Naturalis
Repositorio Institucional
http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Sedimentología y estratigrafía del Mioceno de las sierras subandinas australes argentinas y su extensión boliviana

Tineo, David Eric
Doctor en Ciencias Naturales

Dirección: Poiré, Daniel G.
Co-dirección: Vergani, Gustavo D.

Facultad de Ciencias Naturales y Museo
2017

Acceso en:
http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20180614001586

Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional

Naturalis Repositorio Institucional
FCNyM - UNLP

SEDIMENTOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DEL MIOCENO DE LAS SIERRAS SUBANDINAS AUSTRALES ARGENTINAS Y SU EXTENSIÓN BOLIVIANA

David Eric Tineo

Directores:
Dr. Daniel G. Poiré
Lic. Gustavo D. Vergani



Tesis Doctoral 2017
Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Universidad Nacional de La Plata



Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Tesis Doctoral

"Sedimentología y estratigrafía del Mioceno de las Sierras Subandinas Australes argentinas y su extensión boliviana"

Lic. David Eric Tineo

Directores:
Dr. Daniel G. Poiré
Lic. Gustavo D. Vergani

Jurados:
Dr. Luis A. Spalletti
Dr. Carlos O. Limarino
Dr. Segio M. Georgieff

La Plata, Argentina - 2017

"La maquinaria de la igualación compulsiva actúa contra la más linda energía del género humano, que se reconoce en sus diferencias y desde ellas se vincula. Lo mejor que el mundo tiene está en los muchos mundos que el mundo contiene, las distintas músicas de la vida, sus dolores y colores: las mil y una maneras de vivir y decir, creer y crear, comer, trabajar, bailar, jugar, amar, sufrir y celebrar, que hemos ido descubriendo a lo largo de miles y miles de años.

La igualación, que nos uniformiza y nos emboba, no se puede medir. No hay computadora capaz de registrar los crímenes cotidianos que la industria de la cultura de masas comete contra el arcoíris humano y el humano derecho a la identidad. Pero sus demoledores progresos rompen los ojos. El tiempo se va vaciando de historia y el espacio ya no reconoce la asombrosa diversidad de sus partes. A través de los medios masivos de comunicación, los dueños del mundo nos comunican la obligación que todos tenemos de contemplarnos en un espejo único, que refleja los valores de la cultura de consumo."

Eduardo Galeano

(Patas Arriba, 1998)

DEDICATORIA

El presente trabajo está dedicado a las personas que están, estuvieron y estarán siempre en mi memoria y corazón,

Mi madre Graciela y mi padre Daniel;

mi hermano Matías;

mi abuelo Marcos Ángel

mis amigos del alma,

y a mi compañera de vida Gabriela.

¡PARA ELLOS, ESTE HUMILDE HOMENAJE!

David

AGRADECIMIENTOS

Aprovecho este espacio para agradecerle a todas aquellas personas que formaron parte de esta etapa mi vida. Cuyo apoyo, colaboración y motivación permitieron, de uno forma u otra, que este trabajo de tesis llegue a su final.

Le agradezco a mis directores Daniel G. Poiré y Gustavo D. Vergani, por depositar su confianza en mí, otorgándome la oportunidad de expresar libremente mis pensamientos e ideas en cada una de las líneas de este trabajo. Especialmente quiero agradecerle a Daniel, que durante el transcurso de los años se ha convertido en mucho más que un director, quien con sus palabras ha sabido aconsejarme no solo en mi vida profesional, sino también en el plano personal, con una actitud paternal.

Quisiera agradecer a todos mis compañeros del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), por su ayuda infinita y buena predisposición. En especial, me gustaría agradecerles a Augusto Varela, Sebastián Richiano, Elisa Beilinson, María Sol Raigemborn y Ernesto Schwarz, quienes me han brindado un tiempo valioso, y cuyos aportes y consejos han contribuido enormemente a desarrollar mis ideas y pensamientos. Gracias a Alfredo “el facha” Benialgo, por ayudarme con elaboración de mapas, y que, en muchas charlas y momentos compartidos, encontré una gran persona y amigo.

Quiero agradecerles a Daniel Martire, Pablo García, German Kürten, Víctor Liegl, Martín Ruiz, Jorge Wlasiuk, Andrea García Jiménez, Mercedes Mancino y María Rita Irazábal, que con buena onda y predisposición me auxiliaron en infinidades de tareas que yo no habría podido realizar nunca. Gracias a Mabel y Nelly por ser la alegría de los pasillos del instituto, y resaltar que su labor diaria nos hace la vida más fácil a todos.

A mis compañeros de oficina, Manuel Isla, Alejandro Gómez Dacal, Gastón Álvarez Trentini y Damián Moyano Paz, con los cuales he compartido mucho más que un espacio de trabajo. Quienes, con su compañía diaria, han soportado mis buenos y malos momentos, y a través de interminables mates se han convertido en mis confidentes.

Agradecerles a mis compañeros de campañas, Ignacio “el rana” Escobar, Marcos “milapodos” Comerio, Salvador “danger” Lamarchina, Alejandro “alexo” Gómez Dacal y Damián “el primo” Moyano Paz, por aventurarse a seguirme por parajes impensados, y explorar la belleza inconmensurable de las Yungas de

los Andes Centrales. Con ellos, he compartido enriquecedoras discusiones, ideas y experiencias, que han hecho de esta tesis un mejor trabajo.

Darle las gracias a "Pepino" Guerrero y su familia, por abrirme las puertas de su casa, y compartir sus costumbres, pensamientos y experiencias de vida, que, sumado a su gran hospitalidad, hicieron de mis viajes un recuerdo imborrable.

Quiero agradecerles especialmente a Leandro M. Pérez y Marcos Comerio, por su ayuda desmesurada, y con quienes he podido discutir y desarrollar muchas de las ideas que hoy se encuentran plasmadas en varios pasajes de este manuscrito. Mis "gracias" eternas por hacer posible de esta tesis una realidad.

Agradecer al CONICET y Pluspetrol S.A., por subvencionar de una u otra manera mi trabajo de tesis doctoral. También quiero destacar la ayuda y buena predisposición de Daniel Starck (Tecpetrol) y Eduardo Martínez (Pan American Energy), para facilitar muchas de las tareas desarrolladas en los trabajos de campo.

