Universidad Nacional de La Plata

Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Tesis Doctoral

Los Sistemas Sedimentarios de la Formación Bajada Colorada (Cretácico Temprano) en el sur de la Cuenca Neuquina, Argentina

Ing. Fernando Moyano Bohórquez

Director: Dr. Luis A. Spalletti

2004

La Plata, Argentina

Dedicatoria

A Dios.

A mi Querido Padre Vicente Moyano, porque aunque lo haya perdido desde muy temprana edad, siempre he sentido su apoyo y cariño en mi corazón.

A mi Abuela Rosa Jaime, quién mientras estuvo físicamente con nosotros, luchó junto a mi madre (ambas viudas) para poder darme educación.

A mi Suegra Elena Peralta, ya que durante el tiempo que estuvo físicamente con nosotros, ofreció su cariño y confianza.

A mi madre, esposa, hermanos y familiares.

A mis profesores.

A mis amigos.

Resumen

Este trabajo se fundamenta en la interpretación y caracterización de los ambientes de acumulación de la Formación Bajada Colorada (Cretácico Temprano), a través de estudios detallados y modernos de las sedimentitas. De manera adicional se definieron las secuencias deposicionales de la unidad con la finalidad de conocer de forma minuciosa la sucesión sedimentaria, así como de proponer nuevas ideas acerca de la relación entre esta formación y otras unidades coetáneas del Grupo Mendoza.

La Formación Bajada Colorada se desarrolla en el sector austral de la Cuenca Neuquina, y fue originalmente estudiada por Roll (1939). La distribución geográfica actual de esta formación dentro de la cuenca quedó establecida por los depósitos que afloran en la zona del valle del Río Limay (únicamente la Facies Austral de Roll, 1939) y los depósitos continentales que aparecen al sur del Arroyo Picún Leufú por encima de la formación homónima, los que hasta finales de la década de los '80 eran conocidos como Formación Mulichinco o Formación "Mulichinco" (entre comillas).

Para el desarrollo de este trabajo se relevaron seis perfiles sedimentológicos de detalle (escala 1:100), la mayoría de ellos ubicados en la región al sur del Arroyo Picún Leufú. Durante las tareas de campo se puso especial énfasis en la determinación de las principales unidades de sedimentación, tipos litológicos, estructuras primarias y otros atributos geológicos, así como el carácter de los contactos entre estratos sucesivos. A la par se efectuó el análisis bidimensional de los cuerpos de roca (arquitectura aluvial), facilitado por la elaboración de fotomontajes. Además en el campo se procedió al muestreo de los distintos tipos litológicos de una manera sistemática, los que permitieron luego avanzar en los respectivos análisis composicionales.

Por medio del estudio sobre todo de las litologías y estructuras sedimentarias se pudieron establecer 26 litofacies en la Formación Bajada Colorada, las que fueron codificadas de acuerdo a los citados atributos. Además, estas litofacies pudieron ser agrupadas conforme a su granulometría en siete principales grupos: calcáreas, conglomerádicas, de conglomerados arenosos, de areniscas conglomerádicas, de areniscas, heterolíticas y fangolíticas.

Una vez definidas las litofacies, se procedió a estudiar las asociaciones de facies de un modo completo a partir no sólo de las vinculaciones espaciales entre las sedimentitas, sino también desde el punto de vista de la geometría de los litosomas. De esta forma se pudieron establecer varios elementos arquitecturales, correspondientes tanto a ambientes de transición entre el continente y el mar, así como fluviales. Entre los primeros se destacan los siguientes: canales distributarios costeros (elemento arquitectural CD), barras de desembocadura con dominio mareal (elemento arquitectural BD), riachuelos de alta sinuosidad (elemento arquitectural RAS), bancos calcáreos marinos someros (elemento arquitectural BC) y planicies mareales - bahías interdistributarias (elemento arquitectural PM). Para los ambientes fluviales se determinaron: barras tridimensionales gravo arenosas (elemento arquitectural GBT), barras longitudinales gravo arenosas (elemento arquitectural GBL), dunas y óndulas arenosas (elemento arquitectural SD), barras arenosas (elemento arquitectural SB), depósitos con dominio de acreción vertical (elemento arquitectural VA), depósitos de acreción lateral (elemento arquitectural LA), depósitos de canales pequeños (elemento arquitectural CHL), mantos de arena laminada (elemento arquitectural LS), depósitos de albardón (elemento arquitectural LV), depósitos de lóbulos de desbordamiento (elemento arquitectural LD) y depósitos finos de planicie de inundación (elemento arquitectural FF).

Sobre la base del análisis de la distribución y frecuencia de las litofacies, junto con el de los elementos arquitecturales, se determinaron cinco sistemas sedimentarios (modelos de facies) para la Formación Bajada Colorada.

1) Hacia la parte basal de la formación los depósitos se caracterizan por la presencia de un sistema fluvial meandroso arenoso, en el que se destacan dos miembros, el primero compuesto por materiales acumulados por procesos tractivos que generaron dunas y óndulas arenosas (elemento arquitectural SD) y depósitos de acreción lateral (elemento arquitectural LA); mientras que el segundo está dominado por los depósitos de planicies de inundación y consiste de albardones (elemento arquitectural LV), canales pequeños (elemento arquitectural CHL), lóbulos de desbordamiento (elemento arquitectural LD), y los más finos del sistema originados por procesos de decantación a partir de suspensiones ácueas y que se reúnen en el elemento arquitectural FF.

2) Entre las sedimentitas continentales arenosas de la parte inferior de la formación se depositó un sistema estuarino micromareal, que consiste de tres principales zonas: interna, central y externa. En la interna se estableció un subambiente de canales distributarios (elemento arquitectural CD) y bahías interdistributarias (elemento arquitectural PM), donde también se destacan depósitos de riachuelos meandrosos de poca profundidad (elemento arquitectural RAS). La zona central consiste de depósitos silicoclásticos y calcáreos. Los silicoclásticos corresponden a las barras de desembocadura con dominio mareal (elemento arquitectural BD) y depósitos finos de llanuras de marea (elemento arquitectural PM), mientras que los calcáreos se refieren a los bancos marinos someros (elemento arquitectural BC). Por la presencia y características de las dos zonas descritas, se infiere la existencia de una tercera (externa) en donde se encontrarían depósitos de barreras / espigas subaéreas o de barras sumergidas.

3) Continúa la acumulación de un sistema fluvial de baja sinuosidad arenoso, que se caracteriza por el predominio de una gran cantidad de depósitos tractivos alternados con niveles de depósitos finos. Entre los depósitos tractivos se destacan a las barras arenosas (elemento arquitectural SB) o los depósitos con dominio de acreción vertical (elemento arquitectural VA); y entre los más finos, los depósitos de

albardón (elemento arquitectural LV), dunas y óndulas arenosas (elemento arquitectural SD) y depósitos finos de planicie de inundación (elemento arquitectural FF).

4) Un poco más arriba de la sucesión sedimentaria se depositó un sistema fluvial efímero arenoso, resaltándose dos miembros distintos (arenoso y pelítico), donde el primero se refiere a litosomas que se generaron por corrientes efímeras no canalizadas formando los mantos de arena laminada (elemento arquitectural LS) y por corrientes efímeras pobremente canalizadas que se que vinculan con canales pequeños (elemento arquitectural CHL), así como dunas y óndulas arenosas (elemento arquitectural SD); mientras que el segundo (elemento arquitectural FF) se depositó en zonas laterales o distales con respecto a aquellas donde se acumularon las arenas, que podrían llegar a ser lacustres también efímeras, y frecuentemente contienen grietas de desecación (rasgos de sequías temporales) y en forma subordinada dunas eólicas.

5) En la parte superior de la formación se depositó un sistema fluvial meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso, en el que también se diferenciaron dos miembros, el primero (de textura gruesa) se vincula con las barras tridimensionales y longitudinales gravo arenosas (elementos arquitecturales GBT y GBL) y las dunas (y óndulas) arenosas y/o barras arenosas (elemento arquitectural SD/SB); por otra parte, el segundo miembro (de grano fino) se compone de depósitos finos de planicie de inundación (elemento arquitectural FF) y en menor medida de depósitos de albardón (elemento arquitectural LV). Debido a que los elementos arquitecturales del primer miembro se depositaron en canales frecuentemente multi-episódicos y multi-laterales, se pudieron generar fajas y mantos, los que en el caso de la Formación Bajada Colorada tienen una relación promedio ancho / profundidad de 24 y 200, respectivamente.

Por medio del estudio petrográfico de las areniscas y de la fracción psamítica en conglomerados arenosos se pudieron establecer varias características de las sedimentitas de la Formación Bajada Colorada. Como primera mención se indica que el cuarzo monocristalino y los litoclastos volcánicos corresponden respectivamente al mineral y fragmentos de rocas más importantes. La calcita comprende al principal tipo de material ligante, seguida por la hematita; y con menor importancia relativa, el crecimiento secundario del cuarzo. Se determinaron cuatro principales tipos de petrofacies: litoarenita, litoarenita cuarzosa, litoarenita cuarzo arcósica y litoarenita arcósica; debido a que en la mayor parte de las muestras petrográficas la participación de fragmentos líticos es más importante que el cuarzo (porcentaje relativo de cuarzo inferior al 35%) y la relación de fragmentos líticos / feldespatos es mayor a 1, las petrofacies más destacadas corresponden a las de litoarenita y litoarenita arcósica. Finalmente, la gran cantidad de fragmentos líticos volcánicos sumada a otros factores (ejemplo cuarzo con engolfamientos), y las principales direcciones de paleocorrientes (noreste y sureste), permitieron interpretar que el ámbito de arco magmático ubicado en el margen occidental de la cuenca representaría el principal proveedor de sedimentos para la Formación Bajada Colorada, seguido por la proveniencia desde un orógeno reciclado.

Mediante el estudio de las pelitas por difracción de rayos X se reconoció la presencia de esmectita, clorita, illita y caolinita, así como de dos tipos de interestratificados: illita / esmectita (con 90% de illita) y clorita / esmectita (con 60% de clorita). La esmectita es el argilomineral de mayor importancia relativa, seguido por la clorita e illita y en mucho menor tenor la caolinita. También se encontraron varios minerales de tamaño menor a 2 μ, pero que no contienen las estructuras cristalinas de los minerales arcillosos, siendo los más destacados el cuarzo, feldespatos, yeso, anhidrita, óxidos de hierro, carbonatos y ceolitas. Se designaron cinco argilofacies de acuerdo a la proporción relativa de los argilominerales o al dominio relativo de alguno de los interestratificados: dos de tipo esmectíticas, una clorítica y dos illíticas.

El análisis secuencial de la Formación Bajada Colorada fue realizado de acuerdo a los siguientes puntos básicos: reconocimiento de las superficies claves indicadoras de cambios en los sistemas deposicionales y por ende en los ambientes de acumulación, determinación de la relación vertical entre depósitos finos y gruesos, discriminación entre los elementos arquitecturales más típicos de los distintos estilos fluviales, variaciones en la arquitectura deposicional (apilamiento de litosomas), y análisis de la relación entre la arquitectura deposicional y los cambios en la tasa de creación de espacio de acomodación. Por medio de este análisis se pudieron determinar seis secuencias deposicionales, las que fueron enumeradas desde la uno hasta la seis (SEQ1 a SEQ6), logrando todas ellas ser subdivididas en tres cortejos principales, que corresponden a los de nivel bajo, transgresivo y de nivel alto.

En la primera secuencia deposicional (SEQ1) se presentan los depósitos de tres sistemas sedimentarios: fluvial meandroso arenoso, estuarino micromareal y fluvial de baja sinuosidad arenoso. Su espesor promedio es de 100 m, y los cambios de un sistema sedimentario al otro constituyen la clave para discriminar los distintos cortejos. Se estima que el control extrínseco de mayor preponderancia sobre la primera secuencia correspondió a las variaciones relativas del nivel del mar, lo que está indicado por la ingresión marina (sistema estuarino) acontecida durante el cortejo transgresivo. Sin embargo, de manera subordinada se pudo presentar otro control extrínseco correspondiente a las variaciones locales de subsidencia, denotado por la diferencia de espesores en los depósitos del cortejo de nivel alto.

La segunda secuencia deposicional (SEQ2) comprende los depósitos del sistema fluvial efímero arenoso y es la de mayor espesor en la Formación Bajada Colorada (promedio de 158 m). En ella los distintos cortejos se diferenciaron entre sí por la arquitectura deposicional. La destacable potencia relativa de la segunda secuencia y el continuo registro de alternancias entre depósitos finos y gruesos durante toda su evolución, indicarían una elevada tasa de creación de espacio de acomodación en todo momento, aunque de manera más acentuada durante el cortejo transgresivo. En

la SEQ2 la creación de espacio de acomodación estuvo influenciada de manera destacable, no sólo por los cambios relativos del nivel de base, sino además por otros procesos continentales, resaltándose las variaciones en la descarga y en la provisión de sedimentos (vinculados con el clima), así como las variaciones locales de subsidencia reflejadas en la diversificación de los espesores.

En la tercera, cuarta, quinta y sexta secuencias deposicionales (SEQ3 a SEQ6) se presentan los depósitos del sistema fluvial meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso. En ellas los distintos tramos secuenciales fueron determinados sobre la base de la arquitectura deposicional. Debido a que estas secuencias no manifiestan incursiones marinas y que el sistema fluvial dominante es gravo arenoso (con depósitos que decrecen de sur a norte), se estima que la tectónica constituyó un factor de control de primer orden.

Fue difícil determinar con precisión la jerarquía de las secuencias deposicionales en la Formación Bajada Colorada, teniendo en consideración que no se dispone de datos cronoestratigráficos. Sin embargo, se efectuó un análisis integral sobre la base de algunos atributos de la unidad y su comparación con los de otras coetáneas, desarrolladas hacia el norte en la propia Cuenca Neuquina. De acuerdo a este análisis se pudo justificar que las dos primeras secuencias de la formación (SEQ1 y SEQ2) son de tercer orden. Por otra parte, la tercera, cuarta, quinta y sexta secuencias (SEQ3 a SEQ6) son de cuarto orden y se ubicarían por encima de la discontinuidad intravalanginiana, puesto que existen varias razones suficientemente importantes para justificar este hecho: a) la aparición de las gravas en la cuenca aluvial con la instalación de la tercera secuencia, en las que la tectónica juega un importante papel; b) la diferencia en los patrones de sedimentación e influencia de factores de control en las secuencias; c) las jerarquías de las secuencias; d) la falta de evidencias para vincular estas secuencias con aquellas que se establecieron por debajo de la discontinuidad intravalanginiana y fuera del área de estudio (hacia el norte) en la estratigrafía secuencial de la Cuenca Neuquina.

Como resultado de estas interpretaciones, se deduce que la Formación Bajada Colorada comenzaría a depositarse en el Berriasiano superior y que las dos primeras secuencias (SEQ1 y SEQ2) se acumularon de forma previa a la discontinuidad intravalanginiana, mientras que las secuencias SEQ3 a SEQ6 lo habrían hecho sobre dicha discontinuidad, con excepción de la zona influenciada por la Dorsal de Huincul, que habría actuado como un área positiva y separado los depósitos de la Formación Mulichinco de los de la parte superior de la Formación Bajada Colorada.

Índice de contenidos

Dedicatoria.....I

Resumen.....II

Índice de contenidos.....X

Índice de ilustraciones.....XVIII

Capítulo 1: Introducción

1.1. Bases y objetivos de la presente investigación.....1
1.2. Metodología general.....2

Capítulo 2: Marco geológico

2.1. La Cuenca Neuquina. Características y evolución tectono – estratigráfica.....6
2.2. El intervalo Jurásico superior – Cretácico inferior de la Cuenca Neuquina.....10
2.3. La Formación Bajada Colorada.....12
2.3.1. Definición y distribución geográfica inicial.....13
2.3.2. Edad, correlaciones y distribución geográfica actual.....13
2.3.3. Litología y espesores.....16
2.3.4. Relaciones estratigráficas.....17

Capítulo 3: Descripción general de la zona de estudio

3.1. Localización y accesibilidad.....23
3.2. Condiciones climáticas, de relieve e hidrográficas.....24
3.3. Recursos humanos y naturales.....25

3.4. Características generales de la Formación Bajada Colorada en los sitios de investigación.....26

Capítulo 4: Análisis de facies

4.1. Definición de facies.....34
4.2. Clasificaciones generales de las litofacies carbonatadas y silicoclásticas.....34
4.3. Litofacies calcáreas.....35
4.3.1. Litofacies CM: Caliza micrítica.....35
4.3.2. Litofacies SC: Packstone y grainstone bioclástico arenoso.....36
4.3.3. Litofacies CC: Grainstone y packstone oolítico arenoso.....36
4.3.4. Litofacies CR: Rudstone de ostras.....37
4.4. Litofacies conglomerádicas.....38
4.4.1. Litofacies Gt(a): Conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala.....38
4.4.2. Litofacies Gt(b): Conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala.....38
4.4.3. Litofacies Gm: Conglomerados masivos.....39
4.4.4. Litofacies Gh: Conglomerados con estratificación horizontal.....39
4.4.5. Litofacies Gl: Conglomerados con estratificación entrecruzada de bajo ángulo.....39
4.5. Litofacies de conglomerados arenosos.....40
4.5.1. Litofacies GSt(a) y GSt(b): Conglomerados arenosos con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña y gran escala respectivamente.....40
4.6. Litofacies de areniscas conglomerádicas.....40
4.6.1. Litofacies SGt(a): Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala.....40
4.6.2. Litofacies SGt(b): Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala.....41

4.7. Litofacies de areniscas.....41
4.7.1. Litofacies St(a): Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala.....41
4.7.2. Litofacies St(b): Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala.....42
4.7.3. Litofacies Sp: Areniscas con estratificación entrecruzada planar.....42
4.7.4. Litofacies Spe: Areniscas con estratificación entrecruzada de origen eólico.....42
4.7.5. Litofacies Sl: Areniscas con estratificación entrecruzada levemente inclinada.....43
4.7.6. Litofacies Sh: Areniscas con estratificación horizontal.....43
4.7.7. Litofacies Se: Areniscas con estratificación sigmoidal (épsilon).....43
4.7.8. Litofacies Sr: Areniscas con laminación ondulítica.....44
4.7.9. Litofacies Sm: Areniscas masivas.....44
4.7.10. Litofacies Sc: Areniscas con deformación sinsedimentaria.....45
4.8. Litofacies Heterolíticas.....46
4.9. Litofacies fangolíticas.....46
4.9.1. Litofacies Fl: Fangolitas arenosas con estratificación plana.....46
4.9.2. Litofacies Fm: Fangolitas masivas.....47

Capítulo 5: Elementos arquitecturales

5.1. Generalidades sobre los elementos arquitecturales.....65
5.2. Principales elementos arquitecturales de la Formación Bajada Colorada.....66
5.2.1. Elementos arquitecturales de los ambientes de transición marino - continental.....67
5.2.1.1. Canales distributarios costeros (elemento arquitectural CD).....67
5.2.1.2. Barras de desembocadura con dominio mareal (elemento arquitectural BD).....68
5.2.1.3. Riachuelos de alta sinuosidad (elemento arquitectural RAS).....69
5.2.1.4. Bancos calcáreos marinos someros (elemento arquitectural BC).....69

5.2.1.5. Planicies mareales – Bahías interdistributaria (elemento arquitectural PM).....70
5.2.2. Elementos arquitecturales de los ambientes fluviales: discusión sobre los canales.....71
5.2.2.1. Barras tridimensionales gravo arenosas (elemento arquitectural GBT).....72
5.2.2.2. Barras longitudinales gravo arenosas (elemento arquitectural GBL).....73
5.2.2.3. Dunas y óndulas arenosas (elemento arquitectural SD).....73
5.2.2.4. Barras arenosas (elemento arquitectural SB).....74
5.2.2.5. Depósitos con dominio de acreción vertical (elemento arquitectural VA).....75
5.2.2.6. Depósitos de acreción lateral (elemento arquitectural LA).....76
5.2.2.7. Depósitos de canales pequeños (elemento arquitectural CHL).....77
5.2.2.8. Mantos de arena laminada (elemento arquitectural LS).....78
5.2.2.9. Depósitos de albardón (elemento arquitectural LV).....78
5.2.2.10. Depósitos de lóbulos de desbordamiento (elemento arquitectural LD).....79
5.2.2.11. Depósitos finos de planicie de inundación (elemento arquitectural FF).....80

Capítulo 6: Sistemas sedimentarios

6.1. Introducción.....95
6.2. Sistemas sedimentarios en la Formación Bajada Colorada.....96
6.2.1. Sistema fluvial meandroso de alta sinuosidad arenoso (SMS).....96
6.2.2. Sistema estuarino micromareal (MES).....98
6.2.3. Sistema fluvial de baja sinuosidad arenoso (SBS).....100
6.2.4. Sistema fluvial efímero arenoso (SES).....101
6.2.5. Sistema fluvial meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso (GMS).....103

Capítulo 7: Análisis petrográfico de las areniscas y de la fracción psamítica en conglomerados arenosos

7.1. Antecedentes....126
7.2. Metología....127
7.3. Principales componentes minerales y fragmentos líticos de las areniscas de la Formación Bajada Colorada....127
7.3.1. Cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp)....128
7.3.2. Plagioclasas (P)....128
7.3.3. Feldespatos potásicos (K)....129
7.3.4. Matriz (Mtx)....129
7.3.5. *Chert*....130
7.3.6. Minerales accesorios (Acc)....130
7.3.7. Fragmentos líticos metamórficos (Lm)....131
7.3.8. Fragmentos líticos volcánicos (Lv) y volcánicos alterados (Lva)....131
7.3.9. Minerales autigénicos....132
7.3.9.1. Hematita....132
7.3.9.2. Calcita....133
7.3.9.3. Clorita....133
7.3.9.4. Cuarzo secundario....134
7.4. Procesos diagenéticos más destacados en la Formación Bajada Colorada (compactación, disolución masiva, reemplazo y cementación) y su evolución....134
7.5. Clasificación....137
7.5.1. Petrofacies de Litoarenita....137
7.5.2. Petrofacies de Litoarenita cuarzoza....138
7.5.3. Petrofacies de Litoarenita cuarzo arcósica....138
7.5.4. Petrofacies de Litoarenita arcósica....139
7.6. Procedencia....139

Capítulo 8: Análisis por difracción de rayos X de las pelitas

8.1. Introducción.....158
8.2. Tipos de muestras.....158
8.3. Análisis cualitativo y semicuantitativo.....160
8.4. Principales minerales arcillosos de la Formación Bajada Colorada.....161
8.4.1. Esmectita.....161
8.4.2. Clorita.....161
8.4.3. Illita.....162
8.4.4. Caolinita.....162
8.4.5. Interestratificados illita/esmectita.....162
8.4.6. Interestratificados clorita/esmectita.....163
8.4.7. Otros componentes.....163
8.5. Argilofacies de la Formación Bajada Colorada.....164
8.5.1. Argilofacies esmectíticas.....164
8.5.2. Argilofacies clorítica.....165
8.5.3. Argilofacies illíticas.....165
8.6. Origen de los argilominerales y distribución de las argilofacies.....166

Capítulo 9: Análisis secuencial

9.1. Introducción.....175
9.2. Consideraciones generales acerca de secuencias deposicionales en ambientes fluviales.....175
9.2.1. Terminología.....176
9.2.2. Principales modelos sobre secuencias deposicionales en depósitos fluviales.....177
9.2.3. Controles sobre la depositación.....178
9.3. Metología.....179
9.4. Secuencias deposicionales en la Formación Bajada Colorada.....180

9.4.1. Descripción general de la primera secuencia deposicional de la Formación Bajada Colorada (SEQ1).....180
9.4.1.1. Cortejo de nivel bajo (LST1).....180
9.4.1.2. Cortejo transgresivo (TST1).....181
9.4.1.3. Cortejo de nivel alto (HST1).....182
9.4.2. Descripción general de la segunda secuencia deposicional de la Formación Bajada Colorada (SEQ2).....183
9.4.2.1. Cortejo de nivel bajo (LST2).....183
9.4.2.2. Cortejo transgresivo (TST2).....184
9.4.2.3. Cortejo de nivel alto (HST2).....184
9.4.3. Descripción general de la tercera y cuarta secuencias deposicionales de la Formación Bajada Colorada (SEQ3 y SEQ4).....185
9.4.3.1. Cortejos de nivel bajo (LST3 y LST4).....185
9.4.3.2. Cortejos transgresivos (TST3 y TST4).....186
9.4.3.3. Cortejos de nivel alto (HST3 y HST4).....186
9.4.4. Descripción general de la quinta y sexta secuencias deposicionales de la Formación Bajada Colorada (SEQ5 y SEQ6).....187
9.4.4.1. Cortejos de nivel bajo (LST5 y LST6).....187
9.4.4.2. Cortejos transgresivos (TST5 y TST6).....188
9.4.4.3. Cortejos de nivel alto (HST5 y HST6).....188
9.5. Consideraciones finales.....189
9.5.1. Características de acumulación, controles extrínsecos y patrones de sedimentación de las secuencias deposicionales.....190
9.5.1.1. Características de acumulación, controles y patrones de sedimentación de la primera secuencia.....191
9.5.1.2. Características de acumulación, controles y patrones de sedimentación de la segunda secuencia.....193
9.5.1.3. Características de acumulación, controles y patrones de sedimentación de la tercera, cuarta, quinta y sexta secuencias.....196

9.5.2. Estimaciones de las jerarquías de las secuencias deposicionales y sus ubicaciones temporales: patrón de sedimentación de la sucesión sedimentaria completa de la Formación Bajada Colorada.....198

Conclusiones.....219

Agradecimientos.....228

Bibliografía.....231

Índice de ilustraciones

Capítulo 1: Introducción

Figura 1. Mapa de ubicación de la Cuenca Neuquina y de la zona de estudio.....5

Capítulo 2: Marco geológico

Figura 2. Columna tectonoestratigráfica de la Cuenca Neuquina mostrando las mayores etapas de formación de la misma.....18
Figura 3. Mapa de ubicación de los principales puntos geográficos citados.....19
Tabla 1. Cuadro cronoestratigráfico y evolución tectonosedimentaria del Jurásico superior y Cretácico inferior, para el centro y sur de la Cuenca Neuquina.....20
Figura 4. La Formación Bajada Colorada en las barrancas de la localidad homónima.....21
Figura 5. La Formación Lohan Cura en el Cerro La Picaza.....21
Figura 6. Esquema estratigráfico secuencial del Kimmeridgiano al Valanginiano en la Provincia del Neuquén.....22

Capítulo 3: Descripción general de la zona de estudio

Figura 7. Mapa geológico de la zona de estudio, con la localización de los perfiles relevados.....28
Figura 8. La Formación Bajada Colorada en las inmediaciones del Cerro Marucho.....29
Figura 9. Afloramiento de la Formación Bajada Colorada hacia la margen izquierda del Río Limay.....30
Figura 10. Imagen satelital denotando los perfiles relevados entre los Arroyos Picún Leufú y China Muerta.....31
Figura 11. Vista general de los depósitos de la Formación Bajada Colorada en el Arroyo China Muerta.....32

Figura 12. Cuerpo rocoso de la Formación Bajada Colorada en las inmediaciones del Arroyo Bañados de Caichigüé.....32
Figura 13. Afloramiento de la Formación Bajada Colorada en las inmediaciones del Arroyo Carrizal.....33
Figura 14. La Formación Bajada Colorada en la localidad Agua del Overo.....33

Capítulo 4: Análisis de facies

Tabla 2. Principales características de las litofacies reconocidas en la Formación Bajada Colorada.....48
Figura 15. Litofacies de caliza micrítica (CM).....49
Figura 16. Litofacies de calizas con grandes ostras (CR).....50
Figura 17. Litofacies de conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala (Gt(a)).....50
Figura 18. Litofacies de conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala (Gt(b)).....51
Figura 19. Litofacies de conglomerados masivos (Gm) depositados como canales de desbordamiento gravosos.....52
Figura 20. Litofacies de conglomerados masivos (Gm) en asociación con litofacies gravo arenosas.....52
Figura 21. Litofacies de conglomerados con estratificación horizontal (Gh).....53
Figura 22. Litofacies de conglomerados con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Gl).....53
Figura 23. Litofacies de conglomerados arenosos con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala (GSt(a)).....54
Figura 24. Litofacies de conglomerados arenosos con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala (GSt(b)).....54
Figura 25. Litofacies de areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala (SGt(a)).....55

Figura 26. Litofacies de areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala (SGt(b))....56
Figura 27. Litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala (St(a))....57
Figura 28. Litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp)....57
Figura 29. Litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada de origen eólico (Spe)....58
Figura 30. Litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada levemente inclinada (Sl)....58
Figura 31. Litofacies de areniscas con estratificación horizontal (Sh)....59
Figura 32. Litofacies de areniscas con estratificación sigmoidal (Se)....59
Figura 33. Litofacies de areniscas con estratificación sigmoidal (Se) vinculadas con el desarrollo de barras laterales....60
Figura 34. Litofacies de areniscas con laminación ondulítica (Sr)....60
Figura 35. Litofacies de areniscas masivas (Sm)....61
Figura 36. Litofacies de areniscas con laminación convoluta (Sc)....61
Figura 37. Litofacies de areniscas con pliegues de tipo *slumps* (Sc)....62
Figura 38. Litofacies heterolíticas (H) con trazas fósiles....62
Figura 39. Litofacies heterolíticas (H) en ambiente continental....63
Figura 40. Litofacies de fangolitas arenosas con estratificación plana (Fl)....63
Figura 41. Litofacies de fangolitas masivas (Fm) de coloración negra a verde turquesa....64
Figura 42. Litofacies de fangolitas masivas (Fm) de coloración rojiza....64

Capítulo 5: Elementos arquitecturales

Figura 43. Jerarquización de las superficies limitantes....81
Tabla 3. Características sintetizadas de los principales elementos arquitecturales determinados en la Formación Bajada Colorada....82

Figura 44. Canal distributario costero (elemento arquitectural CD) y barra de desembocadura con dominio mareal (elemento arquitectural BD).....83
Figura 45. Detalle de un riachuelo de alta sinuosidad (elemento arquitectural RAS).....84
Figura 46. Banco calcáreo marino somero (elemento arquitectural BC) y planicie mareal (elemento arquitectural PM).....85
Figura 47. Análisis arquitectural de las barras tridimensionales gravo arenosas (elemento arquitectural GBT).....86
Figura 48. Análisis arquitectural de las barras longitudinales gravo arenosas (elemento arquitectural GBL).....87
Figura 49. Detalle de las dunas y óndulas arenosas (elemento arquitectural SD).....88
Figura 50. Detalle de las barras arenosas (elemento arquitectural SB).....89
Figura 51. Detalle de los depósitos con dominio de acreción vertical (elemento arquitectural VA).....90
Figura 52. Detalle de los depósitos de acreción lateral (elemento arquitectural LA).....91
Figura 53. Detalle de los depósitos de canales pequeños (elemento arquitectural CHL).....92
Figura 54. Detalle de los mantos de arena laminada (elemento arquitectural LS).....93
Figura 55. Detalle de los albardones (elemento arquitectural LV) y de los lóbulos de desbordamiento (elemento arquitectural LD).....94

Capítulo 6: Sistemas sedimentarios

Bosquejo de las principales litofacies y simbología de los perfiles de las figuras 56 a 61.....106
Figura 56a. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Arroyo China Muerta (CHM).....107
Figura 56b. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Arroyo China Muerta (CHM).....108

Figura 56c. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Arroyo China Muerta (CHM).....109
Figura 57a. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Arroyo Bañados de Caichigüé (CHG).....110
Figura 57b. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Arroyo Bañados de Caichigüé (CHG).....111
Figura 58a. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Arroyo Carrizal (CAR).....112
Figura 58b. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Arroyo Carrizal (CAR).....113
Figura 58c. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Arroyo Carrizal (CAR).....114
Figura 59a. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Cerro Marucho (MAR).....115
Figura 59b. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Cerro Marucho (MAR).....116
Figura 60. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Agua del Overo (OVE).....117
Figura 61. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Río Limay (LIM).....118
Figura 62. Modelo diseñado para el sistema fluvial meandroso de alta sinuosidad arenoso en la Formación Bajada Colorada (SMS).....119
Figura 63. Modelo diseñado para el sistema de estuario micromareal en la Formación Bajada Colorada (MES).....120
Figura 64. Modelo diseñado para el sistema fluvial de baja sinuosidad arenoso en la Formación Bajada Colorada (SBS).....121
Figura 65. Modelo diseñado para el sistema fluvial efímero arenoso en la Formación Bajada Colorada (SES).....122
Figura 66. Análisis arquitectural de las fajas.....123
Figura 67. Análisis arquitectural de los mantos fluviales.....124

Figura 68. Modelo diseñado para el sistema fluvial meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso en la Formación Bajada Colorada (GMS).....125

Capítulo 7: Análisis petrográfico de las areniscas y de la fracción psamítica en conglomerados arenosos

Tabla 4. Componentes contabilizados y recalculados, empleados en el análisis petrográfico de la Formación Bajada Colorada.....142
Tabla 5. Porcentajes relativos de los principales componentes alotígenos y autígenos, determinados en varias muestras representativas de cada uno de los sistemas sedimentarios de la Formación Bajada Colorada.....143
Tabla 6. Clasificación y procedencia de las areniscas de la Formación Bajada Colorada, de acuerdo a los componentes recalculados para su utilización en los diagramas ternarios de clasificación y procedencia.....144
Figura 69. Clasto de cuarzo monocristalino (Qm) con engolfamiento.....145
Figura 70. Clasto de cuarzo policristalino (Qp) con dos subgranos e inclusión de mineral micáceo.....145
Figura 71. Clasto de plagioclasa (Pg) y cementación calcítica poiquilítica (Cem-c).....146
Figura 72. Clasto de microclino (K).....146
Figura 73. Clasto de feldespato potásico (K).....147
Figura 74. Clasto de *chert*.....147
Figura 75. Fragmento lítico metamórfico (Lm) compuesto por subgranos de cuarzo con contactos rectos a cóncavo-convexos.....148
Figura 76. Fragmento lítico metamórfico (Lm) compuesto por subgranos de cuarzo con contactos suturados.....148
Figura 77. Fragmento lítico volcánico ácido (Lv).....149
Figura 78. Fragmento lítico volcánico básico (Lv), con plagioclasas no orientadas.....149

Figura 79. Fragmento lítico volcánico alterado (Lva), reemplazado por Hematita, con indicios de su origen volcánico.....150
Figura 80. Cemento de hematita (Cem-h) ocluyendo por completo los espacios porales de la roca.....150
Figura 81. Fragmento lítico volcánico alterado (Lva), reemplazado totalmente por clorita (Cl).....151
Figura 82. Crecimiento secundario del cuarzo a partir de clastos del mismo mineral (Qm).....151
Figura 83. Fragmento de mica deformado debido a la importante compactación que han sufrido las sedimentitas.....152
Figura 84. Disolución masiva de plagioclasa y reemplazo por calcita (Ca).....152
Figura 85. Disolución masiva de plagioclasa y reemplazo por hematita (Hem).....153
Figura 86. Fragmento lítico volcánico alterado (Lva), reemplazado por hematita (H) y pátinas de hematita bordeando los clastos.....153
Figura 87. Esquema generalizado de la evolución diagenética en las areniscas de la Formación Bajada Colorada.....154
Figura 88. Clasificación de las areniscas de la Formación Bajada Colorada.....155
Figura 89. Diagramas de discriminación de áreas de aporte para las areniscas de la Formación Bajada Colorada.....156
Figura 90. Mapeo de los sistemas sedimentarios de la Formación Bajada Colorada y principales sentidos de paleocorrientes en las localidades estudiadas....157

Capítulo 8: Análisis por difracción de rayos X de las pelitas

Tabla 7. Proporciones relativas de los argilominerales y argilofacies correspondientes a cada una de las muestras estudiadas en la Formación Bajada Colorada.....169
Figura 91. Difractogramas indicando los principales picos de la esmectita.....170
Figura 92. Difractogramas indicando los principales picos de la clorita.....170
Figura 93. Difractogramas indicando los principales picos de la illita.....171

Figura 94. Difractogramas indicando los principales picos de la caolinita.....171
Figura 95. Difractogramas indicando los principales picos de interestratificados illita / esmectita, 90% illita.....172
Figura 96. Difractogramas indicando los principales picos de interestratificados clorita / esmectita, 60% clorita.....172
Tabla 8. Principales minerales o grupos de minerales (sin incluir los argilominerales) en las muestras de roca total.....173
Figura 97. Distribución de las argilofacies en los perfiles de la Formación Bajada Colorada entre los Arroyos Picún Leufú y China Muerta.....174

Capítulo 9: Análisis secuencial

Figura 98. Esquema ilustrativo del concepto de perfil de base y cambios de este perfil de acuerdo a la variación de diversos factores de control que lo afectan....206
Figura 99. Principales modelos sobre secuencias deposicionales en depósitos fluviales.....207
Figura 100. Cortejos sedimentarios de la primera secuencia deposicional de la Formación Bajada Colorada.....208
Figura 101. Cortejos sedimentarios de la segunda secuencia deposicional de la Formación Bajada Colorada.....209
Figura 102. Cortejos sedimentarios de la tercera y cuarta secuencias deposicionales de la Formación Bajada Colorada.....210
Figura 103. Cortejos sedimentarios de la quinta secuencia deposicional de la Formación Bajada Colorada.....211
Figura 104. Vista del tramo superior de la sexta secuencia deposicional de la Formación Bajada Colorada (HST6) y del límite con la Formación Agrio.....212
Figura 105. Esquema idealizado para la quinta y sexta secuencias deposicionales de la Formación Bajada Colorada.....213
Figura 106. Secuencias deposicionales y distribución de los ambientes de acumulación en la zona de estudio.....214

Figura 107. Modelos sedimentarios esquemáticos para las secuencias deposicionales del Tithoniano-Valanginiano y cuadro estratigráfico del Grupo Mendoza.....215
Figura 108. Perfil sintetizado de la Formación Bajada Colorada.....216
Figura 109. Esquemas idealizados sobre las características paleodinámicas del centro y sur de la Cuenca Neuquina para antes y después de la discontinuidad intravalanginiana y sus influencias sobre las Formaciones Bajada Colorada y Mulichinco.....217
Figura 110. Ubicación temporal de la Formación Bajada Colorada y sus relaciones con otras formaciones del Grupo Mendoza.....218

Capítulo 1: Introducción

1.1. Bases y objetivos de la presente investigación

En la Argentina existen diecinueve cuencas sedimentarias, de las cuales una de las más importantes por la producción de hidrocarburos y por sus características geológicas es la Neuquina. Por esos motivos la cuenca cuenta con muchos estudios de índole general, sobre todo en lo referente a estratigrafía secuencial, estructuras geológicas, evolución tectónica, paleoambientes. No obstante los más frecuentes son las investigaciones de carácter integral que involucran a varias unidades litoestratigráficas, lo que en la mayor parte de los casos puede restarle cuantiosas particularidades al conocimiento de las sedimentitas. En cambio, no es frecuente la información obtenida mediante estudios de detalle. Al respecto es importante destacar aquellos realizados desde la década del '90 por parte del Centro de Investigaciones Geológicas de La Plata a través de Proyectos de Investigación y Desarrollo del CONICET, en los que se vienen desarrollando trabajos sedimentológicos y estratigráfico secuenciales de alta resolución destinados al mejor conocimiento de las sedimentitas del Jurásico y Cretácico inferior. Es de destacar que las tareas de estos proyectos habían sido principalmente enfocadas hacia el sector central y norte de la Cuenca Neuquina, en donde se desarrollaron análisis de facies, reconstrucciones paleoambientales y evaluación de los controles en la sedimentación, muy en especial de las unidades que constituyen el Grupo Mendoza. Sin embargo hacia el sur de la cuenca, particularmente en los depósitos de la Formación Bajada Colorada, faltaba efectuar investigaciones sedimentológicas sistemáticas y de mayor profundidad, puesto que la mencionada formación contaba tan sólo con escasas descripciones y de índole muy general. Por todo lo mencionado, se propuso el presente trabajo, con la finalidad de contar con información geológica e interpretaciones estratigráficas y sedimentológicas de detalle que permitiesen contribuir a un mejor conocimiento de los depósitos continentales del Cretácico inferior (Formación Bajada Colorada) al sur de la Cuenca Neuquina (**figura 1**).

Los objetivos más esenciales de esta investigación se pueden resumir de la siguiente manera:

1) Caracterizar las principales facies y los más destacados elementos arquitecturales.
2) Establecer los distintos sistemas sedimentarios con sus primordiales atributos.
3) Efectuar análisis petrográficos y de difracción de rayos X para contar con un mejor conocimiento sobre la composición de las arenas y arcillas.
4) Determinar las principales secuencias deposicionales de la Formación Bajada Colorada.
5) Estimar los controles extrínsecos y las características de acumulación de las secuencias deposicionales, las jerarquías de éstas y sus eventuales correlaciones con otras áreas de la cuenca.
6) Aportar nuevas ideas sobre los sistemas deposicionales del margen austral de la Cuenca Neuquina.
7) Contribuir al avance del conocimiento de los depósitos, facies, procesos y modelos de sedimentación continental, en particular de los sistemas fluviales.

En síntesis, estimamos que se ha producido información estratigráfica y sedimentológica, así como interpretaciones originales e inéditas. Vale agregar que esta investigación fue llevada a cabo durante los últimos años en el Centro de Investigaciones Geológicas de la ciudad de La Plata, mediante el convenio entre el Servicio de Intercambio Alemán (DAAD) y la Universidad Nacional de La Plata (UNLP). Este trabajo corresponde a la Tesis doctoral presentada en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la citada y prestigiosa Institución Superior Platense, para acceder al grado de Doctor en Ciencias Naturales, Orientación Geología.

1.2. Metodología general

Para iniciar la tarea de investigación, se requirió de la búsqueda y posterior lectura de material bibliográfico inherente a reforzar y actualizar los conocimientos básicos sobre sedimentología, la Cuenca Neuquina, el Grupo Mendoza y la

Formación Bajada Colorada. El objetivo final de esta primera tarea fue elaborar una síntesis sobre los antecedentes de la investigación y de tener los conocimientos adecuados para emprender las tareas referentes al proyecto.

Paralelamente, se recopiló toda la información cartográfica existente sobre la zona de estudio, así como de las imágenes satelitales, con la finalidad de elaborar un mapa geológico, de accesibilidad y ubicación. Este mapa sumado con la síntesis realizada en el punto anterior, permitió determinar los principales lugares de interés para efectuar las tareas de campo.

A continuación se elaboró un esquema de viajes de campo con sus fechas potenciales. Para cada una de las campañas se efectuó además un cronograma de trabajo de acuerdo al avance de la investigación.

Durante las campañas se procedió en primer lugar al levantamiento de perfiles estratigráficos de detalle (escala 1:100), determinando las principales unidades de sedimentación, tipos litológicos, estructuras primarias y otros atributos geológicos, así como el carácter de los contactos entre estratos sucesivos. Simultáneamente se desarrolló el análisis bidimensional de cuerpos de roca (arquitectura aluvial), para lo cual resultó además muy útil la toma de fotografías de los principales litosomas. También en el campo se efectuó el muestreo de los distintos tipos litológicos de una manera sistemática, con el fin de proceder luego a los análisis de laboratorio.

Una de las primeras tareas que se realizó al regresar de cada una de las campañas fue la de elaborar las secciones columnares a escala 1:100 en programas de computadora. A la vez, se prepararon las fotografías que fueron utilizadas para los diversos análisis. Acto seguido, se inició el estudio de las facies y asociaciones de facies, así como el de los elementos arquitecturales, tareas que condujeron luego a la definición de los ambientes sedimentarios y de las secuencias deposicionales.

En el laboratorio, mientras tanto, se procedió a realizar cortes delgados para analizar las areniscas mediante microscopía convencional; por su parte, las muestras pelíticas fueron sometidas a difracción de rayos X con el fin de determinar los principales argilominerales.

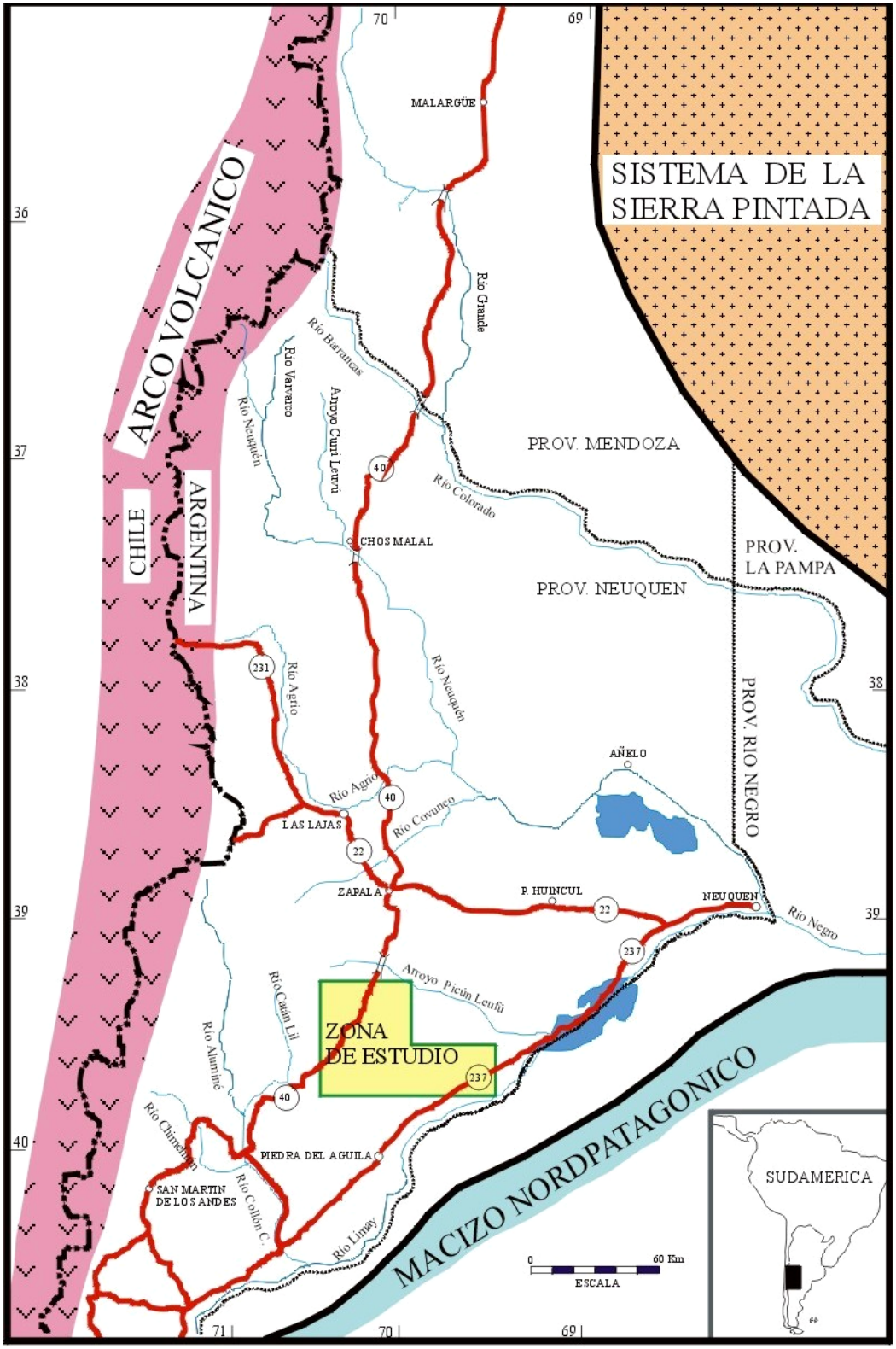


Figura 1. Mapa de ubicación de la Cuenca Neuquina y de la zona de estudio.

Capítulo 2: Marco geológico

2.1. La Cuenca Neuquina. Características y evolución tectono – estratigráfica

En el sector centro occidental de Argentina se encuentra ubicada la Cuenca Neuquina. En la literatura ha sido definida como una provincia geológica (Veiga, 2000). Sus límites están dados hacia el noreste por el Sistema de la Sierra Pintada, hacia el sudeste por el Macizo Norpatagónico y hacia el oeste por una estructura de arco volcánico (ver **figura 1**). El dominio territorial abarca gran parte de la provincia del Neuquén, el sector noroeste de la provincia de Río Negro, el sector suroeste de la provincia de La Pampa y el sur de la provincia de Mendoza. Vergani et al. (1995) señalan que es una cuenca de forma triangular cubriendo más de 160.000 km2 de superficie, y que contiene una sucesión sedimentaria Mesozoica-Cenozoica de por lo menos 7 km de espesor. Legarreta y Uliana (1991) tomando en cuenta las características del relleno sedimentario la consideran una cuenca de trasarco-retroarco.

La evolución de la cuenca comienza con la apertura de depocentros de *rift* en el Triásico tardío, que fue provocada por un colapso extensional del orógeno permo-triásico (Dewey, 1988; Vergani et al., 1995). Las características de *rift* de la cuenca han sido asignadas a dos principales fases (**figura 2**) por Vergani et al. (1995). De acuerdo a estos investigadores la primera fase es de edad Triásico Tardío – Sinemuriano. Este es el tiempo de la depositación de la Mesosecuencia Precuyo (Legarreta y Gulisano, 1989). Los depósitos se desarrollan en depresiones de tipo hemigraben, con un rumbo predominante N/NW y que estarían reflejando la existencia de límites pre-Triásicos (Veiga, 2000). Legarreta y Gulisano (1989) mencionan que la Mesosecuencia Precuyo corresponde a depósitos continentales en ambientes de abanico aluvial, fluvial, barreal y lacustre, y que presentan abundante contenido piroclástico e intercalaciones de tobas y vulcanitas. Algunas de las

formaciones que involucran a este período se conocen como Piedra del Águila, Sañicó, Lapa, Chacaico, Planicie Morada y Remoredo.

La segunda fase de *rift* se extiende desde el Pliensbaquiano hasta el Toarciano (Vergani et al., 1995, **figura 2**). En el Pliensbachiano se produce la primera transgresión importante en la Cuenca Neuquina, conectada hacia el oeste con el paleo-Pacífico (Veiga, 2000). Legarreta y Gulisano (1989) y Riccardi et al. (1990), señalan que la primera incursión marina podría haberse dado en el Hettangiano inferior, sobre la base de varios niveles marinos identificados en la Región del Río Atuel (Mendoza). El sistema de fallamiento extensional entre el Pliensbachiano y el Toarciano es similar al de las rocas del Precuyo. Vergani et al. (1995), sostienen que el marco estructural sugiere que la extensión definió zonas de acomodación con orientación noreste, lo cual se ajusta a la reconstrucción de Uliana et al. (1989), sobre los procesos de extensión conducidos por colapso orogénico. El lapso Pliensbachiano - Toarciano corresponde a los depósitos de la parte más inferior de la Mesosecuencia Cuyo (Legarreta y Gulisano, 1989). Está dominado por los materiales silicoclásticos principalmente finos de la Formación Los Molles (**figura 2**).

A partir del Toarciano comienza la etapa de *post-rift* en toda la cuenca, la cual está caracterizada por la subsidencia generalizada y por la amalgamación gradual de los depocentros aislados hasta conformar una extensa cuenca individual. Esta etapa corresponde al período de depositación de lo que resta de la Mesosecuencia Cuyo. Las formaciones que comprenden a este período son Loma Negra, Lajas, Challacó y Punta Rosada. Las secuencias deposicionales son retrogradantes en Mendoza y progradantes en Neuquén (Legarreta y Gulisano, 1989). En Neuquén dichos depósitos comienzan con turbiditas en la base, seguidas por pelitas oscuras (interior de cuenca hasta plataforma costa afuera), a las que le suceden areniscas marino marginales (deltas dominados por mareas y ríos), finalizando con sedimentos continentales (fluviales). Al final de la Mesosecuencia Cuyo la cuenca tendría circulación

restringida, lo que se manifiesta con los depósitos evaporíticos de la Formación Tábanos (Vergani et al., 1995).

En el Caloviano se inicia la primera inversión tectónica de las varias que actúan en los depósitos Mesozoicos de la Cuenca Neuquina. La segunda inversión (Araucaniana) y a la vez la más importante ocurrió en el Oxfordiano tardío-Kimmeridgiano temprano (**figura 2**) cuando se formó la Dorsal de Huicul (Vergani et al., 1995). Entre estas dos inversiones se deposita la denominada Mesosecuencia Lotena (Legarreta y Gulisano, 1989), la cual se compone hacia la base de facies clásticas marinas y continentales de la Formación Lotena, siguen depósitos carbonáticos de la Formación La Manga (o su equivalente litológico en el subsuelo denominado Formación Barda Negra) y hacia la parte superior los depósitos evaporíticos conocidos como Formación Auquilco. Los sedimentos continentales de la Formación Lotena fueron derivados desde bloques de fallas invertidos y depósitados como molasa sinorogénica (Vergani et al., 1995). Las inversiones vinieron acompañadas de erosiones, afectando en el noroeste de la cuenca a los estratos del Bajociano superior – Caloviano inferior (Dellapé et al., 1979; Gulisano, 1981), resultando también afectadas las zonas de los márgenes de la cuenca, de la Cordillera del Viento (**figura 3**), las Sierras de Reyes y Cara Cura (Gulisano, 1981).

Entre la inversión Araucaniana del Oxfordiano tardío-Kimmeridgiano temprano y una nueva inversión sucedida en el Valanginiano, se deposita la denominada Mesosecuencia Mendoza Inferior (Legarreta y Gulisano, 1989). En el tramo inferior de la Mesosecuencia se encuentran las acumulaciones continentales de la Formación Tordillo (abanico aluvial, fluvial, eólico, playa lacustre), los que pasan bruscamente a los depósitos de cuenca interior con predominio de facies pelíticas oscuras de la Formación Vaca Muerta. Hacia la parte superior de la Mesosecuencia se sobreponen facies clásticas y carbonáticas de plataforma de la Formación Picún Leufú y facies terrígenas continentales de la Formación Bajada Colorada. El proceso de inversión conocido como evento Araucaniano fue típicamente selectivo, evitando algunas

estructuras extensionales mientras otras se reactivaban (Vergani et al, 1995). Estos autores sostienen además que la fase final de sedimentación continental durante el Tithoniano coincide con subsidencia regional a causa de relajación compresional.

Entre la parte más alta del Valanginano inferior y el Hauteriviano inferior se deposita la Mesosecuencia Mendoza Media (Legarreta y Gulisano, 1989). En Neuquén la Mesosecuencia comienza con conglomerados y areniscas continentales, que se interdigitan con areniscas de plataforma y pelitas oscuras (Formación Mulichinco) y termina con facies de pelitas negras, calizas micríticas, areniscas y calizas de plataforma del Miembro Inferior de la Formación Agrio. En el Valanginiano inferior se produce la inversión de las fallas extensionales más viejas, la cual fue intensa en el área de la Dorsal de Huicul (**figura 3**) y su extensión hacia el suroeste (Vergani et al., 1995). Estos autores a través de sus estudios sísmicos señalan la erosión de la Mesosecuencia Mendoza Inferior en el flanco norte del arco Huincul y en el margen este de la cuenca. También mencionan que luego la inmovilidad tectónica produjo en la cuenca una renovación de la transgresión marina y la depositación de los sedimentos de plataforma de la Formación Agrio.

Entre el Hauteriviano inferior hasta el Cenomaniano más temprano (nueva inversión) dominan los procesos de subsidencia combinados con oscilación eustática. De acuerdo a Legarreta y Gulisano (1989), desde el Hauteriviano inferior hasta el Aptiano inferior se produce la Mesosecuencia Mendoza Superior, del Aptiano inferior al superior la Mesosecuencia Huitrín y del Aptiano superior al Cenomaniano la Mesosecuencia Rayoso. La primera Mesosecuencia mencionada comienza con los depósitos fluviales y eólicos del Miembro Avilé de la Formación Agrio y culmina con los depósitos carbonáticos y evaporíticos del Miembro Chorreado de la Formación Huitrín. En la siguiente Mesosecuencia participan evaporitas, carbonatos y depósitos clásticos de la Formación Huitrín. La tercera Mesosecuencia contiene, depósitos evaporíticos, clásticos rojos y carbonáticos de la Formación Rayoso.

Para el Cretácico superior y el Terciario más bajo se verifica un descenso del nivel del mar a escala global. En la Cuenca Neuquina la tendencia progradante de las secuencias podría deberse a un incremento importante de la subsidencia provocado por efecto de flexura debido al crecimiento y migración hacia el este del arco magmático (Digregorio et al., 1984; Veiga, 2000). De acuerdo a Legarreta y Gulisano (1989), en este tiempo se depositan las Mesosecuencias Neuquén (Cenomaniano medio a Campaniano inferior) y Malargüe (Campaniano inferior a Paleoceno tardío). La primera de ellas contiene depósitos continentales, los que según Vergani et al. (1995), se originan a partir de áreas de proveniencia resultantes de la actividad tectónica del Cenomaniano más temprano. La Mesosecuencia Malargüe por su parte comprende facies marinas (clásticas, carbonáticas) y continentales (Legarreta y Gulisano, 1989).

Desde el Eoceno inferior, todo el relleno sedimentario de la Cuenca Neuquina y el basamento son intensamente deformados como producto de la Tectogénesis Andina (Veiga, 2000). El plegamiento aporta el material sedimentario que, junto con el vulcanismo asociado, constituirá el relleno cenozoico (Digregorio et al., 1984).

2.2. El intervalo Jurásico superior – Cretácico inferior de la Cuenca Neuquina

En el punto anterior se analizaron las principales etapas de evolución tectono - sedimentaria de la Cuenca Neuquina, donde se mencionaron sus respectivos depósitos y formaciones más importantes. Ahora corresponde hacer un análisis más detallado del intervalo que comprende a las Mesosecuencias Mendoza Inferior y Mendoza Media. Es de mencionar que el nombre de estas Mesosecuencias deriva del denominado Grupo Mendoza (Kimmeridgiano s.s. – Barremiano inferior). Este grupo fue establecido por Stipanicic et al. (1968), por sustitución del Mendociano de Groeber (1946) para otorgarle un rango acorde con el sistema de nomenclatura litoestratigráfica. Las unidades formacionales que componen este grupo reciben distintos nombres de acuerdo al sector de la cuenca considerado (**tabla 1**).

Durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano la cuenca derivó en una etapa temprana de *sag*, manifestada en una lenta y constante tasa de subsidencia termal (Mitchum y Uliana, 1985). Sin embargo es necesario recordar que esta etapa fue sido interrumpida por la inversión tectónica del Valanginiano, que separa a las Mesosecuencias Mendoza inferior y Mendoza Media.

En cuanto a efectuar un análisis estratigráfico de un ciclo de depositación, Veiga (2000) observó que existen dos criterios desarrollados para tal propósito. En primer lugar está la tendencia clásica de definir las distintas unidades formacionales de acuerdo a sus características litológicas, asignándole en este caso una edad en función de su contenido fosilífero o posición estratigráfica, y donde (salvo el caso que dos unidades se interdigiten) se considera que los límites entre las formaciones constituyen líneas de tiempo. Por otro lado, se considera a las unidades litoestratigráficas como facies sedimentarias o asociaciones de facies integrantes de secuencias deposicionales mayores. En este sistema cada secuencia se encuentra constituida por diferentes litologías y está limitada por discontinuidades de carácter regional que se asumen como líneas de tiempo. En este caso el proceso de acumulación entre distintas unidades litoestratigráficas pudo resultar parcial a totalmente sincrónico.

Sobre la base de este segundo criterio, Legarreta y Gulisano (1989) subdividieron a la Mesosecuencia Mendoza Inferior en nueve secuencias deposicionales (Mi1, Mi2, Mi3, Mi4, Mi5, Mi6, Mi7, Mi8 y Mi9). Señalan que Mi1 contiene sedimentos continentales de la Formación Tordillo, sobre los que aparecen bruscamente facies marinas pelíticas y calcáreas euxínicas del Tithoniano inferior correspondientes a la base de la Formación Vaca Muerta. Mi2 es la más homogénea y delgada de todas, constituida por pelitas oscuras de la citada unidad con abundante fauna de amonitas en su base (Gulisano et al., 1984). Mi3 se inicia con depósitos turbidícos, observándose una somerización en la zona austral, ya que se pasa desde pelitas masivas bioturbadas de plataforma costa afuera a depósitos progradacionales

correspondientes a cordones litorales, que culminan con calizas algales de planicie de marea (Gulisano et al., 1984). Mi4 es característicamente carbonática-mixta (Gulisano et al., 1984). Mi5 a Mi9 contienen facies pelíticas oscuras de cuenca interior (Formación Vaca Muerta), facies clásticas y carbonáticas de plataforma (Formación Quintuco) y facies terrígenas continentales (Formación Bajada Colorada).

En la Mesosecuencia Mendoza Media se han determinado cinco secuencias deposicionales (Mm1, Mm2, Mm3, Mm4 y Mm5). En Neuquén, Mm1 contiene conglomerados y areniscas continentales en los márgenes que se interdigitan con areniscas de plataforma y pelitas negras hacia el interior de la cuenca (Formación Mulichinco); En Mendoza en cambio, se caracteriza por su constitución eminentemente carbonática (Formación Chachao). Mm2 presenta un tramo inferior carbonático en Mendoza (parte superior de la Formación Chachao) y clástico de plataforma en Neuquén (parte superior de la Formación Mulichinco), y termina con pelitas negras, margas y calizas micríticas de plataforma costa afuera a interior de cuenca (parte basal del Miembro Inferior de la Formación Agrio). Mm3 a Mm5 en Mendoza, contienen facies eminentemente pelíticas hacia el interior de cuenca y facies carbonáticas y clásticas de plataforma interna restringidas a posiciones marginales; mientras que en Neuquén muestran un arreglo progradante, con pelitas negras y calizas micríticas sobre las que se desarrollan areniscas y calizas de plataforma. Estas tres últimas secuencias corresponden a la parte media y superior del Miembro Inferior de la Formación Agrio.

2.3. La Formación Bajada Colorada

Las principales consideraciones generales acerca de la formación estudiada, fueron extraídas a partir del análisis bibliográfico, similar a como se desarrollaron las síntesis de los dos temas previamente tratados (secciones 2.1 y 2.2). En este caso fue mucho más valioso efectuar la mencionada tarea, ya que permitió conocer el estado

de avance en el conocimiento que se tenía de la Formación Bajada Colorada, previo a la ejecución de este trabajo.

2.3.1. Definición y distribución geográfica inicial

La Formación Bajada Colorada fue definida por Roll (1939) cuando describió a las unidades aflorantes en la zona del Valle del Río Limay. Tiene su localidad tipo en las barrancas de Bajada Colorada (**figuras 3 y 4**), aunque allí las relaciones de base y techo no son observables y tampoco ha sido posible la determinación de su edad por falta de fósiles indicativos (Leanza y Hugo, 1997).

Roll (1939) dividió geográficamente a la Formación Bajada Colorada en tres facies: septentrional, occidental y austral. La Facies Septentrional fue relacionada con los afloramientos del Cerro Mangrullo, en la desembocadura del Arroyo Covunco en el Río Neuquén (**figura 3**). La Facies Occidental se ubicó en las inmediaciones del Cerro China Muerta (**figuras 3 y 5**). La Facies Austral se vinculó principalmente con el sector donde fue definida la formación, esto es en las inmediaciones del Río Limay (**figura 3**). Vale indicar que Roll (1939) realizó la citada división basado únicamente en las similares características físicas de los depósitos, en cuanto a la coloración rojiza de sus estratos, lo cual no resultó un argumento suficientemente válido, ya que como se verá a continuación indujo a una errada correlación.

2.3.2. Edad, correlaciones y distribución geográfica actual

El primer intentó de asignación temporal para la formación estudiada nace de Roll (1939) sobre la base de relaciones estratigráficas y teniendo en consideración las correlaciones entre las facies que él mismo había designado. Es de mencionar que cuando Roll (1939) definió a la Formación Bajada Colorada, también lo hizo con otras tres formaciones que le subyacían (Pichi Picún Leufú, Ortiz y Limay). Este autor correlacionó las cuatro formaciones mencionadas con un grupo de depósitos situados en las inmediaciones de los Cerros La Amarga y China Muerta (sector de la

Facies Occidental), a los que definió con los mismos nombres formacionales. Teniendo en cuenta que los depósitos del mencionado sector se disponían de manera infrayacente al Grupo Neuquén y suprayacente a la Formación Agrio, a la Formación Bajada Colorada le fue concedida tentativamente una edad de Aptiano- Albiano. Este criterio fue seguido por Pozzo (1956) y Parker (1965), quienes equipararon la formación estudiada con la Formación Rayoso del centro de la Cuenca Neuquina (tabla 1). En general, esta asignación de edad para la Formación Bajada Colorada continúo por algunas décadas, hasta que Foucault et al. (1987) revolucionaron la concepción previa que se tenía de la formación, cuando a través de estudios sísmicos postularon que los depósitos de la Formación Bajada Colorada aflorantes en la localidad tipo (Facies Austral) se encontraban por debajo de la discontinuidad intravalanginiana (**tabla 1**). El trabajo de estos investigadores fue clave, ya que no sólo se le pudo asignar una ubicación temporal más confiable a la formación, sino que también reveló que algunas de las facies definidas por Roll (1939) no se correlacionaban entre sí, y finalmente sirvió como punto inicial para resolver un problema de nomenclatura estratigráfica en los depósitos situados por debajo de la Formación Agrio al sur del Arroyo Picún Leufú. Estos puntos serán tratados a continuación, comenzando por el mencionado en última instancia (el que tiene que ver con la Formación Mulichinco), ya que el análisis de los primeros servirá para establecer la distribución geográfica actual de la Formación Bajada Colorada, tema con el que se culminará este apartado.

La Formación Mulichinco fue definida por Weaver (1931) en el Cerro Mulichinco (centro de la Cuenca Neuquina) y de acuerdo a este autor se encuentra sobreyaciendo a la Formación Quintuco e infrayaciendo a la Formación Agrio. Leanza (1973, 1981, 1993) y Leanza et al. (1977), consideraron que los depósitos dominantemente continentales que aparecen al sur del Arroyo Picún Leufú por encima de la formación homónima deberían pertenecer a la Formación Mulichinco, criterio que fue seguido por Gulisano et al. (1984), aunque estos últimos prefirieron denominarle Formación "Mulichinco" (entre comillas), debido a la diferencia de

facies entre los depósitos del centro de la cuenca (preferentemente marinos) y los del sur de la misma. Esta diferencia ya había sido denotada incluso por el mismo Weaver (1931) y era bien conocida por diversos investigadores (por ejemplo Leanza y Leanza, 1979), pero ninguno se atrevió a modificar el nombre formacional de los depósitos continentales del sur del Arroyo Picún Leufú, hasta finales de la década de los '80, cuando Legarreta y Gulisano (1989) basados en el trabajo de Foucault et al. (1987) asumieron que los mencionados depósitos correspondían a la Formación Bajada Colorada. A esta concepción adhirieron Leanza y Hugo (1997).

Es de destacar que, Legarreta y Gulisano (1989) en su esquema estratigráfico secuencial (**figura 6**) incluyen a la Formación Bajada Colorada en la denominada "Mesosecuencia Mendoza Inferior", que comprende al lapso Kimmeridgiano – Valanginiano inferior. Leanza y Hugo (1997), sobre la base de relaciones estratigráficas asignan a la Formación Bajada Colorada al lapso Berriasiano superior – Valanginiano inferior, por cubrir a sedimentitas de la Formación Picún Leufú asignadas al Tithoniano medio alto – Berriasiano inferior, y estar por debajo de la Discontinuidad Intravalanginiana, que se interpone entre esta unidad y la Formación Agrio.

La distribución actual de la Formación Bajada Colorada se generó principalmente a partir del trabajo de Foucault et al. (1987), debido a que estos autores al ubicar a la Facies Austral de Roll (1939) por debajo de la discordancia intravalanginiana comprobaron lo que Rolleri et al. (1984) habían sugerido, acerca de que la Facies Occidental y la Austral de Roll (1939) no se correspondían ni en edad ni en continuidad física. Previamente la Facies Septentrional de Roll (1939) había sido desligada de la Formación Bajada Colorada por Herrero Ducloux (1946), ya que dicho investigador indicó que los depósitos de dicha zona correspondían a la Formación Rayoso. La Facies Occidental de Roll (1939), ubicada en las inmediaciones del Cerro China Muerta (**figuras 3 y 5**), corresponde en realidad a la Formación Lohan Cura (Leanza y Hugo, 1997, véase **tabla 1**). Por todo lo

mencionado, la distribución actual de la Formación Bajada Colorada queda establecida básicamente por los depósitos que afloran en la zona del valle del Río Limay (Facies Austral de Roll, 1939) y los depósitos continentales que aparecen al sur del Arroyo Picún Leufú por encima de la formación homónima.

2.3.3. Litología y espesores

Según Leanza (1993) y Leanza y Hugo (1997) la Formación Bajada Colorada se compone fundamentalmente de areniscas muy finas a muy gruesas y areniscas conglomerádicas con frecuente estratificación entrecruzada y que portan restos de troncos opalizados y de reptiles terrestres. En su base predominan las sedimentitas de tonalidades grises a gris ocráceo pálidas, mientras que hacia el tope lo hacen las de color rojo ladrillo. Este conjunto, es interpretado por Leanza (1993) como el depósito de un ambiente continental deltaico de energía muy alta a moderada.

El primer dato de espesor de la Formación Bajada Colorada se relaciona con Weaver (1931), ya que este autor indicó que los depósitos de la Formación Mulichinco (actualmente Formación Bajada Colorada) hacia el sur de la Cuenca Neuquina (área de Picún Leufú) son de dominio continental y alcanzan los 600 m de potencia. Otro valor para la citada formación en el área de Picún Leufú (más específicamente en las nacientes del Arroyo China Muerta, **figura 3**) corresponde a 480 m y fue emitido por Leanza y Hugo (1997). Estos espesores son bastante mayores con respecto a los que la formación presenta en la zona del valle del Río Limay, ya que en dicho sector se han reportado potencias de 250 m por Roll (1939) y de 139,4 m por Leanza y Hugo (1997). La comparación de estos espesores con los que se obtuvieron en el presente trabajo, se lleva a cabo en el siguiente capítulo, donde se describe a la zona de estudio.

2.3.4. Relaciones estratigráficas

De acuerdo a Leanza y Hugo (1997) y Leanza (1999) en el área de Picún Leufú (sur del Neuquén, **tabla 1**) la Formación Bajada Colorada se apoya a través de un contacto transicional sobre la Formación Picún Leufú, y es cubierta en relación de discontinuidad erosiva (la intravalanginiana) por la Formación Agrio. Para la misma zona, Gulisano et al. (1984) y Spalletti et al. (2000), propusieron que el contacto entre las Formaciones Picún Leufú y Bajada Colorada corresponde a una discontinuidad sobre la cual empiezan a prevalecer los depósitos silicoclásticos. Para el área del Valle del Río Limay, según Leanza y Hugo (1997) la Formación Bajada Colorada se dispone de manera concordante sobre la Formación Limay y en ciertos sectores está cubierta por la Formación Lohan Cura (**tabla 1**).

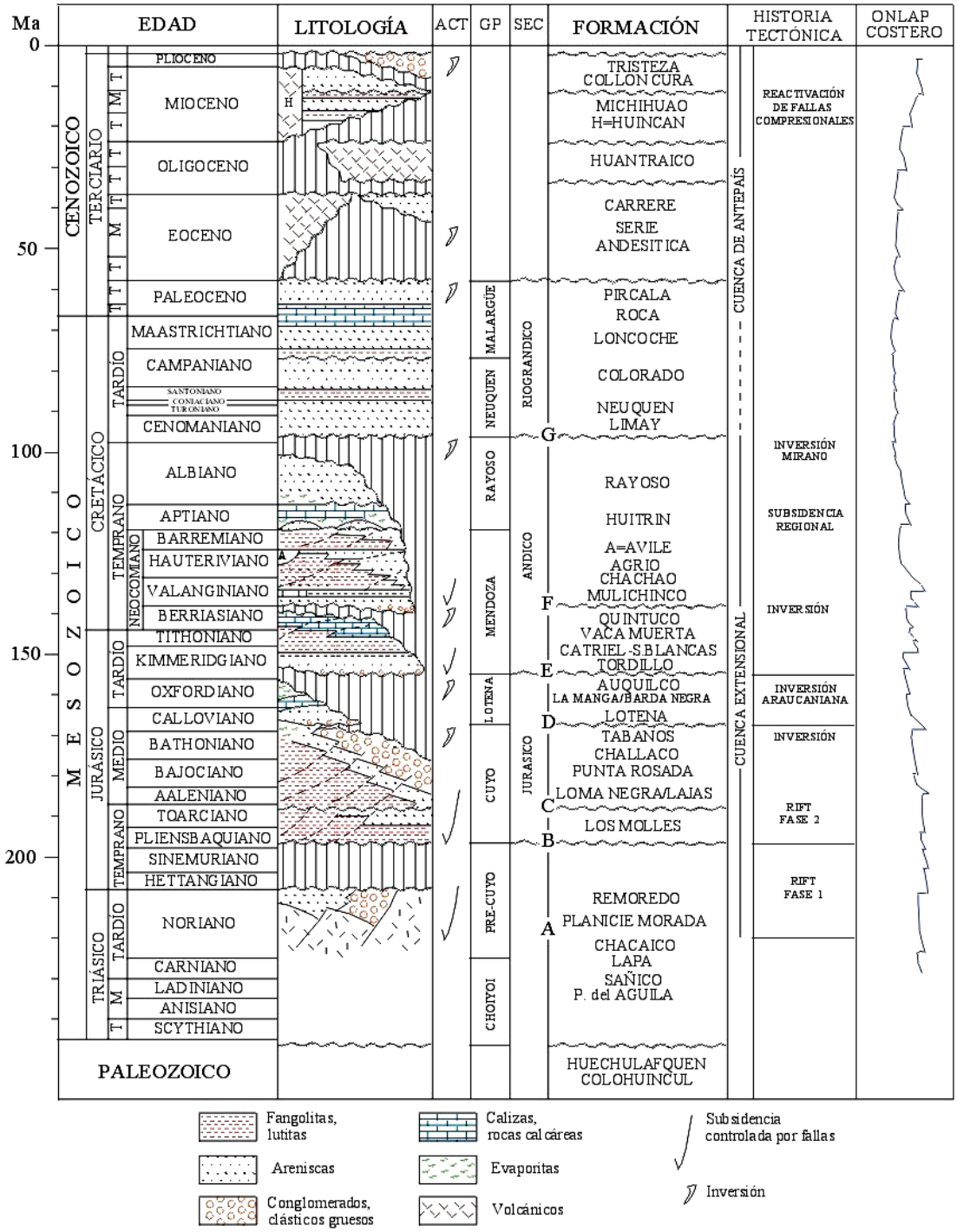


Figura 2. Columna tectonoestratigráfica de la Cuenca Nequina mostrando las mayores etapas de formación de la misma. A partir de Vergani et al. (1995).

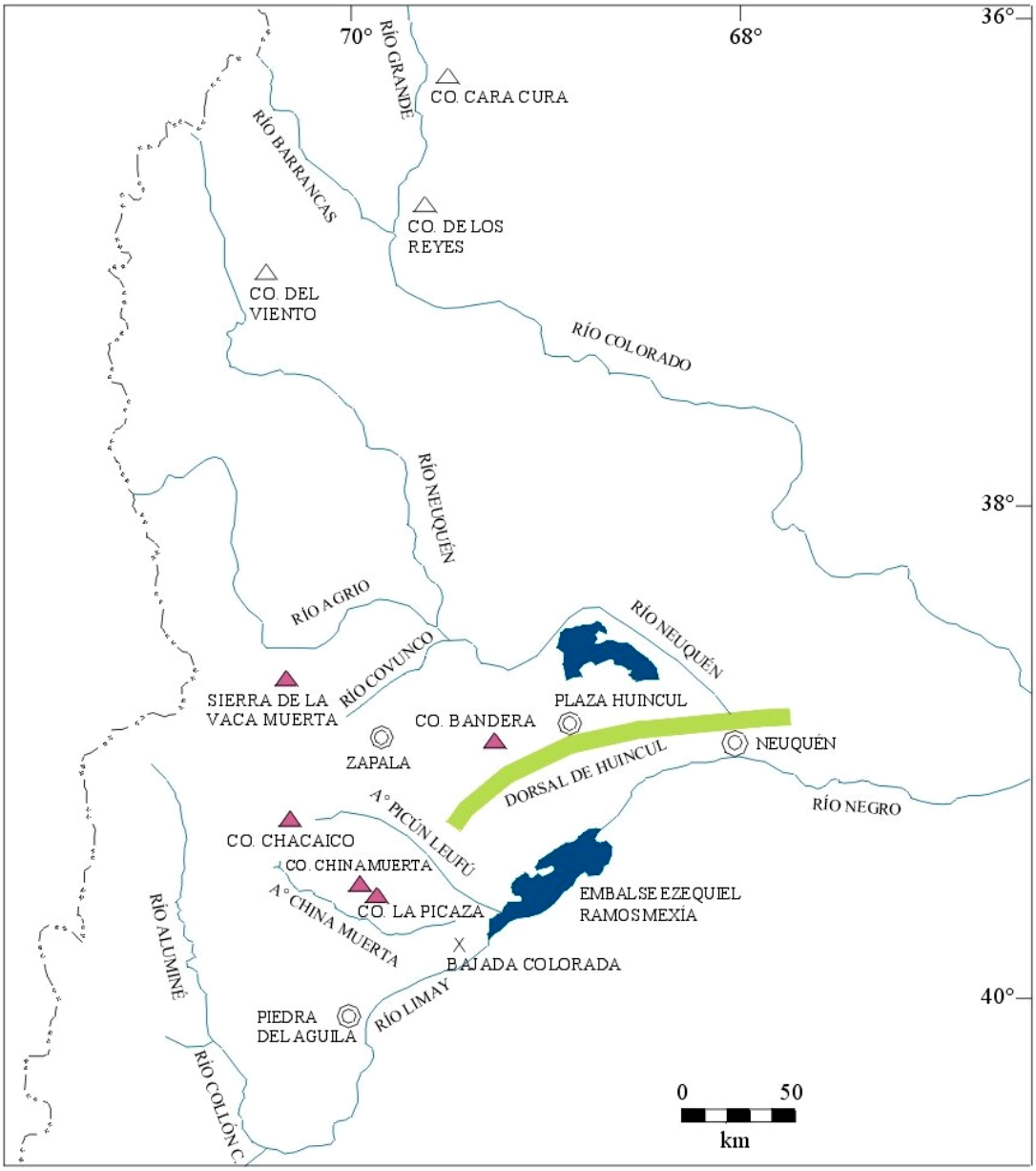


Figura 3. Mapa de ubicación de los principales puntos geográficos citados.

