerados finos con estratificación en artesa (Gt), y, en algunos casos, es notoria la presencia de conglomerados macizos (Gm) y con estratificación entrecruzada planar (Gp).

Las litofacies conglomerádicas se presentan tapizando irregularidades de la superficie erosiva basal o formando parte de la base de los canales. A gran escala se desarrolla una serie de "sets" compuestos por litofacies Gp y Gh, que conforman unidades amalgamadas o en ocasiones limitadas por una superficie erosiva con tendencia grano y estratocreciente.

Interpretación: este elemento se interpreta como un relleno de canales multiepisódicos, en sistemas de moderada sinuosidad (Meadows y Beach, 1993). La base de los mismos está integrada por conglomerados (Gm), asignados a "lags" (Nemec y Postman, 1993; Miall, 1996) de canales, bajo condiciones de flujo de alta energía (Miall, 1996). Es común que se relacionen con la litofacies Sm, la cual indica un proceso de rápida depositación durante periodos de alta descarga de agua y sedimentos. En ocasiones, las litofacies Gt y St cubren el fondo de los canales y se puede inferir que migraron formas de lecho tridimensionales. El tramo medio del depósito contiene litofacies Sp, producida por el desarrollo de pequeñas barras transversales (Allen, 1983), y facies Sh generadas bajo condiciones de flujo más bajo; para luego culminar en el tope con niveles de Sr, que evidencian la progresiva disminución en el régimen de flujo. De esta manera la superficie de corte de canal con un reducido espesor de Gm/Sm cubiertas por

las litofacies Sp/Sh indican con posterioridad al episodio inicial de relleno de canal, bajo condiciones de alta descarga de agua y sedimentos, le siguieron estadios de flujos normal con la migración de barras transversales en el canal (De Celles *et al.*, 1991; Ghosh *et al.*, 2006).

Las macroformas de canales multiepisódicos indican la elevación del “thalweg”, esto puede llegar a ser la respuesta a la agradación vertical de la superficie del cinturón de canal (Farrell, 2001).

También este elemento puede llegar a aparecer cortando la sucesión de unidades de acreción lateral y, en estos casos, representan procesos de corte (“Scour hollow”), de gran envergadura relacionados a corrientes de baja sinuosidad (Miall, 2006).

En algunos casos se observa la impregnación de hidrocarburos. Así, se infiere que pudieron comportarse como estratos carrera durante la migración de hidrocarburos (Pye y Tsoar, 1990; Retallack, 1990).

Elemento de Canal Arenoso (CHA): son cuerpos lobulados a tabulares en algunos casos, con base neta erosiva (Fig. 16a), representados por areniscas con estratificación paralela (Sh), areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp) o en artesas (St). Incluyen varias unidades granodecrecientes, apiladas unas sobre otras y limitadas por superficies erosivas marcadas. Presentan una longitud de 30 m y una potencia de hasta 1,70 m.

Interpretación: representa el relleno de canales someros, simples y multiepisódicos. El apilamiento de las unidades genera cuerpos con geometría lobulada, aunque en algunos casos las unidades comienzan a ser tabulares. La depositación se dio lugar bajo condiciones de alta descarga de agua y sedimentos, producto posiblemente de eventos de inundación (Paola *et al.*, 1989; Bridge y Best, 1997; Alexander *et al.*, 2001). Durante el pico de descarga, el flujo se extendió sobre un área considerablemente amplia, y en condiciones de lecho plano de alto régimen se depositaron las areniscas con laminación paralela.

Luego se produce la disminución de la energía del medio, generando la sedimentación de los materiales finos y el desarrollo de laminación entrecruzada planar, óndulas, óndulas escalantes y laminación paralela (Sr y Fl) en condiciones de bajo régimen de flujo (Miall, 1996). Es común la presencia de desbordes relacionados con procesos de irrupción violenta (“outbursts”), llevados a cabo por flujos hipodérmicos saturados (“throughflow”) que se extienden unos pocos centímetros debido a la rápida pérdida de competencia (Bourke, 2003).

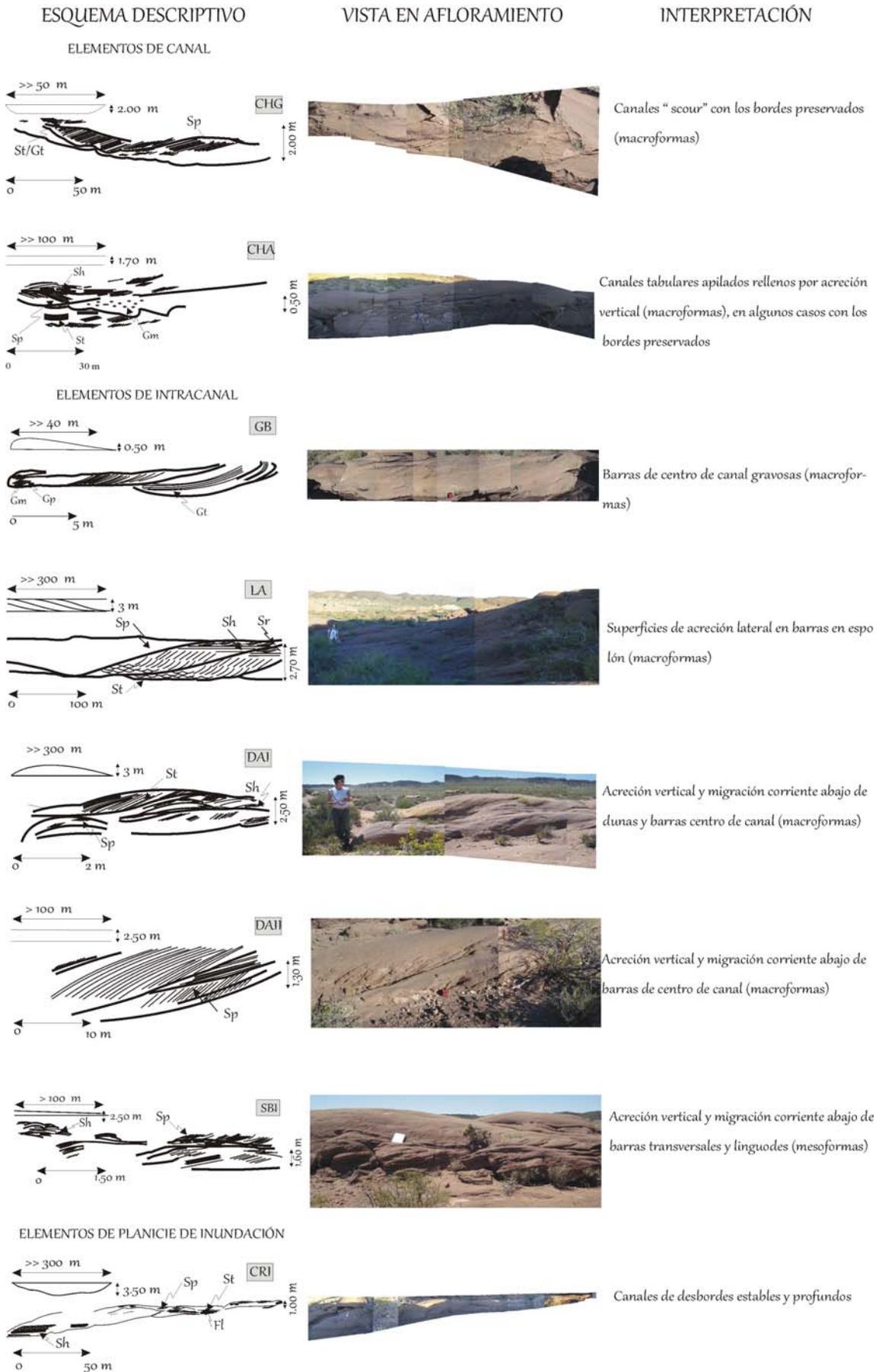


Fig. 16a : ELEMENTOS ARQUITECTURALES

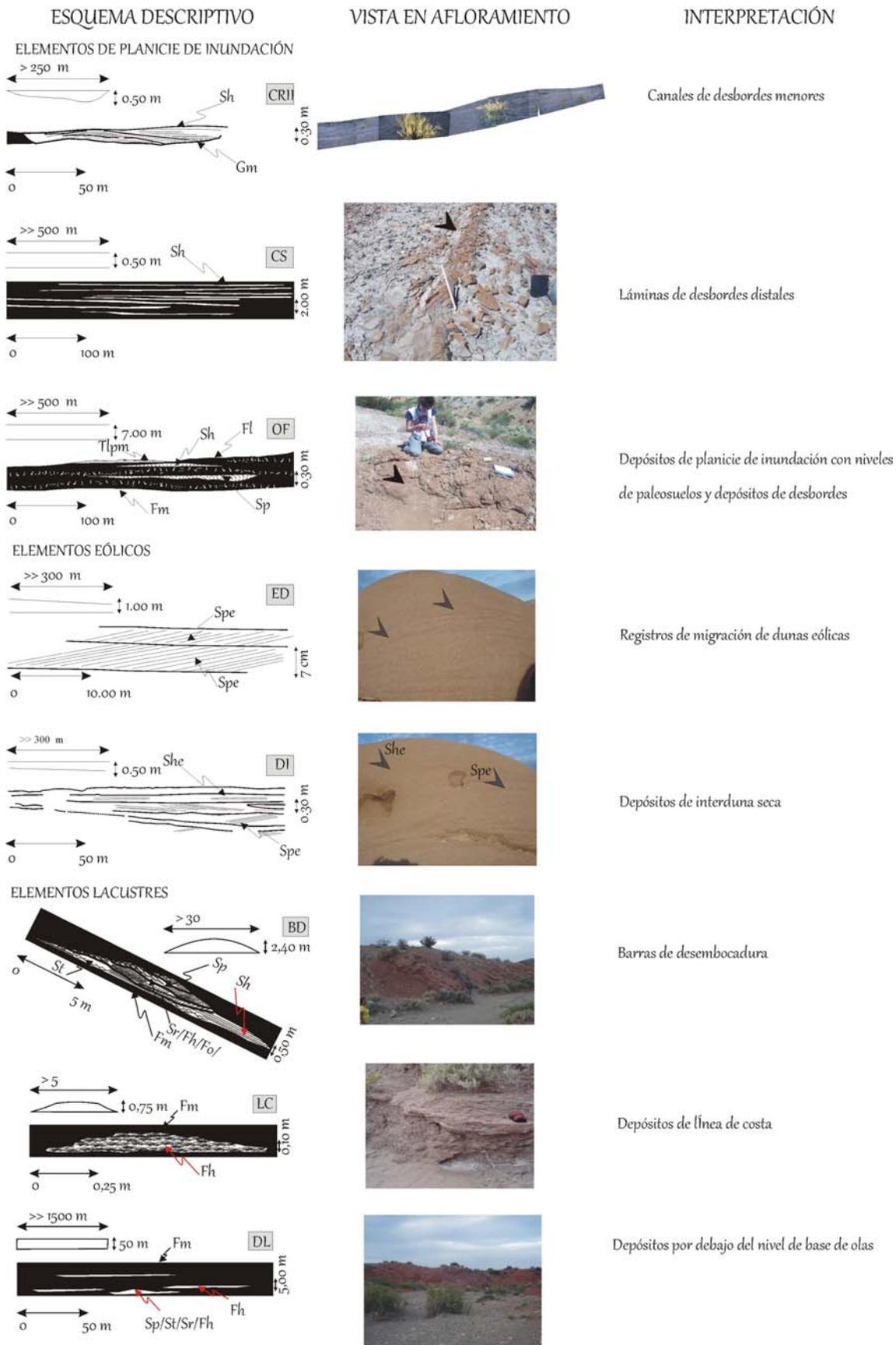


Fig. 16b: ELEMENTOS ARQUITECTURALES

En algunos canales es común la etapa de relleno inicial, que está representada por un conglomerado masivo, el cual constituye un “lag”, y por una fase de flujo más estable caracterizada por una sucesión de Gh y Sp, sugiriendo esto, la migración de barras transversales.

ELEMENTOS ARQUITECTURALES DE INTRACANAL

Elementos de barras gravosas (GB): Las barras de gravas están compuestas por conglomerados clasto-soportados, los cuales pueden ser macizos (Gm), con estratificación paralela o entrecruzada planar (Gh y Gp). Presentan geometría lobulada (Fig 16a) con una extensión lateral de 20 m y potencia de hasta 0,50 m, que tiende a disminuir lateralmente.

Interpretación: este elemento es interpretado como barras de centro de canal, depositadas en ambientes someros, durante episodios de flujos de alta energía y carga de lecho (Smith, 1974 y Nemec y Postman, 1993).

De acuerdo a la distribución de litofacies en estos cuerpos se pueden identificar tres zonas. La cabeza de la barra que es la de mayor espesor y se encuentra constituida de base a techo por Gm/Gh, en ocasiones puede darse el desarrollo de la cara de avalancha.

La cabeza de la barra está compuesta por guijas/guijarros por un proceso de acreción localizada, el que se transforma en el núcleo de depositación y segregación de la barra (Bluck, 1982; Smith, 1974; Hein y Walker 1977). Por el tamaño de los clastos que la componen, la cabeza de barra se mueve más lentamente, cuando la misma emerge, la cola de esta evoluciona por segregación de partículas y el movimiento de la barras es más lento y/o se extiende a lo largo de su eje longitudinal aguas abajo.

El aumento del tamaño de clastos en la cabeza de la barra incrementa la intensidad de turbulencia, ocasionando la remoción de las partículas finas hacia afuera de la cabeza, permitiendo así un aumento en la migración de la cola de barra (Bluck, 1982).

La presencia exclusiva de estratificación cruzada de bajo ángulo implica que las barras no pudieron desarrollar caras de avalancha en sus frentes o flancos, lo que está relacionado a una rápida disminución en la descarga de agua y sedimento del flujo, implicando un desarrollo de barras en aguas someras, con flujos de alta energía (Hein y Walker, 1977).

Cuando se identifica la litofacies Gp sugiere el desarrollo de caras de avalancha y, por lo, tanto un incremento en la profundidad del agua en barras de centro de canal.

Elemento de acreción lateral (LA): Está compuesto por unidades tipo epsilon de bajo ángulo, limitadas por bases erosivas netas e irregulares (Fig. 16a), y una sucesión granodecreciente. Estas conforman unidades de acreción lateral formando cuerpos tabulares. En la base suelen

aparecen conglomerados, algunos macizos (Gm). En la sección media puede estar representada por conglomerados y areniscas, con estratificación entrecruzada planar (Gp y Sp). Estos depósitos generalmente están acuñados, desapareciendo en la llanura de inundación. Cuando la sucesión está completa, de base a techo se reconocen desde componentes conglomerádicos hasta pelíticos.

Interpretación: constituyen unidades de acreción lateral asignables a canales de alta sinuosidad (Willis, 1989). Las superficies de acreción lateral permiten asignar los diferentes episodios de reactivación del “loop” de meandros. Así, este elemento representa depósitos de barras de acreción lateral (“point bar”) formadas por canales de alta sinuosidad, durante la migración lateral del mismo en una secuencia típica de barras en espolón. Por lo tanto, estas macroformas cambian de forma y posición con el tiempo mientras migra el canal aguas abajo. También se observan depósitos de acreción lateral en donde el mecanismo de migración no fue por traslación sino que la migración fue dominante, ocasionando el estrangulamiento del canal por “cutoff”.

La superposición lateral y vertical de los paleocanales representa repetidos procesos de erosión y acreción lateral en la planicie de inundación. De esta manera, los cuerpos tabulares sugieren que cada episodio de canalización fue seguido por un relleno asimétrico asociado con la migración lateral de la corriente.

Elemento de barras de centro de canal (DAI): este elemento (Fig. 16a) conforma cuerpos con una geometría convexa hacia arriba con una potencia de 0,50 m y una longitud de aproximadamente 5 m. La base es erosiva, ligeramente irregular o neta planar. Integrado por areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp). Puede contener areniscas y conglomerados con estratificación entrecruzada en artesas (Gt y Sp) de manera subordinados. Pueden exhibir impregnación de hidrocarburos.

Interpretación: la geometría del elemento y su arreglo interno, en donde la estratificación entrecruzada planar en arenisca está asociada con procesos de acreción corriente abajo sugieren barras transversales simples (Allen, 1983; Miall, 1996). Tanto estos procesos como la agradación vertical han sido importantes en la configuración de la macroforma. De esta manera el arreglo interno y el externo de la macroforma, lo hacen asignable a depósitos de dunas simétricas (Fielding, 2006).

La preservación de los “topsets” en estratos entrecruzados demuestra una agradación de las formas de lecho relacionada con una alta carga en suspensión (Alexander y Gawthorpe, 1993).

Elemento de migración de dunas (DAII): conforma cuerpos con una geometría tabular (Fig. 17a). Está integrada areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp) y en artesas (St), la base es neta erosiva. Es común la preservación de “topsets”.

Interpretación: la geometría del elemento y su arreglo interno son interpretadas como dunas tridimensionales (St) de gran escala, las que migran en el lecho de canales profundos. Estas macroformas complejas, van acrecionando corriente abajo y verticalmente (Allen, 1983); posteriormente se desarrollan barras transversales (Sp) (Alexander y Gawthorpe, 1993).

ELEMENTOS DE PLANICIE DE INUNDACIÓN

Elemento de desbordes (CRI): Son cuerpos lenticulares con base neta erosiva (Fig. 16a), integrados por areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp) y paralela (Sh) con presencia de impregnación de hidrocarburos.