Para ir terminando, quisiera agradecer a mis amigos ("hermanos del alma"), de mi adorada Rosario y de la universidad, que de una u otra forma estuvieron, están y estarán siempre presentes, acompañándome y alentándome a lo largo de toda mi vida. Con su amistad, hicieron y hacen de mí una mejor persona todos los días.

Quiero darle las gracias a mi amada madre Graciela M. Nuñes, mi padre Daniel L. Tineo, a mi extraordinario y querido hermano Matias L. Meneguzzi, por los sacrificios realizados, por creer en mí y por desear que sea feliz haciendo lo que tenga ganas de hacer.

A "la Loshi", que con su amor, alegría y fidelidad me acompaña todos los días.

Finalmente, quiero darle las gracias al amor de mi vida Gabriela M. Poiré Zoppi, por ser mi compañera de vida, por elegirnos todos los días para estar juntos y formar una familia, por comprenderme y acompañarme con sus palabra y abrazos durante los momentos buenos y malos transcurridos durante el desarrollo de este trabajo de tesis.

A TODO ELLOS, GRACIAS POR TODO. ¡ESTARÉ ETERNAMENTE AGRADECIDO!

ÍNDICE

DEDICATORIAS

AGRADECIMIENTOS

ÍNDICE

RESUMEN

ABSTRACT

CAPÍTULO 1 – INTRODUCCIÓN Y ÁREA DE ESTUDIO 1

1.1- INTRODUCCÓN....1

1.2- ÁREA DE ESTUDIO....3

1.2.1- LOCALIDADES RELEVADAS....5

1.2.1.1- *La Angostura (LA)*....5

1.2.1.2- *Abapó (RGAP)*....5

1.2.1.3- *Charagua (CH)*....5

1.2.1.4- *Río Parapetí (RP)*....11

1.2.1.5- *Quebrada Victoria (QVC)*....11

1.2.1.6- *El Palmar (EP)*....11

1.2.1.7- *Piquirenda Viejo (PV)*....11

1.2.1.8- *Quebrada Galarza (QG)*....15

1.2.1.9- *San Pedrito (SP)*....15

1.2.1.10- *Rio Bermejo (RB)*....19

1.2.1.11- *Rio Iruya (RI)*....19

BIBLIOGRAFÍA – CAPÍTULO 1....22

CAPÍTULO 2 – METODOLOGÍA 23

2.1- OBJETIVOS....23

2.2- RECOPILACIÓN Y ANÁLISIS BIBLIOGRÁFICO....25

2.3- HIPÓTESIS INICIAL....26

2.4- RECOLECCIÓN DE DATOS....27

2.4.1- TAREAS DE CAMPO.....27
2.4.1.1- *Relevamiento de perfiles sedimentológicos de detalle*.....27
2.4.1.2- *Relevamiento bidimensional de los litosomas*.....27
2.4.1.3- *Muestreo litológico y recolección del registro fósil*.....28
2.4.1.4- *Descripción tafonómica de invertebrados fósiles*.....28
2.4.2- TAREAS DE LABORATORIO.....28
2.4.2.1- *Análisis por Difracción de Rayos X (DRX)*.....28
2.4.2.2- *Análisis por microscopía electrónica de barrido*.....33
2.4.2.3- *Análisis petrográfico*.....34
2.4.2.4- *Tinción de secciones delgadas*.....34
2.4.3- TAREAS DE GABINETE.....35
2.4.3.1- *Elaboración de perfiles sedimentológicos columnares*.....35
2.4.3.2- *Análisis de facies y asociaciones de facies*.....36
2.4.3.3- *Análisis de paleocorrientes*.....36
2.4.3.4- *Análisis arquitectural*.....36
2.5- INTERPRETACIÓN DE LA INFORMACIÓN OBTENIDA.....37
BIBLIOGRAFÍA – CAPÍTULO 2.....39

CAPÍTULO 3 – ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO 40
3.1- SIERRAS SUBANDINAS AUSTRALES.....40
3.1.1- ESTRATIGRAFÍA.....40
3.1.1.1- *Silúrico-Devónico (Cuenca Andino Central)*.....42
3.1.1.2- *Carbonífero-Jurásico (Cuenca de Tarija)*.....45
3.1.1.3- *Mesozoico (Cuenca del Grupo Salta)*.....49
3.1.2- CENOZOICO *(Cuenca del Chaco)*.....51
3.1.2.1- *Territorio Argentino*.....52
3.1.2.2- *Territorio Boliviano*.....55
3.1.2.3- *Discusión litoestratigráfica y unificación de criterios*.....58
3.1.3- ESTRUCTURACIÓN.....62
3.1.3.1- *Niveles y estilos estructurales*.....62
3.1.3.2- *Evolución y cronología de la deformación*.....65
3.1.4- CUENCA DE ANTEPAÍS DEL CHACO (*Chaco foreland basin*).....65
3.1.4.1- *Evolución y relleno de los depocentros*.....66

BIBLIOGRAFÍA – CAPÍTULO 3 68

CAPÍTULO 4 – FACIES SEDIMENTARIAS 73

4.1- FACIES SILICOCLÁSTICAS 75

4.1.1- CONGLOMERADOS 75

4.1.1.1- *Conglomerados masivos (Gm)* 75

4.1.2- ARENISCAS SABULÍTICAS 76

4.1.2.1- *Areniscas sabulíticas masivas (SGm)* 76

4.1.2.2- *Areniscas sabulíticas con gradación normal (SGg)* 76

4.1.2.3- *Areniscas sabulíticas con gradción inversa (SGi)* 78

4.1.2.4- *Areniscas sabulíticas con estratificación horizontal (SGh)* 78

4.1.3- ARENISCAS 79

4.1.3.1- *Areniscas masivas (Sm)* 79

4.1.3.2- *Areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp)* 81

4.1.3.3- *Areniscas con estratificación entrecruzada tangencial (Stn)* 81

4.1.3.4- *Areniscas con estratificación entrecruzada sigmoidal (Ss)* 82

4.1.3.5- *Areniscas con estratificación entrecruzada en artesas (St)* 82

4.1.3.6- *Areniscas con estratificación horizontal (Sh)* 84

4.1.3.7- *Areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl)* 85

4.1.3.8- *Areniscas con laminación ondulítica (Sr-Sw)* 86

4.1.3.9- *Areniscas con laminación ondulítica escalonada o "climbing-ripple" (Src)* 88