EDAD			NEUQUÉN (centro) (Legarreta y Gulisano, 1989; Gulisano y Gutierrez Pleimling, 1994)	NEUQUÉN (centro) (Leanza, 1999)	NEUQUÉN (sur) (Leanza y Hugo, 1997)	NEUQUÉN (sur) (Leanza, 1999)	NEUQUÉN-RÍO NEGRO (río Limay) (Leanza y Hugo, 1997)	FASES DIASTRÓFICAS	MA
CRETACICO	INFERIOR	Albiano	Fm Rayoso (CO, CB y EV)	Fm Rayoso	Fm Lohan Cura (CO)	Fm Lohan Cura	Fm Lohan Cura (CO) Fm Bajada Colorada Roll (1939)	Miránica principal	± 95
		Aptiano	Fm Huitrín (Mb Troncoso y La Tosca)					Miránica intermedia	± 110
		Barremiano	Fm Huitrín (Mb Chorreado)	Fm Huitrín	Fm La Amarga (CO)	Fm La Amarga			
		Hauteriviano	Fm Agrio (Mb Avilé y Superior)	Fm Agrio	"Facies Proximal de la Formación Agrio" (Leanza, 1981)	Fm Agrio		Miránica inicial	± 116
		Valanginiano	Fm Agrio (Mb Inferior) Fm Mulichinco (CL)					Catánlilica	±126
		Berriasiano	Fm Quintuco (CL y CB) Fm Vaca Muerta (MA)	Fm Mulichinco Fm Vaca Muerta	Fm Bajada Colorada (CO) Fm Picún Leufú (CB)	Fm Bajada Colorada Fm Picún Leufú	Fm Bajada Colorada (CO) (Foucault et al., 1987) Grupo Fortín Nogueira: Fm Limay (CO) Fm Ortiz (CB) Fm Pichi Picún Leufú (CO)		
JURASICO	SUPERIOR	Tithoniano			Fm Carrín Curá Fm Vaca Muerta	Fm Vaca Muerta Fm Carrín Curá			
		Kimmeridgiano	Fm Tordillo (CO)	Fm Tordillo	Fm Q. del Sapo (CO)	Fm Q. del Sapo		Araucánica	± 144
		Oxfordiano	Fm Auquilco (EV) Fm La Manga (CB) Fm Lotena (MA)	Fm Auquilco Fm La Manga Fm Lotena	Fm Fortín 1° de Mayo (CO) Fm Lotena (MA)	Fm Fortín 1° de Mayo Fm Lotena			
	MEDIO	Calloviano	Fm Tábanos (EV)	Fm Tábanos				Loténica	± 154
		Bathoniano	Fm Las Lajas (CL)		Fm Challacó (CO)	Fm Challacó			
		Bajociano			Fm Las Lajas (CL)	Fm Las Lajas			
		Aaleniano		Fm Los Molles					
	INFERIOR	Toarciano	Fm Los Molles (MA y CL)		Fm Los Molles (MA y CL)	Fm Los Molles			
		Pliensbaquiano		"Liásico tobáceo"	Fm Sierra Chacaicó / Fm Piedra Pintada	Fm Sierra Chacaicó			
		Sinemuriano						Rioatuélica	± 205
		Hettangiano							
TRIASICO	SUPERIOR	Retiano	Grupo Precuyo	Fm Remoredo	Fm Lapa	Fm Lapa			
		Noriano						Tunuyánica	± 215
		Carniano							

Referencias: discontinuidad No depositación

Tabla 1. Cuadro cronoestratigráfico y evolución tectonosedimentaria del Jurásico superior y Cretácico inferior, para el centro y sur de la Cuenca Neuquina. Se pueden observar las dos ubicaciones temporales que se la adjudicado históricamente a la Formación Bajada Colorada. Abreviaciones: CO, clásticos continentales; CB, clásticos carbonáticos; CL, clásticos marino marginales; MA, depósitos marinos; EV, depósitos evaporíticos; Fm, formación; Mb, miembro.

Figura 4. La Formación Bajada Colorada en las barrancas de la localidad homónima.

Figura 5. La Formación Lohan Cura en el Cerro La Picaza (inmediaciones del Cerro China Muerta), la cual fue propuesta por Roll (1939) como la Facies Occidental de la Formación Bajada Colorada.

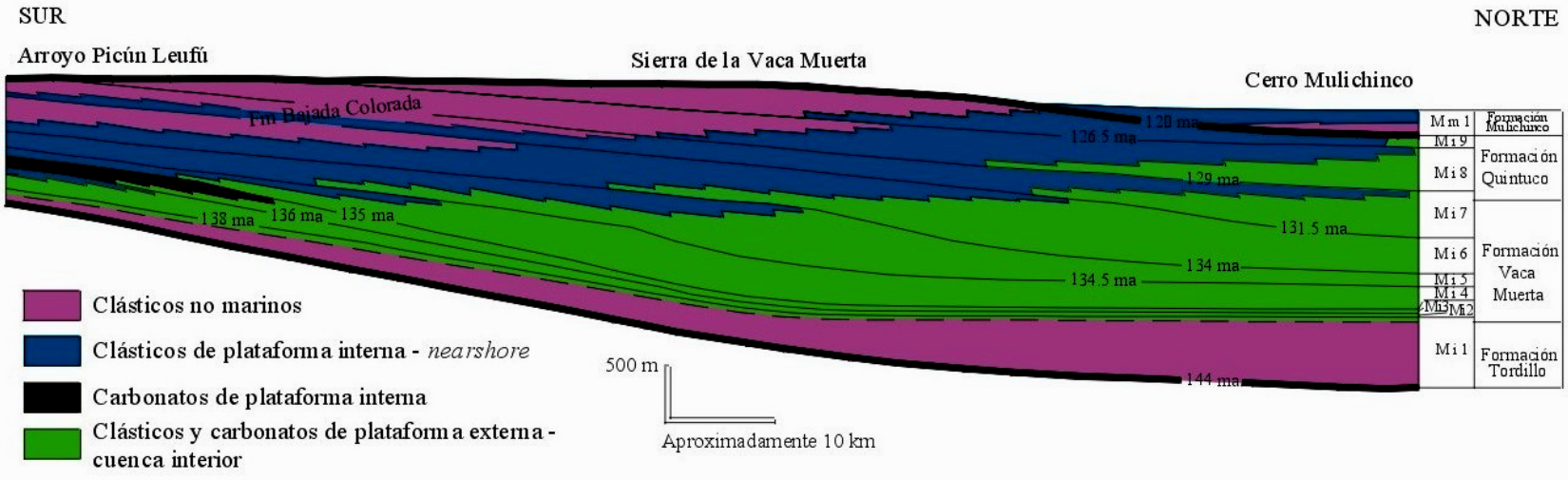


Figura 6. Esquema estratigráfico secuencial del Kimmeridgiano al Valanginiano en la Provincia del Neuquén. De Gulisano et al. (1984), Legarreta y Gulisano (1989), y Gulisano y Gutiérrez Pleimlimg (1994).

Capítulo 3: Descripción general de la zona de estudio

3.1. Localización y accesibilidad

La zona de estudio se encuentra localizada en la parte austral de la Cuenca Neuquina, hacia el sureste de la provincia del Neuquén (**figuras 1 y 7**). Resulta de mucha facilidad acceder por medio de vías de primer orden hasta dicha provincia y en particular hasta la ciudad de Zapala. La ciudad mencionada corresponde a una gran población, que cuenta con un museo paleontológico propio de los fascinantes hallazgos de reptiles registrados en la Cuenca Neuquina, y además es el lugar donde se lograba pernoctar previo a asistir a la zona de investigación.

La ruta nacional n° 40 constituyó la principal vía de comunicación para llegar directamente desde Zapala hasta los sitios de trabajo. En algunos casos dichos sitios se encontraban cerca de la ruta, en otros fue necesario tomar caminos secundarios para acceder hasta ellos. Asimismo, la ruta nacional n° 237 atraviesa a la Formación Bajada Colorada en la localidad tipo, por lo que se la utilizó como vía de comunicación cuando se visitó dicha zona (**figuras 1 y 7**).

A los efectos del desarrollo de las tareas de campo, en todos los casos se trató de buscar la vivienda de la estancia que se encuentre más cercana a cada uno de los sitios de trabajo, no sólo para obtener una mayor seguridad en cuanto al sitio de acampar, sino además para solicitar el permiso de poder transitar por los alrededores. Otra de las ventajas de establecer campamento cerca de los hogares de los encargados de las estancias es que, por lo general, se puede contar con alguna aguada, pozo o arroyuelo donde obtener agua fresca.

3.2. Condiciones climáticas, de relieve e hidrográficas

Las condiciones climáticas que presenta la zona de estudio corresponden al característico aspecto desértico de la Patagonia Extraandina, donde las temperaturas en verano oscilan entre 5°C y 35°C y en invierno entre – 15°C y 10°C, y suelen presentarse ráfagas de viento que pueden superar los 100 km/h (Leanza y Leanza, 1979). En verano en general, en un mismo día pueden suceder las temperaturas extremas, con una sensación térmica que puede llegar a los 40°C cuando el sol está en su máxima intensidad y luego en la noche bajar hasta una térmica de 2°C.

Se distinguen varias geoformas, tanto derivadas de procesos exógenos como endógenos. Las principales en la zona de estudio según Leanza y Hugo (1997), corresponden a paisaje de "basamento", con influencia de estructuras plegadas, de estructuras homoclinales, de estructuras horizontales, de terrazas fluviales, de planicies estructurales lávicas (mesetas basálticas), y de chihuidos (necks) y diques. Las cinco primeras corresponden a geoformas derivadas de procesos exógenos. El paisaje de "Basamento" se lo describe tomando como tal todo tipo de afloramiento de "roca dura", dentro del cual se destaca la sierra de Chacaico, con cerros que oscilan entre 1650 y 1800 m. El paisaje con influencia de estructuras plegadas tiene un ejemplo en el anticlinal Picún Leufú, situado en la región del cruce de la ruta 40 con el arroyo homónimo. Dentro del paisaje de estructuras homoclinales, se destacan las superficies de calizas blancas de la Formación Picún Leufú, tanto como las superficies arenosas y/o gravosas de las Formación Bajada Colorada (**figura 8**). Como ejemplo de un paisaje de estructuras horizontales se puede mencionar las capas rojas de las Formaciones La Amarga y Lohan Cura (**figura 5**). El paisaje de terrazas fluviales consiste de varios niveles de terraza, a los cuales se los puede encontrar en los cursos del Arroyo Picún Leufú y del Río Limay. Tanto el paisaje de planicies estructurales lávicas (mesetas basálticas), como el de chihuidos (necks) y diques, corresponden a geoformas derivadas de procesos endógenos. En el paisaje de chihuidos se destaca una forma de altos pináculos cuneiformes o cilíndricos, como por ejemplo el Cerro Marucho (**figura 8**).

Los cursos de agua en la zona de estudio consisten principalmente de arroyos que drenan en sentido noroeste – sureste hacia el Río Limay, los que de norte a sur son conocidos como los Arroyos Picún Leufú, China Muerta y Santo Tomás. El Arroyo Picún Leufú es el más importante de los tres, en vista de que corresponde a un curso de agua permanente. El China Muerta es un arroyo con aguas semipermanentes, aunque con amplias variaciones estacionales de caudal, verificándose grandes crecientes en épocas de deshielo o de fuertes lluvias estivales (Leanza y Leanza, 1979). El Santo Tomás es un arroyo que se origina en manantiales que brotan de las laderas basálticas. A la par de los arroyos, se puede mencionar la presencia de lagunas, en la mayoría de los casos permanentes, que constituyen fuentes de estadía vital para numerosas aves acuáticas, tales como por ejemplo los cisnes y flamencos.

3.3. Recursos humanos y naturales

Dentro de la zona de investigación no existen poblaciones de importancia. Las personas residentes son fundamentalmente los encargados de las estancias ganaderas, encontrándose estas últimas relativamente muy distantes las unas de las otras. Existen además diversas reservas indígenas, como por ejemplo la de Chacaico y del área del Cerro Marucho.

El recurso natural más importante corresponde a la ganadería y en mucho menor escala a la agricultura. Las principales cabezas corresponden a ganado vacuno, ovino y caprino. Dado que en la mayor parte de la zona de estudio aflora la roca viva, resultan pocos los lugares en donde se pueden desarrollar suelos adecuados para la agricultura. Las condiciones áridas sólo permiten que crezca la vegetación de tipo xerófila, destacándose gran predominio de jarillas y menor proporción de algarrobos, manca caballos, zampas, uñas de gato, neneos y numerosas cactáceas (Leanza y Leanza, 1979), lo cual corresponde a la denominada estepa arbustiva patagónica (Frenguelli, 1941). Clásicamente además es conocido que a los pobladores autóctonos no les ha motivado desarrollar la agricultura, pero en cuanto a la ganadería se destacan por construir corrales de forma circular colocando palos parados unos al

lado de los otros y tramados de arbustos secos. Sólo en los lugares de mallines, donde la humedad es mayor y el relieve más llano, la estepa arbustiva cede su lugar a distintos tipos de gramíneas, pastos finos y juncáceas acompañados por cortaderas (Leanza y Leanza, 1979). Existen en el sector reservas de varias rocas de aplicación, tales como gravas, arenas, arcillas y piedra caliza. También es necesario recalcar la presencia de los importantes recursos hidrocarburíferos y metalíferos.

3.4. Características generales de la Formación Bajada Colorada en los sitios de investigación

Los principales sitios de investigación fueron definidos previamente a cada una de las campañas (ver sección 1.2). Sin embargo, fue en el campo donde ellos quedaron definitivamente establecidos sobre la base de la calidad de los afloramientos. En especial se tomó en cuenta que los puntos de relevamiento y muestreo mostrasen la sucesión completa o casi completa de la Formación Bajada Colorada, así como relaciones visibles de base y techo. Principalmente en los afloramientos de la localidad tipo no se presenta dicha característica, pues la sucesión aparece incompleta. De acuerdo a Leanza y Hugo (1997), un criterio característico de reconocimiento para la Formación Bajada Colorada en la zona de estudio resulta ser el litotipo superior, compuesto por areniscas y conglomerados rojos.

Como bien se indicó en la sección 2.3.2 la distribución geográfica actual de la Formación Bajada Colorada está relacionada básicamente con dos regiones. La primera que corresponde a los depósitos de la zona del valle del Río Limay y la segunda a los que se ubican al sur del Arroyo Picún Leufú. De esta manera, para estudiar a la citada formación fue necesario tener en cuenta ambas regiones, cuyas principales características y perfiles relevados se mencionan a continuación.

De la primera región se estudió fundamentalmente el sector de la localidad tipo de la formación (margen izquierda del Río Limay). En dicho sector los depósitos se disponen en una franja, la cual se encuentra interceptada por la ruta nacional n°237,

aproximadamente entre los kilómetros 1393,8 y 1397,6 de dicha vía, desde donde esa franja se extiende un tanto hacia el oeste y otro tanto hacia el este en dirección del Río Limay (**figura 7**). En este sector se levantó un perfil a orillas del Río Limay (Lim) (**figuras 7 y 9**), de tan sólo 80 m de potencia, en el cual la base resultó estar cubierta, mientras que el techo corresponde a una discordancia sobre la cual aparecen depósitos Cenozoicos. Leanza y Hugo (1997) describieron un perfil esquemático para la localidad tipo con relaciones estratigráficas similares a las mencionadas, pero con un espesor de 139,4 m, el que resulta un poco mayor al que se obtuvo en este estudio. Más aún Roll (1939) menciona en dicha localidad un espesor de 250 m para la formación. Es de destacar sin embargo, que estas diferencias en espesores no serían más que el producto de la incompleta sucesión que presenta la Formación Bajada Colorada en dicho sector, peculiaridad que al final le resta detalles al perfil presentado en la localidad tipo.

De la segunda región se estudiaron básicamente los depósitos de la Formación Bajada Colorada que se presentan entre los Arroyos Picún Leufú y China Muerta (**figura 10**). Estos depósitos se disponen en una franja con sentido noreste – suroeste (**figuras 7 y 10**), a través de la cual se relevaron cinco perfiles, los que comúnmente muestran claras relaciones de base y techo. De sur a norte estos perfiles se denominan: perfil Arroyo China Muerta (Chm), perfil Arroyo Bañados de Caichigüé (Chg), perfil Arroyo Carrizal (Car), perfil Cerro Marucho (Mar) y perfil Agua del Overo (Ove). Como se notará, los perfiles se ubicaron en su mayoría hacia el sector de los arroyos, ya que en dichos lugares es donde los afloramientos se presentan de mejor manera, incluso ciertos tramos de los perfiles Cerro Marucho y Agua del Overo estaban surcados por arroyos menores. En todos estos perfiles la Formación Bajada Colorada sobreyace a la Formación Picún Leufú e infrayace a la Formación Agrio y sus espesores oscilan entre 483 a 708 m. Dichos valores no se alejan mucho del mencionado por Weaver (1931) para el área de Picún Leufú (600 m) o del indicado por Leanza y Hugo (1997) en las nacientes del Arroyo China Muerta (480 m). En las **figuras 11 a 14** se presentan algunas ilustraciones de estos perfiles.

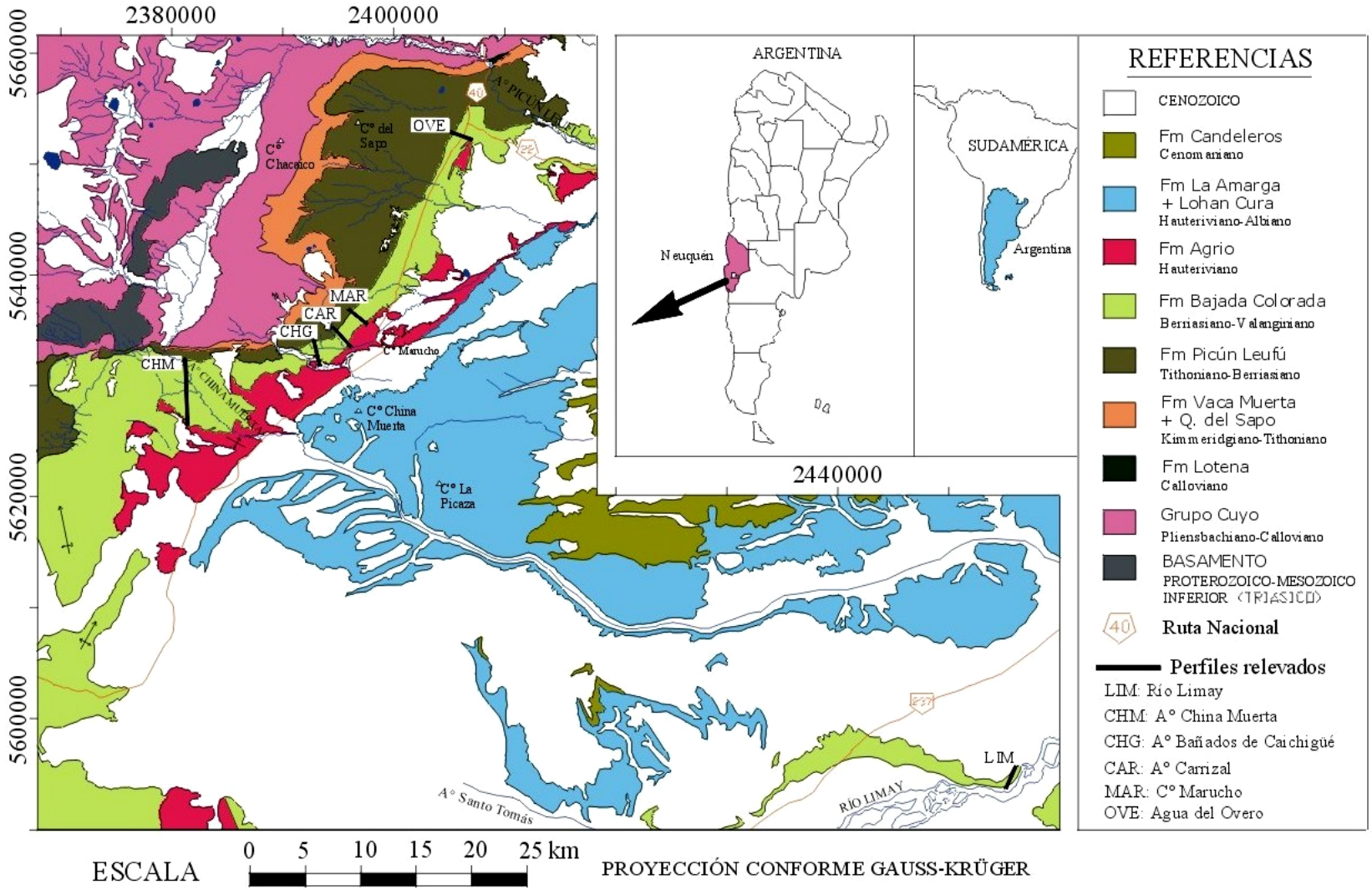


Figura 7. Mapa geológico de la zona de estudio, con la localización de los perfiles relevados. Modificado de Leanza y Hugo (1997).

Figura 8. La Formación Bajada Colorada en las inmediaciones del Cerro Marucho. En la ilustración superior la citada formación denota un paisaje con influencia de estructuras homoclinales y en la inferior aparece hacia el fondo el Cerro Marucho, él que está compuesto en su mayor parte por depósitos de la Formación Agrio.

Figura 9. Afloramiento de la Formación Bajada Colorada hacia la margen izquierda del Río Limay.

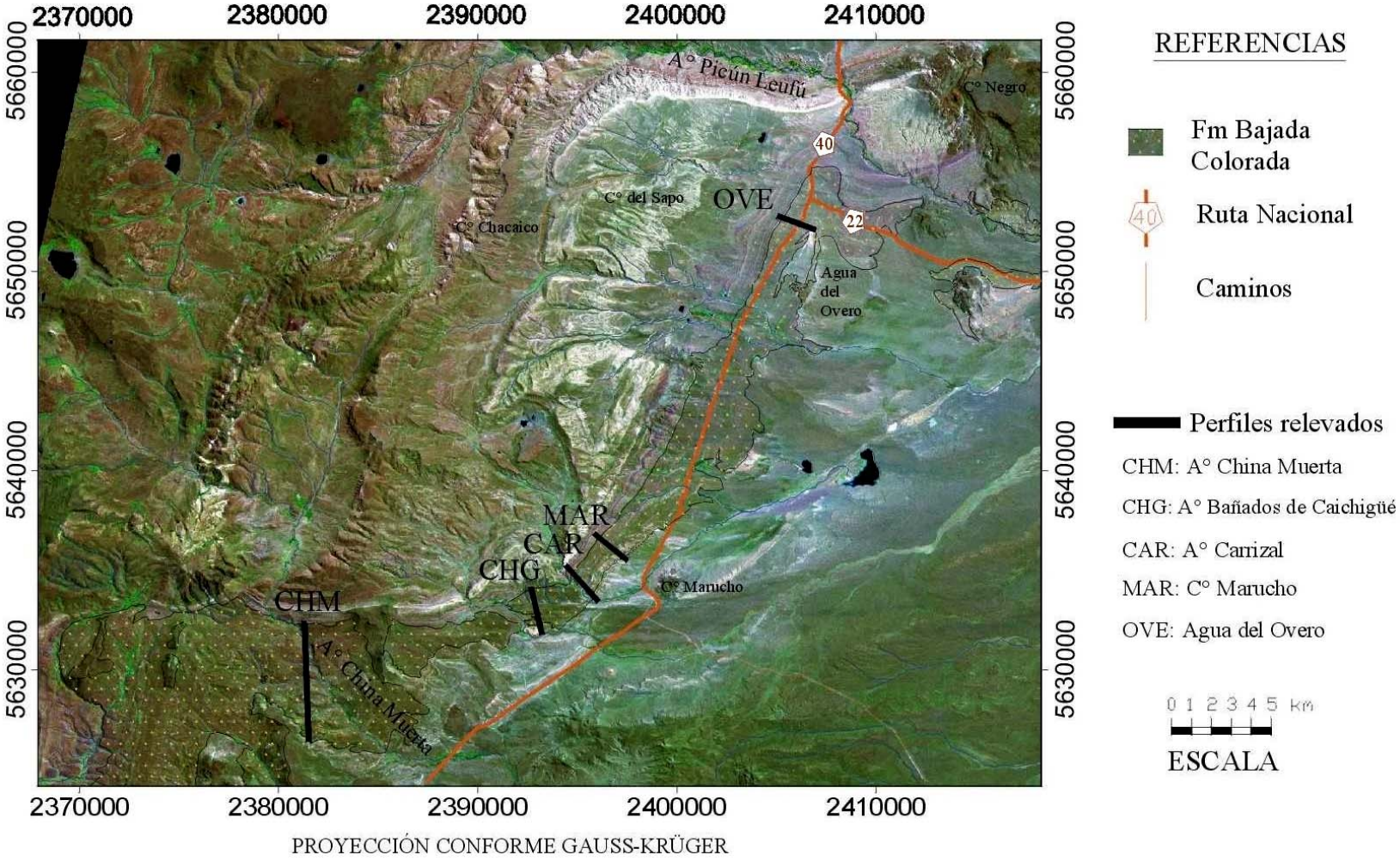


Figura 10. Imagen satelital denotando los perfiles relevados entre los Arroyos Picún Leufú y China Muerta.

Figura 11. Vista general de los depósitos de la Formación Bajada Colorada en el Arroyo China Muerta.

Figura 12. Cuerpo rocoso de la Formación Bajada Colorada en las inmediaciones del Arroyo Bañados de Caichigüé.

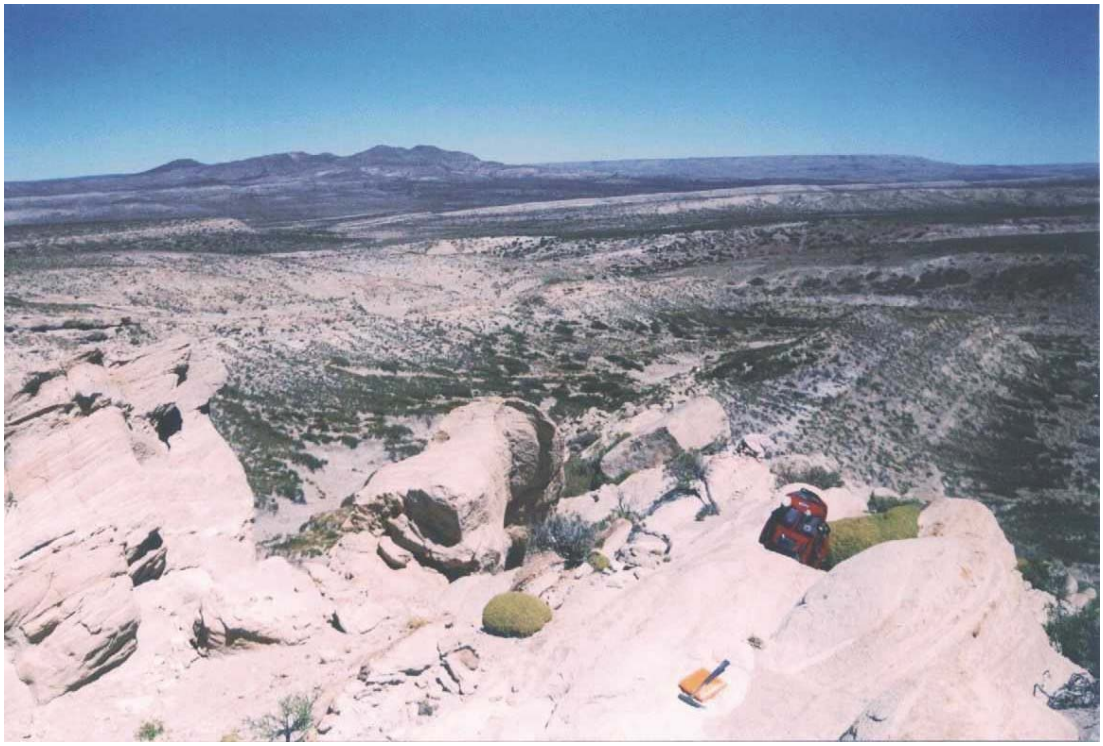


Figura 13. Afloramiento de la Formación Bajada Colorada en las inmediaciones del Arroyo Carrizal.

Figura 14. La Formación Bajada Colorada en la localidad Agua del Overo. En este sector los depósitos están atravesados por la ruta nacional n° 40.

Capítulo 4: Análisis de facies

4.1. Definición de facies

La palabra "facies" de acuerdo a Pirrie (1998) ha sido tratada desde tres puntos de vista. El primero, que es el preferido y recomendado por dicho investigador, corresponde al enfoque descriptivo, y es comúnmente empleado para el caso de analizar facies clásticas. El segundo es el genético, y alude al proceso de transporte y depositación de sedimentos, como por ejemplo una facies de turbidita. El tercero se refiere al aspecto ambiental, que se utiliza con mayor frecuencia en el análisis de depósitos carbonatados, en vista de que resulta más factible que sus facies individuales puedan ser representativas de un ambiente específico.

Por lo común, las facies son definidas por sus características físicas, en cuyo caso se las puede tratar como "litofacies" (Miall, 1996). Las litofacies y las biofacies (definidas por sus aspectos biológicos) constituyen ejemplos de facies descriptivas (Arche, 1989).

4.2. Clasificaciones generales de las litofacies carbonatadas y silicoclásticas

Las rocas y las litofacies carbonatadas y silicoclásticas han sido clasificadas primeramente y de manera general sobre la base de su textura. Para el caso de las calcáreas son tres las clasificaciones más conocidas y divulgadas. Se trata de las propuestas por Folk (1959, 1962), Dunham (1962) más Embry y Klovan (1971), y Tucker (1981). La de Dunham (1962) es la preferentemente utilizada por la mayoría de los investigadores, y en ella las sedimentitas de acuerdo a su textura pueden ser de *grainstone*, *packstone*, *wackestone*, *mudstone* (micrita) y *boundstone* (caliza sujeta por organismos). Embry y Klovan (1971) añadieron ciertos términos como *bafflestone*, *bindstone* y *framestone* para tres distintas formas de boundstone; y floatstone y rudstone para calizas bioclásticas con más del 10% de granos mayores a 2 mm.

Las litofacies silicoclásticas por su parte, de acuerdo a Miall (1996) pueden ser clasificadas en primer término por una simple subdivisión tripartita en litofacies de grava, arena y grano muy fino (pelíticas). Algunas litofacies mixtas, tales como grava arenosa, aparecen comúnmente, y en este caso se clasifican de acuerdo al tamaño de grano dominante.

En la Formación Bajada Colorada se han encontrado los siguientes grupos: litofacies calcáreas, conglomerádicas, de conglomerados arenosos, de areniscas conglomerádicas, de areniscas, heterolíticas y fangolíticas. El análisis de cada uno de los grupos y de sus respectivas litofacies constituyentes se describe a continuación. Un resumen de las principales características de las litofacies se exhibe en la **tabla 2**.

4.3. Litofacies calcáreas

Se presentan en la parte inferior de la Formación Bajada Colorada, muy cerca del contacto con la Formación Picún Leufú. Se determinaron cuatro principales: caliza micrítica (CM), *packstone* y *grainstone* bioclástico arenoso (SC), g*rainstone* y *packstone* oolítico arenoso (CC) y *rudstone* de ostras (CR). Estas litofacies por lo general se manifiestan en capas tabulares, que tienen espesores de unas pocas a varias decenas de metros.

***4.3.1. Litofacies CM**: Caliza micrítica*. Se compone fundamentalmente de fango calcáreo. Se expone en capas tabulares de color café claro, con un espesor entre 0,1 y 0,5 m, y una estructura masiva (**figura 15**). El depósito completo puede alcanzar varios metros. En la mayoría de los casos se presenta bastante pura, es decir, con muy poco o ningún resto bioclástico de mayor dimensión. El origen de esta litofacies puede ser muy variado. Gawthorpe (1986) sugiere la depositación en un ambiente de baja energía. Mas y Alonso (1989) indican que la desintegración de algas calcáreas verdes (las que al morir dejan caer las agujas aragoníticas que conforman el esqueleto) es el factor más importante para la producción de sedimentos micríticos, aunque también señalan que existen otros procesos generadores, tales como la

bioerosión (producida por esponjas y algas que atacan y perforan granos carbonatados y sustratos), rotura mecánica de granos (por la energía de olas y corrientes), precipitación bioquímica (a causa de la fotosíntesis y descomposición de algas), entre otras. Bernier et al. (1991) indican que su depositación es muy característica de ambientes parcialmente restringidos, como los de tipo albuférico (*lagoons*), con corrientes débiles y con predominio de acumulación por decantación suspensiva.

***4.3.2. Litofacies SC**: Packstone y grainstone bioclástico arenoso.* Se caracteriza por contener granos de tamaño arena, tanto calcáreos, como silicoclásticos, pero con dominio de los primeros. Los granos calcáreos corresponden básicamente a esqueléticos o bioclásticos (fragmentos de bivalvos, braquiópodos o algún otro tipo de molusco). Por lo común se presenta en *sets* con estratificación entrecruzada, de espesor promedio entre 0,8 y 1 m, que pueden llegar a formar cosets de varios metros. Su origen es atribuido a corrientes longitudinales vinculadas a olas traslacionales (Shipp, 1984; Byers y Dott, 1995; Spalletti et al., 2000) o corrientes mareales (Terwindt, 1988; Leckie y Singh, 1991; Spalletti et al., 2000). Algunos cuerpos podrían resultar de corrientes unidireccionales en ambientes estuarinos (Spalletti et al., 2000). Milroy y Wright (2000), describieron una litofacies similar a la estudiada (pero contiendo cierta cantidad de ooides), la que fue interpretada como depósitos transgresivos de *shoreface* (en una cuenca lacustre carbonatada), por sus relaciones con las litofacies infra y sobreyacientes. En el caso de la Formación Bajada Colorada esta litofacies se puede encontrar aislada entre litofacies Fm, o en ciertos casos sobreyaciendo a la litofacies CC e infrayaciendo a la litofacies CM. Analizando las relaciones verticales de facies y las diversas proposiciones de los autores citados, la litofacies SC es principalmente atribuida a depósitos de bajíos carbonatados posiblemente en ambientes protegidos.

***4.3.3. Litofacies CC**: Grainstone y packstone oolítico arenoso.* Consiste en granos con tamaño arena, tanto calcáreos como silicoclásticos, pero con dominio de los primeros. Los granos calcáreos corresponden básicamente a ooides (clastos no

esqueléticos), los que tienen forma esférica o elíptica, son muy redondeados y bien clasificados. Internamente poseen un núcleo carbonatado o no, el cual esta rodeado por láminas concéntricas. Dichas láminas son generalmente aragoníticas (Mas y Alonso, 1989). En ciertos casos también suelen presentarse fragmentos de bivalvos. Los granos siliciclásticos corresponden preferentemente a plagioclasas y cuarzo mayormente monocristalino. Las capas se presentan como *sets* con estratificación entrecruzada de bajo ángulo y un espesor promedio entre 0,4 y 0,6 m. La estratificación de bajo ángulo sugiere depositación de flujo intermedio a supercrítico (Spalletti et al., 2000). Estos depósitos son interpretados como bajíos o barras de corrientes longitudinales (Milroy y Wright, 2000). Spalletti et al. (2000) describieron una litofacies similar a la analizada, indicando que la presencia de ooides con buena clasificación y fósiles fragmentados sugieren procesos repetitivos de retrabajamiento de olas normales y/o tormentas, y que estos rasgos son indicativos de bajíos carbonatados desarrollados en ambientes cercanos a la costa (*nearshore*).

***4.3.4. Litofacies CR**: Rudstone de ostras*. Aparece en cuerpos tabulares, con espesores entre 0,3 y 0,9 m y contiene una importante cantidad de grandes ostras (**figura 16**) en ciertas ocasiones perforadas por bivalvos de menor tamaño. Las ostras se establecen en una matriz calcarenítica (generalmente de *packstone* y *grainstone* bioclástico arenoso), su proporción puede variar lateralmente en unos pocos metros de distancia, pero en general existe una mayor concentración de dichos organismos hacia la parte superior de los cuerpos tabulares. Las ostras por lo general son de 8 a 10 cm de altura (medida perpendicularmente al eje de la articulación), sus valvas se disponen en forma horizontal, están poco fragmentadas (lo que sugiere poco o ningún transporte), y muchas se mantienen en posición de vida. Por sus características y relaciones estratigráficas, estas ostras pertenecerían a la familia *Ostreidae* (*Ostreidos*), la cual se desarrolla en condiciones de salinidad menores a las normales en estuarios salobres y albuferas (Moore, 1971). En los cuerpos sedimentarios existe un menor número de especies, lo que indicaría una comunidad de baja diversidad, sometida a alto esfuerzo y control mayormente físico que biológico (Fürsich, 1981).

Las perforaciones que sufren las ostras son producidas por un bivalvo mitílido (*Litophaga*) perteneciente a la familia *Mytilidae*. Fürsich (1981) estableció para ciertas asociaciones de ostras (*Praeexogyra postulosa* y *Nanogyra nana*) pertenecientes a la familia Ostreidae un ambiente de arrecifes en parche típico de albuferas y bahías protegidas, con salinidades entre mesohalina y braquihalina (3 y 30 °/oo). Esta interpretación ambiental también es sugerida para la presente litofacies.

4.4. Litofacies conglomerádicas

Estas litofacies aparecen exclusivamente hacia la parte superior de cada uno de los perfiles de la Formación Bajada Colorada. Se determinaron cinco principales: Gt(a), Gt(b), Gm, Gh y Gl. Poseen más del 50 % de gravas, generalmente clastosoportadas, con un diámetro promedio entre 1 y 4 cm, aunque ciertos elementos pueden llegar hasta los 10 cm. Los clastos de grava son redondeados a subredondeados en todos los perfiles, excepto en el del Río Limay, donde mayormente son angulosos a sub-angulosos. La matriz es fundamentalmente arenosa.

***4.4.1. Litofacies Gt(a)**: Conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala*. Los fenoclastos tienen un diámetro promedio entre 2 y 3 cm, pero algunos pueden llegar hasta los 8 cm. Los *sets* presentan una geometría lenticular, menos de 4 m de longitud, y un espesor promedio entre 0,3 y 0,8 m (**figura 17**). Estos depósitos corresponden a barras subácueas tridimensionales desarrolladas en las porciones más profundas de los canales (Costello y Walker, 1972; Miall, 1978c; Ramos et al., 1986; Veiga, 2000). De manera similar, Spalletti (1994) atribuye su origen a la migración de barras gravosas tridimensionales.

***4.4.2. Litofacies Gt(b)**: Conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala*. Los fenoclastos tienen un diámetro promedio de 4 cm, aunque ciertos elementos pueden llegar hasta los 10 cm. Los sets presentan una geometría lenticular, 4 m o más de longitud, y un espesor promedio entre 1 y 2 m

(**figura 18**). El principal origen de estas litofacies corresponde a la migración de dunas tridimensionales de gran escala, aunque no se descartan otros orígenes; así por ejemplo Miall (1978c, 1996) las considera como relleno de canales menores, y Ramos & Sopeña (1983) la interpretan como núcleos de gravas en barras acrecionándose lateralmente.

***4.4.3. Litofacies Gm**: Conglomerados masivos*. Los clastos de grava presentan un diámetro promedio entre 1 y 2 cm, y son generalmente de forma redondeada. Los estratos tienen varios metros de longitud, y un espesor promedio entre 0,5 y 1 m. Esta litofacies puede estar vinculada directamente con los depósitos de planicie de inundación por ejemplo en forma de cuerpos gravosos de desbordamiento (Cf. Reinfelds y Nanson, 1993), que en nuestro caso exhiben principalmente una forma acanalada (**figura 19**). Litofacies similares a la analizada también han sido interpretadas como depósitos de barras longitudinales (Ramos et al., 1986, **figura 20**).

***4.4.4. Litofacies Gh**: Conglomerados con estratificación horizontal*. Los fenoclastos tienen un diámetro promedio entre 1 y 2 cm, y suelen presentar imbricación. Los estratos poseen geometría tabular, gran extensión lateral, y un espesor promedio entre 2 y 4 m. Las capas individuales tienen pocos decímetros de espesor (Miall, 1996). Los contactos de las capas resultan poco visibles, debido a lo cual esta litofacies podría exhibir una aparente estructura gravosa masiva (**figura 21**). Esta litofacies es interpretada como depósitos de alto régimen de flujo, vinculados con la depositación en la parte superior de barras gravosas, tanto transversales como longitudinales (Veiga, 2000).

***4.4.5. Litofacies Gl**: Conglomerados con estratificación entrecruzada de bajo ángulo*. En esta litofacies los fenoclastos manifiestan un diámetro promedio entre 1 y 2 cm. Los *sets* presentan geometría tabular, pocos o varios metros de extensión lateral, y un espesor de pocos decímetros (**figura 22**). Spalletti (1994) asigna su origen a depósitos de corrientes ácueas con régimen intermedio a alto. Hein y Walker

(1977) señalan que se forma en un manto de grava (barra longitudinal) con condiciones de rápido transporte de clastos. Billi et al. (1987) sugieren que resulta de la acreción de barras diagonales laterales en un sistema de baja sinuosidad.

4.5. Litofacies de conglomerados arenosos

Se manifiestan hacia la parte superior de la Formación Bajada Colorada, destacándose dos principales: GSt(a) y GSt(b). Corresponden a un grupo de litofacies mixtas entre la grava y arena, pero que deben considerarse como conglomerados arenosos por la cantidad de gravas presentes (entre 25 y 50 %).

4.5.1. Litofacies GSt(a) y GSt(b): *Conglomerados arenosos con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña y gran escala respectivamente*. Las capas entrecruzadas exhiben una menor participación de las gravas desde la base hacia el tope (existe mayor concentración de los fenoclastos hacia la base de las capas). Manifiestan similares características que Gt(a) y Gt(b) en cuanto al diámetro de los granos, forma y tamaño de los *sets*, pero se diferencian por la cantidad de los clastos de grava, que en este caso es entre 25 y 50 %, razón por la cual contienen una mayor cantidad de arena, haciendo posible que con frecuencia los fenoclastos no se encuentren en contacto entre sí (**figuras 23 y 24**). En cuanto a sus orígenes se estima que son similares a los de las litofacies conglomerádicas análogas.

4.6. Litofacies de areniscas conglomerádicas

Son muy comunes en toda la Formación Bajada Colorada. Se determinaron dos principales: SGt(a) y SGt(b). Comprenden un grupo de litofacies mixtas entre la arena y grava, en las que se hace notorio el predominio de arena. Tienen de 5 a 25 % de grava, y los fenoclastos poseen un diámetro promedio entre 0,6 y 0,8 cm.

4.6.1. Litofacies SGt(a)*: Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala*. Los fenoclastos gravosos tienen un

diámetro promedio de 0,6 cm. Las arenas pueden ser de textura fina a muy gruesa. Los *sets* son de geometría lenticular, con menos de 4 m de longitud, y un espesor promedio entre 0,3 y 0,8 m (**figura 25**). Son interpretadas como barras de fondo tridimensionales areno-gravosas en canales de importante profundidad (Collinson, 1970; Veiga 2000). Similarmente Spalletti et al. (1990) atribuyen su origen a la migración y acreción de trenes de dunas tridimensionales.

4.6.2. Litofacies SGt(b)*: Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala*. Los fenoclastos tienen un diámetro promedio de 0,8 cm. Las arenas pueden ser de textura fina a muy gruesa. Los *sets* presentan una geometría lenticular, 4 m o más de longitud, y un espesor promedio entre 1 y 2 m (**figura 26**). Tiene un origen similar a la litofacies anterior, es decir, debido a la migración de dunas areno-gravosas tridimensionales.

4.7. Litofacies de areniscas

Son muy comunes en los depósitos estudiados. Constituye el grupo de litofacies que contiene mayores componentes, ya que en total se reconocieron diez: St(a), St(b), Sp, Spe, Sl, Sh, Se, Sr, Sm y Sc. En general, se trata de arenas de textura muy fina a gruesa, que en ciertos casos pueden contener hasta un 5 % de gravas, ya sea en forma de *lag* basal o como fenoclastos diseminados entre las capas entrecruzadas. Muestran una importante variedad de estructuras sedimentarias, las que pueden alcanzar diferentes escalas.

4.7.1. Litofacies St(a)*: Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala*. Se compone de arenas de tamaño fino a grueso. Los *sets* presentan geometría lenticular, hasta 1 m de longitud, y un espesor promedio entre 0,3 y 0,5 m. El clásico origen atribuido a esta litofacies se debe a la migración de dunas tridimensionales de cresta sinuosa o lingüoide (por ejemplo Miall, 1978c, 1996; Browne y Reay, 1993). Reineck y Singh (1975) la atribuyen a la erosión y

relleno de pequeños surcos, que al juntarse forman una estructura muy similar a la de las artesas (**figura 27**).

***4.7.2. Litofacies St(b)**: Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala*. Está formada por arenas de textura fina a gruesa. Los *sets* presentan una geometría lenticular, más de 1 m de longitud, y un espesor promedio entre 0,5 y 0,8 m. Tiene un origen similar a St(a), con la cual se diferencia fundamentalmente por las dimensiones de los *sets*, y por ende de las barras tridimensionales gereradoras.

***4.7.3. Litofacies Sp**: Areniscas con estratificación entrecruzada planar*. Las arenas de esta litofacies son de grano mediano a grueso. Los *sets* exhiben una forma tabular y son bastante continuos lateralmente; aparecen aislados (**figura 28**) o agrupados, y el espesor suele ser de unas pocas decenas de centímetros, aunque *sets* entre 0,5 y 1,0 m son habituales. Las capas frontales en general aparecen alternadas con delgados niveles de grano más fino, y tienen terminaciones superior e inferior angulares, aunque en ciertas ocasiones suelen ser tangenciales a la base. La clásica interpretación atribuida a esta litofacies se debe a la migración de dunas bidimensionales o de crestas rectas (Cf. Miall, 1978c, 1996; Veiga, 2000).

***4.7.4. Litofacies Spe**: Areniscas con estratificación entrecruzada de origen eólico*. Son en general de grano mediano, muy bien seleccionadas. Los *sets* tienen geometría tabular o tabular-acuñada, espesor promedio de varias decenas de centímetros, y el contacto entre ellos es muy nítido, a veces marcado por delgadas superficies cementadas. Los *cosets* varían entre unos pocos y varios metros de potencia. Las capas son planares y frecuentemente asintóticas hacia la base (**figura 29**), aunque a diferencia de Sp no se alternan con niveles de grano más fino. Los depósitos mencionados alternan con depósitos finos de decantación. Las características citadas sugieren que esta litofacies se vincula con la migración de dunas eólicas (Langford y Chan, 1989). La interestratificación de los depósitos de decantación y dunas eólicas sugiere el desarrollo de un sistema eólico húmedo en el

sentido de Kocurek y Havholm (1993). Veiga et al. (2002) consideran que el desarrollo del sistema señalado requiere una alta tabla de agua, en o cerca de la superficie deposicional, para que se pueda producir la acumulación de depósitos finos de inundación y al mismo tiempo la reducción de la provisión de arena para el desarrollo de los depósitos eólicos.

***4.7.5. Litofacies Sl**: Areniscas con estratificación entrecruzada levemente inclinada*. Esta litofacies se compone de arenas de tamaño mediano a grueso. Los *sets* tienen forma tabular o lenticular, y espesor muy variable. Las capas entrecruzadas tienen un ángulo de buzamiento menor a 15° (**figura 30**), normalmente menor a 10° (Miall, 1996). Con frecuencia está asociada con la litofacies Sh. Spalletti (1994) considera que estas capas se originan por corrientes ácueas en régimen transicional. Miall (1996) menciona que las dunas de joroba (*humpback dunes*) que aparecen en la transición entre flujo subcrítico y supercrítico tienen rasgos que corresponden a esta litofacies.

***4.7.6. Litofacies Sh**: Areniscas con estratificación horizontal*. Son arenas de tamaño muy fino a grueso. Las capas, de forma tabular y muy continua, pueden alcanzar 2,5 m de potencia. Dichos estratos, internamente suelen presentar láminas o capas planas con un espesor menor a 1 cm (**figura 31**). Las láminas se disponen en forma paralela a subparalela, y en ciertas ocasiones se encuentran levemente afectadas por deformaciones sinsedimentarias. Su origen es atribuido a corrientes ácueas de alto régimen (Brierley, 1989; Spalletti, 1994), o a flujos de bajo régimen para arenas menores a 0.6 mm (Brierley, 1989).

***4.7.7. Litofacies Se**: Areniscas con estratificación sigmoidal (épsilon)*. Contiene arenas de grano fino a mediano. Los *sets* tienen forma tabular, y espesores entre 0,3 y 1 m. Las capas frontales muestran un contacto asintótico hacia la base y hacia el techo (**figura 32**), y por lo general están separadas por niveles pelíticos clásicamente conocidos como cubiertas de fango (*mud drapes*). La forma sigmoidal

se debe a determinadas características hidrodinámicas del flujo, así por ejemplo Shanley et al. (1992) señalan que dichas capas representan cambios en las condiciones de aceleración de los vórtices totales del flujo dentro de una corriente mareal, y por lo cual ubican a estos depósitos principalmente en las porciones más abiertas de estuarios con dominio de arena. Spalletti et al. (2000), de manera similar, aluden a cambios abruptos en el régimen de flujo de las corrientes mareales. Además Spalletti et al. (2000) consideran que los depósitos con *sets* de más de 2 m de espesor han sido generados por la migración de formas de fondo submareales, y entre 0,3 y 0,5 m por pequeñas ondas de arena y dunas, típicas de ambientes muy someros y posiblemente intermareales. Por último estas litofacies también han sido vinculadas con el desarrollo de barras laterales en canales de alta sinuosidad (por ejemplo Veiga, 2000), las que también fueron encontradas entre los depósitos analizados, pero con la particularidad de que no contienen cubiertas de fango (**figura 33**).

***4.7.8. Litofacies Sr**: Areniscas con laminación ondulítica*. Son arenas de grano muy fino a mediano, que presentan óndulas comúnmente asimétricas. Las capas son de forma tabular. Las estructuras tienen menos de 5 cm de alto (**figura 34**), y los *cosets* forman espesores decimétricos o de unos pocos metros (Miall, 1996). Una amplia variedad de estructuras internas puede ser generada de la migración de óndulas, como por ejemplo laminación entrecruzada y óndulas escalantes (*climbing ripples*), y así ha ocurrido en nuestro caso. Estos cambios se deben a variaciones en la velocidad del flujo y de la tasa de aporte de sedimento (Jopling y Walker, 1968; Allen, 1984; Miall, 1996). En general el origen de esta facies es atribuido a condiciones de bajo régimen de flujo en corrientes unidireccionales (Brierly 1989; Spalletti, 1994).

***4.7.9. Litofacies Sm**: Areniscas masivas*. Son depósitos arenosos de textura fina a mediana. Los sets presentan geometría tabular o lentiforme, y un espesor variable (**figura 35**). Se la suele encontrar como rellenos de pequeños canales, posiblemente como una alteración de la litofacies St(a), con la que comúnmente está

asociada. Miall (1996) indica como un posible origen de la estructura masiva, al colapso del margen de un pequeño canal, pero también señala que ésta podría producirse por modificaciones postdeposicionales, tales como pérdida de humedad y bioturbación.

***4.7.10. Litofacies Sc**: Areniscas con deformación sinsedimentaria*. Son arenas de grano fino a mediano. Las estructuras normalmente varían desde unos pocos centímetros a unos pocos metros de espesor, y se conocen dos formas principales: laminación convoluta y pliegues de tipo *slumps*. En ambos casos existe un empuje ascensional generado por el escape de fluidos hacia arriba. Reineck y Singh (1975) sostienen que la laminación convoluta nace fundamentalmente de capas planas y óndulas, en donde actúa una licuefacción diferencial, la que deja como resultado la estructura deformacional (**figura 36**) con una cresta de forma más o menos aguda (debido a una succión en dicha zona) y amplios senos (debido a una presión hacia abajo). Los mismos autores mencionan como condición para que se formen los pliegues de tipo desmoronamientos (*slumps*) (**figura 37**) al movimiento y desplazamiento de las capas de sedimento ya depositadas, principalmente bajo la acción de la gravedad. Esta segunda manera de deformación sinsedimentaria no sólo puede formar pliegues, sino además cualquier otro tipo de estructuras con forma irregular. Nichols et al. (1994), demostraron experimentalmente que las estructuras de escape de fluidos pueden ser producidas como resultado del comportamiento inestable de fluidización. En la Formación Bajada Colorada los depósitos originados por súbita sedimentación son muy comunes (laminación convoluta), pero también se presentan depósitos de pliegues de desmoronamientos originados por avalanchas o deslizamientos cuando la rápida sedimentación crea taludes inclinados que pueden llegar a ser inestables (Selley, 1976).

4.8. Litofacies Heterolíticas

Las heterolíticas han sido designadas como ***litofacies H***. Se caracterizan por alternancias de arenas y pelitas (**figura 38**). Las arenas son de grano fino a muy fino, preferentemente en forma de óndulas, e incluso pueden contener trazas fósiles en poca o mediana intensidad (principalmente S*kolithos y Arenicolites*). Las pelitas corresponden a cualquiera de las litofacies fangolíticas que se describirán a continuación y se pueden combinar con arenas ondulíticas para formar estructuras de tipo ondulosa y lentiforme (*flaser bedding*, *wavy bedding* o *lenticular bedding*). La litofacies H, ha sido mencionada como de origen mareal, por la alternancia entre depósitos de decantación y ondulas 3D unidireccionales (Tessier et al. 1995). Schwarz (1999), por su parte, señala que el término heterolítico no hace alusión al ambiente deposicional en que se origina las facies, sino que es puramente descriptivo. En nuestro caso, depósitos con las características típicas de la litofacies H, han sido encontrados tanto en ambientes litorales (**figura 38**) como en depósitos de desbordamientos (analizados en el siguiente capítulo) en sistemas fluviales (**figura 39**).

4.9. Litofacies fangolíticas

Tienen una importante participación en la Formación Bajada Colorada. Se destacan dos principales: Fl y Fm. Corresponden al grupo silicoclástico de granulometría más fina, con una textura en la que dominan las arcillas y los limos, aunque en forma subordinada están presentes las arenas muy finas y finas. El espesor conjunto puede variar entre unos pocos metros y unas pocas decenas de metros. Son depositadas principalmente desde carga en suspensión de los sistemas fluviales y ocupan de preferencia las áreas correspondientes a las planicies de inundación (Miall, 1996).

4.9.1. Litofacies Fl*: Fangolitas arenosas con estratificación plana*. Esta litofacies contiene capas laminadas de arcillas, limos y arenas muy finas a finas.

Dichas capas presentan un espesor promedio entre unos pocos decímetros y 1 m. En la mayor parte de los casos existe dominio del limo, pero también puede prevalecer la arena. Resulta muy común que se presenten niveles con alternancias de las distintas texturas (**figura 40**). Este tipo de estratificación es muy frecuente en los depósitos de albardones (Miall, 1996). Capas laminadas, principalmente de arenas de grano fino, han sido similarmente originadas por depósitos de crecidas en manto (*sheetfloods*) de baja a moderada energía (Dreyer, 1993).

4.9.2. Litofacies Fm*: Fangolitas masivas*. Constituyen fangolitas en las que participan arcillas, limos y en menor proporción arenas finas, y poseen coloraciones principalmente negra a verde turquesa (**figura 41**), o rojiza a verde oliva (**figura 42**). Las fangolitas negras a verde turquesa comúnmente se encuentran alteradas por bioturbaciones. Spalletti et al. (2000) señalan que son producidas por decantación a partir de suspensiones ácueas bajo condiciones óxicas a subóxicas, y con energía cinética prácticamente nula. Las fangolitas de coloración rojiza a verde oliva se han depositado por decantación en áreas deprimidas y distales de planicies de inundación, en canales abandonados, y en áreas abandonadas de canales normalmente activos (Miall, 1996). Dreyer (1993), considera que ciertos depósitos de arenas finas originados por material de carga suspendida constituyen pequeños estanques de crecidas (*minor ponds*) cercanos a los canales activos.

FACIES	TEXTURA	GEOMETRIA DE LOS SETS	DIMENSIONES DE LOS SETS (espesor, o longitud por espesor)	EXTRUCTURA INTERNA DE LOS SETS	SUPERFICIE BASAL DE LOS SETS	ORIGEN
CM	Micrita	Tabular	de 0,1 a 0,5 m de espesor	masiva	neta, plana	desintegración de algas, albuferas
SC	Arena fina a gruesa	Tabular	de 0,8 a 1 m de espesor	estratificación cruzada	neta, plana	bajíos carbonatados, corrientes unidir.
CC	Calcisfera	Tabular	de 0,4 a 0,6 m de espesor	calsisferitas muy bien seleccionadas	neta, plana	bajíos carbonatados
CR	Grandes ostras	Tabular	de 0,3 a 0,9 m de espesor	bioclastos desorganizados	neta, plana	arrecifes en parche
Gt(a)	Grava	Lenticular	menos de 4 por 0,3 a 0,8 m	estratificación cruzada en artesa	irregular, cóncava y/o erosional	barras (3-D)
Gt(b)	Grava	Lenticular	4 o más por 1 a 2 m	estratificación cruzada en artesa	irregular, cóncava y/o erosional	barras (3-D), núcleo de barras laterales
Gm	Grava	Tabular, acanalada	varios por 0,5 a 1 m	masiva	Irregular, plana-irregular, cóncava	barras longitudinales
Gh	Grava	Tabular	de 2 a 4 m de espesor	capas planas u horizontales	plana-irregular, cóncava	barras transversales o longitudinales
Gl	Grava	Tabular	pocos dm de espesor	estratificación cruzada de bajo ángulo	plana, plana-irregular	barras longitudinales o diagonales
GSt(a)	Gravo arenosa	Lenticular	menos de 4 por 0,3 a 0,8 m	estratificación cruzada en artesa	irregular, cóncava y/o erosional	barras (3-D)
GSt(b)	Gravo arenosa	Lenticular	4 o más por 1 a 2 m	estratificación cruzada en artesa	irregular, cóncava y/o erosional	barras (3-D)
SGt(a)	Arena gravosa	Lenticular	menos de 4 por 0,3 a 0,8 m	estratificación cruzada en artesa	cóncava y/o erosional	dunas (3-D)
SGt(b)	Arena gravosa	Lenticular	4 o más por 1 a 2 m	estratificación cruzada en artesa	cóncava y/o erosional	dunas (3-D)
St(a)	Arena fina a gruesa	Lenticular	hasta 1 por 0,3 a 0,5 m	estratificación cruzada en artesa	cóncava y/o erosional	dunas (3-D), por erosión y relleno
St(b)	Arena fina a gruesa	Lenticular	más de 1 por 0,5 a 0,8 m	estratificación cruzada en artesa	cóncava y/o erosional	dunas (3-D)
Sp	Arena mediana a gruesa	Tabular	pocos dm de espesor	estratificación cruzada planar	plana, plana-irregular	dunas (2-D)
Spe	Arena mediana	Tabular	varios dm de espesor	estratificación cruzada planar	plana, plana-irregular	dunas eólicas
Sl	Arena muy fina a gruesa	Tabular, lenticular	variable espesor	estratificación cruzada de bajo ángulo	plana, cóncava	régimen transicional, dunas de joroba
Sh	Arena muy fina a gruesa	Tabular	variable espesor	capas planas	plana, plana-irregular	alto régimen
Se	Arena fina a mediana	Tabular	de 0,3 a 1 m de espesor	estratificación sigmoidal		barras laterales
Sr	Arena muy fina a mediana	Tabular		ondulítica	plana	óndulas
Sm	Arena fina a mediana	Tabular, lenticular	variable espesor	masiva	irregular, erosional y/o cóncava	procesos postdeposicionales
Sc	Arena fina a mediana	Variable	variable tamaño	laminación convoluta o capas plegadas		escapes de fluidos
H	Arena fina a arcilla		cm a dm de espesor			desbordes, corrientes mareales
Fl	Arcilla, limo y hasta arena fina	Tabular, lenticular	pocos dm a 1 m de espesor	estratos o láminas planas	neta, plana, difusa	desbordes, *sheetfloods*
Fm	Arcilla, limo y hasta arena fina	Tabular	variable espesor	masiva	neta, plana, difusa	decantación

Tabla 2. Principales características de las litofacies reconocidas en la Formación Bajada Colorada.

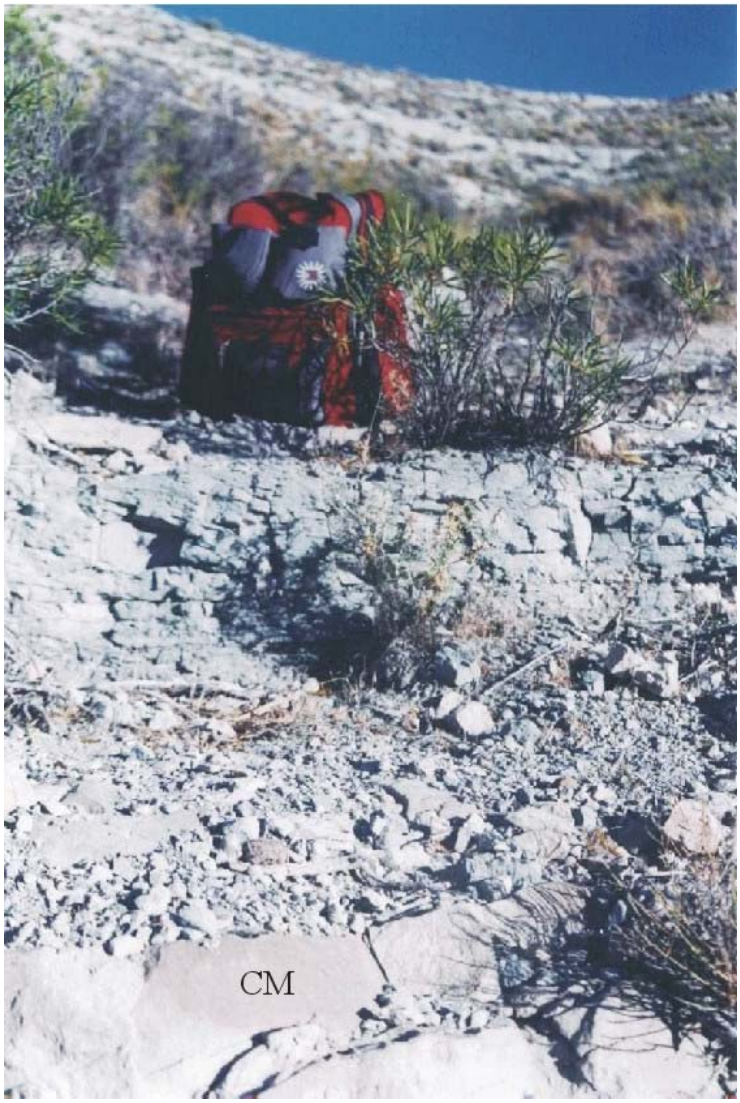


Figura 15. Litofacies de caliza micrítica (CM). Perfil Cerro Marucho.

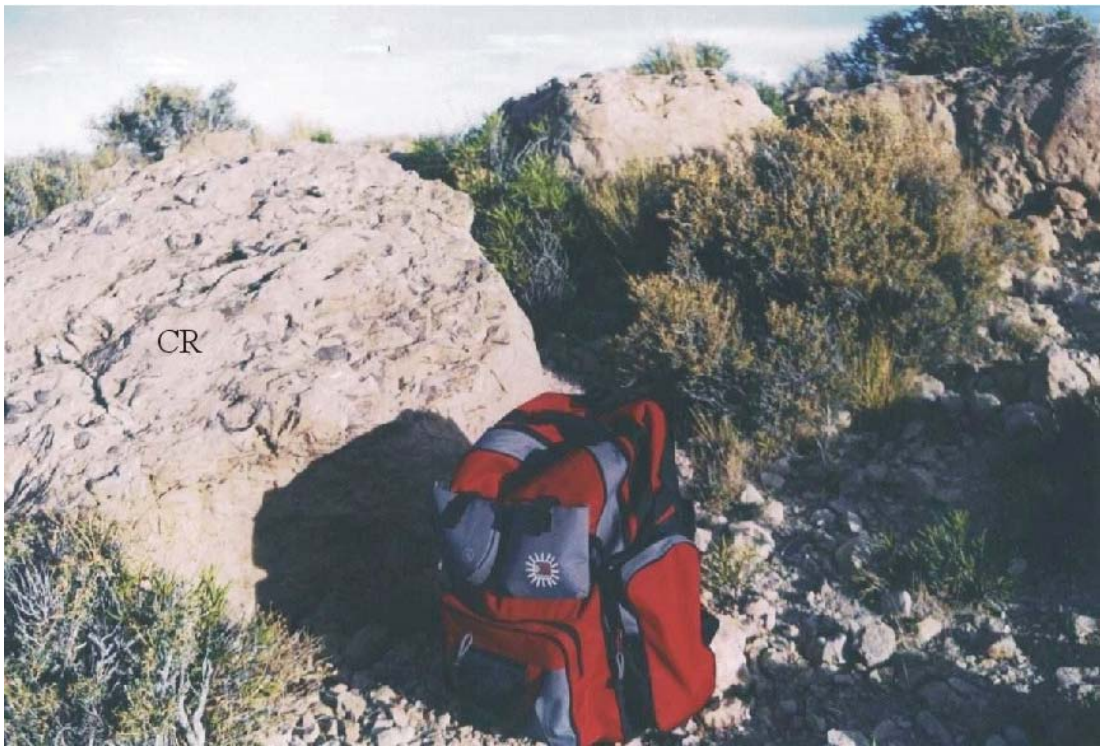


Figura 16. Litofacies de calizas con grandes ostras (CR). Perfil Cerro Marucho.

Figura 17. Litofacies de conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala (Gt(a)). Perfil Cerro Marucho.

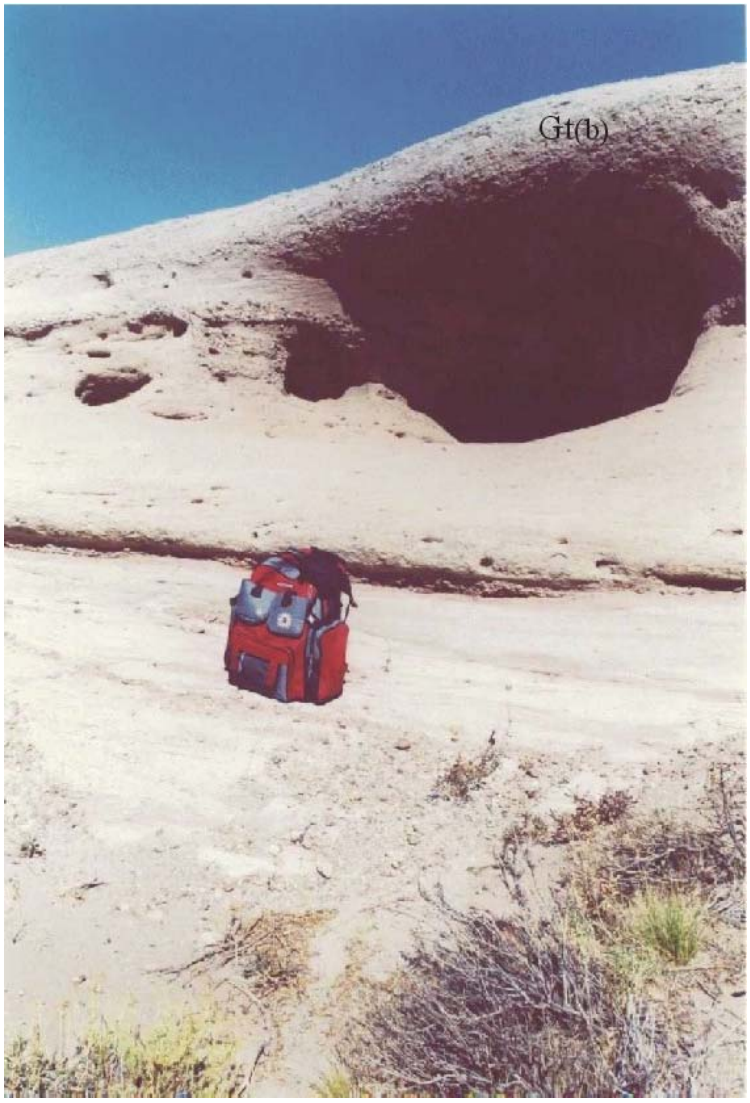


Figura 18. Litofacies de conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala (Gt(b)). Perfil Arroyo Bañados de Caichigüé.

Figura 19. Litofacies de conglomerados masivos (Gm) depositados como canales de desbordamiento gravosos. Perfil Cerro Marucho.

Figura 20. Litofacies de conglomerados masivos (Gm) en asociación con litofacies gravo arenosas. En este caso Gm se vincularía con barras longitudinales. Perfil Cerro Marucho.

Figura 21. Litofacies de conglomerados con estratificación horizontal o plana (Gh). Perfil Arroyo Carrizal.

Figura 22. Litofacies de conglomerados con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Gl). Perfil Arroyo Carrizal.

Figura 23. Litofacies de conglomerados arenosos con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala (GSt(a)). Perfil Arroyo Carrizal.

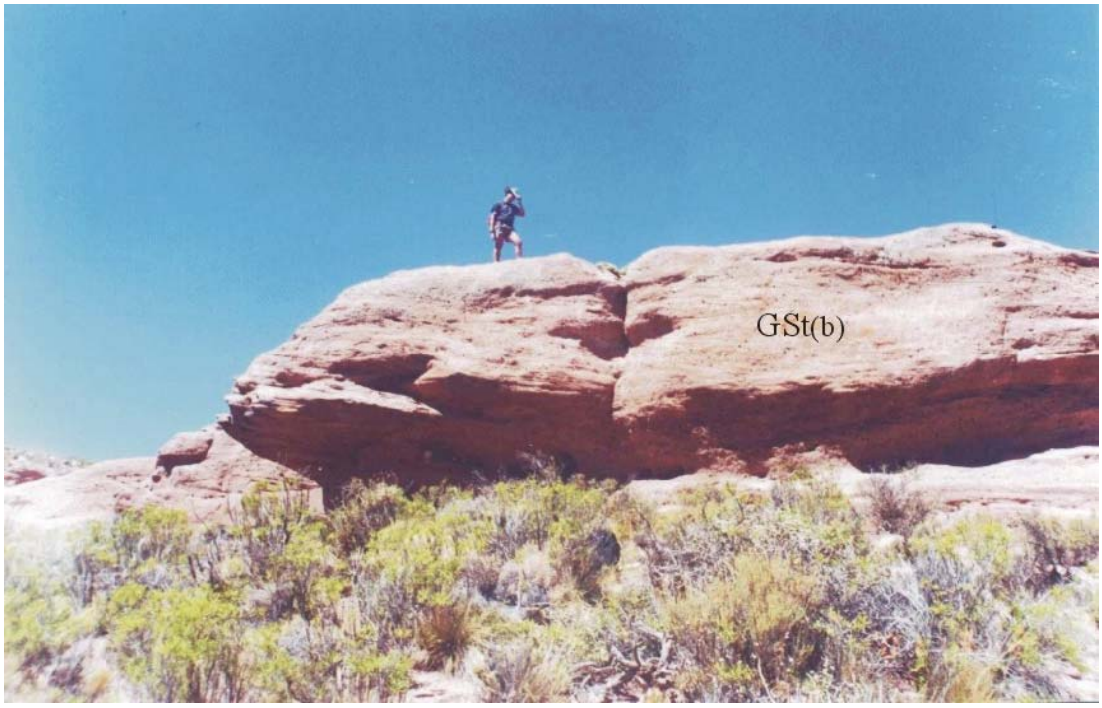


Figura 24. Litofacies de conglomerados arenosos con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala (GSt(b)). Perfil Arroyo China Muerta.

Figura 25. Litofacies de areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala (SGt(a)). Perfil Arroyo China Muerta.

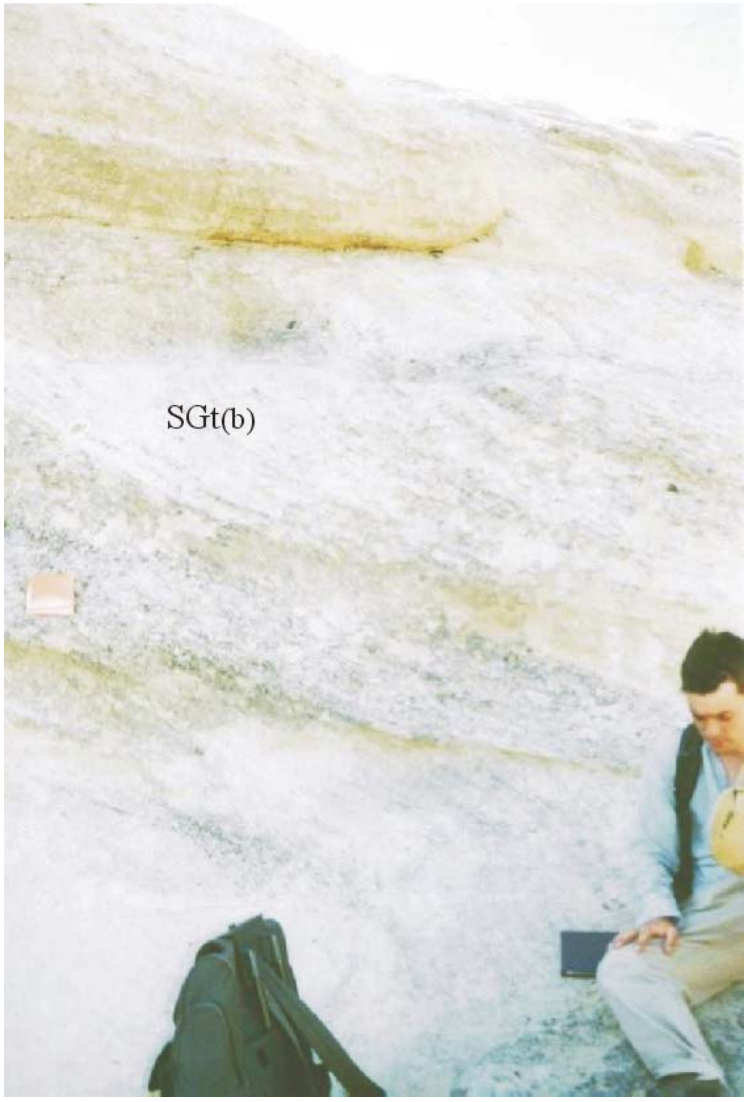


Figura 26. Litofacies de areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala (SGt(b)). Perfil Cerro Marucho.

Figura 27. Litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala (St(a)). Perfil Agua del Overo.

Figura 28. Litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp). Perfil Agua del Overo.

Figura 29. Litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada de origen eólico (Spe). Perfil Agua del Overo.

Figura 30. Litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada levemente inclinada (Sl). Perfil Arroyo China Muerta.

Figura 31. Litofacies de areniscas con estratificación horizontal (Sh). Perfil Agua del Overo.

Figura 32. Litofacies de areniscas con estratificación sigmoidal (Se). Perfil Agua del Overo.

Figura 33. Litofacies de areniscas con estratificación sigmoidal (Se) vinculadas con el desarrollo de barras laterales. El depósito en este caso está constituido netamente por arenas. Perfil Agua del Overo.

Figura 34. Litofacies de areniscas con laminación ondulítica (Sr). Perfil Arroyo Bañados de Caichigüé.

Figura 35. Litofacies de areniscas masivas (Sm). El depósito contiene geodas rellenas de calcita. Perfil Cerro Marucho.

Figura 36. Litofacies de areniscas con laminación convoluta (Sc). Perfil Agua del Overo.

Figura 37. Litofacies de areniscas con pliegues de tipo slumps (Sc). Perfil Arroyo China Muerta.

Figura 38. Litofacies heterolíticas (H) con trazas fósiles. Perfil Arroyo China Muerta.

Figura 39. Litofacies heterolíticas (H) en ambiente continental. Perfil Agua del Overo.

Figura 40. Litofacies de fangolitas arenosas con estratificación plana (Fl). Perfil Arroyo Bañados de Caichigüé.

Figura 41. Litofacies de fangolitas masivas (Fm) de coloración negra a verde turquesa. Perfil Arroyo Bañados de Caichigüé.

Figura 42. Litofacies de fangolitas masivas (Fm) de coloración rojiza. Perfil Cerro Marucho.

Capítulo 5: Elementos arquitecturales

5.1. Generalidades sobre los elementos arquitecturales

Antes de destacar las generalidades acerca de los elementos arquitecturales, resulta muy conveniente tener en claro lo que significan las asociaciones y las sucesiones de facies. Las asociaciones de facies son establecidas como "grupos de facies genéticamente relacionadas y que tienen algún significado ambiental" (Collinson, 1969; Walker, 1992). Reading (1978) y Pirrie (1998), de manera muy similar, las mencionan como "grupos de facies que aparecen juntas y son genética o ambientalmente relacionadas". El concepto de "sucesión de facies" o "secuencia de facies" se refiere a que ciertas propiedades de las facies cambian progresivamente en una dirección específica, tales como por ejemplo: la proporción de arena, la cantidad de bioturbación o el tamaño de grano de la arena (Walker, 1992). La palabras <<sucesión>> o <<secuencia>> pueden ser utilizadas indistintamente según lo argumentan Reading y Levell (1996), aunque Walker (1992) y Pirrie (1998) abogan por el uso de "sucesión de facies" debido al amplio uso de la palabra *secuencia* en estratigrafía secuencial.

La determinación de una "sucesión de facies" contribuye con importante información que no logran ofrecer las facies consideradas individualmente (Walker, 1992), en vista de lo cual, se la puede utilizar como ayuda en la descripción de las asociaciones de facies tal como lo propone Spalletti (1997), quién define a una asociación de facies tomando en cuenta el desarrollo de las secuencias sedimentarias (granocrecencia o granodecrecencia), la proporción entre facies gruesas y finas, así como de las vinculaciones espaciales entre sedimentitas que se encuentran física y genéticamente relacionadas.

Asociaciones de facies de escala más grande han sido consideradas como elementos arquitecturales (Allen, 1983), implicando que ellos son bloques

constructores de los variados sistemas deposicionales (Allen, 1983; Miall, 1988a; Walker, 1992). Miall (1996) los define como "un componente de un sistema deposicional, igual en tamaño o más pequeño que un relleno de canal y más grande que una unidad de facies individual, y está caracterizado por un asociación de facies distintiva, geometría interna, forma externa y (algunas veces) perfil vertical". Su definición y caracterización son más sencillas y seguras en extensas exposiciones bi o tridimensionales (Collinson, 1996). Una fotografía o un simple mosaico fotográfico, es muy útil para establecer la geometría de los elementos arquitecturales (Miall, 1996).

Un aspecto de fundamental importancia para el análisis de los elementos arquitecturales en los sistemas fluviales, corresponde a la jerarquización de las superficies limitantes. Esta metología fue aplicada inicialmente en areniscas por Miall (1985), aunque después Smith (1990) y Soegaard (1990, 1992) demostraron su aplicabilidad también para conglomerados. Son ocho los ordenes de superficies reconocidos (**figura 43**). A rasgos generales y siguiendo a Miall (1996), las superficies de primer orden corresponden a los límites de *sets* y aparentan poca o ninguna erosión. Las de segundo orden son los límites de *cosets* (McKee y Weir, 1953) e indican cambios en las condiciones o dirección del flujo. Las de tercer orden corresponden a superficies erosionales dentro de los depósitos de macroformas. Las de cuarto orden son las superficies limitantes de las macroformas. Las de quinto orden se vinculan con los límites de canales. Las de sexto orden definen grupos de canales o paleovalles. Las de séptimo orden incluyen litosomas mayores o límites de secuencia. Las de octavo orden son superficies de discordancia regional en eventos de escala continental o global.

5.2. Principales elementos arquitecturales de la Formación Bajada Colorada

En este trabajo se ha intentado estudiar a las asociaciones de facies de un modo completo a partir no sólo de las vinculaciones espaciales entre las sedimentitas, sino también desde el punto de vista de la geometría de los litosomas. De esta forma se

reconocen varios elementos arquitecturales correspondientes tanto a ambientes fluviales como de transición entre el continente y el mar, los que pueden ser codificados como en el caso de las litofacies. A los efectos de un tratamiento más ordenado hemos preferido agrupar a los elementos arquitecturales de acuerdo a los ambientes mencionados, y en la **tabla 3** se pueden apreciar las características sintetizadas de estos elementos.

5.2.1. Elementos arquitecturales de los ambientes de transición marino-continental

Los más destacados elementos arquitecturales determinados para los sistemas de transición entre el continente y el mar corresponden a: canales distributarios costeros (elemento arquitectural CD), barras de desembocadura con dominio mareal (elemento arquitectural BD), riachuelos de alta sinuosidad (elemento arquitectural RAS), bancos calcáreos marinos someros (elemento arquitectural BC) y planicies mareales - bahías interdistributarias (elemento arquitectural PM). Vale indicar que, en este caso, la codificación empleada se rige por el idioma español.