Interpretación: en este elemento el rápido cambio de litofacies refleja la variabilidad en las condiciones de sedimentación que caracterizan a depósitos de desbordes (Gersib y McCabe, 1981; Flores, 1981; Bristow *et al.*, 1999; Aslan y Blum, 1999; Krauss y Wells, 1999; Davies-Vollum y Kraus, 2001). Están relacionados lateralmente con las unidades mayores de canal, y pueden asignarse a procesos de “crevasse splay”, donde representan canales de desborde estables y profundos que reflejan proximidad al curso principal (Krauss y Wells, 1999; Aslan y Blum, 1999) (Fig. 10a-b).

Canales de desbordes menores (CRII): son cuerpos lenticulares 0,50 m de espesor y 50 m de longitud, (Fig. 16b y 17a-d) constituidos por areniscas con estratificación paralela (Sh). También son comunes las areniscas macizas (Sm), con óndulas (Sr) y con estratificación entrecruzada planar. Normalmente incluyen varias unidades granodecrecientes, limitadas por una superficie neta erosiva. Es común que presente en el tope un grado de bioturbación (Fig. 18a), grietas de desecación (Fig. 18b) y la preservación de óndulas (Fig. 18c). **Interpretación:** las areniscas con laminación paralela representan flujos de alto régimen en los picos de crecida, y se interpretan como depósitos de “sheetflood” (flujos en mantos) asociados con la migración y el lavado de antidunas durante eventos de alta descarga (Parkash *et al.*, 1983; Sneh, 1983; Tunbridge, 1981; Dreyer, 1993; Miall, 1996; Marshall, 2000). Conforman rellenos multiepisódicos de canales simples o lóbulos distales, depositados a partir de flujos de muy alta energía con carga de lecho arenosa a depósitos de desbordes (Gersib y McCabe, 1981;

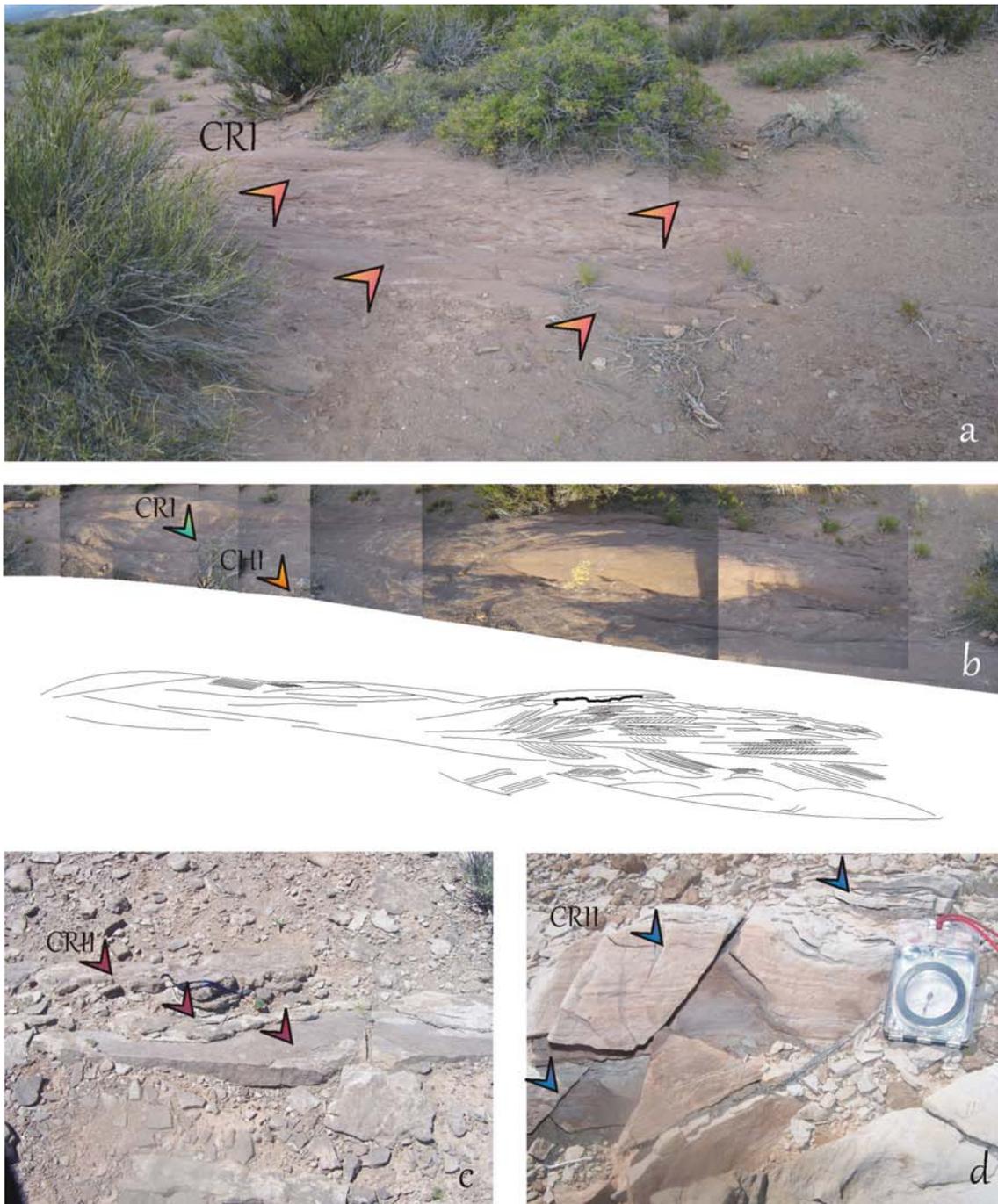


Fig. 17: a) Depósitos de canales de desborde estables y profundos (CRI), de geometría lenticular con base erosiva, integrados por Sp o Sh. Algunos presentan impregnación de hidrocarburos. Pueden estar asociados lateralmente a unidades mayores constituyendo "crevasse splay". b) Unidades CRI de gran magnitud, próximo a un canal. c) Elementos CRII. Cuerpos lenticulares, integrados por Sh, Sm, Sr o Sp. Representan canales multi-episódicos. d) Depósitos CRII con bioturbación en el tope.



Fig. 18: a) Presencia de bioturbaciones en canales de desbordes menores (CRII). b) Grietas de desecación en CRII. c) Preservación de ondulas en el tope de CRII. d) Láminas de desbordes (CS) en las que alternan cuerpos de composición volcánico-clástica. e-f) Detalle de delgadas láminas de desbordes.

Flores, 1981; Bristow *et al.*, 1999; Aslan y Blum, 1999; Krauss y Wells, 1999; Davies-Vollum y Kraus, 2001).

Láminas de desborde (CS): está representado por cuerpos tabulares de base neta planar (Fig. 16b y 17d-f) en los que se identifican unidades granodecrecientes menores apiladas e integradas por areniscas con estratificación paralela (Sh) y, en forma subordinada, Sp. De manera frecuente, se observa que las unidades muestran un pasaje desde Sh o Sm hasta Sr. También es común la presencia de grietas de desecación en el tope de las unidades, bioturbación generada por el efecto de raíces y de organismos perforantes.

Interpretación: la geometría tabular de este elemento junto con la ausencia de bases erosivas, el dominio de estratificación paralela y la partición pelítica, indican condiciones alternantes de bajo y alto régimen de flujo en un ambiente de aguas someras sin confinar. Durante eventos de inundación, el canal se expande lateralmente mediante procesos de agradación rápida y el flujo se expande fuera de sus límites, pero la capacidad de transporte disminuye drásticamente en un corto período de tiempo. Esto genera depósitos como los que se describen en el elemento arquitectural, en los ambientes de desbordes distales (Gersib y McCabe, 1981; Flores, 1981; Bristow *et al.*, 1999; Aslan y Blum, 1999; Krauss y Wells, 1999; Davies-Vollum y Kraus, 2001).

Depósitos de planicie de inundación (OF): se encuentra integrado principalmente por las litofacies Pl y Fl, aunque también aparecen las Sh y Sr. Conforman unidades tabulares con bases netas planares (Fig. 16b). Presenta un incipiente desarrollo de paleosuelos (Fig. 19 a-b), con rasgos característicos como bioturbación, colores pardo-rojizo y la estructura en bloques (Fig. 20b).

Interpretación: este elemento está integrado mayormente por litofacies depositadas en condiciones de bajo régimen de flujo, entre las que se intercalan numerosos episodios de alta energía y pequeña magnitud. Representa depósitos de planicie de inundación con escasa preservación de estructuras sedimentarias primarias debido a procesos pedogenéticos (Kapla, 1980) asociados con pausas en la sedimentación y prolongados períodos de estabilidad, que fueron sucedidos por renovadas fases de formación de paleosuelos (Davies *et al.*, 1993; Müller *et al.*, 2004).

La coloración rojiza de los paleosuelos representa ambientes bien drenados (Therrien, 2005). Las fluctuaciones del nivel freático, que responden a variaciones estacionales en las precipitaciones, son responsables de cambios en la coloración de los depósitos, puesto que fue generada por la alternancia de condiciones oxidantes y reductoras.



Fig. 19: a) Depósitos de laminas de desbordes (CS) y de planicie de inundación (OF). b) Detalle de OF, la flecha amarilla carbonatos. c) Depósitos de barra de desembocadura (BD) del sistema lacustre. Representando cuerpos con base plana y techos convexos. d) litofacies Sh con impregnación de hidrocarburos en BD. e) Depósitos de línea de costa (LC). Producto de la presencia de flujos oscilatorios, tratándose de episodios de traccion-decantación.

ELEMENTOS ARQUITECTURALES LACUSTRES

Elemento de barras de desembocadura (BD): conforma cuerpos con base plana y techos convexos hacia arriba (Fig. 16b y 20c). Está integrado por areniscas macizas (Sm), con estratificación paralela o entrecruzada planar de bajo ángulo (Sh), entrecruzada planar (Sp), con óndulas (Sr) y pelitas laminadas y con óndulas (Fl). El elemento está compuesto por varias unidades apiladas algunas de ellas lenticulares y con bases erosivas entre las que intercalan finos estratos integrados por la litofacies Fh. Se reconocen delgados niveles de Sh en los que suele observarse impregnación de hidrocarburos (Fig. 20d) y otros más potentes compuestos internamente por Sp. Los cuerpos arenosos también se presentan gradados, generalmente son grano y estrato decrecientes con Sm o Sh, eventualmente Sp y en todos los casos se observa un adelgazamiento lateral rápido de los mismos. El techo puede consistir de un espeso paquete de litofacies Sr con delgadas intercalaciones de Fl.

Interpretación: la variación vertical en el tamaño de grano en cuerpos de reducido espesor, indica que el flujo fue extremadamente variable y generó una rápida agradación (Fillmore, 1993). De esta manera la flotabilidad fue un mecanismo de soporte muy eficiente durante el transporte por lo que la sedimentación de la litofacies Sm se produjo rápidamente. Por ello se sugiere que la génesis de estos niveles es debida a flujos hiperconcentrados arenosos (Smith, 1986). Las areniscas con laminación paralela o entrecruzada planar de bajo ángulo son el producto de la migración y el lavado de antidunas en condiciones de alto régimen de flujo, mientras que la litofacies Sr coronando los depósitos sugiere una rápida pérdida de competencia representando la fase final del episodio de crecida. La presencia de espesos paquetes de Sp evidencia un estadio intermedio, donde la descarga es estable y la depositación se asocia con la migración de barras a partir de un flujo tractivo. La geometría de los cuerpos, junto con los caracteres sedimentarios primarios de las litofacies arenosas y su intercalación entre depósitos lacustres con tamaño de grano fino (Fo y Fm), sugieren la conformación de lóbulos en los que alternan barras de desembocadura y depósitos de mantos de crecida, eventualmente canalizados (Miall, 1996; Marshall, 2000).

Elemento de línea de costa lacustre (LC): está integrado por areniscas con tamaño de grano muy fino (Sr), limolitas y arcillitas con óndulas simétricas y escalantes de oscilación (Fh). Estas litofacies (Fig. 20e) se encuentran formando cuerpos con techos convexos y base plana e intercaladas entre las Fm que corresponden a depósitos lacustres. También se observa la presencia de depósitos de yeso.

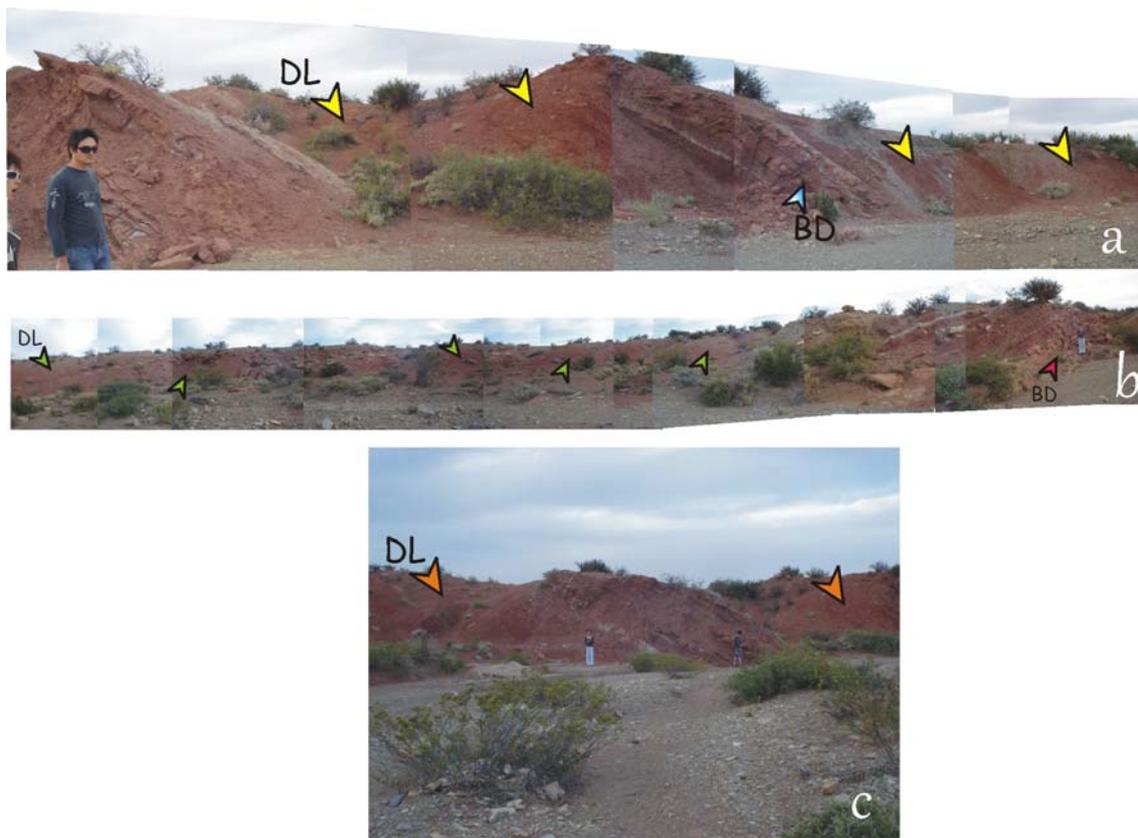


Fig. 20: a-b) Depósitos lacustres profundos (DL), asociados a depósitos de barra de desembocadura (BD). Representan una depositación a partir de un estado en suspensión, en condiciones acueas por debajo del nivel de olas. c) Depósitos de DL con presencia en algunos casos de ondulas escalantes asociados a episodios de tormenta .

Interpretación: estos depósitos sugieren la presencia de flujos oscilatorios y algunos “couplets” de arenisca-pelita. Se trata de episodios de tracción-decantación a partir de los cuales la depositación tuvo lugar de manera selectiva desde una suspensión de granos. No se reconocen evidencias de exposición subaérea, lo que presupone una sedimentación subácuea. La ausencia de bioturbaciones podría indicar una falta de oxigenación del sustrato, relacionada a condiciones de alta energía e incrementos excepcionales en la descarga. Las características de las litofacies indican una eficiente acción de olas en la depositación y son asignados a ambientes marginales o de línea de costa lacustre (Calvo, 1989; Martel y Gibling, 1991).

Depósitos lacustres profundos (DL): este elemento está representado por arcillitas masivas (Fm), limolitas y arcillitas con laminación paralela, óndulas y usualmente puede encontrarse óndulas escalantes; conformando así niveles delgados que se intercalan. El conjunto presenta

una geometría tabular. Estos depósitos se encuentran asociados a depósitos de barra de desembocadura (Fig. 16b y Fig. 20a-c).

Interpretación: la presencia de litofacies Fm indica una depositación a partir de un estado en suspensión. Ésta tiene origen en condiciones subácuas, por debajo del nivel de acción de olas, debido a la ausencia de rasgos que indiquen exposición subaérea. La presencia de delgados niveles de ondulaciones escalantes implica eventos episódicos de tormenta que removilizaron material desde la costa, combinados con aportes provenientes de mantos de crecida que penetraron los sectores profundos del lago. De esta manera el flujo se caracterizó inicialmente por una alta concentración de sedimentos y expansión similar al de una corriente de turbidez. La depositación pudo producirse por simple decantación a partir de la mezcla del agua lacustre y el influjo de creciente.