4.1.3.10- *Areniscas deformadas (Sd)* 88

4.1.4- HETEROLÍTICAS 89

4.1.4.1- *Heterolíticas flaser (Htaa-Hta)* 89

4.1.4.2- *Heterolíticas wavy (Ht)* 91

4.1.4.3- *Heterolíticas lenticular (Htpp-Htp)* 91

4.1.4.4- *Heterolíticas bioturbadas (Htb)* 92

4.1.5- LIMOLITAS 92

4.1.5.1- *Limolitas laminadas (Ll).* 92

4.1.5.2- *Limolitas masivas (Lm).* 94

4.1.6- FANGOLÍTAS 94

4.1.6.1- *Fangolitas masivas (Fm)* 94

4.1.6.2- *Fangolitas laminadas (Fl)* 96

4.1.6.3- *Fangolitas deformadas (Fd)* 96

4.2- FACIES MIXTAS....97
4.2.1- ARENICAS MIXTAS....97
4.2.1.1- *Areniscas mixtas silicoclásticas con bivalvos (SMSbv)* 97
4.2.1.2- *Areniscas mixtas silicoclásticas con ooides (SMSod)*....98
4.2.1.3- *Areniscas mixtas aloquímicas (CMS)*....98
4.2.1.3- *Areniscas mixtas fangosa carbonática (CMmS)*....100
4.3- OTRAS....100
4.3.1- PIROCLÁSTICAS 100
4.3.1.1- *Areniscas y pelitas tobáceas (T)* 100
4.3.2- CALCRETES (*Calc*) 101
4.4- CONSIDERACIONES FINALES....101
BIBLIOGRAFÍA – CAPÍTULO 4....102

CAPÍTULO 5 – ANÁLISIS COMPOSICIONAL 105
5.1- DIFRACCIÓN DE RAYOS X....105
5.1.1- LA ANGOSTURA....106
5.1.2- RÍO GRANDE ABAPÓ 109
5.1.3- CHARAGUA 109
5.1.4- RÍO PARAPETÍ 109
5.1.5- QUEBRADA VICTORIA OESTE....116
5.1.6- EL PALMAR OESTE 116
5.1.7- PIQUIRENDA VIEJO 116
5.1.8- QUEBRADA GALARZA....123
5.1.9- SAN PEDRITO....123
5.1.10- RÍO BERMEJO 128
5.1.11- RÍO IRUYA....128
5.1.12- CONSIDERACIONES PRELIMINARES 133
5.2- PETROGRAFÍA....135
5.2.1- PETROGRAFÍA DE ARENISCAS SILICOCLÁSTICAS 136
5.2.1.1- *Componentes clásticos detríticos*....136
5.2.1.2- *Matriz*....142
5.2.1.3- *Cemento*....142

5.2.2- PETROGRAFÍA DE ARENISCAS MIXTAS 145
5.2.2.1- *Componentes aloquímicos* 145
5.2.2.2- *Matriz* 149
5.2.2.3- *Cementos* 149
5.2.3- COMPOSICIÓN MODAL 149
5.2.3.1- *Areniscas silicoclásticas* 149
5.2.3.2- *Areniscas mixtas* 149
5.3- ANÁLISIS DE PROCEDENCIA 151
5.3.1- ARENISCAS SILICOCLÁSTICAS 151
5.3.2- ARCILLAS DETRÍTICAS 154
BIBLIOGRAFÍA – CAPÍTULO 5 157

CAPÍTULO 6 – PALEONTOLOGÍA, TAFONOMÍA Y PALEOECOLOGÍA 159
6.1- CLASIFICACIÓN PALEOBIOLÓGICA 159
6.1.1- SISTEMÁTICA PALEONTOLÓGICA 160
6.1.1.1- *Ammonia* Cf. *Beccarii* 160
6.1.1.2- Cf. *Chara* sp. 161
6.1.1.3- *Characeae* indet. 163
6.1.1.4- Aff. *Cyprideis* sp. 166
6.1.1.5- Aff. *Corbicula* sp. 167
6.1.1.6- *Gastropoda* indet. 168
6.1.1.7- Cf. *Ariidae* 170
6.1.1.8- *Teleostei* indet. 171
6.1.1.9- ? *Pleurodira* indet. 172
6.1.1.10- *Mourasuchus* sp. 173
6.1.2- OTRAS EVIDENCIAS FÓSILES 175
6.1.2.1- *Lockeia* isp. 175
6.1.2.2- *Marcas dejadas por raíces* 177
6.1.2.3- *Marcas dejadas por insectos* 177
6.1.2.4- *Fragmentos de carbón* 177
6.1.3- CONSIDERACIONES PRELIMINARES 179
6.2- TAFONOMÍA 180

6.2.1- ANÁLISIS TAFONÓMICO.....180
6.2.1.1- *Mortandad*.....182
6.2.1.2- *Bioestratinómia*.....183
6.2.1.1- *Fósil-diagénesis*.....188
6.2.2- CONSIDERACIONES PRELIMINARES.....191
6.3- PALEOECOLOGÍA.....192
6.3.1- PALEOAUTOECOLOGÍA.....193
6.3.2- MODELO PALEOECOLÓGICO.....194
6.4- CONSIDERACIONES FINALES.....195
BIBLIOGRAFÍA – CAPÍTULO 6.....198

CAPÍTULO 7 – ASOCIACIONES DE FACIES Y UNIDADES SEDIMENTARIAS 200
7.1- SISTEMAS FLUVIALES.....202
7.1.1- CANALES SIMPLES (*Ssch*).....202
7.1.2- CANALES ENTRELAZADOS (*Scent*).....204
7.1.3- CANALES MEANDROSOS (*Scmen*).....204
7.1.4- BARRAS DE DESBORDE (*SFbdes*).....208
7.1.5- LÓBULOS DE DESBORDE (*Slod*).....210
7.1.6- DEPÓSITOS DE PLANICIE (*Fpdi*).....210
7.2- SISTEMAS LACUSTRES SOMEROS DE GRANDES HUMEDALES.....212
7.2.1- ASOCIACIÓN DE DEPÓSITOS SUBLITORALES LACUSTRES (*Flam*).....212
7.2.2- ASOCIACIÓN DE *SHOREFACE* LACUSTRE (*Ssho*).....215
7.2.3- ASOCIACIÓN DE *FORESHORE* ARENOSO (*Ssdf*).....217
7.2.4- ASOCIACIÓN *FORESHORE* FANGOSO (*Fmdf*).....220
7.3- DELTA DE PEQUEÑA ESCALA.....223
7.3.1- ASOCIACIÓN DE PRODELTA (*Fpdel*).....223
7.3.2- BARRAS DE DESEMBOCADURA (*Sdmb*).....225
7.3.3- CANALES DISTRIBUTARIOS TERMINALES (*Stdch*).....226
7.3.4- PLANICIES DELTAICAS SUBÁCUEAS (*FSpds*).....228
7.4- CONSIDERACIONES FINALES.....230
BIBLIOGRAFÍA – CAPÍTULO 7.....232