5.2.1.1. Canales distributarios costeros (elemento arquitectural CD)

Estos canales están compuestos por litofacies St(a), St(b), Sp, Sl y Sm. Su forma es lenticular o lenticular-tabular, el espesor promedio varía entre 0,6 y 4 m, y su ancho frecuentemente es de varias decenas de metros. La superficie basal es cóncava-erosional de quinto orden y suelen presentarse depósitos de lags compuestos por lo común por fragmentos de bivalvos. Internamente contienen superficies de reactivación de tercer orden, que en muchas ocasiones están marcadas por delgados niveles de lutitas negras de la litofacies Fm. Los granos arenosos han sido transportados primordialmente por la acción fluvial desde el continente, mientras que, las partículas constituyentes de las pelitas negras y fragmentos de bivalvos han sido conducidos hacia el canal por la acción de corrientes o de olas. Estos litosomas son interpretados como canales distributarios (Cf. Arche, 1989; Anthony et al., 2002), los

que son diferenciados de canales netamente continentales por la presencia de los fragmentos de bivalvos y lutitas negras, además de su íntima relación con otros depósitos vinculados con ambientes litorales tales como las barras de desembocadura con dominio mareal (elemento arquitectural BD, descrito más abajo). La sucesión de estos canales es estratodecreciente (figura 44).

En cuanto a su morfología, Arche (1989) considera que los canales poseen alta sinuosidad sobre todo en zonas húmedas, mientras que tienden a ser entrelazados en zonas áridas. En la Formación Bajada Colorada se destaca la presencia de abundantes depósitos de albardones (elemento arquitectural LV, descrito más abajo) vinculados con el desarrollo de estos canales, los que sugerirían al menos una moderada sinuosidad (Cf. Allen, 1964).

5.2.1.2. Barras de desembocadura con dominio mareal (elemento arquitectural BD)

Estos depósitos se componen de varias litofacies heterolíticas (de arena y pelita) superpuestas en la vertical, las que van pasando hacia arriba desde litofacies con dominio pelítico a litofacies con dominio arenoso, originando una disposición grano-estratocreciente (**figura 44**). Tienen forma tabular o lenticular, una superficie basal difusa o erosional, una marcada continuidad lateral, y un espesor comúnmente mayor a 1 m. En los intervalos de grano más fino (parte inferior de la sucesión), las litofacies heterolíticas corresponden a las que se describió en el capítulo anterior como litofacies H, en relación a que contienen estructuras de tipo ondulosa o lentiforme, y trazas fósiles (tipo perforaciones), a lo cual se suma la presencia de clastos pelíticos. En los sectores con dominio arenoso (parte superior de la sucesión) los depósitos suelen comenzar con un delgado nivel de pelitas negras (de ambiente reductor) y/o rojizas (de ambiente oxidante), continúan con capas centimétricas a decimétricas de arenas finas moderadamente entrecruzadas (litofacies Sl) y terminan con alternancias de areniscas finas y pelitas laminadas (litofacies Fl). Las BD se producen por la acumulación de depósitos agradacionales, en los que hacia los intervalos de grano

más fino ocurren estructuras ondulosas o lentiformes, lentes pelíticos, ocasionales perforaciones (*burrows*) y clastos pelíticos (Tye y Coleman, 1989).

5.2.1.3. Riachuelos de alta sinuosidad (elemento arquitectural RAS)

Los riachuelos constituyen pequeños canales de alta sinuosidad y muy poca profundidad. Tienen una base cóncava-erosional, espesores con frecuencia inferiores a los 0,6 m y se disponen sobre un substrato conteniendo básicamente litofacies Fm de colores oscuros (**figura 45**). Depósitos de acreción lateral (similares al elemento arquitectural LA, descrito más abajo) están asociados con estos riachuelos y presentan una gran extensión lateral (de varias decenas o centenas de metros). Los canales se encuentran rellenados por litofacies St(a), Sm y Sp (en los depósitos de acreción lateral). Estos litosomas son interpretados como canales de llanura intermareal. Las principales razones que sugieren esta interpretación son las siguientes: el espesor de los canales, la presencia de fangolíticas negras (litofacies Fm) por debajo de los litosomas y sus relaciones con otros elementos arquitecturales de ambientes litorales, como por ejemplo los bancos calcáreos marinos someros o las planicies mareales (descritos más abajo). El poco espesor estaría acorde con un rango de mareas micromareal (amplitud de las mareas entre 0 y 2 m). Amireh et al. (1994) distinguieron canales mareales de fluviales, por las más pequeñas dimensiones de los primeros y además porque los canales mareales (igual como en nuestro caso) tienen una elevada sinuosidad reflejada por la presencia de extensas unidades de acreción lateral.

5.2.1.4. Bancos calcáreos marinos someros (elemento arquitectural BC)

Se agrupan con esta designación a la asociación de litofacies carbonatadas donde dominan los granos de tamaño arena o en algunos casos mayor, ya sean esqueléticos (bioclásticos) o no esqueléticos. Estas litofacies incluyen al *packstone* y *grainstone* bioclástico arenoso (litofacies SC), *grainstone* y *packstone* oolítico arenoso (litofacies CC) y *rudstone* de ostras (litofacies CR). Los cuerpos se disponen en bancos (**figura**

46) de forma tabular o tabular-acuñada, con espesor entre varios decímetros y unos pocos metros, y una superficie basal plana y/o neta. Estos bancos han sido acumulados mecánicamente más que por bioconstrucción y en algunos casos pueden sumergir logrando desarrollar rasgos de exposición subaérea. En el capítulo anterior, tanto las litofacies SC como las litofacies CC fueron interpretadas como depósitos de bajíos marinos someros (*shoals*), mientras que las litofacies CR fueron asignadas a arrecifes en parche típicos de albuferas o bahías protegidas. En vista de la íntima relación entre las litofacies SC y CR (las que pueden encontrarse juntas en contacto vertical), tanto los arrecifes en parche como los bajíos pueden ser atribuidos a ambientes protegidos. Sin embargo, el carácter de retrabajamiento de olas normales y/o de tormentas indicado por Spalletti et al. (2000) para los bajíos sugiere que estos cuerpos fueron formados muy cerca de la parte posterior de las barreras en donde todavía influía la acción del oleaje, o que las barreras no fueron muy bien desarrolladas permitiendo que el oleaje afectase directamente a los bajíos y haciendo posible que éstos puedan actuar como barreras en ciertas ocasiones.

5.2.1.5. Planicies mareales – Bahías interdistributaria (elemento arquitectural PM)

Corresponden al elemento arquitectural de textura más fina de los ambientes de transición entre el continente y el mar (**figura 46**). Las principales litofacies que contienen estos cuerpos se depositan por decantación, y corresponden a las calizas micríticas (litofacies CM) y a las fangolitas masivas (litofacies Fm). Las PM tienen forma acuñada a tabular, una superficie basal neta y/o plana, y espesor comúnmente mayor a 1 m. Las calizas micríticas y las fangolitas masivas de coloración negra a verde turquesa pueden aparecer a través de toda la extensión de las planicies de marea, pero son más comunes en la zonas submareales; mientras que, las fangolitas masivas de coloración rojiza a verde oliva son más usuales en las zonas más someras (supramareales). Es común que en las zonas intermareales ocurran alternancias de fangolitas con las distintas coloraciones mencionadas, siendo éstos los lugares donde

es más frecuente la presencia de trazas fósiles (generalmente *Skolithos*). Lateralmente las fangolitas de distintas coloraciones tienen un contacto gradacional, mientras que, el contacto entre las fangolitas y las calizas micríticas es neto. Las fangolitas negras pueden ser parcial o completamente destruidas por bioturbación cuando el movimiento de los sedimentos no es tan intenso (Dalrymple, 1992).

5.2.2. Elementos arquitecturales de los ambientes fluviales: discusión sobre los canales

En la Formación Bajada Colorada se han determinado los siguientes elementos arquitecturales para los ambientes fluviales: barras tridimensionales gravo arenosas (elemento arquitectural GBT), barras longitudinales gravo arenosas (elemento arquitectural GBL), dunas y óndulas arenosas (elemento arquitectural SD), barras arenosas (elemento arquitectural SB), depósitos con dominio de acreción vertical (elemento arquitectural VA), depósitos de acreción lateral (elemento arquitectural LA), depósitos de canales pequeños (elemento arquitectural CHL), mantos de arena laminada (elemento arquitectural LS), depósitos de albardón (elemento arquitectural LV), depósitos de lóbulos de desbordamiento (elemento arquitectural LD) y depósitos finos de planicie de inundación (elemento arquitectural FF). Es de indicar que generalmente se trató de codificar los elementos en el idioma español, aunque en algunos casos, se prefirió seguir una codificación de acuerdo al idioma inglés, sobre todo cuando los elementos son comparables con algunos descritos en la bibliografía en dicho idioma. De esta manera, algunos de los códigos utilizados coinciden con los propuestos por Miall (1985, 1988b, 1996), sin embargo, en dichos casos los elementos arquitecturales son descritos de acuerdo a sus características particularidades.

Vale destacar que, de todos los elementos arquitecturales citados para los ambientes fluviales, sólo uno fue codificado como canal (depósitos de canales pequeños: CHL). Esto no quiere decir que solo existan canales pequeños en la

Formación Bajada Colorada, sino que, los canales más grandes son muy complejos, debido a lo cual se prefirió distinguir a los elementos arquitecturales que los rellenan, en vez de analizar a los canales como un todo. En otras palabras, solo se definieron canales en el sentido de elementos arquitecturales, cuando los depósitos de éstos fueron simples, mientras que cuando los rellenos fueron complejos (por ejemplo cuando se determinaron barras longitudinales y transversales), se prefirió analizar los distintos elementos que contienen estos rellenos (Cf. Miall, 1996).

5.2.2.1. Barras tridimensionales gravo arenosas (elemento arquitectural GBT)

Estos litosomas se componen principalmente de litofacies con estratificación entrecruzada en artesa: Gt(a), Gt(b), GSt(a), GSt(b), SGt(a) y SGt(b). Poseen forma tabular o lenticular, una superficie basal ligeramente cóncava, erosional o plana de cuarto orden, espesor comúnmente mayor a 1 m y una extensión lateral de varios metros o decenas de metros. Debido a que los canales que las incluyen suelen ser multi-episódicos y/o multi-laterales, las barras tienden a amalgamarse formando cuerpos de mayor escala, los que alcanzan los centenares de metros de extensión lateral. La constitución interna de una barra se caracteriza por presentar alternancias de las litofacies previamente citadas, donde la relación clastos gravosos / clastos arenosos aumenta hacia arriba, formando sucesiones granocrecientes (**figura 47**). Las barras contienen muy marcadas superficies erosivas de reactivación de tercer orden, las que se disponen principalmente de manera convexa o plano-irregular.

Es necesario recalcar que no existe un acuerdo tipológico para la clasificación de las formas de fondo gravosas (Best, 1996; Carling, 1999). Carling (1999) considera que las definiciones desarrolladas para sedimentos arenosos por Jackson (1975) también son aplicadas para las gravas (microformas, mesoformas y macroformas). Macroformas constituidas exclusivamente por litofacies de estratificación entrecruzada, muy similares al elemento arquitectural GBT descrito en nuestro

estudio, corresponden por ejemplo a los "*megaripples*" de Bluck (1979) o los "canales con rellenos multi-episódicos de estratificación entrecruzada" de Ramos y Sopeña (1983).

5.2.2.2. Barras longitudinales gravo arenosas (elemento arquitectural GBL)

Están formadas principalmente por litofacies: Gh, Gl y Gm. Tienen forma tabular o lenticular, una superficie basal cóncava-erosional o plana-irregular de cuarto orden, un espesor de varias decenas de centímetros o unos pocos metros y una extensión lateral de varios metros a decenas de metros. Frecuentemente las barras se encuentran amalgamadas formando cuerpos tabulares, con espesores de varios metros y una gran extensión lateral (generalmente mayor a los 100 m). Las barras longitudinales suelen presentar superficies de reactivación internas de tercer orden, con una inclinación mayor que las de cuarto (**figura 48**). Con frecuencia están dominadas por una sola litofacies, preferentemente Gl o Gh.

Hacia la parte inferior del perfil A-A' de la **figura 48**, se pueden apreciar tres barras longitudinales separadas entre sí por superficies de cuarto orden y dominadas por la litofacies Gl (atribuida a barras longitudinales por Hein y Walker, 1977, y a barras diagonales laterales por Billi et al., 1987). Las capas entrecruzadas de las litofacies Gl internamente muestran una mayor relación clastos gravosos / clastos arenosos hacia la parte basal. La amalgamación de estas barras podría llegar a formar una sucesión estratodecreciente. Hacia la parte superior del perfil A-A' de la **figura 48**, se visualiza una barra longitudinal constituida únicamente por la litofacies Gh (atribuida a depósitos de alto régimen de flujo vinculados con la depositación en la parte superior de barras longitudinales).

5.2.2.3. Dunas y óndulas arenosas (elemento arquitectural SD)

Es muy común encontrar a las dunas y óndulas arenosas depositadas juntas, por lo que son tratadas en un mismo elemento arquitectural. Las dunas arenosas

(mesoformas de Jackson, 1975) pueden ser bi o tridimensionales y se componen de variadas litofacies, siendo las principales: SGt(a), SGt(b), St(a), St(b), Sp, Sc, Sm y Sl. Las óndulas arenosas (microformas de Jackson, 1975) se vinculan específicamente con las litofacies Sr. Las dunas arenosas pueden formar depósitos tabulares o lenticulares, de unos pocos metros de espesor y una extensión lateral de varios metros o decenas de metros. La superficie basal puede ser de tercer o quinto orden (cuando se corresponde con la de la base de un canal, como en el caso de la **figura 49**). Internamente contienen superficies limitantes de primer o segundo orden como máximo. La sucesión de litofacies tiende a ser granodecreciente, tal como se refleja en el perfil A-A' de la **figura 49**, además existe un dominio del estilo agradacional de acumulación (como se manifiesta en el perfil B-B' de la **figura 49)** por el agrupamiento vertical de una misma clase de litofacies (en este caso, St(b)). Las óndulas arenosas están hechas por trenes de óndulas de corrientes y sus respectivas estructuras internas; pueden aparecer en cuerpos individuales (de varios centímetros o pocas decenas de centímetros de espesor) o formar parte de la constitución interna de las dunas, por ejemplo como *backflow ripples* (Boersma et al., 1968; Reineck y Singh, 1975). El elemento arquitectural descrito es similar a las "*sandy bedforms*" (elemento arquitectural SB de Miall, 1985, 1988b, 1996), aunque sólo en los casos en que el elemento SB no contenga superficies limitantes internas de tercer orden. Siguiendo a Miall (1996), estos depósitos probablemente representan campos de trenes de formas de fondo que se acumulan por agradación vertical y que se desarrollan como campos de dunas de piso de canal, asociaciones de relleno de canal poco profundo o del tope de barras, y depósitos de canales y lóbulos de desbordamiento.

5.2.2.4. Barras arenosas (elemento arquitectural SB)

Estos elementos arquitecturales se componen de las siguientes litofacies: SGt(a), SGt(b), St(a), St(b) y Sr. Presentan una forma usualmente tabular, espesor de unos pocos metros y extensión lateral de varios metros a decenas de metros (o incluso

mayor dependiendo del ancho del canal que las contenga). La superficie basal es cóncava–erosional de cuarto o quinto orden (cuando se corresponde con la superficie basal del canal). Interiormente son muy comunes las superficies de reactivación de tercer orden (**figura 50**), que separan distintos eventos de flujos. Las litofacies producidas durante un evento de flujo podrían reflejar una cierta tendencia grano-estratodecreciente (por ejemplo, la parte media y superior del perfil C-C', **figura 50**). Esta tendencia reflejaría variaciones verticales menores en el tamaño de grano y estructuras sedimentarias, producto de la alternancia de periodos de crecientes y de estiajes, más que variaciones hidrodinámicas de extremas proporciones (Davies et al., 1993). La principal diferencia entre las barras arenosas y el elemento SD radica en la presencia de las superficies de reactivación de tercer orden en las primeras. La poca variedad de las litofacies y el similar espesor de los depósitos producidos en cada uno de los eventos de flujo (**figura 50**), sugieren el dominio de un estilo agradacional de depositación. Miall (1996) considera que las dunas se depositan por un predominio de agradación más que de acreción, y en este sentido las barras arenosas podrían asimilarse al elemento arquitectural SB de Miall (1985, 1988b, 1996). Sin embargo, la presencia de varias superficies de reactivación de tercer orden, sumado al carácter frecuentemente granodecreciente en cada uno de los eventos de flujo, constituyen dos razones suficientes como para proponer un depósito de barras más que de dunas. El origen en nuestro caso puede ser atribuido a barras de mitad de canal en sistemas de baja sinuosidad y poca profundidad (Cf. Allen, 1983; Davies et al., 1993).

5.2.2.5. Depósitos con dominio de acreción vertical (elemento arquitectural VA)

Las principales litofacies que pueden componer estos depósitos son: SGt(a), SGt(b), St(a) o St(b). El litosoma representativo tiene más de 3 m de espesor y extensión lateral de varias decenas de metros o unas pocas centenas de metros. Su forma es tabular o lenticular, y la superficie basal normalmente cóncava-erosional de quinto orden (se corresponde con la base de un canal). Una de las novedades más

destacadas que exhiben estos elementos arquitecturales es la predominancia de una sola litofacies (SGt(b) en la **figura 51**), lo cual influye en que la sucesión no caracterice ninguna tendencia. Además, se presentan con mucha frecuencia superficies de reactivación de tercer orden interrumpiendo la depositación, las que podrían estar marcadas por delgados niveles pelíticos. Estos elementos arquitecturales son interpretados como el relleno de un canal, o de dos o más canales monofaciales amalgamados (multi-episódicos) que podrían alcanzar varios metros de espesor. La repetividad de las litofacies en espesores tan importantes, estaría vinculada con el mecanismo de acumulación dominante, en este caso, la acreción vertical (Cf. Davies et al., 1993). Depósitos muy similares a los descritos han sido reportados por Davies et al. (1993) en canales de baja sinuosidad.

5.2.2.6. Depósitos de acreción lateral (elemento arquitectural LA)

Las principales litofacies que conforman estos depósitos son: St(a), Sl, Sp y Se. Tienen forma tabular o lenticular, espesor de decenas de centímetros o unos pocos metros y extensión lateral de decenas de metros. La superficie basal es cóncava o plana–erosional, de cuarto o quinto orden. Además es común que presenten superficies de reactivación de tercer orden, las que indican los sucesivos episodios de acreción lateral. Los depósitos individuales pueden estar dominados por una sola litofacies (perfil A-A' de la **figura 52**) y éstos se amalgaman con frecuencia, llegando a formar una sucesión estratodecreciente (perfil B-B' de la **figura 52**). La principal interpretación asignada a estos litosomas corresponde al desarrollo de la clásica "barra de punta" en los canales meandrosos de alta sinuosidad (Cf. Allen 1964, 1965). Sin embargo, es necesario tener en cuenta que los depósitos de acreción lateral no necesariamente son exclusivos de los canales meandriformes (Collinson, 1996; Miall, 1996; Michaelsen et al., 2000), ya que también podrían aparecer como barras de mitad de canal en ríos de múltiples canales, tales como el Brahmaputra (Bristow, 1987; Miall, 1996). En el caso de la Formación Bajada Colorada la clásica interpretación de barras de punta en sistemas meandrosos es la más apropiada y se

asimila a un modelo propuesto por Nanson (1980) para depósitos de acreción lateral (en un río meandroso), el que consiste principalmente de litofacies Sl (análogo al que se visualiza en el perfil A-A' de la **figura 52**).

5.2.2.7. Depósitos de canales pequeños (elemento arquitectural CHL)

Las principales litofacies que componen estos canales son: Gm, St(a), Sr, Sp, Sm, Sl y Fl. Son cuerpos que normalmente tienen unos pocos metros de ancho y un espesor menor a 1 m; características que hacen que su relación ancho / profundidad sea muy baja, comúnmente menor a 5. Tienen una base cóncava de tercer o cuarto orden, contorno simétrico o ligeramente asimétrico y márgenes suaves o empinadas. Suelen aparecer aislados entre depósitos finos de planicie de inundación o estar en contacto con otros tipos de litosomas arenosos. A pesar de su pequeño tamaño, pueden contener variadas litofacies (**figura 53**) y presentar una secuencia granodecreciente. Interiormente las superficies limitantes de máxima jerarquía corresponden a las de segundo orden. Friend et al. (1979) introdujeron el término "*ribbon*" ("cordones") para litosomas que manifiestan una relación ancho / profundidad menor a 15. Spalletti y Barrio (1998) definieron a los "cordones" como litosomas que presentan una relación ancho / profundidad entre 4 y 20. Por lo citado, el término "cordones" podría ser aplicado para referirse a los canales aquí descritos. De acuerdo a la escala y sus principales características, diversos tipos de canales podrían encajar dentro de este elemento arquitectural, tales como los canales de orden menor (Cf. Williams y Rust, 1969), canales de tipo "*ribbon*" efímero (Cf. Dreyer, 1993), canales de relleno simple (Cf. Miall, 1996), canales de *crevasse* (Cf. Bristow et al., 1999), etc. Dependiendo principalmente de sus relaciones con los otros elementos arquitecturales contiguos se logrará tener una mejor certeza del tipo de canal que corresponda, en los distintos casos.

5.2.2.8. Mantos de arena laminada (elemento arquitectural LS)

Las principales litofacies asociadas a este elementos arquitectural son: Sh, Sl, Sc, St(a), St(b), Sp y Sr. Los mantos individuales se caracterizan por contener superficies basales ligeramente cóncavas o planas-erosionales de tercer orden, forma tabular a lobulada, una o más de una litofacies, espesores entre varias decenas de centímetros y unos pocos metros, y extensiones laterales de varias decenas de metros. Estos cuerpos representan un evento de flujo. Con mucha frecuencia los mantos se amalgaman formando cuerpos apilados (**figura 54**) originados por varios eventos de flujo. Los cuerpos apilados tienen una superficie basal ligeramente cóncava o plano–erosional de cuarto orden, forma tabular y espesores que pueden llegar hasta los 12 m.

En la **figura 54** se pueden observar dos cuerpos apilados separados entre sí por una superficie limitante de cuarto orden. El cuerpo inferior se caracteriza por contener cuatro depósitos de mantos individuales, los que pueden contener variadas litofacies y denotar sucesiones grano-estratodecrecientes; mientras que el que lo sobreyace contiene exclusivamente litofacies Sh y Sl, las que de acuerdo a Miall (1985, 1988b, 1996) son las más típicas y representativas de los mantos de arena laminada. El origen de estos elementos arquitecturales ha sido atribuido a descargas súbitas que depositan arenas bajo las condiciones de capa plana de régimen de flujo superior (Miall, 1977, 1984b, 1985; Rust, 1978a; Tunbridge, 1981, 1984; Sneh, 1983). Las litofacies Sp, St o Sr indican condiciones de flujo menguantes al final de los eventos dinámicos de flujo (Miall, 1985, 1996).

5.2.2.9. Depósitos de albardón (elemento arquitectural LV)

Las litofacies que conforman los albardones son: Sr, H y Fl. Generalmente se presentan en cuerpos amalgamados compuestos por varios eventos de flujo, donde cada evento está separado de otro por una superficie erosiva de tercer orden (**figura 55a**). Los depósitos amalgamados tienen forma tabular o tabular-acuñada y la superficie basal es plana o plano-irregular de cuarto orden, además tienen espesores

de decenas de centímetros y extensiones laterales de decenas de metros. Cada evento dinámico comúnmente contiene una sucesión granodecreciente, compuesta por una o más de una de las litofacies citadas. Observando la parte inferior del perfil A-A' de la **figura 55a**, se puede indicar que un primer evento de flujo produjo depósitos de la litofacies H. En la **figura 55b** se aprecia un depósito aislado de albardón formado por un único evento de flujo, el que originó exclusivamente litofacies Fl. Hacia la parte media del perfil A-A' de la **figura 55a**, un segundo evento de flujo produjo litofacies Fl hacia la base y H hacia el tope; mientras que, hacia la parte superior del mismo perfil, un tercer evento de flujo depositó litofacies Fl en la base y Sr hacia el tope. Las litofacies y principales características mencionadas en este estudio para los albardones tienen similitudes con las descritas por varios investigadores (por ejemplo Marzo, 1989; García-Gil, 1993; Miall, 1996). Los albardones son formados por la fracción más gruesa de la carga en suspensión (Marzo, 1989; García-Gil, 1993) a causa del desbordamiento del flujo por sobre una de las márgenes de un canal durante las crecidas.

5.2.2.10. Depósitos de lóbulos de desbordamiento (elemento arquitectural LD)

Estos depósitos se componen principalmente de litofacies H. Tienen un espesor de decenas de centímetros, extensión lateral de varios metros, forma lobulada-acuñada y están limitados por superficies de cuarto orden (**figura 55b**). La superficie basal es plana a algo cóncava y por lo común erosional. García-Gil (1993) menciona que la intensa bioturbación que sufren estos depósitos es la causa de la pobre preservación de las estructuras sedimentarias, lo cual en muchas ocasiones sucede en el caso de la Formación Bajada Colorada.

La sucesión de facies preferentemente es grano-estratocreciente, pero también podría ser grano-estratodecreciente. McCarthy et al. (1997) y Bristow et al. (1999) indican que las sucesiones grano-estratocrecientes se forman por la progradación

(fase constructiva) de estos depósitos; mientras que, las sucesiones grano-estratodecrecientes representarían la fase de abandono de un lóbulo (Ghosh, 1987; McCarthy et al., 1997). En el perfil B-B' de la **figura 55b** se observan dos depósitos de litofacies H producidos por dos eventos de flujo, los que juntos manifiestan una tendencia grano-estratocreciente, que por lo previamente señalado, correspondería a una progradación del elemento LD. Los depósitos de desbordamiento se originan desde canales de *crevasse* perpendiculares al canal principal (Bristow et al., 1999; Michaelsen et al., 2000), a partir de una rotura de los albardones durante las crecientes fluviales (Marzo, 1989; Bristow et al., 1999).

5.2.2.11. Depósitos finos de planicie de inundación (elemento arquitectural FF)

Estos elementos arquitecturales están conformados básicamente por la litofacies Fm y en menor proporción por Fl, las que en este caso, presentan abundancia relativa de material arcilloso de coloración rojiza a verde oliva y además suelen contener intercalados sustancialmente depósitos de paleosuelos no muy bien preservados o venillas de yeso. Los FF tienen una superficie basal plana, difusa o erosional, una gran extensión lateral, y espesores entre unos pocos centímetros y unas pocas decenas de metros. Suelen ser de forma tabular, no así cuando rellenan alguna cavidad o hueco en cuyo caso adquieren la forma proporcionada por dicha depresión (**figura 55b**). En estos depósitos no se generan sucesiones con tendencias claramente definidas. El origen de los FF es atribuido a depósitos de decantación subácuea, en ambientes con mayor proporción o duración de cuerpos de agua estancada dentro de las planicies de inundación, que permitirían mayor acumulación de las fangolitas masivas (Schwarz, 2003).

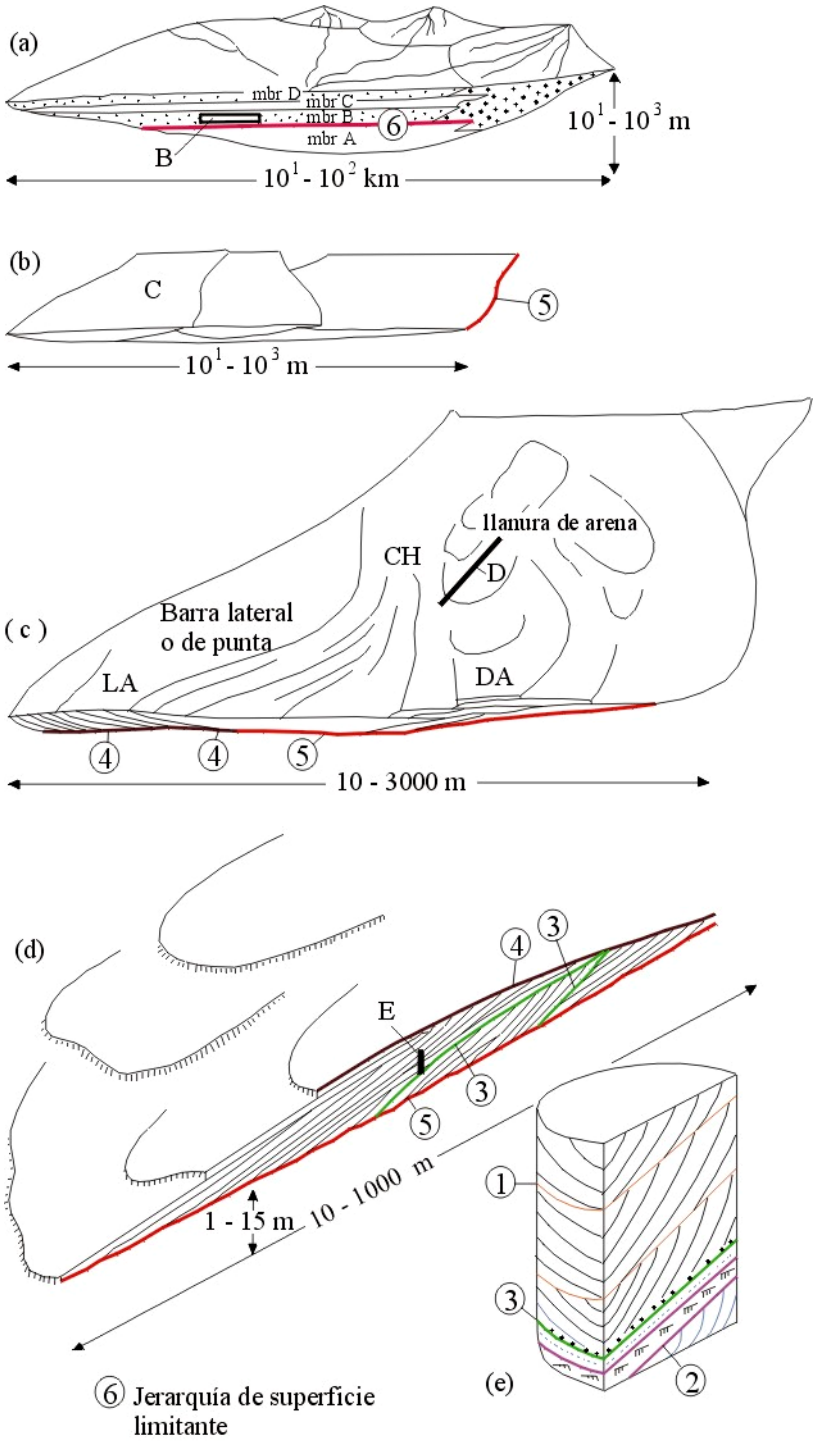


Figura 43. Jerarquización de las superficies limitantes. Los números dentro de los círculos indican el orden categórico de éstas. En el esquema se pueden visualizar superficies de hasta sexto orden. Modificado de Miall (1988b, 1996).

ELEMENTOS ARQUITECTURALES	CÓDIGO	GEOMETRÍA	ESCALA	FACIES	RELACIÓN DE BASE
Canales distributarios costeros	CD	Acanalada a lenticular	varias decenas de m de ancho y entre 0,6 y 4 m de espesor	St(a), St(b), Sp, Sl y Sm	cóncava-erosional
Barras de desembocadura con dominio mareal	BD	Tabular o lenticular	marcada continuidad lateral y espesor mayor a 1 m	H, Sl y Fl	difusa o erosional
Riachuelos de alta sinuosidad	RAS	Acanalada	< 0,6 m de espesor	St(a), Sm y Sp	cóncava-erosional
Bancos calcáreos marinos someros	BC	Tabular o Tabular-acuñada	varios dm a pocos m de espesor	SC, CC y CR	plana y/o neta
Planicies mareales-Bahías interdistributarias	PM	Acuñada a tabular	> 1 m de espesor	CM y Fm	neta y/o plana
Barras tridimensionales gravo arenosas	GBT	Tabular o lenticular	varios m o decenas de m lateralmente y > 1 m de espesor; cuerpos amalgamados alcanzan los centenares de m lateralmente	Gt(a), Gt(b), GSt(a), GSt(b), SGt(a) y SGt(b)	cóncava, erosional o plana
Barras longitudinales gravo arenosas	GBL	Tabular o lenticular	varios m o decenas de m lateralmente y varios dm o unos pocos m de espesor; cuerpos amalgamados tienen varios m de espesor y > 100 m lateralmente	Gh, Gl y Gm	cóncava-erosional o plana-irregular
Dunas y óndulas arenosas	SD	Tabular o lenticular (dunas)	depósitos de dunas alcanzan varias decenas de m lateralmente y unos pocos m de espesor; depósitos de óndulas alcanzan unos pocos dm de espesor	SGt(a), SGt(b), St(a), St(b), Sp, Sc, Sm, Sl y Sr	Neta, irregular, erosional, o acanalada
Barras arenosas	SB	Tabular	varios metros o decenas de metros lateralmente y unos pocos metros de espesor	SGt(a), SGt(b), St(a), St(b) y Sr	cóncava-erosional
Depósitos con dominio de acreción vertical	VA	Tabular o lenticular	varias decenas de m o unas pocas centenas de m lateralmente y > 3 m de espesor	SGt(a), SGt(b), St(a), St(b)	cóncava-erosional
Depósitos de acreción lateral	LA	Tabular o lenticular	decenas de m lateralmente y varios dm o unos pocos m de espesor	St(a), Sl, Sp y Se	cóncava
Depósitos de canales pequeños	CHL	Acanalada	unos pocos metros de ancho y > 1 m de espesor	Gm, St(a), Sr, Sp, Sm, Sl y Fl	cóncava o plana-erosional
Mantos de arena laminada	LS	Tabular a lobulada	mantos individuales tienen varias decenas de m lateralmente y entre varios dm y unos pocos m de espesor; cuerpos apilados pueden llegar a los 12 m de espesor	Sh, Sl, Sc, St(a), St(b), Sp y Sr	ligeramente cóncava o plana-erosional
Depósitos de albardón	LV	Tabular o tabular-acuñada	decenas de metros lateralmente y espesores de decenas de centímetros	Sr, H y Fl	plana o plana-irregular
Depósitos de lóbulos de desbordamiento	LD	Lobulada-acuñada	varios m lateralmente y varios decímetros de espesor	H	plana o cóncava-erosional
Depósitos finos de planicie de inundación	FF	Tabular	gran extensión lateral y entre unos pocos cm y unas pocas decenas de m de espesor	Fm, menor Fl	Plana, difusa o erosional

Tabla 3. Características sintetizadas de los principales elementos arquitecturales determinados en la Formación Bajada Colorada.

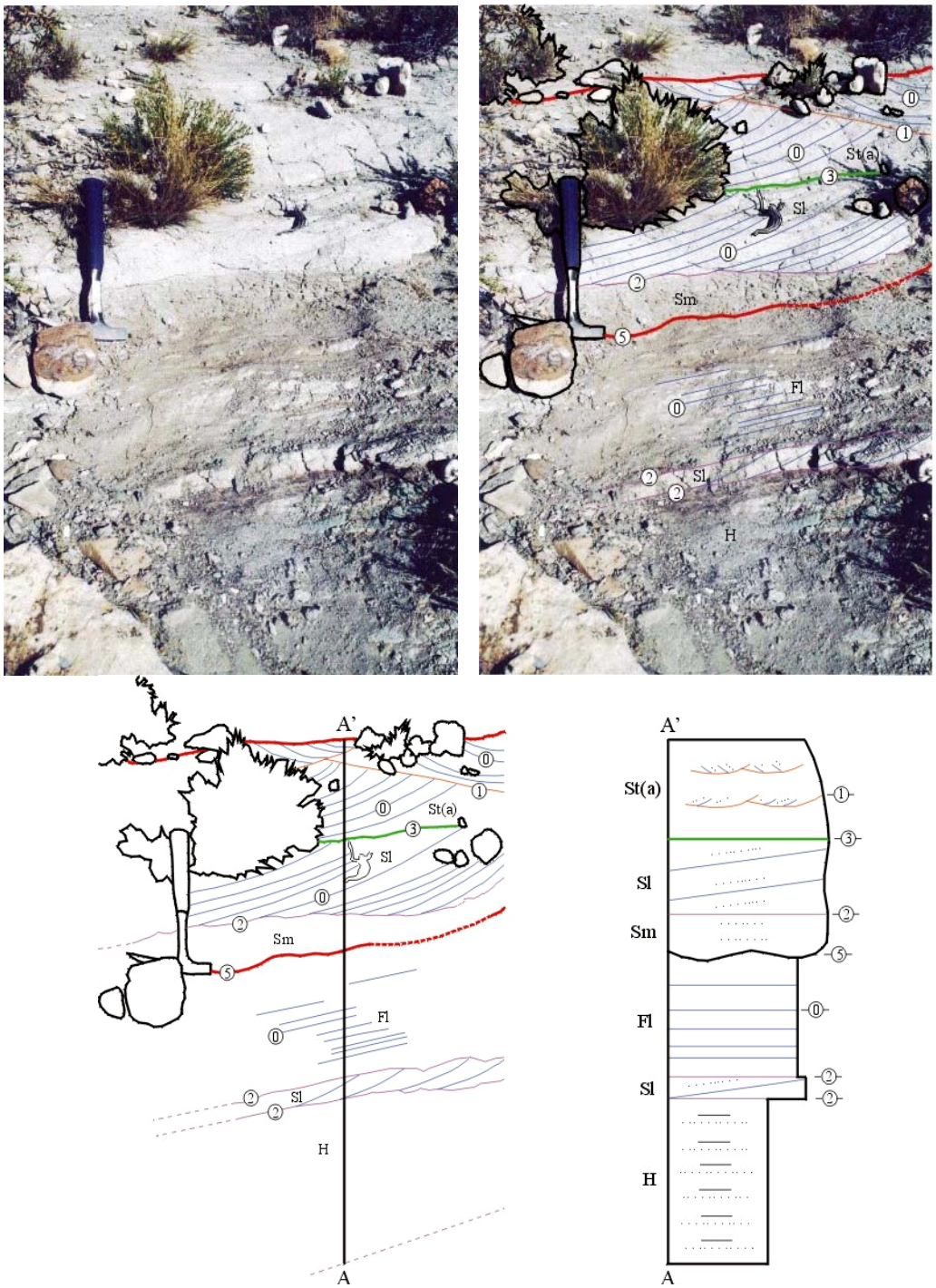


Figura 44. En la parte superior se destaca un canal distributario costero (elemento arquitectural CD), que empieza con una superficie limitante de quinto orden, y denota una sucesión estratodecreciente. Mientras que en la parte inferior se visualiza una barra de desembocadura con dominio mareal (elemento arquitectural BD), caracterizada por presentar una sucesión granoestratocreciente. Perfil Arroyo China Muerta.

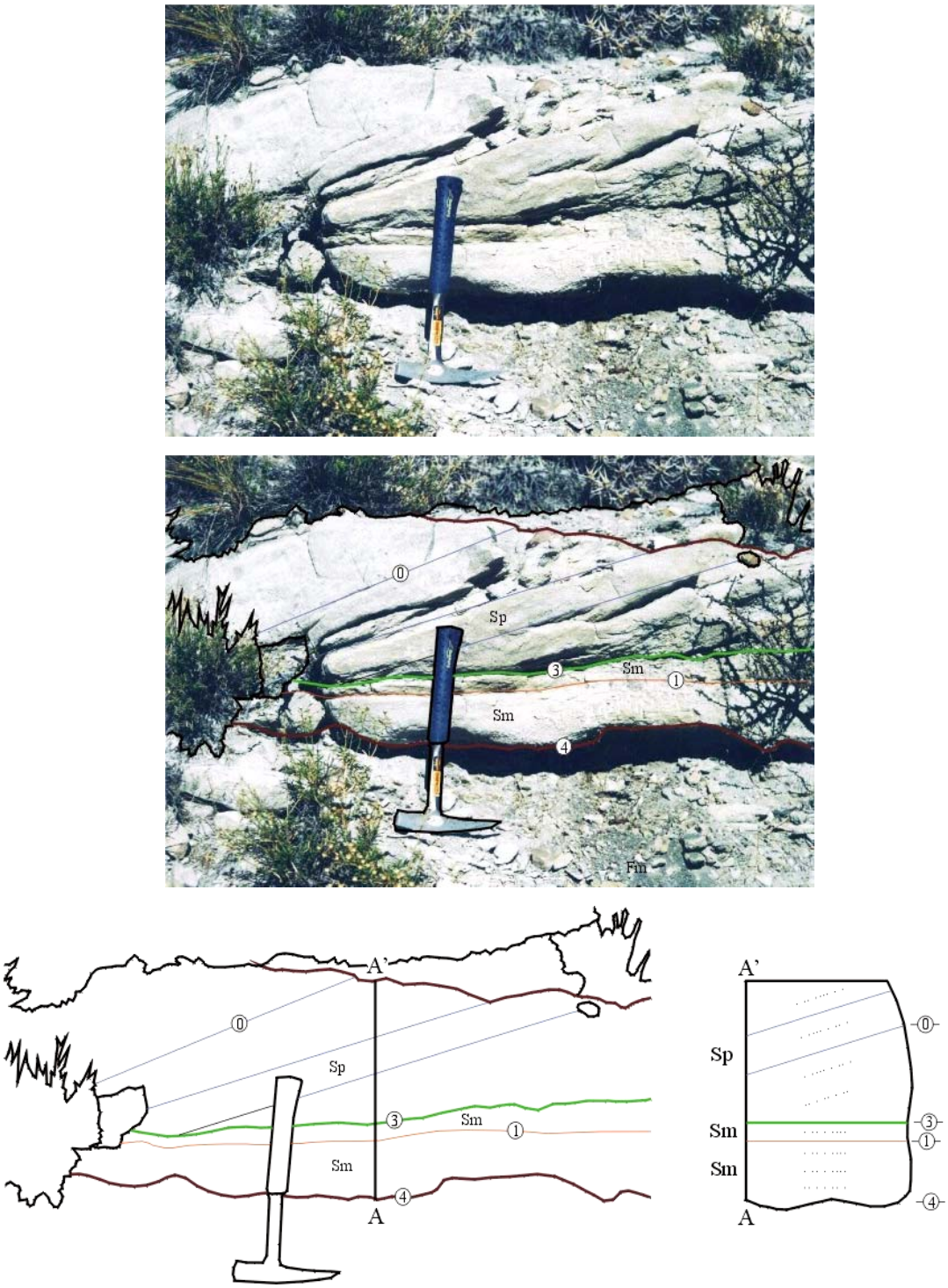


Figura 45. Detalle de un riachuelo de alta sinuosidad (elemento arquitectural RAS). En este litosoma se destacan su base cóncava-erosional sobreyaciendo a depósitos de fangolitas masivas (Fm) de color negro y la presencia de depósitos de acreción lateral (compuesto por litofacies Sp). Perfil Agua del Overo.

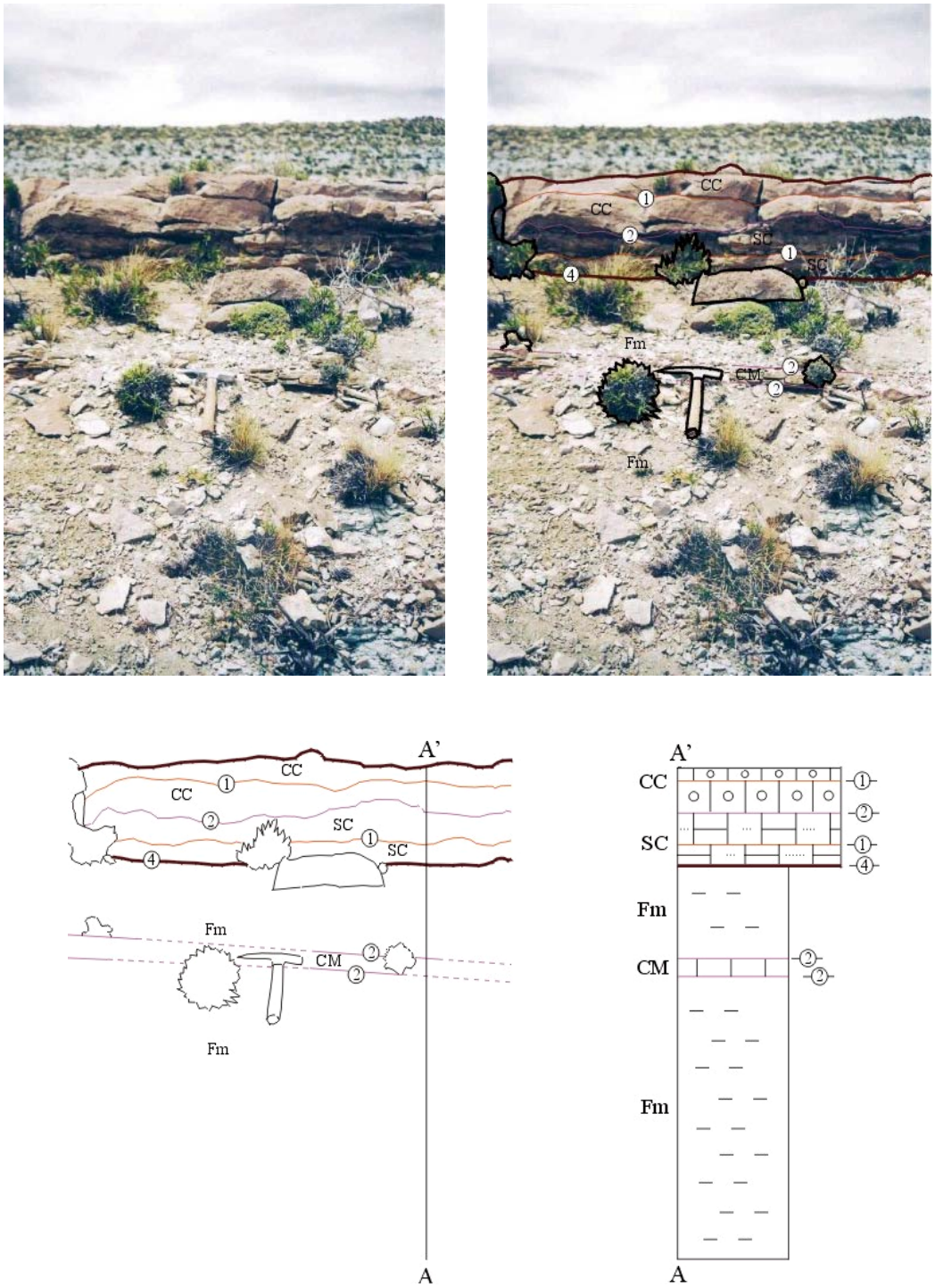


Figura 46. En la parte superior se visualiza un banco calcáreo marino somero (elemento arquitectural BC) y en la inferior una planicie mareal (elemento arquitectural PM). Perfil Cerro Marucho.

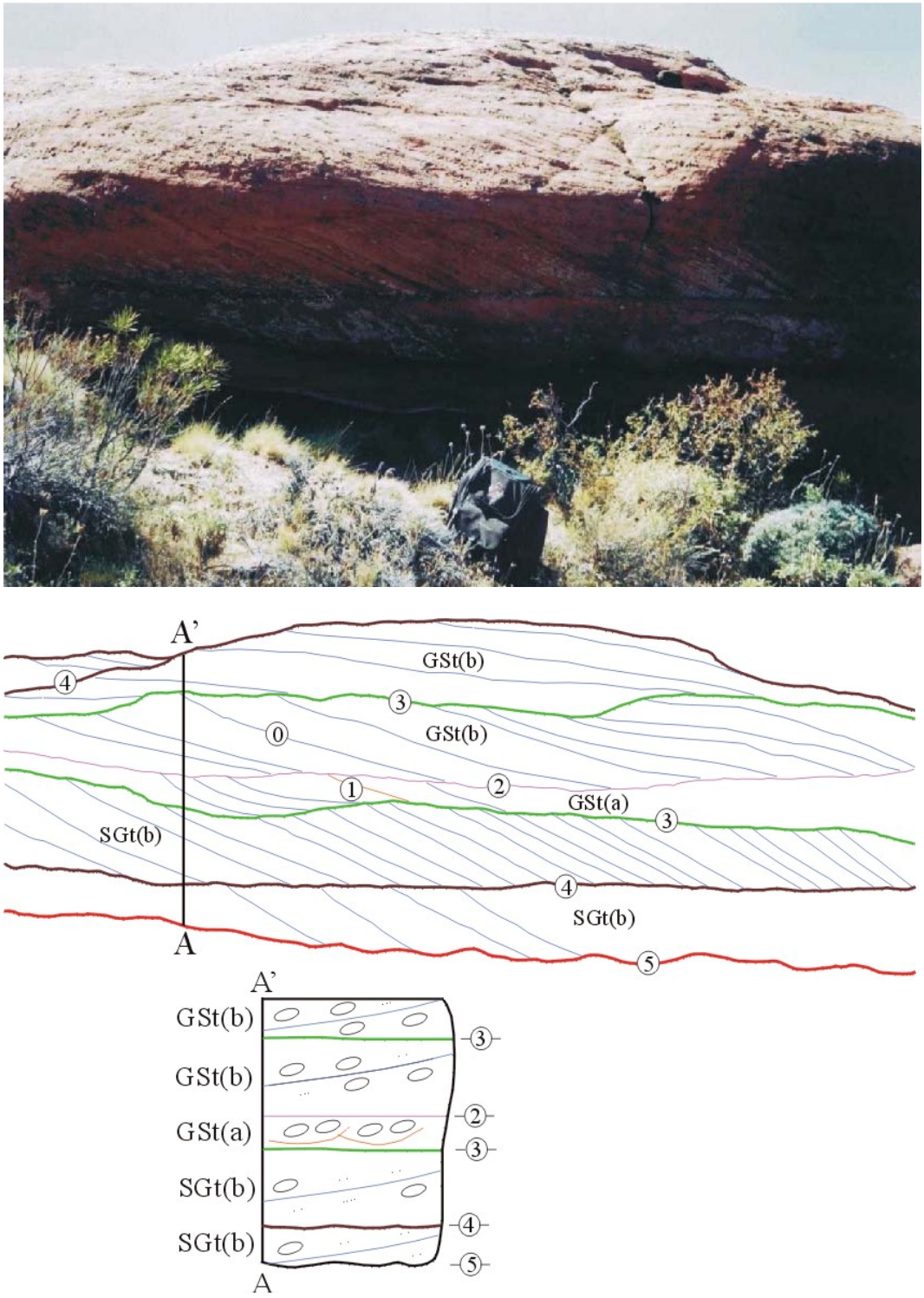


Figura 47. Análisis arquitectural de las barras tridimensionales gravo arenosas (elemento arquitectural GBT). Se pueden destacar la presencia de superficies de reactivación de tercer orden y una sucesión granocreciente. Perfil Arroyo China Muerta.

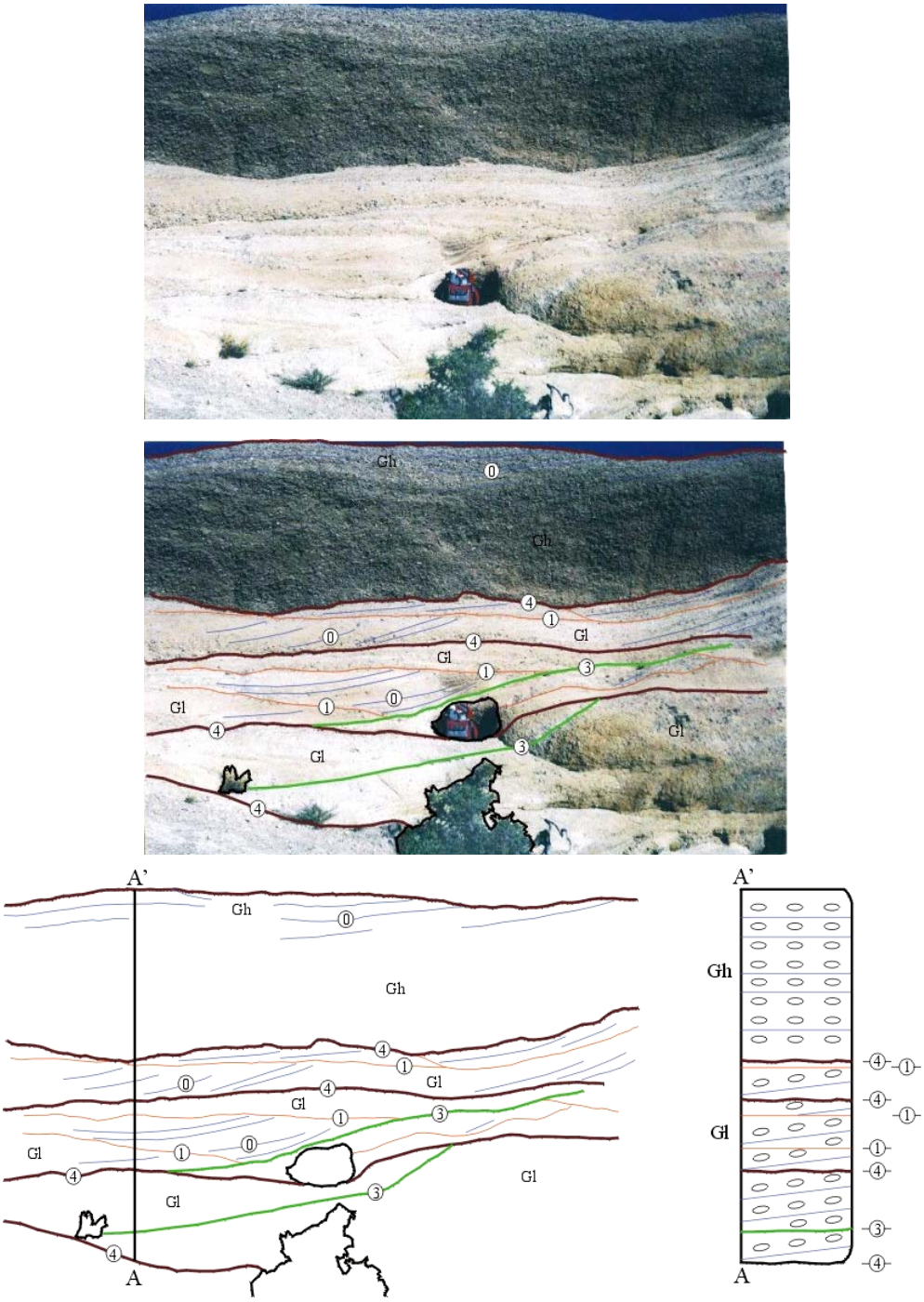


Figura 48. Análisis arquitectural de las barras longitudinales gravo arenosas (elemento arquitectural GBL). En el perfil A-A' se destacan barras con litofacies Gl hacia la parte inferior, separadas por superficies de cuarto orden; y una barra con litofacies Gh hacia la parte superior. Es necesario indicar que las litofacies Gl han sido también asignadas a barras diagonales laterales por Billi et al. (1987). Perfil Arroyo Carrizal.

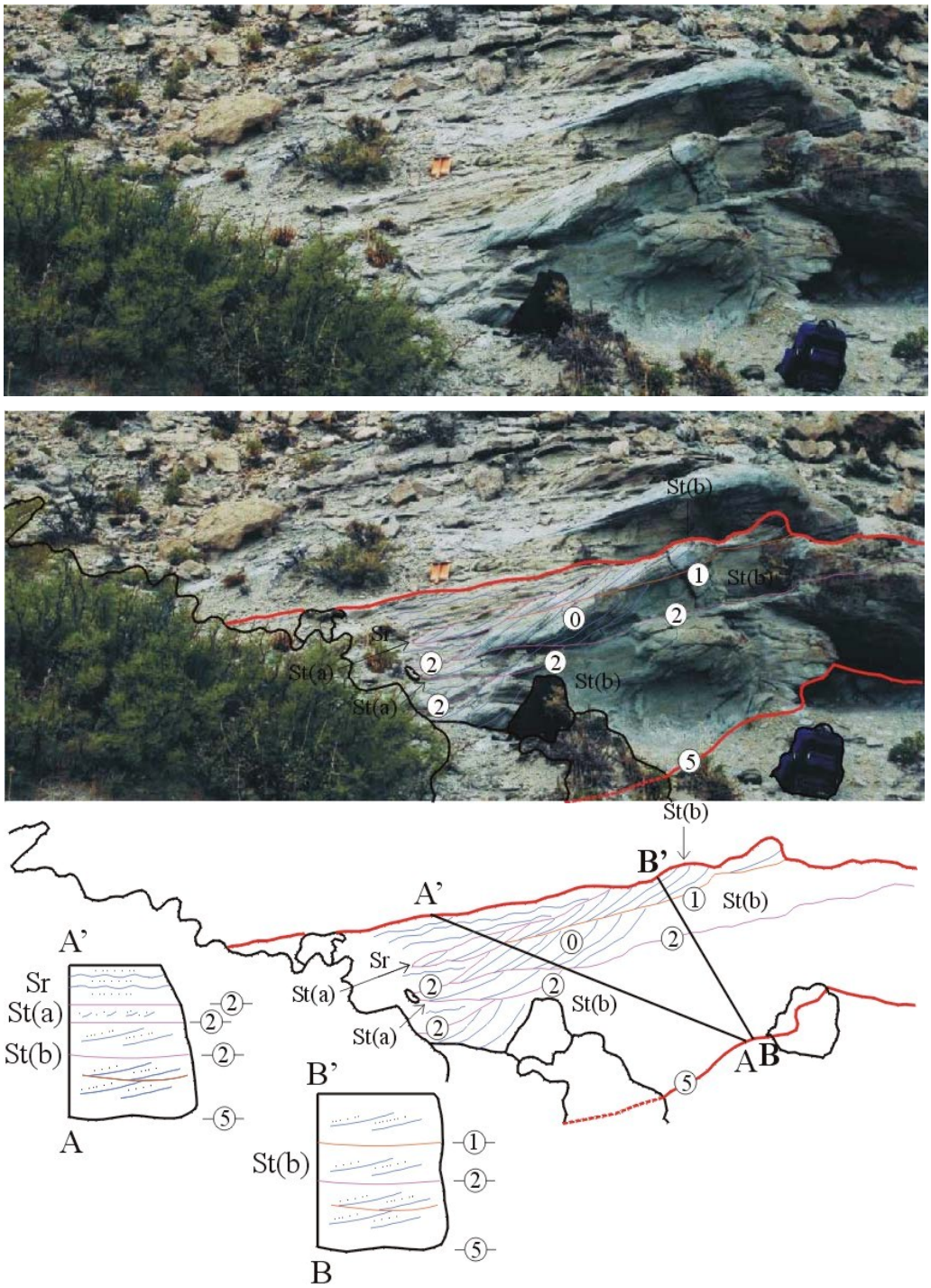


Figura 49. Detalle de las dunas y óndulas arenosas (elemento arquitectural SD). En el perfil A-A' se puede apreciar la tendencia granodecreciente de la sucesión y en el perfil B-B' la depositación de una sola litofacies (dominio agradacional). Ambas situaciones son características de estos depósitos. Los dos perfiles internamente tienen superficies limitantes de primer orden, o de segundo como máximo. Perfil Agua del Overo.

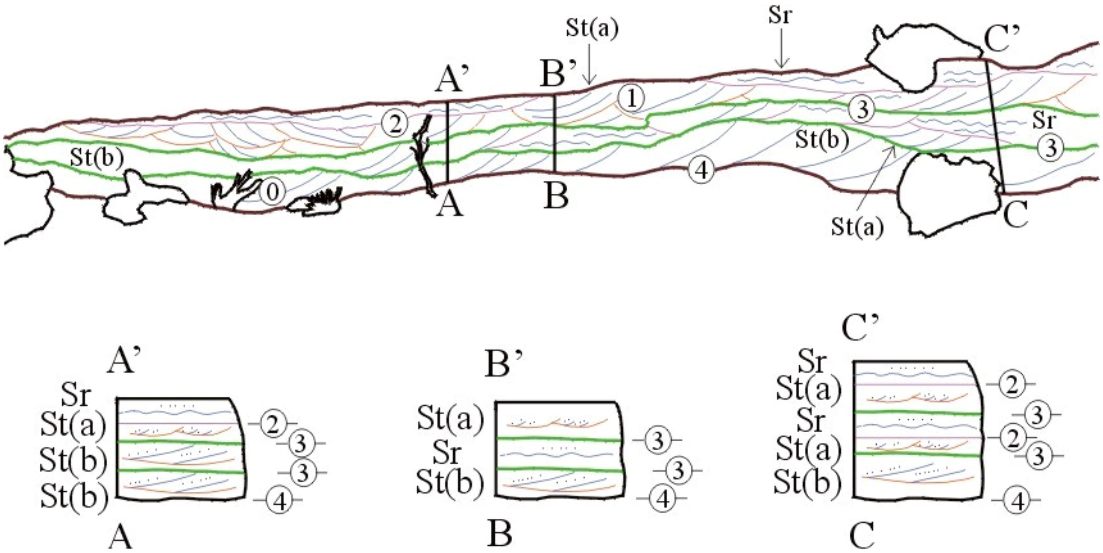


Figura 50. Detalle de las barras arenosas (elemento arquitectural SB). Estos litosomas se caracterizan por presentar varias superficies de reactivación de tercer orden, las que separan distintos eventos de flujos, que en muchas ocasiones denotan una tendencia grano-estratodecreciente (por ejemplo, parte media y superior del perfil C-C'). Perfil Agua del Overo.

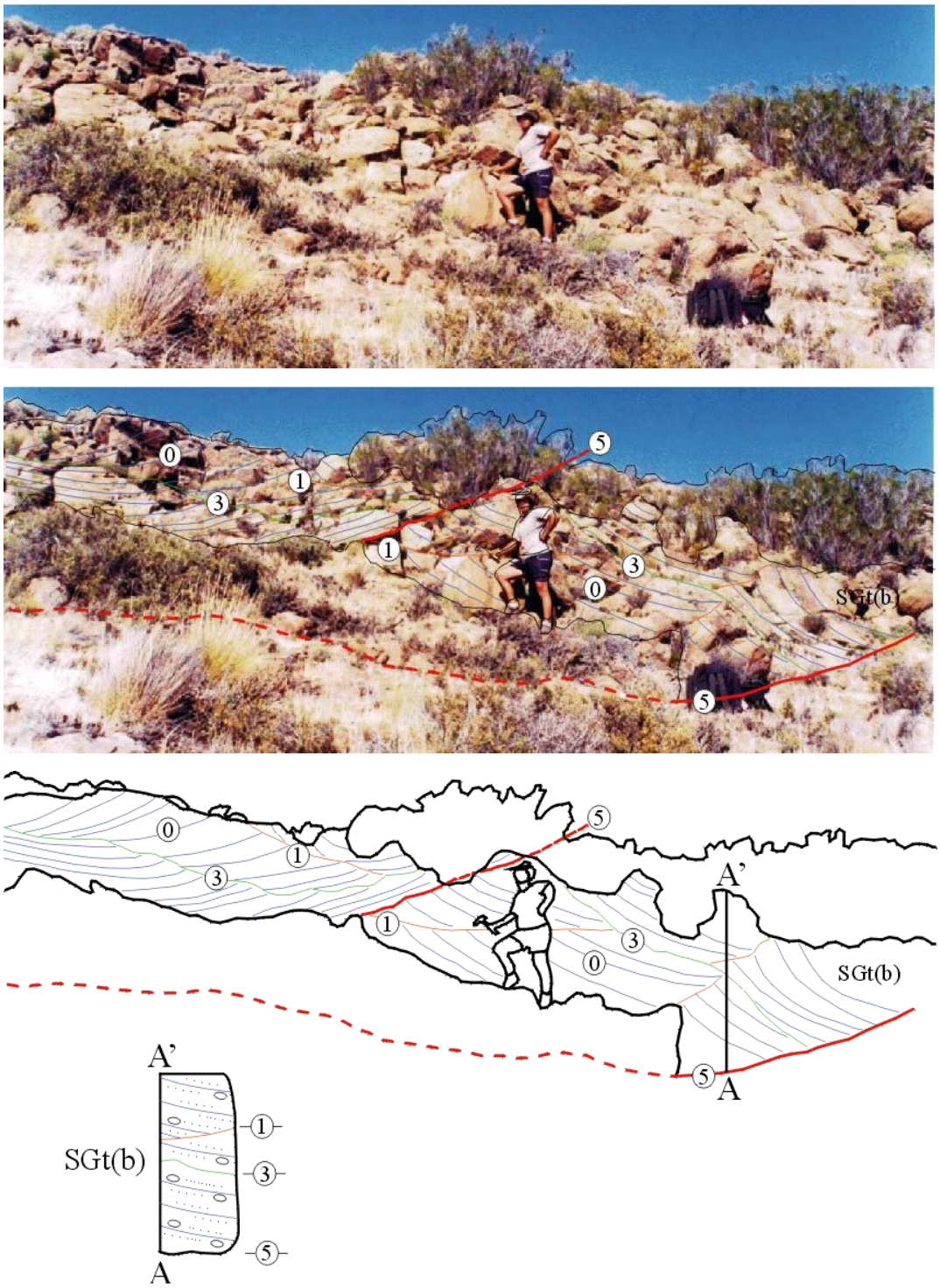


Figura 51. Detalle de los depósitos con dominio de acreción vertical (elemento arquitectural VA). Se puede destacar la presencia de superficies limitantes de tercer orden. La sucesión de litofacies no caracteriza ninguna marcada tendencia, en vista de su carácter monofacial. Perfil Arroyo China Muerta.

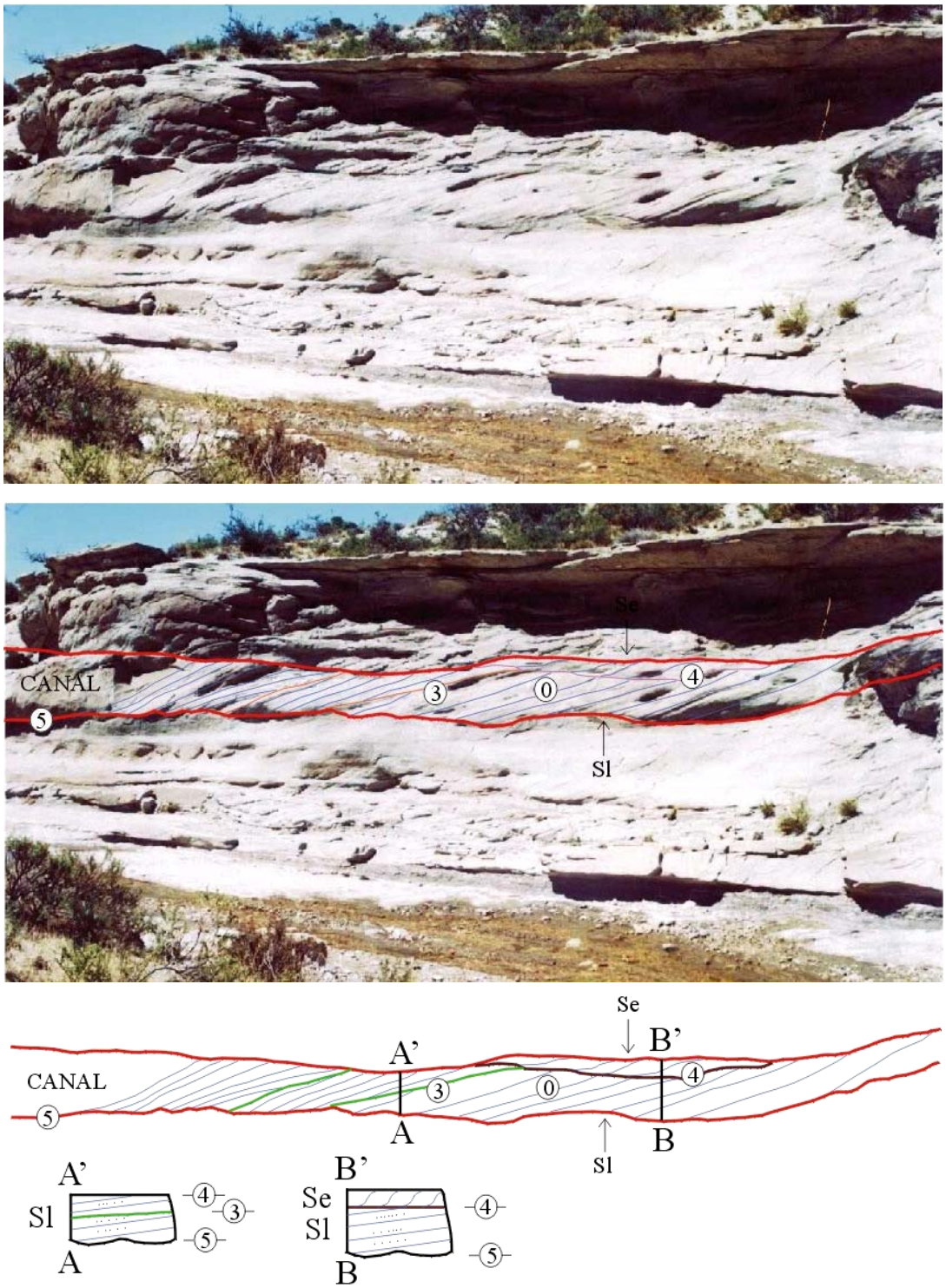


Figura 52. Detalle de los depósitos de acreción lateral (elemento arquitectural LA). En el perfil A-A' se puede observar la presencia de superficies limitantes de tercer orden. En el perfil B-B' se visualizan dos litosomas amalgamados, los que forman una sucesión estratodecreciente. Perfil Agua del Overo.

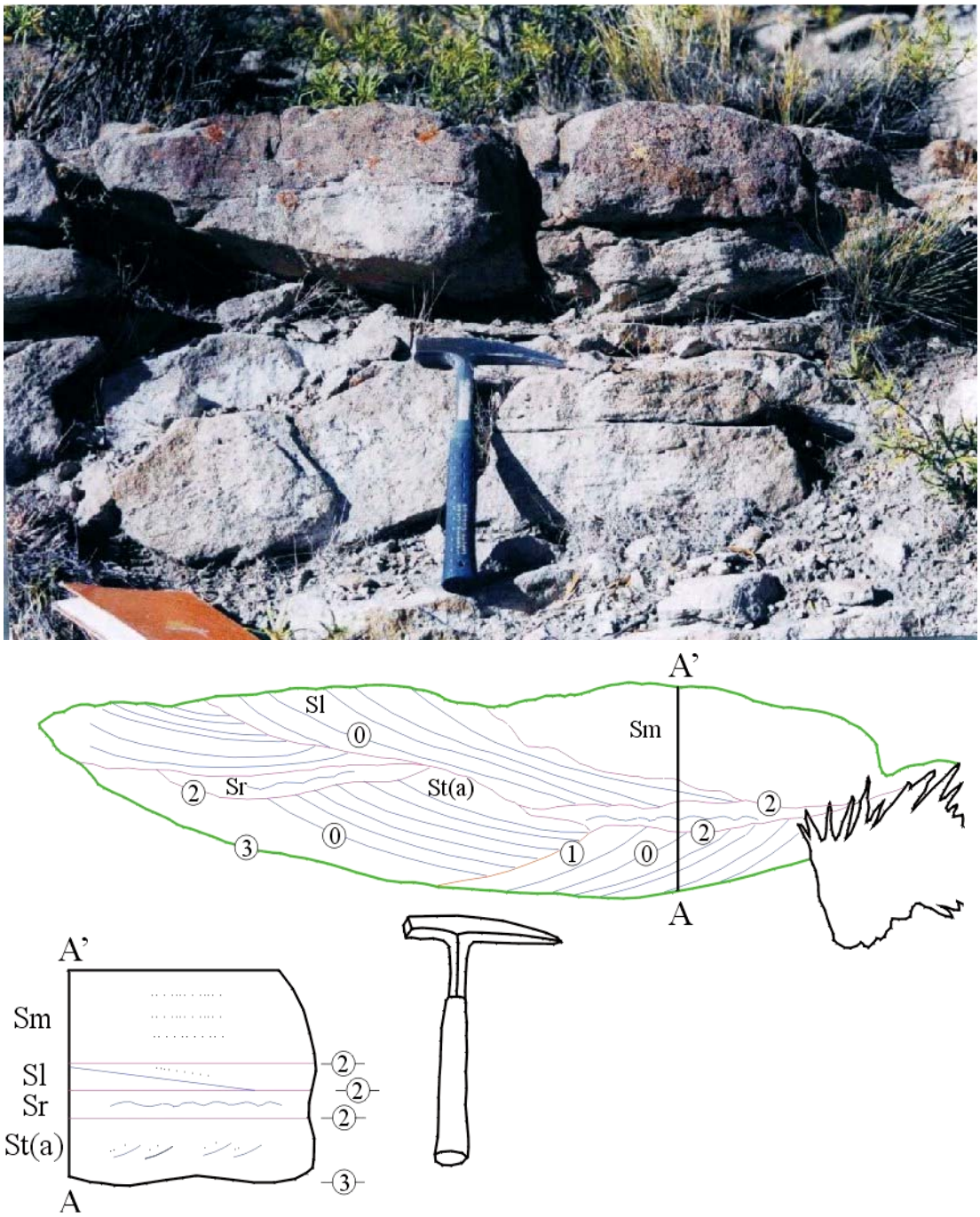


Figura 53. Detalle de los depósitos de canales pequeños (elemento arquitectural CHL). Pueden contener variadas litofacies como en la presente figura, y mostrar una secuencia granodecreciente. Debido a su escala, estos elementos arquitecturales podrían representar a los canales de orden menor (Cf. Williams y Rust, 1969), canales de tipo "ribbon" efímero (Cf. Dryer, 1993), canales de relleno simple (Cf. Miall, 1996), canales de crevasse (Cf. Bristow et al., 1999), entre otros. Perfil Arroyo Bañados de Caichigüé.

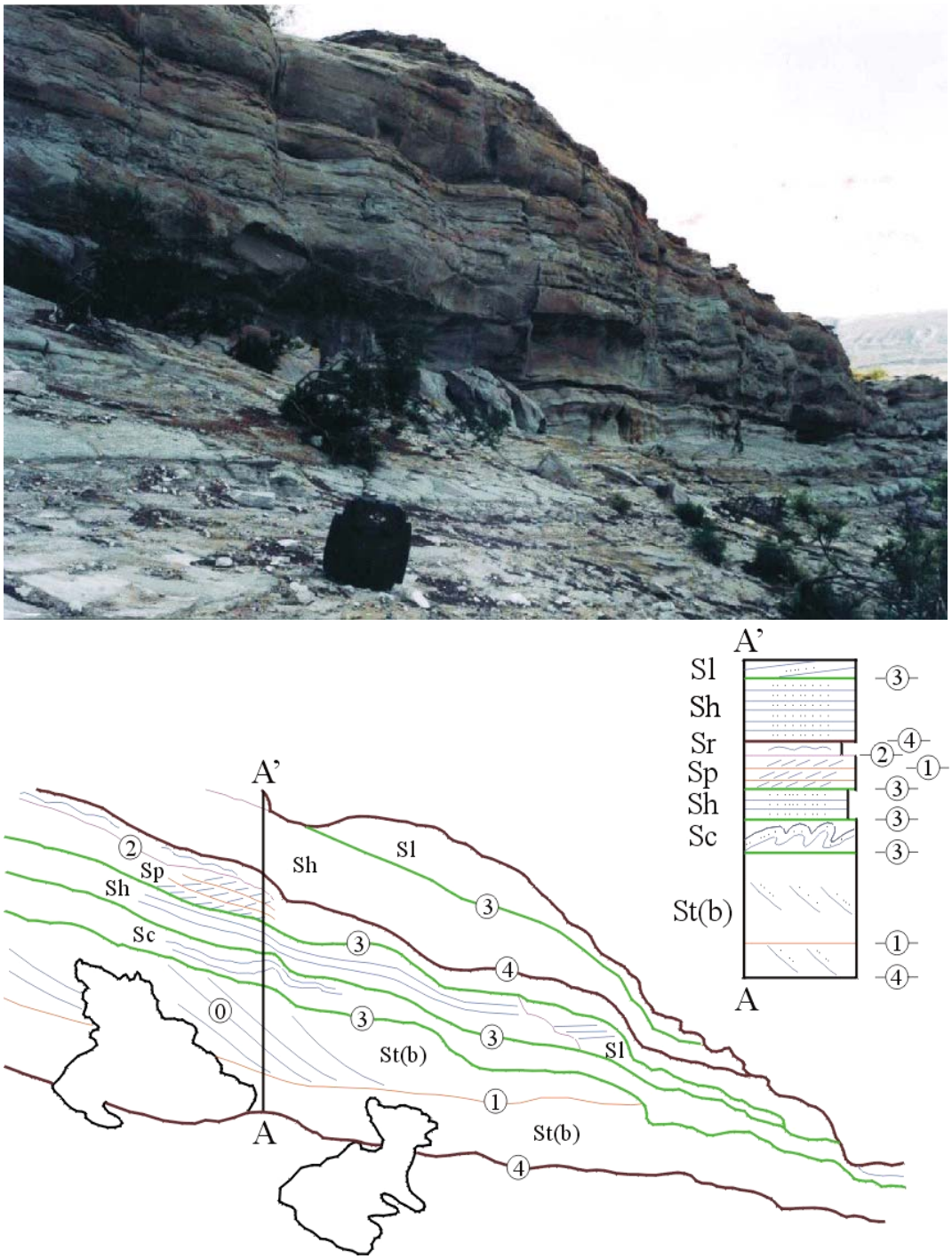


Figura 54. Detalle de los mantos de arena laminada (elemento arquitectural LS). En el perfil A-A' se pueden destacar dos cuerpos apilados, separados por entre sí por una superficie limitante de cuarto orden. El inferior posee cuatro depósitos de mantos individuales, los que pueden denotar sucesiones granodecrecientes; mientras tanto, el que lo sobreyace contiene exclusivamente litofacies Sl y Sh. Perfil Agua del Overo.

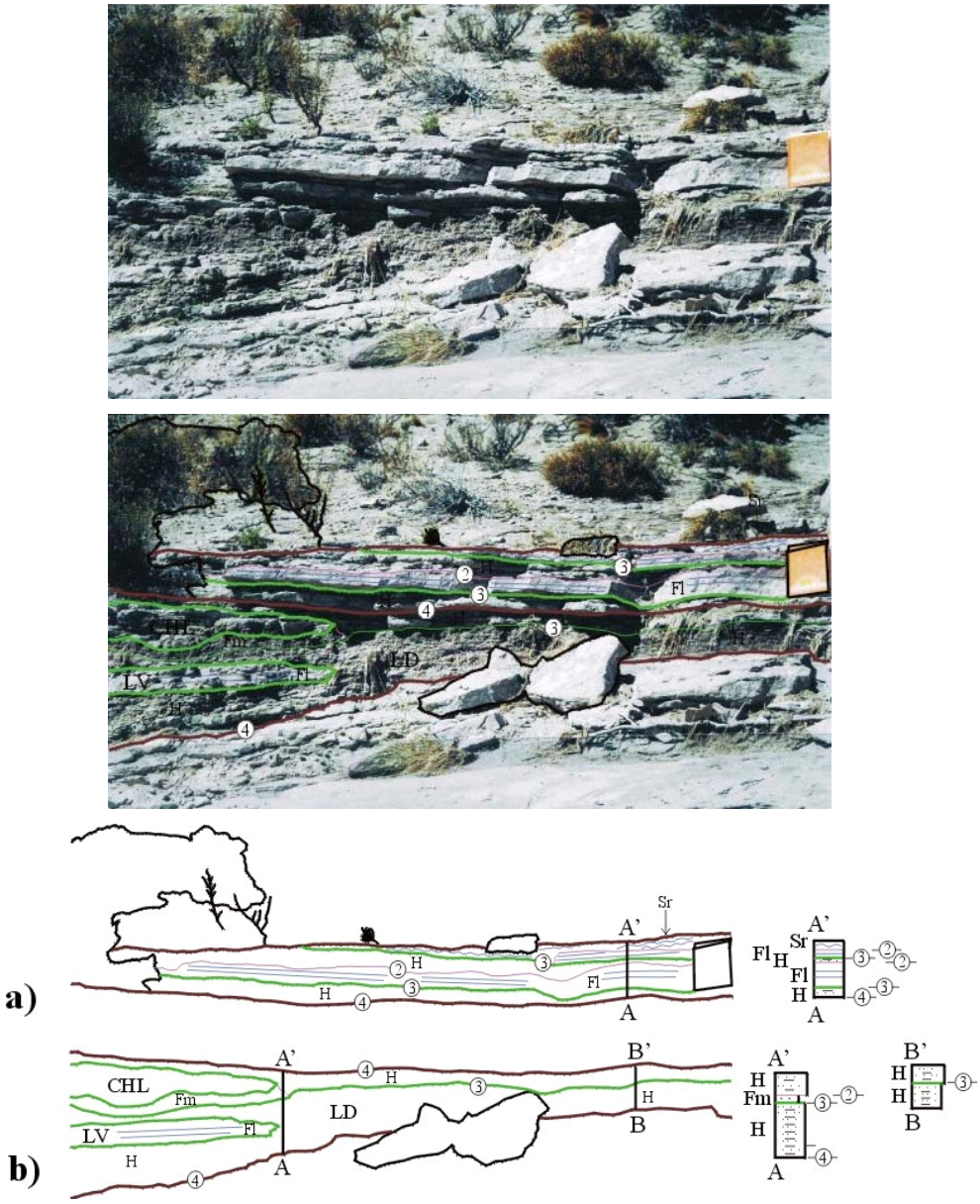


Figura 55. a) Detalle de los albardones (elemento arquitectural LV). Interiormente se nota la presencia de superficies de reactivación de tercer orden, separando varios eventos de flujo, con depósitos que comúnmente son de carácter granodecreciente. b) Detalle de los depósitos de lóbulos de desbordamiento (elemento arquitectural LD) y de los depósitos finos de planicie de inundación (elemento arquitectural FF). Se puede observar el acuñamiento del elemento LD hacia la derecha, el mismo que esta limitado por superficies de cuarto orden. El elemento FF (Fm) en el perfil A-A' tiene poco espesor (por su ubicación probablemente corresponda al relleno de un pequeño estanque de crecida). El elemento LD en el perfil B-B' consta de dos eventos de litofacies H, con una superficie de tercer orden entre ellos. Este depósito tiene una sucesión grano-estratocreciente. Perfil Agua del Overo.