ELEMENTOS ARQUITECTURALES EÓLICOS

Elemento de dunas eólicas (ED): se encuentra integrado por areniscas con estratificación entrecruzada planar de gran escala (Spe). Conforman cuerpos tabulares (Fig. 16b), cuya potencia varía desde 2 a 4 m, limitados por superficies netas planares, onduladas o erosivas. Los "sets" de estratificación entrecruzada son tabulares, en muchas ocasiones acuñaos, asintóticos a la base, de entre 5 cm y 30 cm de espesor. Las caras frontales inclinan con alto ángulo (35° - 40°). Internamente los "sets" consisten de estratos de avalancha de arena ("sandflow", Hunter, 1977), laminación por lluvia de granos ("grainfall", Hunter, 1977) y laminación ondulática eólica (Hunter, 1977). También se reconocen algunos niveles producto de la separación del flujo sobre la cara de deslizamiento (Sre). Los "cosets", de hasta 10 cm de espesor, están limitados por superficies netas cóncavas hacia arriba, planares o irregulares. Normalmente truncan los "sets" entrecruzados e inclinan en la misma dirección pero con menor ángulo.

Los estratos de avalancha de arena se acuñaan, volviéndose asintóticos a la base de los cuerpos, como así también lo hacen los niveles por lluvia de granos. Las láminas presentan internamente separación de minerales pesados y livianos. Los "sets" muestran bimodalidad en el espesor, con algunas caras frontales interdigitadas hacia el tope, y son reemplazados viento abajo por estratos con laminación ondulática eólica.

Un rasgo distintivo es la presencia de "slumps", de superficies corrugadas y de cambios en la coloración ocasionadas por fluctuaciones de nivel freático (Fig. 21a).

Interpretación: este depósito se atribuye a la migración de dunas (Langford y

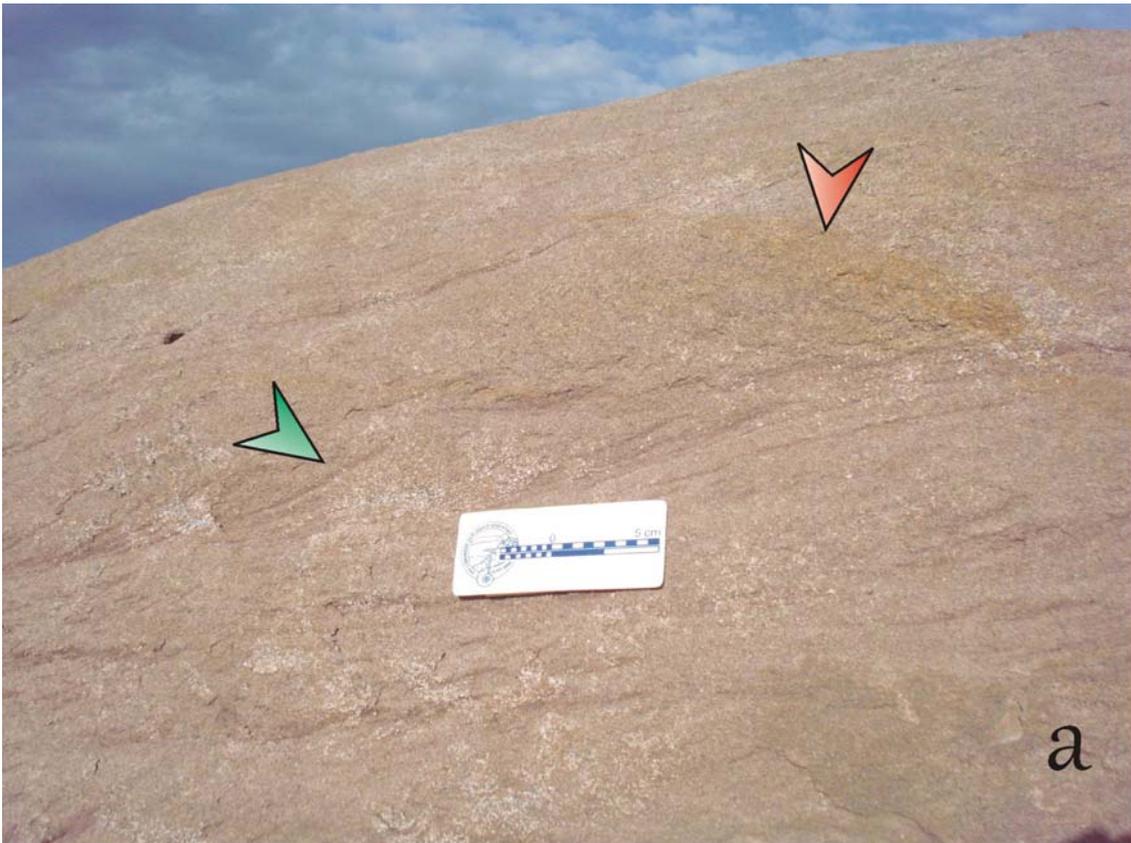


Fig. 21: a) Depósitos de dunas eólicas, la flecha verde indica un pie de duna, la flecha roja indica el cambio de coloración dada por la fluctuación del nivel freático. Los mismos están integrados por litofacies Spe, la que en muchos casos es asintótica a la base. Un rasgo característico es la presencia de Slump. Estos depósitos se atribuyen a la migración de dunas .

Chan, 1989 y 1993; Loope, 1981 y 1984). La presencia de niveles de “grainflow” y de “grainfall”, unida al elevado ángulo de inclinación de los estratos señala la existencia de caras de avalancha (Hunter, 1977; Schenk, 1983; Kocurek y Nielson, 1986; Glennie, 1987; Nickling, 1994). La identificación de estructuras deformacionales, que afectan por lo general al tramo inferior de las caras de avalancha, está asociado con fluctuaciones del nivel freático (Mc Kee *et al.*, 1971; Mc Kee y Bigarella, 1972). Los niveles de areniscas macizas, como los identificados en este elemento, son producto de flujos con alta concentración de sedimentos; que ocurren en las caras de deslizamiento de las dunas durante periodos de alta precipitación. Así los mismos son característicos de dunas barjanoides, se concentran en el pie de duna (Fig. 15a) y pueden pasar lateralmente a depósitos de interduna (Simpson y Loope, 1985).

Elemento de interduna seca (DI): está integrado (Fig. 16b) por areniscas con estratificación paralela fina (She) o de muy bajo ángulo. Configuran depósitos de geometría elongada en

planta, que alcanzan hasta 2 m de espesor. Sus límites con los cuerpos de dunas son planos y netos.

Interpretación: las litofacies *She* presentes se interpretan como laminación de lecho plano (“plane bed lamination”; Hunter, 1977); y por niveles con óndulas escalantes “climbing” producto de depositación por tracción a lo largo de superficies subhorizontales. Este elemento está vertical y lateralmente asociados con litofacies de dunas eólicas y en algunos casos truncan los “sets” de estratos entrecruzados, por lo tanto constituye cuerpos de interduna. La superficie neta y plana de truncamiento puede deberse a deflación controlada por la posición del nivel freático (Stokes, 1968; Fryberger *et al.*, 1988) o el producto de la deflación de un sustrato seco y sin cohesión (Herries, 1993).

SISTEMAS DEPOSITACIONALES

SISTEMAS FLUVIALES

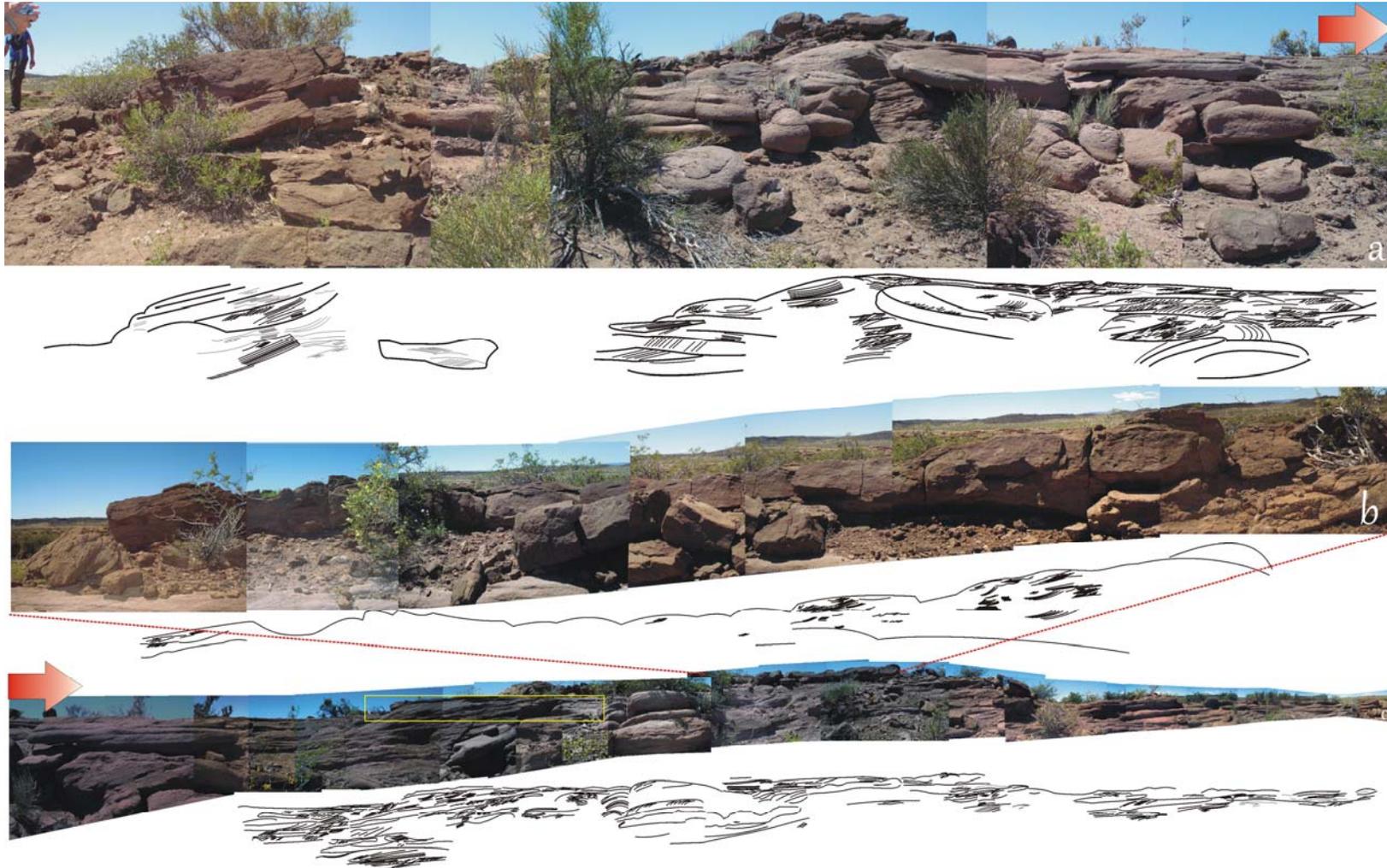
Sistema Fluvial I (S-FI)

Este sistema (lámina 1 y 16a), está caracterizado por canales predominantemente arenosos e incluye los elementos CHA, GB, LA, DAI y SBI. Presenta un escaso desarrollo de la planicie de inundación con presencia de los elementos CRII y CS.

Interpretación: se interpreta como un sistema fluvial de alta sinuosidad con desarrollo de dunas tridimensionales, barras transversales y linguoides (Fig. 23) Los “loops” de meandros muestran, en la mayoría de los casos, secuencias de relleno incompletas producto de la erosión profunda entre las unidades de acreción lateral aunque se preserva el tramo basal del relleno, representado por la migración de grandes dunas tridimensionales con macroformas bien desarrolladas.

El proceso de relleno de los canales y migración lateral del curso fluvial creó “loops” de meandros preservados, que se extienden por varios cientos de metros (Fig. 22 a-c), caracterizados por granulometrías finas.

Debido a la rápida agradación de las formas de lecho por corrientes energéticas con alta carga en suspensión, las dunas conservan los depósitos de “topsets” y los “scrolls” sus toques ondulados en los sectores más proximales. Durante el relleno de los canales se produjeron caras de avalancha deformadas y estructuras deformacionales tipo “slumps”, asociadas al movimiento de grandes formas de lecho sobre un sustrato poco consolidado.



Lamina 1: Sistema Fluvial 1 de la Fm. Candeleros. Se tratan de sistemas de alta sinuosidad con desarrollo de dunas tridimensionales, barras transversales y linguoides. a) la flecha roja indica que el afloramiento continua lateralmente en la figura c. b) zoom del tope del afloramiento. En ellas los loops de los meandros muestran secuencias de relleno incompletas. El recuadro amarillo indica el zoom de la lámina 2.

A gran escala se observa un fuerte efecto erosivo de las corrientes, registrado por la profunda incisión de los cinturones de canal, generando un fuerte apilamiento de las unidades arenosas. La preservación de la planicie de inundación es baja debido a la frecuente canibalización de las mismas.

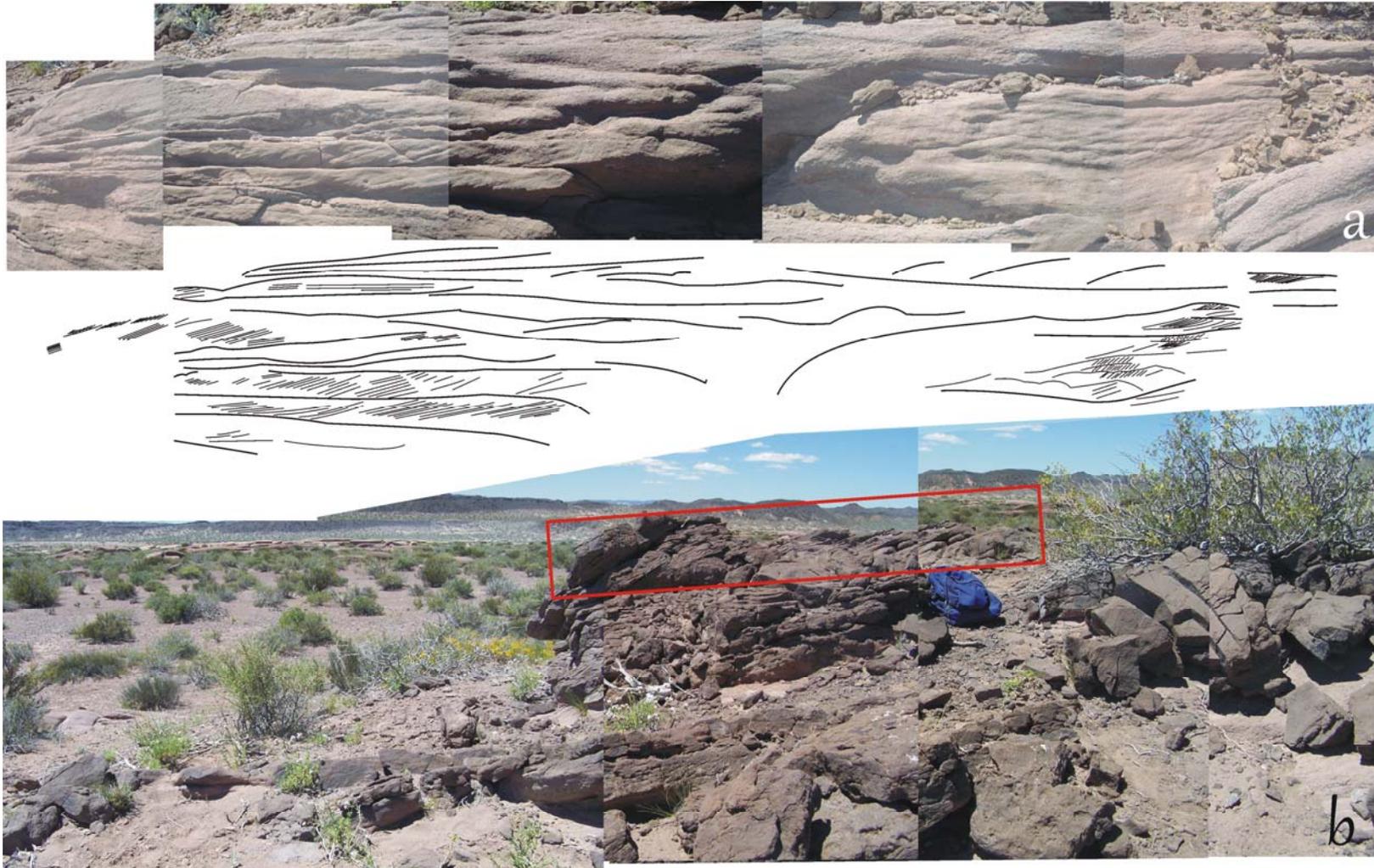
Bajo el efecto de condiciones de alta descarga, las modificaciones en el gradiente del lecho del canal son las responsables de estos fenómenos de avulsión (Lamina 1-2b y lámina 3), que interrumpen la sedimentación en la planicie de inundación (Schumm, 1993; Kraus y Wells, 1999; Davies-Vollum y Kraus, 2001).

La arquitectura del Sistema Fluvial I corresponde a la de un sistema dominado por avulsión por reocupación de canal y se interpreta como representativo de períodos de lenta creación de espacio de acomodación (Davies-Vollum y Kraus, 2001).

La elevada participación de componentes volcánicos en los rellenos de los canales y sectores amplios de la llanura de inundación, con potentes depósitos piroclásticos primarios y volcanoclásticos, sugieren un volcanismo contemporáneo que puede haber contribuido a rápidas modificaciones en la descarga de sedimentos en los canales y generado procesos de avulsión. La abundancia de unidades de flujo en manto (“sheetfloods”) en la planicie, sugiere abruptas fluctuaciones en la descarga, posiblemente estacionales. Así estas características junto con, amalgamación y fuerte incisión de los canales sobreimpuestos, ligera relación multilateral, alta concentración de carga de lecho arenosa y reducido registro de depósitos de planicie de inundación se asocian con un sistema fluvial de alta sinuosidad, altamente agradante con variaciones temporales en la descarga (Miall, 1996; Bordy y Catuneanu, 2002; Lorenz y Nadon, 2002; Lukie *et al.*, 2002; Twidale, 2004, Gao *et al.*, 2007).