CAPÍTULO 8 – MODELOS DE ACUMULACIÓN 235

8.1- SISTEMAS FLUVIALES....235

8.1.1- SISTEMAS FLUVIALES ENTRELAZADOS....235

8.1.2- SISTEMA FLUVIAL MEANDROSOS....238

8.2- SISTEMAS DE GRANDES HUMEDALES INTRACONTINENTALES....241

8.2.1- SISTEMAS LACUSTRES SOMEROS....241

8.2.2- SISTEMAS DELTAICOS DE PEQUEÑA ESCALA....248

8.3- CONSIDERACIONES FINALES....253

BIBLIOGRAFÍA – CAPÍTULO 8....255

CAPÍTULO 9 – SISTEMAS LACUSTRES DE GRANDER HUMEDALES 258

9.1- CLASIFICACIÓN....259

9.1.1- CLASIFICACIÓN TECTÓNICA....261

9.1.1.1- *Sistemas lacustres de cuencas de Antepaís (Foreland)*....263

9.1.2- SISTEMAS LACUSTRES FLUVIALES....264

9.1.3- SISTEMAS LACUSTRES DE ZONAS TROPICALES Y SUBTROPICALES....265

9.1.4- MODELOS ESTRATIGRÁFICOS SECUENCIALES EN AMBIENTES LACUSTRES....265

9.1.4.1- *Sistemas lacustres balanced-fill*....267

9.2- FACTORES DE CONTROL....268

9.2.1- CLIMA....269

9.2.2- CONTEXTO GEOLÓGICO....271

9.2.3- PRODUCTIVIDAD ORGÁNICA....272

9.3- CICLICIDAD....273

9.3.1- CICLOS DE "EL NIÑO"....274

9.3.2- CICLOS DE ACTIVIDAD SOLAR....275

9.3.3- CICLOS DE MILANKOVITCH....275

9.4- HUMEDALES (*WETLANDS*)....277

9.4.1- CARACTERISTICAS GENERALES....277

9.4.1.1- *Definición y términos*....278

9.4.1.2- *Hidrología*....281

9.4.1.3- *Registro sedimentario*....282

9.4.2- *INLAND WETLAND* MODERNOS: PANTANAL DE MATO GROSSO DO SUL....287

9.4.2.1- *Marco geológico*.....287
9.4.2.2- *Clima*.....289
9.4.2.3- *Hidrología*.....289
9.4.2.4- *Limnología*.....290
9.5- *INLAND WETLAND* FÓSIL: EL PANTANAL DE LA FORMACIÓN YECUA.....292
9.5.1- PARASECUENCIAS.....292
9.5.2- CAMBIOS EN EL NIVEL DEL AGUA.....294
9.5.3- CICLICIDAD.....296
9.5.4- CAMBIOS COMPOSICIONALES.....296
9.6- CONSIDERACIONES FINALES.....304
BIBLIOGRAFÍA – CAPÍTULO 9.....307

CAPÍTULO 10 – EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA Y LAS INGRESIONES MIOCENAS 312

10.1- PALEOGEOGRAFÍA.....312
10.1.1- FORMACIÓN TRANQUITAS.....312
10.1.2- FORMACIÓN YECUA.....314
10.1.2.1- *Sección inferior*.....314
10.1.2.2- *Sección superior*.....317
10.1.3- CONSIDERACIONES PRELIMINARES.....319
10.2- INGRESIONES MARINAS MIOCENAS.....321
10.2.1- INGRESIÓN CARIBEANA.....322
10.2.1.1- *Análisis espacio-temporal de los depósitos*.....322
10.2.1.2- *Paleogeografía de la ingresión Caribeana*.....324
10.2.2- INGRESIÓN PARANAENSE.....324
10.2.2.1- *Análisis espacio-temporal de los depósitos*.....324
10.2.2.2- *Paleogeografía de la ingresión Paranaense*.....326
10.2.3- EL CONTEXTO PALEOGEOGRÁFICO DE LA FORMACIÓN YECUA.....327
10.2.3.1- *Antecedentes recientes*.....327
10.2.3.2- *El presente trabajo de tesis*.....330
10.3- CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS Y PALEOAMBIENTALES FINALES.....330
BIBLIOGRAFÍA – CAPÍTULO 10.....334

CAPÍTULO 11 – CONCLUSIONES 337

ANEXOS

ANEXO 1 - PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS

ANEXO 2 – DATOS DEL ANÁLISIS COMPOSICIONAL

A- DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)

B- MODAS COMPOSICIONALES

RESUMEN

El levantamiento y avance tectónico de los Andes Centrales, a partir del Oligoceno tardío, dio lugar a la formación de una cuenca de antepaís, que actualmente recibe el nombre de Cuenca de Antepaís del Chaco (*Chaco foreland basin*). En ésta, se desarrollaron secuencias sedimentarias que alcanzan los 5.000 metros de espesor, caracterizadas por depósitos sinorogénicos de edad terciaria. Durante el Mioceno, los sectores distales de la cuenca se encontraban dominados por ambientes continentales, donde tuvo lugar el desarrollo de importantes sistemas fluviales y extensos humedales intracontinentales.

En las últimas décadas, los depósitos de la Formación Yecua han sido objeto de múltiples controversias ambientales, donde diversos autores han relacionado estas acumulaciones en forma directa, con las distinta ingresiones marinas que tuvieron lugar en el continente Sudamericano durante el Mioceno, no existiendo aún un consenso generalizado.

Se tiene como objetivo primordial que los conocimientos alcanzados en este trabajo de tesis, brinden la información necesaria, para entender en forma detallada y concreta los ambientes imperantes en la región, como así también, la distribución de los mismos en los diferentes depocentros. En este sentido, a partir de la generación de modelos paleogeográficos, se busca ahondar en la comprensión de los distintos estadíos evolutivos de la cuenca, bajo el contexto de las ingresiones marinas miocenas.