Capítulo 6: Sistemas sedimentarios

6.1. Introducción

Resulta necesario en esta introducción mencionar en primer lugar el concepto sobre modelos de facies, debido a su importancia y aplicabilidad para el estudio de los ambientes sedimentarios. Walker (1992), menciona que un modelo de facies puede ser definido como un resumen general de un sistema deposicional. Reading y Levell (1996), consideran que los modelos son establecidos para ayudar al entendimiento de procesos y fenómenos naturales complejos, y los modelos de facies son usados tanto para interpretar distribuciones de facies conocidas como para predecir dónde podrían ser encontradas facies no descubiertas todavía. Pirrie (1998), sostiene que los modelos de facies se basan en la combinación de los datos de un número de ejemplos actuales y ancestrales equivalentes (previamente interpretados), aunque en algunos casos esto no es posible ya que ejemplos comparables actuales podrían no existir.

Walker (1992) argumenta que la formulación de un modelo de facies tiene las siguientes funciones principales: actuar como una norma para propósitos de comparación, como un marco y guía para futuras observaciones, como un pronosticador en nuevas situaciones geológicas (según este autor puede ser la función más importante), y como una base integrada para la interpretación del sistema deposicional que representa. Mayores consideraciones sobre cada una de estas funciones pueden ser consultadas en Walker (1992).

Para el estudio de la Formación Bajada Colorada se analizaron varios modelos de facies, sugeridos tanto para depósitos litorales (fundamentalmente de estuarios, por ejemplo Dalrymple et al., 1992) como fluviales (por ejemplo Miall, 1996).

6.2. Sistemas sedimentarios en la Formación Bajada Colorada

Sobre la base del análisis de la distribución y frecuencia de las litofacies, asociaciones de facies y elementos arquitecturales se determinaron los principales sistemas sedimentarios (modelos de facies) en la Formación Bajada Colorada.

La sucesión total de esta formación podría ser subdividida en dos tramos de acuerdo a la litología más gruesa dominante: inferior y superior. El tramo inferior tiene un espesor entre 210 y 327 m, y la litología más gruesa dominante corresponde al tamaño arena. Este tramo comprende cuatro principales sistemas sedimentarios: fluvial meandroso de alta sinuosidad arenoso (SMS), estuarino micromareal (MES), fluvial de baja sinuosidad arenoso (SBS) y fluvial efímero arenoso (SES).

El tramo superior contiene un importante espesor, entre 274 y 382 m, y los clastos más gruesos dominantes son los de textura gravosa. Contiene un único sistema fluvial, el que fue definido como meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso (GMS).

En las **figuras 56 a 61** se presentan los perfiles relevados en la Formación Bajada Colorada, indicando las principales litofacies, elementos arquitecturales y sistemas sedimentarios que contienen.

6.2.1. Sistema fluvial meandroso de alta sinuosidad arenoso (SMS)

En la parte basal de la Formación Bajada Colorada los depósitos se caracterizan por la presencia de un sistema, al que se puede subdividir en dos miembros principales, uno de textura gruesa y otro de grano fino. El primero se compone de materiales acumulados por procesos tractivos, los que generan dunas y óndulas arenosas (elemento arquitectural SD) y depósitos de acreción lateral (elemento arquitectural LA). Las dunas y óndulas arenosas aparecen comúnmente rellenando geometrías acanaladas (**figura 62**). Los depósitos de acreción lateral por su parte, se interpretan como barras de meandro o de punta, que se caracterizan por presentar un

relleno simple (frecuentemente monofacial), el que incluye principalmente las litofacies Sl o Se.

Las sedimentitas del miembro fino se han formado en las zonas de desbordamiento de los canales. Este miembro puede ser subdivido a la vez en dos subgrupos principales, que corresponden a los depósitos gruesos y a los finos de planicie de inundación. Los depósitos gruesos conforman los albardones (elemento arquitectural LV), los canales pequeños (elemento arquitectural CHL) y los lóbulos de desbordamiento (elemento arquitectural LD); todos ellos son formados por los sedimentos relativamente más gruesos transportados por corrientes de desbordamiento. Los depósitos finos de planicie de inundación (elemento arquitectural FF) se forman en especial hacia la parte más distal de dicha planicie por decantación suspensiva y consisten de litofacies, que contienen poca arena y una gran cantidad de limo y arcilla (Fm).

La existencia de los dos miembros descritos y las características más sobresalientes de sus elementos arquitecturales permiten sugerir que la depositación tuvo lugar en un sistema fluvial meandroso de alta sinuosidad (Cf. Allen, 1964; Moyano, 2002) o de carga mixta (Cf. Collinson, 1996). El modelo diseñado para este ambiente se muestra en la **figura 62**.

El funcionamiento del sistema se basa primeramente en la migración lateral del canal mayor en una dirección transversal a la del flujo principal y en el área de los recodos, produciéndose al mismo tiempo depósitos de acreción lateral (Marzo, 1989). Jackson (1975, 1976), Allen (1970a, 1982) y Marzo (1989), han descrito el modelo de flujo en espiral o helicoidal que se produce en los meandros similares a los de la **figura 62**, destacándose la erosión que se presenta en el borde cóncavo y la sedimentación en el borde convexo. Por otro lado, existen cambios en el caudal del río, ya sea por variaciones estacionales o épocas de mayor pluviosidad (Ramos, 1989), durante las cuales se pueden originar crecidas que producen desbordamientos

y roturas de las márgenes de los canales, dando origen a la formación de los depósitos finos y gruesos de las planicies de inundación.

6.2.2. Sistema estuarino micromareal (MES)

Los depósitos fluviales están comúnmente interestratificados con depósitos de otros ambientes, por ejemplo estuarino, en donde la relación fluvial-mareal es habitual cuando las líneas de costa sufren repetidos cambios en el nivel de base (Miall, 1996). Clásicamente se han establecido dos principales modelos de facies para los depósitos estuarinos, los mismos que han sido analizados y descritos por Dalrymple et al. (1992). Estos autores mencionan que todos los estuarios idealmente poseen una estructura de litofacies tripartita compuesta por: una zona interna, de dominio fluvial (pero con influencia marina) y donde el transporte neto de la carga del lecho es hacia el mar; una zona central, con energía relativamente baja y donde hay convergencia de la carga del lecho; y una zona externa, con dominio marino y donde el transporte neto de carga del lecho es hacia el continente. Los principales subambientes determinados para el sistema estuarino en la Formación Bajada Colorada y sus relaciones con las zonas previamente mencionadas, se describen a continuación.

Hacia la zona interna del paleoestuario (**figura 63**) se ha establecido un subambiente de canales distributarios (elemento arquitectural CD) y bahías interdistributarias (elemento arquitectural PM), con dominio fluvial y alta energía, aunque con alguna influencia marina (Cf. Dalrymple et al., 1992). Los canales distributarios costeros tienen una dinámica similar a la de los canales de los sistemas fluviales meandrosos arenosos, aunque con escaso grado de migración lateral; en ellos se producen desbordamientos durante las crecidas. En la zona interna del estuario también se pueden encontrar sectores interdistributarios, donde la acción mareal es mucho más pronunciada que en los sectores canalizados, llegándose a formar depósitos intermareales y supramareales de llanuras de marea. En estos lugares se identifican depósitos de riachuelos meandrosos de poca profundidad

(elemento arquitectural RAS) y depósitos de bahías interdistributarias (elemento arquitectural PM).

Hacia la zona central del estuario se ubican los depósitos de la "cuenca central" (Dalrymple et al., 1992), los que constituyen la porción submareal (de baja energía). Esta zona esta compuesta por depósitos silicoclásticos y calcáreos tanto de textura gruesa (fundamentalmente arena) como fina (limos y arcillas). Depósitos de textura arenosa a pelítica, ubicados en la cuenca central y asociados con las desembocaduras de los canales distributarios, corresponden a las barras de desembocadura con dominio mareal (elemento arquitectural BD). Depósitos de textura gruesa de la cuenca central más emparentados con los sectores interdistributarios corresponden a los bancos calcáreos marinos someros (elemento arquitectural BC), ya sea en forma de bajíos carbonatados o arrecifes en parche, los que se ubican muy cerca de la parte posterior de las barreras (Cf. Spalletti et al., 2000). Los depósitos finos de la cuenca central corresponden al elemento arquitectural de las llanuras de marea (PM), que en este caso se identifican esencialmente con fangolitas oscuras.

Hacia la zona externa del estuario (de alta energía) normalmente se ubican los depósitos de barrera / espiga subaérea o barra sumergida (Dalrymple et al., 1992). Estos depósitos no han podido ser observados en la Formación Bajada Colorada debido probablemente a que no han sido preservados, o porque la zona de estudio no ha alcanzado el área donde se habría producido su acumulación.

Los depósitos y principales características de las zonas descritas se acomodan a un modelo de facies de tipo estuarino micromareal o con dominio de olas (Cf. Roy et al., 1980; Dalrymple et al., 1992; Barbosa y Suguio, 1999; Anthony et al., 2002).

Los depósitos estuarinos proveen evidencia de eventos transgresivos (Reinson, 1992). Dalrymple et al. (1992), indican que los estuarios son inicialmente formados al comienzo de una transgresión y que migran hacia tierra cuando la transgresión continúa, produciendo pocos cambios en la morfología de los depósitos (éstos

simplemente se trasladan hacia el continente); sin embargo, estos investigadores también consideran que los estuarios pueden evolucionar en deltas si hay suficiente influencia directa de los ríos. Los eventos transgresivos son de mayor jerarquía que los eventos estacionales y en este contexto hacia el sector interno del estuario los depósitos dominados por procesos fluviales (estacionales) progradan hacia la cuenca central (Cf. Anthony et al., 2002). En las etapas de flujo se puede retrabajar el sedimento por corrientes unidireccionales (Tye y Coleman, 1989), mientras que en las etapas con déficit de flujo fluvial actúa el retrabajo de olas y las corrientes inducidas por el viento (Anthony et al., 2002), aunque éste no es tan importante como en el ámbito marino (Tye y Coleman, 1989).

6.2.3. Sistema fluvial de baja sinuosidad arenoso (SBS)

Se caracteriza por presentar una gran cantidad de depósitos tractivos, los que se alternan con niveles de depósitos finos. Los depósitos tractivos contienen arenas e incluso gravas, pero con un neto predominio de las primeras, permitiendo a las gravas aparecer únicamente de manera dispersa y aislada dentro de las arenas (por ejemplo la litofacies SGt(b)). Los principales elementos arquitecturales que conforman estos depósitos son las barras arenosas (elemento arquitectural SB) y los depósitos con dominio de acreción vertical (elemento arquitectural VA), ambos forman parte de la depositación dentro de los canales del sistema (**figura 64**).

Es de destacar que los canales del sistema actúan de manera selectiva, ya que pueden contener al elemento arquitectural SB ó al elemento arquitectural VA, pero nunca a ambos en forma conjunta, razón por la cual se logran diferenciar dos principales clases de canales. En el primer caso, los canales se componen básicamente de barras arenosas (que tienden a ocupar la mayor parte del ancho del canal). Estos canales tienden muy poco a amalgamarse y en la mayor parte de los casos suelen aparecer aislados entre los depósitos de llanuras de inundación (**figura 64**). Los canales del otro tipo, por el contrario, se amalgaman con mucha frecuencia y forman

cuerpos multi-episódicos monofaciales (**figura 64**) compuestos exclusivamente por depósitos con dominio de acreción vertical (elemento arquitectural VA).

Ambos tipos de canales son interpretados como de baja sinuosidad, ya que comparten las características más esenciales de depositación dentro de dicho sistema fluvial, en cuanto a la presencia de una alta tasa de agradación (denotada por el apilamiento vertical de los canales que se componen del elemento arquitectural VA) y de reactivaciones muy frecuentes (en ambos tipos de canales) marcadas por superficies limitantes de tercer orden (Cf. Davies et al., 1993). Los depósitos más finos del sistema se presentan de manera subordinada, y consisten de arenas finas de depósitos de albardón (elemento arquitectural LV), dunas y óndulas arenosas (elemento arquitectural SD), y depósitos finos de planicie de inundación (elemento arquitectural FF).

El funcionamiento de este sistema es comparable al de los ríos de tipo entrelazados, destacándose la ocupación de la mayor parte de llanura aluvial por los depósitos canalizados durante las etapas de alta descarga y la emergencia de las barras durante las etapas de baja descarga (Miall, 1996). Existen además ciertas modificaciones de las formas de fondo por variaciones en el régimen de la corriente, como por ejemplo, la paralización y preservación de éstas por una disminución muy rápida del caudal, o su modificación y erosión por disminución muy lenta del caudal (Jones, 1977; Ramos, 1989). Los menos destacados depósitos de planicie de inundación de este sistema se originaron durante las crecidas.

6.2.4. Sistema fluvial efímero arenoso (SES)

En este sistema se destacan dos miembros distintos, los que usualmente se presentan en forma alternante. El primero de ellos corresponde a los depósitos arenosos producidos por corrientes efímeras tanto canalizadas como no canalizadas; mientras tanto, el segundo miembro se refiere a los depósitos más finos. Los principales litosomas generados por las corrientes efímeras no canalizadas

corresponden a los mantos de arena laminada (elemento arquitectural LS); mientras que, corrientes efímeras canalizadas pueden formar canales pequeños (elemento arquitectural CHL), así como dunas y óndulas arenosas (elemento arquitectural SD).

La presencia de depósitos finos (elemento arquitectural FF) tiene gran importancia en el sistema (**figura 65**). Las zonas en que éstos se depositan, son laterales o distales con respecto a aquellas donde se acumulan las arenas, y podrían llegar a ser lacustres también efímeras (Cf. Miall, 1996). Estos depósitos pueden alcanzar espesores de unas pocas decenas de metros y frecuentemente presentan grietas de desecación (rasgos de sequías temporales) y en forma subordinada dunas eólicas (**figura 65**).

Las características de los distintos elementos arquitecturales citados (que fueron tratados con detalle en el capítulo anterior) son el perfecto testimonio para sugerir la depositación de un sistema fluvial efímero. La presencia de los mantos de arena laminada (elemento arquitectural LS), grietas de desecación y/o dunas eólicas son las mejores evidencias para la interpretación de tal sistema (Miall, 1996). Los mantos de arena laminada y los canales efímeros pequeños son litosomas bastante comunes en la Formación Bajada Colorada.

Dreyer (1993) indica que los depósitos de corrientes efímeras clásicamente han sido descritos como alternancias entre pelitas rojizas oxidadas y cuerpos arenosos muy finos, de base plana y extensos en sentido lateral (depósitos de crecientes en manto arenosas). Esta sucesión típica hace alusión a corrientes no canalizadas; sin embargo, varios estudios (Allen et al., 1983; Stear, 1983; Tunbridge, 1984; Turner, 1986; Dryer, 1993; Bhattacharyya y Morad, 1993) han enfatizado la variabilidad más que la uniformidad de los cuerpos arenosos afines a dichos sistemas.

Bromley (1991) y Miall (1996) han descrito los eventos que acontecen en la depositación de un simple ciclo efímero. El desarrollo de estos eventos concuerda en gran medida con los que originaron los depósitos en el sistema efímero arenoso de la

Formación Bajada Colorada. En primera instancia sucede un evento correspondiente a una fase de erosión del piso de canal (el cual es pobremente definido, muy ancho y de márgenes con muy moderada inclinación) seguido por sedimentación de dunas (elemento arquitectural SD, **figura 65**); luego, durante la etapa de máxima descarga, el flujo se extiende en un manto poco profundo sobre una amplia área más allá de los confines del canal (elemento arquitectural LS, **figura 65**); por último, durante la etapa de decaimiento de la crecida se produce la incisión del manto arenoso y la depositación de dunas bi o tridimensionales en las cavidades (elemento arquitectural CHL, **figura 65**). Los depósitos finos se producirían durante las etapas de mayor humedad relativa que pudo haber alcanzado el sistema o se vincularían con sectores adyacentes a los de acumulación arenosa, de mayor humedad.

6.2.5. Sistema fluvial meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso (GMS)

Se ubica hacia la parte superior de la Formación Bajada Colorada y tiene una potencia de un poco más de la mitad del espesor total de esta unidad. Pueden diferenciarse dos miembros distintos, uno de textura gruesa y otro de grano fino. Los principales elementos arquitecturales vinculados con el miembro de textura gruesa son las barras tridimensionales gravo arenosas (elemento arquitectural GBT), las barras longitudinales gravo arenosas (elemento arquitectural GBL), y las dunas y óndulas arenosas y/o barras arenosas (elemento arquitectural SD/SB). Las barras tridimensionales gravo arenosas corresponden al elemento arquitectural de textura gruesa más común en el sistema fluvial analizado. Las sedimentitas del miembro fino se componen por depósitos finos de planicie de inundación (elemento arquitectural FF) y en menor medida por depósitos de albardón (elemento arquitectural LV). En unos pocos casos podría ocurrir la presencia de canales de desbordamiento gravosos (ver litofacies Gm).

Los elementos arquitecturales del miembro grueso se depositan en canales frecuentemente multi-episódicos y multi-laterales, los que pueden ser estudiados a través de un análisis arquitectural.

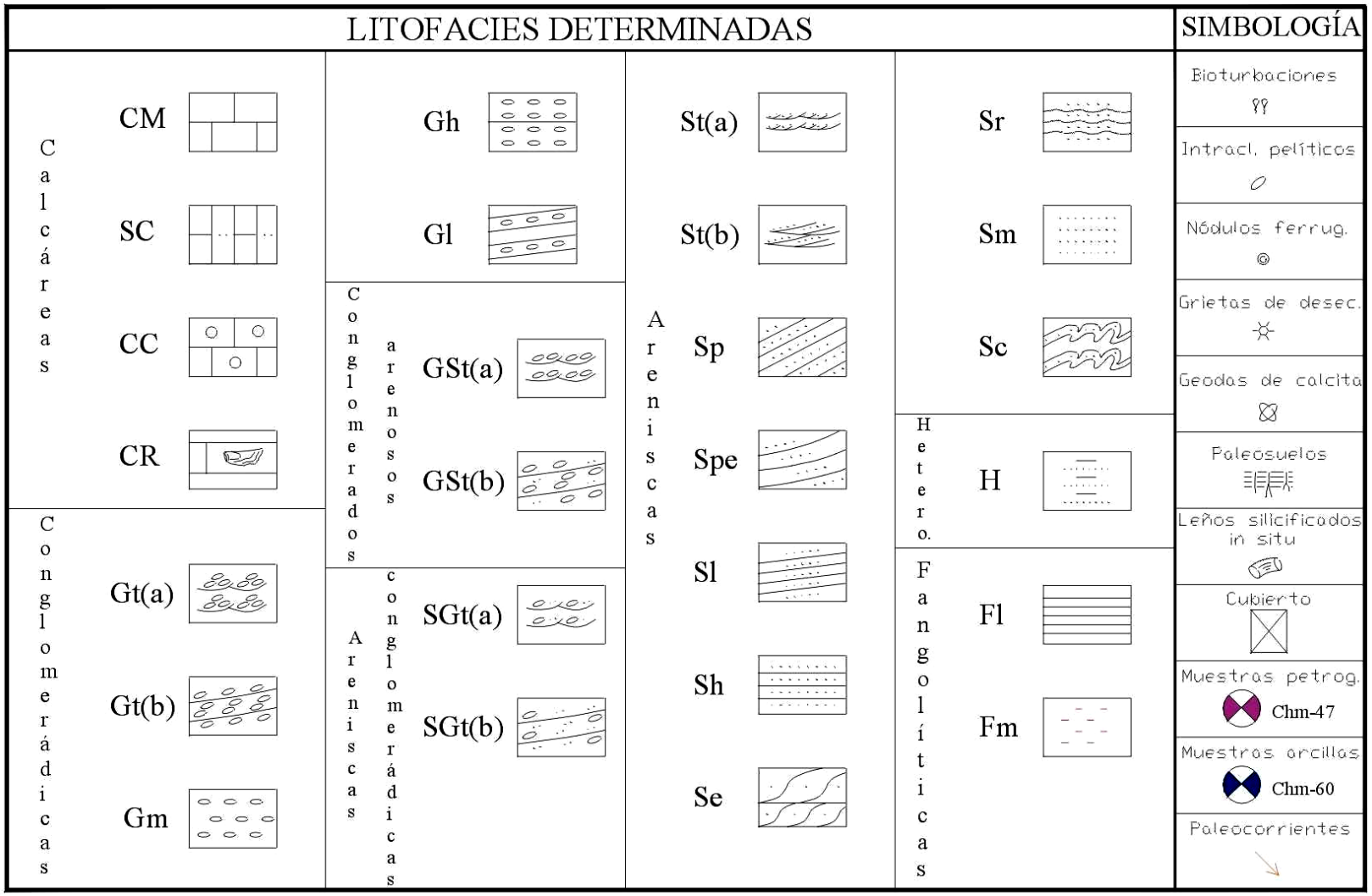
Es necesario recordar que los canales, de acuerdo a su comportamiento, han sido clasificados en fijos y móviles (Friend, 1983). Los canales fijos son típicos de ríos anastomosados (Miall, 1996), tienen una relación ancho / profundidad < 15 y han sido definidos como cordones (Friend et al., 1979). Como se ha destacado en el análisis del elemento arquitectural CHL y de los sistemas fluviales meandroso arenoso (SMS) y efímero arenoso (SES), canales con dicha relación de ancho / profundidad se presentan en los dos sistemas mencionados como canales de desbordamiento y cárcavas efímeras, respectivamente. En el sistema ahora analizado, canales de tipo cordoniformes podrían llegar a presentarse en forma de canales internos o secundarios. Los canales móviles se caracterizan por formar cuerpos de roca con una relación ancho / profundidad > 15 y han sido definidos como "mantos" (Friend et al., 1979). Miall (1996) sostiene que los mantos comúnmente tienen una relación ancho / profundidad > 100. Spalletti y Barrio (1998) por su parte mencionan el término "fajas" para litosomas con una relación ancho / profundidad en el orden de 20. Las fajas y los mantos son los depósitos canalizados de mayor importancia en la Formación Bajada Colorada.

Las fajas presentan una relación promedio ancho / profundidad de 160 / 6,6 (aproximadamente 24), lo que representa un valor muy cercano al propuesto para estos cuerpos por Spalletti y Barrio (1998). Tienen además una base erosiva cóncava hacia arriba formada por la amalgamación de las bases de varios canales que las componen (**figura 66**), el techo es plano o con suaves irregularidades y su contorno es relativamente simétrico. Los canales se caracterizan por elementos arquitecturales GBT y en menor medida SD/SB (hacia la parte inferior). Las fajas están formadas por varios canales amalgamados hacia la parte central, pero hacia los extremos terminan con un solo canal de bordes inclinados (**figura 66**).

Los mantos presentan una relación promedio ancho / profundidad de 1200 / 6 (200). Tienen forma muy tabular o tabular-acuñada, base erosiva plana o con suave concavidad hacia arriba y el techo plano. Internamente muestran canales muy

expandidos. Los mantos de forma muy tabular están constituidos preferentemente por los elementos arquitecturales SD/SB hacia la parte inferior y GBT hacia la superior (**figura 67**). Los canales con geometría mantiforme tabular–acuñada consisten principalmente en los elementos arquitecturales GBT ó SD/SB hacia la parte inferior y GBL hacia la parte superior (**figura 68**). Los dos tipos de mantos definen una sucesión estratocreciente.

Los elementos arquitecturales citados y el orden de importancia de éstos, sumado a los rasgos más peculiares de los mantos y fajas de canales, permiten sugerir que los depósitos analizados corresponden a un sistema fluvial meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso. Ejemplos de sistemas fluviales con similar denominación han sido citados en la literatura geológica por Billi et al. (1987) y Spalletti (1994). Las principales características propuestas por dichos autores para este sistema y que además son comparables con el que se presenta en la Formación Bajada Colorada corresponden a la presencia de abundantes depósitos de planicie de inundación, la amalgamación de gravas de canal (fundamentalmente de barras tridimensionales gravo arenosas y arenosas subordinadas) y de barras longitudinales. Billi et al. (1987) mencionan que las barras longitudinales poseen gravas con estratificación crudamente horizontal (litofacies Gh) y que las barras diagonales laterales, típicas de este sistema, están compuestas por gravas con estratificación entrecruzada planar de bajo ángulo (litofacies Gl). Spalletti (1994) por su parte indica la presencia de cuerpos delgados, aislados y no gradacionales, interpretados como canales de descarga o desbordamiento (probablemente los canales de desbordamiento mencionados arriba, aunque en nuestro caso son escasos); además de que no se identifican depósitos de lóbulos de explayamiento. Si se compara la descripción de los depósitos del sistema analizado y los rasgos depositacionales mencionados por Billi et al. (1987) y Spalletti (1994), se verá que hay razones suficientes para proponer que hacia la parte superior de la Formación Bajada Colorada existen depósitos de un sistema fluvial de baja sinuosidad gravo arenoso. El modelo diseñado para este sistema en la Formación Bajada Colorada se puede contemplar en la **figura 68**.



Bosquejo de las principales litofacies y simbología de los perfiles de las figuras 56 a 61.

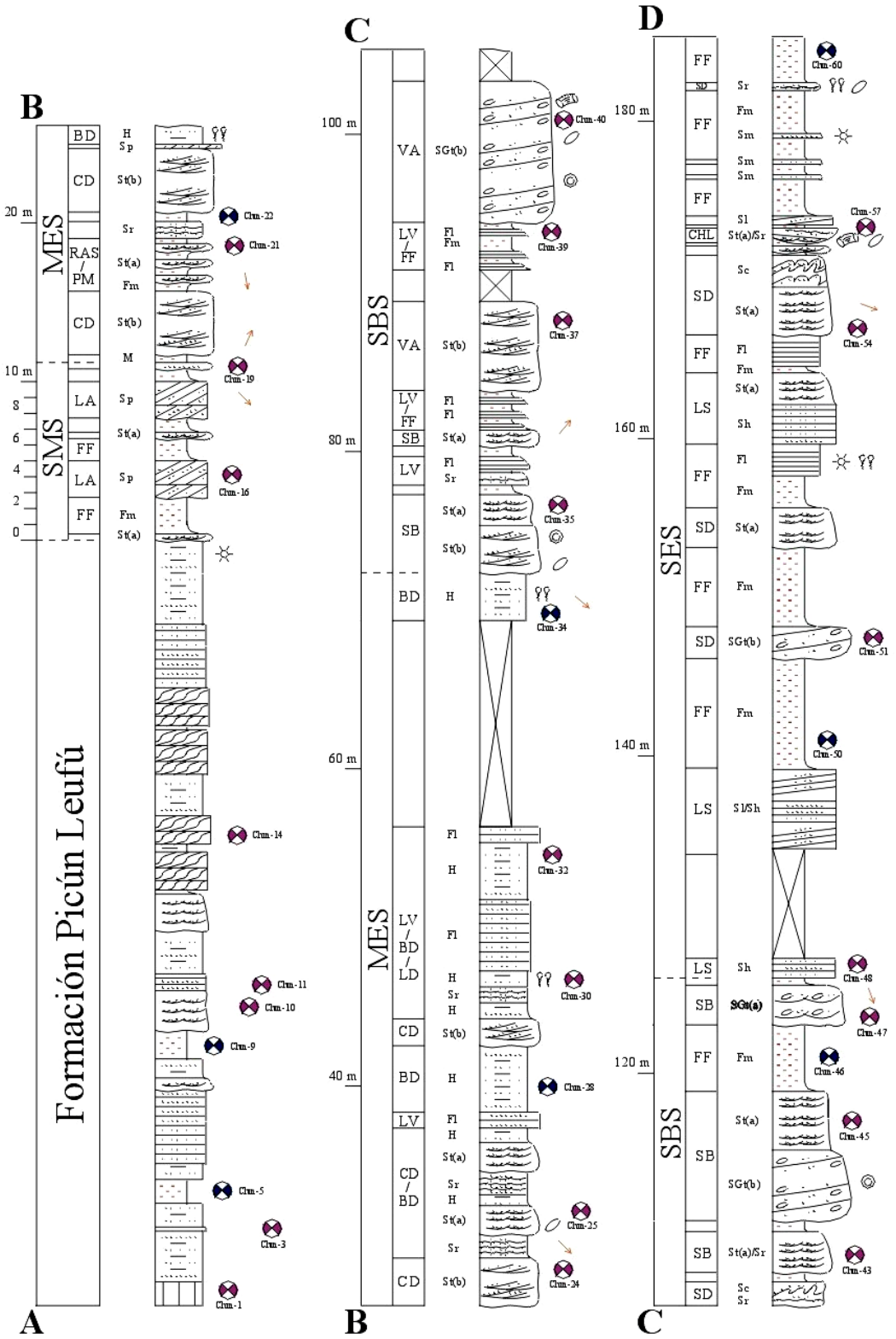


Figura 56a. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Arroyo China Muerta (CHM).

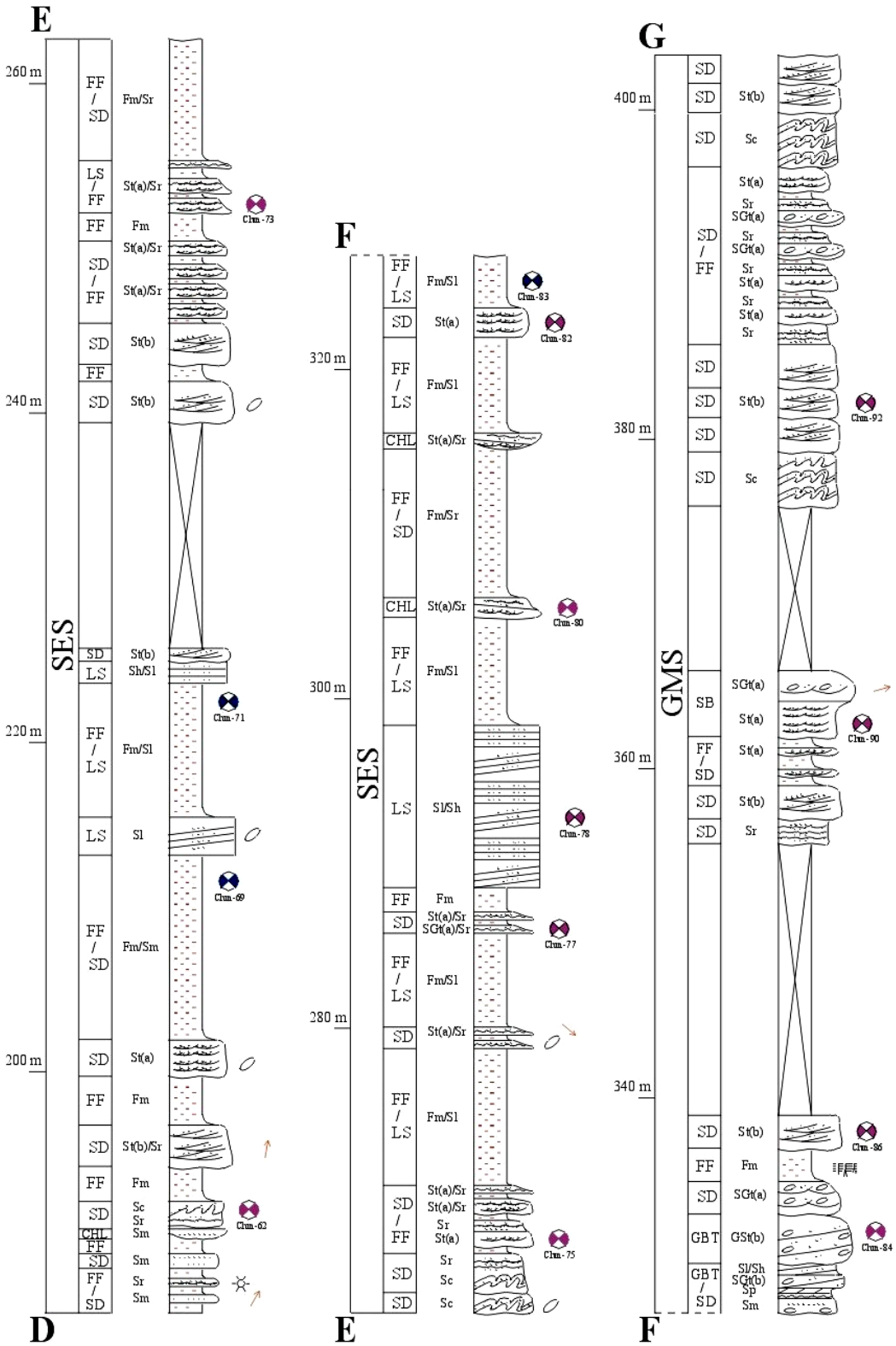


Figura 56b. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Arroyo China Muerta (CHM).

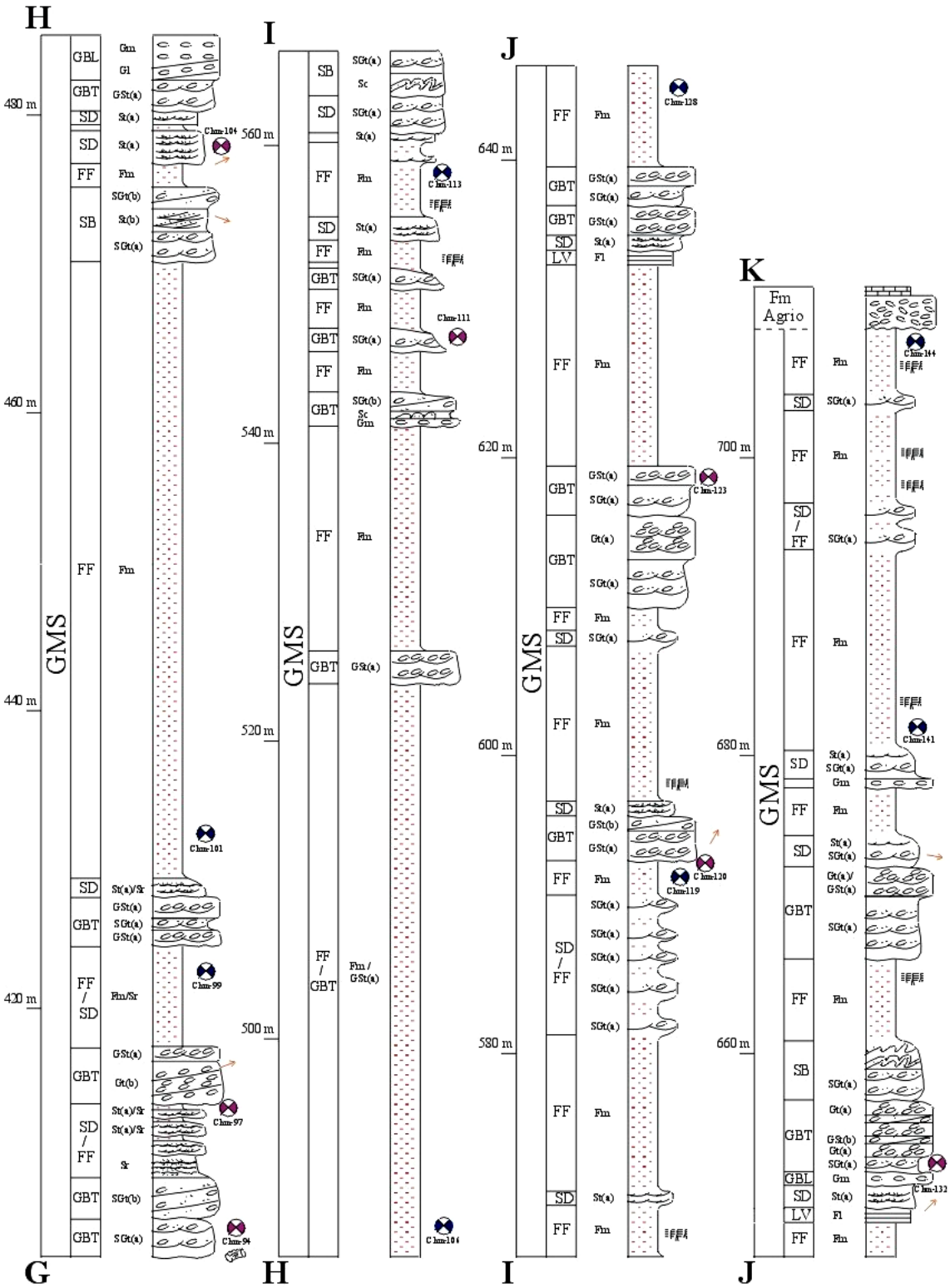


Figura 56c. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Arroyo China Muerta (CHM).

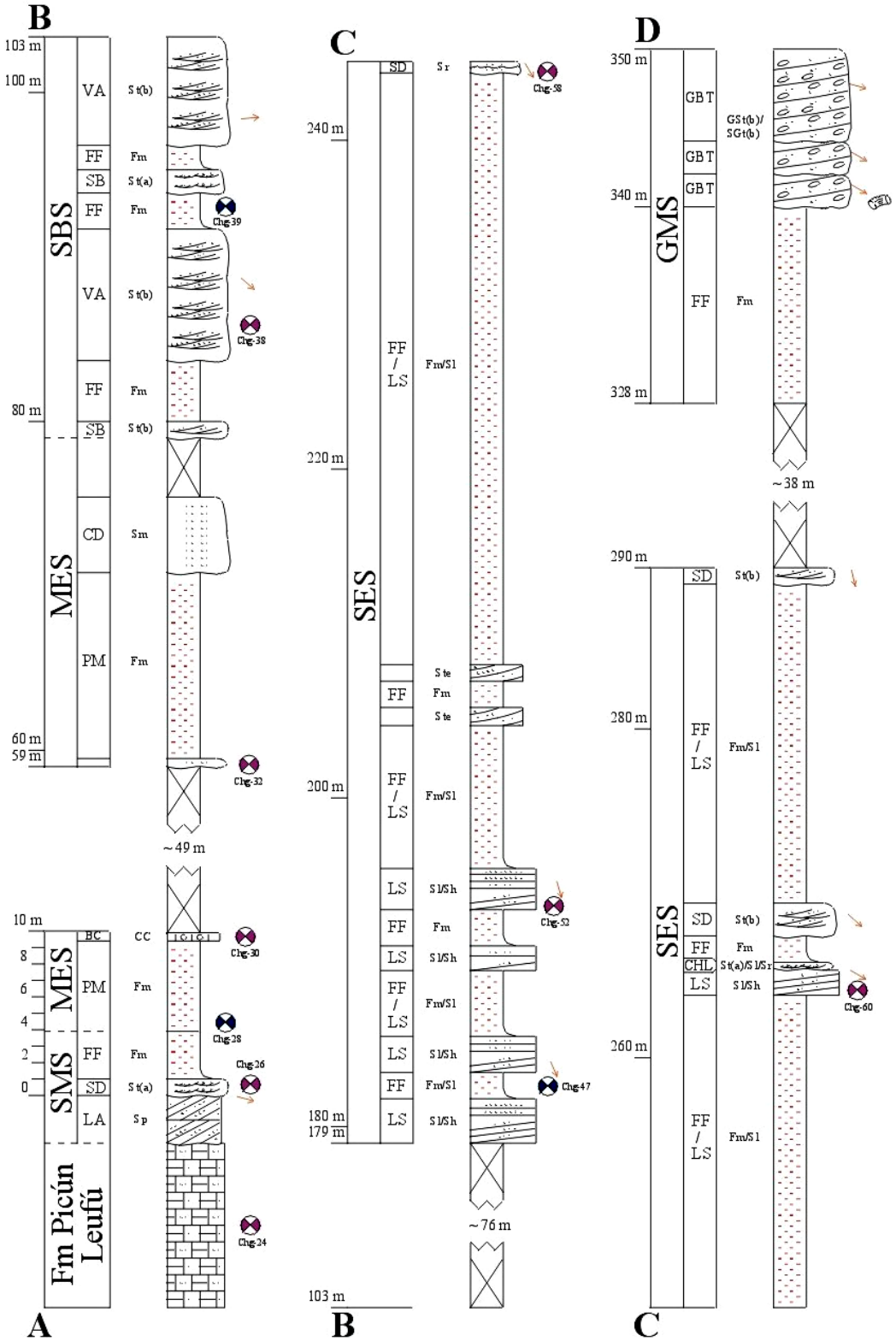


Figura 57a. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Arroyo Bañados de Caichigüé (CHG).

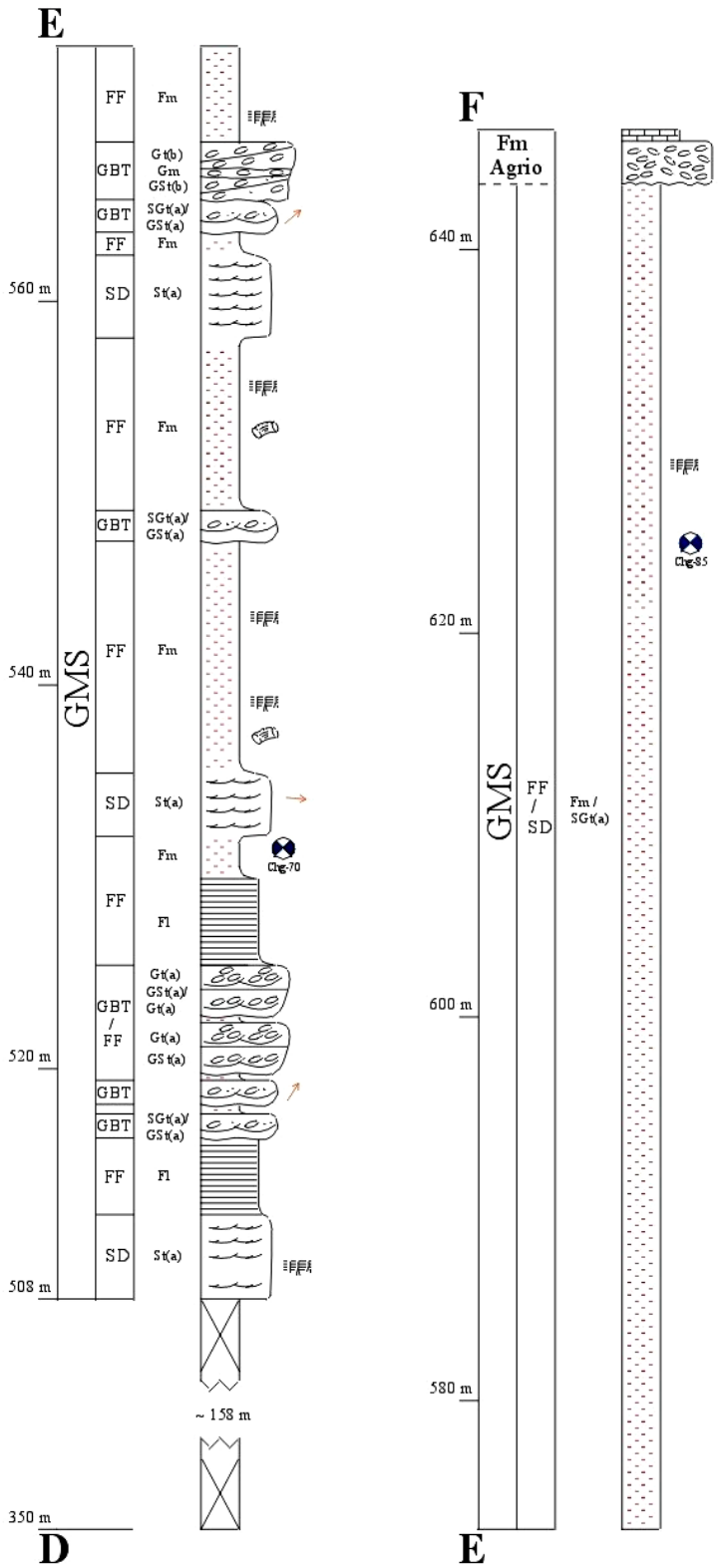


Figura 57b. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Arroyo Bañados de Caichigüé (CHG).

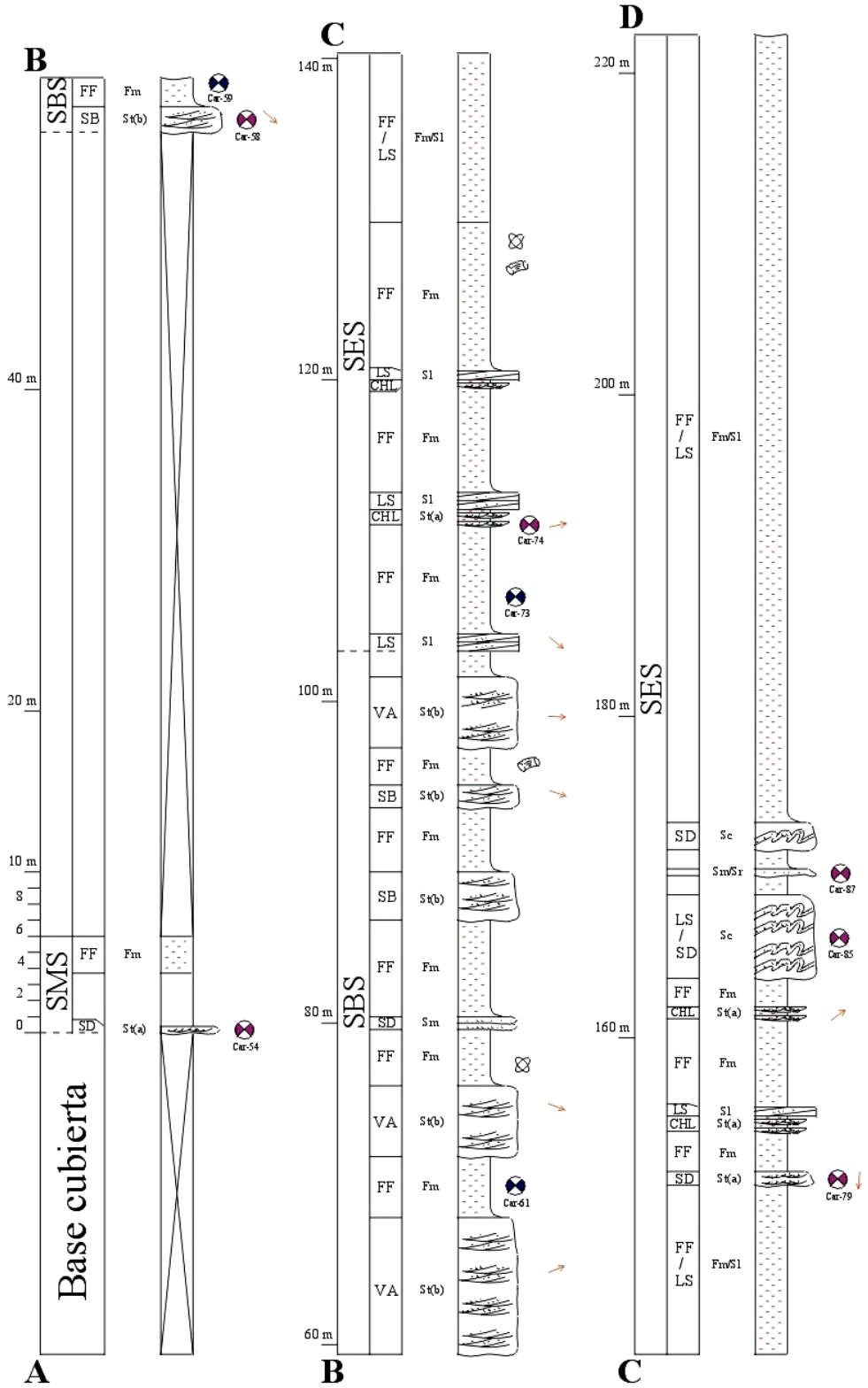


Figura 58a. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Arroyo Carrizal (CAR).

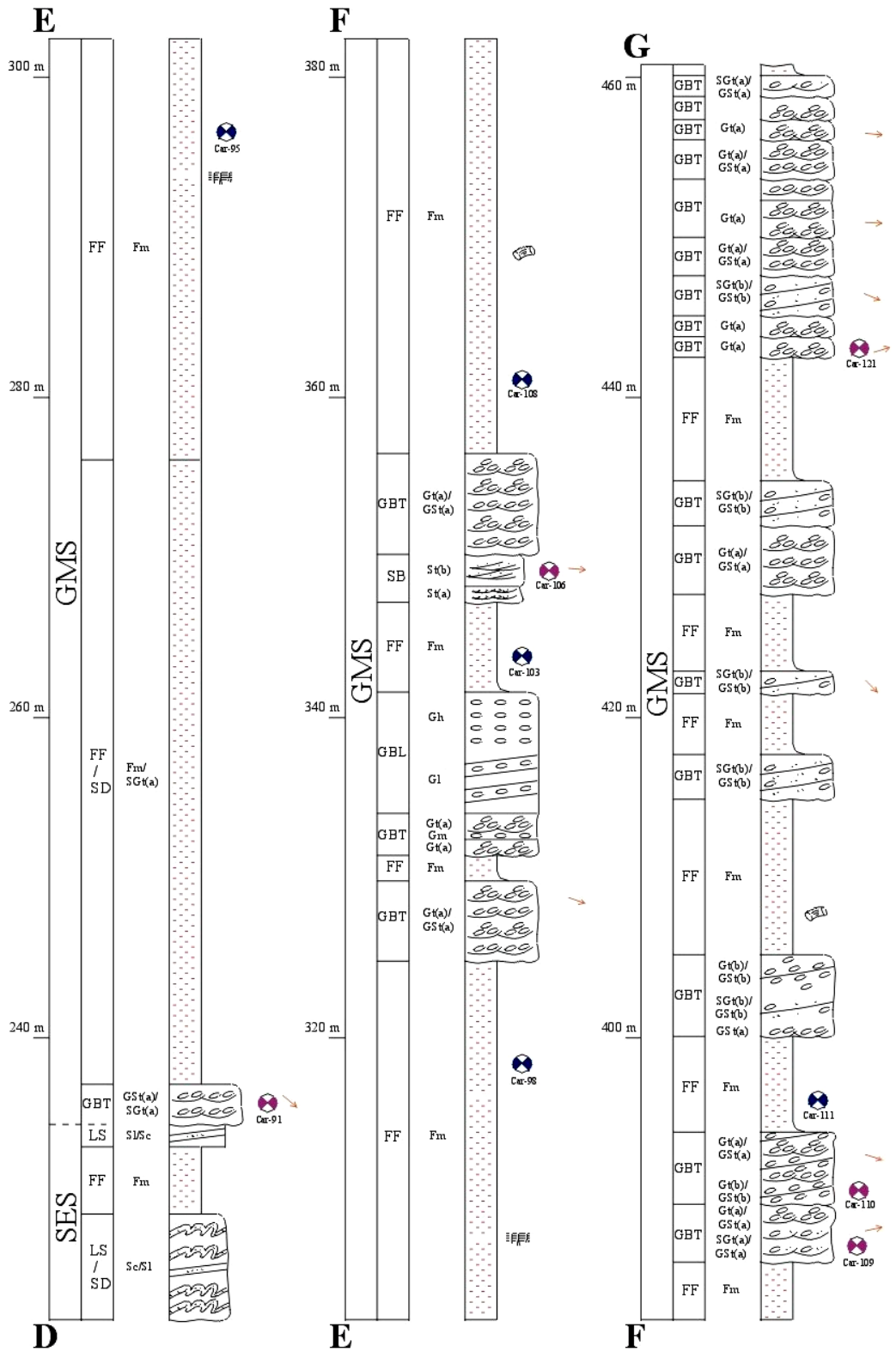


Figura 58b. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Arroyo Carrizal (CAR).

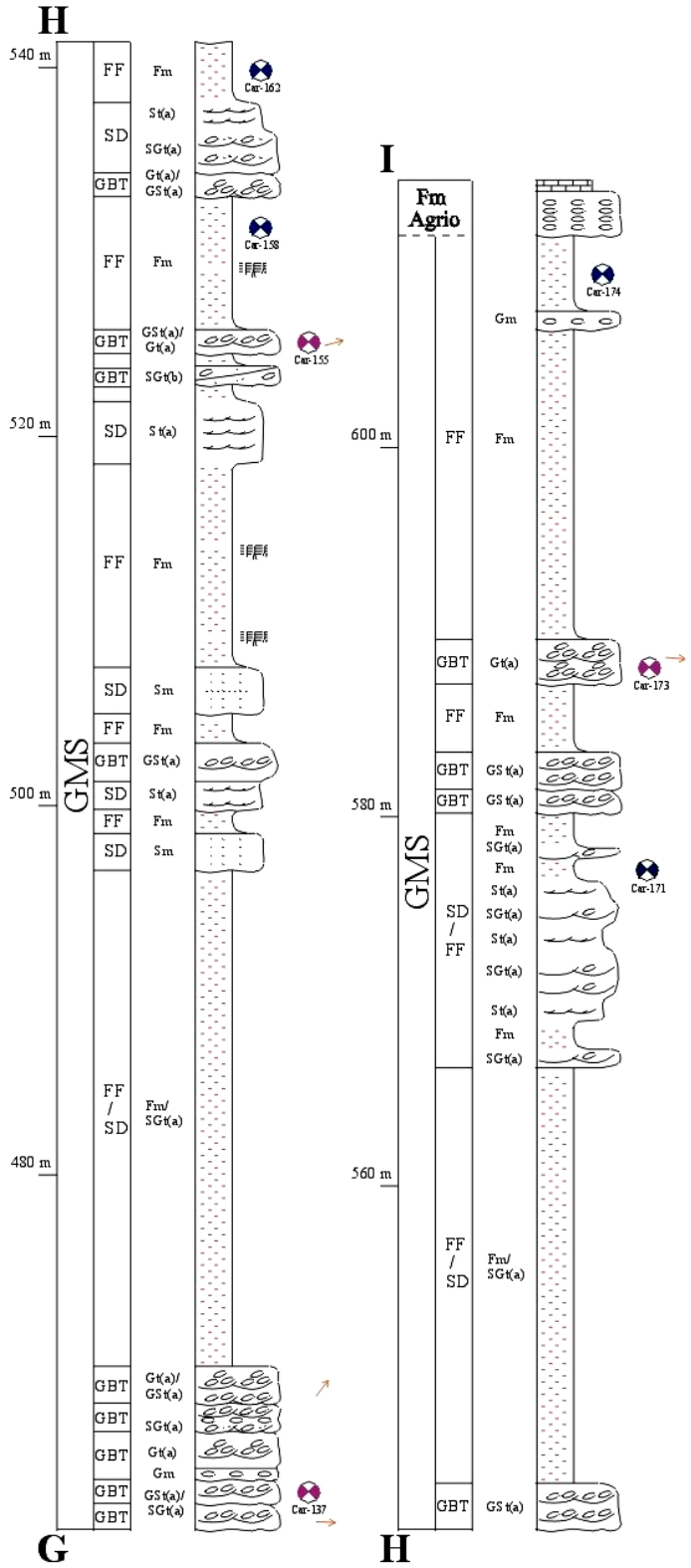


Figura 58c. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Arroyo Carrizal (CAR).

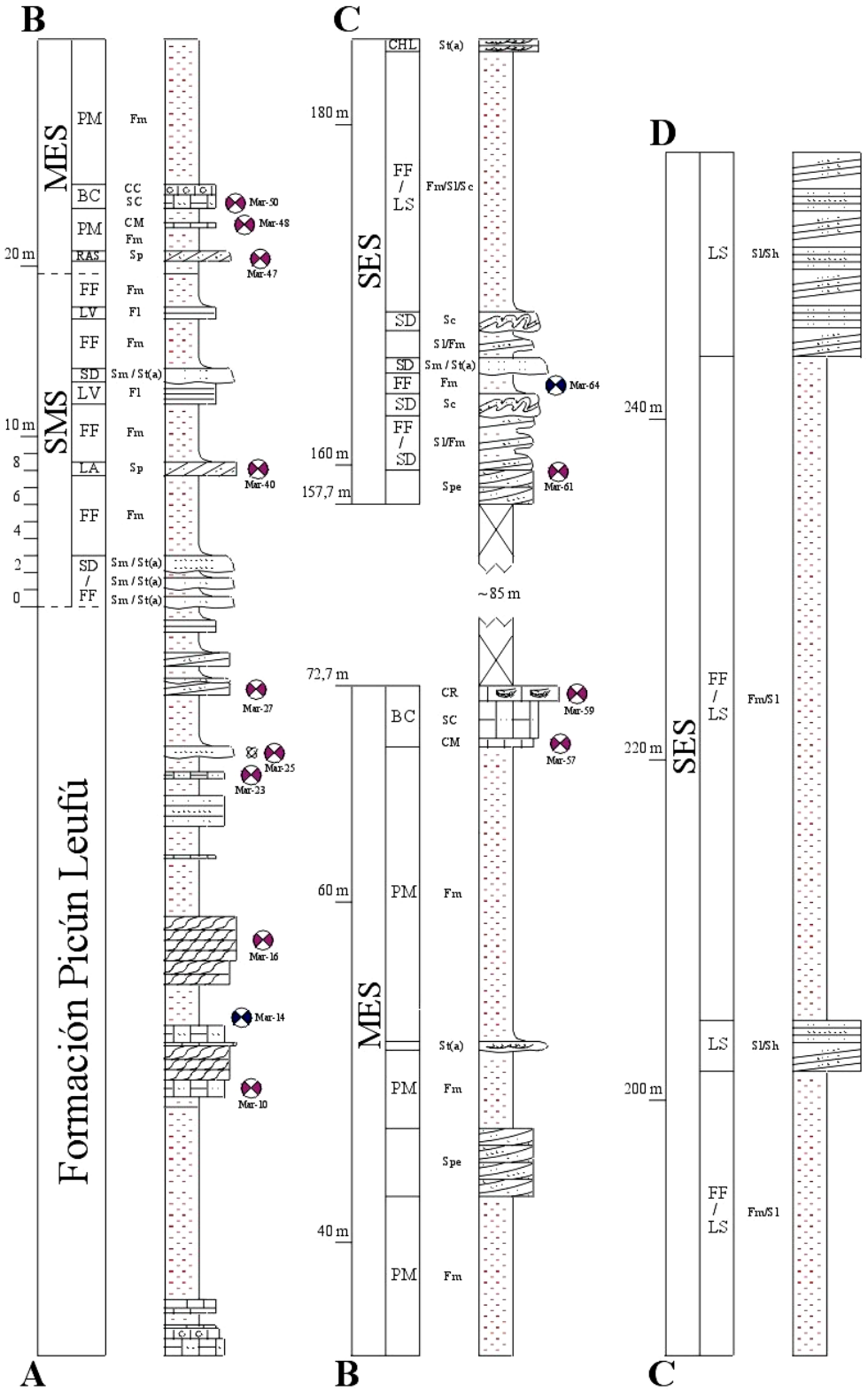


Figura 59a. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Cerro Marucho (MAR).

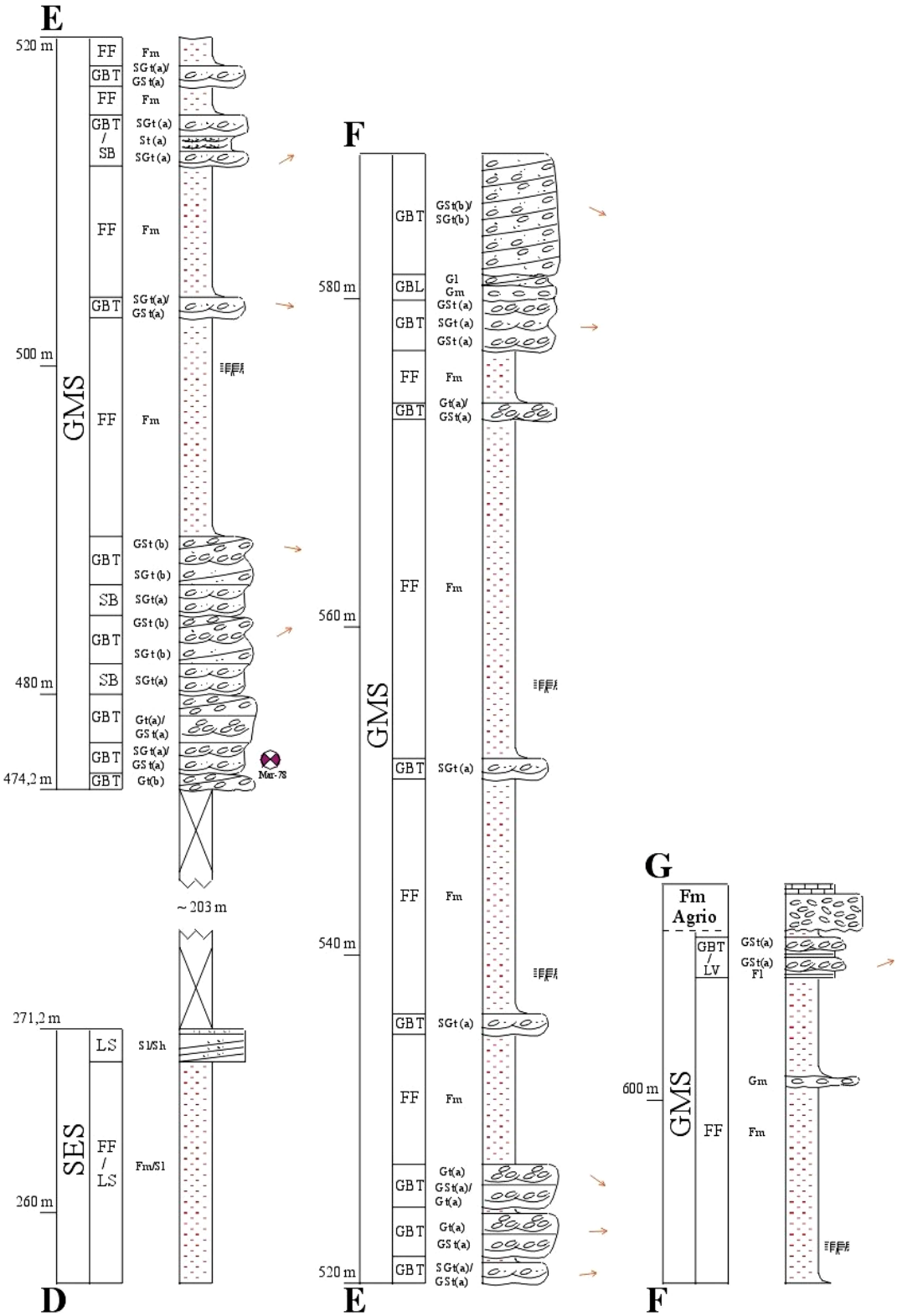


Figura 59b. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Cerro Marucho (MAR).

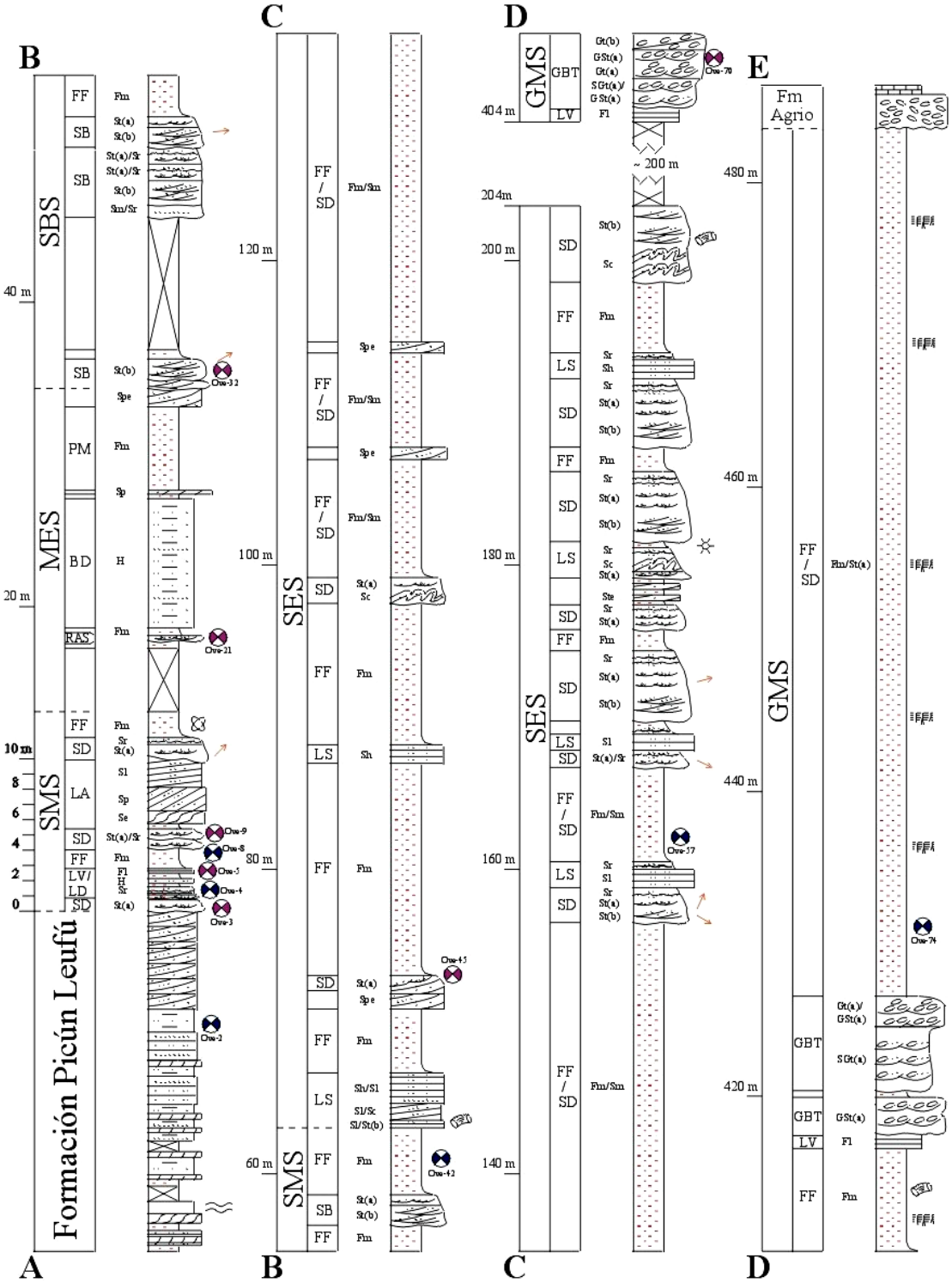


Figura 60. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Agua del Overo (OVE).

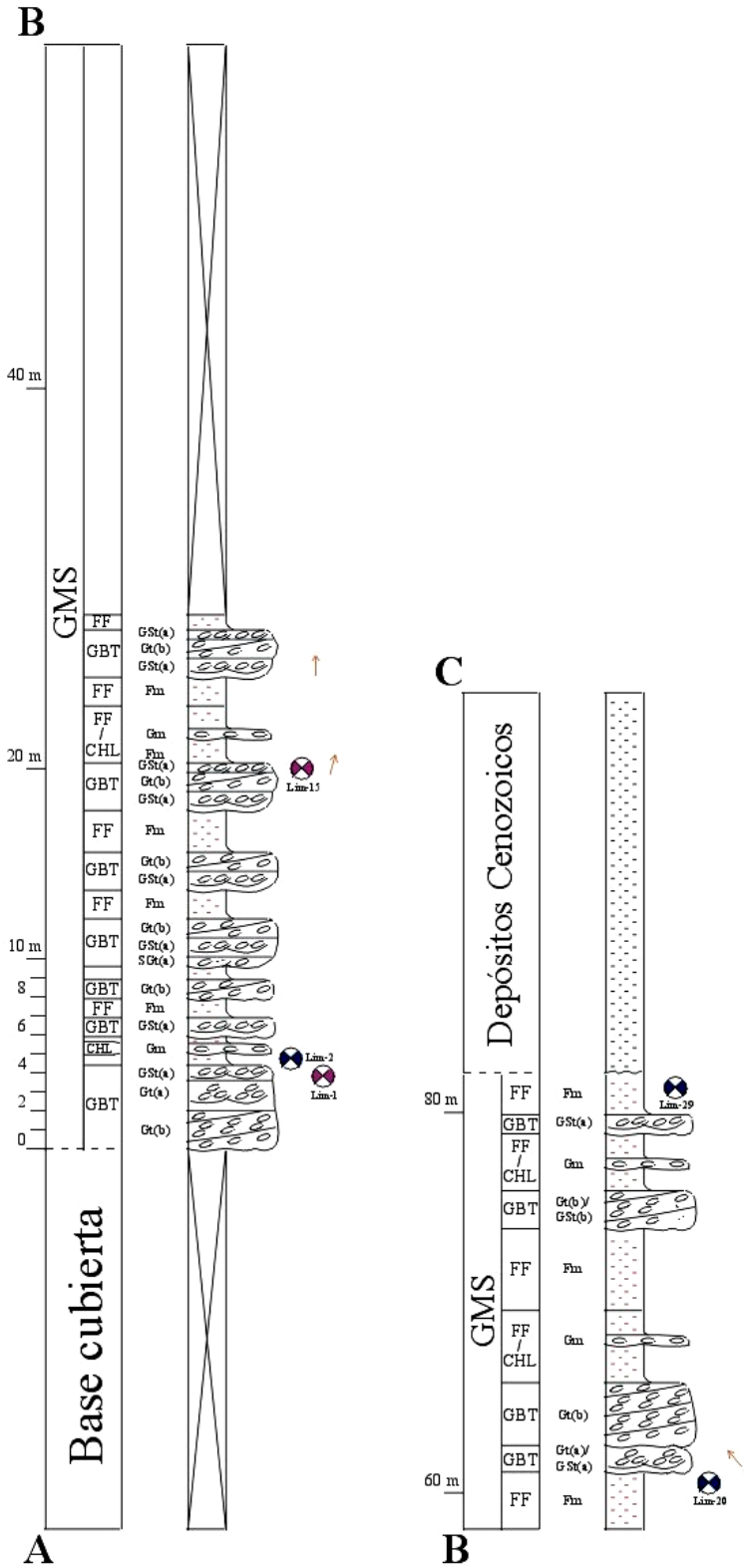


Figura 61. Perfil estratigráfico de la Formación Bajada Colorada en la localidad Río Limay (LIM).

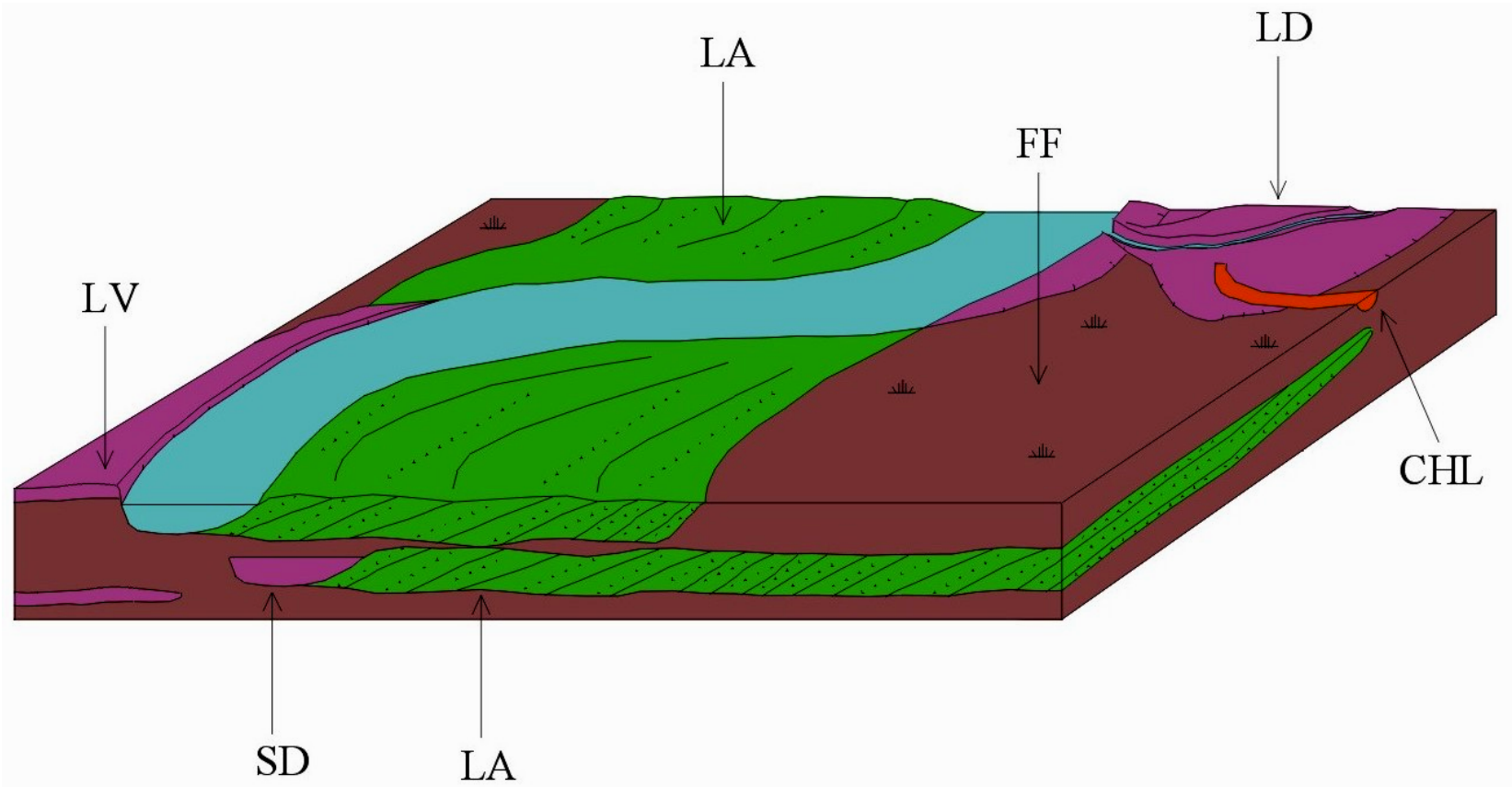


Figura 62. Modelo diseñado para el sistema fluvial meandroso de alta sinuosidad arenoso en la Formación Bajada Colorada (SMS). El código de los elementos arquitecturales corresponde al indicado en el presente estudio.

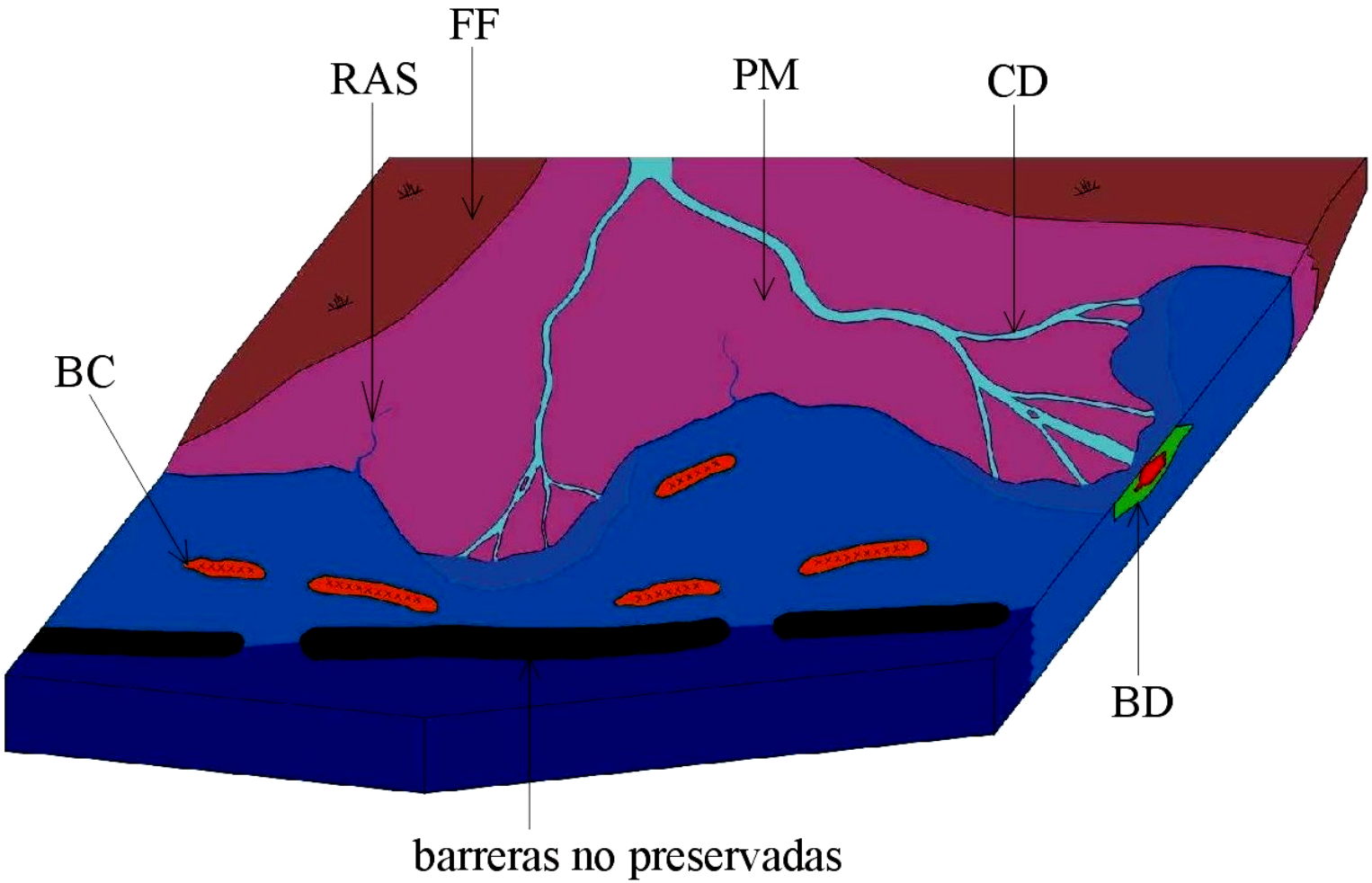


Figura 63. Modelo diseñado para el sistema de estuario micromareal en la Formación Bajada Colorada (MES). El código de los elementos arquitecturales corresponde al indicado en el presente estudio.