Este sistema fluvial se caracteriza por presentar impregnaciones de hidrocarburos en casi toda su extensión, el que puede ser visualizado en las figuras 15a-c y 17 por su coloración gris oscuro. También se encuentran bioturbaciones, calcos de carga, concreciones y grietas de desecación (lámina 3a-g) totalmente impregnadas; como así también concentraciones localizadas en “manchas” en el tope de los cinturones de canal (lámina 3g).

Sistema Fluvial II (S-FII): Este sistema (lámina 4 y 17a), está caracterizado por canales predominantemente arenosos e incluye los elementos CHG, GB, DAI, DAII SBI. Presenta un mayor desarrollo de la planicie de inundación con presencia de los elementos CRII y CS. Este sistema está caracterizado por espesos y potentes depósitos de canal de gran escala, separados por escasos elementos de llanura de inundación (lámina 4) y el fuerte apilamiento de las unidades, por un continuo relleno multiepisódico.



Lamina 2: a) Sistema Fluvial I, zoom del recuadro amarillo en la lámina 1. Representa el relleno de los canales y migración lateral del curso fluvial creando loops de meandros preservados, de granulometrias finas. b) Depósito de avulsión del SF-I. El mismo presenta impregnación de hidróburos (notese la coloración oscura del afloramiento), y bioturbaciones. Esta integrado por depósitos de CR1. El recuadro rojo indica un zoom de la lamina 3.

Los “loops” de meandros a menudo muestran la preservación de los rellenos de canal por acreción lateral, en sucesiones más completas que en SFI, y se extienden por cientos de metros, sin embargo, no se observan rellenos de canal abandonados, sugiriendo que la migración lateral del canal estuvo sujeta al corte abrupto por avulsión de los meandros por lo que el mecanismo de estrangulamiento estuvo ausente.

A gran escala se observa una profunda incisión de los cinturones de canal, generando un fuerte apilamiento de las unidades areniscas con base conglomerádica (lámina 5-17a al final del capítulo).

La identificación de cinturones de canal más extensos (Fig.1B), con diseño entrelazado, con canales arenosos y gravosos en donde hay un incremento en la relación canales/planicie de inundación desarrollando cuerpos más continuos y potentes canales. Los canales en la faja activa corresponden a rellenos de canal complejo conglomerádicos y canales con relleno multiepisódico, con condiciones de flujo estables en un cinturón de canal entrelazado. Las superposiciones laterales y verticales de las unidades de canal con relleno complejo dan como resultado cuerpos de geometría lobular a tabular y de gran extensión en el afloramiento.

SISTEMA DE ABANICO TERMINAL (SAT)

Planicie Entrelazada Proximal: (AT-PEP): está representada por los elementos CHA, CHG, SBI, CS (Fig. 1B).

Interpretación: corresponde a rellenos de canales simples multiepisódicos (CHII y SBI) con bases erosivas. En algunos casos presentan alto relieve y están ligados a numerosos eventos de crecida. Así, la abundancia de canales con rellenos originados a partir de flujos de alta energía y baja periodicidad sugieren el desarrollo de cinturones de canales entrelazados someros, en condiciones de flujo efímero (Parkash *et al.*, 1983; Paola *et al.*, 1989; Bridge y Best, 1997; Marshall, 2000; Alexander *et al.*, 2001; Fielding, 2006) y se encuentran ubicados en los tramos medios de la planicie distributaria (PDE).

Este tipo de sistemas es característico de regiones semiáridas, con fuerte estacionalidad climática, donde la depositación tiene lugar durante eventos de inundación. Su arquitectura a gran escala es homologable a un modelo de abanico terminal (Parkash *et al.*, 1983; Sneh, 1983; Kelly y Olsen, 1993; Sadler y Kelly, 1993; Miall, 1996; Marshall, 2000).



Lamina 4: a) Sistema Fluvial II. Afloramiento con vista hacia el oeste de la zona de estudio. Caracterizado por canales predominantemente arenosos. Los mismos presentan un fuerte apilamiento de los canales con bases fuertemente erosivas, los que están separados por escasos depósitos de planicie de inundación. Los mismos presentan un grado de impregnación de hidrocarburos menor que el sistema fluvial I. Se caracteriza por la ausencia de rellenos de canal abandonados. B) Detalle del S-FII. Las flechas rojas indican las superficies bien erosivas y las amarillas acreción lateral.

Planicie Distributaria Distal (PDD): se encuentra representada por CHG, CS,SBI, ED, DI (Fig. 1B).

Interpretación: los canales simples que representan una baja sinuosidad, exhiben el desarrollo de pequeñas barras transversales y relaciones multilaterales que reflejan condiciones de flujo estables asociadas con la planicie distributaria distal del abanico (PDD).

Cuenca de Inundación (CI): Este sistema se encuentra conformado por canales someros simples multiepisódicos (CHA) los que están asociados a láminas de desbordes (CS) y con depósitos de planicie de inundación (OF) (Fig. 1B).

Interpretación: la asociación y distribución de elementos arquitecturales permite asignar a los depósitos a un ambiente de cuenca de inundación (CI), en la que se reconocen niveles de paleosuelos poco desarrollados, (Kraus y Wells, 1999). Estos presentan espesores reducidos, escasos nódulos y un importante contenido de materiales con tamaño de grano arena. Así, estos rasgos reflejan una alta relación avulsión/acumulación, propia de ambientes con inundaciones de gran magnitud. Los niveles de paleosuelos discontinuos debieron responder a un control topográfico, relacionados a sectores con baja tasa de sedimentación pero afectados estacionalmente por altos rangos de acumulación y frecuentes episodios de inundación. Estos condicionaron, además, el desarrollo de perfiles en los que intercalan numerosas unidades tabulares o lenticulares dominadas por la litofacies Sh. De esta manera son atribuidos a flujos supercríticos relacionados con procesos de manto de crecida en posiciones distales.

SISTEMA EÓLICO (S-E):

Este sistema se encuentra representado por depósitos de cara de avalancha de dunas (ED) y depósitos de interduna (DI) (Lámina 18).

Interpretación: la distribución espacial de estos cuerpos que se encuentran preservados, corresponden a dunas e interdunas con geometrías irregulares o elipsoidales en planta y con marcado alineamiento, la alta dispersión de los datos de paleocorrientes con una moda principal en los depósitos de avalancha de alto ángulo que hacia la cresta de la duna se vuelve paralela o de bajo ángulo, y múltiples superficies de estabilización sugieren que la asociación representa el desarrollo de un campo de dunas barjanoides (Mc Kee, 1979; Pye, 1993; Kocurek, 1996). El desarrollo preferencial de dunas barjanoides es favorecido por una combinación de fuertes vientos subsaturados que generan cubetas ("blowouts"), un nivel freático elevado, un sustrato cementado tempranamente y escaso suministro o disponibilidad de arena (Kocurek y Nelson, 1986; Herries, 1993).

Las superficies de crecimiento o reactivación (Fryberger *et al.*, 1988), resultantes de la actividad de las dunas, son paralelas a las superficies de los “cosets” e irregulares, indicando ligeras variaciones en la dirección de los paleovientos o suministro. Estas superficies son a veces corrugadas sugiriendo la actividad del nivel freático. Otras superficies limitantes mayores son erosivas y registran la migración de una duna sobre otra más antigua, las que son equivalentes a superficies de 1^{er} orden de Brookfield (1977) o de depositación de Kocurek (1996).

La preservación alternante de diferentes porciones de las dunas indican variaciones en la tasa de acumulación vertical vs. migración viento abajo. Así, en algunos tramos la preservación selectiva de los depósitos de las porciones más bajas de las dunas y ausencia de depósitos de interduna, sugieren que la tasa de acumulación vertical fue muy baja con respecto a la tasa de migración viento abajo (Kocurek, 1996). La superposición de depósitos de dunas sucesivos, además, sugiere lapsos durante los cuales el campo fue muy activo y estuvo caracterizado por largos periodos de migración. Durante los cuales, probablemente se hayan desarrollado formas barjanoides compuestas.

El elemento DI que corresponde a depósitos de interduna seca, está vertical y lateralmente asociada con las de dunas eólicas (ED) y en algunos casos truncan “sets” de estratos entrecruzados. En este elemento las areniscas fueron localmente afectadas por procesos de cementación por carbonatos, probablemente asociados a un ambiente vadoso meteórico/pedogenético y freático con fluctuaciones periódicas del nivel freático (Williams y Krause, 1998). Este elemento, en algunos casos, exhibe niveles bioturbados, asociados con carbonatos y sulfatos. Se interpreta que durante los periodos en que la franja capilar estuvo próxima a la superficie, los depósitos del pie de la duna fueron saturados por efecto de capilaridad; en los estadios de descenso el bombeo por raíces del agua, con abundantes sales disueltas, generó la acumulación de calcita y yeso. La presencia de superficies de Stokes, señaladas por superficies corrugadas y contactos netos planares entre unidades sucesivas en depósitos de interduna seca indica que la posición del nivel freático controló la deflación a un nivel cercano a la superficie depositacional (Stokes, 1968; Fryberger *et al.*, 1988; Loope *et al.*, 2001; Loope y Rowe, 2003).

Las superficies planares netas sugieren estabilización y denudación por efecto de vientos subsaturados seguidas por el ascenso progresivo del nivel freático.

La significativa influencia que ejercen el nivel freático en el desarrollo de las acumulaciones



Fig. 18: a-b) Depósito de dunas eólicas, orientación del afloramiento N-S. Corresponden a depósitos de cara avalancha de dunas (DE) y depósitos de interduna. Las superficies planares netas sugieren estabilización y denudación por efecto de vientos subsaturados seguidas por el ascenso del nivel freático.

eólicas y el registro de inundaciones que afectaron las interdunas sugieren un sistema eólico húmedo (Kocurek, 1996). El desarrollo de sistemas eólicos como el descrito no implica estrictas condiciones climáticas áridas; ejemplos modernos pueden encontrarse en climas semiáridos donde campos de dunas barjanoides desarrollan áreas de intradunas en muchos casos ocupadas por cuerpos de agua

permanentes (Blarasín y Sánchez, 1987). Este tipo de sistemas puede desarrollarse en condiciones topográficas de bajo gradiente donde no existen barreras efectivas para la acción de los vientos prevalecientes, la presencia de un sustrato resistente rico en arenas, la presencia del nivel freático próximo a la superficie, especialmente en las áreas de interduna, que contole la acumulación y preservación de las acumulaciones eólicas (Kocurek y Nielson, 1986; Blarasín y Sánchez, 1987; Pye y Tsoar, 1990 y Kocurek y Havholm, 1993).

SISTEMA LACUSTRE (S- L):

Este sistema está integrado por depósitos de barras de desembocadura, depósitos de línea de costa y depósitos de aguas profundas.

Barras de Desembocadura (BD): estos depósitos están representados por las litofacies Fh, es decir arcillitas, limolitas y areniscas muy finas, con laminación paralela, ondulítica, óndulas simétricas, de oscilación y escalantes. También se observa la presencia de niveles de yeso y material volcaniclástico. En algunos depósitos se observa impregnación de hidrocarburos.

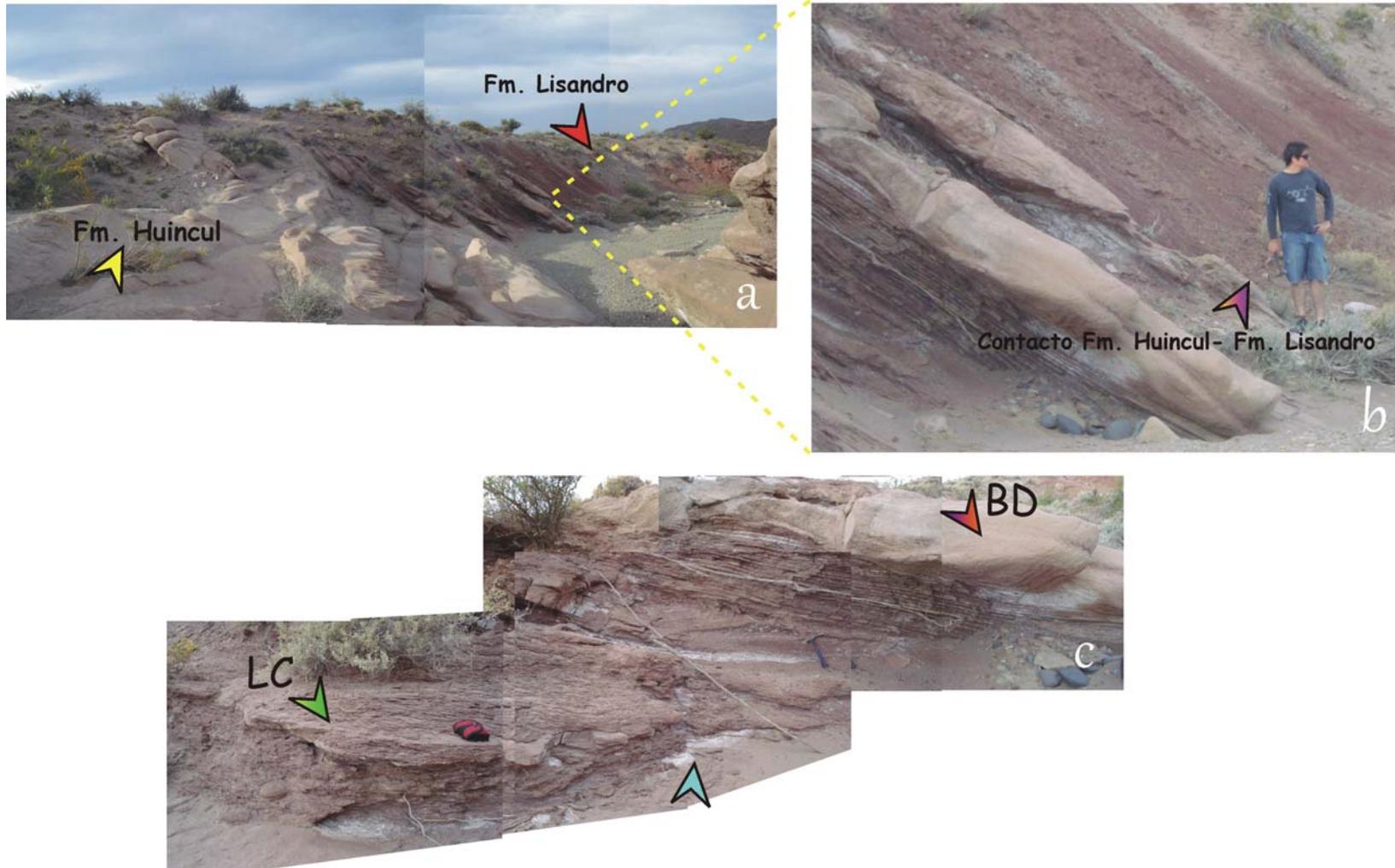
Interpretación: la existencia de lóbulos de desembocadura (lámina 20), asociadas con sistemas fluviales que aportaban abundantes sedimentos al lago durante los periodos de alta descarga. La presencia de los elementos que alternan con potentes depósitos de BD y abundantes flujos en manto sugieren numerosos episodios de expansión y contracción del cuerpo de agua relacionados con abruptos incrementos en el suministro de sedimentos, debido a episodios de inundación que afectaban a los numerosos cursos fluviales que alimentaban al sistema (Mc Carthy *et al.*, 1997; Bristow *et al.*, 1999).

Línea de Costa (LC): estos depósitos están representados por areniscas muy finas, con laminación paralela, ondulítica, óndulas simétricas, de oscilación y escalantes.

Interpretación: la asociación y distribución espacial de los elementos arquitecturales (lámina 19 y Fig. 1B) representan un ambiente marginal de lago o de línea de costa. En las áreas de borde es común (lámina 19c) el desarrollo de importantes niveles de yeso y calcretes, como así también, la presencia de depósitos de corrientes fluviales (CHII), que alimentaban al sistema (Martel y Gibling, 1991).

Depósitos de agua profunda (DL): está integrado por arcillitas y limolitas macivas (Fm), con intercalación de elementos volcanoclasticos representados por la litofacies *TLIpe*.