Este trabajo se centró en el estudio sedimentológico y estratigráfico detallado de los depósitos sedimentarios miocenos de las formaciones Tranquitas y Yecua. Para tal fin, se relevaron y confeccionaron perfiles sedimentológicos en 11 localidades, en las que se identificaron los principales tipos litológicos, estructuras sedimentarias primarias y biogénicas, contenido paleontológico, geometría, orientación y jerarquía de los cuerpos de rocas, naturaleza y jerarquía de superficies, y los contactos con las unidades infra y suprayacentes de las formaciones de interés. En forma paralela, se realizó el muestreo litológico y paleontológico, con la finalidad de realizar estudios composicionales, tafonómicos y del contenido fósil.

El análisis de facies permitió reconocer 30 facies sedimentarias, esencialmente en base a las litologías y estructuras observadas. En función de la abundancia de estos componentes identificados, las facies fueron diferenciadas principalmente en silicoclásticas y mixtas. A partir de agrupar diferentes facies sedimentarias vinculadas genéticamente y con un significado paleoambiental, se pudo identificar y caracterizar 14 asociaciones de facies. La totalidad de las unidades sedimentarias reconocidas, fueron atribuidas a diferentes

ambientes de origen continental. A pesar de esta condición, las asociaciones de facies presentes fueron subdivididas, según su afinidad paleoambiental, en 3 grupos (fluviales, deltaicos y lacustres).

A partir del análisis composicional de rayos *X*, fue posible determinar que el cuarzo es la fase mineral más abundante. Por su parte, en las fracciones finas, se observa un claro predominio de la illita por sobre el resto de los argilominerales. Se reconocieron variaciones verticales, en el pasaje de la Formación Tranquitas a la Formación Yecua, produciéndose dentro de esta última un incremento del contenido de caolinita. El estudio petrográfico de las areniscas silicoclásticas, permitió considerar a éstas, como arenitas subarcósicas y vaques feldespáticos principalmente, y en menor medida como arenitas sublíticas. Por otro lado, las areniscas mixtas corresponden mayormente a areniscas mixtas silicoclásticas y areniscas mixtas fangosas carbonáticas. Con los datos obtenidos, se efectuó un análisis de procedencia a partir de areniscas silicoclásticas y arcillas detríticas, del cual se obtuvo que el aporte de sedimentos se encuentra principalmente ligado al Orógeno Andino, y en menor medida al cratón Amazónico.

El análisis del registro fósil de la Formación Yecua, permitió identificar la presencia de una asociación fósil compuesta por 10 taxones y 4 parataxones, donde se pudo determinar y corroborar la distribución homogénea de dicha asociación, principalmente en las localidades pertenecientes al sector norte del área de estudio. Se determinó el patrón de los diferentes modos de preservación del registro fósil en el área de estudio, donde los atributos tafonómicos (mortandad, bioestratinomía y fósil-diagénesis) permitieron inferir la existencia de un control de fondo en la cuenca, que replicó las condiciones depositacionales en forma sostenida en el tiempo. Finalmente, a partir del análisis paleoautoecológico de los componentes fósiles reconocidos, sumado a las características de los depósitos en que fueron hallados, se propuso un modelo paleoecológico conceptual para el área de estudio.

Las relaciones estratigráficas y espaciales entre las distintas asociaciones de facies reconocidas, conjuntamente a la información obtenida de los estudios composicionales y del contenido fosilífero, permitieron definir 4 sistemas de acumulación: *sistemas fluviales entrelazados, sistemas fluviales meandrosos, sistemas lacustres someros y sistemas deltaicos de pequeña escala*. Se estableció que existe una relación directa entre los sistemas depositacionales reconocidos. Estos forman parte de una compleja red hídrica de humedales intracontinentales, interactuando entre sí en forma dinámica. A partir de esto, se describió y caracterizó por primera vez en la literatura, un modelo de acumulación detallado para el registro fósil, de los sistemas de grandes humedales intracontinentales (*inland wetlands*), de climas tropicales a subtropicales.

A partir del estudio detallado de las secuencias depositacionales de estos ambientes, se reconocieron superficies de inundación que delimitan los techos y bases de las parasecuencias. Estas últimas, presentan

variaciones internas relacionadas con cambios en el nivel del agua y composicionales, que responden a distintos patrones cíclicos de distintas magnitudes temporales. Estos evidencian que los factores de control preponderantes (alocíclicos), habrían sido principalmente climáticos, y en menor medida controlados por el contexto geológico (tectónica y composición del sustrato).

El diseño de superposición estratigráfica de los sistemas de acumulación, permitió identificar cambios en las tasas de acomodación y de aporte de sedimentos, poniendo de manifiesto distintas superficies estratigráficas con significado secuencial. De este modo se reconstruyeron 3 estadíos evolutivos paleogeográficos para las unidades de interés, dentro del marco de evolución regional. El primer estadío corresponde a los depósitos fluviales de tipo entrelazados de la Formación Tranquitas. La base de éste intervalo se encuentra caracterizada por una superficie de erosión fluvial de escala regional, que representa un límite de secuencia. El segundo estadío, corresponde a la sección inferior de la Formación Yecua, la cual representa la instauración de los sistemas de grandes humedales intracontinentales, con desarrollo de subambientes principalmente fluvio-lacustres de climas húmedos subtropicales a tropicales. La base de este intervalo corresponde a una superficie neta generada por un cambio abrupto en los sistemas de acumulación. Estos cambios pueden ser vinculados a un ascenso relativo del nivel de base, por lo que la base de este intervalo puede interpretarse como una superficie transgresiva. El tercer estadío, corresponde a la sección superior de la Formación Yecua, que representa la expansión y el dominio de los sistemas fluviales meandrosos. La base de este intervalo es identificada a partir del aumento significativo de las relaciones de Canales/Planicies o por el pasaje de sistemas lacustres a netamente fluviales. Ésta superficie pone de manifiesto un descenso relativo del nivel de base, el cual puede ser interpretado como un límite de secuencia.