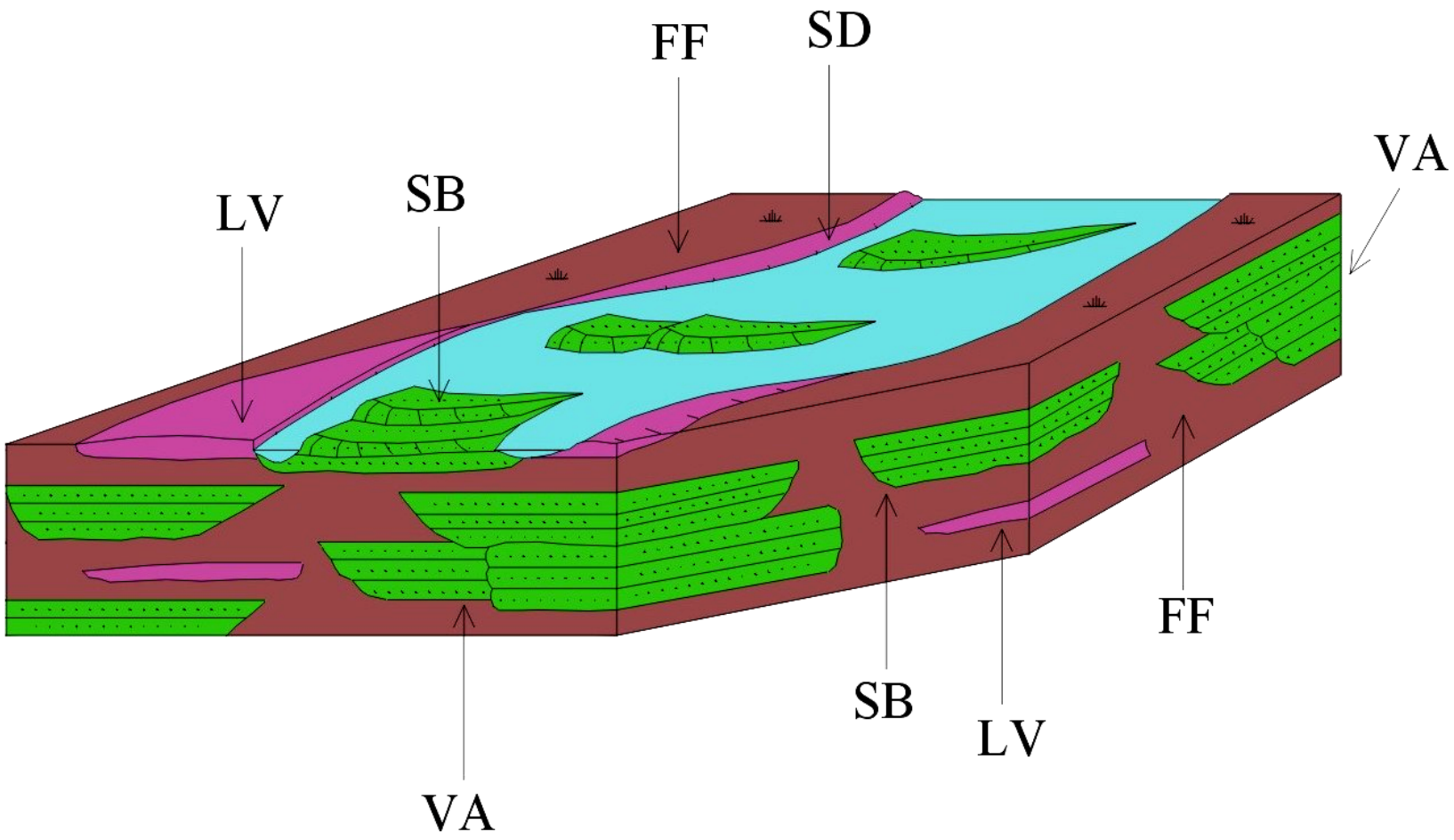


Figura 64. Modelo diseñado para el sistema fluvial de baja sinuosidad arenoso en la Formación Bajada Colorada (SBS). El código de los elementos arquitecturales corresponde al indicado en el presente estudio.

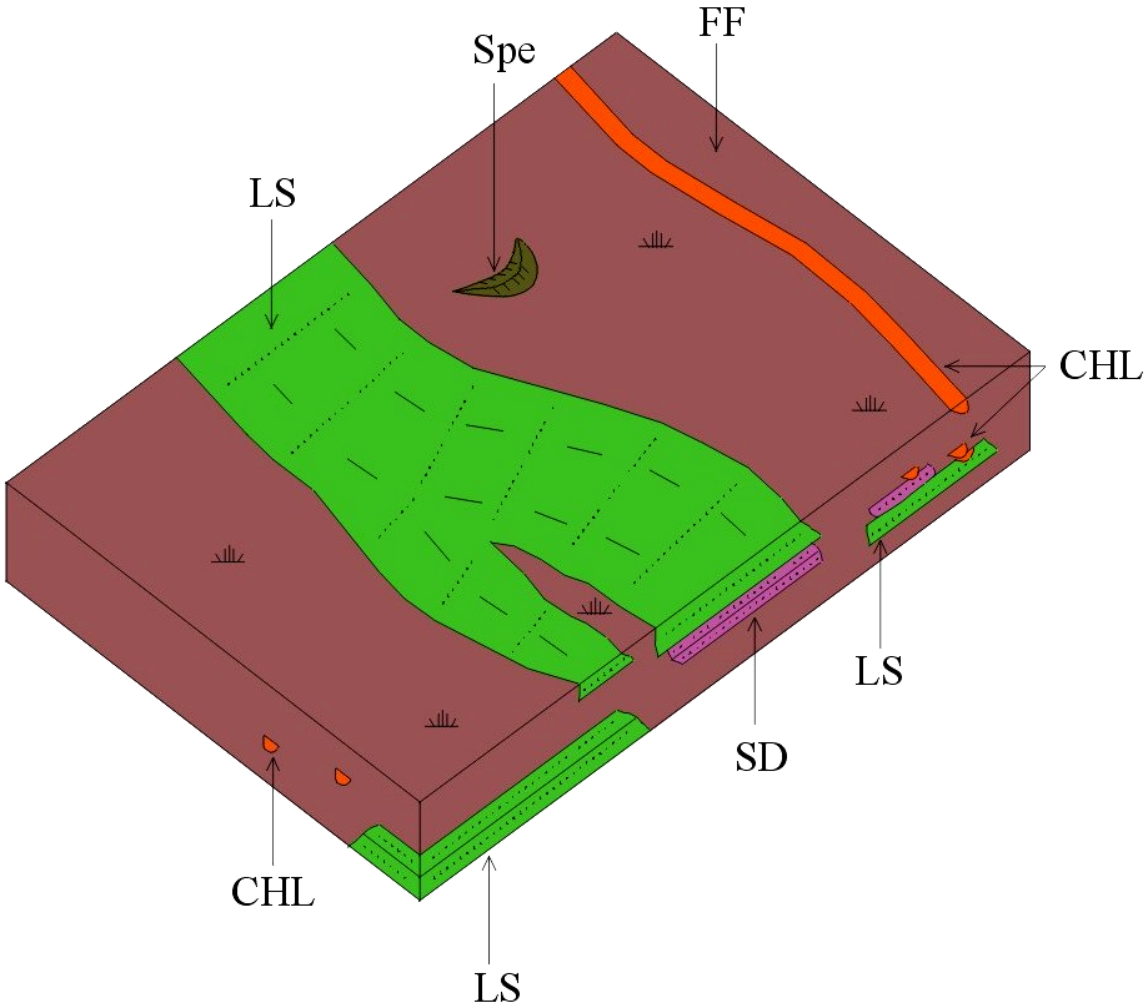


Figura 65. Modelo diseñado para el sistema fluvial efímero arenoso en la Formación Bajada Colorada (SES). El código de los elementos arquitecturales corresponde al indicado en el presente estudio.

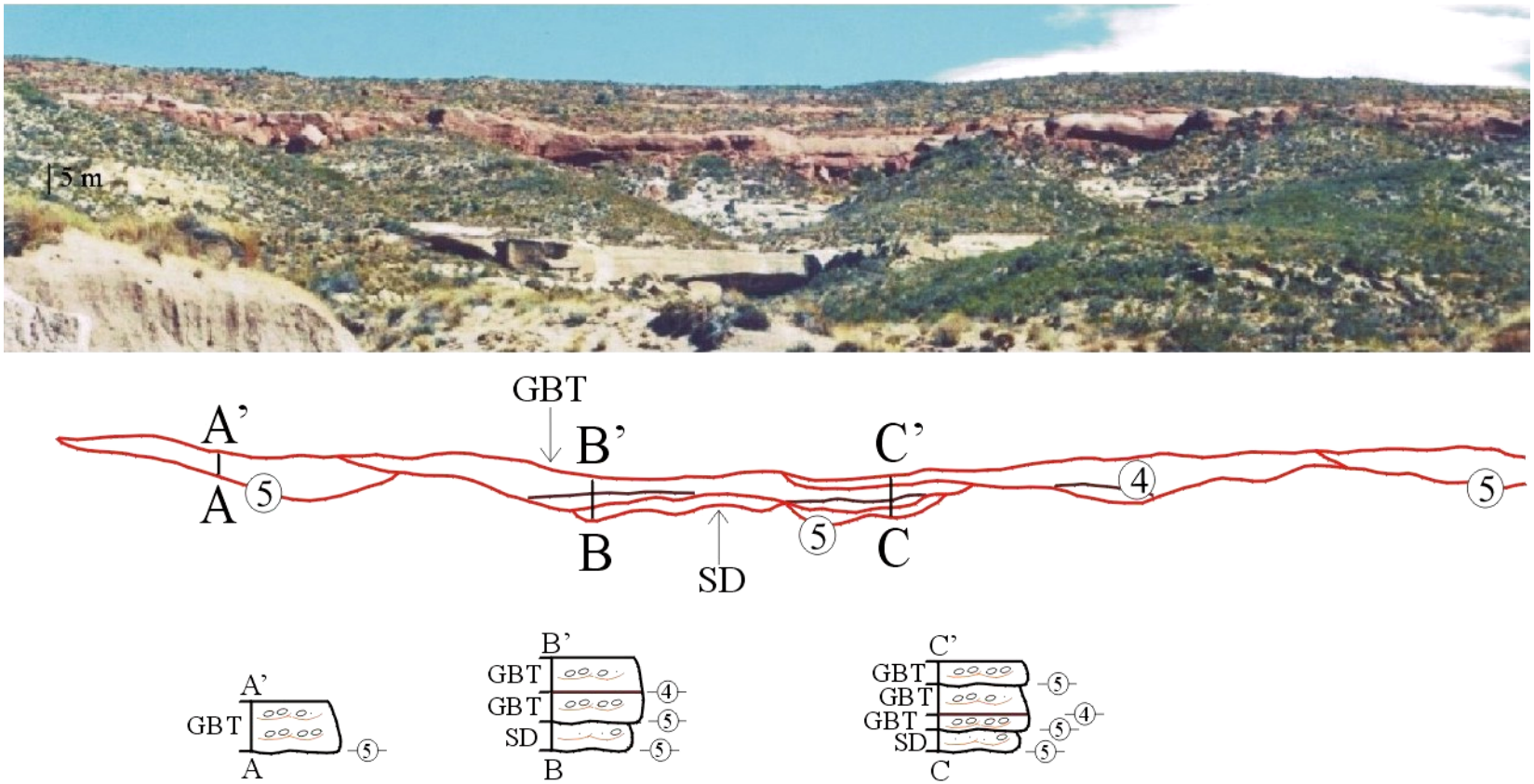


Figura 66. Análisis arquitectural de las Fajas. En los perfiles B-B' y C-C' ubicados en la parte central de la faja se pueden visualizar respectivamente dos y tres canales amalgamados. En el perfil A-A' situado hacia un extremo de la faja se nota la presencia de un solo canal, similar cosa sucede hacia el otro extremo. La base de la faja es cóncava hacia arriba y está formada por la amalgamación de las bases de varios canales. Las fajas en la Formación Bajada Colorada tienen una relación ancho / profundidad aproximadamente de 24 (cercana al valor de 20, sugerido por Spalletti y Barrio, 1998). Perfil Arroyo China Muerta.

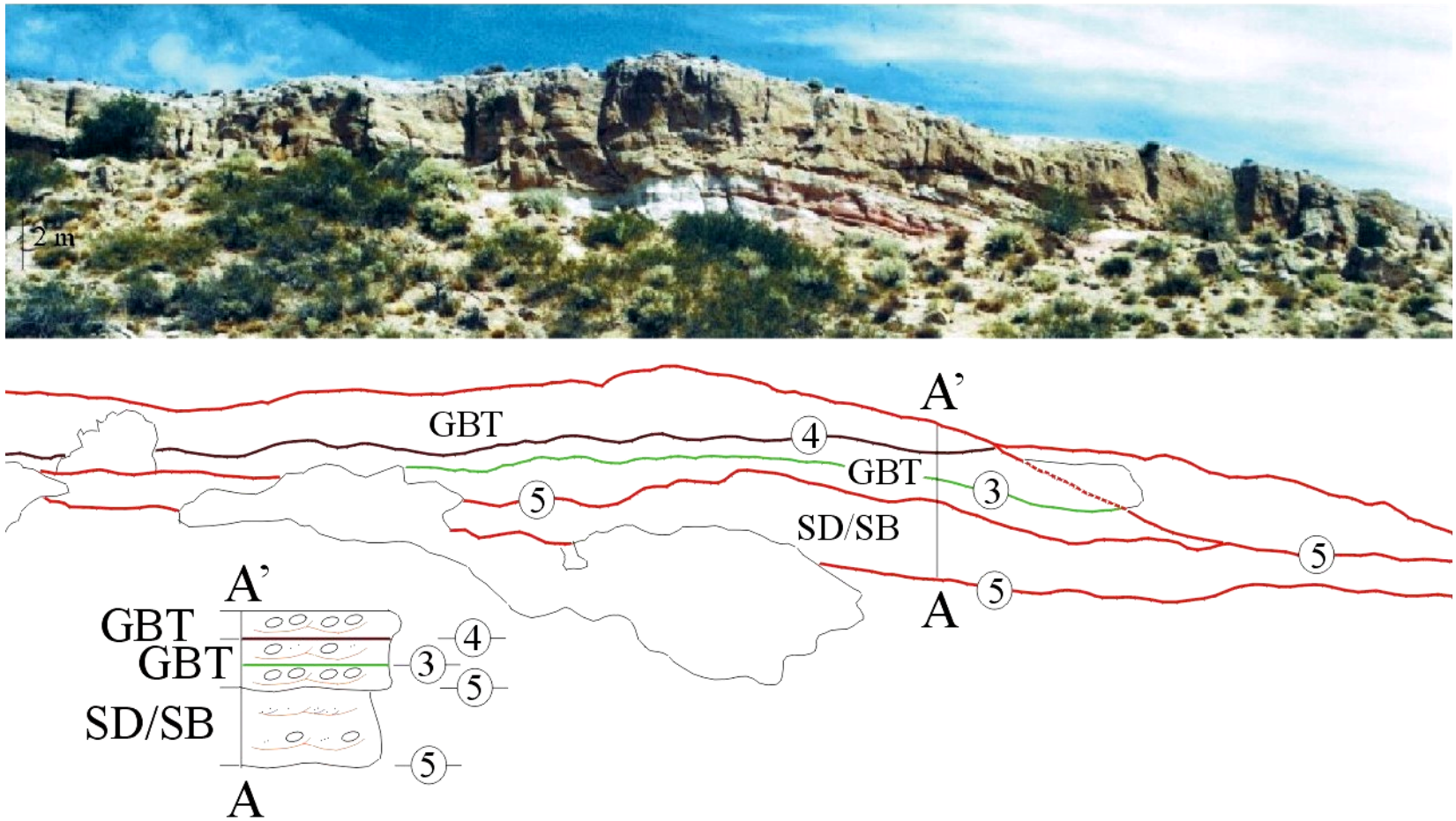


Figura 67. Análisis arquitectural de los Mantos. Se destaca la presencia de canales muy expandidos. Observese al elemento arquitectural SD / SB en los canales de la parte inferior del manto y GBT en los de la parte superior. En este caso el manto tiene forma muy tabular. La relación promedio ancho / profundidad es de 200. Perfil Agua del Overo.

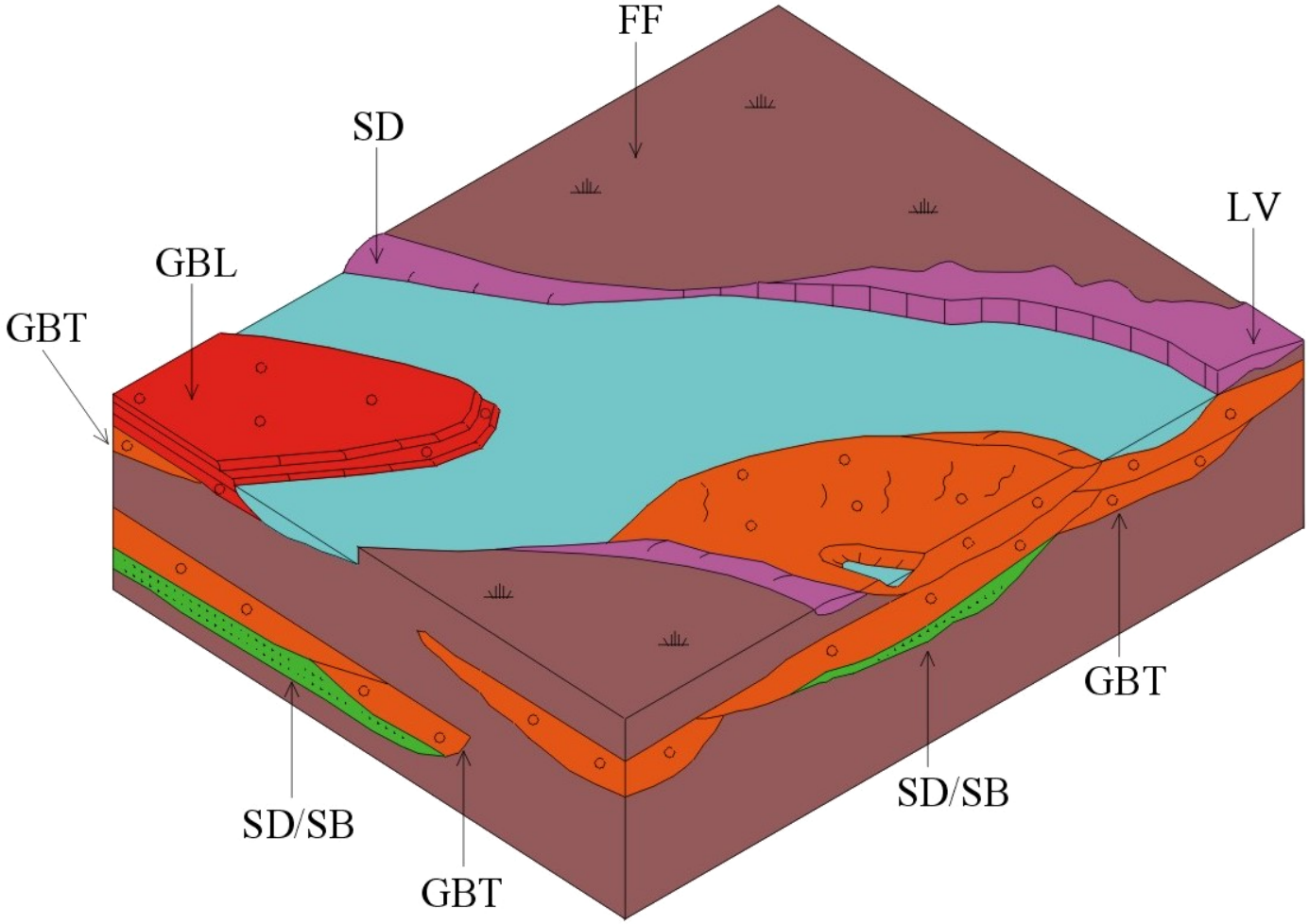


Figura 68. Modelo diseñado para el sistema fluvial meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso en la Formación Bajada Colorada (GMS). El código de los elementos arquitecturales corresponde al indicado en el presente estudio.

Capítulo 7: Análisis petrográfico de las areniscas y de la fracción psamítica en conglomerados arenosos

7.1. Antecedentes

Una vez establecidos los sistemas sedimentarios de la Formación Bajada Colorada es posible complementar aún más el conocimiento de éstos, indagando la constitución petrográfica de las rocas. Con tal finalidad, se hace uso del estudio de cortes delgados, los que permiten determinar las características de los principales minerales y fragmentos de rocas, la diagénesis y las probables áreas fuentes que proveyeron de materiales a los depósitos.

Estudios petrográficos de sumo detalle no se han ejecutado en la Formación Bajada Colorada. Como referencia general se cuenta básicamente con el trabajo de Marchese (1971). Este investigador describió los rasgos petrográficos de las rocas de la Formación Mulichinco al sur de la dorsal de Huincul (actualmente conocida como Formación Bajada Colorada), indicando que son principalmente ortolitofeldespatitas y en menor cantidad ortosublitocuarcitas. Se presentan además elementos terrígenos, principalmente clastos de rocas volcánicas ácidas, vulcanitas mesosilícicas y de manera subordinada plutonitas ácidas.

Para una mejor organización de este capítulo, se describen en primer lugar los componentes primarios de las rocas, seguidos por los diagenéticos (originados *in situ*). Luego se procede a determinar la clasificación y principales petrofacies, para finalmente establecer las áreas de proveniencia que han tenido mayor influencia sobre las rocas de la Formación Bajada Colorada.

7.2. Metología

La metodología consistió primeramente en estudiar un conjunto de cortes delgados (en este caso más de 50 muestras), que fueron elaborados a partir de rocas totalmente arenosas o de la parte arenosa de rocas gravo arenosas. En segundo lugar, se procedió a seleccionar las muestras más representativas de los distintos tramos de la Formación Bajada Colorada (en este caso 29 muestras), las que fueron utilizadas para el conteo de al menos 400 granos considerando la técnica propuesta por Gazzi-Dickinson. Esta técnica reduce la dependencia composicional influenciada por el tamaño de grano al estandarizar todas las muestras al tamaño de arena fina (Ingersoll et al., 1984; Zuffa, 1985; Scasso y Limarino, 1997; Lawton et al., 2003). Los principales componentes tomados en cuenta para ser contabilizados en las muestras de la Formación Bajada Colorada pueden ser visualizados en la **tabla 4**, mientras que, los porcentajes de éstos son detallados en la **tabla 5**. Por último, para poder clasificar y determinar la procedencia de las sedimentitas se hizo uso de un diagrama modificado a partir de Folk et al. (1970), y de los diagramas de Dickinson et al. (1983) respectivamente, para lo cual fue necesario recalcular los componentes utilizando las fórmulas presentadas en la **tabla 4** y cuyos resultados se resumen en la **tabla 6**.

7.3. Principales componentes minerales y fragmentos líticos de las areniscas de la Formación Bajada Colorada

Los componentes a tratar en este caso, representan en amplio sentido a los minerales y fragmentos de rocas alogénicos (que no se originaron "in situ"). Entre este tipo de componentes, el cuarzo monocristalino y los fragmentos líticos volcánicos corresponden respectivamente al mineral y fragmentos de rocas más importantes (ver **tabla 5**).

7.3.1. Cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp)

El cuarzo monocristalino es reconocido básicamente por ser relativamente limpio (sin rugosidades o estructuras internas). Sus valores van desde el 12,7 al 39,2 % (muestras Car-155 y Chm-84, **tabla 5**). Los granos son principalmente de forma redondeada a subredondeada; sin embargo, se han detectado algunos de forma subangulosa euhédrica, lo que puede ser producido por el crecimiento secundario del mismo mineral. El cuarzo suele presentar ciertas características originadas en el momento de su formación, lo que clásicamente es relacionado con la fuente de dichos granos. Así por ejemplo, en la Formación Bajada Colorada se presentan cristales de cuarzo redondeados con engolfamientos (**figura 69**), los que son considerados de origen volcánico.

El cuarzo policristalino tiene valores entre 0,3 y 11,2 % (muestras Ove-5 y Car-173, **tabla 5**). Se presenta generalmente en dos variedades, que corresponden a los granos compuestos por dos subgranos a varios (más de cinco subgranos, pero hasta una cantidad contable). Los granos compuestos por dos subgranos comúnmente son de forma redondeada a subredondeada y los subgranos pueden contener inclusiones de minerales accesorios (posible origen plutónico, **figura 70**). Los granos compuestos por varios subgranos se caracterizan porque éstos pueden ser alargados y con contactos crenulados (probable origen metamórfico).

7.3.2. Plagioclasas (P)

Estos minerales son reconocidos por su clásico maclado múltiple o polisintético (**figura 71**). En la Formación Bajada Colorada las especies varían entre albita y labradorita, siendo muy común la oligoclasa. La plagioclasa corresponde al componente mineral que ocupa el segundo lugar en importancia (sin tomar en cuenta los fragmentos de rocas) después del cuarzo monocristalino, con un promedio que varía entre 5,0 y 12,3 % en los sistemas sedimentarios de la formación estudiada (**tabla 5**). Con excepción del sistema de baja sinuosidad gravo arenoso, en los demás

sistemas sedimentarios se presenta un mayor promedio de plagioclasas que de feldespatos potásicos (**tabla 5**), lo que podría estar vinculado con áreas fuentes ricas en rocas volcánicas (Boggs, 1992). La plagioclasa en ciertas ocasiones sufre disolución y reemplazo durante la diagénesis (ver sección 7.4).

7.3.3. Feldespatos potásicos (K)

En la Formación Bajada Colorada los feldespatos potásicos consisten básicamente de microclino, pero aparecen en forma subordinada sanidina y ortosa. El promedio varía entre 2,5 y 8,8 % en los sistemas sedimentarios de la citada formación (**tabla 5**). El microclino es reconocido por su típica estructura en cuadrícula o parrilla (**figura 72**) y su origen clásicamente ha sido considerado como plutónico. Ciertos feldespatos potásicos, como por ejemplo ortosa y sanidina, pueden ser parecidos al cuarzo. Esto sucede sobre todo cuando estos feldespatos no presentan alteraciones, clivajes, maclas o fracturas. La presencia de clivajes o fracturas permitió distinguir a los feldespatos potásicos (sin maclas) del cuarzo. Además, los feldespatos suelen mostrar desde incipiente a avanzada alteración a sericita, lo que contrasta con las superficies uniformemente límpidas de los granos de cuarzo (**figura 73**). En lo que hace a su procedencia, la ortosa pudo haber derivado de múltiples rocas fuentes, mientras que la sanidina ha sido aportada desde rocas volcánicas y/o piroclásticas ácidas.

7.3.4. Matriz (Mtx)

Comprende los componentes detríticos de menor tamaño que contienen las sedimentitas. No existe un acuerdo definitivo sobre el tamaño de grano que separa a la matriz de los clastos en las areniscas (Scasso y Limarino, 1997), aunque varios investigadores han usado clásicamente valores de 20 o 30 micrones. Es este estudio se prefiere usar un valor de 25 micrones, en donde los cristales por debajo de dicho valor son considerados como matriz. En los sistemas sedimentarios de la Formación Bajada Colorada el promedio de matriz varía entre 0,9 y 3,8 % (**tabla 5**). Es importante

destacar que la matriz contabilizada aquí corresponde tanto a la que se originó simultáneamente con la depositación de los componentes alogénicos (protomatriz de Dickinson, 1970) o la formada durante la diagénesis (ortomatriz y epimatriz de Dickinson, 1970). La deformación debido a la compactación de algunos clastos volcánicos alterados a arcillas (ver sección 7.4) podrían formar una falsa matriz (pseudomatriz de Dickinson, 1970), pero en dichos casos los componentes no fueron contabilizados como matriz, sino como líticos volcánicos alterados y/o deformados.

7.3.5. *Chert*

El *chert* es una especie de cuarzo policristalino conteniendo una gran cantidad de subgranos (textura microcristalina), los que en la práctica resultan difíciles de contar (**figura 74**). En las clasificaciones más típicas de las areniscas este componente ha sido ubicado ya sea en el extremo del cuarzo o de los fragmentos líticos, de acuerdo a los diversos criterios de los investigadores. En los sistemas sedimentarios de la Formación Bajada Colorada el promedio de este componente varía entre 0,7 y 1,8 % (**tabla 5**), lo que constituye un porcentaje relativamente poco importante. El *chert* suele estar constituido enteramente por cuarzo microcristalino (subgranos menores a 20 micrones) de forma tal que puede ser confundido con fragmentos de rocas volcánicas ácidas.

7.3.6. Minerales accesorios (Acc)

Constituyen todos los componentes minerales de menor importancia en las muestras de la Formación Bajada Colorada. En los sistemas sedimentarios de dicha formación el promedio de los accesorios varía entre 2,0 y 4,9 % (**tabla 5**). La biotita, muscovita y los opacos son los principales minerales accesorios que pueden contener las muestras analizadas. La biotita (normalmente de color café) y la muscovita (incolora) suelen presentarse en cristales relativamente grandes y de forma tabular a laminar. Los opacos están representados fundamentalmente por clastos de hematita masiva, de forma redondeada a subredondeada, de color negro a negro rojizo.

7.3.7. Fragmentos líticos metamórficos (Lm)

En general estos componentes son de poca importancia en los sistemas sedimentarios de la Formación Bajada Colorada, con un promedio que varía entre 0,4 y 1,2 % (**tabla 5**). Los fragmentos líticos metamórficos se caracterizan por tener subgranos alargados y estirados de cuarzo de dimensiones parecidas (**figura 75**), y en muchos casos los contactos entre los subgranos pueden ser suturados (**figura 76**). Se trata de clastos metamórficos de bajo rango, del tipo de las pizarras, filitas y esquistos. Es de mencionar que el uso del método de Gazzy-Dickinson no influenció en la consideración de este tipo de componente (contado como fragmento de roca, en vez de que se cuenten cada uno de los subgranos como minerales individuales), ya que los subgranos con frecuencia son menores a 62 micrones.

7.3.8. Fragmentos líticos volcánicos (Lv) y volcánicos alterados (Lva)

Los fragmentos líticos volcánicos son los componentes de mayor predominancia en las areniscas de la Formación Bajada Colorada. El promedio de estos clastos considerando los distintos sistemas sedimentarios varía entre 22,0 y 34,5 % (**tabla 5**). Siguiendo a Scasso y Limarino (1997) los fragmentos líticos volcánicos pueden ser subdividos en varios tipos de acuerdo a su textura. De esta manera, en la formación estudiada se han encontrado clastos volcánicos con textura felsítica (**figura 77**), los que están compuestos por cristales de cuarzo y/o feldespato, y pueden contener algunos granos mayores de plagioclasa esparcidos en la pasta microcristalina (dependiendo de la cantidad de dichos fenocristales, la fuente volcánica es considera desde ácida hasta mesosilícica). Por otro lado aparecen clastos volcánicos caracterizados por contener plagioclasas alargadas orientadas o no, dispuestas entre manchas de vidrio de coloración oscura (textura intersertal a intergranular, Cf. Boggs, 1992). Estos clastos son considerados provenientes principalmente de fuentes volcánicas básicas (Boggs, 1992; Veiga, 2000; **figura 78**).

Los fragmentos líticos volcánicos alterados son considerados como diagnósticos de eventos volcánicos ocurridos previamente a la etapa de depositación, razón por la cual han recibido el nominativo de paleovolcánicos (por ejemplo Critelli e Ingersoll, 1995; Scasso y Limarino, 1997). En los sistemas sedimentarios de la Formación Bajada Colorada el promedio de estos clastos varía entre 8,2 y 11,7 % (**tabla 5**). Entre las alteraciones más frecuentes se encuentra un tipo de disolución masiva y reemplazo por hematita, afectando a los fragmentos de rocas ácidas a mesosilísicas (**figura 79**).

7.3.9. Minerales autigénicos

Durante la etapa de diagénesis (conversión de los sedimentos en rocas sedimentarias) se producen una serie de procesos (ver sección 7.4), los que dan origen a varios minerales formados *in situ* (autigénicos). En el caso de la Formación Bajada Colorada los principales minerales formados durante la diagénesis corresponden a la hematita, calcita, clorita y cuarzo secundario.

7.3.9.1. Hematita

La hematita es muy importante en las muestras de la Formación Bajada Colorada. Su aparición más destacada consiste en cemento de hematita de coloración negra a rojiza y frecuentemente de carácter opaco (que ocluye por completo los espacios porales de la roca, **figura 80**). Los cementos (hematita junto con el cuarzo) aparecen como "**Cem-h**" en las modas composicionales de la **tabla 5**, con valores entre 2,0 y 10,0 %. Sin embargo, teniendo en consideración que el cemento de cuarzo resultó muy poco significativo (en la mayoría de las muestras representó valores muy bajos hasta nulos), el "**Cem-h**" corresponde de manera práctica solo al cemento de hematita. Este mineral también aparece frecuentemente como reemplazo de fragmentos líticos volcánicos alterados (ver sección 7.4), afectando con mayor frecuencia a la pasta felsítica de los clastos volcánicos ácidos a mesosilícicos. Por último, la hematita también puede aparecer como pátinas (delgadas películas)

rodeando a los clastos, y esta disposición es considerada como una forma de cemento incipiente.

7.3.9.2. Calcita

La calcita aparece en más de una manera durante la diagénesis. En la Formación Bajada Colorada la principal ocurrencia se debe a la precipitación de soluciones porales en forma de cemento de tipo poiquilítico, el que se caracteriza porque un solo cristal de carbonato engloba en su crecimiento a muchos granos de una arenisca (Scasso y Limarino, 1997; **figura 71**). El cemento de calcita aparece como "**Cem-c**" en las modas composicionales de la **tabla 5**, con contenidos que varían entre 7,5 y 18,2 %. Estos valores son mayores que los del cemento de hematita, de manera que se puede considerar a la calcita como el principal tipo de material ligante en la Formación Bajada Colorada. Vale destacar que la calcita también puede encontrarse como reemplazo de clastos de plagioclasas que han sufrido disolución masiva (ver sección 7.4).

7.3.9.3. Clorita

La clorita aparece como reemplazo de fragmentos líticos volcánicos, lo que sucede en muchas ocasiones previamente a la depositación (alteración en el área fuente), pudiendo ser distinguida por su coloración verdosa y sus contornos que se ajustan a los del grano alterado (**figura 81**). Otros argilominerales que suelen presentarse en muestras petrográficas bajo la forma de pátinas (cemento incipiente que rodea a los granos) no se observaron en las muestras de la Formación Bajada Colorada, ya que las pátinas son más que nada de hematita. Pero a pesar de ello, no debería descartarse en forma definitiva la existencia de alguno de éstos, puesto que por lo común son demasiado pequeños como para ser identificados de forma efectiva con un microscopio petrográfico (Boggs, 1992).

7.3.9.4. Cuarzo secundario

El cuarzo es un mineral que también se ha producido durante la diagenésis de la Formación Bajada Colorada en forma de crecimiento secundario. En este caso el mineral se dispone en discretos cristales euhedrales angulares a subangulares, los que pueden ser distinguidos principalmente por las pátinas de hematita que aparecen atrapadas entre el límite del cuarzo detrítico y el autigénico (**figura 82**). El cemento por crecimiento secundario del cuarzo tiene distribución areal relativamente muy pequeña con respecto a los dos principales tipos de cementos en las muestras de la Formación Bajada Colorada (calcita y hematita).

7.4. Procesos diagenéticos más destacados en la Formación Bajada Colorada (compactación, disolución masiva, reemplazo y cementación) y su evolución

En las descripciones previas de los minerales o fragmentos de roca se hizo referencia en ciertas ocasiones a términos como cementación, disolución masiva, entre otros. Estos términos corresponden a los principales procesos que acontecen durante la diagénesis. A continuación se describe una síntesis general sobre estos fenómenos y su evolución en la Formación Bajada Colorada.

La compactación se presenta en dos principales tipos: la mecánica que ocurre durante las primeras etapas del sepultamiento y antes del desarrollo de una conspicua cementación, y la química que sucede al aumentar la profundidad de sepultamiento, dando lugar a la disolución de los granos (Scasso y Limarino, 1997). Los tipos de contactos entre los granos pueden ser utilizados en ciertas ocasiones para estimar el grado de compactación (Cf. Boggs, 1992; Scasso y Limarino, 1997). En las muestras de la Formación Bajada Colorada se encontraron contactos de tipos flotantes y/o tangenciales, rectos, cóncavos-convexos y hasta suturados. La ocurrencia de contactos suturados y la de clastos de micas deformados (**figura 83**), indican que la compactación fue muy importante.

Por reemplazo se entiende a la disolución de un clasto y la simultánea o *quasi*-simultánea formación de otro mineral autigénico en su lugar, mientras que, la disolución masiva es cuando se produce la disolución casi total de un grano (Scasso y Limarino, 1997). La disolución puede ser congruente, que es cuando no se produce un cambio en la composición de la parte no disuelta del mineral (remanente), o incongruente, cuando se produce una alteración en dicha composición (Boggs, 1992). En la Formación Bajada Colorada se ha observado la disolución masiva de granos de plagioclasas, generándose en su lugar minerales de calcita o hematita (**figuras 84 y 85**). La calcita en este caso es reconocida por presentarse en forma de mosaicos de finos cristales generalmente anhédricos (Cf. Kerr, 1965; Scasso y Limarino, 1997) y la hematita por su coloración rojiza (Cf. Veiga, 2000). Los fenómenos de disolución masiva acontecen primordialmente en las areniscas del sistema meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso y pueden ser identificados porque al girar la platina suelen observarse los rastros que han dejado las maclas de las plagioclasas (**figuras 84 y 85**). Los fragmentos líticos volcánicos también han sufrido reemplazo, así por ejemplo, algunos clastos han sido reemplazados parcialmente por calcita y de manera total (o casi total) a hematita y clorita (**figuras 79 y 81**). El reemplazo por clorita se produce muy especialmente en el sistema efímero arenoso. La alteración de fragmentos líticos volcánicos sucede en muchas ocasiones previamente a la depositación y en otras durante la diagénesis desde el momento que empieza la disolución por presión.

La cementación en las areniscas de la Formación Bajada Colorada se compone fundamentalmente de calcita y hematita, ya que el cuarzo secundario se presenta en mucha menor proporción relativa. En general tanto el cemento de calcita como hematita pueden aparecer en todos los sistemas sedimentarios de la Formación Bajada Colorada (**tabla 5**), y exceptuando el sistema meandroso arenoso, el cemento de calcita siempre es el dominante. Por otra parte, el crecimiento secundario del cuarzo aparece preferentemente en el sistema meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso.

Existe una evolución acaecida durante la diagénesis (**figura 87**), donde la hematita en forma de pátinas (cementación incipiente) correspondería al primer mineral cementante (ya que aparece siempre bordeando los clastos antes que cualquier otro tipo de mineral ligante), luego se iniciaría la cementación de calcita y paralelamente la de sobrecrecimiento de cuarzo, lo que puede ocurrir en una etapa de compactación poco importante. Posteriormente cuando la compactación crece, se empezaría a producir la disolución de granos, originando más hematita (esta vez ocluyendo los espacios porales de la roca) y además podría continuar la cementación calcítica ligando ahora granos que presentan una cierta compactación (denotada porque dichos granos presentan en ciertas partes contactos que van desde rectos a suturados). Finalmente acontece la disolución masiva de granos de plagioclasas, produciéndose en su lugar minerales de calcita o hematita (reemplazo). Vale mencionar que el reemplazo no significa que un mineral es disuelto rápidamente y se deposite otro en su lugar instantáneamente, ya que este proceso podría tener lugar durante un largo tiempo (Boggs, 1992).

La formación del cemento de hematita se debe a la alteración *in situ* de minerales ricos en hierro para formar óxidos de hierro hidratados, que posteriormente se deshidratan para formar hematita (McBride, 1974; Walker, 1979; Al Rawi, 1983; Scasso y Limarino, 1997). Es necesario indicar además, que varios fragmentos líticos volcánicos pudieron haber sido alterados a hematita previamente a la depositación, los que durante la eogénesis también pueden aportar con hematita. Las principales fuentes de sílice que contribuyen al crecimiento secundario del cuarzo parecen ser las reacciones entre minerales (probablemente la más importante en nuestro caso) y la presión-solución (deBoer, 1977; Robin, 1978; Scasso y Limarino, 1997). La calcita, considerada como el principal mineral cementante de la Formación Bajada Colorada, comienza a aparecer en la diagenésis temprana (eodiagénesis), y puede favorecer a que las rocas tengan mayor resistencia durante periodos más avanzadas de la diagénesis (inhibiendo la compactación, Boggs, 1992). Este mineral se produce fundamentalmente a través de soluciones enriquecidas en carbonatos, ya sea por el

proceso de presión-solución durante la diagénesis (Blatt, 1979) y/o por soluciones externas ricas en carbonatos (Veiga, 2000). El proceso de presión-solución contribuiría de manera principal al reemplazo de las plagioclasas por calcita.

7.5. Clasificación

Para clasificar las muestras de la Formación Bajada Colorada se ha utilizado un diagrama modificado de Folk et al. (1970). En este diagrama, se ha utilizado el valor de 35 % del cuarzo con la finalidad de aumentar el número de campos (Moyano y Morán, 1998), y la terminología aplicada a ellos ha sido creada tomando como base varios de los nombres más típicamente utilizados. Gracias a estos nuevos campos se han podido determinar cuatro principales tipos de petrofacies en la Formación Bajada Colorada, que corresponden a las petrofacies de litoarenita, litoarenita cuarzosa, litoarenita cuarzo arcósica y litoarenita arcósica (**tabla 6** y **figura 88**).

El bajo porcentaje de matriz de las muestras (promedio entre 0,9 y 3,8 en los sistemas sedimentarios de la Formación Bajada Colorada, **tabla 5**) indica que éstas tienen buena madurez textural, a la vez que hace posible evitar el uso de ciertos términos propuestos clásicamente cuando la matriz supera el 5 o 10 % del total de la roca (por ejemplo *wackes*). Vale mencionar que comúnmente en la descripción de las petrofacies no se hace alusión al cemento, puesto que como ya se mencionó en ocasiones previas, en la casi totalidad de las muestras domina la calcita, seguida por la hematita (**tabla 5**).

7.5.1. Petrofacies de Litoarenita

Esta petrofacies se caracteriza por contener un porcentaje de cuarzo inferior al 35 % y relación de fragmentos líticos / feldespatos mayor a 3 (**tabla 6, figura 88**). Se presenta en todos los sistemas sedimentarios de la Formación Bajada Colorada, pero domina preferentemente en el fluvial de baja sinuosidad arenoso (**figura 88**).

El cuarzo puede presentar tanto extinción relámpago como ondulosa, y además engolfamientos y estructuras en caries, así como crecimiento secundario. Los clastos dominantes son los de tipo volcánico, los que pueden estar frescos o alterados, y donde los frescos son principalmente básicos y los alterados han sido reemplazados por hematita y clorita. Además es común la disolución masiva y reemplazo por calcita. Se han encontrado granos de calcedonia, feldespato pertítico y zircón (en muy pocas ocasiones). El *chert*, si bien no alcanza valores destacables en toda la Formación Bajada Colorada (**tabla 5**), en esta petrofacies es donde más aparece.

7.5.2. Petrofacies de Litoarenita cuarzoza

Se caracteriza por contener un porcentaje de cuarzo mayor al 35 % y relación de fragmentos líticos / feldespatos mayor a 3 (**tabla 6, figura 88**). De forma particular se presenta en el sistema meandroso arenoso y meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso, aunque en ambos sin mucha importancia (**figura 88**). Contiene fragmentos líticos volcánicos tanto básicos como ácidos, cuarzo monocristalino principalmente con extinción ondulosa, mirmequitas, calcedonia y hematita (en forma de pátinas). Además de los fragmentos líticos volcánicos se han encontrado en mucha menor cantidad fragmentos líticos metamórficos.

7.5.3. Petrofacies de Litoarenita cuarzo arcósica

Contiene un porcentaje de cuarzo mayor al 35 % y relación de fragmentos líticos / feldespatos entre 1 y 3 (**tabla 6, figura 88**). Se presenta de manera particular en el sistema efímero arenoso y meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso, siendo relativamente más importante en el primero. El cuarzo contiene inclusiones de ciertos minerales (micas) y además puede mostrar crecimiento secundario. Las rocas han sufrido una intensa compactación, de manera tal que se han dañado los bordes de ciertos clastos y producido la deformación de varios granos de feldespato. Los fragmentos líticos volcánicos se presentan tanto alterados (reemplazados por hematita) como sin alterar (con frecuencia de textura intersertal).

7.5.4. Petrofacies de Litoarenita arcósica

Se caracteriza por contener un porcentaje de cuarzo inferior al 35 % y relación de fragmentos líticos / feldespatos entre 1 y 3 (**tabla 6, figura 88**). Esta petrofacies está presente en todos los sistemas sedimentarios de la Formación Bajada Colorada, pero es más destacable en el fluvial meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso.

Los fragmentos líticos dominantes son los de tipo volcánico, los que en orden de importancia corresponden a intersertales (básicos), microporfiríticos (ácidos) y andesíticos (mesosilícicos). Los fragmentos líticos volcánicos alterados han sido modificados parcialmente a hematita y calcita. El cuarzo presenta en algunas ocasiones extinción ondulosa y puede suceder en forma de crecimiento secundario; además ciertos feldespatos han sido reemplazados por calcita.

7.6. Procedencia

Para determinar la procedencia de las muestras de la Formación Bajada Colorada se han tomado en cuenta los diagramas propuestos por Dickinson et al. (1983). Con la finalidad de poder utilizar estos diagramas, ciertos componentes de las rocas han sido recalculados usando las fórmulas de la **tabla 4**. Las principales áreas de procedencia obtenidas se pueden observar en la **tabla 6** y **figura 89**.

De acuerdo a los diagramas utilizados, las muestras pueden tener una procedencia de arco transicional, arco disectado, mezcla u orógeno reciclado (**figura 89**). En todos los sistemas sedimentarios de la Formación Bajada Colorada se destaca la procedencia desde arco transicional (**tabla 6**). Las paleocorrientes indican paleoflujos de manera preferente en los sentidos noreste y sureste (**figura 90**), lo que sugiere que las áreas fuentes de mayor importancia se ubican hacia el suroeste y noroeste de la zona de depositación. Se interpreta por lo tanto que el ámbito de arco magmático ubicado en el margen occidental de la cuenca representaría el mejor proveedor de sedimentos para los sistemas sedimentarios de la Formación Bajada

Colorada, lo que esta indicado entre otros factores (ejemplo cuarzo con engolfamientos), por la gran cantidad de fragmentos líticos volcánicos tanto frescos como alterados (**tabla 5**).

El orógeno reciclado, arco disectado y mezcla constituyen zonas de procedencia de menor importancia relativa con respecto al arco transicional (**tabla 6** y **figura 89**). Sin embargo, entre estas tres áreas de proveniencia sobresale el orógeno reciclado. Teniendo en cuenta el sentido preferencial de las paleocorrientes (noreste y sureste), esta área de procedencia podría ser considerada como un orógeno reciclado anexo al arco volcánico. El orógeno reciclado puede quedar reflejado, por ejemplo, con algunos fragmentos líticos mayores a 2 mm (que fueron observados en ciertas muestras ubicadas preferentemente hacia la parte superior de la Formación Bajada Colorada), los que contienen interiormente fragmentos de rocas tanto volcánicas como metamórficas indicando la presencia de un complejo sedimentario-basamental previo que ha sido exhumado y ha aportado con material clástico durante la evolución de la formación analizada. Por otra parte, las muestras provenientes de orógeno reciclado presentan fragmentos líticos totales comúnmente en mayor proporción relativa que el cuarzo monocristalino y la participación de fragmentos líticos volcánicos es importante (ver **tabla 6**), y estas características se vinculan con los denominados orógenos reciclados líticos, los que frecuentemente coexisten con los arcos magmáticos (Scasso y Limarino, 1997). La procedencia de orógeno reciclado se manifiesta de mejor manera en el sistema meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso (**figura 89**, **tabla 6**).

En la zona de la localidad tipo de la Formación Bajada Colorada (perfil Río Limay) los paleoflujos se dirigen hacia el NNW (**figura 90**), sugiriendo que las fuentes de proveniencia se ubican hacia el SSE, y en este caso, el Macizo Norpatagónico correspondería a la primordial fuente de proveniencia. Teniendo en consideración que en la muestra Lim-15 (de la localidad tipo) dominan los fragmentos líticos volcánicos, el fundamental aporte se vincularía con clastos de rocas

ácidas a mesosilícicas de complejos volcánicos del Triásico y Jurásico presentes en dicho macizo.

Por último debe tenerse en cuenta como procedencia a las unidades que integran tanto el basamento, como el relleno más primitivo de la propia Cuenca Neuquina, ya que existen muchos lugares dentro de dicha cuenca que habrían sido exhumados (debido a la tectónica) en períodos coetáneos con la depositación de la Formación Bajada Colorada y que pudieron fácilmente contribuir con material clástico. Así por ejemplo, podrían haber aportado la dorsal de Huincul o zonas (muy cercanas a los lugares de depositación). En ambos casos, estas áreas específicas podrían haber provisto clastos del basamento (en muy escasa proporción), representado por la Formación Mamil Choique y las Ectinitas de la Piedra Santa, así como con vulcanitas permo triásicas del Grupo Choiyoi.

COMPONENTES CONTABILIZADOS

Qm = Cuarzo monocristalino

Qp = Cuarzo policristalino

K = Feldespatos potásicos

P = Plagioclasas

Lv = Fragmentos líticos volcánicos

Lva = Fragmentos líticos volcánicos alterados

Lm = Fragmentos líticos metamórficos

Chert

Cem-h = Cemento de hematita + cuarzo secundario

Acc = Minerales accesorios

Cem-c = Cemento de calcita

Mtx = Matriz

COMPONENTES RECALCULADOS PARA SU UTILIZACIÓN EN LOS DIAGRAMAS TERNARIOS DE CLASIFICACIÓN Y PROCEDENCIA

Qt = Cuarzo total = Qm + Qp

F = Feldespato total = K + P

L = Total de fragmentos líticos = Lv + Lva + Lm + *Chert*

Lt = Total de fragmentos líticos + cuarzo policristalino = L + Qp

Tabla 4. Componentes contabilizados y recalculados, empleados en el análisis petrográfico de la Formación Bajada Colorada.

Sistema	Muestra	Qm	Qp	K	P	Lv	Lva	Lm	*Chert*	Cem-h	Acc	Cem	Mtx
Meandroso arenoso	**Ove-5**	18,6	0,3	10,6	17,0	9,0	19,0	0,0	0,6	14,3	4,3	3,3	3,0
	Mar-40	29,3	0,3	3,4	6,6	32,0	3,6	0,6	0,3	11,3	2,6	9,0	1,0
	Chg-26	14,1	1,0	6,2	8,0	44,2	4,7	1,2	1,2	4,5	2,7	11,7	0,5
Promedio		**20,7**	**0,5**	**6,7**	**10,5**	**28,4**	**9,1**	**0,6**	**0,7**	**10,0**	**3,2**	**8,0**	**1,5**
Estuarino micromareal	**Chg-30**	15,0	0,3	2,6	7,1	29,6	3,6	0,0	0,0	7,3	1,3	27,6	5,6
	Chm-25	26,0	2,0	2,7	11,2	23,5	12,5	0,7	1,5	2,5	7,7	4,5	5,2
	Chm-35	18,3	3,2	2,2	12,0	29,7	19,0	0,5	1,2	0,7	5,7	7,0	0,5
Promedio		**19,8**	**1,8**	**2,5**	**10,1**	**27,6**	**11,7**	**0,4**	**0,9**	**3,5**	**4,9**	**13,0**	**3,8**
Baja sinuosidad arenoso	**Ove-32**	21,0	3,5	3,7	12,5	24,0	10,2	1,7	1,5	6,0	2,0	12,7	1,2
	Car-58	23,3	4,3	10,6	5,4	46,3	5,6	0,0	0,0	1,3	0,6	2,3	0,3
	Chm-37	22,5	2,8	2,5	10,0	33,0	8,2	0,7	2,2	0,0	4,4	12,5	1,2
	Chm-45	19,5	3,7	6,2	8,5	34,8	8,7	0,2	1,0	0,7	1,0	15,0	0,7
Promedio		**21,6**	**3,6**	**5,8**	**9,1**	**34,5**	**8,2**	**0,7**	**1,2**	**2,0**	**2,0**	**10,6**	**0,9**
Efímero arenoso	**Ove-45**	21,0	4,6	4,6	13,6	29,6	14,6	0,0	0,6	7,0	1,8	1,0	1,6
	Mar-61	20,0	3,0	4,6	13,6	25,6	11,3	0,0	0,0	2,6	3,0	12,0	4,3
	Car-85	16,7	4,0	5,0	10,6	30,0	17,9	0,0	0,3	4,0	4,3	1,6	5,6
	Chg-52	19,6	3,6	5,6	13,3	32,6	11,3	0,0	0,0	5,3	1,6	4,6	2,5
	Chm-47	29,7	3,7	6,0	12,0	27,0	7,1	0,0	1,2	0,0	3,4	9,7	0,2
	Chm-62	29,7	3,7	4,7	14,7	16,6	11,2	2,5	2,5	0,0	4,2	7,0	3,2
	Chm-73	31,5	3,6	4,0	13,2	22,7	7,5	1,7	2,7	1,2	2,4	6,5	3,0
	Chm-80	16,5	8,0	5,7	7,0	20,5	12,0	3,0	3,7	1,2	1,2	17,7	3,5
Promedio		**23,1**	**4,3**	**5,0**	**12,3**	**25,6**	**11,6**	**0,9**	**1,4**	**2,7**	**2,7**	**7,5**	**3,0**
Meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso	**Car-91**	24,7	10,0	8,6	1,3	23,3	7,3	0,6	0,0	0,3	0,6	20,0	3,3
	Car-109	18,5	9,2	9,7	3,5	30,5	10,0	1,8	4,6	0,0	2,5	6,7	3,0
	Car-137	20,0	3,0	10,5	4,5	25,2	14,0	0,5	1,2	5,5	1,2	12,7	1,7
	Car-155	12,7	4,2	5,0	8,2	15,5	5,2	0,0	0,2	3,0	0,5	45	0,5
	Car-173	14,5	11,2	12,7	1,5	21,5	10,2	0,7	1,7	3,0	1,3	21	0,7
	Chm-84	39,2	6,0	3,7	9,5	16,7	7,0	3,5	1,0	1,2	1,0	7,5	3,7
	Chm-94	13,2	5,5	6,2	9,2	23,7	12,2	2,2	3,0	3,4	2,2	14	5,2
	Chm-104	13,5	4,9	8,7	3,2	23,0	18,5	1,0	1,5	3,0	4,0	8	10,7
	Chm-120	19,2	6,0	8,0	4,2	23,2	5,7	0,5	1,7	0,0	9,5	21,5	0,5
	Chm-132	13,5	7,0	15,2	5,0	17,2	7,7	1,0	3,5	0,0	2,2	25,2	2,5
Promedio		**18,9**	**6,7**	**8,8**	**5,0**	**22,0**	**9,8**	**1,2**	**1,8**	**1,9**	**2,5**	**18,2**	**3,2**
	Lim-15	22,5	2,0	5,2	4,2	35,7	4,2	0,0	1,7	6,0	2,5	15,0	1,0

Tabla 5. Porcentajes relativos de los principales componentes alogénicos y autigénicos, determinados en varias muestras representativas de cada uno de los sistemas sedimentarios de la Formación Bajada Colorada. Para el significado de las abreviaturas referirse a la tabla 4. Nótese que en esta tabla y en la siguiente, la muestra Lim-15 está separada del resto de las muestras del sistema meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso, ya que no se correlacionaría temporalmente con éstas (detalles en el capítulo 9).

Sistema	Muestra	Qt	F	L	Total	%Qt	%F	%L	%L/%F	CLASIFICACIÓN	Lt	%Qm	%F	%Lt	PROCEDENCIA
Meandroso arenoso	**Ove-5**	18,9	27,6	28,6	75,1	25,2	36,8	38,1	1,0	litoarenita arcósica	28,9	24,8	36,8	38,5	Arco transicional
	Mar-40	29,6	10,0	36,5	76,1	38,9	13,1	48,0	3,7	litoarenita cuarzosa	36,8	38,5	13,1	48,4	Orógeno reciclado
	Chg-26	15,1	14,2	51,3	80,6	18,7	17,6	63,6	3,6	litoarenita	52,3	17,5	17,6	64,9	Arco transicional
Estuarino micromareal	**Chg-30**	15,3	9,7	33,2	58,2	26,3	16,7	57,0	3,4	litoarenita	33,5	25,8	16,7	57,6	Arco transicional
	Chm-25	28,0	13,9	38,2	80,1	35,0	17,4	47,7	2,7	litoarenita arcósica	40,2	32,5	17,4	50,2	Arco dis./Orógeno rec.
	Chm-35	21,5	14,2	50,4	86,1	25,0	16,5	58,5	3,5	litoarenita	53,6	21,3	16,5	62,3	Arco transicional
Baja arenoso sinuosidad	**Ove-32**	24,5	16,2	37,4	78,1	31,4	20,7	47,9	2,3	litoarenita arcósica	40,9	26,9	20,7	52,4	Arco transicional
	Car-58	27,6	16,0	51,9	95,5	28,9	16,8	54,3	3,2	litoarenita	56,2	24,4	16,8	58,8	Arco transicional
	Chm-37	25,3	12,5	44,1	81,9	30,9	15,3	53,8	3,5	litoarenita	46,9	27,5	15,3	57,3	Arco transicional
	Chm-45	23,2	14,7	44,7	82,6	28,1	17,8	54,1	3,0	litoarenita	48,4	23,6	17,8	58,6	Arco transicional
Efímero arenoso	**Ove-45**	25,6	18,2	44,8	88,6	28,9	20,5	50,6	2,5	litoarenita arcósica	49,4	23,7	20,5	55,8	Arco tran./Orógeno rec.
	Mar-61	23	18,2	36,9	78,1	29,4	23,3	47,2	2,0	litoarenita arcósica	39,9	25,6	23,3	51,1	Arco transicional
	Car-85	20,7	15,6	48,2	84,5	24,5	18,5	57,0	3,1	litoarenita	52,2	19,8	18,5	61,8	Arco transicional
	Chg-52	23,2	18,9	43,9	86,0	27,0	22,0	51,0	2,3	litoarenita arcósica	47,5	22,8	22,0	55,2	Arco transicional
	Chm-47	33,4	18,0	35,3	86,7	38,5	20,8	40,7	2,0	litoarenita cuarzo arcós.	39,0	34,3	20,8	45,0	Arco dis./Orógeno rec.
	Chm-62	33,4	19,4	32,8	85,6	39,0	22,7	38,3	1,7	litoarenita cuarzo arcós.	36,5	34,7	22,7	42,6	Arco dis./Orógeno rec.
	Chm-73	35,1	17,2	34,6	86,9	40,4	19,8	39,8	2,0	litoarenita cuarzo arcós.	38,2	36,2	19,8	44,0	Mezcla/Orógeno rec.
	Chm-80	24,5	12,7	39,2	76,4	32,1	16,6	51,3	3,1	litoarenita	47,2	21,6	16,6	61,8	Arco transicional
Meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso	**Car-91**	34,7	9,9	31,2	75,8	45,8	13,1	41,2	3,2	litoarenita cuarzosa	41,2	32,6	13,1	54,4	Orógeno reciclado
	Car-109	27,7	13,2	46,9	87,8	31,5	15,0	53,4	3,6	litoarenita	56,1	21,1	15,0	63,9	Arco tran./Orógeno rec.
	Car-137	23	15,0	40,9	78,9	29,2	19,0	51,8	2,7	litoarenita arcósica	43,9	25,3	19,0	55,6	Arco transicional
	Car-155	16,9	13,2	20,9	51,0	33,1	25,9	41,0	1,6	litoarenita arcósica	25,1	24,9	25,9	49,2	Arco tran./Arco dis.
	Car-173	25,7	14,2	34,1	74,0	34,7	19,2	46,1	2,4	litoarenita arcósica	45,3	19,6	19,2	61,2	Arco tran./Orógeno rec.
	Chm-84	45,2	13,2	28,2	86,6	52,2	15,2	32,6	2,1	litoarenita cuarzo arcós.	34,2	45,3	15,2	39,5	Orógeno reciclado
	Chm-94	18,7	15,4	41,1	75,2	24,9	20,5	54,7	2,7	litoarenita arcósica	46,6	17,6	20,5	62,0	Arco transicional
	Chm-104	18,4	11,9	44,0	74,3	24,8	16,0	59,2	3,7	litoarenita	48,9	18,2	16,0	65,8	Arco transicional
	Chm-120	25,2	12,2	31,1	68,5	36,8	17,8	45,4	2,5	litoarenita cuarzo arcós.	37,1	28,0	17,8	54,2	Arco tran./Orógeno rec.
	Chm-132	20,5	20,2	29,4	70,1	29,2	28,8	41,9	1,5	litoarenita arcósica	36,4	19,3	28,8	51,9	Arco tran./Arco dis.
	Lim-15	24,5	9,4	41,6	75,5	32,5	12,5	55,1	4,4	litoarenita	43,6	29,8	12,5	57,7	Orógeno reciclado

Tabla 6. Clasificación y procedencia de las areniscas de la Formación Bajada Colorada, de acuerdo a los componentes recalculados para su utilización en los diagramas ternarios de clasificación y procedencia (figuras 88 y 89). Para el significado de abreviaturas y fórmulas usadas en los recalculos referirse a la tabla 4.

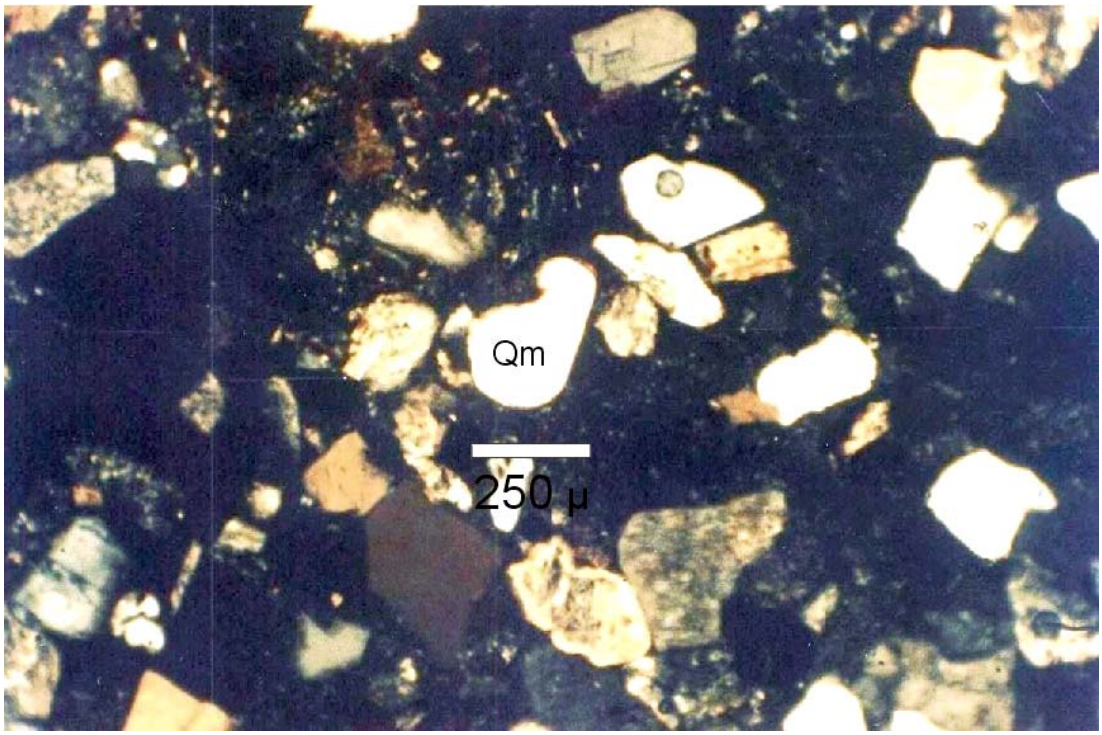


Figura 69. Clasto de cuarzo monocristalino (Qm) con engolfamiento. Muestra Chm-73.

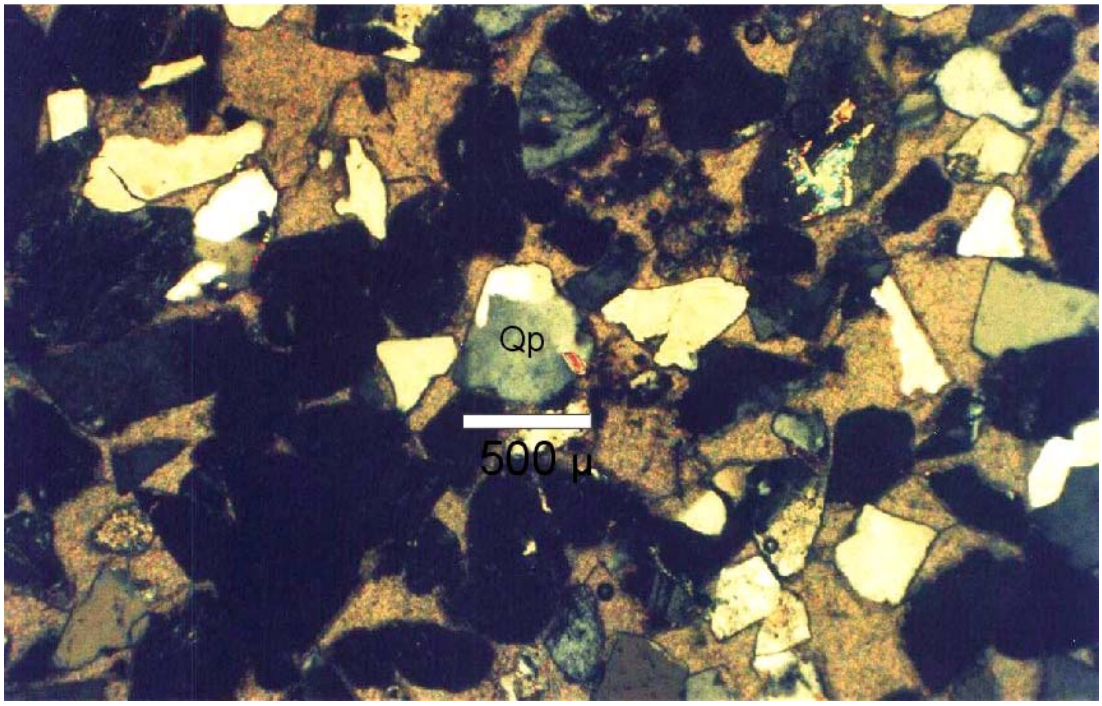


Figura 70. Clasto de cuarzo policristalino (Qp) con dos subgranos e inclusión de mineral micáceo. Muestra Chm-120.

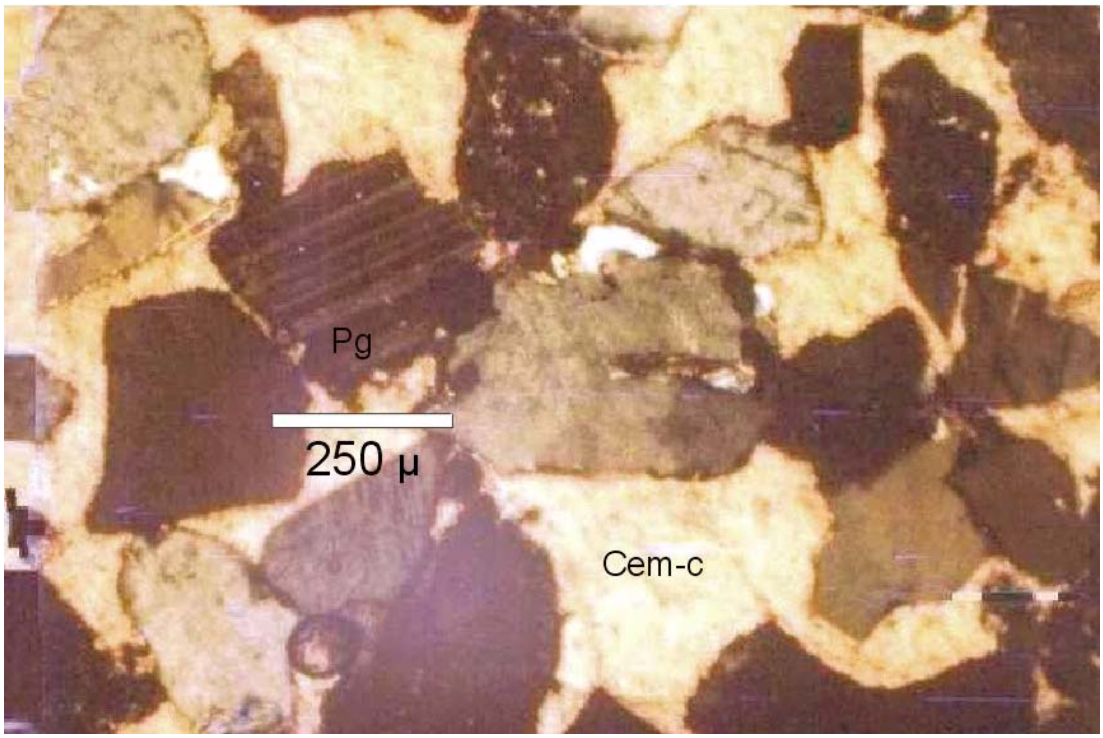


Figura 71. Clasto de plagioclasa (Pg) y cementación calcítica poiquilítica (Cem-c). Muestra Chm-120.

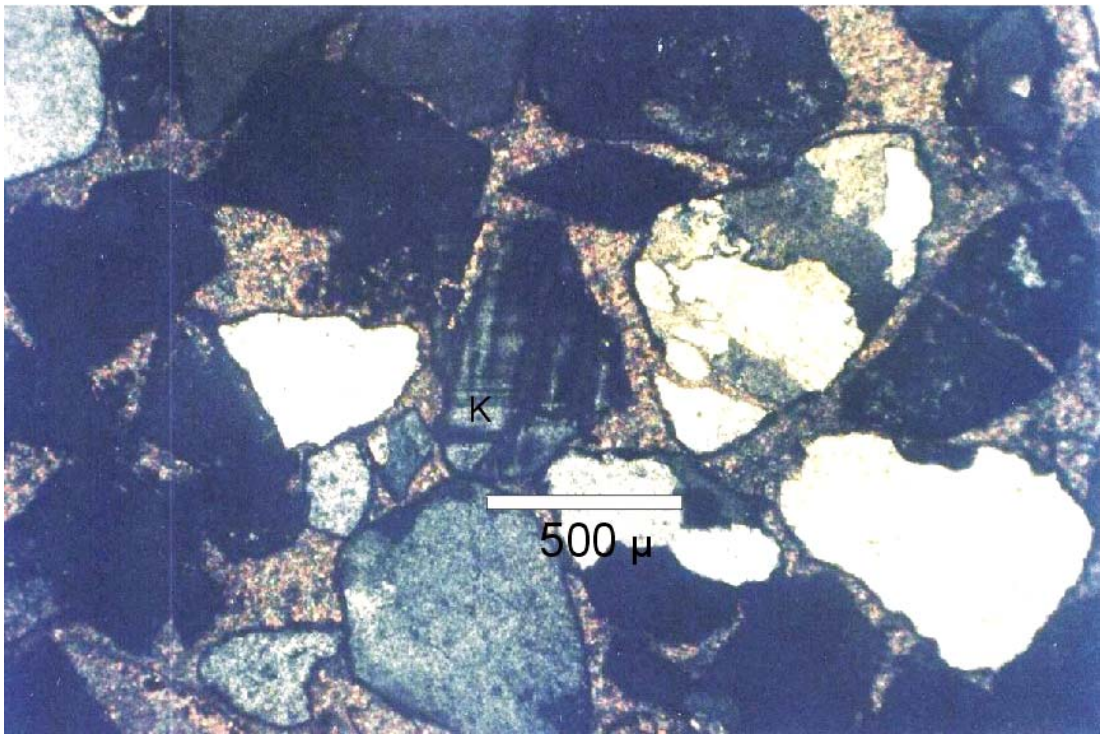


Figura 72. Clasto de microclino (K). Muestra Car-173.

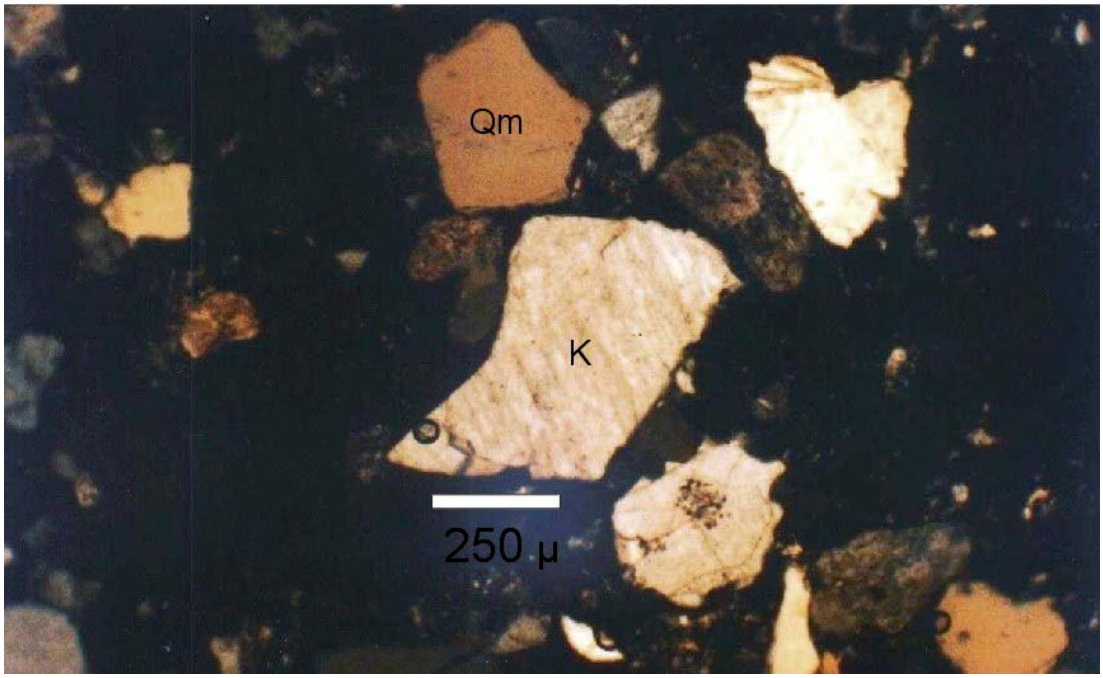


Figura 73. Clasto de feldespato potásico (K). Hacia arriba un clasto de cuarzo monocristalino. Muestra Chm-104.

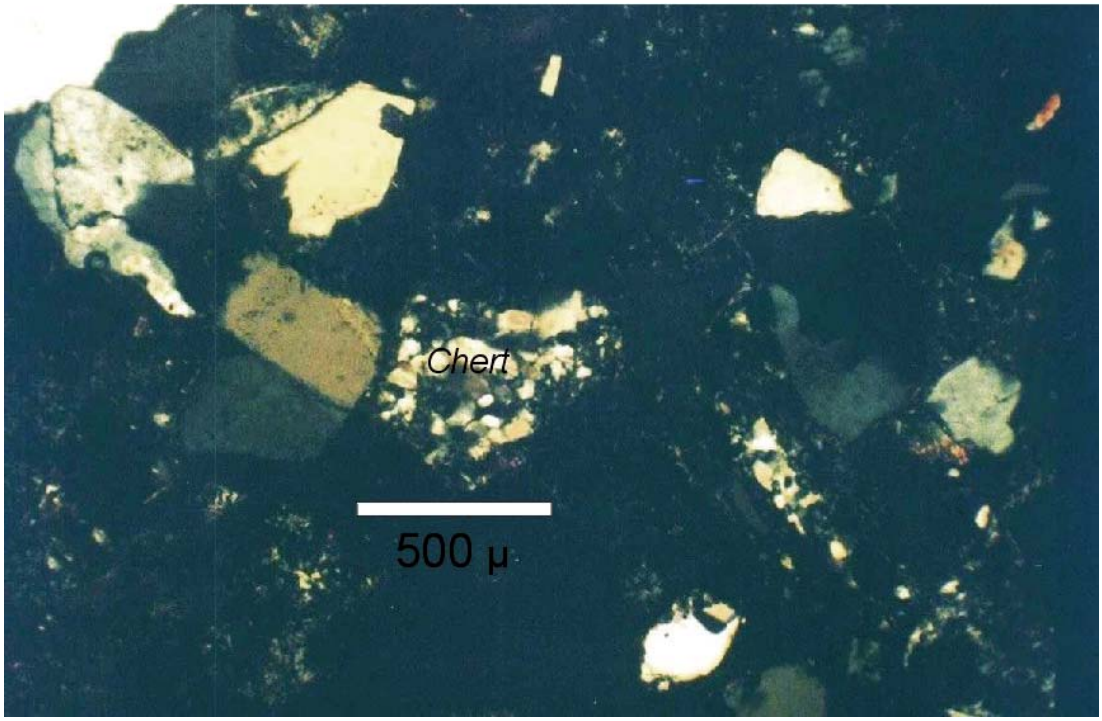


Figura 74. Clasto de *chert*. Muestra Chm-80.

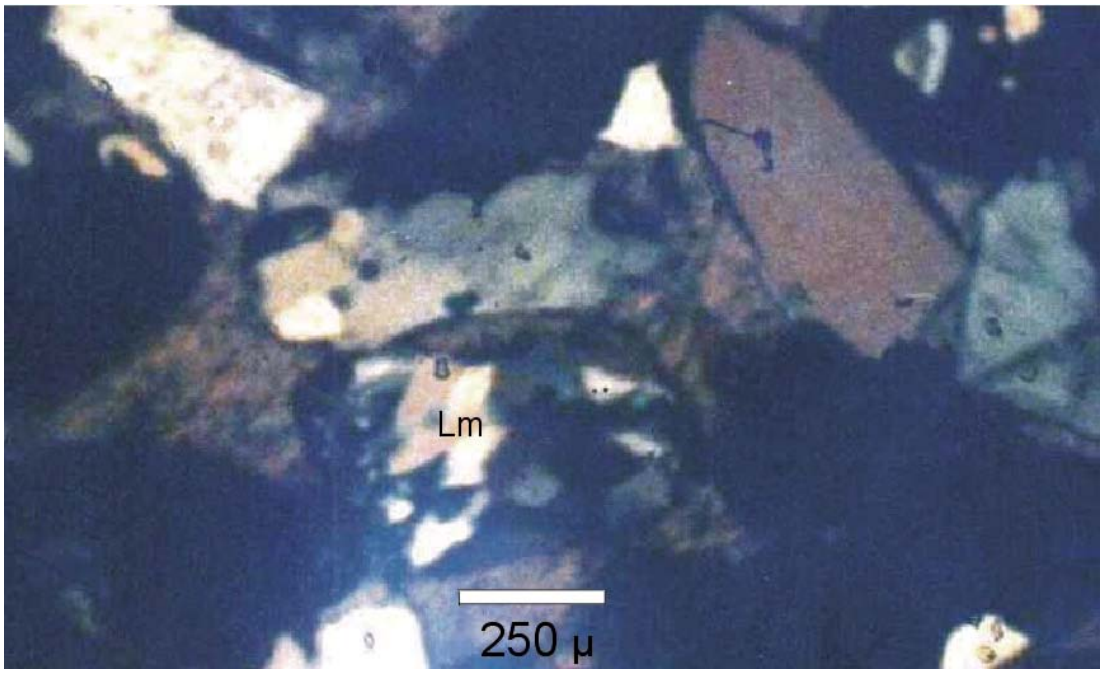


Figura 75. Fragmento lítico metamórfico (Lm) compuesto por subgranos de cuarzo con contactos rectos a cóncavo-convexos. Muestra Chm-132.