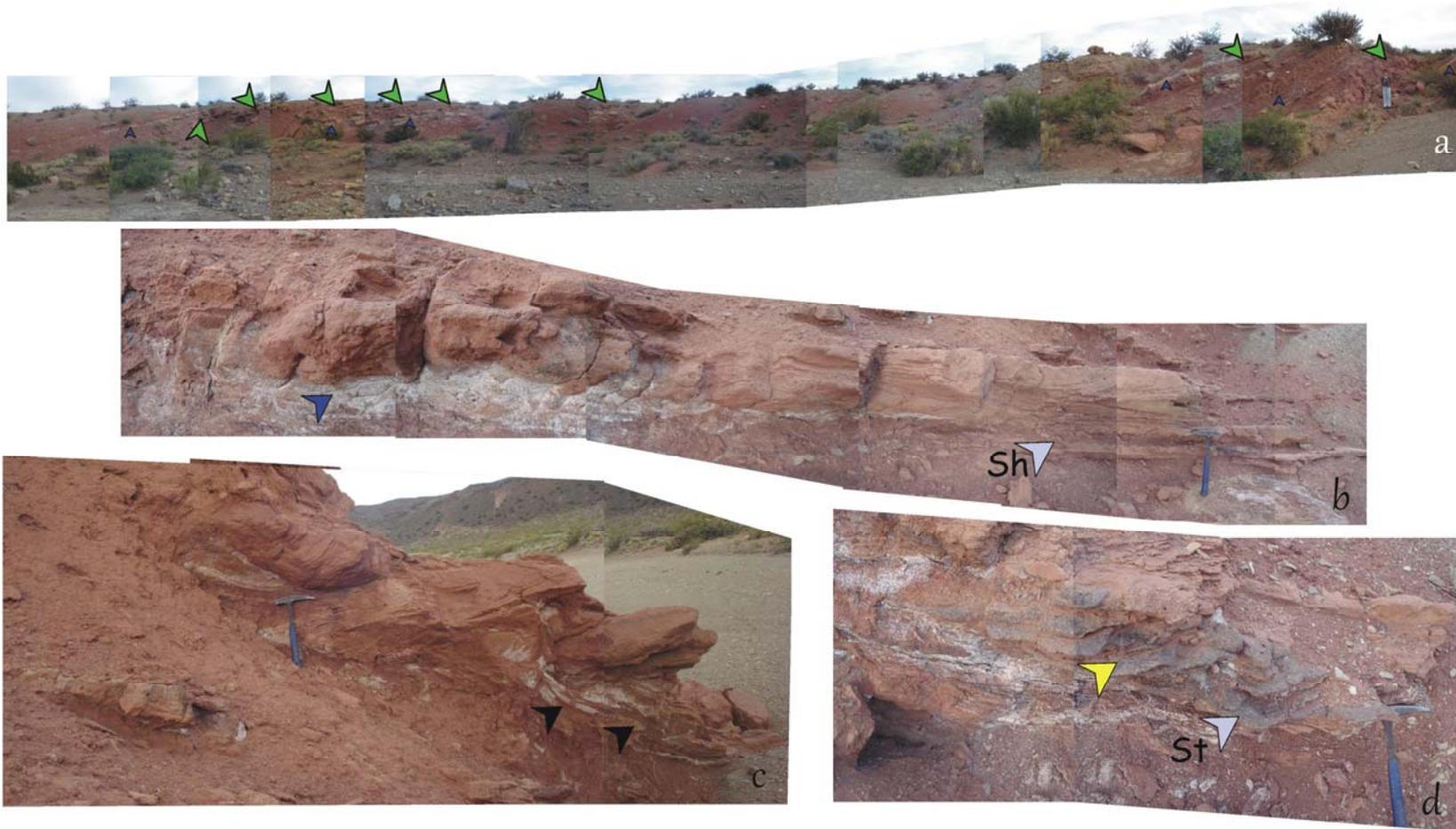
Interpretación: La litofacies Fm fue depositada a partir de un estado en suspensión. La misma tuvo lugar en condiciones subácueas, por debajo del nivel de acción de olas, en virtud de la ausencia de rasgos que indiquen exposición subaérea donde ocurrieron eventos episódicos de tormenta que removilizaron material desde la costa, combinados con aportes provenientes de mantos de crecida que penetraron los sectores profundos del lago. En estas condiciones el flujo altamente concentrado se expande como una "corriente de turbidez" y la depositación puede producirse eventualmente por simple decantación a partir de la mezcla del agua lacustre y el influjo de creciente.



Lamina 19: a) lóbulos de desembocadura de la Fm. Huincul en el sistema lacustre de la Fm. Lisandro. b) Contacto de la Fm. Huincul- Lisandro. c) Depósitos de barra de desembocadura representados por arcillitas y limolitas, los que en algunos casos presentan impregnación de hidrocarburos presencia de niveles de yeso y material volcánico-lástico, los mismos se asocian a depósitos de línea de costa del sistema lacustre, en donde en las áreas de borde es común la presencia de yeso como la que se señala en la figura c con flecha celeste



Lamina 20: Sistema Lacustre. a) depósitos de barra de desembocadura b) depósitos de barras de desembocadura asociados a depósitos lacustre de agua profunda (DL), estos últimos representan depósitos bajo condiciones subácuas por debajo del nivel de olas, por condiciones de flujo concentrado, el que se expande como una corriente de turbidez, se deposita por simple decantación. Asociado a estos depósitos hay niveles volcániclasticos, señalados con las flechas grises indicando un volcanismo contemporáneo.

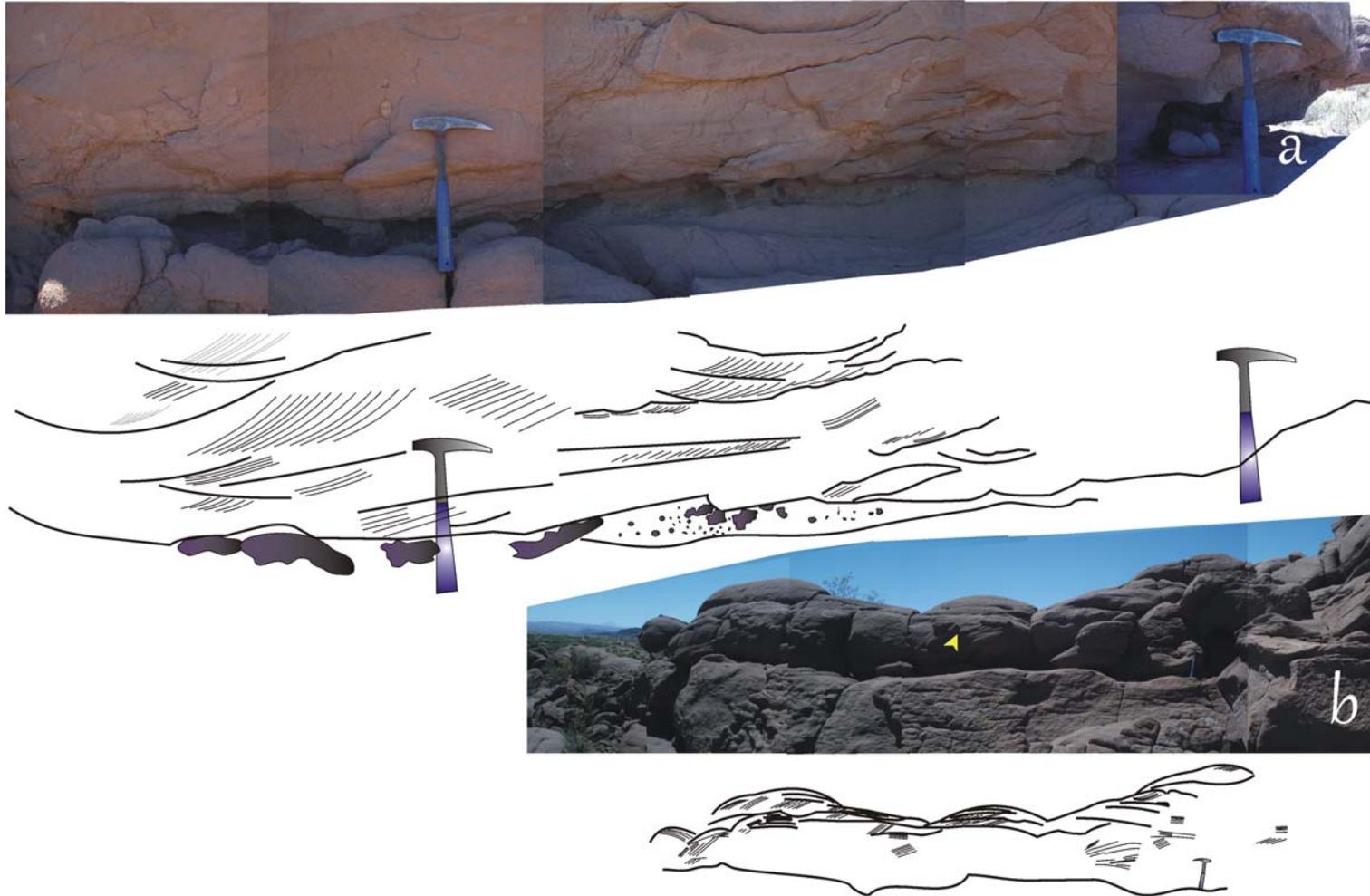


Lamina 21: Sistema Lacustre. a) Las flechas verdes indican BD, asociados a DL. Las flechas azules indican depósitos volcániclasticos. b-d) Detalle de las barras de desembocadura. d) la flecha amarilla señala los depósitos de BD con impregnación de hidrocarburos y presencia de yeso. Las flechas negras indican deformación tipo "slump". Estos depósitos están integrados por litofacies Sh, St.

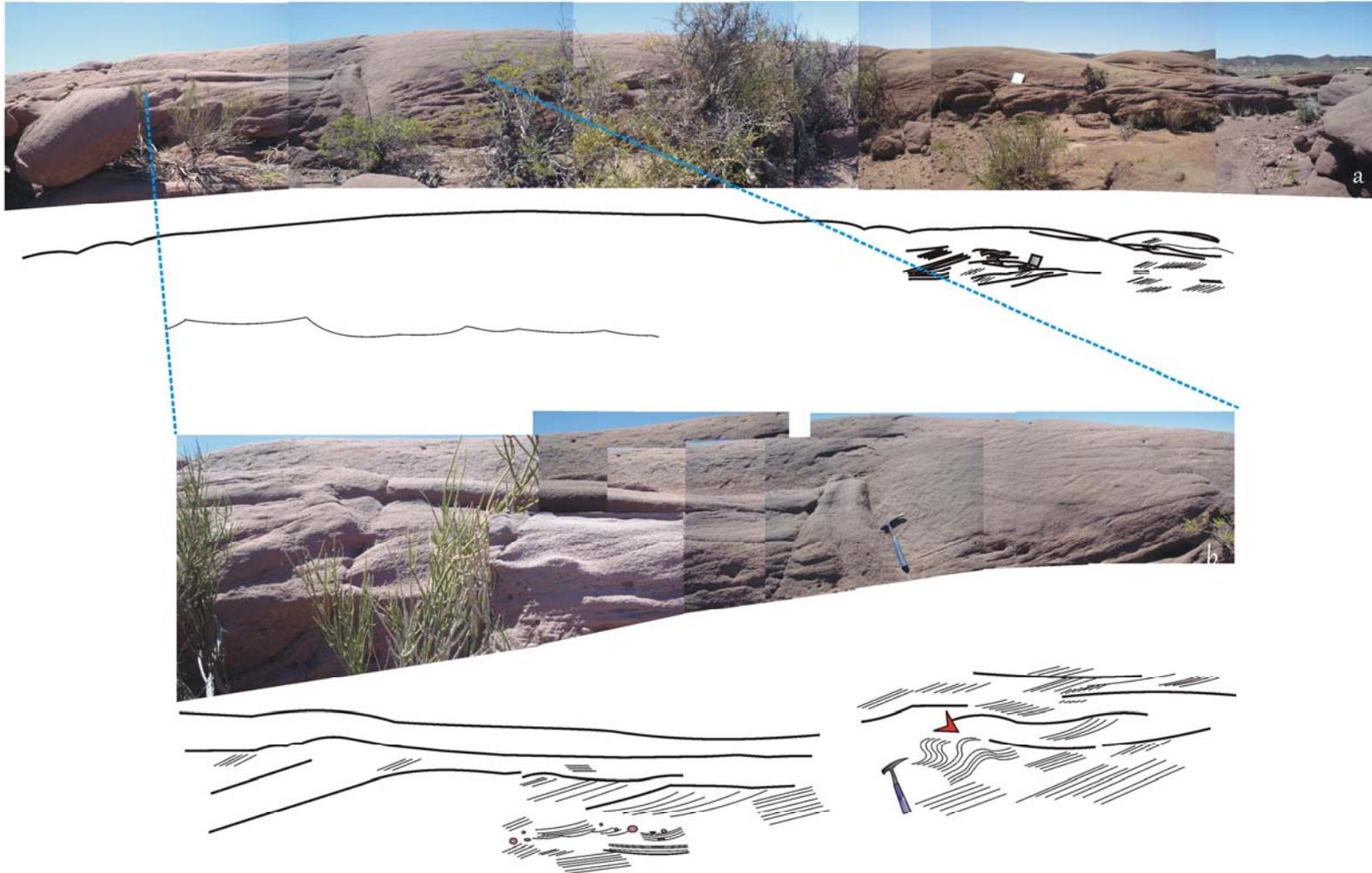


Lamina 22: a) Depósitos de BD con litofacies Sh y St, la blanca señala niveles de yeso. Las flechas rojas indican impregnación de hidrocarburos. g) Depósitos lacustres de agua profunda, la flecha azul indica depósitos volcánico-áclicos. Estos depósitos corresponden al tope de la Fm. Lisandro y constituyen un excelente sello a nivel regional.