Para estos tiempos, en la región de los Andes Centrales de Sudamérica, la carga tectónica originada por el levantamiento de la cordillera, produjo en forma continua la subsidencia del antepaís, desarrollando numerosas cuencas de tipo *foreland* a lo largo del continente. Durante el Oligoceno tardío al Mioceno temprano, se establecieron sistemas fluviales a partir del aporte de sedimentos provenientes de la cadena andina y del cratón Amazónico. Para aquel entonces, ya habría existido una división en estos sectores de las cuencas hídricas que drenaban hacia los mares del Caribe y Paranaense. A partir del Mioceno medio-Mioceno tardío, en gran parte de la Cuenca de Antepaís del Chaco, se habría desarrollado un gran sistema de humedales intracontinentales. Ésta condición, de la mano de los cambios climáticos, habrían generado las condiciones propicias para que estos sistemas se extiendan por gran parte del continente sudamericano. El aporte de agua y sedimentos que alimentaba a este gran sistema, provendría principalmente de los Andes, y en menor medida desde el cratón Amazónico, el cual siguió siendo una fuente de suministro adicional a través de sistemas fluviales menores. Durante el Tortoniano, se establece la conexión del actual río Amazonas con el Océano Atlántico. El levantamiento y avance del frente orogénico andino durante esta última etapa,

generó la progresiva migración de los ambientes sedimentarios proximales hacia el antepaís, obteniendo como resultado el drenado y desaparición del mega sistema de humedales intracontinentales. Para este entonces, los sistemas fluviales se fusionaron originando lo que hoy conocemos como las cuencas hídricas de los ríos Amazonas y Paraná.

La hipótesis de la existencia de un sistema de mega-humedales intracontinental que ocupó gran parte del continente sudamericano durante el Mioceno, podría ser la respuesta a muchos de los interrogantes y controversias que hoy en día se siguen discutiendo. Este tipo de sistema habría interconectado las cuencas marinas que tuvieron lugar durante el mioceno sudamericano, proporcionando una vía para la diversificación de especies que se adaptaban a vivir en estos ambientes continentales de agua dulce.

La naturaleza de este complejo ambiente intracontinental, bajo la influencia de un clima cálido y húmedo, así como su transición al presente, todavía plantea innumerables interrogantes que quedan sin resolver.

ABSTRACT

The rise and growth of the Central Andes, from the late Oligocene, led to the formation of a foreland basin, which is currently called Chaco foreland basin. In it, sedimentary sequences were developed reaching 5,000 meters of thickness, characterized by synorogenic Cenozoic deposits. During the Miocene, the distal sector of the basin was dominated by continental environments, with development of important fluvial systems and extensive inland wetlands.

During the last decades, deposits of the Yecua Formation have been the subject of multiple environmental controversies, where several authors have related these accumulations directly with the many different marine transgressions that took place in the South American continent during the Miocene. Today there is no widespread consensus.

The objective of this thesis is to provide relevant information to understand in detail the prevailing environments of the region, as well as their distribution in the different depocenters. In this sense end from the generation of paleogeographic models, it is aimed to deepen the understanding of the different evolutionary stages of the basin under the context of Miocene marine transgressions.

This work was focussed on the detailed sedimentological and stratigraphic studies of the Miocene sedimentary deposits of the Tranquitas and Yecua formations. For this purpose, sedimentological profiles were surveyed and built in 11 localities where the main lithology types, primary and biogenic sedimentary structures, paleontological content, geometry, orientation and hierarchy of rock bodies, nature and hierarchy of surfaces were identified, as well as the contacts with the units below and overlying the formations of interest. In parallel, lithological and paleontological sampling was carried out, with the purpose of performing compositional, taphonomic and fossil content studies.

The analysis of facies allowed to recognise 30 sedimentary facies, based essentially on the lithologies and observed structures. Depending on the abundance of the identified components, the facies were differentiated mainly in siliciclastic and mixed facies. Bringing together the different sedimentary facies linked genetically and with a paleoenvironmental meaning, it was possible to identify and characterise 14 associations of facies. All of the recognized sedimentary units were attributed to different environments of continental origin. In spite of this condition, the associations of facies found were subdivided, according to their paleoenvironmental affinity, in 3 groups (fluvial, deltaic and lacustrine).

From the compositional X-ray analysis, it was possible to determine that quartz is the most abundant mineral phase. On the other hand, in the fine fractions, a clear dominance of illite is observed over the rest of the clay minerals. Vertical variations were observed in the passage from the Tranquitas Formation to the Yecua Formation, with an increase in the kaolinite content within the latter. The petrographic study of the silicoclastic sandstones allowed to consider these as, subarcósic sandstones and feldspathic vaques mainly, and to a lesser extent as sublithic sandstones. However, the mixed sandstones correspond mainly to siliciclastic mixed sandstones and carbonatic mixed sandstones. With the data obtained, an analysis of provenance of siliciclastic sandstones and clays detrital was made, turning out to be the contribution of sediments mainly linked to the Andean Orogen, and to a lesser degree to the Amazonian craton.

The analysis of the fossil record of the Yecua Formation allowed the identification of the presence of a fossil association composed of 10 taxa and 4 parataxons, where it was possible to determine and corroborate the homogeneous distribution of this association, mainly in the localities belonging to the northern sector of the study area. The pattern of the different types of preservation of the fossil record was determined, where the taphonomic attributes (mortality, bioestratinomy and fossil-diagenesis) allowed to infer the existence of a background control in the basin, which replicated the depositional conditions in a sustained way in time. Finally, from the paleoautoecological analysis of the recognized fossil components, in addition to the characteristics of the deposits in which they were found, a conceptual paleoecological model was proposed.

The stratigraphic and spatial relationships between the different associations of recognised facies, together with the information obtained from the compositional studies and the fossiliferous content, allowed to define 4 systems of accumulation: braided fluvial systems, meandering fluvial systems, shallow lake systems and shoal water deltas. It was established that there is a direct relationship between identified depositional systems. These are part of a complex hydric network of intracontinental wetlands, interacting with each other dynamically. From this, a detailed accumulation model for the fossil record of the inland wetlands, of tropical to subtropical climates was described and characterized for the first time in the literature.

From the detailed study of the depositional sequences of these environments, the flood surfaces that delimited the roofs and bases of the parasecuencies were recognised. These have internal variations related to changes in the water level and compositional ones, which respond to unlike cyclical patterns of different temporal magnitudes. These showed that the predominant control factors (alocyclic) had been mainly climatic, and to a lesser extent controlled by the geological context (tectonics and substrate composition).