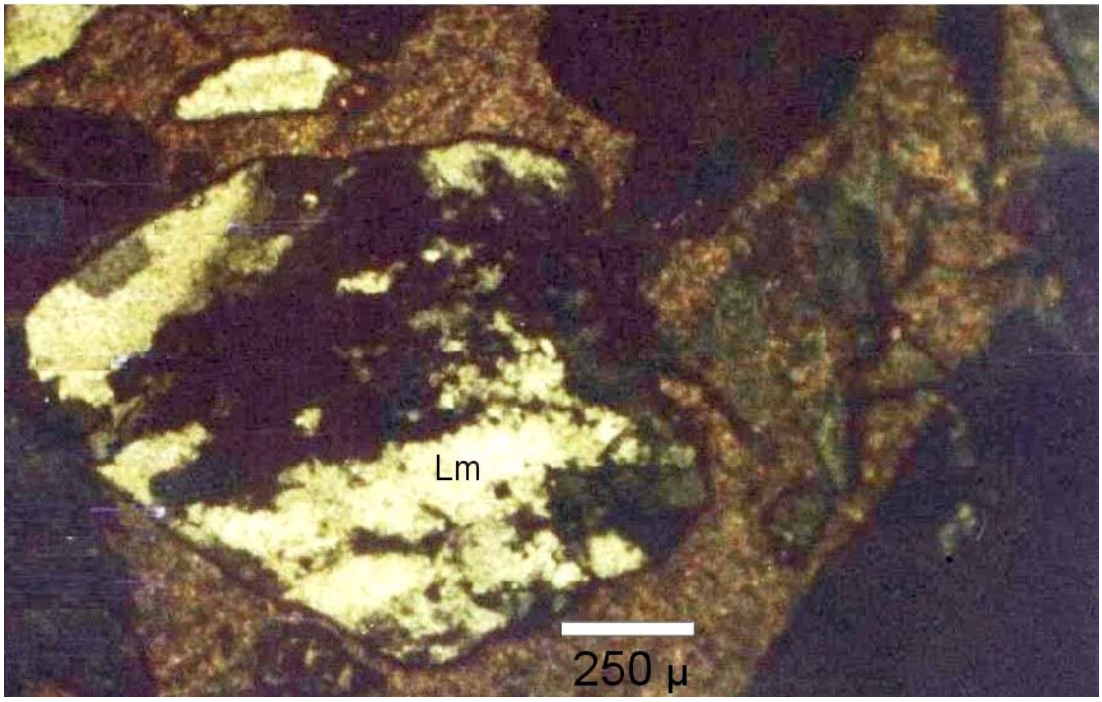


Figura 76. Fragmento lítico metamórfico (Lm) compuesto por subgranos de cuarzo con contactos suturados. Muestra Car-173.

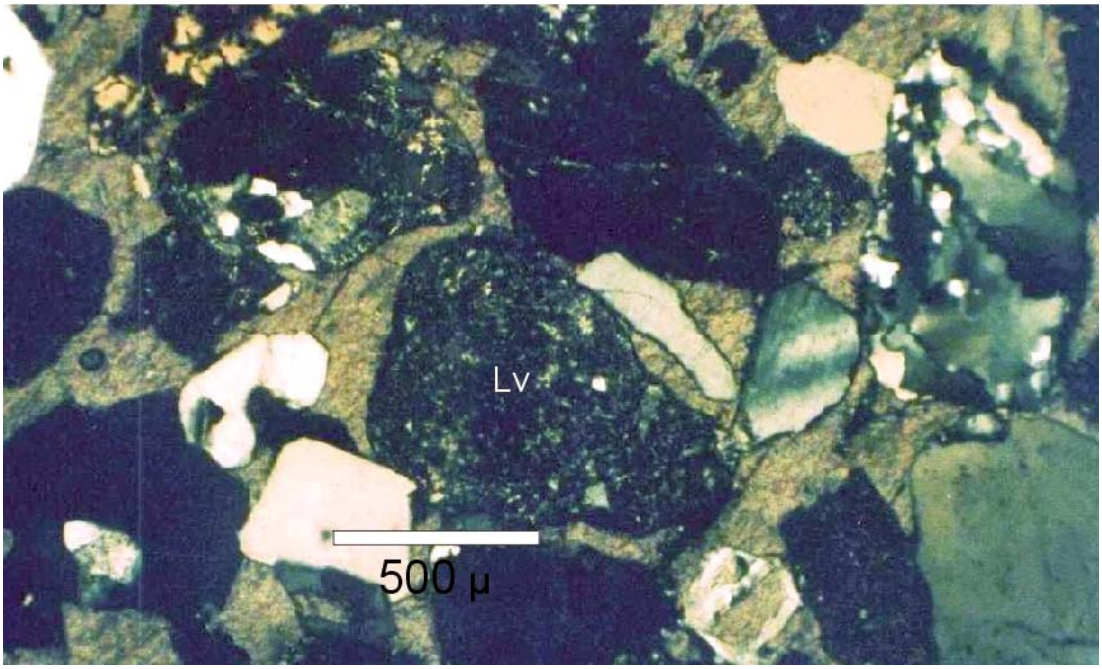


Figura 77. Fragmento lítico volcánico ácido (Lv). Muestra Chm-132.

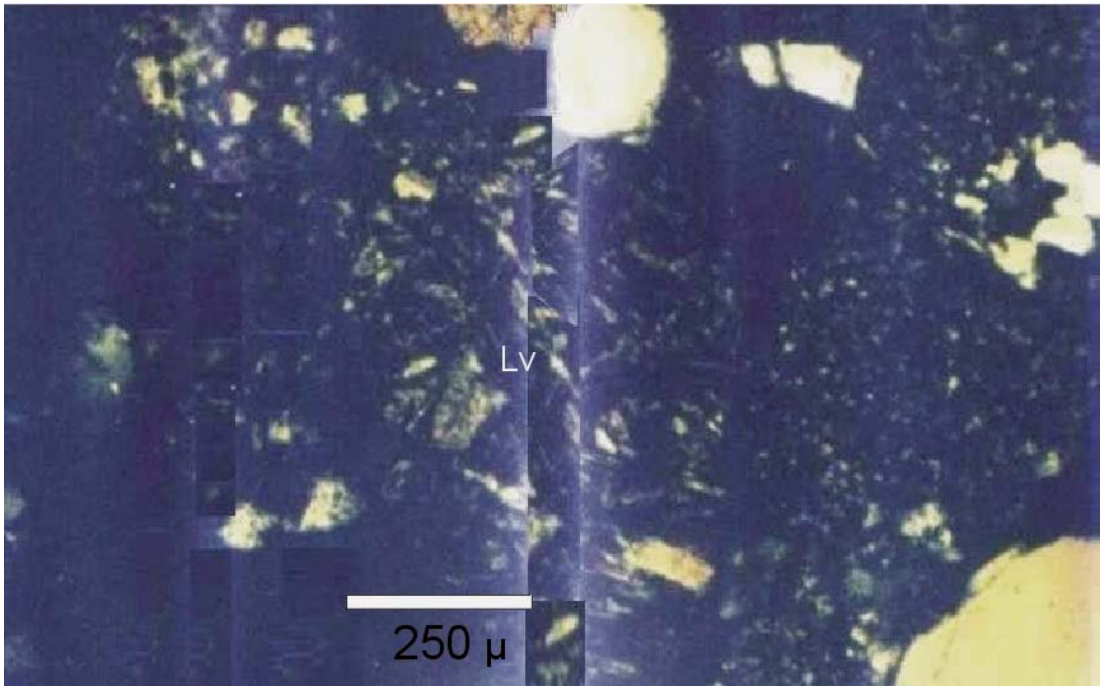


Figura 78. Fragmento lítico volcánico básico (Lv), con plagioclasas no orientadas. Muestra Chm-104.

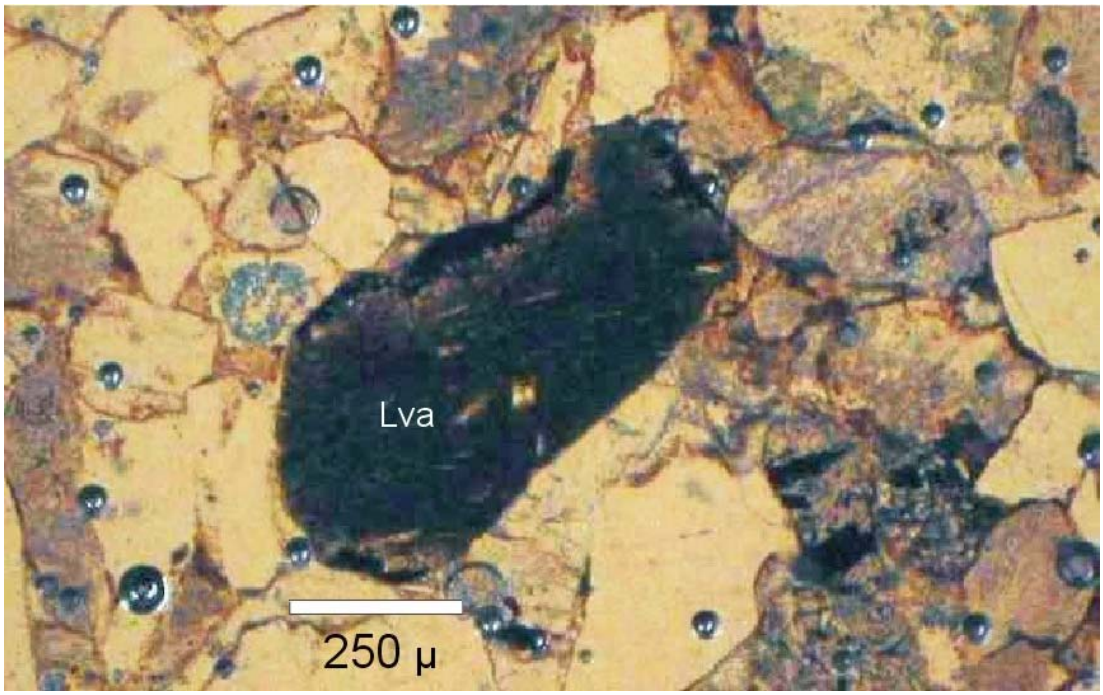


Figura 79. Fragmento lítico volcánico alterado (Lva), reemplazado por hematita. Se pueden observar levemente algunas plagioclasas, las que son indicio de que el clasto original fue de tipo volcánico. Nicoles paralelos. Muestra Chm-45.

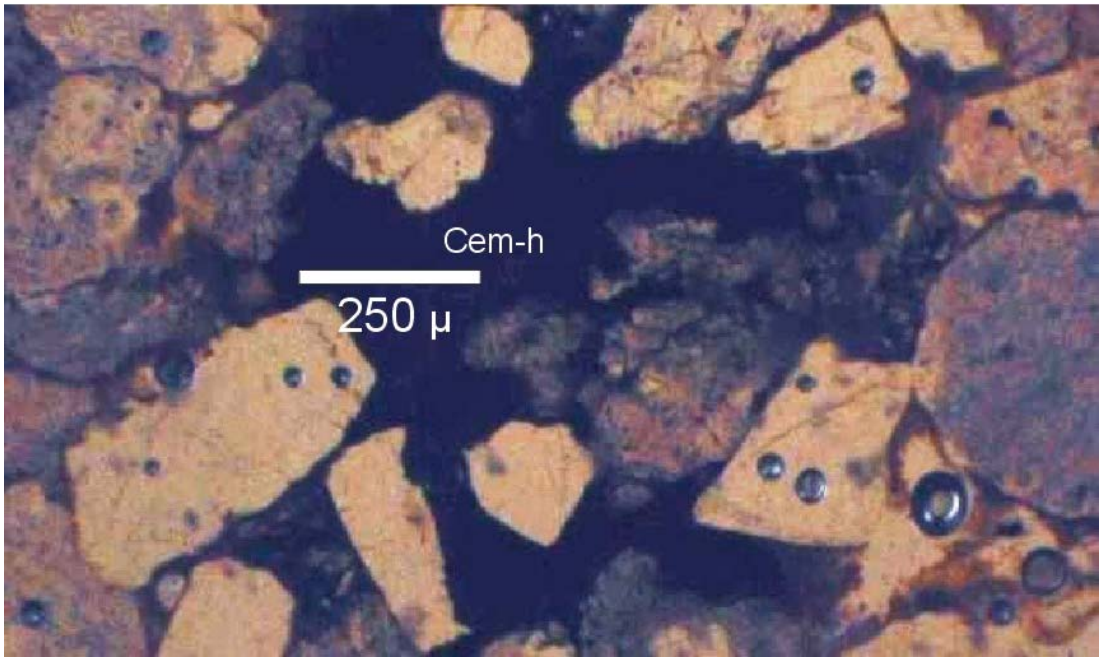


Figura 80. Cemento de hematita (Cem-h) ocluyendo por completo los espacios porales de la roca. Nicoles paralelos. Muestra Chm-47.

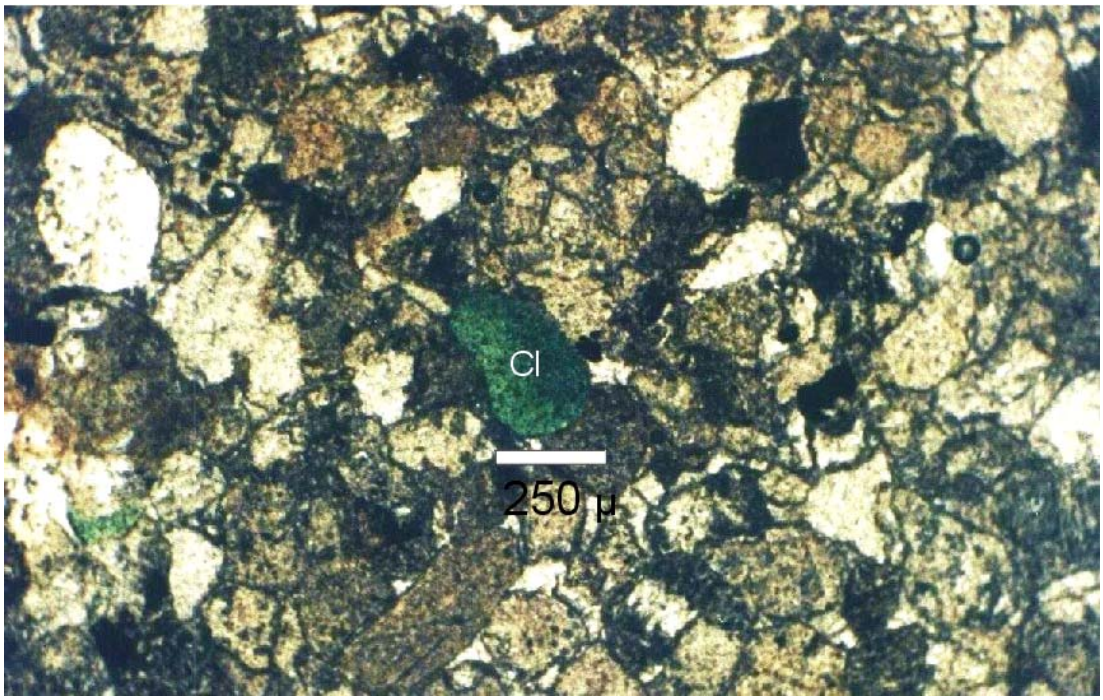


Figura 81. Fragmento lítico volcánico alterado (Lva), reemplazado totalmente por clorita (Cl). Nicoles paralelos. Muestra Car-85.

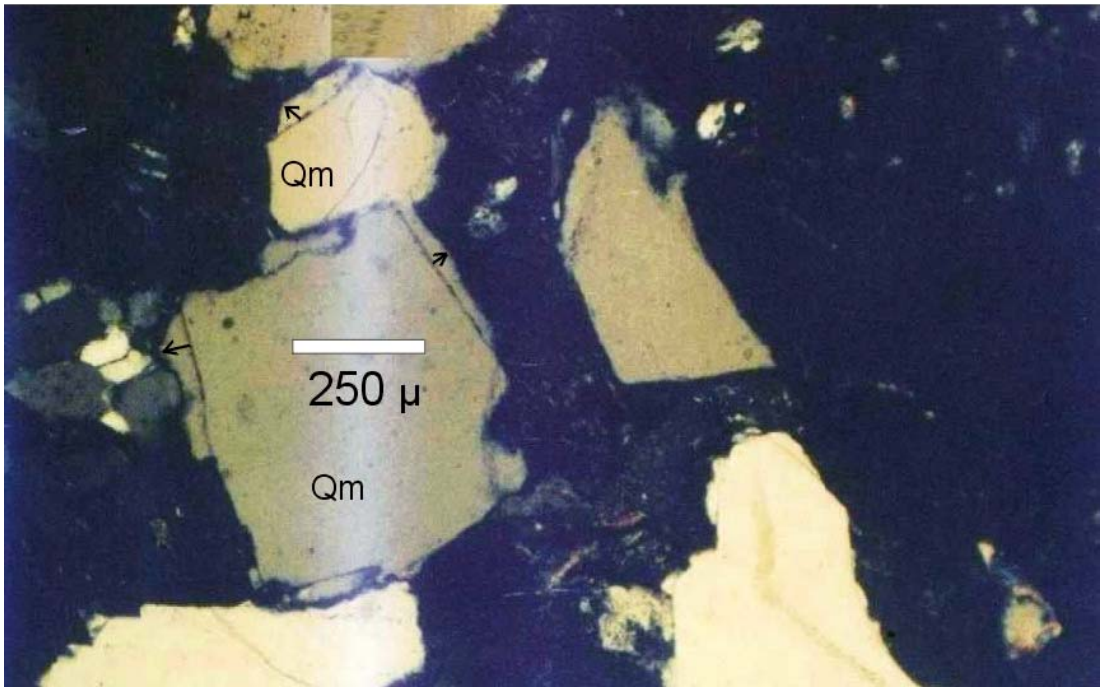


Figura 82. Crecimiento secundario del cuarzo a partir de clastos del mismo mineral (Qm). Muestra Chm-104.

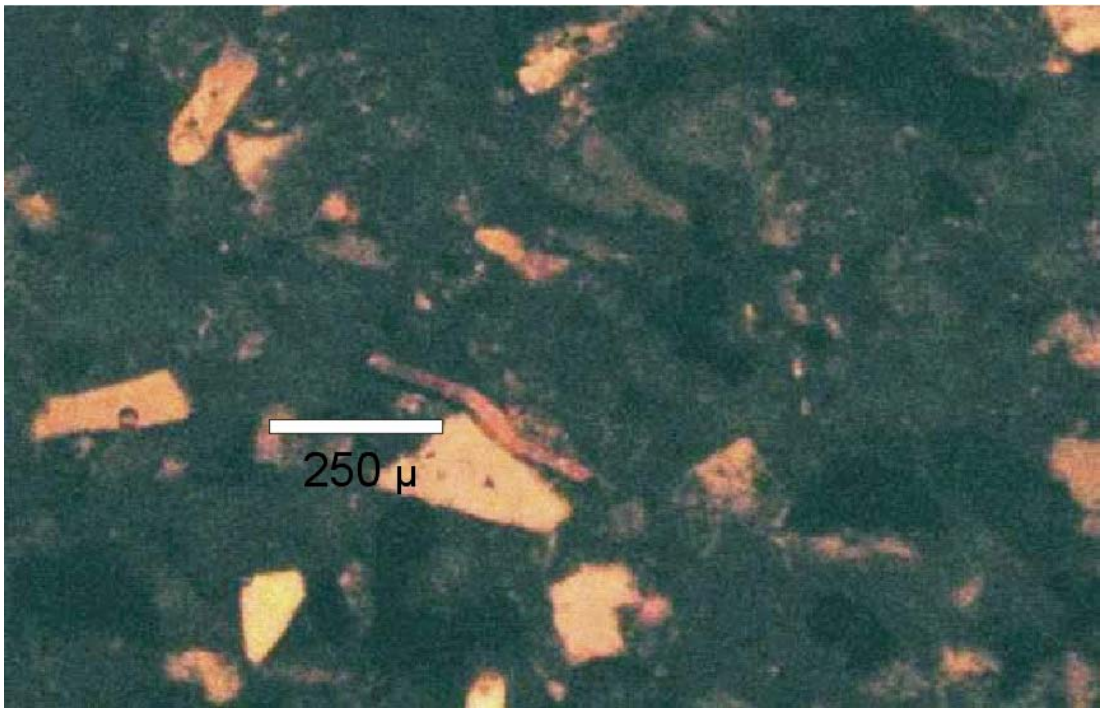


Figura 83. Fragmento de mica deformado debido a la importante compactación que han sufrido las sedimentitas. Muestra Chm-35.

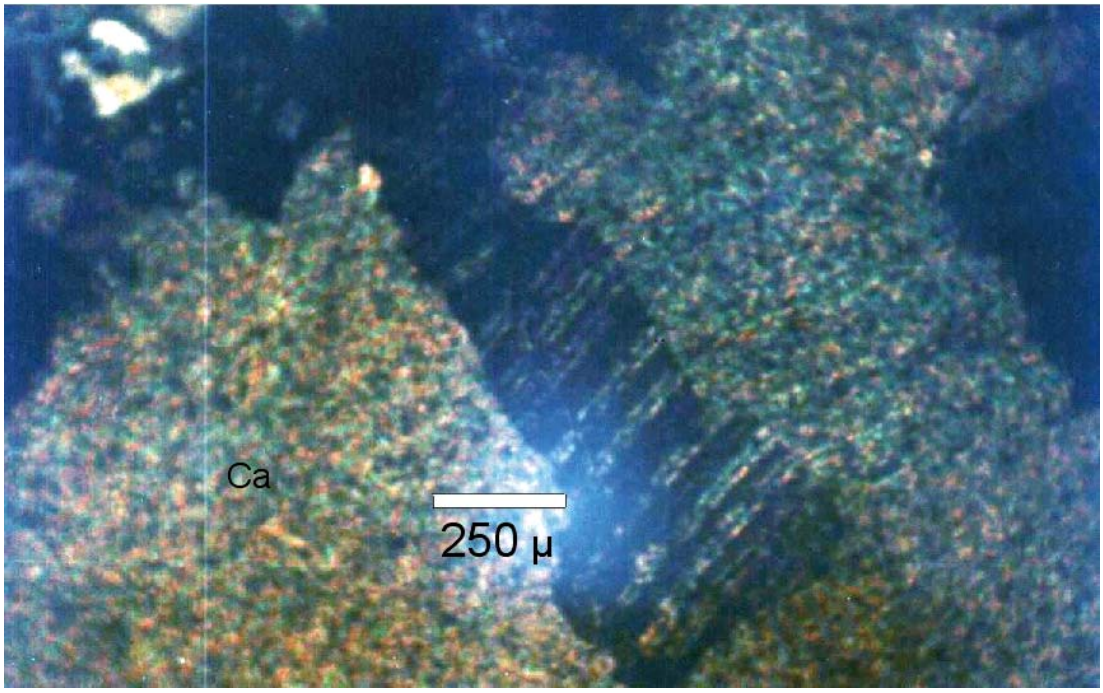


Figura 84. Disolución masiva de plagioclasa y reemplazo por calcita (Ca). Muestra Car-155.

Figura 85. Disolución masiva de plagioclasa y reemplazo por hematita (Hem). Muestra Chm-94.

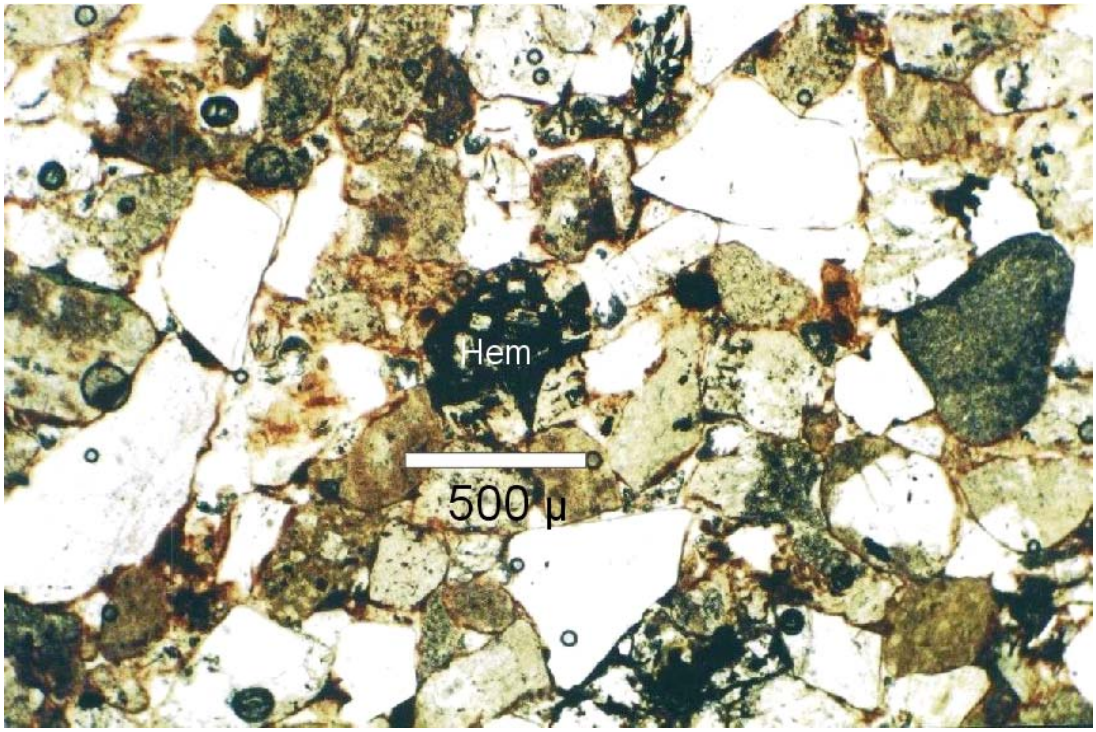


Figura 86. Fragmento lítico volcánico alterado (Lva), reemplazado por hematita (Hem). La hematita también se presenta como pátinas bordeando los clastos. Nicoles paralelos. Muestra Chm-47.

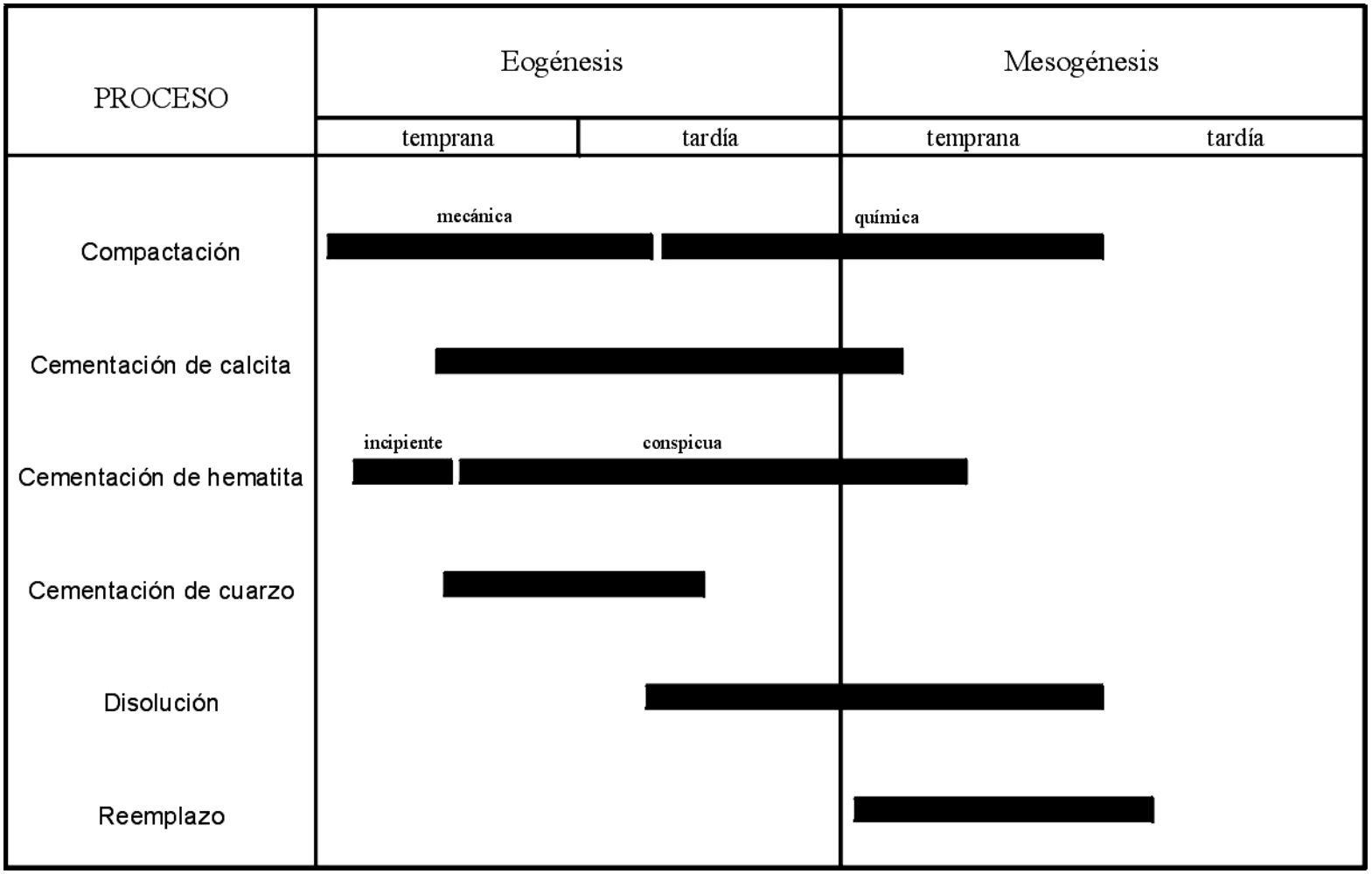


Figura 87. Esquema generalizado de la evolución diagenética en las areniscas de la Formación Bajada Colorada.

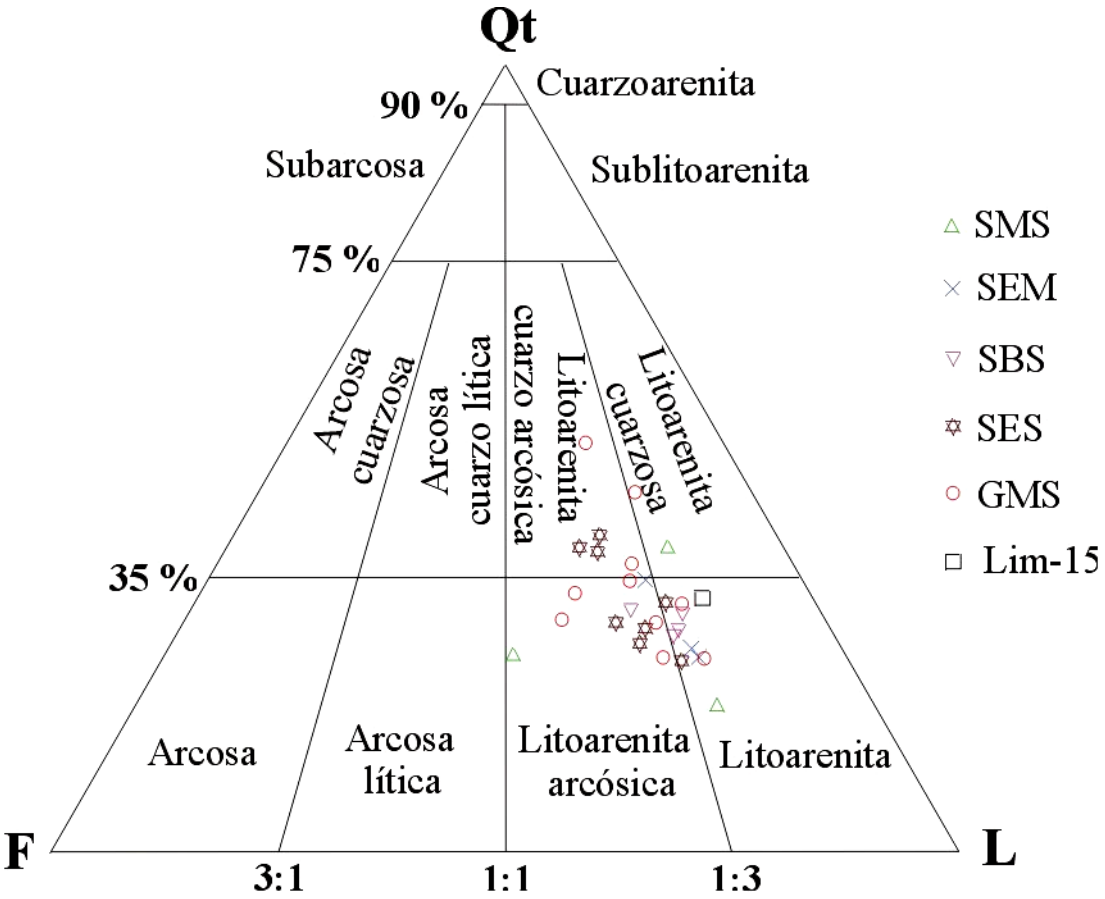


Figura 88. Clasificación de las areniscas de la Formación Bajada Colorada. El diagrama ha sido modificado de Chen (1968) y Folk et al. (1970). Las muestras fueron agrupadas de acuerdo a los sistemas sedimentarios. SMS: sistema fluvial meandroso arenoso; SEM: sistema estuarino micromareal; SBS: sistema fluvial de baja sinuosidad arenoso; SES: sistema fluvial efímero arenoso; GMS: sistema fluvial meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso; Lim-15: muestra número quince del perfil Río Limay.

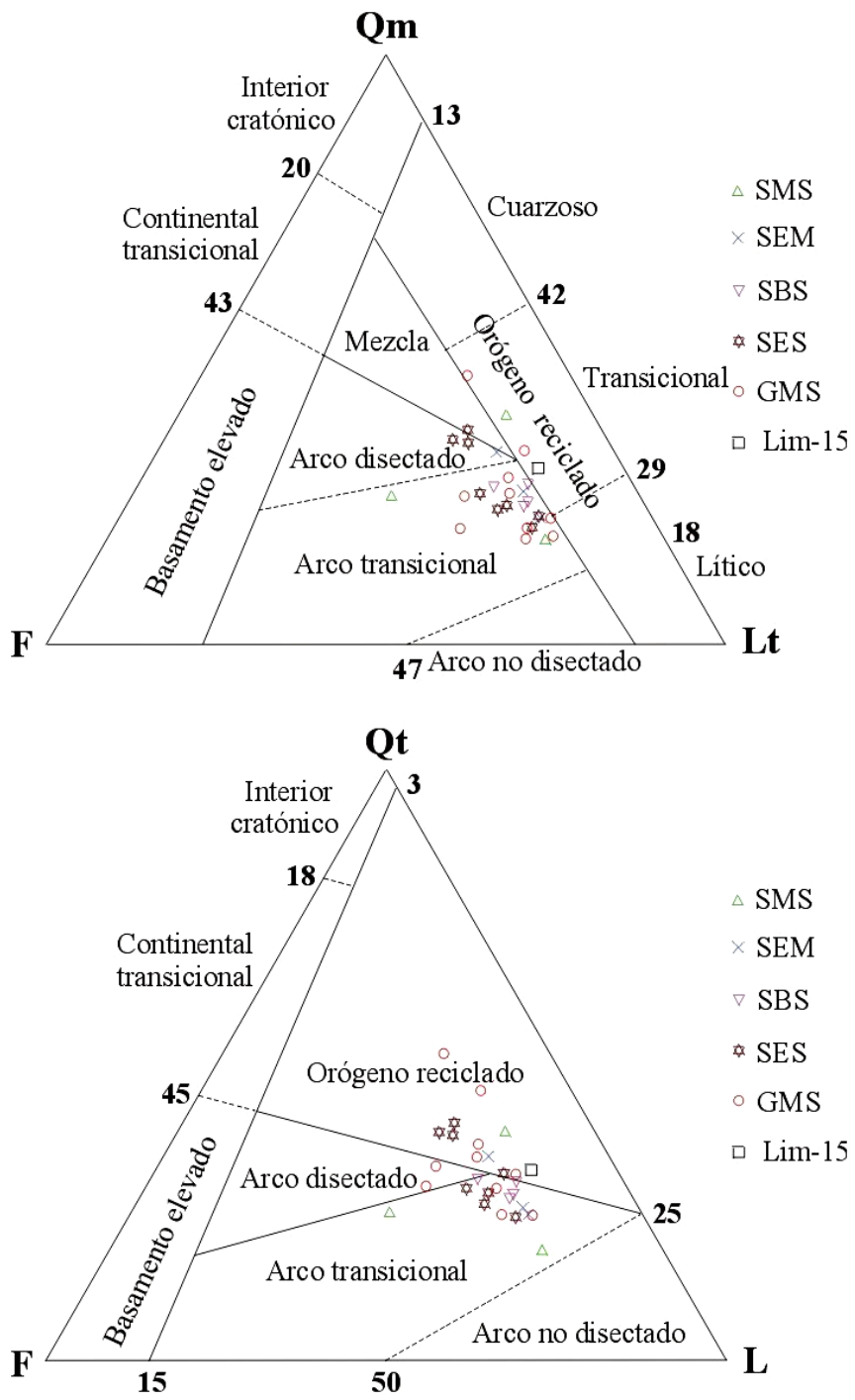


Figura 89. Diagramas de discriminación de áreas de aporte para las areniscas de la Formación Bajada Colorada (Dickinson et al., 1983). Las muestras fueron agrupadas de acuerdo a los sistemas sedimentarios. SMS: sistema fluvial meandroso arenoso; SEM: sistema estuarino micromareal; SBS: sistema fluvial de baja sinuosidad arenoso; SES: sistema fluvial efímero arenoso; GMS: sistema fluvial meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso; Lim-15: muestra número quince del perfil Río Limay.

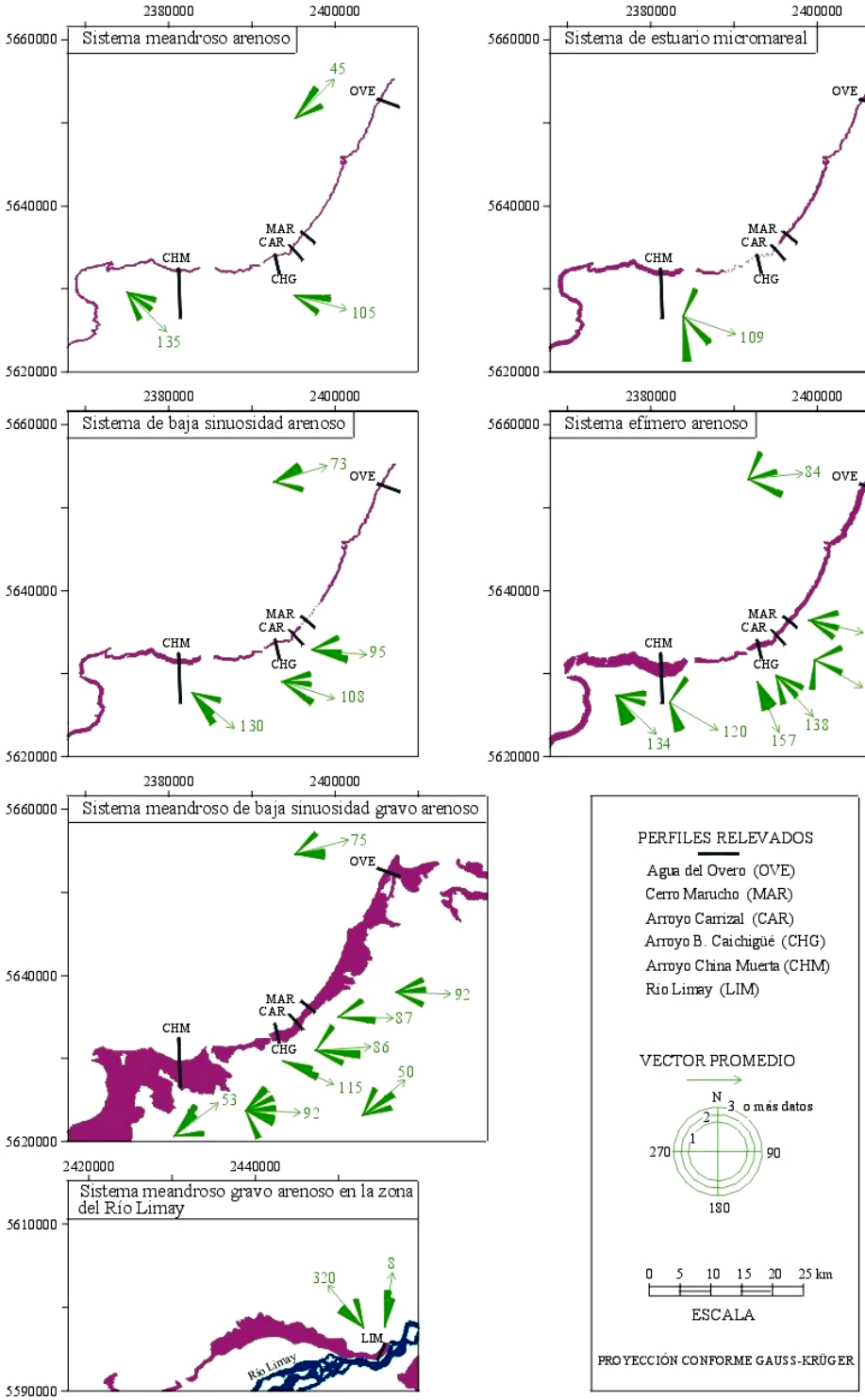


Figura 90. Mapeo de los sistemas sedimentarios de la Formación Bajada Colorada y principales sentidos de paleocorientes en las localidades estudiadas. Tomando en cuenta el mapa de Leanza y Hugo (1997) y nuestros propios datos medidos en el campo.

Capítulo 8: Análisis por difracción de rayos X de las pelitas

8.1. Introducción

El análisis por difracción de rayos X es la herramienta de mayor utilidad para la determinación de los argilominerales y el comportamiento de éstos en cualquier unidad estratigráfica. Además, con este análisis se puede extraer información concerniente a las condiciones diagenéticas del área de sedimentación, meteorización en el área fuente y climáticas.

En una muestra de roca pelítica los argilominerales pueden aparecer ya sea en un estado relativamente puro, o mezclados en forma de interestratificados. Por lo general los interestratificados no contienen más de dos miembros y en la Formación Bajada Colorada comúnmente corresponden a illita / esmectita y clorita / esmectita.

Este capítulo tiene como tareas: establecer los principales argilominerales de la Formación Bajada Colorada, estimar las proporciones relativas de éstos y de abundancia o escasez de los interestratificados, y determinar las principales argilofacies y su distribución a través de los distintos sistemas sedimentarios de la formación en estudio.

8.2. Tipos de muestras

Dependiendo de la finalidad del estudio, las muestras de rocas pelíticas pueden ser preparadas de diversas formas. En cualquier caso, siempre es conveniente realizar más de un tratamiento, ya que ciertos minerales son mejor identificados a través de su distinto comportamiento en los respectivos difractogramas. Para estudiar las arcillas de la Formación Bajada Colorada se han elaborado cuatro tipos de muestras: total, natural, glicolada y calcinada. Para poder obtener los difractogramas de esas

muestras, se empleó un difractómetro Phillips con tubo de CuKα de 1.15414 Å y filtro de Ni, voltaje de 36 KV y amperaje de 18 MA.

Se han seleccionado 31 muestras de rocas pelíticas de la Formación Bajada Colorada y para cada una de éstas se procedió a preparar las correspondientes muestras totales, naturales, glicoladas y calcinadas. En todas ellas el goniómetro del aparato fue fijado en 2° 2θ / minuto y los difractogramas fueron procesados con el programa *Origin 5.0*. La base de la preparación consiste en disgregar mecánicamente entre 10 y 20 g de rocas pelíticas usando el mortero de porcelana. A continuación se toma aproximadamente 1 g del material disgregado y se lo coloca directamente en el porta muestras de aluminio para someterlo a difracción; se efectúa un registro en el intervalo entre 3 y 37° 2θ y se obtiene el difractograma de la muestra total no orientada, y sirve para tener una visión general de los minerales que contienen las rocas pelíticas.

Las restantes muestras tienen la característica de ser orientadas. Para poder prepararlas se coloca parte de la muestra disgregada en un recipiente con agua destilada y se agita dicha mezcla hasta que se encuentre bastante dispersa. Se espera unas cuantas horas y luego se pasa a pipetear la parte superior de la solución y se la coloca en dos láminas de vidrio (obteniéndose dos preparados), y se deja secar a temperatura ambiente por el lapso de un día. Al siguiente día uno de los preparados es llevado al horno y se calienta durante 2 horas a 550° C (lo que produce el colapso de la estructura cristalina y la disminución del espaciado intercapa), luego se lo deja enfriar y se somete a difracción en el intervalo entre 3 y 15° 2θ, obteniéndose el difractograma de la muestra calcinada. El segundo de los preparados es sometido directamente al difractómetro, obteniéndose el difractograma de la muestra natural (que permite visualizar mejor las reflexiones de los argilominerales con respecto al difractograma de la muestra total), y se registró en el intervalo entre 2 y 32° 2θ. La muestra natural luego de ser pasada por el difractómetro es llevada al interior de una cacerola con etilenglicol (a temperatura ambiente) y se somete a los vapores de dicha

solución por lo menos 24 horas. La finalidad de este proceso, es la de poder conseguir la máxima expansión de la estructura de los argilominerales. Luego de pasar esta última muestra por el difractómetro, se obtiene el difractograma de la muestra glicolada, la que fue registrada en el intervalo entre 2 y 27° 2θ.

8.3. Análisis cualitativo y semicuantitativo

Para la realización de estos estudios se utilizan en conjunto los tres difractogramas de las muestras orientadas (natural, glicolada y calcinada). El análisis cualitativo consiste en la determinación de los minerales arcillosos tomando en cuenta la posición de sus picos en los difractogramas. Se comienza con la indagación de un primer mineral, buscando su pico o picos de mayor importancia, acto seguido se busca sus picos más débiles con la finalidad de confirmar su presencia. Si se verifica que un conjunto de picos corresponden al primer mineral indagado, entonces, éstos pueden ser eliminados de consideración en el análisis ulterior. Se busca entonces un nuevo mineral, de la misma forma como se hizo con el primero, y luego se continúa hasta que todos los picos sean asignados a sus respectivos minerales.

Una vez efectuado el análisis cualitativo se procede a realizar el semicuantitativo, que consiste en la determinación de la proporción relativa de los argilominerales identificados en las muestras. Para realizar dicha tarea se necesita calcular el área debajo del pico de mayor importancia en cada uno de los argilominerales, para lo que se utiliza el difractograma de la muestra natural. Estas áreas muchas veces resultan difíciles de determinar, en vista de que se asemejan a las de polígonos muy irregulares, por cuya razón el difractograma es exportado al programa *Autocad 2000* en donde se las puede calcular muy fácilmente. Una vez establecidos los valores de las áreas, se procede a multiplicar por cuatro la obtenida para la illita, por dos la de caolinita ó clorita y por uno la de esmectita, y los resultados son normalizados al 100 % (**tabla 7**). La abundancia o escasez de los interestratificados fue determinada de acuerdo a la cantidad de picos correspondientes

a éstos y en muchas ocasiones el porcentaje de illita o clorita puede ser calculado siguiendo las tablas propuestas por Moore y Reynolds (1989).

8.4. Principales minerales arcillosos de la Formación Bajada Colorada

En la Formación Bajada Colorada se han reconocido cuatro principales argilominerales, los que corresponden a esmectita, clorita, illita y caolinita. La esmectita es el de mayor importancia, seguido por clorita e illita y en mucho menor tenor caolinita (**tabla 7**). También se destacan dos tipos de interestratificados: illita / esmectita y clorita / esmectita.

8.4.1. Esmectita

Este argilomineral es reconocido básicamente por su pico entre 15.0 y 15.2 Å (001) en el difractograma de la muestra natural (**figura 91**), el que cambia a un valor cercano a 17.0 Å en la muestra glicolada (desplazamiento producido por la expansión de la esmectita a causa de los vapores de etilenglicol), mientras que, en la muestra calcinada el pico se desplaza hasta alrededor de 9.72 Å (debido a la contracción producida por la pérdida del agua de composición de este mineral). En la muestra natural existen otros picos de menor importancia, pero que pueden servir para confirmar la presencia de la esmectita, como por ejemplo en 5.01 (003) y 4.5 Å (020).

8.4.2. Clorita

La clorita se caracteriza en primera instancia porque mantiene el valor de sus picos en los difractogramas de las diferentes muestras orientadas (natural, glicolada y calcinada, **figura 92**). Los picos más notables en orden de importancia corresponden a 14.23 Å (001), 7.1 Å (002), 4.73 Å (003) y 3.55 Å (004). Es necesario indicar que el valor de 7.1 (002) Å de la clorita se aproxima al 7.16 Å (001) de la caolinita, debido a lo cual, en la mayoría de los casos dicho pico es muy poco usado para su identificación.

8.4.3. Illita

La illita no presenta picos muy pronunciados en los difractogramas de las muestras correspondientes a la Formación Bajada Colorada (como ejemplo **figura 93**). En varios de los casos en que este argilomineral ha obtenido un porcentaje relativamente alto, se debe básicamente a que los restantes argilominerales en la misma muestra tampoco tienen una gran intensidad. Los principales picos de la illita se encuentran alrededor de los 10.0 Å en las diferentes muestras orientadas (natural, glicolada y calcinada, **figura 93**). El pico con el valor de 3.34 Å en la muestra natural es compartido con el cuarzo (I + Qz) y el pico de 9.83 Å en la muestra calcinada, más que illita, podría corresponder al desplazamiento de las reflexiones correspondientes a los interestratificados illita / esmectita y/o esmectita.

8.4.4. Caolinita

En las muestras analizadas de la Formación Bajada Colorada, la caolinita (**figura 94**) se reconoce principalmente por la presencia de dos de sus picos de mayor importancia, los que tienen valores de 7.16 (001) y 3.57 Å (002) y son muy parecidos a los de la clorita, pero la caolinita se diferencia por no contener el pico 4,73 Å de la clorita (comparar entre **figuras 92 y 94**). Además en la muestra calcinada, los picos de la clorita mantienen sus valores y los de la caolinita desaparecen, debido al colapso de la estructura (**figura 94**).

8.4.5. Interestratificados illita/esmectita

Los interestratificados son identificados de manera fundamental porque contienen picos con valores intermedios con respecto a sus componentes. Interestratificados de más de dos minerales arcillosos no son comunes (Moore y Reynolds, 1989). En el caso de la **figura 95**, el interestratificado visualizado es reconocido en primera instancia por el importante pico de 11.0 Å en la muestra natural y por el de 9.9 Å en la muestra glicolada. Dichos valores indican la presencia de illita / esmectita (I/Sm) y teniendo en consideración que el pico de 9.9 Å se acerca

al valor de 10 Å de la illita, se espera que el interestratificado contenga mucha cantidad de illita. Como segundo paso para la confirmación de la presencia del interestratificado, se destaca un pico en la región entre 16 y 17.7° 2θ en la muestra glicolada (**figura 95**), el que tiene valor de 5.1 Å. El porcentaje de illita en los intestratificados illita / esmectita puede ser estimado siguiendo una tabla propuesta por Moore y Reynolds (1989), donde para el caso de la **figura 95**, el pico con valor de 5.1 Å en la muestra glicolada se relaciona con 90 % de Illita.

8.4.6. Interestratificados clorita/esmectita

Este tipo de interestratificados en algunos de los casos pudo ser reconocido por la presencia de un pico con valor de 7.32 Å en la muestra natural y 7.59 Å en la glicolada (**figura 96**). Para poder determinar el porcentaje de clorita en los interestratificados, se puede aplicar una tabla, que como en el caso de illita / esmectita también fue propuesta por Moore y Reynolds (1989). En el ejemplo de la **figura 96**, los principales picos que representan interestratificados en la muestra glicolada tienen valores de 15.5, 7.59, 4.99 y 3.47 Å. El valor de 7.59 Å en conjunto con el de 3.47 Å ayudan en la determinación del porcentaje de clorita en los interestratificados, que en este caso es de 60 %.

8.4.7. Otros componentes

Existen otros componentes que no contienen las estructuras cristalinas de los minerales de arcillas, pero que comúnmente aparecen en los difractogramas debido a su pequeño tamaño (< 2 μ). Este tipo de componentes no han sido cuantificados, pero se cree conveniente mencionarlos, ya que pueden colaborar en cierta medida con la caracterización mineralógica. La presencia de estos componentes ha sido establecida a través de las muestras de roca total y los más destacados corresponden al cuarzo, feldespatos, yeso, anhidrita, óxidos de hierro, carbonatos y ceolitas (**tabla 8**).

8.5. Argilofacies de la Formación Bajada Colorada

Las argilofacies en la Formación Bajada Colorada han sido determinadas básicamente a través de la proporciones relativas de los principales argilominerales presentes en cada una de las muestras estudiadas (**tabla 7**). La ocurrencia de los interestratificados illita / esmectita o clorita / esmectita sólo influye en la determinación de las argilofacies cuando se presentan en forma abundante. Es necesario recalcar que en el análisis cuantitativo sólo se comparan los cuatro principales argilominerales entre sí (ver sección 8.3), y no éstos con los interestratificados, debido a que en éstos últimos la posición de los picos de mayor importancia no suele mantenerse constante en las distintas muestras (tampoco el porcentaje relativo de sus componentes), contrariamente a lo que sucede en el caso de los argilominerales (los picos de mayor importancia tienen una posición definida). Por otro lado, es necesario recordar que los interestratificados son reconocidos porque contienen picos con valores intermedios entre sus componentes, y sólo cuando estos picos son escasos es posible hacer el cálculo de las proporciones relativas de los cuatro principales argilominerales (ya que se pueden identificar sus picos más relevantes). Al contrario, es obvio que si los interestratificados son abundantes, no se logren identificar los picos más importantes de los argilominerales (ya que en los diagramas sólo aparecerían los picos de los interestratificados). Por lo mencionado, se puede indicar que los porcentajes de los argilominerales en la **tabla 7**, representan cantidades comparativas exclusivamente entre ellos, y cuando los interestratificados son abundantes no se pueden efectuar dichas comparaciones. En la formación estudiada se han logrado establecer cinco argilofacies: dos de tipo esmectíticas, una clorítica y dos illíticas.

8.5.1. Argilofacies esmectíticas

Las argilofacies esmectíticas han sido definidas como Sm1 y Sm2, y son las más destacadas en la Formación Bajada Colorada, ya que solamente en el sistema efímero arenoso no aparece ninguna de ellas (**tabla 7**). Contienen interestratificados de illita /

esmectita o clorita / esmectita de forma escasa. La argilofacies Sm1 se destaca por presentar cantidades relativas de esmectita mayores al 90 %, y en el sistema fluvial meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso domina casi absolutamente (**tabla 7**). La argilofacies Sm2 se caracteriza por contener cantidades relativas de esmectita entre 75 y 90 %.

8.5.2. Argilofacies clorítica

En la Formación Bajada Colorada se ha definido una argilofacies de tipo clorítica (Cl), la que se caracteriza principalmente por contener cantidades relativas de entre 25 y 50 % de clorita y entre 50 y 75 % de esmectita. A pesar de que en esta argilofacies la esmectita aparece en mayor proporción relativa que la clorita, se ha considerado la mencionada denominación, con el objeto de resaltar la importante participación de la clorita (más de 25 %, muestras Mar-64, Car-73 y Car-108, **tabla 7**). Dos de las muestras correspondientes a la Formación Bajada Colorada no presentaron ningún argilomineral en estado relativamente puro, sino básicamente interestratificados clorita / esmectita (con 60% de clorita) en forma abundante (muestras Chg-39 y Chg-47, **tabla 7**), las que son consideradas como argilofacies cloríticas. Esta argilofacies predomina en el sistema efímero arenoso.

8.5.3. Argilofacies illíticas

Corresponden tanto a las argilofacies I1 como I2, las que son usuales en la mayoría de los sistemas sedimentarios de tipo arenoso de la Formación Bajada Colorada, no así en el sistema gravo arenoso (**tabla 7**). La argilofacies I1 se caracteriza por contener cantidades relativas de illita mayores al 50 %, o porque en una determinada muestra no se presentan argilominerales en estado relativamente puro, sino básicamente interestratificados illita / esmectita (con 90 % de illita) en forma abundante (muestra Ove-57, **tabla 7**). La argilofacies I2 contiene porcentajes relativos de entre 25 y 50 % de illita y entre 50 y 75 % de esmectita. La esmectita aparece en mayor proporción relativa que la illita, pero se ha considerado la

mencionada denominación con el objeto de resaltar la importante participación de la illita (más de 25 %, muestras Ove-42 y Chm-60, **tabla 7**).

8.6. Origen de los argilominerales y distribución de las argilofacies

Se han efectuado numerosos estudios de minerales arcillosos vinculados con rocas arenosas, los que han permitido establecer que, el origen de los argilominerales no es único (Houseknecht y Pittman, 1992). Los argilominerales pueden tener ya sea un origen detrítico o diagenético, y el análisis de éstos permite tener una apreciable visión sobre las condiciones de meteorización en el área fuente y de las características climatológicas o diagenéticas en el área de depositación. A continuación se mencionan los posibles orígenes para cada uno de los argilominerales de la Formación Bajada Colorada.

La esmectita (el más importante argilomineral de la formación estudiada) se originaría por la meteorización del vidrio que compone diversas rocas volcánicas o piroclásticas (tanto ácidas como básicas), aún en condiciones de clima semiárido a árido (Barshad, 1966). Otra alternativa es que fragmentos de vidrio volcánico se hayan incorporado a los sedimentos pelíticos a través de lluvias de cenizas contemporáneas con la sedimentación, los que pasaron ulteriormente a esmectita durante la diagénesis.

La clorita puede originarse a partir de esmectitas precursoras, pasando primero por interestratificados clorita / esmectita y posteriormente a clorita (Bjørlykke y Aagaard, 1992), lo que ocurre durante la etapa final de la eogénesis o durante la mesogénesis (Boggs, 1992). También pueden formarse por alteración de rocas o minerales ferromagnesianos en el área fuente (Bjørlykke y Aagaard, 1992), para luego ser aportadas como material detrítico.

La caolinita es el argilomineral menos frecuente en las muestras de la Formación Bajada Colorada. Su origen más común es el vinculado con la hidrólisis. Esta alteración podría presentarse en las rocas del área fuente o *in situ* durante la diagénesis temprana o tardía (Bjørlykke y Aagaard, 1992) o incluso intermedia (Longstafee et al., 1992). Las rocas del área fuente pueden corresponder a granitos o volcanitas ácidas, los que sufren más infusa alteración bajo condiciones de clima húmedo (Bjørlykke y Aagaard, 1992).

La illita se origina principalmente de manera diagenética por la transformación de las esmectitas precursoras, primero en interestratificados illita / esmectita y posteriormente en illita. Esto sucede durante la diagenésis intermedia (Longstafee et al., 1992). Varios autores han mencionado que existe un incremento de illita en los sedimentos a medida que avanza la diagénesis de los mismos (por ejemplo Hillier et al., 1995). Por otro lado, la illita de origen detrítico se vincula con la meteorización de rocas ígneas y formación de suelos bajo condiciones de clima árido a semiárido, con variaciones considerables en el régimen de lluvias (Robinson y Wright, 1987; Retallack, 1997; Veiga, 2000).

Para tener un mayor criterio sobre los orígenes de las arcillas en la Formación Bajada Colorada, se realiza un análisis sobre la disposición de las argilofacies a través de la sucesión sedimentaria de dicha formación. Previo a ello, vale mencionar que de acuerdo a la proporción relativa que presentan los argilominerales en las muestras (por ejemplo la presencia de poca caolinita), se puede destacar que el clima durante la depositación de la Formación Bajada Colorada habría sido desde árido hasta súbhumedo con variaciones considerables en el régimen de lluvias (Cf. Veiga, 2000).

En la parte superior de la Formación Bajada Colorada (coincidente con el sistema meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso), existe un dominio contundente de las argilofacies esmectíticas (fundamentalmente Sm1, **tabla 7** y **figura 97**). El dominio de la esmectita sucede en temperaturas diagenéticas < ~ 100 °C (Cf. Boggs,

1992). En este tramo de la sucesión sedimentaria, la esmectita no alcanza la suficiente profundidad de enterramiento y/o temperatura, como para transformase en importantes cantidades de illita, clorita o de algún tipo de interestratificados. Por otro lado, en la parte inferior de la Formación Bajada Colorada (donde se acentúan los sistemas sedimentarios arenosos) se logra distinguir un importante cambio en las características de las argilofacies hacia la base de la sucesión, pasando desde cloríticas o illíticas que comúnmente presentan interestratificados, a principalmente illíticas sin interestratificados (**figura 97**). Los interestratificados illita /esmectita ocurren en temperaturas diagenéticas ~ 100°-200 °C y el dominio de la illita en temperaturas > ~ 200° (Cf. Boggs, 1992). De acuerdo a lo descrito, claramente se observa que la distribución en la vertical de los argilominerales y/o interestratificados está acorde con el incremento en las condiciones diagenéticas debido al aumento en la profundidad (Cf. Aoyagi y Kazama, 1980; Scasso y Limarino, 1997), lo que sugeriría que la actual configuración composicional de los argilominerales en la Formación Bajada Colorada está fuertemente determinada por los procesos diagenéticos.

Sistema	Muestra	Sm	Cl	K	I	I / Sm	Cl / Sm	Argilofacies
Meandroso arenoso	**Ove-4**	89,11	4,61	0,00	6,28	es	es	Sm2
	Ove-8	94,98	0,38	0,00	4,64	es	es	Sm1
Estuarino micromareal	**Chg-28**	75,29	3,51	3,07	18,13	es	es	Sm2
	Chm-28	11,14	10,37	9,6	68,89	es	es	I1
Baja sinuosidad arenoso	**Ove-42**	**65,59**	**2,41**	**4,52**	**27,48**	es	es	**I2**
	Car-61	90,05	0,97	0,00	8,98	es	es	Sm1
	Chg-39	0,00	0,00	0,00	0,00	es	ab	Cl
	Chm-34	79,17	0,00	10,20	10,63	es	es	Sm2
Efímero arenoso	**Ove-57**	0,00	0,00	0,00	0,00	ab	es	I1
	Mar-64	61,49	25,12	0,00	13,39	es	es	Cl
	Car-73	69,95	28,63	0,00	1,42	es	es	Cl
	Chg-47	0,00	0,00	0,00	0,00	es	ab	Cl
	Chm-49	9,51	0,00	15,45	75,04	es	es	I1
	Chm-60	**66,47**	**1,22**	**3,03**	**29,28**	es	es	**I2**
Meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso	**Ove-74**	94,88	1,28	0,00	3,84	es	es	Sm1
	Car-95	99,11	0,17	0,07	0,65	es	es	Sm1
	Car-98	98,61	0,93	0,21	0,25	es	es	Sm1
	Car-103	87,10	12,90	0,00	0,00	es	es	Sm2
	Car-108	69,96	29,17	0,00	0,87	es	es	Cl
	Car-111	96,45	2,65	0,00	0,90	es	es	Sm1
	Car-158	93,81	2,92	0,00	3,27	es	es	Sm1
	Car-171	97,87	0,27	0,46	1,40	es	es	Sm1
	Car-174	97,46	0,38	0,48	1,68	es	es	Sm1
	Chg-70	96,45	1,08	0,51	1,96	es	es	Sm1
	Chg-85	98,44	0,29	0,00	1,27	es	es	Sm1
	Chm-101	91,76	2,25	0,00	5,99	es	es	Sm1
	Chm-119	76,55	1,35	1,81	20,29	es	es	Sm2
	Chm-128	94,97	0,00	0,93	4,10	es	es	Sm1
	Chm-141	97,06	0,53	0,31	2,10	es	es	Sm1
	Lim-2	98,37	0,11	0,11	1,41	es	es	Sm1
	Lim-29	95,81	0,00	3,52	0,67	es	es	Sm1

Tabla 7. Proporciones relativas de los argilominerales y argilofacies correspondientes a cada una de las muestras estudiadas en la Formación Bajada Colorada. Sm: esmectita, Cl: clorita, K: caolinita, I: illita, I / Sm: interestratificados illita / esmectita, Cl / Sm: interestratificados clorita / esmectita, es: escaso, ab: abundante.

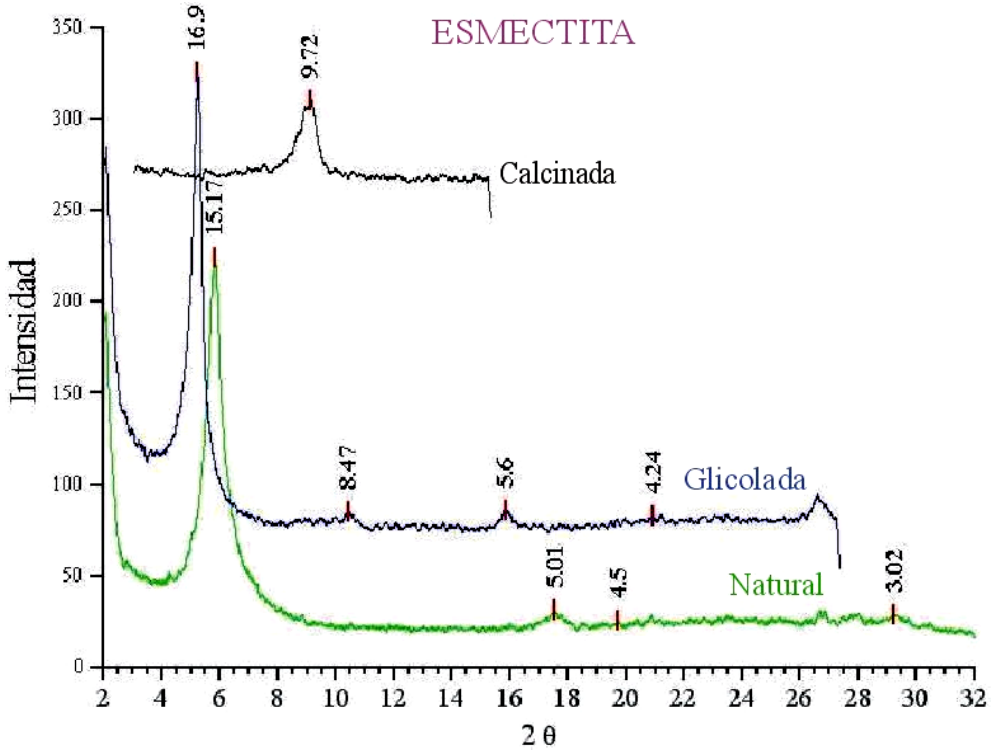


Figura 91. Difractogramas indicando los principales picos de la esmectita. Los valores de los picos están expresados en Å. Muestra Car-171.

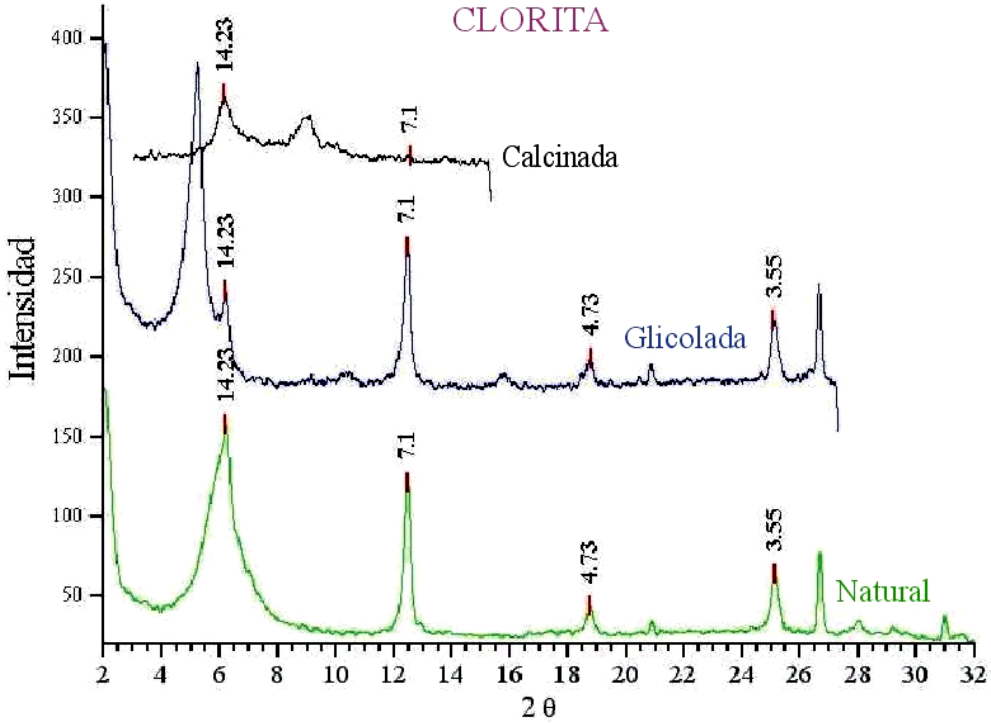


Figura 92. Difractogramas indicando los principales picos de la clorita. Los valores de los picos están expresados en Å. Muestra Car-108.

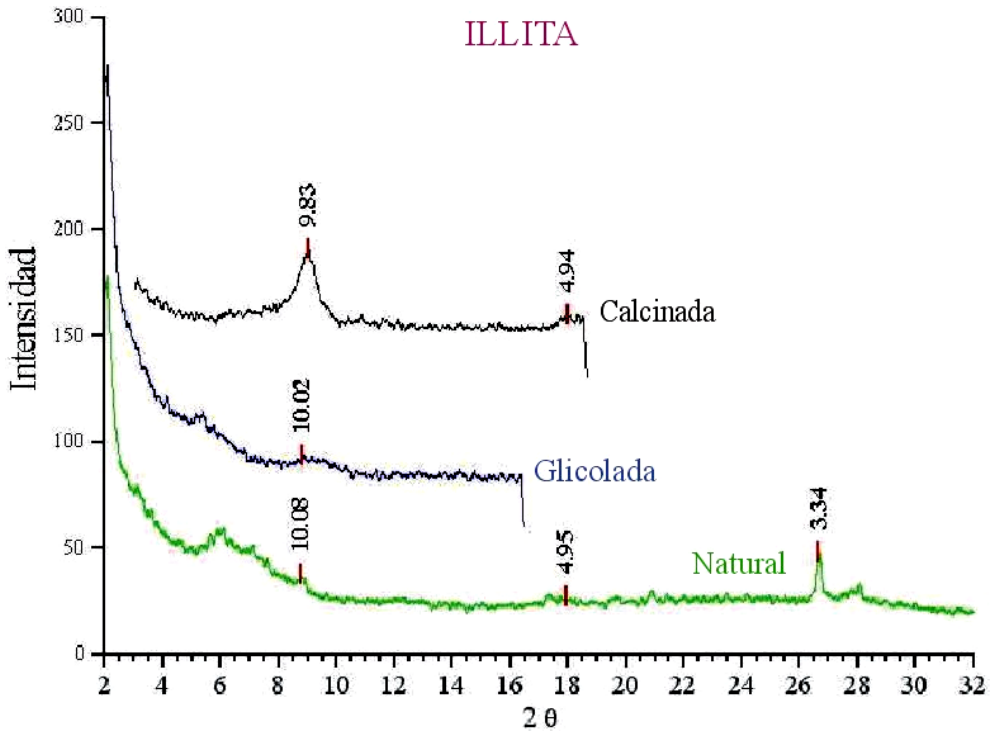


Figura 93. Difractogramas indicando los principales picos de la illita. Los valores de los picos están expresados en Å. Muestra Chm-60.

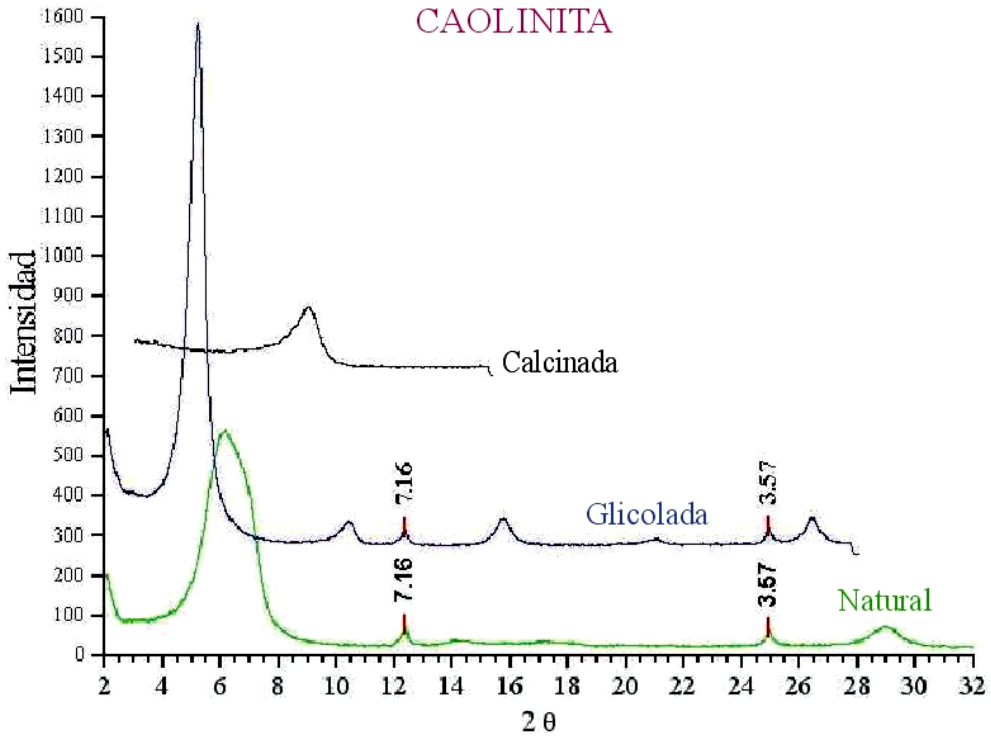


Figura 94. Difractogramas indicando los principales picos de la caolinita. Los valores de los picos están expresados en Å. Muestra Lim-29.

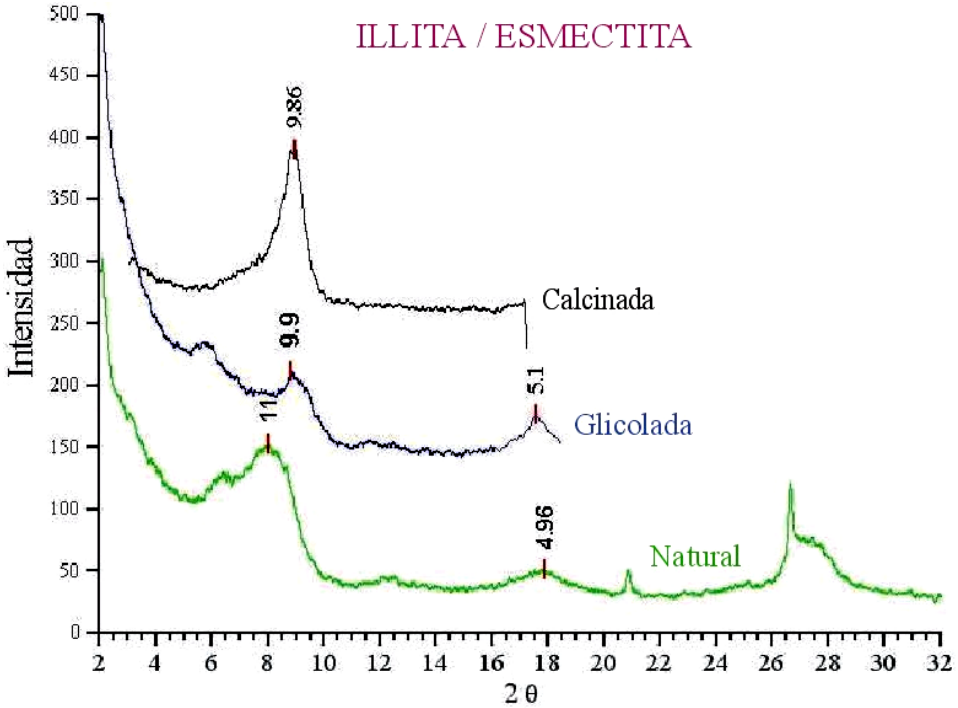


Figura 95. Difractogramas indicando los principales picos de interestratificados illita / esmectita, 90 % illita. Los valores de los picos están expresados en Å. Muestra Ove-57.

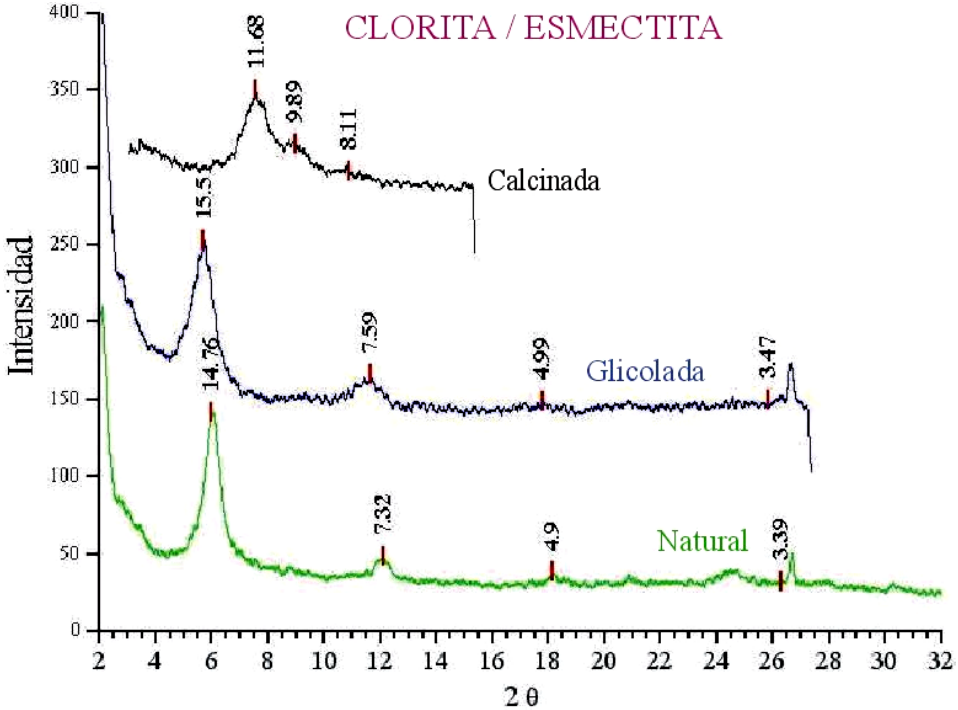


Figura 96. Difractogramas indicando los principales picos de interestratificados clorita / esmectita, 60 % clorita. Los valores de los picos están expresados en Å. Muestra Chg-39.

Sistema	Muestra	Cuarzo	Feldespatos	Yeso	Anhidrita	Oxidos de Fe	Carbonatos	Ceolitas
Meandroso arenoso	Ove-4	x	x	x		x		
	Ove-8	x	x			x	x	
Estuarino micromareal	Chg-28	x	x		x	x	x	
	Chm-28	x	x					
Baja sinuosidad arenoso	Ove-42	x	x			x		x
	Car-61	x	x			x	x	x
	Chg-39	x	x	x	x			x
	Chm-34	x	x			x	x	x
Efímero arenoso	Ove-57	x	x				x	x
	Mar-64	x	x		x	x	x	x
	Car-73	x	x		x	x		x
	Chg-47	x	x		x	x	x	x
	Chm-49	x	x		x		x	x
	Chm-60	x	x		x		x	x
Meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso	Ove-74	x	x				x	x
	Car-95	x	x	x				x
	Car-98	x	x	x				x
	Car-103	x	x		x	x		x
	Car-108	x	x			x		x
	Car-111	x	x			x	x	x
	Car-158	x	x	x		x	x	x
	Car-171	x	x	x		x		
	Car-174	x	x	x	x	x	x	x
	Chg-70	x	x		x	x		x
	Chg-85	x	x			x	x	x
	Chm-101	x	x		x	x		
	Chm-119	x	x			x		x
	Chm-128	x	x			x	x	x
	Chm-141	x	x			x		x
	Lim-2	x	x		x	x	x	x
	Lim-29	x	x	x	x	x	x	x

Tabla 8. Principales minerales o grupos de minerales (sin incluir los argilominerales) en las muestras de roca total. En cada muestra se marca con una "x" los componentes presentes.