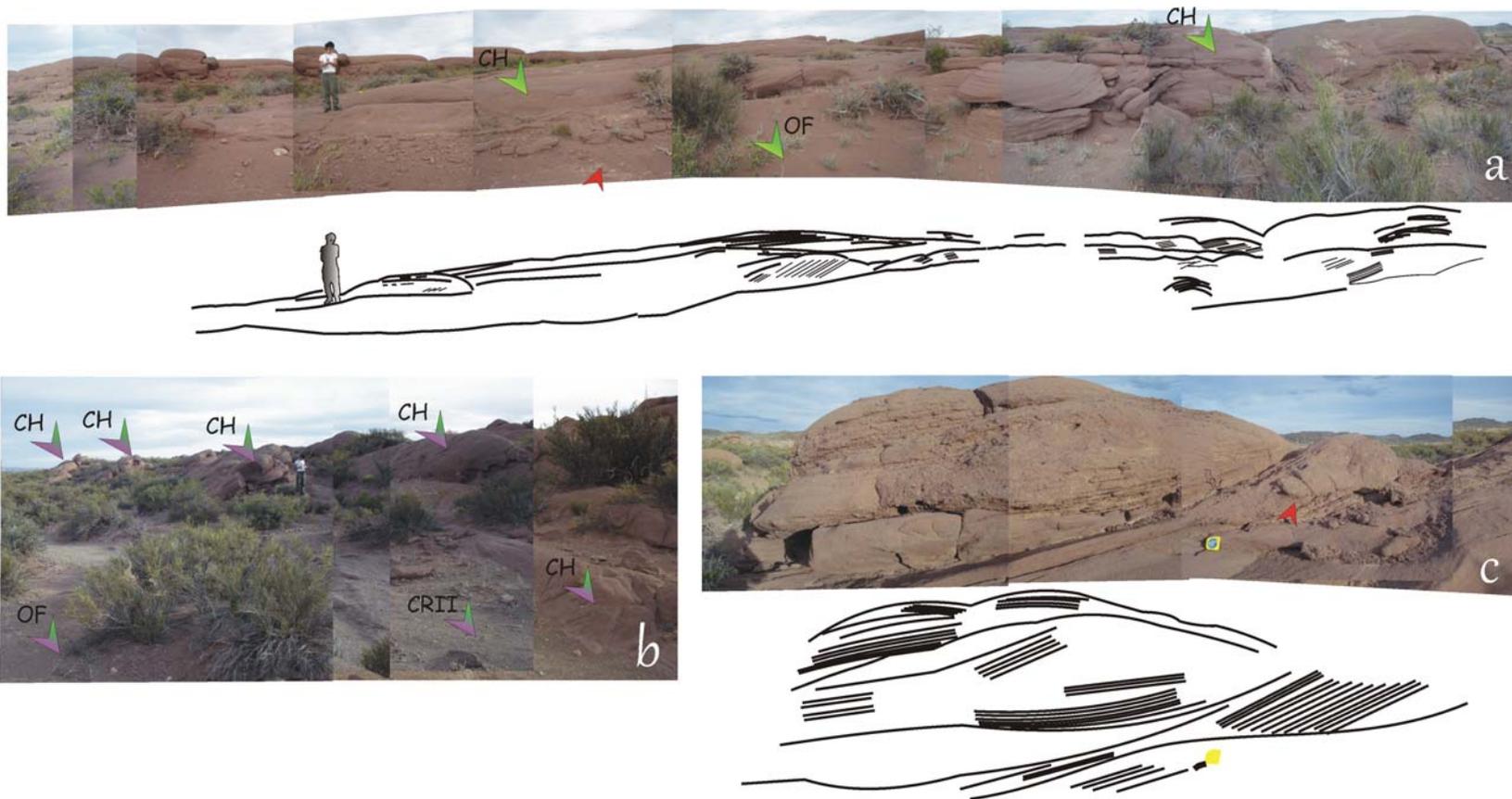
ANEXO
Láminas 5-17



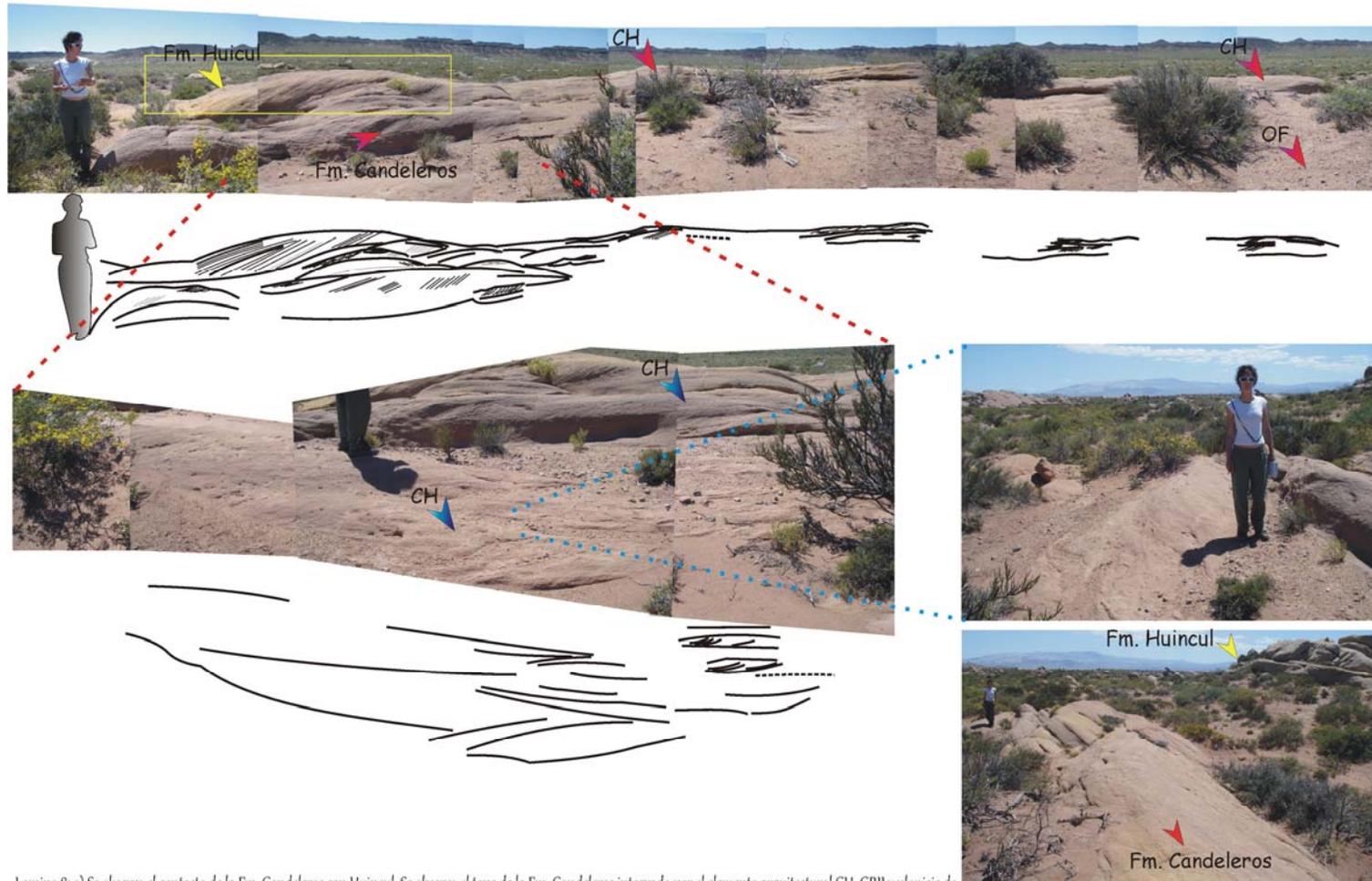
Lamina 5: a) Sistema Fluvial II. Detalle de la base de los afloramientos de la lámina 4., La misma es erosiva con presencia de intraclastos pélticos, escasez de elementos planicie de inundación entre los canales.. b) Detalle del techo del afloramiento de la lámina 4, en se observa agradación normal y acreción lateral, señalada por la flecha amarilla.



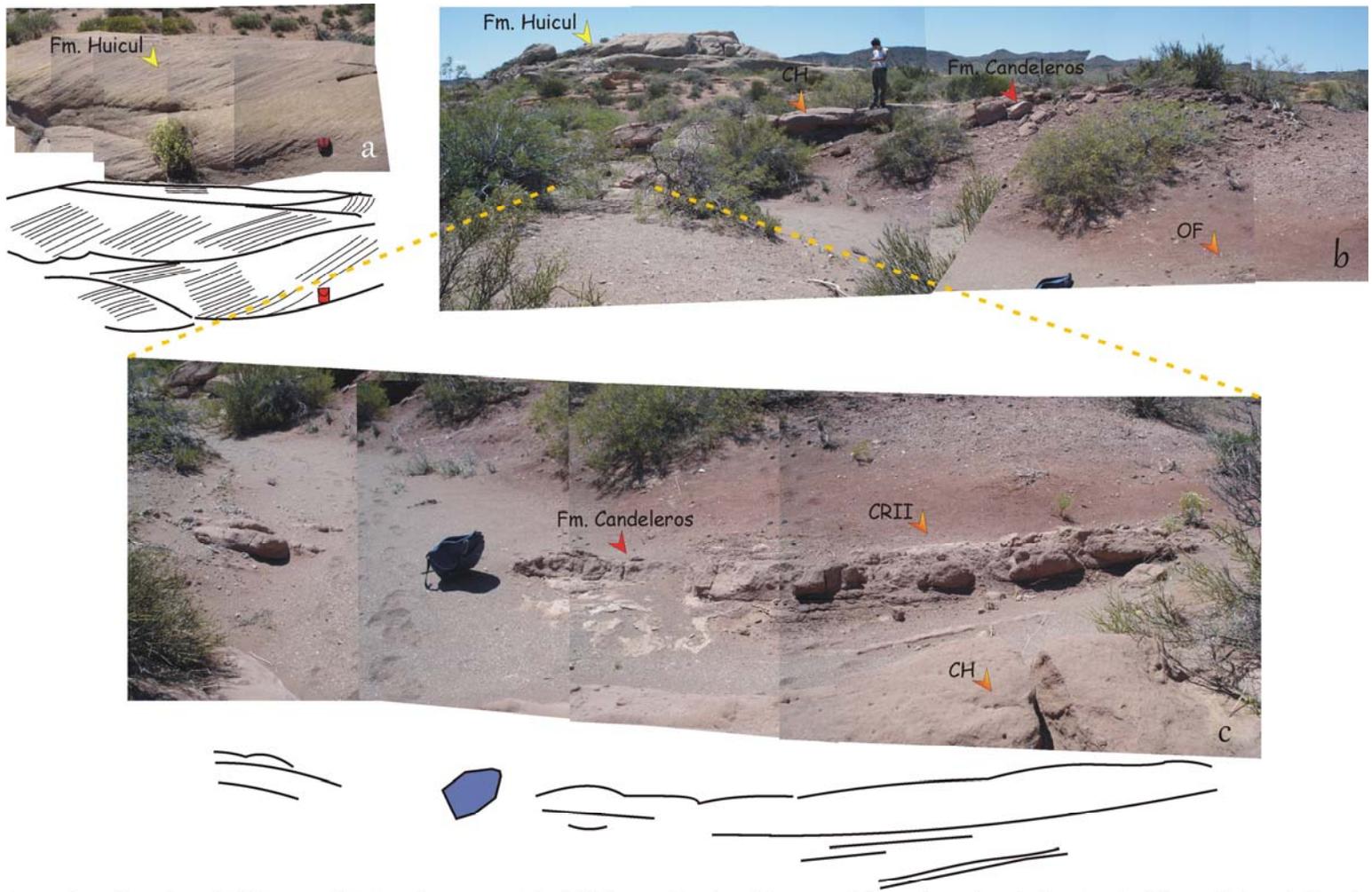
Lamina 6: Sistema Fluvial II. Vista del afloramiento hacia el oeste de la zona de estudios. a) cinturón de canal con diseño entrelazado, desarrollando cuerpos más continuos y potentes canales. La flecha verde indica depósitos de acreción lateral. b) Zoom , mostrando acreción lateral, la flecha roja indica un "slump". Los cuerpos presentan geometría lobular a tabular y de gran extensión lateral (200 m)



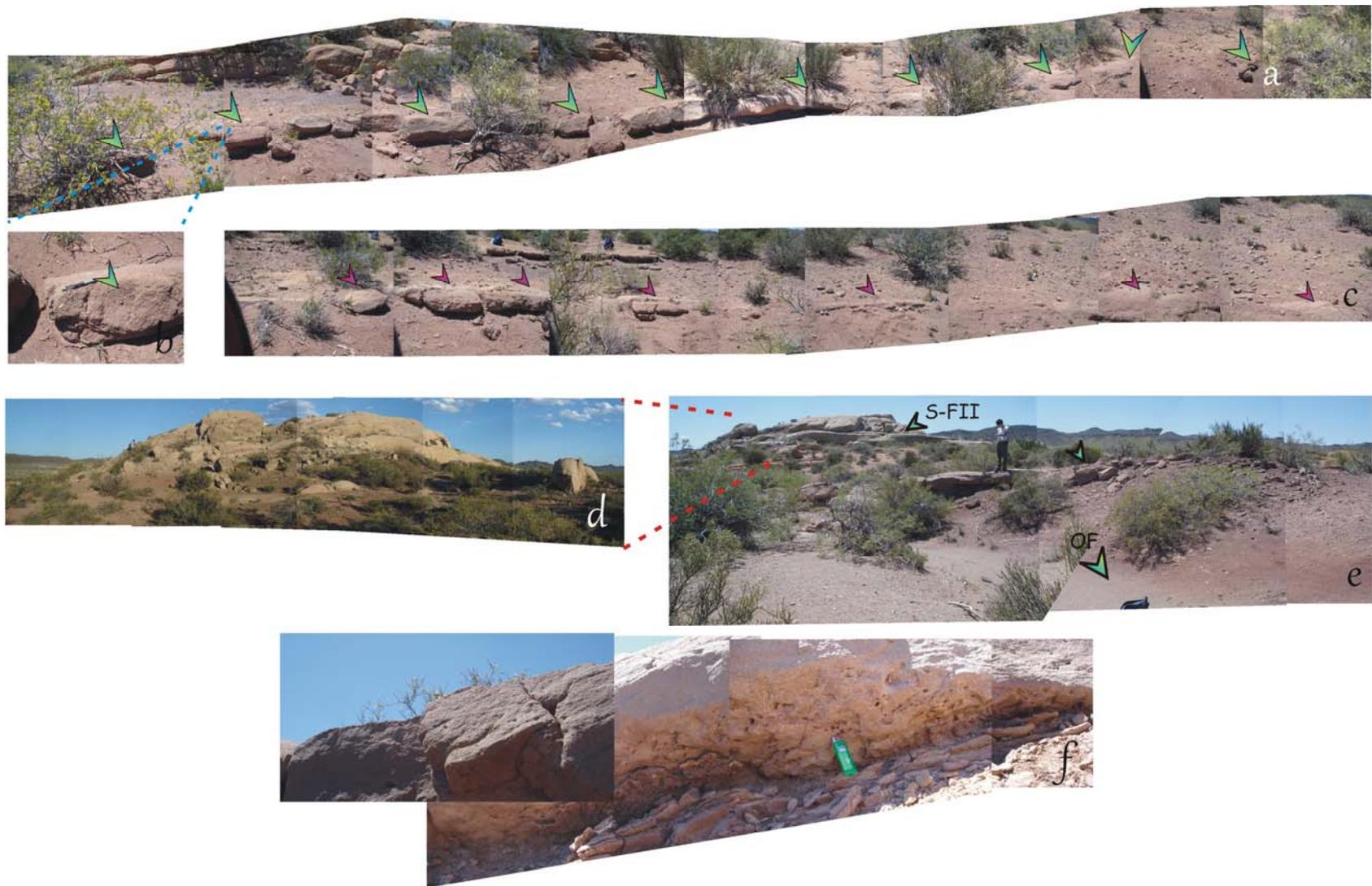
Lamina 7: Sistema Fluvial II. Vista hacia el oeste de la zona de estudio. Se observan cinturones de canales apilados con algunos desbordes, señalado con flecha roja, presente dentro de la planicie de inundación. b) vista perpendicular de la figura a, en ella se observa el apilamiento de las unidades de canal con escasa planicie de inundación asociada. C) depósitos de relleno de canal gravosos, la flecha roja indica la acreción de barra transversal, con base erosiva, por debajo cinturón de canal arenoso.



Lamina 8: a) Se observa el contacto de la Fm. Candeleros con Huicul. Se observa el tope de la Fm. Candeleros integrado por el elemento arquitectural CH, CR11 y planicie de inundación con CR11. La Fm. Huicul comienza con canales en los que se observa acreción lateral. B) Detalle de la figura a mostrando el CH de la Fm. Candeleros. C) Vista perpendicular de la figura b, mostrando el tope del canal. d) Visita hacia el norte del area de estudio ilustrando la Fm. Candeleros y Huicul. El recuadro amarillo es un zoom de la lámina 9.



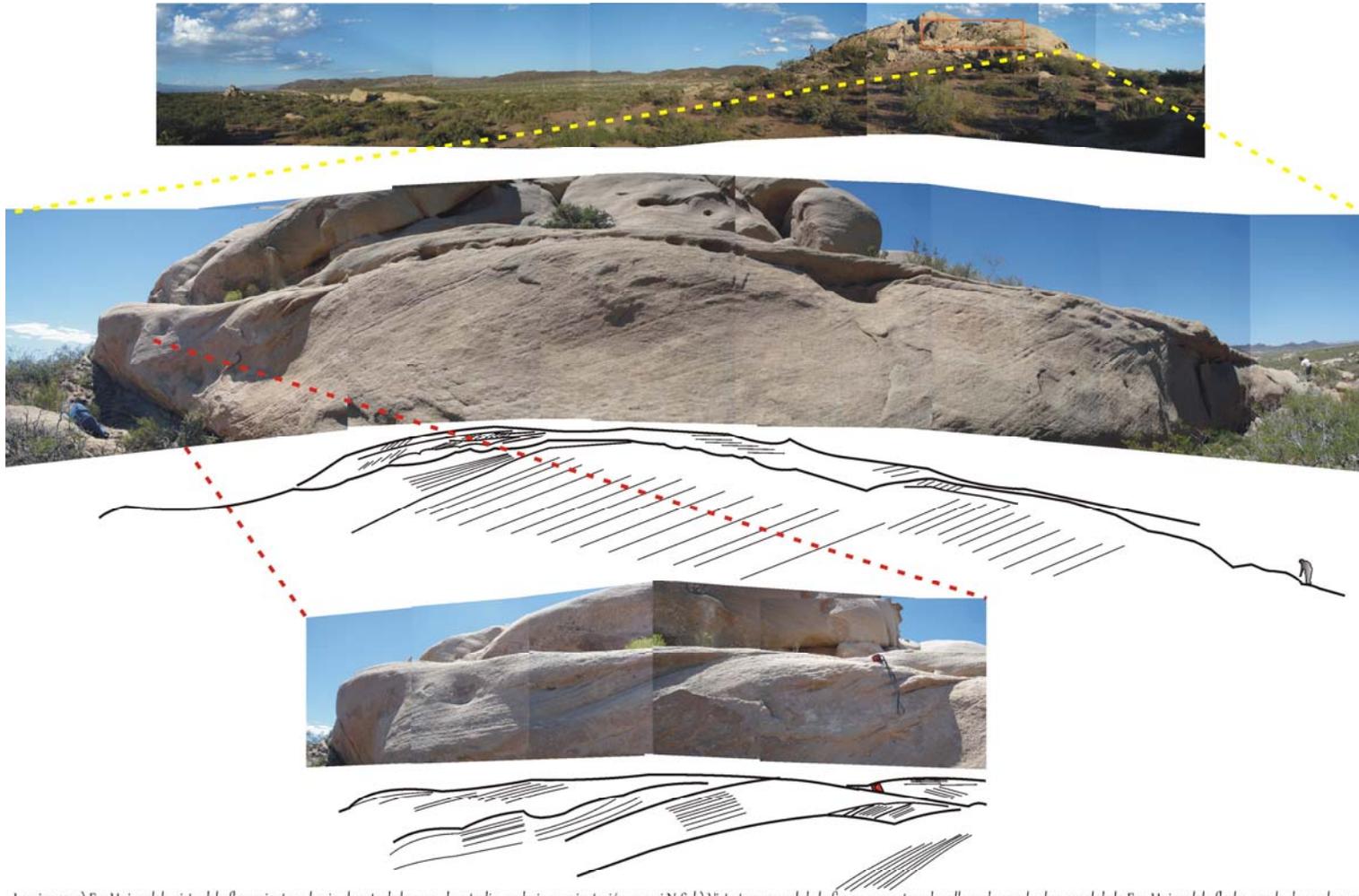
Lamina 9: a) Zoom del recuadro amarillo de la lámina 8a, de la Fm. Huicul, representa acreción lateral. b) Afloramientos hacia el oeste de los presentes en la lámina 8. Contacto de Fm. Candeleros-Huicul. La flecha roja indica los canales del tope de la Formación Candeleros. c) Detalle de la llanura de la Fm. Candeleros en el tope con canales(CH) y desbordes (CRII).