The design of stratigraphic overlapping of the accumulation systems, allowed to identify changes in the rates of accommodation and sediment supply, showing different stratigraphic surfaces with sequential meaning. In this way, 3 paleogeographic evolutionary stages were reconstructed for the units of interest, within the framework of regional evolution. The first stage corresponds to the braided type fluvial deposits of the Tranquitas Formation. The base of this interval is characterized by a regional scale fluvial erosion surface, which represents a sequence boundary. The second stage squares with the lower section of the Yecua Formation, which represents the establishment of the systems of large intracontinental wetlands, with the development of sub-environments mainly fluvial-lacustrine from humid subtropical to tropical climates. The base of this interval matches a surface generated by an abrupt change in the accumulation systems. These changes can be linked to a relative ascent of the base level, so the base of this interval can be interpreted as a transgressive surface. The third stage corresponds to the upper section of the Yecua Formation, which represents the expansion and dominance of meandering fluvial systems. The base of this interval is identified from the significant increase of the Channels / Floodplains relationships or the passage from lake to purely fluvial systems. This surface reveals a relative decrease of the base level, which can be interpreted as a sequence limit.

At that time, in the Central Andes region of South America, the tectonic load originated by the rising of the Andes range, produced the subsequently subsidence of the foreland, resulting in numerous foreland basins throughout the continent. During the late Oligocene to early Miocene, fluvial systems were established from the contribution of sediments from the Andean Cordillera and the Amazonian craton. By then, there must have existed a division in these sectors of the watersheds draining to the Caribbean and Paranaense seas. From the late-late Miocene, in much of the Chaco Foreland Basin, must have spread a large system of intracontinental wetlands. This condition, added to the climatic changes, must have generated the proper conditions for these systems to widen over the South American continent. The contribution of water and sediments that fed this great system would come mainly from the Andes, and to a lesser extent from the Amazonian craton, which continued to be an additional source of supply through smaller river systems. During el Tortoniano, the connection of the present Amazon river with the Atlantic Ocean was established. The uplifting and growth of the Andean orogenic front during this last stage, generated the progressive migration of the proximal sedimentary environments towards the foreland, resulting in the drainage and disappearance of the mega system of intracontinental wetlands. By this time, the fluvial systems merged originating what we know today as the water basins of the Amazon and Paraná rivers.

The hypothesis of the existence of an intracontinental mega-wetland system, which is supposed to have occupied a great part of the South American continent during the Miocene, could be the answer to the many inquiries and controversies still being discussed today. This kind of system may have interconnected

the marine basins shaping during the South American Miocene, providing a way for the diversification of species which adapted to live in these continental fresh water environments.

The nature of this complex intracontinental environment, under the influence of a warm humid climate, as well as its transition to the present, still raises innumerable questions that remain unsolved.

CAPÍTULO 1

INTRODUCIÓN Y ÁREA DE ESTUDIO

1.1- INTRODUCCIÓN

Los depósitos del Cenozoico Subandino del noroeste argentino y centro-sur boliviano, se desarrollan principalmente en las provincias argentinas de Salta y Jujuy, y en los departamentos bolivianos de Tarija, Chuquisaca y Santa Cruz.

En el Noroeste Argentino (NOA), bajo el nombre de Cuencas del NOA se han agrupado a lo largo de la historia, varias cuencas que se sucedieron desde el Paleozoico a la Actualidad (Constantini *et al.*, 2002). Las cuencas Silúrico-Devónica (Cuenca Andino Central) y Carbonífera-Jurásica (Cuenca de Tarija), son las que han generado mayor producción de hidrocarburos en la región hasta la fecha (Disalvo, 2002), y por tal motivo, son las cuencas de las que se tiene mayor conocimiento geológico.

Por su parte, la cuenca de antepaís terciaria o Cuenca de Antepaís del Chaco se generó por levantamiento y avance del Orógeno Andino, el cual fue migrando en dirección al este, asociado a la evolución de la tectónica andina (Echavarria *et al.*, 2003; Uba *et al.*, 2006). El relleno de esta cuenca se compone de más de 5000 metros de sedimentos con arreglos de secuencias grano-estratocrecientes, característicos de los depósitos sinorogénicos.

Uno de los primeros descubrimientos de hidrocarburos en depósitos terciarios fue realizado en el año 1932 por la compañía YPF en el actual yacimiento Río Pescado (Sierra Baja de Orán, Salta, Argentina). Las rocas reservorio de este yacimiento están compuestas por las areniscas de la Formación Tranquitas. Actualmente, en diversos proyectos en el territorio boliviano, varias empresas han asumido como objetivos, diferentes "*plays*" y prospectos ubicados en las unidades que componen en el relleno de la Cuenca de Antepaís del Chaco. Un ejemplo de esto, son las áreas de San Isidro y Arenales (Serranía de Charagua, Santa Cruz, Bolivia), en las cuales se ha desarrollado un especial interés en los reservorios que residen en las arenas de las formaciones Petaca - Yecua, y en menor medida de las formaciones Tariquía - Guandacay (Arteaga *et al.*, 2002; Arteaga, 2012).

Por tratarse de un nuevo objetivo en la historia de los descubrimientos petroleros de Argentina y Bolivia, es la principal razón por la cual no existe un volumen de datos que permita realizar una caracterización detallada de estos depósitos a diferentes escalas. Existen unos pocos estudios de carácter

sedimentológico hasta el momento, que tratan los depósitos de las diferentes unidades presentes a una escala de resolución regional (Constantini *et al.*, 2002; Hulka *et al.*, 2006, Uba *et al.*, 2006, 2007, 2009; Vergani *et al.*, 2012; Poiré *et al.*, 2016). Si bien estas contribuciones constituyen una fuente de información fundamental, el grado de conocimiento sobre los aspectos sedimentológicos, estratigráficos, paleoambientales y paleogeográficos es realmente escaso y de muy poco detalle.

Otra problemática recurrente que atañe a los depósitos que constituyen la Cuenca de Antepaís del Chaco, son las variadas denominaciones que se han utilizado para nombrar las distintas unidades a lo largo del territorio argentino y boliviano. En este sentido, diversos autores han utilizado diferentes criterios para definir las unidades presentes, también se han utilizado nombres correspondientes a otras regiones, y parece haberse establecido un límite imaginario dentro de la cuenca para las múltiples denominaciones, que parece coincidir con el límite político argentino-boliviano. El mal uso de distintas terminologías, para referirse a los depósitos que conforman el relleno de esta cuenca, ha derivado en numerosos casos de sinonimia y controversias estratigráficas para las diferentes unidades del Terciario Subandino.