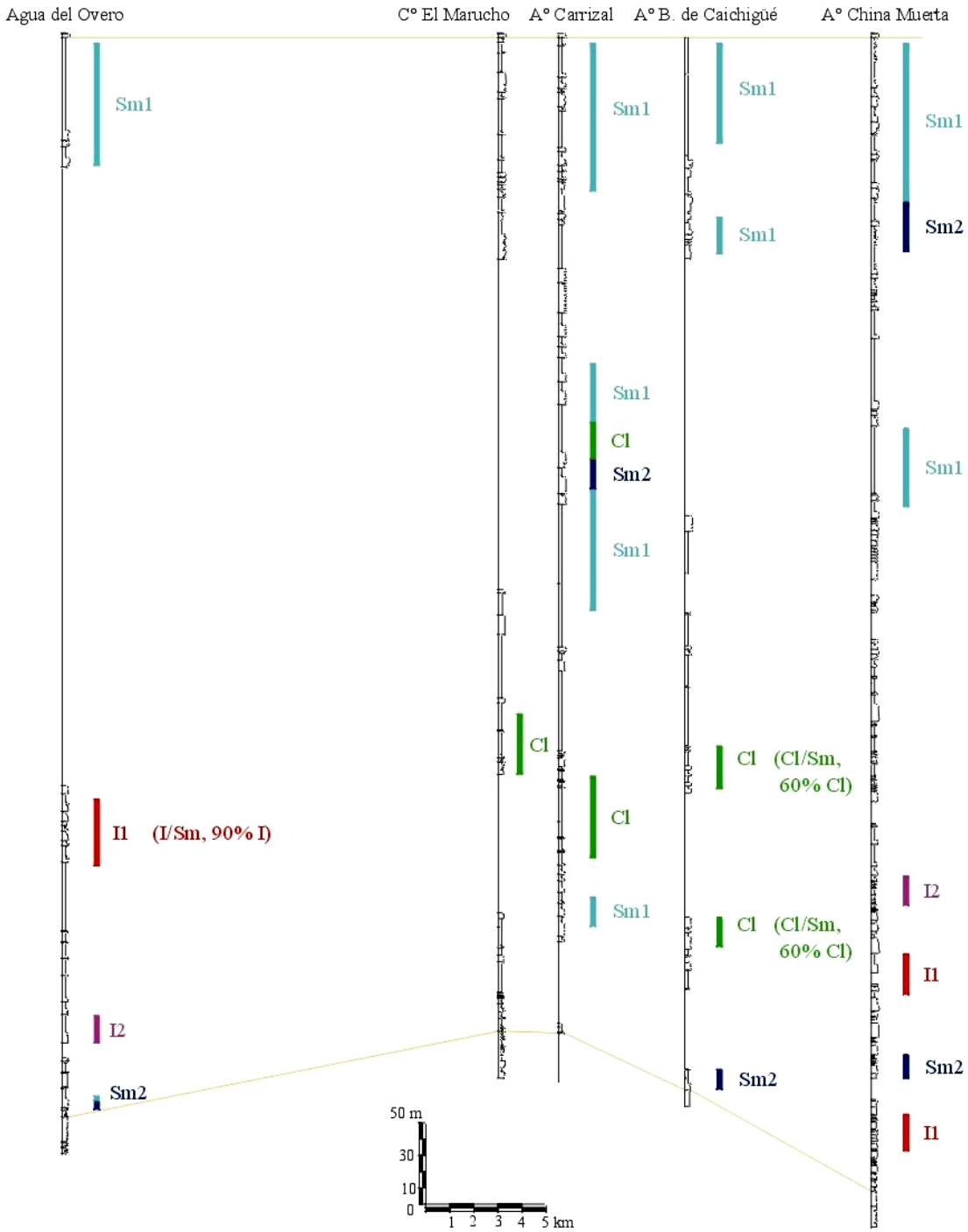


Figura 97. Distribución de las argilofacies en los perfiles de la Formación Bajada Colorada entre los Arroyos Picún Leufú y China Muerta. Sm1, Sm2: argilofacies esmectíticas; I1, I2: argilofacies illíticas; Cl: argilofacies clorítica.

Capítulo 9: Análisis secuencial

9.1. Introducción

La estratigrafía secuencial en series continentales constituye una aplicación de gran utilidad para el estudio de los depósitos fluviales, en vista de que, entre otras cosas permite deducir los principales factores que controlaron la depositación. En relación con esta especialidad, se han creado variados modelos sobre secuencias deposicionales, los que han sido explicados tomando como base las variaciones en el espacio de acomodación.

La primera tarea de este capítulo consistió en la definición de los principales términos usados en el análisis secuencial de depósitos no marinos, como por ejemplo, de "espacio de acomodación" o "perfil de base". Luego, se indicaron los principales modelos sobre secuencias deposicionales en ambientes fluviales, los que además han servido como bases para este estudio. Se continuó con el análisis sobre la influencia que ejercen los más destacados controles sobre la depositación en dichos ambientes. Posteriormente, se mencionó la metodología empleada para el reconocimiento de las principales secuencias deposicionales y sus cortejos. Como resultado, en la Formación Bajada Colorada se pudieron reconocer seis secuencias deposicionales, que son descritas en la parte final de este capítulo.

9.2. Consideraciones generales acerca de secuencias deposicionales en ambientes fluviales

Para poder establecer y describir de la manera más apropiada las secuencias deposicionales en la Formación Bajada Colorada, resultó conveniente hacer una referencia a la terminología, a los principales modelos y a los controles que ejercen influencia sobre su desarrollo.

9.2.1. Terminología

Existen numerosos términos empleados en el análisis secuencial de los depósitos fluviales. La idea de esta sección, es la de definir los vocablos más comúnmente utilizados, principalmente los de mayor significación para el presente estudio: espacio de acomodación, perfil de base o de equilibrio, nivel de base y cuenca hidrográfica. Como se podrá apreciar, algunos de estos términos varían relativamente en su significado, dependiendo de los autores y/o del punto de vista considerado.

El "espacio de acomodación" se define como el espacio disponible para la potencial acumulación de sedimentos en orden a ser preservados (Jervey, 1988). Por su parte el "perfil de base" es el perfil gradado ideal de una cuenca de drenaje, en un momento específico, relativo a un datum cronoestratigráfico (Quirk, 1996, **figura 98**). Cuando la altura del perfil gradado se incrementa respecto al datum tiende a producirse un aumento del espacio de acomodación para sedimentos aluviales, por lo que existe una relación directa entre el mencionado espacio y el perfil de base, de manera similar a lo que sucede entre el nivel de base y el espacio de acomodación para sedimentos marinos (Quirk, 1996). Un sinónimo del perfil de base podría ser "perfil de equilibrio", el que idealmente se da cuando la pendiente de un río está en equilibrio con la descarga disponible y las características del canal en ese momento, de manera que tenga justo la velocidad de corriente requerida para el transporte de la carga sedimentaria (Cf. Posamentier et al., 1988). Los ríos que están fuera del perfil de equilibrio podrían agradar o incidir como un esfuerzo por alcanzar dicho equilibrio (Butcher, 1990). Los procesos fluviales actúan para alcanzar el perfil de equilibrio (Cf. Pestman, 1993; Quirk, 1996).

El "nivel de base" desde el punto de vista geomorfológico se lo toma como el nivel al cual gradan los ríos (Schumm, 1993). Desde el punto de vista estratigráfico se lo considera como un nivel por encima del que una partícula no puede permanecer en reposo y por debajo del cual se produce su depositación (Wheeler, 1964).

Las partes del continente que son drenadas o atravesadas por ríos constituyen la denominada "cuenca hidrográfica" (Cf. Pestman, 1993) o "cuenca de drenaje" (Quirk, 1996). Las partes mencionadas pueden incluir a la zona de *hinterland* (área proximal de la cuenca hidrográfica), planicie aluvial y planicie costera (zona distal de la cuenca hidrográfica). Es necesario indicar que, el término "cuenca de drenaje", también ha sido aplicado sólo para considerar la zona de *hinterland* (Cf. Dalrymple et al., 1998).

9.2.2. Principales modelos sobre secuencias deposicionales en depósitos fluviales

Existen variados modelos sobre secuencias deposicionales en depósitos fluviales. Entre los más destacados se pueden citar a los propuestos por Posamentier y Vail (1988), Legarreta et al. (1993), Wright y Marriott (1993), y Shanley y McCabe (1994). En la mayoría de los mencionados modelos, las secuencias son subdivididas en tres cortejos, denominados como: de nivel bajo, transgresivo y de nivel alto. Algunos modelos difieren entre sí, fundamentalmente en sus cortejos más superiores. Así por ejemplo, el modelo propuesto por Wright y Marriott (1993) se diferencia del de Shanley y McCabe (1994), por cuanto en el primer caso existe mayor amalgamación de depósitos gruesos durante el cortejo de nivel alto respecto al cortejo transgresivo, lo contrario sucede en el modelo de los últimos autores citados (**figura 99**).

Shanley y McCabe (1994) criticaron el modelo propuesto por Wright y Marriot (1993), por no tomar en consideración la posición de los cortejos dentro de la cuenca hidrográfica. Legarreta et al. (1993) propusieron modelos conceptuales de secuencias deposicionales para depósitos no marinos, los que se adaptan a la depositación en la parte proximal de la cuenca aluvial (zona de *hinterland*). Estos investigadores indicaron que la identificación de los límites de secuencia en depósitos no marinos

podría ser dificultosa e incierta, por lo que el mejor lugar para discernir dichos límites serían los flancos proximales de los valles.

9.2.3. Controles sobre la depositación

Los controles que influyen sobre la depositación han sido incluidos en dos principales grupos. El primero de estos se refiere a aquellos que se originan dentro del sistema, los que son definidos como autocíclicos (Beerbower, 1964), intrínsecos (Spalletti, 1994) o autogénicos (Miall, 1996). Estos controles se vinculan con procesos propios del sistema, los que causan la redistribución del material sedimentario, como por ejemplo la migración de un canal o el desarrollo de una barra. Los controles que se originan fuera del sistema son denominados alocíclicos (Beerbower, 1964), extrínsecos (Spalletti, 1994) o alogénicos (Miall 1996), y se vinculan principalmente con la tectónica, el clima y las variaciones del nivel de base.

Es bien conocido clásicamente que el espacio de acomodación controla la disposición de los depósitos fluviales. Por tal motivo, se intentó simplificar la influencia de todos los parámetros que podrían afectar al espacio de acomodación, considerando a la creación de dicho espacio como el resultado de las variaciones del nivel de base. Este criterio, a pesar de haber recibido ciertas críticas (por ejemplo Miall, 1991b), continúa siendo el principal fundamento usado hasta la actualidad para explicar la creación de espacio de acomodación en depósitos fluviales. Uno de los puntos más debatidos en cuanto a dicho criterio, se refiere a los efectos y alcance tierra adentro, que pueden tener los cambios del nivel del mar (frecuentemente considerado como nivel de base) sobre los depósitos continentales (por ejemplo Miall, 1991c; Legarreta y Gulisano 1993; Shanley y McCabe, 1994).

Si se utilizan las variaciones del nivel de base como principal fundamento para explicar la creación de espacio de acomodación en depósitos fluviales, debe tenerse en cuenta que, estas variaciones no incluyen los efectos del clima, provisión de

sedimentos y la tectónica de la zona de *hinterland* (Quirk, 1996). Por lo tanto, las variaciones del perfil de base, corresponderían a un criterio de mayor extensión para explicar la creación de espacio de acomodación en ambientes no marinos. La ventaja del uso de este importante criterio es que, las variaciones del perfil de base pueden estar asociadas no sólo a factores extrínsecos, sino además a factores tales como la tectónica local, provisión de sedimentos y la descarga (Quirk, 1996).

Es necesario indicar que existe una marcada relación entre el nivel de base y el perfil de base, por lo que en muchos casos, podría resultar indistinto usar cualquiera de estos conceptos para explicar la creación de espacio de acomodación (sobre todo cuando la relación es directa y la depositación estuvo controlada básicamente por factores extrínsecos). La relación siempre es directa cuando la pendiente de la plataforma es mayor que la del perfil de base (Cf. Pestman 1993; Shanley y McCabe, 1994; Quirk, 1996; 6a en la **figura 98**), pero puede ser indirecta en caso de que se produzca un descenso del nivel de base en una plataforma de muy leve pendiente, lo que ocasionaría el ascenso del perfil de base (Cf. Pestman, 1993; Shanley y McCabe, 1994; Quirk, 1996; 2c en la **figura 98**).

9.3. Metología

La metodología utilizada para el análisis secuencial en la Formación Bajada Colorada, se fundamentó en la consideración de los siguientes puntos principales: reconocimiento de las superficies claves indicadoras de cambios en los sistemas deposicionales y por ende en los ambientes de acumulación, determinación de la relación vertical entre depósitos finos y gruesos, discriminación entre los elementos arquitecturales más típicos de los distintos estilos fluviales, variaciones en la arquitectura deposicional (apilamiento de litosomas), y análisis de la relación entre la arquitectura deposicional y los cambios en la tasa de creación de espacio de acomodación.

9.4. Secuencias deposicionales en la Formación Bajada Colorada

En la formación estudiada se han determinado seis secuencias deposicionales, las que son enumeradas desde la uno hasta la seis, y en donde las dos primeras están compuestas por depósitos de dominio arenoso y las restantes de dominio gravo arenoso. Todas estas secuencias han podido ser subdivididas en tres cortejos principales, que corresponden a los de nivel bajo, transgresivo y de nivel alto. Las abreviaturas vinculadas con las secuencias o sus cortejos son las mismas que se utilizan en el idioma inglés, así por ejemplo, se designó como SEQ a las secuencias, LST a los cortejos de nivel bajo, TST a los cortejos transgresivos y HST a los cortejos de nivel alto.

9.4.1. Descripción general de la primera secuencia deposicional de la Formación Bajada Colorada (SEQ1)

La primera secuencia deposicional de la Formación Bajada Colorada tiene como principal característica la inclusión de los depósitos de tres sistemas sedimentarios: fluvial meandroso arenoso, estuarino micromareal y fluvial de baja sinuosidad arenoso. Su espesor promedio es de 100 m. En esta secuencia, los cambios de un sistema sedimentario al otro, constituyen la clave para discriminar los distintos cortejos en que se encuentra subdividida (LST1, TST1 y HST1 en la **figura 100**). Se asume que en toda esta secuencia las variaciones relativas del nivel de base (considerado como el nivel del mar) causan cambios en el perfil de base y por consiguiente en el espacio de acomodación.

9.4.1.1. Cortejo de nivel bajo (LST1)

El cortejo de nivel bajo de la primera secuencia deposicional de la Formación Bajada Colorada está compuesto por los depósitos del sistema fluvial meandroso arenoso y tiene un espesor promedio de 13 m. La superficie inferior es reconocida principalmente por un cambio de facies, ya que por debajo de la misma aparecen los

depósitos marino someros de la Formación Picún Leufú. En la zona de estudio, la Formación Picún Leufú se ha depositado en un ambiente de rampa suavemente inclinada (Spalletti et al. 2000), por tal motivo, es muy probable que durante la evolución de la primera secuencia deposicional de la Formación Bajada Colorada la pendiente de la plataforma sea muy suave y bastante similar a la del perfil de base. En este caso, una caída del nivel de base, no modificaría de forma significativa el perfil de base (Pestman, 1993) y lo que se produciría sería un alargamiento de dicho perfil. No existen claros indicios de que se haya producido la incisión de valles durante la etapa temprana del cortejo de nivel bajo de la primera secuencia, lo que puede estar vinculado con la baja pendiente de la plataforma (Pestman, 1993), donde el canal podría reanudarse como meandroso y los gradientes podrían eventualmente llegar a ser más suaves (Wright y Marriot, 1993).

9.4.1.2. Cortejo transgresivo (TST1)

Esta dominado por los depósitos del sistema estuarino micromareal y presenta un espesor promedio de 54 m, correspondiendo al cortejo de mayor espesor de la primera secuencia deposicional de la Formación Bajada Colorada. El límite inferior de este cortejo corresponde a la superficie transgresiva (ST). En gran parte de la secuencia (tierra adentro, hasta donde llegó la invasión marina debido a la transgresión) la ST está relacionada con la culminación del sistema meandroso arenoso y el comienzo del sistema de estuario micromareal, lo que puede estar indicado por el contraste de facies entre pelitas rojizas oxidadas de planicies de inundación (del sistema meandroso) y pelitas fisiles verdosas-negras (de llanuras de marea), o aparición del primer canal o barra con influencia mareal (del sistema estuarino). En sectores donde no llegó la influencia mareal, la continuidad de este límite podría estar señalada por un cambio en el estilo fluvial, por ejemplo de meandroso a anastomosado, o porque el sistema meandroso empieza a denotar agradación en el cortejo transgresivo (Cf. Törnqvist, 1993). Durante el cortejo transgresivo pueden acontecer ambientes fluviales o estuarinos, dependiendo del

balance entre la generación del espacio de acomodación y la tasa de provisión de sedimentos (Zaitlin et al., 1994). El dominio de los depósitos estuarinos en el TST1 se debería a que durante el ascenso del nivel del mar, el nuevo espacio de acomodación es aprovechado por dichos ambientes, debido a la poca provisión de sedimentos desde el continente.

9.4.1.3. Cortejo de nivel alto (HST1)

El cortejo de nivel alto esta compuesto por los depósitos del sistema fluvial de baja sinuosidad arenoso y en forma muy subordinada por los del sistema fluvial meandroso arenoso, alcanzando un espesor promedio de 33 m. La superficie limitante inferior de este cortejo corresponde a la superficie de máxima inundación (MFS, Cf. Miall, 1996) o zona de máxima inundación (MFZ), y en nuestro caso esta definida por un cambio en el sistema sedimentario, desde el estuarino micromareal al fluvial de baja sinuosidad arenoso. Este cambio no es demasiado brusco, sino más bien, relativamente transicional. La máxima superficie de inundación (MFS) en ambientes transicionales (ubicados entre el mar y el continente) podría estar indicada por calizas carbonosas y lutitas con limitadas faunas, depositadas en ambientes de bahías restringidas (Miall, 1996), mientras que en depósitos marinos la MFZ estaría representada por una sección condensada (Loutit et al., 1988), y en zonas continentales podría no haber facies indicadoras de la máxima superficie de inundación (Miall, 1996). En nuestro caso es muy difícil caracterizar con precisión a la MFS ya que los niveles que la incluyen suelen aparecer cubiertos. En el cortejo de nivel alto, la tasa de ascenso del nivel de base disminuye, de manera que no se crea espacio de acomodación suficiente para depositar todos los sedimentos transportados por los ríos y se inicia una fase de progradación costera (Pestman, 1993). Los depósitos del sistema de baja sinuosidad arenoso o por lo menos parte de éstos, se habrían depositado durante la etapa temprana del cortejo de nivel alto, en la que las tasas de agradación son relativamente altas, lo que resulta en un modelo de depósitos fluviales apilados verticalmente y con baja continuidad lateral (Posamentier y Vail,

1988). Los depósitos del sistema meandroso arenoso se depositaron hacia la parte final de este cortejo, cuando la tasa de agradación disminuye (Posamentier y Vail, 1988).

9.4.2. Descripción general de la segunda secuencia deposicional de la Formación Bajada Colorada (SEQ2)

En la segunda secuencia deposicional de la Formación Bajada Colorada la creación de espacio de acomodación estaría influenciada de manera destacable, no sólo por los cambios relativos del nivel de base (considerado como el nivel del mar), sino además por otros procesos continentales, resaltándose las variaciones en la descarga y en la provisión de sedimentos. Esta secuencia consiste exclusivamente de los depósitos del sistema fluvial efímero arenoso y su espesor promedio es de 158 m, lo que la convierte en la secuencia deposicional más potente de la Formación Bajada Colorada. En la **figura 101** se pueden observar los cortejos de esta secuencia.

9.4.2.1. Cortejo de nivel bajo (LST2)

Este cortejo tiene un espesor promedio de 26 m y corresponde al de mayor magnitud respecto a los cortejos de nivel bajo de las demás secuencias deposicionales de la Formación Bajada Colorada. La superficie inferior estaría reflejada por un cambio en el estilo fluvial, desde el sistema de baja sinuosidad arenoso o meandroso arenoso (presente en el cortejo de nivel alto de la secuencia previa) al efímero arenoso. En la práctica este límite es muy difícil de determinar, en vista de que no representa ninguna superficie claramente erosiva, lo que dificulta interpretar lo que sucedió con el perfil de base durante la primera etapa del cortejo de nivel bajo. Posiblemente se trate de una discontinuidad no erosiva, por lo que la mejor manera de identificar este límite, consistió en la discriminación de los elementos arquitecturales típicos de cada uno de los sistemas involucrados. Desde este punto de vista, es posible que, en ciertos casos, la base del primer manto de arena laminada (elemento arquitectural típico del sistema efímero), pueda corresponder al límite de secuencia.

El gran espesor de este cortejo, está relacionado con la creación de espacio de acomodación. Por un lado, la generación de espacio se produciría por ascenso del nivel de base durante la etapa final del cortejo de nivel bajo, pero a ello podría sumársele el espacio creado por causas climáticas (que ocasionan el levantamiento del perfil de base), tales como incremento en la provisión de sedimentos arenosos o decrecimiento de la descarga (Quirk, 1996).

9.4.2.2. Cortejo transgresivo (TST2)

Este cortejo tiene un espesor promedio de 94 m y su característica más destacada corresponde al neto dominio de los depósitos finos (pelíticos) sobre los arenosos. El límite inferior de este cortejo se reconoce por el inicio de la abrumadora acumulación de los depósitos finos. Los escasos litosomas arenosos, por lo general, tienden a aparecer muy aislados. El espacio de acomodación en este cortejo, estaría controlado principalmente por el ascenso del nivel de base. Es de destacar para este cortejo, la ausencia de incursiones marinas, contrariamente a lo que sucedió en el cortejo transgresivo de la secuencia previa.

9.4.2.3. Cortejo de nivel alto (HST2)

Tiene un espesor promedio de 38 m y se caracteriza preferentemente porque los cuerpos arenosos y los pelíticos tienen una relación muy similar (aproximadamente 1 : 1). El límite inferior se infiere en el lugar donde acontece el cambio del dominio de los depósitos pelíticos (prevalecientes durante el cortejo transgresivo) al del presente cortejo. Los controles que se han destacado para el cortejo de nivel bajo (variaciones relativas del nivel de base y clima), serían los mismos que influyen sobre este cortejo y en general sobre toda la secuencia. En el HST2 los cuerpos arenosos tienden a amalgamarse preferentemente en el sentido vertical, lo que estaría relacionado con una alta tasa de agradación acontecida durante la etapa temprana del cortejo de nivel alto (Posamentier y Vail, 1988).

9.4.3. Descripción general de la tercera y cuarta secuencias deposicionales de la Formación Bajada Colorada (SEQ3 y SEQ4)

Ambas secuencias deposicionales consisten de los depósitos del sistema fluvial gravo arenoso de baja sinuosidad. El espesor promedio de la tercera secuencia es de 92 m y el de la cuarta de 67 m (esta última corresponde a la de menor potencia de la Formación Bajada Colorada). Estas secuencias son analizadas a continuación, tomando como base, la relación entre los cambios en la arquitectura deposicional y la creación de espacio de acomodación. En la **figura 102**, se pueden visualizar todos los cortejos de la tercera y los dos primeros de la cuarta secuencia.

9.4.3.1. Cortejos de nivel bajo (LST3 y LST4)

Estos cortejos se caracterizan por presentar un neto dominio de los depósitos gravo arenosos sobre los finos (pelíticos). El espesor promedio del cortejo de nivel de bajo de la tercera secuencia (LST3) es de 5 m y de la cuarta (LST4) de 12 m. La superficie inferior del LST3 es reconocida por el cambio en el estilo fluvial, desde el sistema efímero arenoso (de la secuencia previa) a meandroso gravo arenoso (de la nueva secuencia), y este límite comúnmente corresponde a la base del primer canal con textura gravo arenosa. La superficie inferior del LST4 es reconocida fundamentalmente por el inicio de la arquitectura deposicional típica de los cortejos de nivel bajo en análisis, la que corresponde a la aparición de litosomas mantiformes, de gran extensión lateral (**figura 102**). En este ámbito, los canales o cuerpos compuestos por canales tienden a apilarse preferentemente en dicho sentido, lo que refleja un período, en donde se ha estado creando poco espacio de acomodación.

Es necesario indicar que, en estos cortejos, no se han encontrado incisiones de gran envergadura. Esto podría deberse, ya sea porque los depósitos analizados se depositaron en una zona de la planicie aluvial en la que no es posible distinguir dichas incisiones, o porque en realidad no se han producido incisiones de importancia. El segundo de los casos, sucede cuando la pendiente de la plataforma es sólo levemente

mayor que la de la cuenca hidrográfica, pero no lo suficiente como para crear significativas incisiones (Pestman, 1993).

9.4.3.2. Cortejos transgresivos (TST3 y TST4)

Los cortejos transgresivos de la tercera (TST3) y cuarta secuencia (TST4), tienen un espesor promedio de 75 y 43 m, respectivamente. Se caracterizan por presentar un abrumador dominio de los depósitos finos sobre los gravo arenosos, lo que sugiere que durante su evolución prevaleció una alta tasa de creación de espacio de acomodación. El inicio del mencionado dominio, sirve como base para establecer el límite inferior de estos cortejos. Se ha reconocido que los depósitos fluviales que comprenden el cortejo transgresivo, comúnmente contienen una mayor proporción de depósitos de planicie de inundación, que aquéllos formados durante el cortejo de nivel bajo o alto (Miall, 1996). En estos cortejos los litosomas gravo arenosos, cuando se presentan, lo hacen de manera aislada. Esta disposición es favorecida por la alta tasa de creación de espacio de acomodación (Wright y Marriott, 1993).

9.4.3.3. Cortejos de nivel alto (HST3 y HST4)

Ambos cortejos tienen un espesor promedio de 12 m y se caracterizan por presentar depósitos gravo arenosos en una proporción mayor respecto a los depósitos de planicie de inundación y porque los litosomas gravo arenosos se amalgaman preferentemente en el sentido vertical. El inicio de la amalgamación de los litosomas y/o menor cantidad de depósitos finos respecto a la que se presenta en los cortejos transgresivos, sirve como base, para inferir la superficie inferior de estos cortejos. La amalgamación de los litosomas esta relacionada con la disminución en la tasa de creación de espacio de acomodación durante el cortejo de nivel alto (Pestman, 1993; Wright y Marriott, 1993; Miall, 1996). La arquitectura deposicional acontecida en estos cortejos, se vincularía con la etapa temprana del cortejo de nivel alto, en la que los depósitos fluviales aparecen apilados preferentemente en el sentido vertical y con baja continuidad lateral (Posamentier y Vail, 1988).

9.4.4. Descripción general de la quinta y sexta secuencias deposicionales de la Formación Bajada Colorada (SEQ5 y SEQ6)

La quinta secuencia tiene un espesor promedio de 118 m y la sexta de 100 m. En ambas secuencias deposicionales el cortejo de nivel alto tiene un espesor muy importante, cuya magnitud incluso, es mayor a la del cortejo transgresivo. Para analizar estas secuencias se siguió la misma metodología empleada en las dos secuencias previas, es decir que se tomó como base la relación entre los cambios en la arquitectura deposicional y la creación de espacio de acomodación. En la **figura 103** se pueden apreciar los cortejos de la quinta secuencia deposicional, en la **figura 104** el tramo superior del cortejo de nivel alto de la sexta secuencia y su contacto con la Formación Agrio, y en la **figura 105** un esquema idealizado para la quinta y sexta secuencias deposicionales de la Formación Bajada Colorada.

9.4.4.1. Cortejos de nivel bajo (LST5 y LST6)

El espesor promedio del cortejo de nivel bajo de la quinta secuencia es de 5 m y el de la sexta de 20 m. Estos cortejos se caracterizan por el neto dominio de los depósitos gravo arenosos sobre los finos y porque los canales o cuerpos compuestos por canales suelen amalgamarse preferentemente en el sentido lateral. Esta arquitectura deposicional, corresponde al criterio básico, de mucha utilidad para discriminar entre estos cortejos de nivel bajo y la parte superior de las secuencias previas. Ambos cortejos con frecuencia tienen como límite inferior una superficie que se corresponde con la base de litosomas mantiformes, de gran extensión lateral, los que no denotan incisiones de gran envergadura (ya que, el espesor de estos litosomas es relativamente uniforme y no anómalo). Las posibles razones por la que en estos cortejos no se han encontrado incisiones de importancia, corresponden a las mismas que se mencionaron, para los cortejos de nivel bajo de las tercera y cuarta secuencias.

9.4.4.2. Cortejos transgresivos (TST5 y TST6)

Estos cortejos se caracterizan por presentar alternancias entre depósitos gravo arenosos y finos, pero con relativo dominio de los finos. La superficie basal coincide con un aumento en la tasa de creación del espacio de acomodación (empiezan a prevalecer los depósitos finos). El espesor promedio del cortejo transgresivo de la quinta secuencia es de 47 m y de la sexta de 37 m. Los litosomas gravo arenosos de estos cortejos pueden aparecer aislados, pero son más usuales los depósitos compuestos por dos cuerpos amalgamados preferentemente en el sentido vertical (**figura 105**). En los cortejos transgresivos de las dos secuencias previas, existe un abrumador dominio de los depósitos finos sobre los gravo arenosos; en cambio en los TST5 y TST6 el dominio de los depósitos finos es mucho menos destacado.

9.4.4.3. Cortejos de nivel alto (HST5 y HST6)

El espesor promedio del cortejo de nivel alto de la quinta secuencia es de 66 m y de la sexta de 43 m. En estos cortejos se pueden apreciar dos distintos tramos de depositación. En el tramo inferior, los depósitos gravo arenosos dominan sobre los finos y además los litosomas se amalgaman tanto en el sentido lateral como vertical, aunque con un leve dominio en el sentido vertical acorde con la agradación que actúa durante la etapa temprana del cortejo de nivel alto. La superficie inferior de este tramo coincide con el comienzo de una mayor amalgamación de los litosomas y/o menor cantidad de depósitos finos respecto a los cortejos transgresivos; debido a que este cambio en la arquitectura deposicional puede ser transicional, la superficie inferior de este tramo podría tener dicha característica. En el tramo superior los depósitos gravo arenosos dejan de lado su dominio y se restringen sólo a aparecer de manera aislada (similar al cortejo de nivel alto de Shanley y McCabe, 1994). Vale destacar que en el modelo de Shanley y McCabe (1994) se presenta una mayor proporción de depósitos finos en el cortejo de nivel alto respecto al transgresivo, atribuible a una mayor tasa de creación de espacio de acomodación durante el cortejo de nivel alto. Legarreta et al. (1993) propusieron un modelo deposicional para

depósitos no marinos en la zona de *hinterland*, en el que hacia la parte superior se destaca un cortejo denominado agradacional, caracterizado por un dominio de los depósitos finos (similar al tramo analizado). Por lo mencionado, los tramos superiores de los cortejos de nivel alto de la quinta y sexta secuencias deposicionales, tienen características similares al cortejo agradacional de Legarreta et al. (1993) o de nivel alto de Shanley y McCabe (1994).

9.5. Consideraciones finales

En la sección previa se efectuó una descripción general de las secuencias deposicionales de la Formación Bajada Colorada, pero sin poner mucho énfasis en las principales características de acumulación, en los factores extrínsecos que las controlaron, en sus jerarquías, así como en los patrones de sedimentación (progradación, retrogradación, agradación) que distinguirían a cada uno de los cortejos. Precisamente esas consideraciones van a ser abordadas en este apartado, dejando para lo último a las jerarquías de las secuencias, ya que este tema se trató en conjunto con lo que sucedió en otros ámbitos de la Cuenca Neuquina durante la depositación de la Formación Bajada Colorada. Cabe mencionar además que en esta sección se va a referir como zona de estudio únicamente a la porción comprendida entre los Arroyos Picún Leufú y China Muerta. Se excluye al perfil Río Limay (perteneciente a la localidad tipo) debido a que está muy aislado (aproximadamente 83 km al sureste del perfil del Arroyo China Muerta), aunque es importante destacar que el sistema meandroso gravo arenoso de la localidad tipo no se correlacionaría con el que se presenta en la zona entre los Arroyos Picún Leufú y China Muerta, puesto que los depósitos de dicha localidad de acuerdo a Foucault et al. (1987) se encuentran por debajo de la discontinuidad intravalanginiana, al contrario de lo que sucede con los depósitos gravo arenosos entre los Arroyos Picún Leufú y China Muerta, tal como se justifica detalladamente al final de la sección.

9.5.1. Características de acumulación, controles extrínsecos y patrones de sedimentación de las secuencias deposicionales

La distancia entre los perfiles de Agua del Overo y del Arroyo China Muerta es de aproximadamente 31 km, pero a pesar de la gran magnitud que podría representar dicho espacio, los sistemas sedimentarios en los distintos cortejos secuenciales se mantuvieron relativamente constantes (**figura 106**). Esto significa que los paleocauces serían muy continuos y mantendrían similares características, ya que a lo largo de la zona de estudio no se definen interrelaciones entre distintos sistemas sedimentarios. En esta sección fue posible describir a los sistemas sedimentarios individuales por características tales como las direcciones de paleocauces, gradientes fluviales, paleorelieves, etc. Seguidamente, se determinó la influencia sobre las secuencias deposicionales de uno o más controles extrínsecos, para lo que se tuvo en consideración a las características mencionadas y/o la arquitectura deposicional. Además, se analizó brevemente la evolución de las secuencias deposicionales, tomando en consideración los patrones de sedimentación que se exhiben en cada uno de los cortejos y haciendo énfasis en cómo pueden influir los controles extrínsecos sobre la generación de dichas disposiciones estratales.

Con la finalidad de lograr una mejor comprensión acerca del comportamiento de los depósitos a través de la zona de estudio, resulta muy apropiado tener presente que el más austral de los perfiles es el del Arroyo China Muerta y el de Agua del Overo es el más septentrional (**figura 106**). Los perfiles Cerro Marucho, Arroyo Carrizal y Arroyo Bañados de Caichigüé (muy cercanos entre ellos) ocupan un sector intermedio, por lo que en ciertas ocasiones van a ser referidos como la parte central de la zona de estudio.

9.5.1.1. Características de acumulación, controles y patrones de sedimentación de la primera secuencia

El cortejo de nivel bajo de la primera secuencia (LST1) se desarrolló en una etapa en la que predominó el sistema meandroso arenoso a través de toda el área de estudio. Los paleocauces varían ligeramente desde el sur hacia el norte, ya que en el sur son un poco más profundos y de dirección predominante ESE, mientras que hacia el norte son menos profundos y de dirección ENE (ver mapeo de los sistemas sedimentarios y principales sentidos de paleocorrientes, **figura 90**). El gradiente fluvial fue muy suave y similar al de la plataforma contemporánea, y estas características justamente son las que permitieron a esta secuencia empezar con un sistema meandroso y sin incisiones evidentes. Ello difiere de las típicas condiciones bajo las que se han elaborado los modelos más destacados de estratigrafía secuencial para sistemas no marinos, en los que las incisiones y los depósitos de sistemas entrelazados constituyen elementos claves para establecer el cortejo de nivel bajo. Los espesores del LST1 tanto en el perfil de Agua del Overo como en el del Arroyo China Muerta son muy similares (aproximadamente 11 m), mientras que el máximo espesor (18 m) ocurre en el perfil Cerro Marucho (parte central de la zona de estudio).

Cuando el mar invadió el continente durante el cortejo transgresivo (TST1), en la zona de estudio se desarrolló un sistema estuarino micromareal, el que paleogeográficamente consiste de un sector de llanuras mareales altas con predominio de depósitos silicoclásticos y otro de llanuras mareales bajas con depósitos tanto silicoclásticos como carbonáticos. Las primeras se localizan en los perfiles de Agua del Overo y Arroyo China Muerta, mientras que las segundas lo hacen en la parte central de la zona de estudio (**figura 106**). Los sedimentos terrígenos que llegan al estuario provienen desde el oeste y serían transportados por canales meandrosos de características similares a los del cortejo anterior, los que al llegar al ámbito costero darían origen a los canales distribuidores de las llanuras mareales altas. En ningún

sector de la zona de estudio fue posible distinguir depósitos marinos de plataforma o menos aún marinos profundos, por lo que únicamente se puede asumir a *grosso* modo que el mar se habría encontrado hacia el sector oriental de las localidades estudiadas.

El cortejo de nivel alto (HST1) está indicado por el reasentamiento de los depósitos continentales debido retroceso del mar, los que se instalan sobre los depósitos transgresivos del sistema estuarino micromareal. El sistema fluvial de baja sinuosidad arenoso corresponde al ambiente que predominó durante toda o la mayor parte del mencionado cortejo en el área de estudio (denotando un gradiente fluvial relativamente más empinado con respecto al LST1), mientras que el sistema meandroso arenoso suele presentarse en los últimos estadios de este cortejo hacia la parte norte (**figura 106**). Los paleocauces se orientan en dirección ESE y en forma subordinada ENE (ver **figura 90**), sugiriendo que las áreas de aporte se ubicaban hacia el oeste. En general, el espesor de los depósitos del HST1 sufre un decrecimiento de sur a norte, ya que tiene cerca de 54 m en el perfil del Arroyo China Muerta, 47 m en el perfil Arroyo Carrizal y cerca de 29 m en el perfil Agua del Overo. Teniendo en cuenta esta diferencia de espesores y asumiendo que la discontinuidad que separa estos depósitos (HST1) de los de la siguiente secuencia sería no erosiva (ver sección 9.4.2.1), es posible considerar que hubo mayor generación de espacio de acomodación hacia el sur del área de estudio.

El control extrínseco de mayor preponderancia sobre la primera secuencia correspondería a las variaciones relativas del nivel del mar. El principal indicio de esta estimación tiene que ver con la ingresión marina acontecida durante el TST1, ya que permite ubicar a esta secuencia en una posición continental relativamente cercana al mar, en cuya zona el control eustático es más fuerte con respecto a otros factores de mayor influencia sobre el continente, tales la tectónica o el clima (Cf. Shanley y McCabe, 1994). Sin embargo, de manera subordinada se presentaría otro control extrínseco (las variaciones locales de subsidencia), denotado por el análisis del HST1. Es de recordar que durante el HST1 habría mayor creación de espacio de

acomodación hacia el sur de la zona de estudio (sector considerado como el más alejado del mar), lo que no puede ser explicado simplemente por las oscilaciones relativas del nivel marino.

Durante la etapa de depositación del cortejo de nivel bajo (LST1) se generó poca área para la acumulación de sedimentos (debido a la previa caída del nivel marino), lo que sumado al lento ascenso relativo del nivel del mar ocasionaría una baja tasa de creación de espacio de acomodación (Emery y Myers, 1996), y en vista de que esta tasa es superada por la de provisión de sedimentos se produce un patrón de sedimentación progradacional. Seguidamente, durante el cortejo transgresivo (TST1) el nivel relativo del mar empieza a ascender rápidamente, generando un importante incremento de la acomodación y un patrón de carácter retrogradacional, debido a la poca provisión de sedimentos desde el continente. En la etapa del cortejo de nivel alto (HST1), la tasa de ascenso del nivel del mar empieza a disminuir progresivamente, ocasionando los mismos efectos sobre el espacio de acomodación. Bajo estas circunstancias, se logran establecer dos distintos intervalos, el primero, y en nuestro caso el más importante, está caracterizado por un patrón agradacional (señalado por la presencia del sistema fluvial de baja sinuosidad arenoso) y el segundo por un patrón progradacional. Este último (tal vez sólo presente hacia el norte del área de estudio, debido a la reinstalación del sistema fluvial meandroso arenoso) es originado cuando la tasa de provisión de sedimentos supera a la de creación de espacio de acomodación.

9.5.1.2. Características de acumulación, controles y patrones de sedimentación de la segunda secuencia

Durante la segunda secuencia el sistema deposicional que prevaleció en el área de estudio se vincula con el sistema fluvial efímero arenoso (**figura 106**). Es así que, todos los cortejos secuenciales se componen de los depósitos del mencionado sistema y se diferencian entre sí fundamentalmente por la mayor o menor amalgamación de

los litosomas, y por la relación vertical entre depósitos finos y gruesos. Vale recordar que esta secuencia es la más potente de la Formación Bajada Colorada (espesor promedio de 158 m). De manera similar, los cortejos de nivel bajo (51 m en el perfil Arroyo China Muerta y 26 m de promedio general) y transgresivos (94 m de promedio) son los más espesos entre todas las secuencias. Las áreas de aporte del sistema fluvial efímero se ubicaron hacia el oeste (principalmente WNW), ya que los paleocauces se orientan mayormente en dirección ESE y en mucha menor medida ENE (ver **figura 90**). El gradiente fluvial continuaría siendo bajo (dominio de arenas) y similar al que predominó en el HST1, lo que sería una de las causas por la que se dificulta el reconocimiento del límite inferior de la segunda secuencia deposicional en el área de estudio. La destacable potencia relativa de la segunda secuencia y la continua presencia de alternancias entre depósitos finos y gruesos durante toda su evolución, indicarían una elevada tasa de creación de espacio de acomodación en todo momento, aunque de manera más acentuada durante el cortejo transgresivo.

En cuanto a los controles que influyeron sobre la segunda secuencia, en la sección 9.4.2 ya se fueron esbozando dos de los más destacados (clima y variaciones relativas del nivel de base), a los que se le puede añadir un tercero (variaciones locales de subsidencia) como se verá más abajo. En la mencionada sección se mencionó en primer lugar un control climático para la segunda secuencia, ya que este parámetro influye directamente sobre la provisión de sedimentos arenosos y en la descarga, cuyas variaciones afectan directamente al perfil de base y por consiguiente al espacio de acomodación (Quirk, 1996). Por otro lado, el hecho de que no se haya producido un abrupto cambio entre los depósitos de la primera y segunda secuencias, ya sea en lo referente a la litología (ambos son arenosos) o el gradiente fluvial, permite suponer que la ubicación de esta última secuencia se vincula con un sector de la cuenca de drenaje no demasiado lejos de donde se instaló la primera. Las condiciones de sedimentación continental son ahora permanentes, ya que no se detectaron evidencias de incursiones marinas en el TST2; por lo tanto, debido a la posición de la secuencia analizada, se considera que las variaciones relativas del nivel

del mar constituyeron otro factor de control sobre la segunda secuencia. Adicionalmente la diversificación de espesores (204 m en el perfil Arroyo China Muerta, 132 m en el perfil Arroyo Carrizal y un poco mayor a 140 m el perfil Agua del Overo) podría sugerir la influencia de variaciones locales de subsidencia. Nótese que al igual que lo sucedido con el HST1, la mayor tasa de creación de espacio de acomodación parece producirse en el sector sur del área de estudio. Se concluye entonces que existirían tres principales controles extrínsecos influyendo sobre la segunda secuencia deposicional de la Formación Bajada Colorada.

En el cortejo de nivel bajo (LST2) debería producirse poca acomodación debido al lento ascenso relativo del nivel del mar tal como ocurrió hacia la parte inferior de la secuencia previa, sin embargo aquello no sucede, ya que sobre la segunda secuencia deposicional actuarían simultáneamente diferentes controles. El efecto que produce la acción de varios factores de control sobre el LST2 es de que se genere mucho más espacio de acomodación del que se hubiera creado sólo por causas eustáticas, por lo que se pueden producir patrones ya sea progradacionales o agradacionales, aunque comúnmente predominan los primeros (sobre todo hacia la parte inferior del cortejo). Durante el cortejo transgresivo (TST2) se puede presentar un patrón de sedimentación retrogradacional, por las mismas razones expuestas para el TST1, pero cabe mencionar que los depósitos del TST2 denotan más bien la agradación de los depósitos más finos (pelíticos). En la etapa del cortejo de nivel alto (HST2) la tasa de creación de espacio de acomodación tiende a mantenerse estable (efecto diferente a si la secuencia estuviese influenciada únicamente por las variaciones relativas del nivel de base), por lo que se pueden producir patrones agradacionales (que son los que predominan, sobre todo hacia la parte inferior del cortejo) o progradacionales, dependiendo fundamentalmente de la variación de la tasa de provisión de sedimentos.

9.5.1.3. Características de acumulación, controles y patrones de sedimentación de la tercera, cuarta, quinta y sexta secuencias

Vale destacar que estas secuencias son tratadas en conjunto debido a que las arquitecturas deposicionales de sus cortejos son bastante similares. Un punto interesante a considerar es que todas estas secuencias están compuestas por los depósitos del sistema fluvial meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso (**figura 106**), debido a lo cual, la distinción entre los distintos tramos secuenciales se vincula básicamente con la mayor o menor amalgamación de los litosomas gravo arenosos. En el caso de los cortejos de nivel bajo, es de resaltar que comparten las mismas características elementales, tales como el neto dominio de los depósitos gravo arenosos sobre los finos y el hecho de que los litosomas suelen amalgamarse preferentemente en el sentido lateral formando cuerpos mantiformes de gran extensión lateral y sin evidencias de incisiones de gran envergadura. Por otro lado, todos los cortejos transgresivos se caracterizan fundamentalmente por exhibir alternancias entre depósitos gravo arenosos y pelíticos, pero con dominio (en ciertos casos abrumador) de los más finos. Los cortejos de nivel alto por su parte, son más potentes en la quinta y sexta secuencias, e incluso en ellos se pueden establecer dos diferentes tramos (inferior y superior). Los cortejos de nivel alto de la tercera y cuarta secuencias guardan cierta similitud con los tramos inferiores de la quinta y sexta secuencias, en lo que respecta al dominio de los depósitos gravo arenosos sobre los depósitos más finos y porque los litosomas gravo arenosos aun cuando se amalgaman en el sentido lateral como vertical tienden a constituir sucesiones multiepisódicas o con apilamiento vertical que sugieren procesos agradacionales. Mientras tanto, los tramos superiores de los cortejos de nivel alto de la quinta y sexta secuencias se caracterizan por cuanto se registra el dominio de los depósitos finos sobre los gravo arenosos. En líneas generales el sistema fluvial de estas secuencias tiene un gradiente fluvial medio a bajo, debido a su litología gravo arenosa, baja sinuosidad de los canales y a la amplia cobertura regional de los depósitos finos de planicie de inundación, particularmente importante en los cortejos transgresivos y de nivel alto

tardío. Los espesores de estas secuencias tienden a decrecer de sur a norte (**figura 106**) y las principales áreas de aporte se situaron hacia el oeste, ya que los paleocauces se orientan hacia el ESE o ENE (ver **figura 90**). En general, cuando dominan los depósitos gruesos ya sea en los cortejos de nivel bajo o de nivel alto, los paleocauses tienden a orientarse en dirección ESE; mientras que, en los cortejos transgresivos y de nivel alto tardío (cuando dominan los depósitos finos) los paleocauces se orientan con preferencia hacia el ENE.

Debido a que las secuencias analizadas no manifiestan incursiones marinas y que el sistema fluvial dominante es gravo arenoso, resulta factible pensar que estas sucesiones se depositaron en una zona media a proximal de la cuenca de drenaje. Respecto a las secuencias previas se infiere un proceso progradacional en el que no se puede descartar la influencia de la tectónica local y/o regional en su desarrollo. Además, como se vislumbrara en el caso de las secuencias previas, la decrecencia de sur a norte en cuanto a los espesores de las secuencias podría indicar cambios de acomodación, que podrían explicarse por variaciones locales de subsidencia. Se estima entonces que la tectónica constituyó un factor de control de primer orden sobre el desarrollo de la tercera, cuarta, quinta y sexta secuencias deposicionales de la Formación Bajada Colorada. Tampoco debería descartarse la influencia de las variaciones relativas del nivel de base (local o el nivel del mar), lo que se fundamenta por la cierta similitud entre la arquitectura deposicional de las secuencias analizadas y la de los modelos más típicos de secuencias deposicionales para depósitos no marinos (por ejemplo Legarreta et al., 1993; Wright y Marriott, 1993; Shanley y McCabe, 1994).

Los cortejos de nivel bajo de todas estas secuencias se caracterizan porque durante su evolución existió poca creación de espacio de acomodación, lo que sumado a la relativamente importante tasa de provisión de sedimentos gruesos ocasionó la generación de patrones progradacionales. En los cortejos transgresivos se produce de manera predominante un patrón agradacional, reflejado por el apilamiento

vertical de los depósitos más finos del sistema (agradación de los depósitos finos de planicies de inundación). Los cortejos de nivel alto de la tercera y cuarta secuencias (HST3 y HST4) se caracterizan por presentar patrones de preferencia agradacionales. Con respecto a los cortejos de nivel alto de la quinta y sexta secuencias (HST5 y HST6), es posible señalar que la característica general de éstos, es la de presentar en todo momento una alta tasa de creación de espacio de acomodación. En estos cortejos se destacan dos tramos, los inferiores con dominio de los depósitos gruesos sobre los finos y los superiores donde sucede lo contrario. Los tramos inferiores presentan patrones de sedimentación idénticos a los del HST3 y HST4. En los tramos superiores del HST5 y HST6 la tasa de creación de acomodación es similar a la de los tramos inferiores, pero disminuye de manera considerable la tasa de provisión de sedimentos gruesos, llegando al sistema preferentemente depósitos finos, los que aparecen apilados consistentemente en la vertical. Estas características sugerirían patrones de sedimentación agradacionales (con respecto a los depósitos más finos del sistema, debido al predominio de éstos).

9.5.2. Estimaciones de las jerarquías de las secuencias deposicionales y sus ubicaciones temporales: patrón de sedimentación de la sucesión sedimentaria completa de la Formación Bajada Colorada

A partir del análisis de los depósitos estudiados se han descrito detalladamente las secuencias deposicionales y se han establecido sus principales controles extrínsecos, de forma independiente de lo que podría sugerir la dinámica de la Cuenca Neuquina durante el tiempo de depositación de la Formación Bajada Colorada. En esta sección se analiza la relación entre la actividad geológica general de la Cuenca Neuquina durante el lapso Berriasiano - Valanginiano y los efectos que pudo haber producido sobre los depósitos de la formación estudiada.

Es difícil determinar con precisión la jerarquía de las secuencias deposicionales en la Formación Bajada Colorada, teniendo en cuenta que no se dispone de datos

cronoestratigráficos. A pesar de ello se ha intentado efectuar un análisis integral sobre la base de algunos atributos de la unidad y su comparación con los de otras coetáneas, desarrolladas hacia el norte en la propia Cuenca Neuquina.

Las estimaciones jerárquicas son ajustadas con la estratigrafía secuencial de la Cuenca Neuquina (por ejemplo Gulisano et al., 1984; Legarreta y Gulisano, 1989; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994), su evolución geodinámica (por ejemplo Vergani et al., 1995; Pángaro y Bruveris, 1999) y estudios sedimentológicos detallados (por ejemplo Spalletti et al., 2000; Schwarz, 2003). En los trabajos de Gulisano et al. (1989) y Legarreta y Gulisano (1989) se ha propuesto que la Formación Bajada Colorada corresponde a dos secuencias deposicionales de tercer orden, denominadas respectivamente A5 y A6, careciéndose en el área de nuestro estudio del registro de las secuencias más jóvenes (A7 a A9) (véase **figura 107**). Si se sigue este patrón, las seis secuencias definidas en la presente investigación deberían incluirse como parte de las secuencias de tercer orden A5 y A6 de los autores antes mencionados. No obstante, dicha asignación es a todas luces imposible dada la escala de las secuencias definidas y la variabilidad en sus características e influencia de diversos controles extrínsecos en su desarrollo.

Nuestro trabajo aporta evidencias para sostener que las dos primeras secuencias de la Formación Bajada Colorada (SEQ1 y SE2) son de tercer orden y se corresponden con las secuencias A5 y A6, respectivamente, de Gulisano et al. (1984) y Legarreta y Gulisano (1989). Son secuencias en las que la cuenca de drenaje se ubicaba en una posición muy cercana al mar y que por tanto recibían fuerte influencia de las variaciones relativas del nivel de base como factor de control, muy en especial en la primera secuencia, donde además el límite inferior de SEQ1 marca el contacto entre las Formaciones Picún Leufú y Bajada Colorada (discontinuidad sobre la cual empiezan a prevalecer los depósitos silicoclásticos) (Gulisano et al., 1984; Spalletti et al., 2000). El aspecto más problemático surge entonces con la interpretación de las restantes secuencias (SEQ3 a SEQ6) de la Formación Bajada Colorada. Para ellas

cabe dos alternativas: o tienen que ver con la aparición en la zona de estudio de las secuencias de tercer orden A7 a A9 que Gulisano et al. (1984) indican como no presentes en esta región, o serían secuencias que se desarrollaron por encima de la discontinuidad intravalanginiana. En nuestra opinión, esta segunda opción es la más aceptable, debido a que presenta varios motivos suficientemente importantes como para justificarla. Pasaremos entonces a comentar las evidencias que nos han permitido inclinarnos por dicha alternativa.

La primera razón tiene que ver con la aparición de las gravas en la cuenca aluvial, ya que estos sedimentos empiezan a predominar justamente con la instalación de la tercera secuencia (**figura 108**), lo que podría estar acorde con algún fenómeno de suma importancia tal como un pulso de reactivación tectónica, en este caso probablemente vinculado con la discontinuidad intravalanginiana (Cf. Vergani et al., 1995). Varios investigadores han propuesto que existiría una fuerte influencia de la tectónica en la génesis de algunas sucesiones del Mezosoico de la Cuenca Neuquina (por ejemplo Vergani et al., 1995; Pángaro y Bruveris,1999; Schwarz, 2003). Vergani et al. (1995) consideraron que de la gran cantidad de fallas normales generadas durante *rift* inicial de la Cuenca Neuquina, varias de ellas se han invertido durante diversos pulsos de alzamiento ocurridos en la etapa de *sag*, alterando el régimen relativamente estable de esta etapa. Algunos de estos eventos son bien marcados en áreas cercanas a la Dorsal de Huincul, pero la influencia tectónica sobre el relleno de la cuenca se extendería incluso hasta áreas alejadas de dicha dorsal (Pángaro y Bruveris, 1999). A nivel de controles más regionales, Schwarz (2003) analiza las posibles causas que habrían ocasionado el alzamiento tectónico y consecuente descenso del nivel de mar, que coinciden con el inicio de la sedimentación de la Formación Mulichinco. Este autor considera al estrés de intraplaca (vinculado con la instalación de la pluma de Paraná) como el posible disparador de sus depósitos, en vista de que este fenómeno de acuerdo a Miall (1996, 1997) puede extenderse centenares de kilómetros a través de un continente; además menciona de manera alternativa, que el levantamiento tectónico pudo haberse

ocasionado por fenómenos acontecidos en la zona del arco magmático, como respuesta a cambios en la inclinación de la placa subductada.

Una segunda razón tiene que ver con el cambio en el patrón de sedimentación y la influencia de factores de control netamente continentales en las secuencias SEQ3 a SEQ6 respecto a las SEQ1 y SEQ2 (**figura 108**). Antes de pasar a proponer el patrón de sedimentación de la Formación Bajada Colorada en el área de estudio, sería conveniente tener en consideración lo que menciona Schwarz (2003) en su Tesis doctoral con respecto a la posible ausencia de continuidad física entre los depósitos de la Formación Mulichinco y los del sur de la Cuenca Neuquina. Este autor escribió (página 245):

... "Al sur del ámbito de estudio, desde el sur del río Agrio hasta el río Limay (Fig. 9), se generó un extenso ambiente deposicional continental. Sin embargo, debido a la inversión de las estructuras asociadas al flanco norte de la Dorsal de Huincul (Vergani et al., 1995; Pángaro et al., 2002, Fig. 130b) es posible que gran parte de dicha región no haya actuado como área de aporte de la Formación Mulichinco sino que haya generado una subcuenca independiente. Cabe destacar que una configuración similar se aprecia durante el desarrollo del importante evento de alzamiento acaecido durante el Kimmeridgiano (Vergani et el., 1995, su figura 9b). Desde el sur de la Sierra de la Vaca Muerta hasta el límite austral de la cuenca, la sedimentación marina y por lo tanto la completa integración de la cuenca se restablece nuevamente con la acumulación de los depósitos basales de la Formación Agrio, portadores de la fauna perteneciente a Pseudofavrella (Valanginiano Tardío alto)"...

Siguiendo a Schwarz (2003), se puede indicar que durante el tiempo en que se depositaron la tercera, cuarta, quinta y sexta secuencias, probablemente la actividad tectónica vinculada con la Dorsal de Huincul puso un límite fisico entre los depósitos

del centro de la cuenca (Formación Mulichinco) y los del sur de la misma (parte superior de la Formación Bajada Colorada).

Al respecto, el patrón de sedimentación de la Formación Bajada Colorada (**figura 108**) fue establecido de acuerdo a la posición en la que se generaron las secuencias deposicionales con relación al interior continental y a las características paleodinámicas del sur de la Cuenca Neuquina durante la acumulación de la formación (**figura 109**). Debido a que la discontinuidad intravalanginiana estaría separando las secuencias arenosas (SEQ1 y SEQ2) de las gravo arenosas (SEQ3, SEQ4, SEQ5 y SEQ6), el patrón de la formación va a ser subdividido en dos partes de acuerdo a los dominios litológicos. El patrón inferior se compone de las secuencias arenosas y sería de carácter progradacional (**figura 108**), debido básicamente a las incursiones marinas presentes en la primera secuencia y al carácter más continental de la segunda. A nivel cuencal este patrón estaría vinculado con el cortejo de nivel alto de una secuencia de segundo orden, que se correspondería con la parte alta de la Mesosecuencia Mendoza Inferior de Legarreta y Gulisano (1989), y sería correlacionable hacia el centro de la cuenca con la Formación Quintuco (Cf. Legarreta y Gulisano, 1989; Gulisano y Gutierrez Pleimling, 1994; ver **figura 6**). El patrón superior contiene secuencias gravo arenosas y denotaría un carácter de dominio agradacional (**figura 108**), lo que está reflejado por la similar hegemonía en el comportamiento de cada una de las secuencias individuales y por la mayor influencia de controles extrínsecos continentales. A nivel de la cuenca, este patrón compuesto por las cuatro secuencias gravo arenosas estaría relacionado con el cortejo de mar bajo de una secuencia de segundo orden, que se podría ubicar hacia la parte baja de la Mesosecuencia Mendoza Media de Legarreta y Gulisano (1989).

Cabe recalcar que existe una cierta diferencia entre los patrones de sedimentación de la Formación Mulichinco y de las secuencias gravo arenosas de la Formación Bajada Colorada, puesto que en la primera formación se ha propuesto un contexto general transgresivo (Cf. Uliana et al., 1977; Legarreta y Gulisano, 1989;

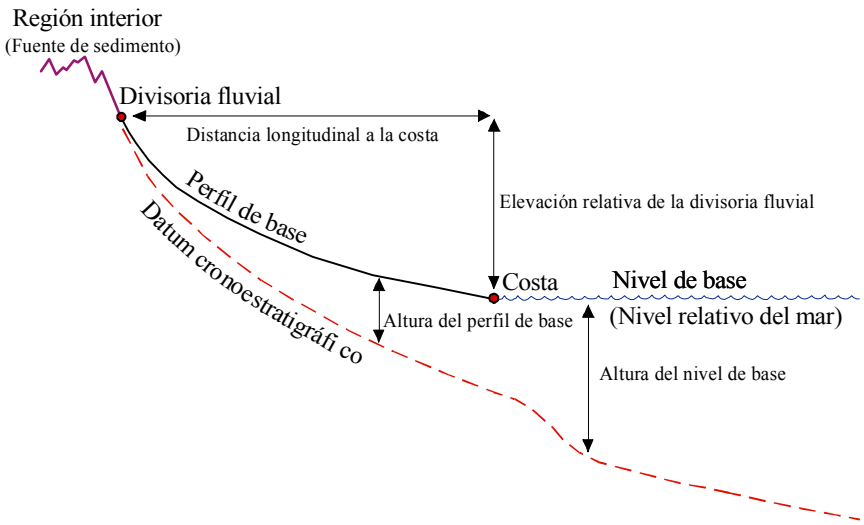
Schwarz, 2003), mientras que en la segunda sería agradacional. Esta diferencia es importante, ya que permite sugerir una distinta influencia de los factores de control en las respectivas zonas de depositación. Así por ejemplo, en el caso de la Formación Mulichinco el desarrollo del arco magmático solo afectó a la parte inferior de dicha formación (cortejos de nivel bajo y transgresivo), lo que se refleja en la gran magnitud del aporte de los sedimentos provenientes desde oeste (**figura 109**), mientras que, hacia la parte superior (cortejo de nivel alto) la provisión de sedimentos gruesos disminuye notablemente y sólo acontecería desde el este (Schwarz, 2003). En la Formación Bajada Colorada en cambio, la influencia del arco magmático en general se mantuvo durante la depositación de toda la unidad, lo que se denota porque los sedimentos provienen desde el oeste (**figura 109**) y por la composición de las areniscas (dominio de los fragmentos líticos volcánicos). Sobre la parte superior de la formación la influencia de los aportes desde la Dorsal de Huilcul (actuando como barrera hacia el norte de la zona de estudio) sería mucho menor en relación con los procedentes desde el arco magmático o de orógenos reciclados. En síntesis, mientras que en la Formación Mulichinco se produce una disminución hacia el tope en la provisión de sedimentos gruesos y una importante creación de espacio de acomodación, lo que genera el patrón de sedimentación transgresivo, en la parte superior de la Formación Bajada Colorada la provisión de sedimentos tanto gravo arenosos como fangolíticos se mantuvo constante luego de la discontinuidad intravalanginiana y en relativo equilibrio con la creación de espacio de acomodación, lo que ocasiona el patrón agradacional de las secuencias resultantes.

Una tercera razón para creer que los depósitos de la tercera, cuarta, quinta y sexta secuencias se localicen sobre la discontinuidad intravalanginiana tiene que ver con las jerarquías de las secuencias, las que son estimadas con preferencia como de cuarto orden. Para justificar esta afirmación basta con recordar que dichas secuencias estarían controladas simultáneamente por varios factores extrínsecos, entre los que la subsidencia ocuparía un rol destacado. Vale además recalcar que, en el tiempo de acumulación de las citadas secuencias se estaría depositando hacia el centro de la

cuenca la Formación Mulichinco, la que de acuerdo a Schwarz (2003) se compone de una sola secuencia de tercer orden (de 2 Ma), y hacia el techo de la cual acontece un período de inundación marina a nivel de toda la cuenca (Miembro Inferior de la Formación Agrio). La referida inundación está evidenciada en la zona de estudio a través del contacto entre las Formaciones Bajada Colorada y Agrio, el mismo que fue relacionado con la discontinuidad intravalanginiana por Leanza y Hugo (1997). Sin embargo, tal como se tal como se viene resaltando en este estudio, buena parte de los depósitos de la Formación Bajada Colorada se encontrarían por encima de la mencionada discontinuidad (**figura 110**). En síntesis, si hacia el centro de la cuenca se forma una sola secuencia de tercer orden entre la discontinuidad intravalanginiana y la base del Miembro Inferior de la Formación Agrio, no es posible que hacia el sur se formen cuatro secuencias de orden similar (por el tiempo que requeriría la generación de las mismas). Es por estas razones que consideramos aquí que las secuencias SEQ3 a SEQ6 tienen una jerarquía de cuarto orden.

Una última razón para considerar que las secuencias SEQ3 a SEQ6 se sitúen sobre la discontinuidad intravalanginiana radica en que no se cuenta con ninguna evidencia específica como para pensar que las secuencias establecidas fuera del área de estudio por Gulisano et al. (1984) se correspondan dentro de dicha área con la tercera, cuarta, quinta y sexta secuencias de la Formación Bajada Colorada. Como bien se observa en los esquemas de los mencionados investigadores (**figura 107**), después de la depositación de A6 no hay ningún rastro de depósitos continentales en el área de estudio. Las secuencias A5 y A6 de acuerdo a estos autores son de tercer orden y comenzarían a depositarse en el Berriasiano inferior; sin embargo, de acuerdo a estudios más modernos la Formación Bajada Colorada comenzaría a depositarse en el Berriasiano superior, por cubrir sedimentitas de la Formación Picún Leufú asignadas al Tithoniano medio alto – Berriasiano inferior (Leanza y Hugo, 1997). Por lo tanto, si se considera que la secuencia A5 de Gulisano et al. (1984) incluye depósitos de la Formación Bajada Colorada, entonces ésta no debería empezar en el Berriasiano inferior sino en el Berriasiano superior (Cf. Schwarz, 2003). Con respecto

a la discontinuidad intravalanginiana, clásicamente se ha señalado la ausencia de depósitos de la Formación Bajada Colorada por encima de dicha discontinuidad, lo que se cree que puede ser factible pero únicamente en los sectores vinculados con la dorsal de Huincul (que habría actuado como un área positiva), ya que hacia el norte de la influencia de dicha dorsal se depositó en el Valanginiano superior la Formación Mulichinco y hacia el sur lo habría hecho como se viene proponiendo la parte superior de la Formación Bajada Colorada (**figura 110**).



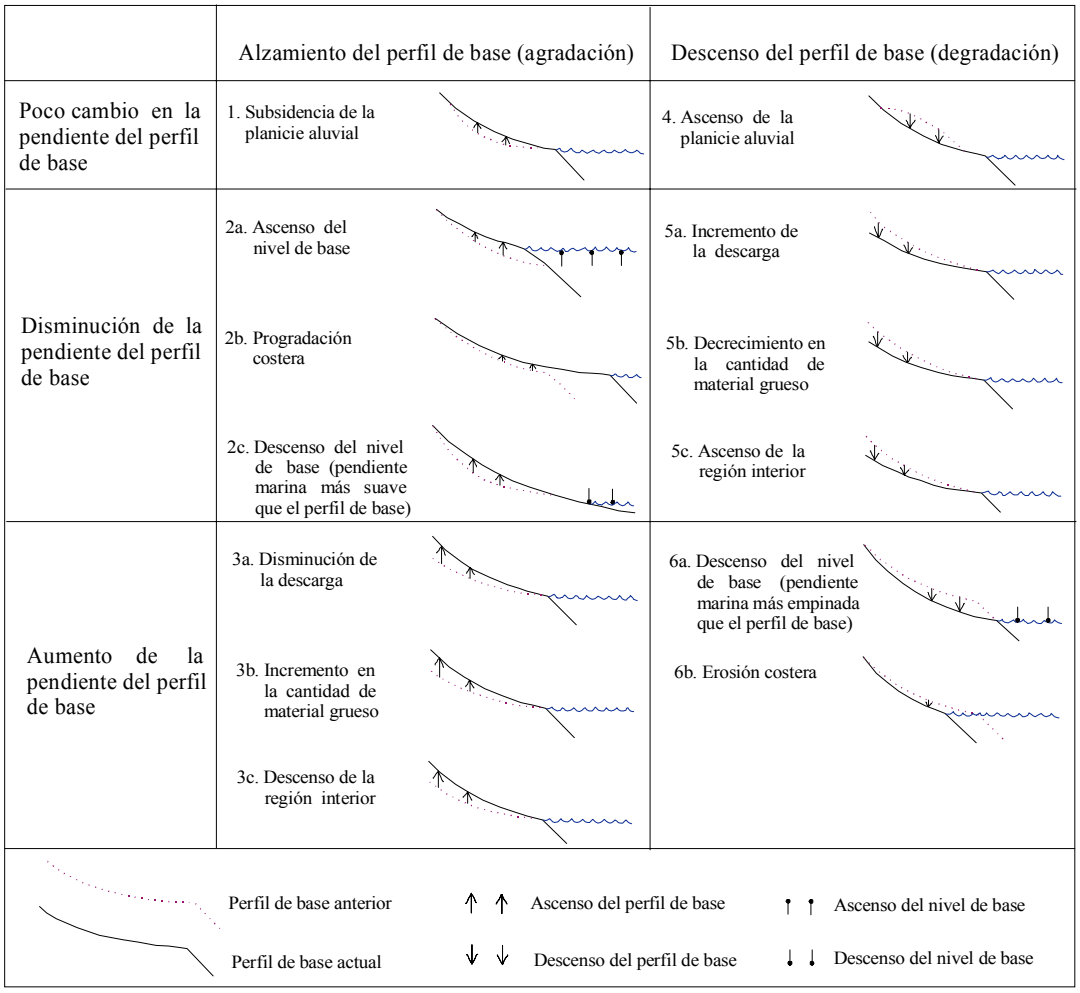
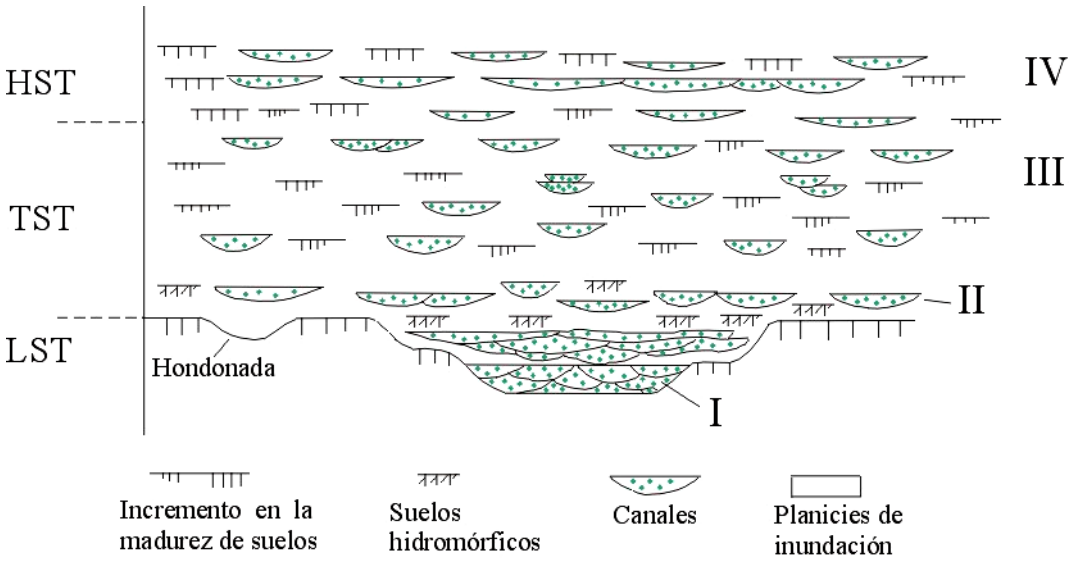


Figura 98. Hacia arriba se presenta un esquema ilustrativo del concepto de perfil de base y hacia abajo, los cambios del perfil de base de acuerdo a la variación de diversos factores de control que lo afectan (Modificados de Quirk, 1996).



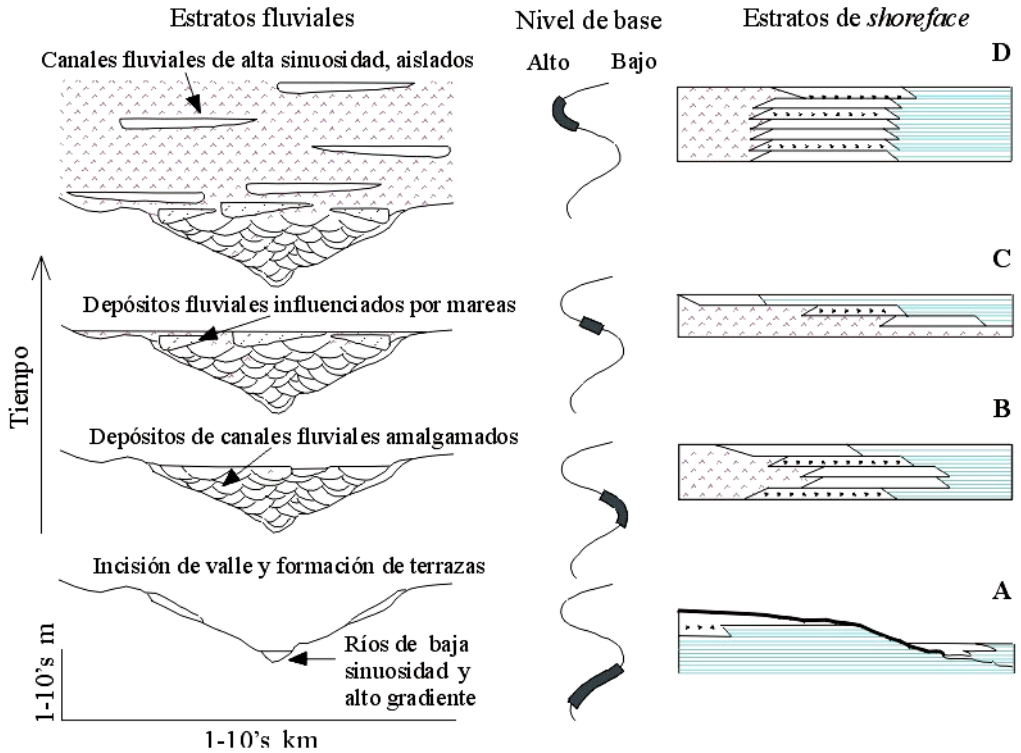


Figura 99. Principales modelos sobre secuencias deposicionales en depósitos fluviales. El de arriba fue propuesto por Wright y Marriott (1993), y el de abajo por Shanley y McCabe (1994).

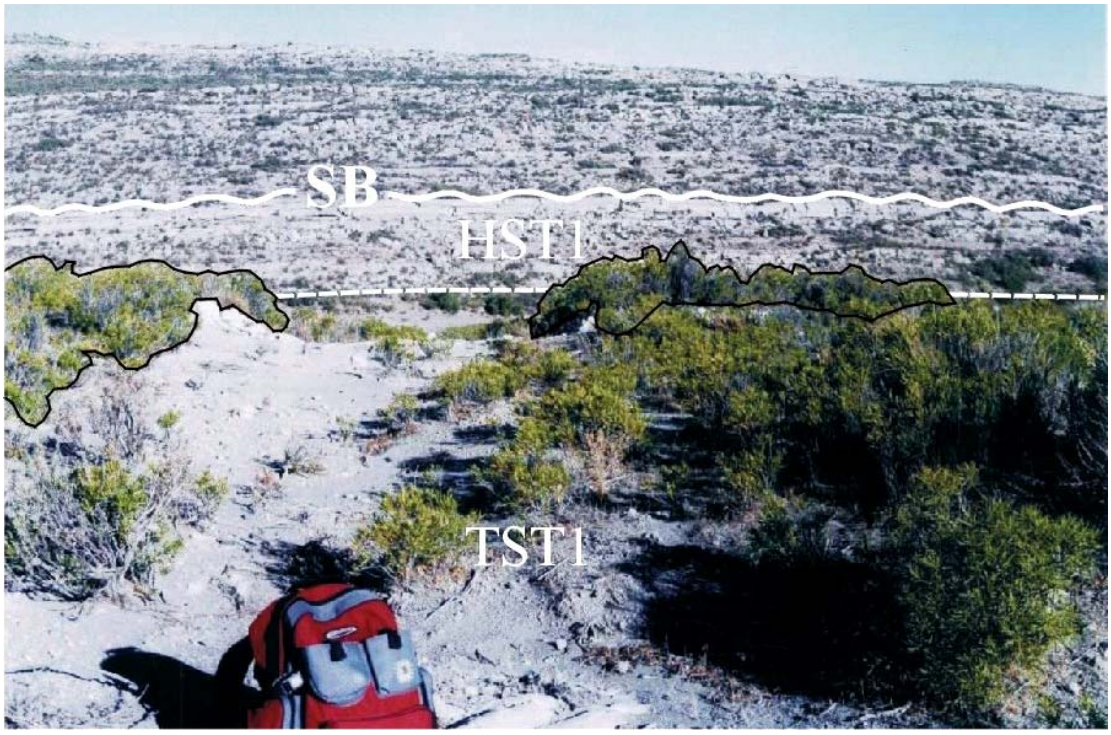


Figura 100. Cortejos sedimentarios de la primera secuencia deposicional de la Formación Bajada Colorada: de nivel bajo = LST1, transgresivo = TST1 y nivel alto = HST1. Límite de secuencia = SB. Perfil Arroyo Carrizal (figura de arriba) y Agua del Overo (figura de abajo).

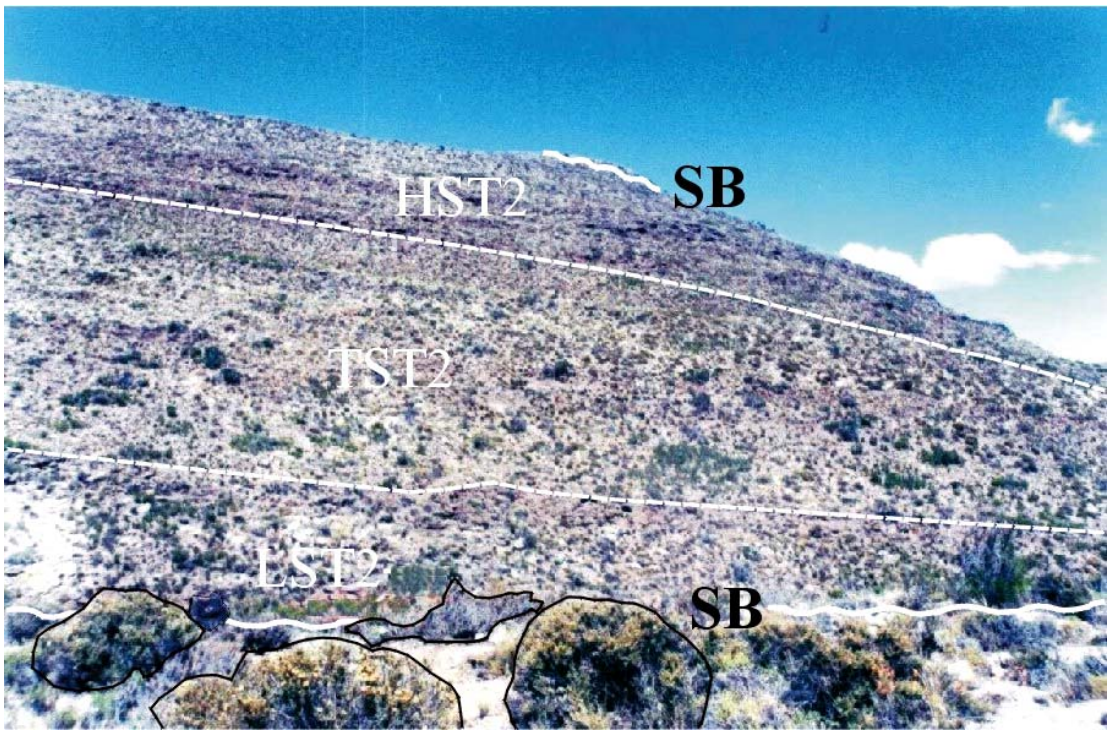


Figura 101. Cortejos sedimentarios de la segunda secuencia deposicional de la Formación Bajada Colorada: de nivel bajo = LST2, transgresivo = TST2 y nivel alto = HST2. Límite de secuencia = SB. Perfil Arroyo China Muerta.