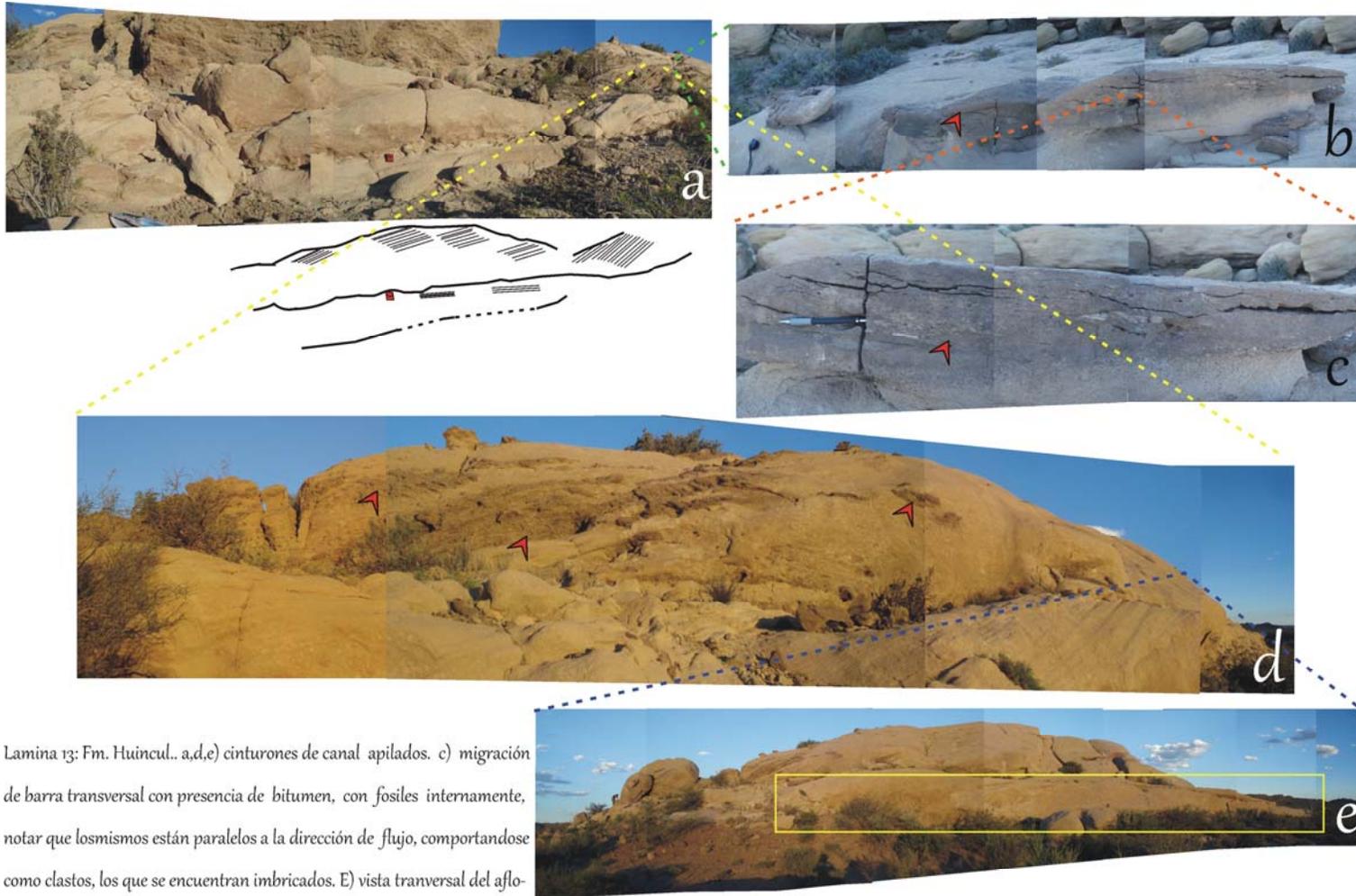
Lamina 10: a y c) OF con desbordes distales correspondientes a la Fm. Huíncul. B) Zoom del desborde, la flecha indica los clastos dispersos. d) Vista hacia el oeste de la zona de estudio, mostrando el fuerte apilamiento de los potentes cinturones de canal, la vista es oblicua al afloramiento. e) Fm Huíncul se observan desbordes distales y elemento de planicie de inundación (OF). e) Detalle de la base del afloramiento de la figura a, la base es bien erosiva con presencia de bioturbaciones.



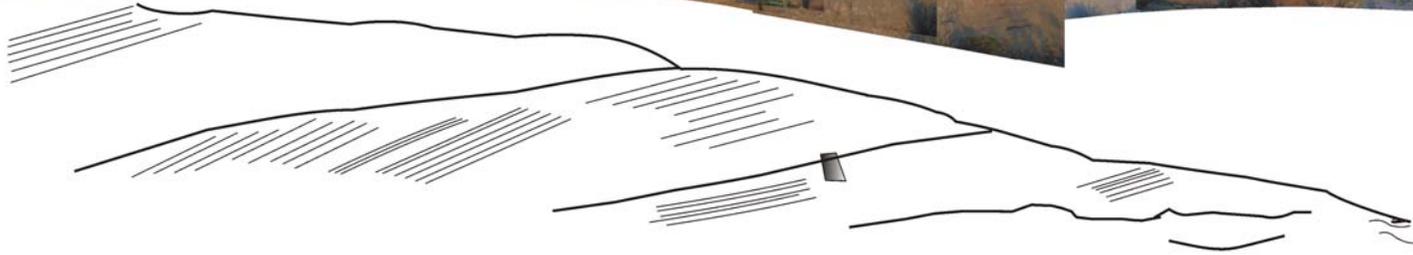
Lamina 11: Fm. Huíncul. A) La flecha celeste indica el depósito de barra de acreción lateral. b-c) detalle de la base erosiva del cinturón de canal, señalado con una flecha roja en la figura a. En el mismo se observa la presencia de un nivel volcánico y en algunos casos la presencia de intraclastos pelíticos. La flecha naranja indica intraclastos pelíticos, la verde señala un canal tobacco.



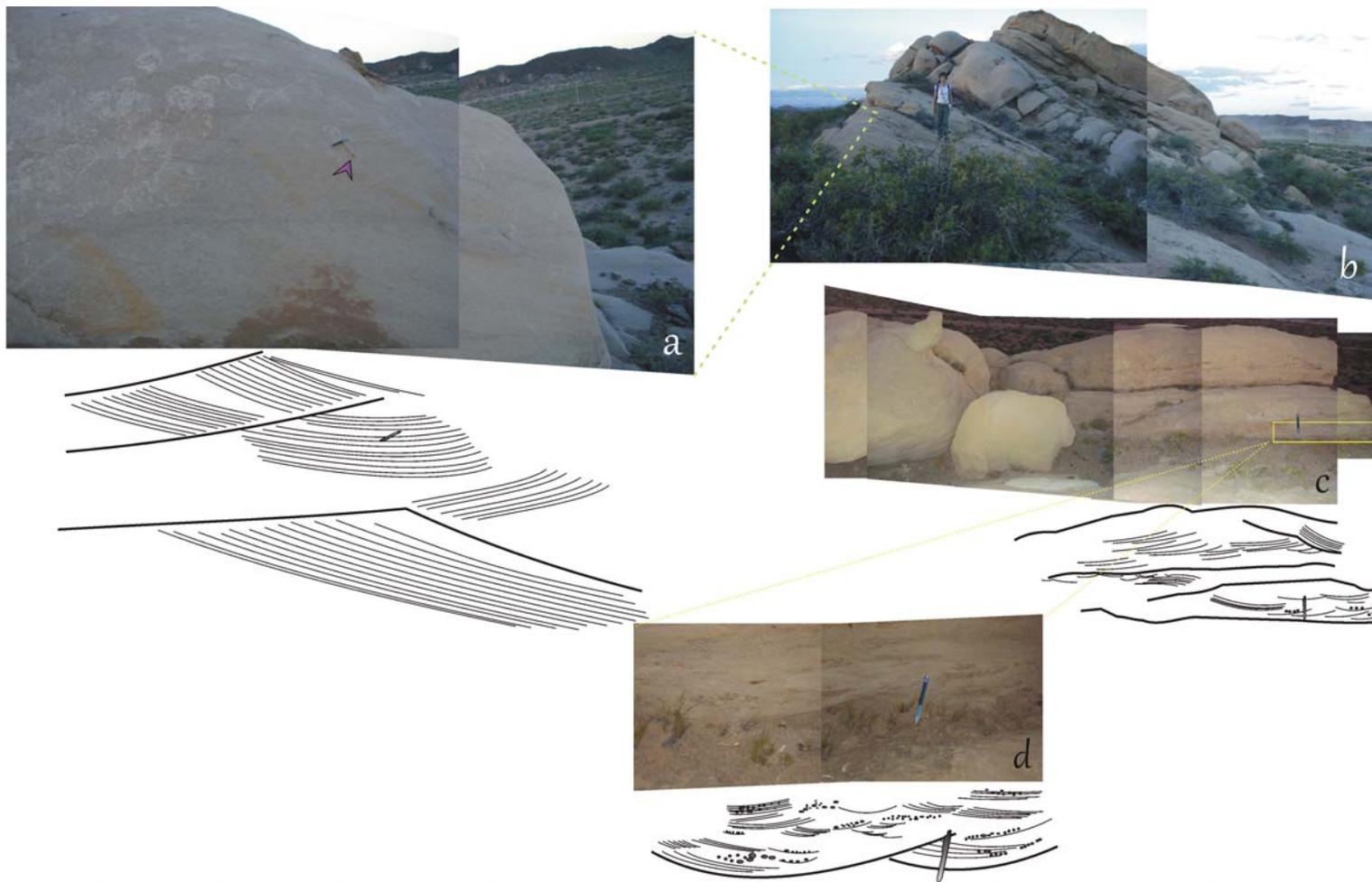
Lamina 12: a) Fm Huincul, la vista del afloramiento es hacia el oeste de la zona de estudio, es decir su orientación es casi N-S. b) Vista transversal de la figura a, mostrando relleno de canal sobre canal de la Fm. Huincul, la flecha señala de escala una persona. c) detalle de la figura b mostrando el cinturón de canal integrado por artesas de gran tamaño. Los cinturones están fuertemente apilados marcados por superficies bien erosivas



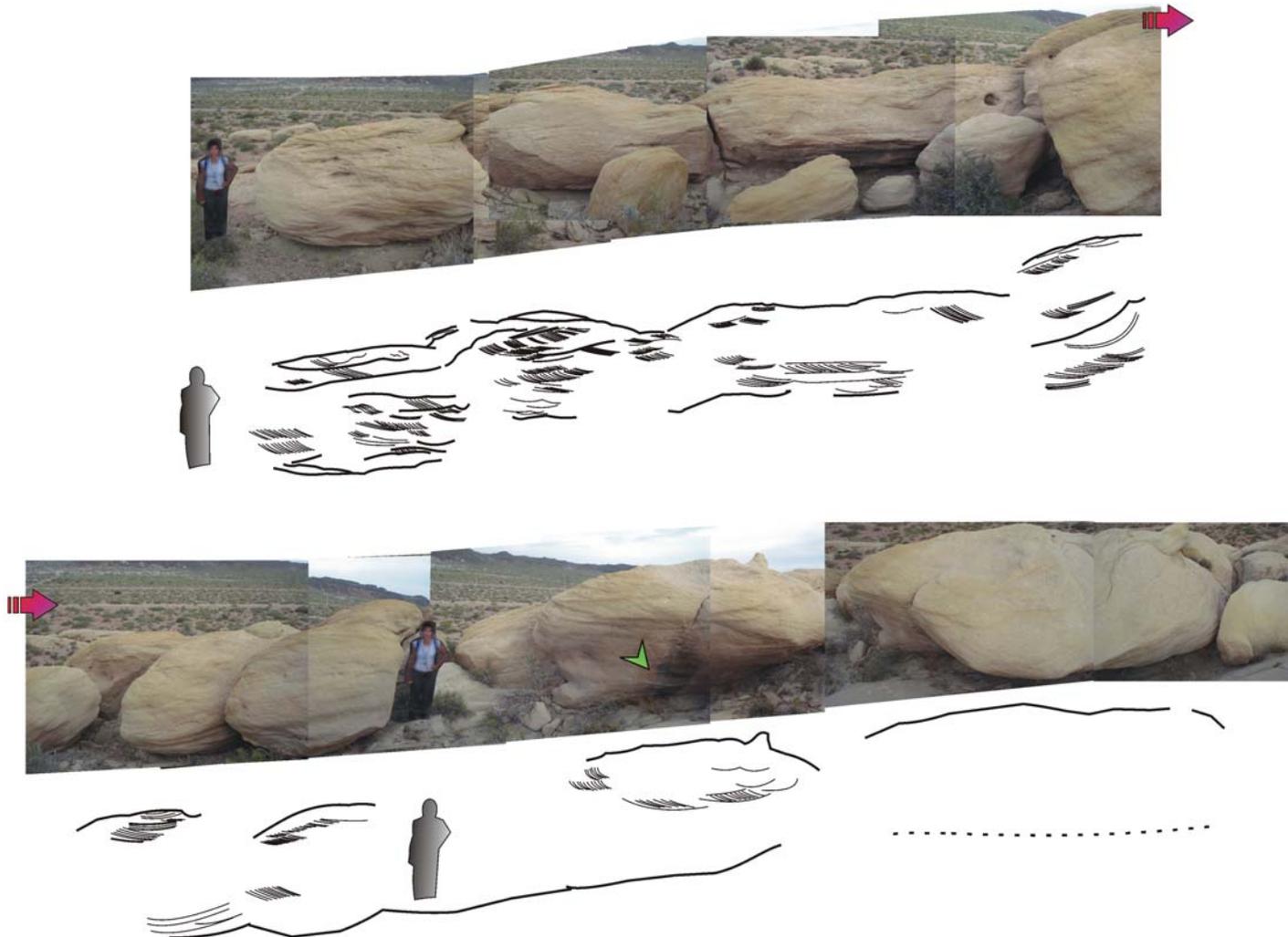
Lamina 13: Fm. Huincul. a,d,e) cinturones de canal apilados. c) migración de barra transversal con presencia de bitumen, con fósiles internamente, notar que los mismos están paralelos a la dirección de flujo, comportandose como clastos, los que se encuentran imbricados. E) vista transversal del afloramiento en la figura d. Las flechas rojas indican presencia de bitumen.



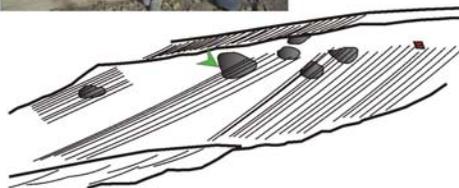
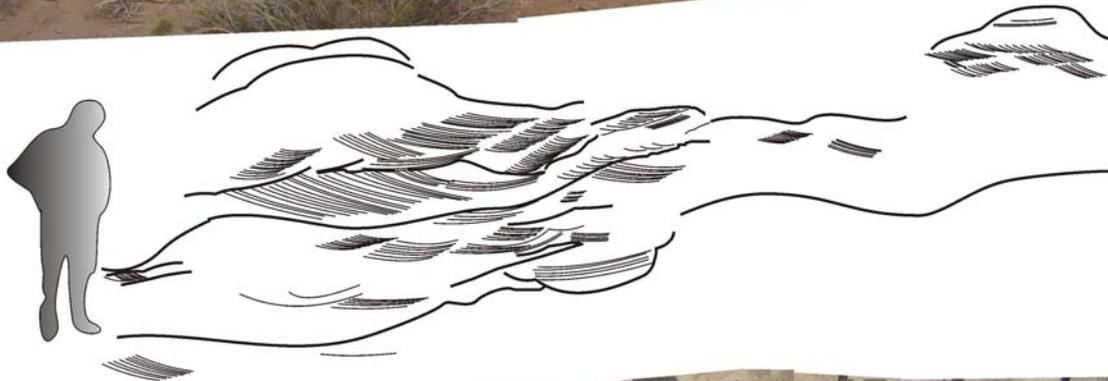
Lamina 14: Fm. Huincul. a) Detalle del recuadro amarillo de la figura 13, cinturón de canal compuesto por el sucesivo relleno de estratificación entrecruzada y artesas de gran tamaño. b) relleno canal sobre canal, en el se observa la migración de onduladas y artesas de gran tamaño, los límites entre relleno y relleno son netos y erosivos.



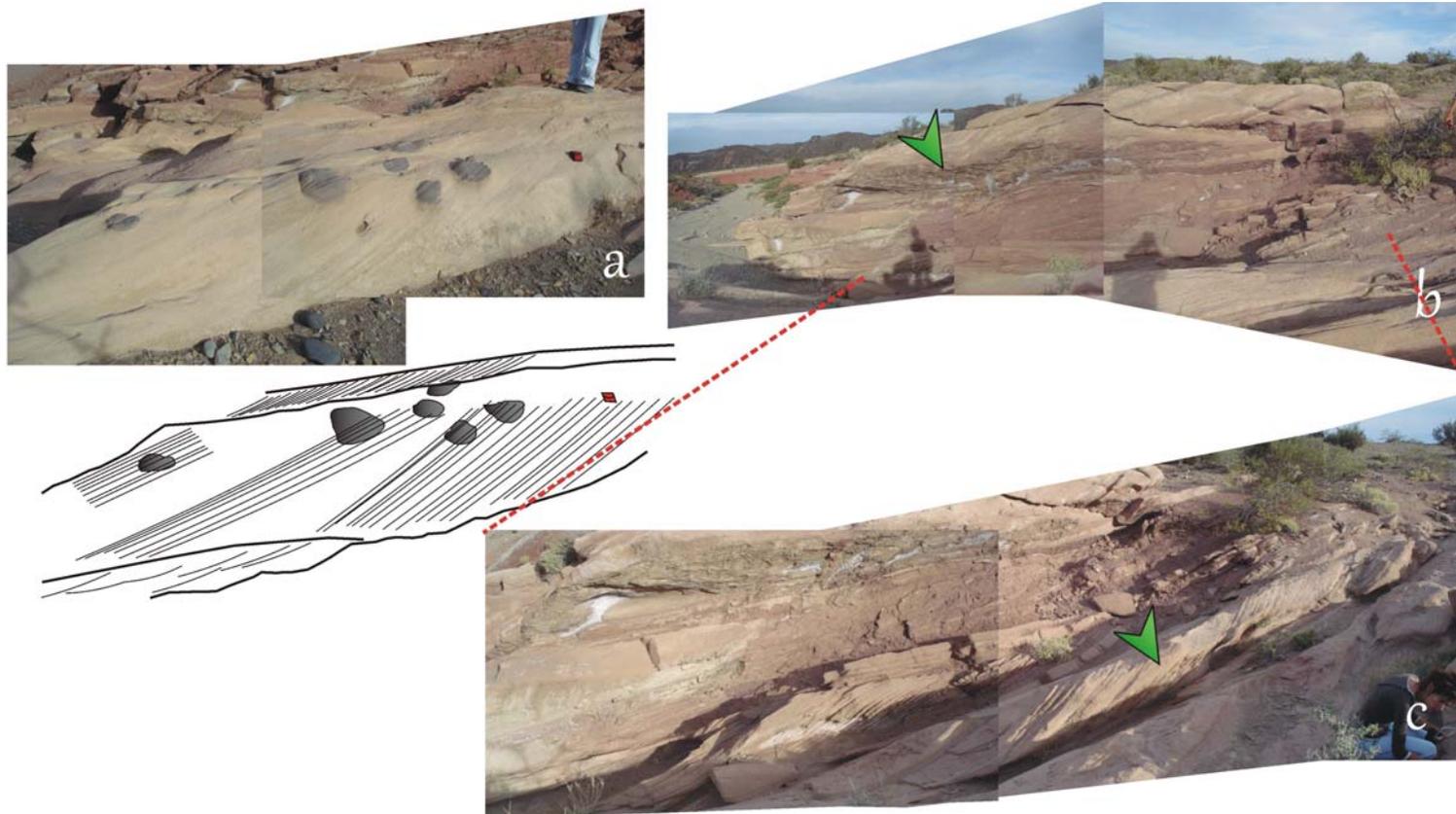
Lamina 15: Fm. Huíncul, sistema fluvial II. a) la Flecha indica la bioturbación, una raíz. B) vista transversal de la figura a, se observa el relleno de canal sobre canal, con ausencia de depósitos de planicie de inundación y límites bien erosivos. c) canales gravosos de la Fm. Huíncul. Con una potencia de 1,50 m, la base del mismo comienza con artesas conglomerádicas, las que pueden verse en el zoom de la figura d. El canal presenta gradación normal.



Lamina 16: Sistema Fluvial II, Fm. Huicul. El afloramiento tiene orientación N-S. a-b) canales gravosos de relleno multiepisdico, los mismos están integrados por sucesivos apilamientos de artesas de gradación normal. La flecha rosa indica que el afloramiento continua lateralmente, la flecha verde indica una concentración de hidrocarburos.



Lamina 17A: a) Sistema Fluvial II, Fm. Huincul. Apilamiento de canales gravosos integrados unicamente por artesas. b-c) lóbulos de desembocadura, Fm. Huincul, en el sistema lacustre, integrado por estratificación entrecruzada y artesas de gran tamaño. La flecha verde indica concreciones impregnadas de hidrocarburos, la roja estratificación planar, la negra el límite erosivo integrado por artesas.



Lamina 17B: Fm. Huíncul. a-c) lóbulos de desembocadura. a) Concreciones impregnadas de hidrocarburos en las artesas. b) lóbulos de desembocadura, señalados por las flechas verdes los mismos están integrados por areniscas medias, con estratificación en artesas entrecruzada planar, también se observan niveles de yeso e impregnación de hidrocarburos.

CAPITULO III

ANÁLISIS SECUENCIAL

*“El descubrimiento consiste en ver lo que todo el mundo ha visto
y pensar en lo que nadie ha pensado”
Albert Szent-Georgyi*

INTRODUCCIÓN

El desarrollo del campo de la estratigrafía secuencial ha revolucionado el estudio regional de las rocas sedimentarias durante la década pasada. El modelo de arquitectura-secuencia predice la distribución de las facies sedimentarias basándose en la respuesta del ambiente depositacional a la velocidad de cambio de acomodación relacionados a cambios en el nivel de base. Estos modelos proveen una fuerte base para la predicción y correlación estratigráfica de subsuelo, lo cual los ha vuelto ampliamente usados en la geología del petróleo. Los primeros estudios de secuencia evolucionaron desde el modelo de eustasia global, en la cual se hipotetizaba que las secuencias estratigráficas alrededor de mundo fueron controladas primariamente por los cambios globales del nivel del mar lo que permitió el desarrollo de una plantilla estratigráfica global para la correlación basada en sucesiones estratigráficas regionales (Vail *et al.*, 1977).

Sin embargo, el desarrollo de secuencias estratigráficas en este orden ha sido controversial (Kerr 1980), lo cual ha estimulado a un considerable grupo de investigadores a estudiar los procesos de subsidencia de una cuenca, las causas del cambio del nivel del mar y la respuesta de los sistemas depositacionales a varios procesos alogénicos: tectonismo, eustasia y cambio climático. Los modelos tempranos de arquitectura secuencial eran simplistas (Posamentier *et al.* 1988), en general su aplicación se restringía sólo a sucesiones marinas y ambientes transicionales como los deltas. Por ello en el caso de las secuencias continentales, la aplicación de los conceptos básicos y el modelo de secuencia en su concepción original resultó sumamente contradictorio e ineficaz, la respuesta de los ríos a los cambios del nivel del mar y a otros controles, tales como el cambio climático y el tectonismo, es mucho más complejo de lo que originalmente se había pensado. Su evolución, e inclusive, el progreso conceptual de los modelos de ambientes fluviales y eólicos, actualmente continúan bajo permanentes cambios (Miall 1991, Schumm 1993; Wescott 1993; Shanley y McCabe 1994).

Es así que el modelo de secuencia fue originalmente desarrollado para márgenes continentales pasivos y hoy en día, el avance y la aplicación de este modelo a otros tipos de ambientes tectónicos, especialmente en cuencas de "foreland" (antepaís), muestra que su arquitectura secuencial y su composición son completamente diferentes (Swift *et al.* 1987; Jordan y Flemings 1991; Posamentier y Allen 1993).

En sistemas continentales, la importancia del análisis de la arquitectura fluvial a gran escala implica la capacidad de reflejar los cambios en la tasa de subsidencia o fluctuaciones eustáticas del nivel del mar (Miall 2002), y en cuencas cerradas o distantes del mar, los factores de control alocíclicos predominantes sobre la sedimentación continental son el clima y la actividad tectónica regional (Martinsen *et al.* 1999; Shumm 1993; Wescott 1993; Blum 1994; Shanley y Mc Cabe 1994; Ethridge *et al.* 1998). En tales ambientes depositacionales, el estilo arquitectural estratigráfico puede variar de cuenca en cuenca dependiendo de la tectónica local de cada una de ellas, lo que no es fácil de definir, debido a las dificultades para determinar las superficies correlacionables regionalmente y los cambios de facies en los cortejos.

Si bien la extensión regional de las superficies puede ser generada a partir de levantamientos locales, tales superficies pueden ser crípticas (Miall 2002), las que son difíciles de identificar en muchos casos, y hasta pueden estar ausentes.

En análisis secuencial de sucesiones continentales en las cuencas distantes del mar, no puede emplearse la terminología tradicional de la estratigrafía secuencial ya que la correlación con variaciones eustáticas es dificultosa de establecer y los controles alocíclicos esenciales son únicamente la tectónica y el clima. El análisis estratigráfico secuencial, aún así se basa en el principio de los cambios en la arquitectura fluvial que definen cortejos (“*systems tracts*”) de baja y alta acomodación (Martinsen *et al.* 1999) y guardan relación directa con los cambios en el nivel de base estratigráfico (Sloss 1962, Shanley y McCabe 1994) que puede ser expresado en términos de la relación *Acomodación/Suministro* (A/S en Martinsen *et al.* 1999). Las variables fundamentales de acomodación y suministro, expresadas por la arquitectura a gran escala de los sistemas están controladas por el levantamiento tectónico, la subsidencia, el clima y, eventualmente, los cambios eustáticos del nivel de base (Brakenridge 1988; Decelles *et al.* 1991; Schumm 1993; Dreyer 1993; Søndersholm y Tirsgaard 1998; Martinsen *et al.* 1999; Marshall 2000; Lawton *et al.* 2003). Por lo tanto, el concepto de A/S permite una aproximación sistemática a la estratigrafía secuencial continental (Jervey 1988; Ramon y Cross 1997).

En este contexto los controles autocíclicos, quedan reflejados por cambios en los procesos sedimentarios ocurriendo como una parte integral del ambiente depositacional, como lo son la migración de meandros, fenómenos de avulsión y desbordes, inundaciones estacionales y agradación continua dentro de un campo de médanos. Las variaciones en los controles externos alocíclicos, son el resultado de cambios tectónicos, eustáticos, del nivel de base, climáticos y del suministro sedimentario (Miall 1985; Herries 1993; Miall 1996; Reading 1996). En los ambientes fluviales las modificaciones rápidas en el estilo fluvial y generación de superficies estratigráficas significativas sugieren cambios del nivel de base estratigráfico (Martinsen *et al.* 1999; Wadsworth *et al.* 2002; Lawton *et al.* 2003).

ANÁLISIS SECUENCIAL DE LAS FORMACIONES CANDELEROS, HUINCUL Y LISANDRO

Al pie de la faja plegada y corrida del sur de Mendoza, al norte del Yacimiento El Portón, próximo al río Colorado, puede ser identificada la discordancia entre la base del Grupo Neuquén y el Grupo Rayoso, afectada por retrocorrimientos (Fig. 23).

Fig.23: Retrocorrimiento de la Fm. Rayoso Fm. Rayoso.- Candeleros. La Fm Rayoso está indicada con una



flecha naranja y la Fm. Candeleros con una roja.

La definición de las secuencias a partir de los datos sedimentológicos, de paleocorrientes (Fig. 8) y la correlación regional de las superficies limitantes permiten establecer la evolución estratigráfica de la sucesión analizada en función del balance entre Acomodación (A) y suministro de sedimentos (S).

La Secuencia I (S-I) (Fig. 8) es representada por la Formación Candeleros, representada por una sucesión de depósitos de mega-abanicos terminales (SAT) (Fig. 1B) que representan el inicio del relleno de la cuenca de antepaís durante el Albiano (Ramos, 1999; Cobbold y Rossello, 2003; Sánchez *et al.*, 2004; Manacorda *et al.*, 2004; Howell *et al.*, 2005; Zapata y Folguera, 2005; Ramos y Folguera, 2005; Veiga *et al.*, 2005; Ramos *et al.*, 2008). Este sistema está representado en la base por depósitos de cuenca de inundación (AT-CI). Este tramo de la sucesión se depositó en condiciones de alto espacio de acomodación y representa el Cortejo de Alta Acomodación (AA) de la Secuencia I (S-I) (Fig. 1B).

Aparecen los lóbulos de AT-PDD con el sistema eólico (S-E) desarrollados en los interfluvios.

Contemporáneamente con la aparición de depósitos de Planicie distributaria distal (AT-PDD) se incrementa la incorporación de abundante material volcániclastico en la planicie de inundación y en los canales fluviales lo que sugiere una profusa actividad del arco volcánico. El ambiente registra una lenta progradación desde un ambiente con abundante desarrollo de lóbulos distales intercalados con canales someros multiepisódicos

que progresivamente incrementan su proporción relativa hacia el tope de la sucesión. El registro de interfluvios preserva abundantes eventos de desbordes, que permite suponer una fuerte agradación en la planicie.

El incremento en el suministro y la fuerte agradación permite identificar una disminución en la Acomodación (Fig. 8).

A medida que ascendemos en la columna sedimentaria los canales vuelven fuertemente agradantes, con una baja relación canal/planicie de inundación y fundamentalmente un apilamiento de las fajas de canal rectilíneas y escasos sistemas de baja sinuosidad. El apilamiento y fuerte canalización de los cinturones de canal en la Planicie entrelazada proximal (PEP), limitados por superficies marcadamente erosivas, sugieren la agradación del sistema, con una subsidencia estable dentro del sistema en el cual la alta tasa de suministro controla la disminución en la relación A/S (Fig.8), donde aumenta la proporción de las litofacies conglomerádicas en el relleno de los canales.

Una profunda superficie de erosión y la aparición de un sistema fluvial de baja sinuosidad (S-FII), con un incremento brusco de los componentes conglomerádicos en los rellenos de canal señala el inicio de la Secuencia II (S-II), representada por la Formación Huincul. En la base de la misma los cinturones de canal (S-FII) están preservados y escasos depósitos de planicie con desarrollo de abundantes depósitos de desborde. Esta geometría arquitectural permite inferir una disminución en la acomodación, posiblemente asociada con una caída gradual del nivel de base bajo condiciones de alto suministro (McCarthy *et al.*, 1997; Bristow *et al.* 1999). Hacia el tope de la Formación Huincul se identifican sistemas fluviales de alta sinuosidad, asociados con los máximos espesores de los cinturones de canal correspondientes al SF-II; luego tenemos (Fig. 8) los siguen los cinturones de baja sinuosidad (S-FI) con un incremento progresivo de planicie de inundación que sugiere un incremento progresivo de la Acomodación.

El fuerte apilamiento de canales con llanuras de inundación con abundantes depósitos de desborde sugiere que la misma corresponde a un periodo de fuerte agradación y constituye el cortejo de Baja Acomodación de la Secuencia II.

Un cambio brusco en el ambiente depositacional se identifica próximo al contacto de las Formaciones Huincul-Lisandro, caracterizado por el desarrollo de lóbulos de desembocadura en el tope de la Formación Huincul seguidos por la instalación de un sistema lacustre correspondiente a la Formación Lisandro. El lago fue alimentado por sistemas fluviales con amplias variaciones en la descarga durante los primeros estadios. Esto puede deducirse a partir de la alternancia de sucesiones de borde en depósitos lacustres (LC) y lóbulos (BD). Posiblemente eventos excepcionales de alta descarga y baja frecuencia generaron fluctuaciones importantes en la línea de costa. Importantes niveles de yeso y desarrollo de niveles de paleosuelos señalan periodos de exposición de relativa extensión temporal controladas por las condiciones climáticas. El volcanismo debió ejercer influencia en los niveles de descarga de los sistemas fluviales que alimentaban el

lago puesto que la participación de componentes volcanoclásticos se incrementa en los depósitos de línea de costa que se intercalan con los primeros depósitos de agua profunda (DL).

El desarrollo del sistema lacustre sugiere un incremento en el espacio de acomodación, definiendo el Cortejo de Alta Acomodación (AA) con el que culmina la Secuencia II, que se interpreta como el resultado de un abrupto incremento en la subsidencia (Blair y Bilodeau, 1988). Durante los estadios tempranos de un proceso de subsidencia activa la producción de suministro es baja como consecuencia de la reactivación tectónica que desmembra los sistemas de cabeceras, que a su vez alimentan a los sistemas fluviales o cambios en el gradiente que fuerzan la restitución del gradiente geomórfico (Crews y Ethridge, 1993). El resultado final es la expansión de facies distales o retracción de los sistemas hacia las cabeceras (Martinsen *et al.* 1999; Anderson y Cross 2001).

Se interpreta entonces que el desarrollo de una amplia superficie ocupada por un cuerpo de agua estable corresponde a un periodo de máxima subsidencia dentro de la secuencia estudiada, la que no pudo ser compensada por el suministro.

Los mapas de isópacas del Grupo Neuquén muestran que el área de trabajo, en el sector del pie del FCP y en la faja de deformación propiamente dicha, sugieren una ubicación próxima al sector de máxima subsidencia de la cuenca, paralelo al eje de la misma, coincidente con la dirección del vector convergencia (Cobbold y Rossello 2003; Mosquera y Ramos 2006).

Por lo tanto, la evolución del Subgrupo Río Limay en el área de estudio estuvo sujeta a un fuerte control estructural, característico de cuencas desarrolladas bajo un régimen flexural (Ramos *et al.* 2002; Catuneanu 2004).

CAPITULO IV

CONCLUSIONES Y

CONSIDERACIONES FINALES

"Somos como un juez frente a un acusado que se niega a responder, y debemos determinar la verdad solamente a partir de pruebas circunstanciales. ¿Qué pensaríamos [...] si basara su sentencia tan sólo en una parte de los datos disponibles?"

Alfred Wegener (1880-1930)

CONCLUSIONES

Este estudio estratigráfico y sedimentológico de detalle del Subgrupo Río Limay permitió reconocer distintos ambientes sedimentarios, su distribución y relaciones laterales, como así también la identificación de superficies estratigráficamente significativas. De ésta manera se identificaron la existencia de 5 paleoambientes sedimentarios que componen al Subgrupo Río Limay:

- Sistema Fluvial I (S-FI).
- Sistema Fluvial II (S-FII).
- Abanico terminal (S-AT).
- Sistema Eólico (S-E).
- Sistema Lacustre (S-L)

Con el análisis secuencial, se identificaron parte de una secuencia (SI) y la totalidad de la secuencia II (SII), de esta manera el tramo medio y superior de la Formación Candeleros corresponde a un cortejo de AA constituyendo el tope de la secuencia I (SI)(Fig. 8), mientras que la Formación Huincul el tramo inferior corresponde a un cortejo de BA, mientras que el tope de la formación representado por lóbulos de desembocadura junto con la Formación Lisandro constituyen el cortejo de AA, culminando así la Secuencia II (SII).

Finalmente se concluye que por la presencia de impregnación de hidrocarburos y bitumen el tramo medio y superior de la Formación Candeleros, la Formación Huincul y el tramo inferior de la Formación Candeleros constituyen estratos carrera. Mientras por los datos de superficie y subsuelo del tramo medio y tope de la Formación Lisandro constituye un excelente sello a nivel regional.