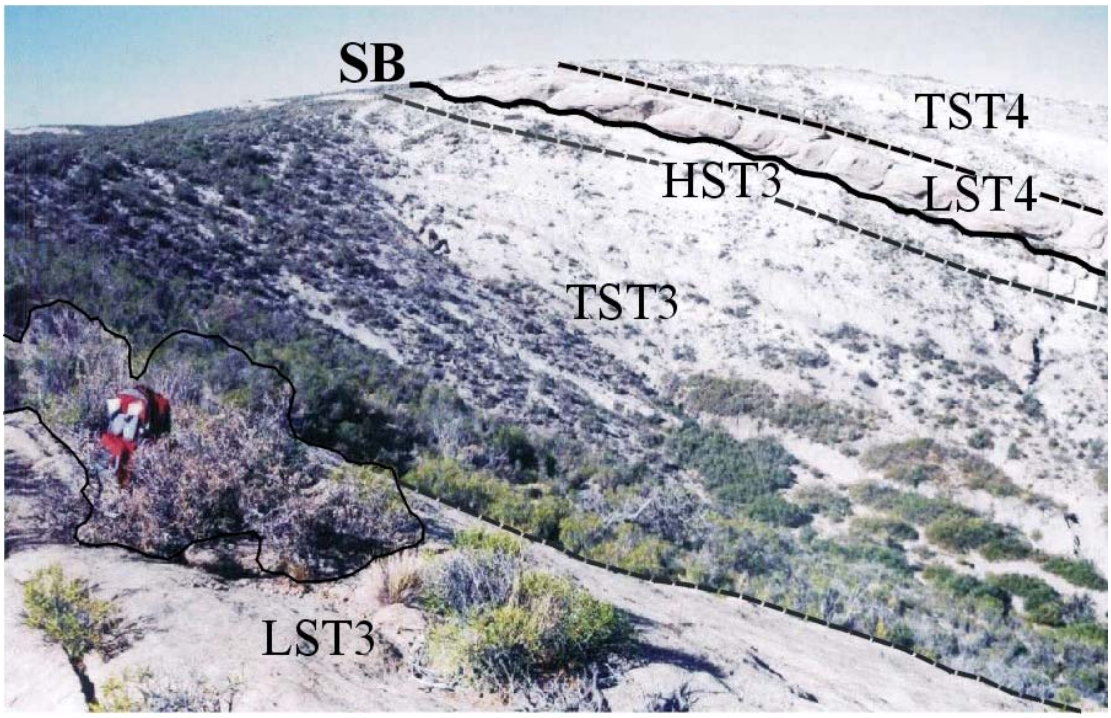


Figura 102. Cortejos sedimentarios de la tercera y cuarta secuencia depocicional de la Formación Bajada Colorada. Para la tercera secuencia: de nivel bajo = LST3, transgresivo = TST3 y nivel alto = HST3. Para la cuarta secuencia: de nivel bajo = LST4 y transgresivo = TST4. Límite de secuencia = SB. Perfil Arroyo Carrizal.

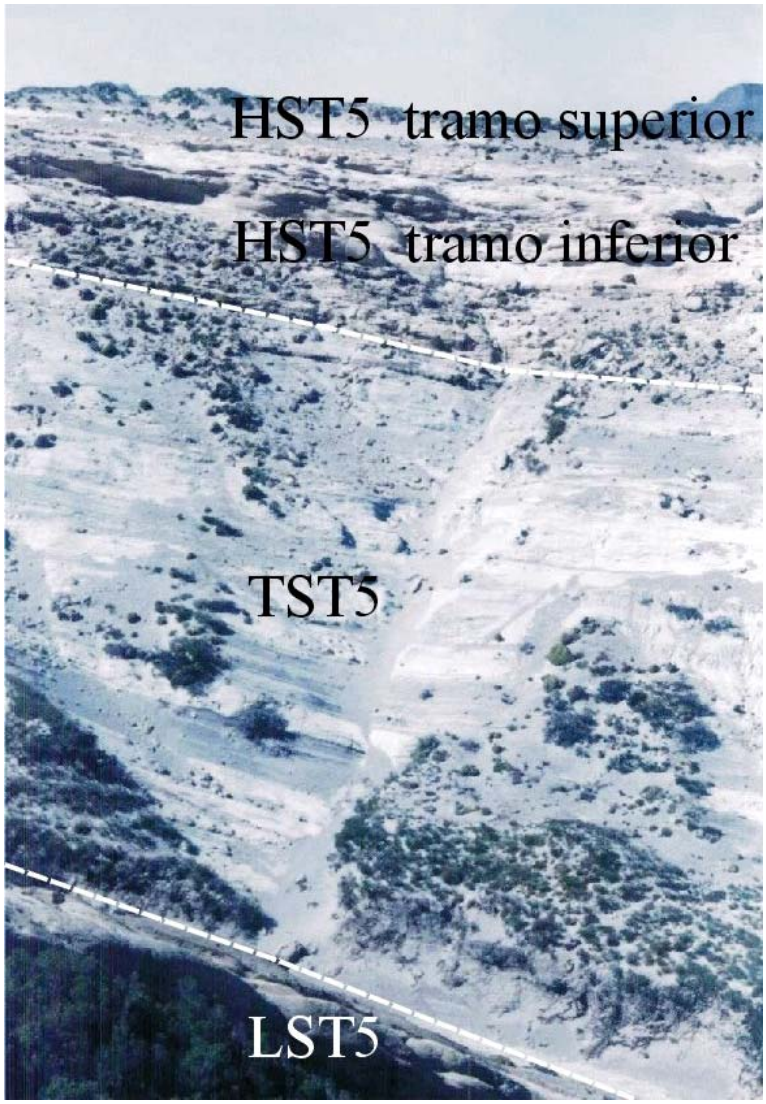


Figura 103. Cortejos sedimentarios de la quinta secuencia deposicional de la Formación Bajada Colorada: de nivel bajo = LST5, transgresivo = TST5 y nivel alto = HST5. Perfil Arroyo Carrizal.

Figura 104. Vista del tramo superior de la sexta secuencia deposicional de la Formación Bajada Colorada (HST6) y del límite con la Formación Agrio (SB). Perfil Arroyo Bañados de Caichigüé.

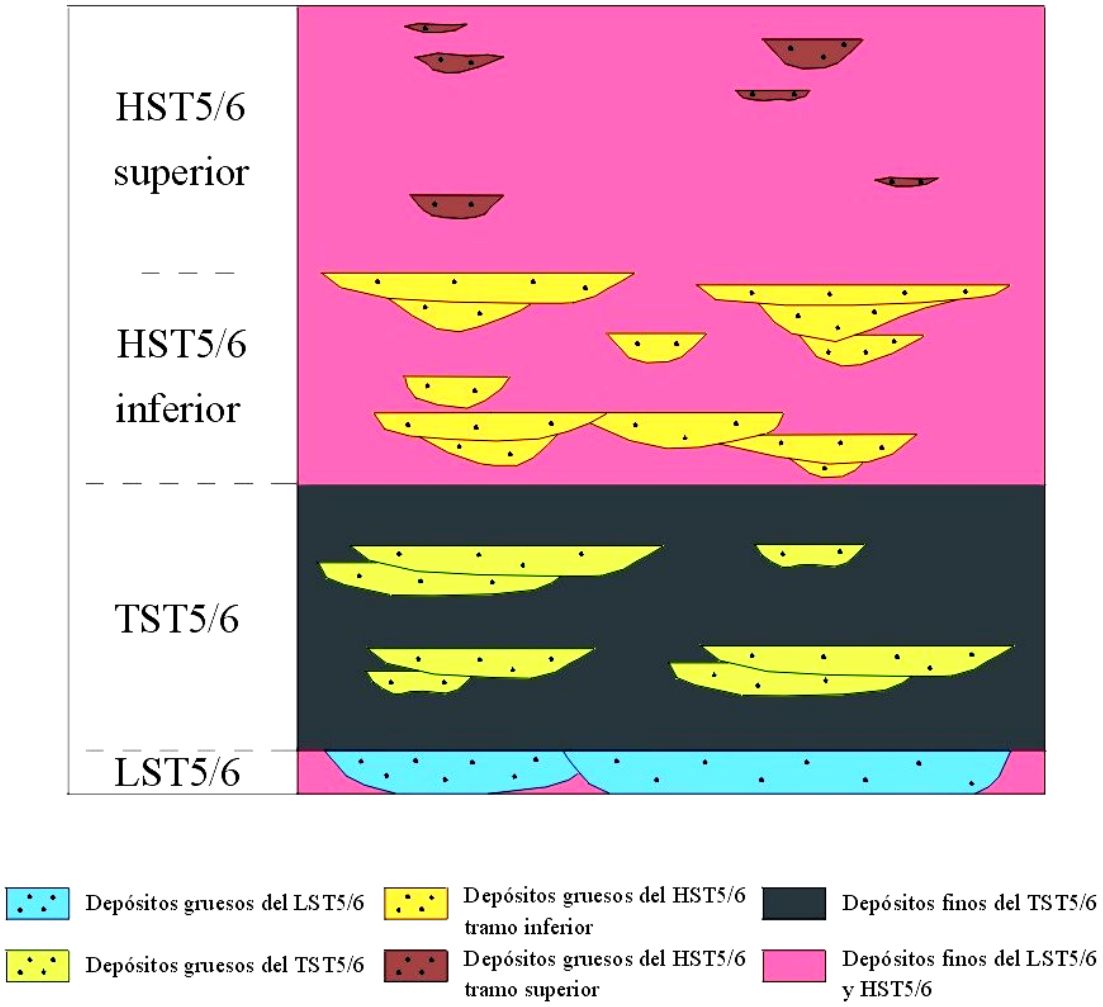


Figura 105. Esquema idealizado para la quinta y sexta secuencias deposicionales de la Formación Bajada Colorada. Obsérvese que los cortejos de nivel alto de estas secuencias están subdividos en dos tramos (inferior y superior).

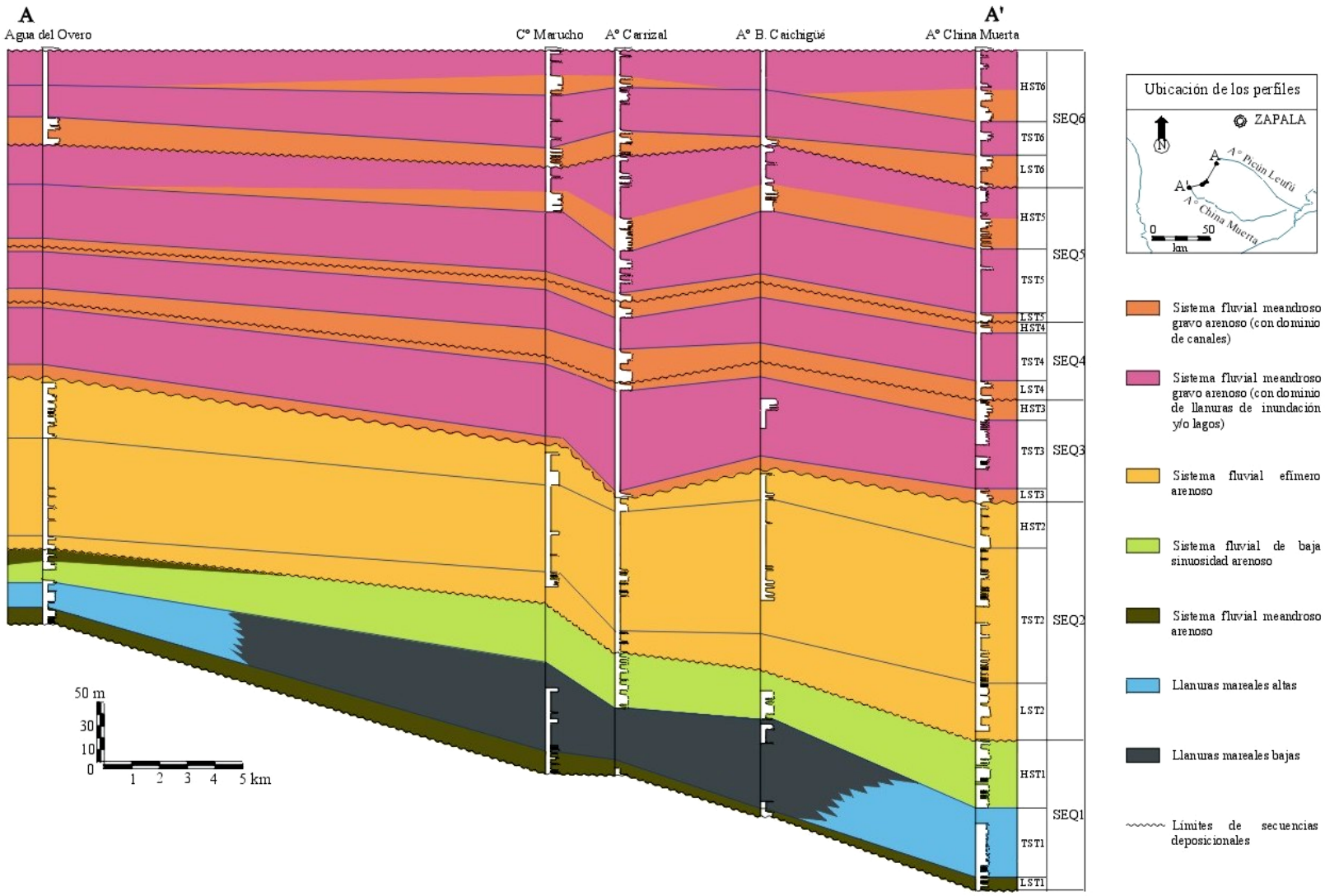


Figura 106. Secuencias deposicionales y distribución de los ambientes de acumulación en la zona de estudio.

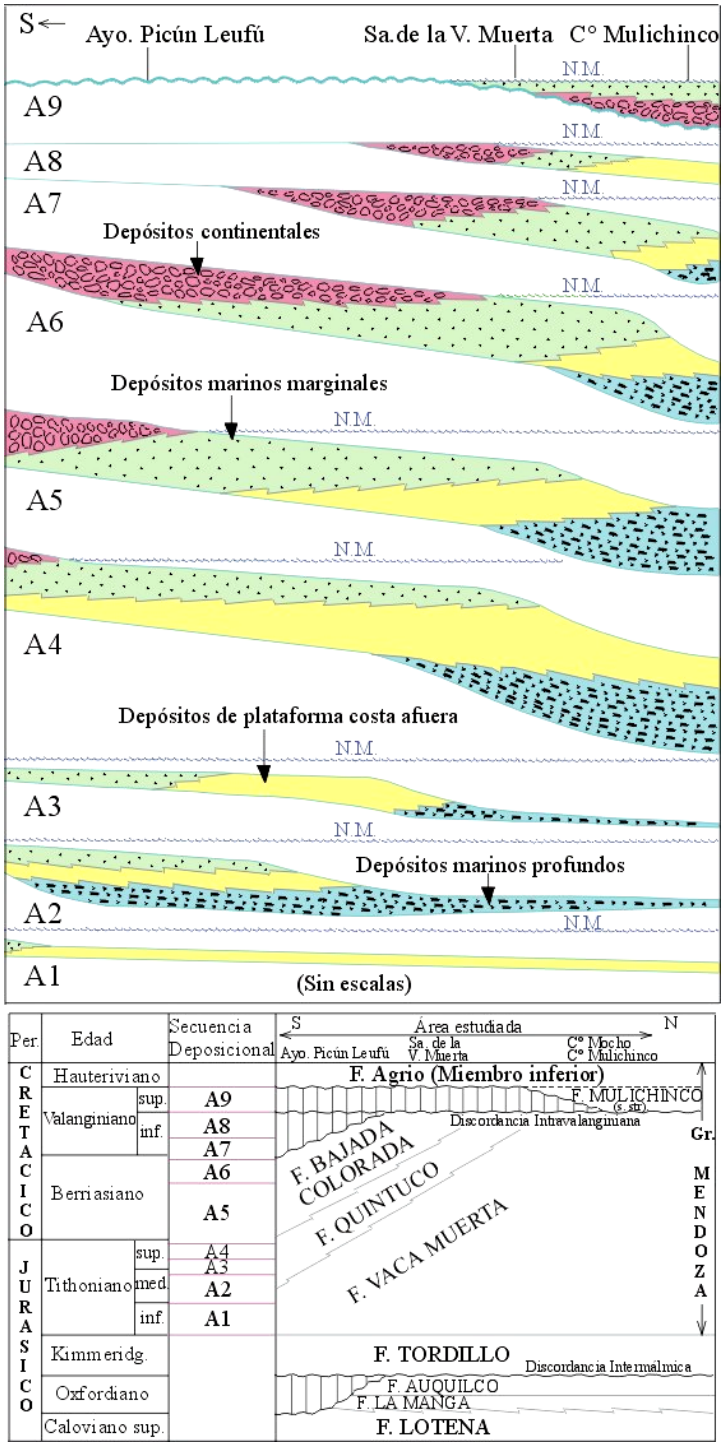


Figura 107. Modelos sedimentarios esquemáticos para las secuencias deposicionales del Tithoniano - Valanginiano y cuadro estratigráfico del Grupo Mendoza. A partir de Gulisano et al. (1984); Legarreta y Gulisano (1989). Nótese que en estas representaciones la Formación Bajada Colorada sólo abarca las secuencias deposicionales A5 y A6 en la zona del Arroyo Picún Leufú.

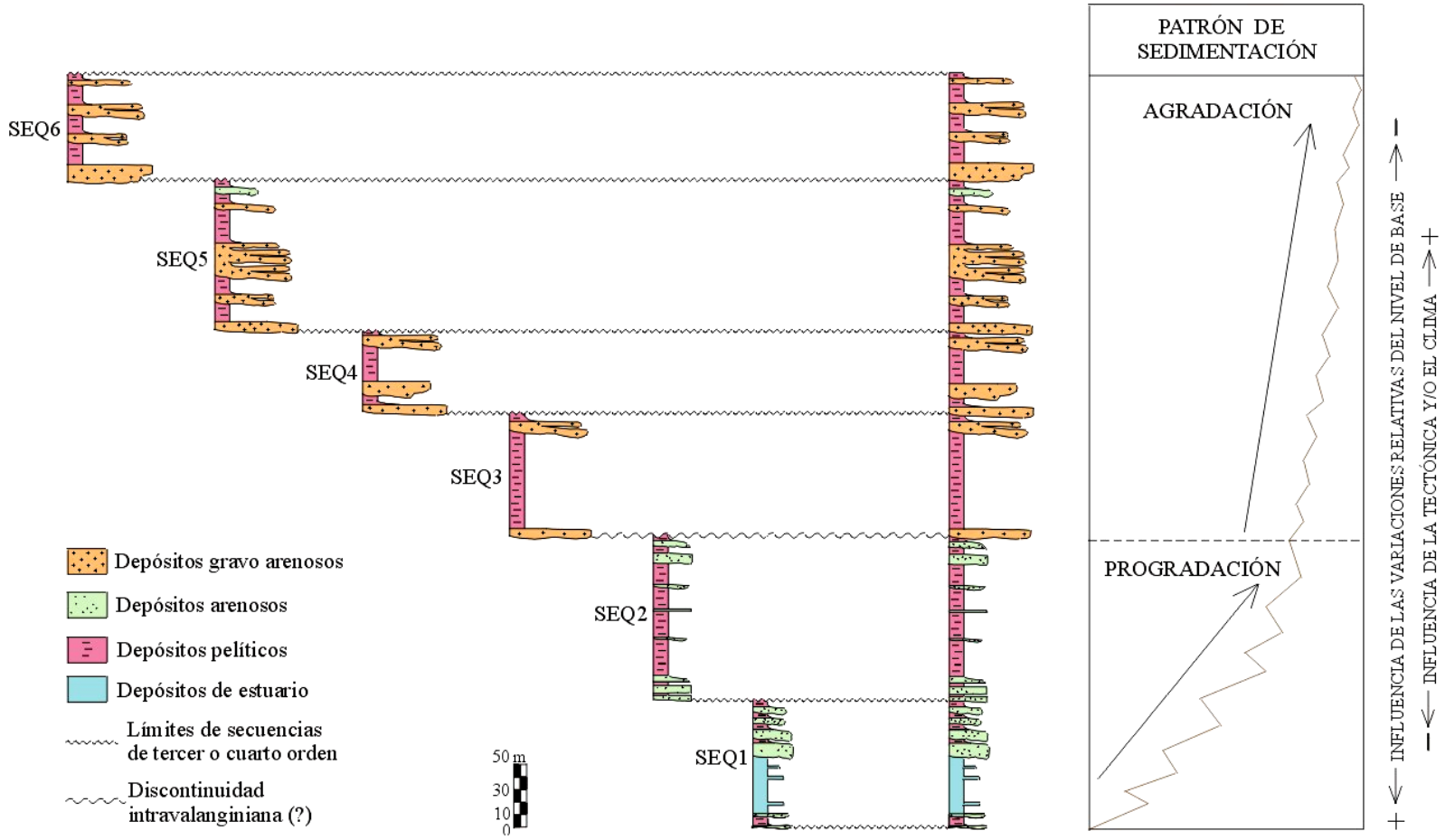


Figura 108. Perfil sintetizado de la Formación Bajada Colorada. Nótese que hacia la parte superior de la formación los depósitos simbolizan una mayor influencia de la tectónica y/o el clima, y una menor preponderancia de las variaciones relativas del nivel de base. El patrón de sedimentación varía desde un dominio del estilo progradacional en la parte inferior a agradacional en la superior.

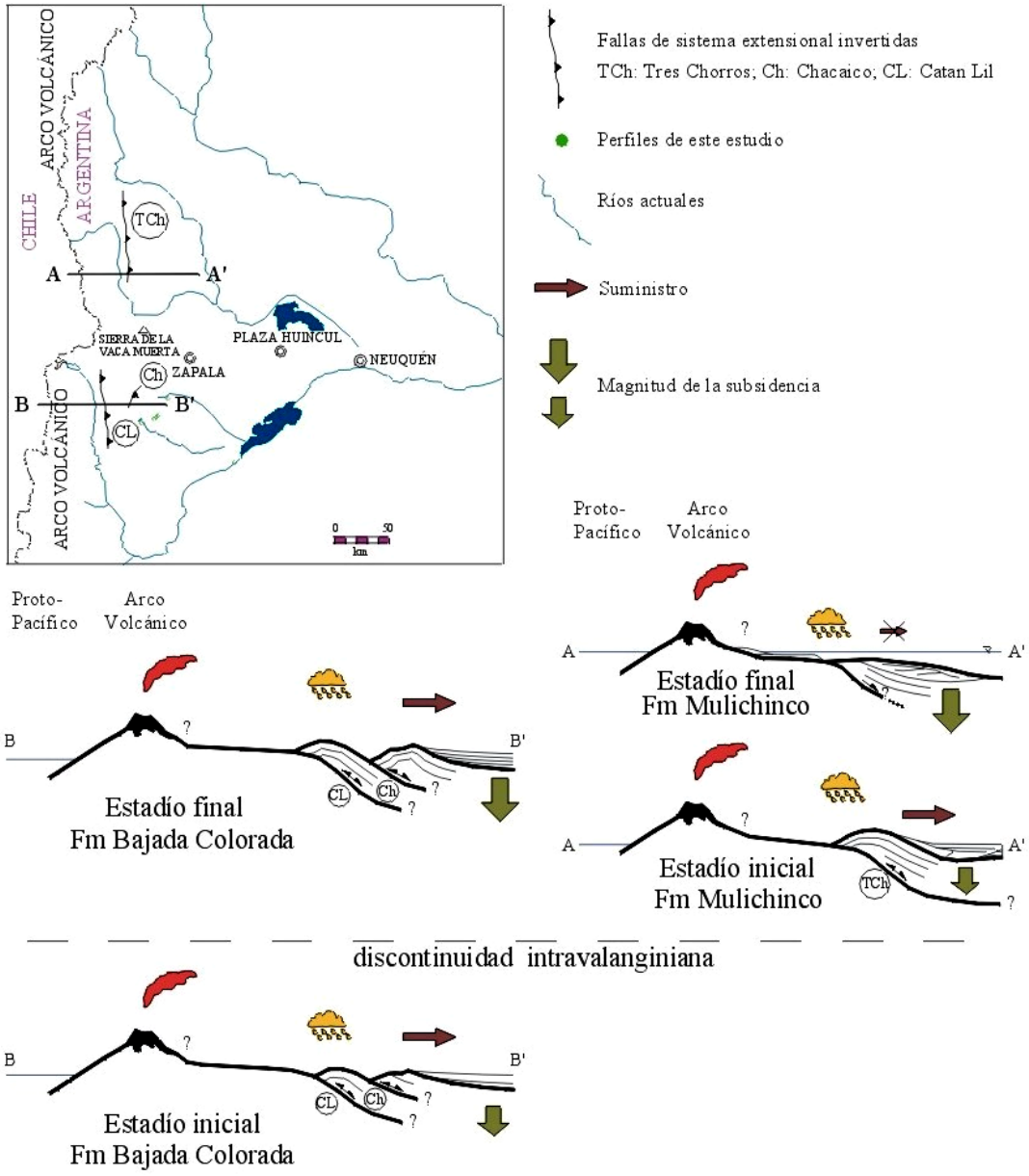


Figura 109. Esquemas idealizados sobre las características paleodinámicas del centro y sur de la Cuenca Neuquina para antes y después de la discontinuidad intravalanginiana y sus influencias sobre las Formaciones Bajada Colorada y Mulichinco. Los bosquejos de la Formación Mulichinco han sido modificados a partir de Schwarz (2003). Previo a la discontinuidad intravalanginiana la inversión de antiguas fallas extensionales habría sido de menor magnitud relativa. A partir de la discontinuidad intravalanginiana se produjo una significativa inversión de antiguas fallas extensionales hacia el oeste de la zona de depositación tanto de la Formación Bajada Colorada como Mulichinco. En la Formación Bajada Colorada la provisión de sedimentos asociada con estas áreas podría acontecer hacia el tope de la sucesión, mientras que, en la Formación Mulichinco dicha provisión cesa hacia el tope.

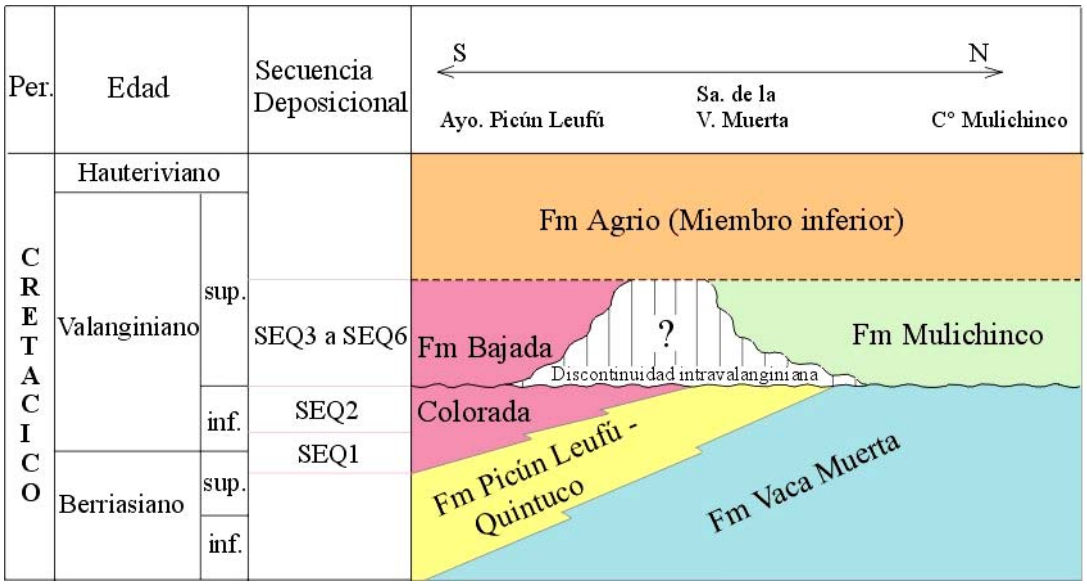


Figura 110. Ubicación temporal de la Formación Bajada Colorada y sus relaciones con otras formaciones del Grupo Mendoza. La principal novedad surgida de este trabajo radica en que los depósitos de la parte superior de la formación estudiada (secuencias deposicionales SEQ3 a SEQ6) se encuentran sobre la discontinuidad intravalanginiana y por lo tanto, la Formación Mulichinco se correlaciona temporalmente con la parte superior de la Formación Bajada Colorada, aunque no fisicamente debido a que la actividad tectónica de la Dorsal de Huincul separó las áreas de depositación de estas formaciones.

Conclusiones

1) El estudio de la Formación Bajada Colorada se inició con el análisis de las litofacies, permitiendo distinguir dos principales tramos para la sucesión sedimentaria de esta unidad: uno de dominio arenoso hacia la parte inferior y otro de dominio gravoso hacia la superior. Todos los cuerpos rocosos (litosomas) que se estudiaron, correspondientes tanto a ambientes fluviales como de transición entre el continente y el mar, pudieron ser caracterizados por elementos arquitecturales.

2) El análisis exhaustivo de las litofacies, junto con el de los elementos arquitecturales, así como la distribución y frecuencia de éstos, permitieron distinguir los principales sistemas sedimentarios de la Formación Bajada Colorada:

   a) En la parte basal de la unidad los depósitos se caracterizan por la presencia de un sistema fluvial meandroso arenoso, en el que se destacan dos miembros, uno de textura gruesa y otro de grano fino. El primero se compone de materiales acumulados por procesos tractivos, los que generaron dunas y óndulas arenosas (elemento arquitectural SD) y depósitos de acreción lateral (elemento arquitectural LA). Las sedimentitas del miembro fino por su parte consisten de depósitos gruesos y finos de planicie de inundación. Los gruesos comprenden los albardones (elemento arquitectural LV), los canales pequeños (elemento arquitectural CHL) y los lóbulos de desbordamiento (elemento arquitectural LD), mientras que los finos son el resultado de procesos de decantación a partir de suspensiones ácueas y se reúnen en el elemento arquitectural FF.

b) Entre las sedimentitas continentales de la parte inferior de la formación se depositó un sistema estuarino, que comprende tres principales zonas: interna, central y externa. En la interna se estableció un subambiente de canales distributarios (elemento arquitectural CD) y bahías interdistributarias (elemento arquitectural PM), destacándose para los sectores canalizados el dominio de la acción fluvial y alta energía, aunque con alguna influencia marina; mientras que, en los sectores interdistributarios se denota una acción mareal mucho más pronunciada, llegándose a formar depósitos de riachuelos meandrosos de poca profundidad (elemento arquitectural RAS). La zona central consiste de depósitos silicoclásticos y calcáreos tanto de textura gruesa como fina. Los silicoclásticos se vinculan con las barras de desembocadura con dominio mareal (elemento arquitectural BD), mientras que los calcáreos se refieren a los bancos marinos someros (elemento arquitectural BC); por otra parte los depósitos finos se identifican con el elemento arquitectural de las llanuras de marea (PM). Por la presencia y características de las dos zonas descritas, se estima que debería existir una tercera (externa) en donde se encontrarían depósitos de barreras / espigas subaéreas o de barras sumergidas, los que no pudieron ser observados en la Formación Bajada Colorada debido a que quizás no fueron preservados, o porque la zona de estudio no alcanzó el área donde se habría producido su acumulación. Los depósitos y principales características de las zonas descritas se ajustaron a un modelo de facies de tipo estuarino micromareal o con dominio de olas.

c) Sobre los depósitos del sistema estuarino se encuentran los de un sistema fluvial de baja sinuosidad arenoso, que se caracterizan por presentar una gran cantidad de depósitos tractivos alternados con niveles de depósitos finos. Los depósitos tractivos forman parte de la depositación dentro de los canales y comprenden las barras arenosas (elemento arquitectural SB) o los depósitos con dominio de acreción vertical (elemento arquitectural VA). Los canales de

este sistema tienen una alta tasa de agradación indicada por el apilamiento vertical de los litosomas y por las frecuentes reactivaciones. Los depósitos más finos del sistema se presentan de manera subordinada, y consisten en arenas finas de depósitos de albardón (elemento arquitectural LV), dunas y óndulas arenosas (elemento arquitectural SD), y depósitos finos de planicie de inundación (elemento arquitectural FF).

d) Un poco más arriba de la sucesión sedimentaria de la formación se depositó un sistema fluvial efímero arenoso, en el que se destacan dos miembros distintos, que corresponden a los de dominio arenoso y pelítico. El primero se refiere a litosomas que se generaron por corrientes efímeras no canalizadas formando los mantos de arena laminada (elemento arquitectural LS) y también por corrientes efímeras pobremente canalizadas que se vinculan con canales pequeños (elemento arquitectural CHL), así como dunas y óndulas arenosas (elemento arquitectural SD). El segundo (elemento arquitectural FF) se depositó en zonas laterales o distales con respecto a aquellas donde se acumularon las arenas, que podrían llegar a ser lacustres también efímeras; además los depósitos pueden alcanzar espesores de unas pocas decenas de metros y frecuentemente contienen grietas de desecación (rasgos de sequías temporales) y en forma subordinada dunas eólicas.

e) Hacia la parte superior de la Formación Bajada Colorada se depositó un sistema fluvial meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso, en el que pudieron diferenciarse dos miembros, uno de textura gruesa y otro de grano fino. Los elementos arquitecturales vinculados con el miembro de textura gruesa son las barras tridimensionales y longitudinales gravo arenosas (elementos arquitecturales GBT y GBL) y las dunas (y óndulas) arenosas y/o barras arenosas (elemento arquitectural SD/SB). Debido a que los elementos arquitecturales del miembro grueso se depositaron en canales frecuentemente multi-episódicos y multi-laterales, se pudieron generar fajas y mantos, los que

en el caso de la Formación Bajada Colorada tienen una relación promedio ancho / profundidad de 24 y 200, respectivamente. Las sedimentitas del miembro fino se componen por depósitos finos de planicie de inundación (elemento arquitectural FF) y en menor medida por depósitos de albardón (elemento arquitectural LV); además en unos pocos casos se presentaron canales de desbordamiento gravosos.

3) El estudio petrográfico de la Formación Bajada Colorada permitió establecer ciertas conclusiones referentes a los componentes de las sedimentitas, a las petrofacies y a la proveniencia.

   a) En esta formación el cuarzo monocristalino y los litoclastos volcánicos corresponden respectivamente al mineral y fragmentos de rocas más importantes. Con excepción del sistema de baja sinuosidad gravo arenoso, en los demás sistemas sedimentarios se presenta una mayor proporción de plagioclasas que de feldespatos potásicos. La calcita corresponde al principal tipo de material ligante en la formación estudiada, seguida por la hematita; y con menor importancia relativa, el crecimiento secundario del cuarzo.

   b) Se pudieron determinar cuatro principales tipos de petrofacies, que corresponden a las de litoarenita, litoarenita cuarzosa, litoarenita cuarzo arcósica y litoarenita arcósica. Debido a que en la mayor parte de las muestras la participación de fragmentos líticos es más importante que el cuarzo (porcentaje relativo de cuarzo inferior al 35%), y la relación de fragmentos líticos / feldespatos es mayor a 1, las petrofacies más destacadas corresponden a las de litoarenita y litoarenita arcósica.

   c) Los sentidos noreste y sureste de los paleoflujos sugieren que las áreas fuentes de mayor importancia se ubicaron hacia el suroeste y noroeste de la zona de depositación. La gran cantidad de fragmentos líticos volcánicos sumada a otros

factores (ejemplo cuarzo con engolfamientos), permitieron interpretar que el ámbito del arco magmático ubicado en el margen occidental de la cuenca representaría el principal proveedor de sedimentos para la Formación Bajada Colorada, seguido por la proveniencia desde un orógeno reciclado.

4) A través del estudio de las pelitas por difracción de rayos X se estableció la presencia de cuatro principales argilominerales en la Formación Bajada Colorada: esmectita, clorita, illita y caolinita. La esmectita es el de mayor proporción relativa, seguido por la clorita e illita y en mucho menor tenor la caolinita. También se reconocieron dos tipos de interestratificados: illita / esmectita (con 90% de illita) y clorita / esmectita (con 60% de clorita). Por último se encontraron varios minerales de tamaño menor a 2 μ, pero que no contienen las estructuras cristalinas de los minerales arcillosos, siendo los más destacados el cuarzo, feldespatos, yeso, anhidrita, óxidos de hierro, carbonatos y ceolitas. De acuerdo a la proporción relativa de los argilominerales o al dominio relativo de alguno de los interestratificados se definieron cinco argilofacies. La distribución en la vertical de las argilofacies permitió deducir que la actual configuración composicional de los argilominerales en la Formación Bajada Colorada está fuertemente determinada por los procesos diagenéticos.

5) Por medio del análisis secuencial de la Formación Bajada Colorada se pudieron determinar seis secuencias deposicionales (SEQ1 a SEQ6), en donde las dos primeras comprenden depósitos de dominio arenoso y las restantes de dominio gravo arenoso. Todas las secuencias lograron ser subdivididas en tres cortejos principales, que corresponden a los de nivel bajo, transgresivo y de nivel alto.

   a) La primera secuencia deposicional (SEQ1) tiene como principal característica la inclusión de los depósitos de tres sistemas sedimentarios: fluvial meandroso arenoso, estuarino micromareal y fluvial de baja sinuosidad arenoso. Su espesor promedio es de 100 m, y los cambios de un sistema sedimentario al

otro constituyen la clave para discriminar los distintos cortejos. No existen claros indicios de que se haya producido la incisión de valles durante la etapa temprana del cortejo de nivel bajo, lo que puede estar vinculado con la baja pendiente de la plataforma, ocasionando además que en la etapa tardía los canales se hayan reanudado como meandrosos. En el cortejo transgresivo dominó el sistema estuarino micromareal, debido a la poca provisión de sedimentos desde el continente y a la importante creación de espacio de acomodación debido al ascenso del nivel del mar. En el cortejo de nivel alto predominó el sistema fluvial de baja sinuosidad arenoso y en forma subordinada el meandroso arenoso, destacándose un decrecimiento en sus espesores de sur a norte. De forma estimativa el control extrínseco de mayor preponderancia sobre la primera secuencia correspondió a las variaciones relativas del nivel del mar, seguido de manera subordinada por cambios locales de subsidencia.

b) La segunda secuencia deposicional (SEQ2) comprende los depósitos del sistema fluvial efímero arenoso y es la de mayor espesor en la Formación Bajada Colorada (promedio de 158 m). En vista de que todos los cortejos secuenciales se componen de los depósitos de este sistema, dichos cortejos se diferenciaron entre sí por la arquitectura deposicional. El límite inferior no representa ninguna superficie claramente erosiva (discontinuidad no erosiva) y está reflejado por el comienzo del citado sistema, donde en ciertos casos, la base del primer manto de arena laminada (elemento arquitectural LS), correspondió al límite de secuencia. La destacable potencia relativa de la segunda secuencia y el continuo registro de alternancias entre depósitos finos y gruesos durante toda su evolución, indicarían una elevada tasa de creación de espacio de acomodación en todo momento, aunque de manera más acentuada durante el cortejo transgresivo. En la segunda secuencia deposicional la creación de espacio de acomodación estuvo influenciada de manera destacable, no sólo por los cambios relativos del nivel de base (considerado como el nivel

del mar), sino además por otros procesos continentales, resaltándose las variaciones en la descarga y en la provisión de sedimentos (vinculados con el clima), así como en la subsidencia.

c) La tercera, cuarta, quinta y sexta secuencias deposicionales de la Formación Bajada Colorada (SEQ3 a SEQ6) se componen de los depósitos del sistema fluvial meandroso de baja sinuosidad gravo arenoso. En estas secuencias los distintos intervalos fueron determinados sobre la base de la arquitectura deposicional. De esta manera, los cortejos de nivel bajo se caracterizan por el neto dominio de los depósitos gravo arenosos sobre los finos y por el hecho de que los litosomas suelen amalgamarse formando cuerpos mantiformes de gran extensión lateral y sin evidencias de incisiones de gran envergadura. Los cortejos transgresivos se caracterizan por exhibir alternancias entre depósitos gravo arenosos y pelíticos, pero con dominio (en ciertos casos abrumador) de los más finos. Por otra parte, los cortejos de nivel alto son más potentes en la quinta y sexta secuencias, e incluso en ellos se establecieron dos diferentes tramos (inferior y superior). Los cortejos de nivel alto de la tercera y cuarta secuencias o los tramos inferiores de la quinta y sexta se caracterizan por el dominio de los depósitos gravo arenosos sobre los más finos y porque los litosomas sugieren procesos agradacionales, mientras que en los tramos superiores de la quinta y sexta secuencias dominan los depósitos finos sobre los gravo arenosos. Debido a que estas secuencias no manifiestan incursiones marinas y que el sistema fluvial dominante es gravo arenoso (con depósitos que decrecen de sur a norte), resulta factible pensar que la tectónica constituyó un factor de control de primer orden.

6) Para estimar las jerarquías de las secuencias deposicionales de la Formación Bajada Colorada se efectuó un análisis integral sobre la base de algunos atributos de la unidad y su comparación con la estratigrafía secuencial de la Cuenca

Neuquina durante el lapso Berriasiano - Valanginiano, su evolución geodinámica y estudios sedimentológicos detallados.

a) De acuerdo a las evidencias aportadas por este trabajo se considera que las dos primeras secuencias de la formación (SEQ1 y SEQ2) son de tercer orden, destacándose además de sus principales características, el hecho de que en estas secuencias la cuenca de drenaje se ubicaba en una posición muy cercana al mar y que por tanto recibían fuerte influencia de las variaciones relativas del nivel de base como factor de control, muy en especial en la primera secuencia.

b) La tercera, cuarta, quinta y sexta secuencias de la Formación Bajada Colorada son de cuarto orden y se habrían desarrollado por encima de la discontinuidad intravalanginiana, lo que está justificado por varias razones suficientemente importantes.

I. La primera razón tiene que ver con la aparición de las gravas en la cuenca aluvial, ya que estos sedimentos empiezan a predominar de manera coincidente con la instalación de la tercera secuencia, lo que podría estar acorde con algún fenómeno de suma importancia tal como un pulso de reactivación tectónica, en este caso probablemente vinculado con la discontinuidad intravalanginiana. Además varios investigadores han propuesto que existiría una fuerte influencia de la tectónica en la génesis de algunas sucesiones del Mezosoico de la Cuenca Neuquina, lo que se ajusta con el importante rol que juega la tectónica en las secuencias mencionadas.

II. Otra razón tiene que ver con la diferencia en los patrones de sedimentación y la influencia de factores de control en las secuencias. El patrón de sedimentación constituido por las dos primeras secuencias (SEQ1 y SEQ2) es progradacional, mientras que el que conforman las últimas (SEQ3 a SEQ6) es agradacional. Por otra parte se ha podido

justificar la importante influencia de las variaciones relativas del nivel de base en las dos primeras secuencias y de la tectónica en las últimas.

III. Una tercera razón tiene que ver con las jerarquías de las secuencias, las que de acuerdo a la comparación con los depósitos del centro de la Cuenca Neuquina (Formación Mulichinco), son estimadas como de cuarto orden. Además tanto hacia el techo de la Formación Bajada Colorada como de la Formación Mulichinco acontece un período de inundación marina a nivel de toda la cuenca (Miembro Inferior de la Formación Agrio), el que está evidenciado en la zona de estudio a través del contacto entre las Formaciones Bajada Colorada y Agrio.

IV. Una última razón para considerar que las secuencias SEQ3 a SEQ6 se sitúen sobre la discontinuidad intravalanginiana radica en que no se cuenta con ninguna evidencia específica como para pensar que estas secuencias se correspondan con las que se establecieron por debajo de dicha discontinuidad y fuera del área de estudio (hacia el norte) en la estratigrafía secuencial de la Cuenca Neuquina.

7) Se deduce finalmente que la Formación Bajada Colorada comenzaría a depositarse en el Berriasiano superior y que las dos primeras secuencias (SEQ1 y SEQ2) se acumularon de forma previa a la discontinuidad intravalanginiana. En el Valanginiano superior se depositó la Formación Mulichinco hacia el norte de la influencia de la Dorsal de Huincul y hacia el sur lo habría hecho la parte superior de la Formación Bajada Colorada (SEQ3 a SEQ6), mientras que en los sectores asociados con dicha dorsal no se habrían producido depósitos de ninguna de estas formaciones, ya que esta estructura habría actuado como un área positiva.

Agradecimientos

Al Servicio Académico de Intercambio Alemán (DAAD) por su importante financiamiento para efectuar mis estudios de postgrado, lo cual hizo posible la realización de este trabajo de Tesis Doctoral. Agradezco muy especialmente a las Dras. Elfie Firzlaff y Gabriele Althoff, y al Lic. Peter Steilen, con quiénes tuve la oportunidad de compartir gratos momentos durante el encuentro de los Becarios de la DAAD en Santiago de Chile.

A mi Director, Dr. Luis A. Spalletti, por su enseñanza, apoyo, comprensión y paciencia durante los cuatro años en que se efectuó la tesis. Mil gracias además por sus continuos aportes en mi investigación y por haber contribuido a dar forma definitiva a este trabajo.

Al Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) de La Plata por permitirme realizar el trabajo de postgrado en sus instalaciones. Agradezco a los directivos que me recibieron, Drs. Luis A. Spalletti y Ricardo Varela; y a los actuales, Drs. Carlos Rapela y Sergio Matheos.

A la Argentina, a la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, y a todos los profesores que me transmitieron importantes conocimientos a través de cursos o materias, por ejemplo los Drs. Luis Spalletti y Juan Franzese. A los Jueces Drs. Hector Leanza, Roberto Scasso y Carlos Limarino por aceptar la supervisión de este trabajo y por sus valiosas opiniones y sugerencias.

A las personas que hicieron mucho más gratas nuestras estadías en la ciudad de Zapala. Entre ellas, al Dr. Hector Leanza con quién se tuvo la oportunidad de charlar en varias ocasiones acerca de la zona de estudio. A los Sres. Sergio y Rafael Cocca, del Museo Olsacher de Zapala, por el apoyo incondicional en las tareas de campo.

Vale destacar además la amistad que tanto ellos como su familia me brindaron. Al Lic. Juan Colombino, Director Regional de Minería del Neuquén, por facilitarme equipos de campo.

A mis compañeros de campaña que contribuyeron a obtener datos relevantes para esta tesis, Ari Iglesias, Néstor Canessa y Martín Irribarren.

A los Drs. Ernesto Schwarz, Pablo González y Gonzalo Veiga por sus sugerencias en el formato y estética de algunas de las ilustraciones.

Al Dr. Marcelo Manassero por su constante estímulo y sincera amistad. Agradezco además sus opiniones y sugerencias en algunos temas relacionados con la tesis, especialmente la petrografía.

Al Lic. Alfredo Benialgo y a su esposa Dra. Sara Ballent por su amistad y por haber estado siempre dispuestos a guiarme en cualquier tema referente a sus especialidades.

Al Lic. Jorge Maggi por ser mi pana y por haber hecho más agradables los momentos de trabajó en el laboratorio de rayos X.

Al Dr. Daniel Poiré por haberme guiado en la identificación de las trazas fósiles y por permitirme utilizar el laboratorio de rayos X para estudiar las pelitas. Además vale destacar su simpatía, buen humor y constante estímulo.

A Norma Valdez por su cariño, amistad y por haberme escaneado muchas de las fotografías utilizadas en este trabajo.

A Oscar Nuñez por su amistad y por sus amenas charlas.

Al personal del CIG que resta por nombrar, ya que durante estos cuatro años ellos me brindaron su apoyo: Drs. Eduardo Llambías, Julio Merodio, Carlos Cingolani, Ana Sato, Luis Dalla Salda, Eugenio Aragón y Guillermina Sagasti; Lics. Claudia Cavarozzi, Nestor Cannesa, Julio Galeano, Daniela Ancheta, María Raigenmborn, Lucía Gómez Peral y Martín Muravchik; Cdor. Oscar Anzini; Srta. María Eugenia del Valle, Sra. Zulema Celis; Srs. Jorge Wlasiuk, Horacio Beneitez y Daniel Mártire.

Al Lic. Oriol Ferrer por su amistad y los gratos momentos compartidos durante su estadía en el CIG. Vale destacar su permanente y contagioso estímulo por el trabajo.

Al Dr. Raúl Fernández, al Lic. Fernando Archuby y a todas las personas que me trataron tan amablemente en la Facultad de Ciencias Naturales. A Fernando le agradezco también el hecho de haberme guiado en la descripción de las ostras.

A los Drs. Galo Montenegro, Stalín Benitez, Edison Navarrete, Enrique Luna y a todas las personas que me brindaron su aliento desde el Ecuador.

A mi gran amigo, Dr. Honorio Morán Coello, por su constante e incondicional apoyo a pesar de la distancia.

A mis afectos por el aliento y cariño, muy especialmente a mi Madre Violeta Bohórquez, a Rosa Moyano, Hugo Salinas, Jaime Dávila, Luis Lillo, Marco Moyano, Vicente Moyano, Pilar Moyano, Fanny Moyano, María Jaime, Lucy Chang, Nely Chang, Enrique Espinoza, Carlos Tamayo, Elvia Jaime, Carmen Jaime, Wacho Jaime, Greta Jaime, Silvia Lillo y demás familiares.

Y por supuesto agradezco de manera destacable a mi esposa María Lillo, por hacerme sentir de la Argentina como si estuviera en mi propio país. Su amor y apoyo constante contribuyó a mejorar mi rendimiento, lo que fue algo fundamental en la culminación de la tesis.

Bibliografía

Al Rawi, Y., 1983. Origin of the red color in the Gercus Formation (Eocene). Northeastern Iraq. Sedimentary Geology 35: 177-192.

Allen, J.R.L., 1964. Studies in fluviatile sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. Sedimentology 3: 163-198.

Allen, J.R.L., 1965. Sedimentation and paleogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, North Wales. Proceedings of the Yorks. Geological Society 35: 139-185.

Allen, J.R.L., 1970a. Physical processes of sedimentation. Allen y Unwin. 248 pp.

Allen, J.R.L., 1982. Sedimentary structures: their character and physical basis. Elsevier. Developments in Sedimentology n° 30 B. Volume II, chapter 2: 53-100.

Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluviatile sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. Sedimentary Geology 33: 237-293.

Allen J.R.L., 1984. Sedimentary structures: their character and physical basis. Elsevier. Developments in sedimentology. Volume 30. 663 pp. Amsterdam.

Allen, P.A., Cabrera, L., Colombo, F. y Matter, A., 1983. Variations in fluvial style on the Eocene-Oligocene alluvial fan of the Scala Dei Group, SE Ebro Basin, Spain. J Geological Society 140: 133-146.

Amireh, B.S., Schneider, W. y Abed, A.M., 1994. Evolving fluvial-transitional-marine deposition through the Cambrian sequence of Jordan. Sedimentary Geology 89: 65-90.

Anthony, E. J., Oyédé, L. M. y Lang, J., 2002. Sedimentation in a fluvially infilling, barrier- bound estuary on a wave dominated, microtidal coast: the Quémé River estuary, Benin, west Africa. Sedimentology 49: 1095-1112.

Aoyagi, K. y Kazama, T., 1980. Transformational changes of clays minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis. Sedimentology 27: 179-188.

Arche, A., 1989. Deltas. Sedimentología. Consejo Superior de Investigaciones Científicas 1: 395- 449. Madrid.

Barbosa, C.F. y Suguio, K., 1999. Biosedimentary facies of a subtropical microtidal estuary- an example from southern Brazil. J Sedimentary Research 69: 576-587.

Barshad, I., 1966. The effect of a variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils from acid and basic igneous rocks. International Clay Conference, Proceedings 1: 167-173.

Beerbower, J. R., 1964. Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. Geological Survey of Kansas Bulletin 169: 31-42.

Bernier, P., Gaillard, C., Gall, J.C., Barale, G., Bourseau, J.P., Buffetaut, E. y Wenz, S., 1991. Morphogenetic impact of microbial mats on surface structures of Kimmeridgian micritic limestones (Cerin, France). Sedimentology 38: 127-136.

Best, J., 1996. The fluid dynamics of small-scale alluvial bedforms. En Carling, P.A. y Dawson, M.D. (eds) Advances in Fluvial Dinamics and Stratigraphy. Chichester, U.K., Wiley: 67-125.

Bhattacharyya, A. y Morad, S., 1993. Proterozoic braided ephemeral fluvial deposits: an example from the Dhandraul Sandstone Formation of the Kaimur Group, Son Valley, Central India. Sedimentary Geology 84: 101-114.

Billi, P., Magi, M. y Sagri, M., 1987. Coarse-grained low-sinuosity river deposits: examples from Plio-Pleistocene Valdarno Basin, Italy. En Ethridge, F.G., Flores, R.M. y Harvey, M.D. (eds) Recent developments in fluvial sedimentology. SEPM Special Publication 39: 197-203. Tulsa.

BjØrlykke, K. y Aagaard, P., 1992.Clay minerals in North Sea Sandstones. En Houseknecht, D.W. y Pittman, E.D. (eds) Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones. SEPM Special Publication 47: 65- 80.

Blatt, H., 1979. Diagenetic processes in sandstones. En Scholle, P. y Schluger, P. (eds) Aspect of diagenesis. SEPM Special publication 26: 141-157.

Bluck, B. J., 1979. Structure of coarse grained stream alluvium. Transactions of the Royal Society of Edimburgh 70: 181-221.

Boersma, J. R., Meene, E.A., Tjalsma, R.C., 1968. Intricated cross-stratification due to interaction of a megaripple with its lee-side system of backflow ripple (upper-pointbar deposits, lower Rhine). Sedimentology 11: 147-162.

Boggs, S., 1992. Petrology of sedmentary rocks. Maxwell Macmillan. 707 pp.

Brierley, G.J., 1989. River planform facies models: the sedimentology of braided, wandering and meandering reaches of the Squamish River, British Columbia. Sedimentary Geology 61: 17-35.

Bristow, C.S., 1987. Brahmaputra river: channel migration and deposition. En Ethridge, F. G., Flores, R. M., Harvey, M. D (eds) Recent developments in fluvial sedimentology. SEPM Special Publication 39: 63-74.

Bristow, C.S., Skelly, R.L. y Ethridge, F.G., 1999. Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base-level rise. Sedimentology 46: 1029-1047.

Bromley, M.H., 1991. Variations in fluvial style as revealed by architectural elements, Kayenta Formation, Mesa Creek, Colorado, USA: evidence for both ephemeral and perennial fluvial processes. En Miall, A. D. y Tyler, N. (eds) The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology 3: 94-102.

Browne, G.H. y Reay, M.B., 1993. The Warder Formation: cyclic fluvial sedimentation during the Ngaterian (late Albian-Cenomanian) of Marlborough, New Zealand. New Zealand J Geology and Geophysics 36: 27-35.

Butcher, S.W., 1990. The nickpoint concept and its implications regarding onlap to the stratigraphic record. En Cross, T.A. (ed) Quantitative dynamic stratigraphy. Prentice-Hall, Englewood Cliffs: 375-385.

Byers, C.W. y Dott, R.H., 1995. Sedimentology and depositional sequences of the Jordan Formation (Upper Cambrian), northern Mississippi Valley. J Sedimentary Research 65: 289-305.

Carling, P.A., 1999. Perspectives. Subaqueous gravel dunes. J Sedimentary Research 69: 534-545.

Collinson, J.D., 1969. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. J Sedimentary Petrology 39: 194-221.

Collinson, J.D., 1970. Bedforms of the Tana River, Norway. Geogr. Am. Serv. A. 52: 31-56.

Collinson, J.D., 1996. Alluvial sediments. En Reading H. G. (ed) Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy: 37-82. Blackwell Science, Oxford.

Costello, W.R. y Walker, R.G., 1972. Pleistocene Sedimentology; Credit River. Southern Ontario: A new component of the braided river model. J Sedimentary Petrology 42: 389-400.

Critelli, S. & Ingersoll, R.V., 1995. Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Suthern California). Sedimentology 42: 738-804.

Dalrymple, R.W., 1992. Tidal Depositional Systems. En Walker H. G. y James N. P. (eds) Facies models: Response to sea level change. Geological Association of Canada: 195-218. Ontario.

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B. A. y Boyd, R., 1992. Stuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. J Sedimentary Petrology 62: 1130-1146.

Dalrymple, M., Prosser, J. y Williams, B., 1998. A dinamic systems approach to the regional controls on deposition and architecture of alluvial sequences, ilustrated in the Stratfjord Formation (United Kingdom, Northern North Sea). En: Shanley, K.W. y McCabe, P.J., (eds) Relative role of eustasy, climate and tectonism in continental rocks. SEPM Special Publication 59: 65-82.

Davies, D.K., Williams, B.P.J y Vessell, R.K., 1993. Dimensions and quality of reservoirs originating in low ang high sinuosity channel systems, Lower Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas, USA. En North C.P y Prosser D.J. (eds) Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs. Geological Society of London Special Publication 73: 95-121.

deBoer, R.B., 1977. On the termodinamics of pressure solution-interaction between chemical and mechanical forces. Geochimica et Cosmochimica Acta 41: 249-256.

Dellape, D.A., Mombru, C., Pando, G.A., Riccardi, A.C., Uliana, M.A. y Westermann, G.E.G., 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Con consideración sobre la distribución y significado de las sedimentitas lotenianas. Obra del Centenario del Museo de La Plata V: 81-105.

Dewey, J. F., 1988. Extensional collapse of orogens. Tectonics 7: 1123-1139.

Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. J Sedimentary Petrology 40: 695-707.

Dickinson, W. R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. y Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North America Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society of America Bulletin 94: 222-235.

Digregorio, R.E., Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleiming, A.R. y Minniti, S.A., 1984. Esquema de la evolución geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus implicaciones paleogeográficas. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 147-162. Buenos Aires.

Dreyer, T., 1993. Quantified fluvial architecture in ephemeral stream deposits of the Esplugafreda Formation (Palaeocene), Tremp-Graus Basin, northern Spain. En: Marzo, M. y Puigdefábregas, C. (eds) Alluvial sedimentation. International Association of Sedimentologists Special Publication 17: 337-362.

Dunham, R.J., 1962. Clasification of Carbonate rocks according to depositional texture. En Ham, W.E. (ed) Clasification of Carbonate Rock. Mem. Ass. Petrol. Geol. 1, 108-121.

Embry, A.F. y Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N. W. T. Bulletin of Canadian Petroleum Geology 19: 730-781.

Emery, D. y Myers, K.J., 1996. Sequence Stratigraphy. Blackwell Science Ltd., Oxford. 279 pp.

Folk, R.L., 1959. Practical Petrographic classification of limestones. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 43: 1-38.

Folk, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestones types. En Ham, W.E. (ed) Classification of Carbonate rocks: 62-84. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., Vol. 1. Tulsa.

Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D.W, 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. New Zeland Journal of Geology and Geophysics 13: 937-968.

Foucault, J.E., Vaillard, C. y Viñez, R.F., 1987. Estratigrafía de las unidades aflorantes a lo largo del curso inferior del Río Limay, provincias del Nequén y Río Negro, República Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas I: 139-142. San Miguel de Tucumán.

Frenguelli, J., 1941. Rasgos principales de la Fitogeografía Argentina. Rev. Mus. La Plata (n.s.) III: 65-181. 58 láms. La Plata.

Friend, P.F., 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. En Collinson, J.D. y Lewin, J. (eds) Modern and ancient fluvial systems. Int Assoc Sedimentol Spec Publ 6: 345-354.

Friend, P.F., Slater, M.J. y Williams, R.C., 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. Journal of the Geological Society, London 136: 39-46.

Fürsich, F.T., 1981. Salinity-controlled benthic associations from the Upper Jurassic of Portugal. Lethaia 14: 203-223.

García-Gil, S., 1993. The fluvial architecture of the upper Buntsandstein in the Iberian Basin, central Spain. Sedimentary Geology 40: 125-143.

Gawthorpe, R.L, 1986. Sedimentation during carbonate ramp –to –slope evolution in a tectonically active area: Bowland Basin (Dinantian), northern England. Sedimentology 33: 185-206.

Ghosh, S.K., 1987. Cyclicity and facies characteristics of alluvial sediment in the Monongahela –Dunkard Groups, central West Virginia. En Ethridge, F.G., Flores, R.M. y Harvey, M.D. (eds) Recent Developments in Fluvial Sedimentology. SEPM Special Publication 39: 229-241.

Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70 , Hoja Chos Malal. Revista de la Asociación Geológica Argentina I: 177-208.

Gulisano, C.A., 1981. El Ciclo Cuyano en el norte del Neuquén y sur de Mendoza. VII Congreso Geológico Argentino, Actas III: 579-592.

Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R., 1994. Field Guide. The Jurassic of Neuquen Basin. A) Neuquen Province. Asociación Geológica Argentina, Serie E 2. Secretaría de Minería, Publicación 158. 120 pp. Buenos Aires.

Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E., 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano - Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino, Actas I: 221-235.

Hein, F.J. y Walker, R.G., 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. Canadian Journal of Earth Sciences 14: 562-570.

Herrero-Ducloux, A., 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. Boletín de Informaciones Petroleras 23: 1-39.

Hillier, S., Mátyás, J., Matter, A. y Vasseur, G., 1995. Illite/smectite diagenesis and its variable correlation with vitrinite reflectance in the Pannonian Basin. Clay and Clay Minerals 43: 174-183.

Houseknecht, D.W. y Pittman, E.D., 1992. Clay minerals in sandstones: historical perspective and current trends. En Houseknecht, D.W. y Pittman, 1992, E.D. (eds) Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones. SEPM Special Publication 47: 1-4.

Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L, Grimm, J.P., Pickle, J.D. y Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. J Sedimentary Petrology 54: 103-116.

Jackson, R.G., 1975. Hierarchical attributes and a unifying model of bedforms composed of cohesionless sediment and produced by shearing flows: Geological Society of America, Bulletin 86: 1523-1533.

Jackson, R.G. II, 1976. Depositional model of point bars in the lower Wabash River. J Sedimentary Petrology 46: 579-595.

Jervey, M.T., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rocks sequences and their seismic expression. En Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H. W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (eds.) Sea level research –an integrated approach. SEMP Special Publication 42: 47-69.

Jones, C.M., 1977. Effects of varing discharge regimes on bed-form sedimentary structures in modern rivers. Geology 5: 567-570.

Jopling A.V. y Walker R.G., 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. J Sedimentary Petrology 38: 971-984.

Kocurek, G. y Havholm, K.G., 1993. Eolian sequence stratigraphy –a conceptual framework. En Weimer, P. y Posamentier, H. (eds) Recent Advances in and Applications of Siliciclastic Sequence Stratigraphy. AAPG Mem. 58: 393-409.

Langford, R.P. y Chan, M.A., 1989. Fluvial –aeolian interactions: Part II, ancient systems. Sedimentology 36: 1037-1051.

Lawton, T.F., Pollock, S.L. y Robinson, R.A.J., 2003. Integrating sandstone petrology and nonmarine sequence stratigraphy: Application to the Late Cretaceous fluvial systems of Southwestern Utah, U.S.A. J Sedimentary Research 73: 389-406.

Leanza, H.A., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia de Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina XXVIII: 97-132.

Leanza, H.A., 1981. Faunas de amonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de América del Sur, con especial consideración de la Argentina. En Volkheimer, W. y Musacchio, E. A. (eds) Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, vol. 2: 559-597. II Congreso Latinoamericano de Paleontología. Porto Alegre.

Leanza, H.A. 1993. Estratigrafía del Mesozoico posterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 48: 71-84.

Leanza, H.A., 1999. The Jurassic and Cretaceous Terrestrial beds from Southern Neuquen Basin, Argentina. Field Guide. CONICET. Universidad Nacional de Tucumán. 30 pp.

Leanza, H.A. y Hugo, C.A., 1997. Descripción de la Hoja Geológica 3969 – III, Picún Leufú. Provincias del Neuquén y Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 218. 123 pp.

Leanza, H.A., Marchese, H. y Riggi, J., 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35º y 40º L.S., Cuenca Neuquina-Mendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina XXXII: 190-208.

Leanza, A.F. y Leanza, H.A., 1979. Descripción geológica de la hoja 37c, Catán Lil, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 169: 1-65.

Leckie, D.A. y Singh, C., 1991. Estuarine deposits of the Albian Paddy Member (Peace River Formation) and Lowermost Shaftesbury Formation, Alberta, Canada. J Sedimentary Petrology 61: 825-849.

Legarreta, L., Uliana, M.A., Larotonda, C.A. y Meconi, G.R., 1993. Approches to nonmarine sequence stratigraphy - Theoretical models and examples from argentine basins. En Eschard, R. y Doliguez, B. (eds) Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations. Éditions Technip: 125-143. Paris.

Legarreta, L. y Uliana, M.A., 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill, Central Argentine Andes. En MacDonald D. I. M. (ed) Sedimentation, tectonics and eustacy. Sea level changes at active margins. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 12: 429-450.

Legarreta, L. y Gulisano, C.A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior). En Chebli, G. y Spalletti, L. (eds) Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6: 221-243. S. M. de Tucumán.

Longstafee, F.J., Tilley, B.J., Ayalon, A. y Connolly, C.A., 1992. Controls on porewater evolution during sandstone diagenesis, Western Canada Sedimentary Basin: An oxygen isotope perspective. En Houseknecht, D.W. y Pittman, E.D. (eds) Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones. SEPM Special Publication 47: 13- 34.

Loutit, T.S., Hardenbol, J. y Vail, P.R., 1988. Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. En Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. y Van Wagoner,

J.C. (eds) Sea Level Changes: An Integrated Approach. SEPM Special Publication 42: 183-213.

Marchese, H.G., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, provincia de Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina XXVI: 343-410.

Marzo, M., 1989. Sistemas fluviales de alta sinuosidad. Sedimentología. Consejo Superior de Investigaciones Científicas 1: 107-141. Madrid.

Mas, J.R. y Alonso, A. 1989. La sedimentación carbonatada en mares someros. Sedimentología. Consejo Superior de Investigaciones Científicas 2: 11-87. Madrid.

McBride, E., 1974. Significance in color of red, green, purple, olive, brown and gray beds of Difunta Group, Northeastern Mexico. J Sedimentary Petrology 44: 760-773.

McCarthy, P.J., Martini, I.P. y Leckie, D.A., 1997. Anatomy and evolution of a Lower Cretaceous alluvial plain: sedimentology and palaeosols in the upper Blairmore Group, south-western Alberta, Canada. Sedimentology 44: 197-220.

McKee, E.D. y Weir, G.W., 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. Geological Society of America Bulletin 64: 381-389.

Miall, A.D., 1977. A review of the braided river depositional environment. Eatrh Science Reviews 13: 1-62.

Miall, A.D., 1978c. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En Miall, A. D. (ed.) Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 597-604.

Miall, A.D., 1984b. Variations in fluvial style in the Lower Cenozoic synorogenic sediments of the Canadian Arctic Island. Sedimentary Geology 38: 499-523.

Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth Science Reviews 22: 261-304.

Miall, A.D., 1988a. Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), Southwest Colorado. Sedimentary Geology 55: 233-262.

Miall, A.D., 1988b. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 72: 131-137.

Miall, A.D., 1991b. Sedimentology of a sequence Boundary Within the nonmarine Torrivio Member, Gallup Sand-stone (Cretaceous), San Juan Basin, New Mexico. En Miall. A.D., Tyler, N. (eds) The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastics sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. SEPM Concept. Sedimentol. Paleontol. 3: 224-232.

Miall, A.D., 1991c. Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. J Sedimentary Petrology 61: 497-505.

Miall, A.D., 1996. The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer, Berlin. 582 pp.

Miall, A.D., 1997. The Geology of Stratigraphic Sequences. Springer-Verlag. Berlin. 433 pp.

Michaelsen, P., Henderson, R.A., Crosdale, P.J. y Mikkelsen, S.O., 2000. Facies architecture and depositional dymanics of the Upper Permian Rangal coal measures, Bowen Basin, Australia. J Sedimentary Research 70: 879-895.

Milroy, P.G. y Wright, V.P., 2000. A highstand oolitic sequence and associated facies from a Late Triassic lake basin, south-west England. Sedimentology 47: 187-209.

Mitchum, R.M. y Uliana, M.A., 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic - Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. En Bero B.R. y Woolverton D.G. (eds) Seismic stratigraphy: an integrated approach to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir 39: 255-274. Tulsa.

Moore, R.C., 1971. Treatise on invertebrate paleontology. Bivalvia-Oysters. University of Kansas. N954-N1048.

Moore, D. M. y Reynolds, R.C., 1989. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press. New York. 332 pp.

Moyano, F., 2002. Los Depósitos Fluviales en la Formación Bajada Colorada (Cretácico Inferior), Cuenca Neuquina, Argentina. VIII Congreso Ecuatoriano en Ciencias de la Tierra. Guayaquil. Edición Electrónica, CD Room.

Moyano, F. y Morán, H., 1998. Corte Geológico de las Formaciones Cretácico-Terciaras en el Frente de Cabalgamiento Andino entre Morona y Santiago. Tesis de grado, Escuela Superior Politécnica del Litoral, Guayaquil. 166 pp.

Nanson, G.C., 1980. Point bar and floodplain formation of the meandering Beatton River, northeastern British Columbia, Canada. Sedimentology 27: 3-30.

Nichols, R.J., Sparks, R.S.J y Wilson, C.J.N., 1994. Experimental studies of the fluidization of layered sediments and the formation of fluid escape structures. Sedimentology 41: 233-253.

Pángaro F. y Bruveris, P., 1999. Reactivación tectónica multiepisódica de sistemas extensionales, Cuenca Neuquina, Argentina. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I: 231-234. Salta.

Parker, G., 1965. Relevamiento geológico escala 1:25.000 entre el Arroyo Picún Leufú y Catán Lil a ambos lados de la Ruta N 40. Informe Y.P.F. (Inédito).

Pestman, P.J., 1993. Influencia de cambios del nivel del mar en morfología y sedimentación fluvial. Bol. Soc. Venezolana Geól. 47: 39-54.

Pirrie, D., 1998. Interpreting the record: Facies Analysis. En Doyle, P. y Bennett, M. (eds) Unlocking the Stratigraphical Record: 395-420. John Wiley y Sons. Chichester.

Posamentier, H.W. y Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II-Sequence and systems tract models. En Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendal, C.G. St. C., Posamentier, H.W., Ross C.A. y Van Wagoner, J. C. (eds) Sea-Level Changes: An Integrated Approach. SEPM Special Publication 42: 125-154.

Posamentier, H. W., Jervey, M.T. y Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - Conceptual framework. En Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendal, C.G. St. C., Posamentier, H.W., Ross C.A. y Van Wagoner, J. C. (eds) Sea-Level Changes: An Integrated Approach. SEPM Special Publication 42: 109-204.

Pozzo, A., 1956. Relevamiento geológico en la zona Bajo de Ortiz – Cañadón Lonco Vaca, Provincia de Río Negro. Informe Y.P.F. (Inédito).

Quirk, D.G., 1996. "Base Profile": a unifying concept in alluvial sequence stratigraphy. En Howell, J.A. y Aitken, J.F. (eds) High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications. Geological Society Special Publication 104: 37-49.

Ramos, A., 1989. Introducción a los sistemas fluviales. Sedimentología. Consejo Superior de Investigaciones Científicas 1: 53- 66. Madrid.

Ramos, A., 1989. Sistemas aluviales braided. Sedimentología. Consejo Superior de Investigaciones Científicas 1: 67- 106. Madrid.

Ramos, A. y Sopeña, A., 1983. Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). En Collinson, J.D. y Lewin, J. (eds) Modern and Ancient Fluvial Systems. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 6: 301-312.

Ramos, A., Sopeña, A. y Perez-Arlucea, M., 1986. Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the northwest Iberian Ranges (central Spain). J Sedimentary Petrology 56: 862-875.

Reading, H.G., 1978. Sedimentary Enviroments and Facies, 1 st edn. 551 pp. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 1.1.

Reading, H.G. y B.K. Levell, 1996. Controls on the sedimentary record. En Reading, H. G. (ed) Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy: 5-35. Blackwell Science, Oxford.

Reineck, H.E. y Singh, I.E., 1975. Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag. 439 pp.

Reinfelds, I. y Nanson, G., 1993. Formation of Braided river floodplains, Waimakariri River, New Zealand. Sedimentology 40: 1113-1127.

Reison, G.E., 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. En Walker H.G. y James N. P. (eds) Facies models: Response to sea level change. Geological Association of Canada: 157-177. Ontario.

Retallack, G.J., 1997. A Colour Guide to Paleosols. John Wiley y Sons. Chirchester. 175 pp.

Riccardi, A.C., Westermann, E.G. y Damborenea, S.E., 1990. Middle Jurassic of Argentina and Antartic Peninsula. En Westermann, E.G. y Riccardi, A.C. (eds) Jurassic taxa ranges and correlation charts for the Circum-Pacific. Newsletters on stratigr. 21: 105-128. Stuttgart.

Robin, P-Y.F., 1978. Pressure-solution at grain to grain contacts. Geochimica et Cosmochimica. Acta 42: 1383-1389.

Robinson, D. y Wright, V., 1987. Ordered illite-smectite and kaolinite-smectite: pedogenic minerals in Lower Carboniferous paleosol sequence, South Wales. Clays and Clay Minerals 22: 109-118.

Roll, A., 1939. La cuenca de los Estratos con dinosaurios al sur del Río Neuquén. Informe Y.P.F. (Inédito).

Rolleri, E.O., Dellape, D.A. y Manceñido, M.O., 1984. Estudio geológico del valle del Río Limay entre Piedra del Águila y El Chocón (Provincias del Neuquén y Río Negro). IX Congreso Geológico Argertino. Actas I: 478-497.

Rolleri, E.O., Dellape, D.A. y Manceñido, M.O., 1984. Relaciones estratigráficas y correlación de las Formaciones Pichi Picún Leufú y Collon Cura (Miembro Naupa Huen), aflorantes en el curso inferior y medio del Cañadón Michihuau, Provincia de Río Negro. IX Congreso Geológico Argertino. Actas I: 458-477.

Roy, P.S., Thom, B.G. y Wright, L.D., 1980. Holocene sequences on an embayed high – energy coast: an evolutionary model. Sedimentary Geology 26: 1-19.

Rust, B.R., 1978a. A classification of alluvial channel systems. En Miall, A.D. (ed) Fluvial sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5: 187-198.

Scasso, R.A. y Limarino, C.O., 1997. Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial 1. 258 pp. Buenos Aires.

Schwarz, E., 1999. Facies sedimentarias y modelo deposicional de la Formación Mulichinco (Valanginiano), Cuenca Neuquina Septentrional. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 6: 37-59.

Schwarz, E., 2003. Análisis paleoambiental y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco (Valanginiano), en el sector septentrional de la Provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata, La Plata. 303 pp. Inédita.

Selley, R.C., 1976. Medios sedimentarios antiguos. Hermann Blume editions. 251 pp. Madrid.

Shanley, K.W., McCabe, P.J. y Hettinger, R.D., 1992. Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah, USA: a key to sequence stratigraphic interpretation. Sedimentology 39: 905-930.

Shanley, K. W. y McCabe, P. J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 78: 544-568.

Shipp, R.C., 1984. Bedforms and depositional sedimentary structures of a barred nearshore system, eastern Long Island, New York. En Greenwood, B. y Davies, R.A. Jr (eds) Hidrodinamics and sedimentation in Wave-Dominated Coastal Enviroment. Elsevier. Developments in sedimentology 39: 235-260. Amsterdam.

Schumm, S.A., 1993. River response to baselevel change. J Geology 101: 279-294.

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

Sneh, A., 1983. Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. J Sedimentary Petrology 53:1271-1280.

Soegaard, K., 1990. Fan-delta and braid-delta systems in Pennsylvanian Sandia Formation, Taos Trough, northern New Mexico: depositional and tectonics implications. Geological Society American Bulletin 102: 1325-1343.

Soegaard, K., 1992. Architectural elements of fan-delta complex in Pennsylvanian Sandia Formation, Taos Trough, northern New Mexico. En Miall A.D., Tyler, N. (eds) The Three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediment, and its inplications for hydrocarbon discovery and recovery. SEPM Conc. Models. Serv: 217-223.

Spalletti, L.A., 1994. Evolución de los ambientes fluviales en el Triásico de la Sierra Pintada (Mendoza, Argentina): análisis sobre la influencia de controles intrínsecos y extrínsecos al sistema depositacional. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 1: 125-142.

Spalletti, L.A., 1997. Sistemas deposicionales fluvio-lacustres en el rift triásico de Malargüe (sur de Mendoza, República Argentina). Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 49: 109-124. Buenos Aires.

Spalletti, L.A., Franzese, J., Matheos S.D. y Schwarz, E., 2000. Sequence stratigraphy in a tidally-dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tithonian of the

Southern Neuquén Basin, Argentine. Journal of the Geological Society, London 157: 433-446.

Spalletti, L.A. y Barrio, C.A, 1998. Arquitectura y secuencias de los sistemas fluviales triásicos (formación Río Blanco) en la Cuenca Cuyana, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 53: 388-400. Buenos Aires.

Spalletti, L.A., Del Valle, A.A. y Kielbowicz, A., 1990. Análisis cicloestratigráfico del intervalo Hauteriviano superior-Barremiano en el área de Filo Morado, Cuenca Nequina. III Reunión Argentina de Sedimentología Actas: 253-259. San Juan.

Stear, W.M., 1983. Morphological characteristics of ephemeral stream channel and overbank splay sand - stone bodies in the Permian Lower Beaufort Group, Karoo Basin, South Africa. En Collison, J.D. y Lewin, J. (eds) Modern and Ancient Fluvial Systems): 405-420. International Association Sedimentologists Special Publication. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Stipanicic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O.L. y Martinez, C.G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nord Patagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina XXIII: 367-388.

Terwindt, J.H.J., 1988. Paleo-tidal reconstruction of inshore tidal depositional environments. En De Boer, P.L., Van Gelder, A. y Nio, E.D. (eds) Tide – Influenced Sedimentary Environments and Facies. Reidel, Dordrecht: 233-263.

Tessier, B., Archer, A.W., Lanier, W.P. y Feldman, H.R., 1995. Comparison of ancient tidal rhythmites (Carboniferous of Kansas and Indiana, USA) with modern analogues (the Bay of Mont-Saint-Michel, France). En Flemming, B.W. y Bartholoma, A. (eds) Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments. International Association of Sedimentologists Special Publications 24: 259-271.

Törnqvist, T.E., 1993. Holocene alternation of meandering and anastomosing fluvial systems in the Rhine-Mesue delta (central Netherlands) controlled by sea-level rise and subsoil erodibility. J Sedimentary Petrology 63: 683-693.

Tucker, M.E., 1981. Sedimentary Petrology. An Introduction. Geoscience Texts. Volume 3. 252 pp. Blackwell Scientific Publications. Oxford, London, Edinbourgh, Melburne.

Tunbridge, I.P., 1981. Sandy high – energy flood sedimentation –some criteria for recognition, with and example form the Devonian of SW England. Sedimentary Geology 28: 79-95.

Tunbridge, I.P., 1984. Facies models for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, UK. Sedimentology 31: 697-715.

Turner, B.R., 1986. Tectonic and climatic controls on continental depositional facies in the Karoo Basin of Northern Natal, South Africa. Sedimentary Geology 46: 231-257.

Tye, R.S. y Coleman, J.M., 1989. Depositional processes and stratigraphy of fluvially dominated lacustrine deltas: Mississippi delta plain. J Sedimentary Petrology 59: 973-996.

Uliana, M. A., D. A. Dellapé y G. A. Pando, 1977. Análisis estratigráfico y evaluación del potencial petrolífero de las formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio (Cretácico Inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza). Petrotecnia 31: 31-46.

Uliana, M.A., Biddle, K.T. y Cerdan, J.J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. En Tankard, A.J. y Balkwill, H.R. (eds) Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margin. American Asociation Petroleum Geologists Memoir 46: 599-613. Tulsa.

Veiga, G.D., 2000. Estratigrafía y Sedimentología de la Formación Challacó, Cuenca Neuquina Austral, República Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 231 pp.

Veiga, G.D., Spalletti, L.A. y Flint, S., 2002. Aeolian/fluvial interactions and high resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé member

of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquén Basin, Argentina. Sedimentology: 1001-1019.

Vergani, G. D., A. J. Tankard, H. J. Belotti y H. J. Welsink, 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquen Basin, Argentina. En Tankard, A.J., Suarez, R. y Welsink, H.J. (eds.) Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 383-402.

Walker, T.R., 1979. Red color in dune sand. En McKee, E. (ed) A study of global sand seas. U.S. Geological Survey Professional Paper 1052: 61-82.

Walker, R. G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. En Walker R.G. y James N.P. (eds) Facies models: Response to sea level change. Geological Association of Canada: 1-14. Ontario.

Weaver, V., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. Memoirs University of Washington I: 1-469.

Wheeler, H. E., 1964. Baselevel, lithosphere surface and time-stratigraphy. Geological Society of America Bulletin 75: 599-610.

Williams, P.F. y Rust, B.R., 1969. The sedimentology of a braided river. J Sedimentary Petrology 39: 649-679.

Wright, V.P. y Marriott, S.B., 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems; the role of floodplain sediment storage. Sedimentary Geology 86: 203-210.

Zaitlin, B. A., Dalrymple, R.W. y Boyd, R., 1994. The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. En Dalrymple, R.W., Boyd, R. y Zaitlin B.A. (eds) Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences. SEPM Special Publication 51: 45 - 60.

Zuffa, G. G., 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. En Zuffa G. G. (ed) Provenance of Arenites: 165-189. D. Reidel, Boston.