En las últimas décadas, diversos autores han relacionado los depósitos terciarios de esta cuenca a distintos eventos transgresivos. Fundamentalmente, se ha vinculado a la Formación Yecua con las ingresiones marinas Paranaense y Caribeana (Räsänen *et al.*, 1995; Webb, 1995; Ramos & Alonso, 1995; Hoorn, 1996; Paxton *et al.*, 1996; Marshall & Lundberg, 1996; Hernández *et al.*, 2005; Hulka *et al.*, 2006; Uba *et al.*, 2009). Las diferentes hipótesis planteadas en estos trabajos, han generado una gran cantidad de discusiones sobre el origen de los depósitos de la Formación Yecua y su vínculo con las ingresiones miocenas, existiendo aún numerosos interrogantes y controversias que no han permitido alcanzar un consenso generalizado en la actualidad.

En base a las distintas problemáticas mencionadas, surge la necesidad de realizar un estudio sedimentológico de detalle de las formaciones Yecua y Tranquitas, que constituyen el principal relleno Mioceno de la Cuenca de Antepaís del Chaco, con el propósito de caracterizar en forma detallada los sistemas depositacionales que les dieron origen, las relaciones estratigráficas entre ambas unidades, las relaciones con las unidades supra y subyacentes, y su distribución espacial.

Para tal fin, el estudio de las sucesiones que se llevará a cabo durante el desarrollo de este trabajo estará destinado a profundizar en el conocimiento de los ambientes sedimentarios que se desarrollaron en esta región del continente Sudamericano durante el Mioceno. En este sentido, sobre la base del análisis sedimentológico detallado (facies, asociaciones de facies y arreglos arquitecturales), paleontológico y composicional, se propondrá un modelo de acumulación para cada uno de los ambientes sedimentarios, y que permitirá comprender las condiciones paleoecológicas en la que se desarrollaron dichos ambientes

durante el Mioceno en esta región. A partir de la caracterización de estos últimos, y en conjunto con datos de paleocorrientes y procedencia, se abordará un modelado paleogeográfico de las sucesiones.

Se espera que los estudios realizados en este trabajo de tesis, constituyan una contribución significativa tanto para el marco general de evolución de la Cuenca de Antepaís del Chaco, como detallada del conocimiento de los sistemas depositacionales que integran las unidades bajo estudio. En forma adicional, la caracterización de estos depósitos ayudará a comprender las sucesiones equivalentes desarrolladas en el subsuelo de esta región, las cuales poseen un interés hidrocarburífero probado.

1.2- ÁREA DE ESTUDIO

Los depósitos terciarios sinorogénicos de la Cuenca de Antepaís del Chaco que afloran a lo largo de todo el Sistema Subandino Sur (o Sierras Subandinas Australes), se desarrollan desde la latitud de 18°00´S inmediatamente al sur del Oroclino boliviano, hasta los 23°30´S algo más al sur de la localidad Orán (Provincia de Salta), extendiéndose hacia el oeste hasta sus límites con la Cordillera Oriental (64°45´O) y hacia el este con la Llanura Chaco - Pampena (63°00´). Esta región comprende el norte de la provincia de Salta y Jujuy en Argentina, y los departamentos de Tarija, Chuquisaca y Santa Cruz en Bolivia (Figura 1.1.A).

Los afloramientos dentro de esta área poseen una distribución espacial condicionada por las estructuras tectónicas originadas durante la orogenia andina, más precisamente restringida a los flancos de los principales pliegues formados durante el Mioceno tardío - Pleistoceno. En este contexto morfoestructural, las unidades se distribuyen de manera continua sobre estos cordones montañosos que se extienden por centenas de kilómetros, y que alcanzan alturas máximas de hasta 1800-2000 msnm.

Dentro de esta área de interés se encuentran grandes extensiones del terreno ocupadas por una densa cobertura vegetal correspondientes a la selva de las yungas y los montes chaqueños, lo que limita el estudio sedimentológico de campo solo a los afloramientos en las quebradas de los ríos y arroyos más importantes.

> *"El estudio geológico, mucho más que cualquier otra clase de exploración científica en aquella región, encuentra su mayor obstáculo en la espesura asombrosa de su flora forestal, estando cubierto casi por completo de bosques impenetrables, donde todavía la actividad humana no ha dejado sino rastros insignificantes. Se puede decir que una buena mitad de la región está completamente despoblada; ni el ganado se arriesga a frecuentar esos parajes, cruzados solamente por atrevidos cazadores en persecución de jagüares o antas y abriéndose camino a través del bosque con hachas y machetes.*
>
> *Los pocos caminos transitables que cruzan los lugares más poblados, presentan a sus lados, en su mayor longitud, "bosques muy densos y altos, cuyos árboles, de gigantescas copas, forman una bóveda casi impenetrable para los rayos solares……" (Bodenbender, 1906), y lo que es peor todavía, para la vista del explorador……" (Bonarelli, 1914).*

Área de Estudio

Sierras Subandinas Australes

Figura 1.1



A. Mapa del área de estudio - Territorio de las provincias de Salta y Jujuy (Argentina) y los departamentos de Tarija, Chuquisaca y Santa Cruz (Bolivia)

1.2.1- LOCALIDADES RELEVADAS

Para esta tesis se relevaron 11 localidades, intentando abarcar en forma representativa los afloramientos de las unidades de interés distribuidas a lo largo de las Sierras Subandinas Australes (Figura 1.2.A). A continuación, se mencionan de norte a sur algunas de las características más conspicuas y la forma de acceso a estas localidades. También se proporciona una tabla que organiza en forma sintética la posición geográfica y los espesores medidos en cada uno de los perfiles relevados (Tabla 1.1).

1.2.1.1- *La Angostura (LA)*

El perfil de La Angostura se sitúa a orillas del Río Piraí próximo a la localidad homónima (Departamento de Santa Cruz, Bolivia), ubicada a 50 kilómetros al sudoeste de la ciudad de Santa Cruz de la Sierra a través de la ruta nacional N° 7 (Figura 1.3.A-B). Esta sección exhibe en forma continua afloramientos de las formaciones Petaca, Yecua, Tariquía y Guandacay a ambas márgenes del río, sobre el flanco oriental de la serranía de Espejillos. En esta sección se observan 210 metros de espesor de la Formación Yecua, la cual ha sido analizada y citada por varios autores (Hernández *et al.*, 2002a, 2005; Hulka *et al.*, 2006; Días Nicolaidis & Coimbra, 2008; Tineo *et al.*, 2015).

1.2.1.2- *Abapó (RGAP)*

En la serranía de Gutiérrez y el extremo norte de la Serranía de Charagua, a la vera del Río Grande, se encuentra el perfil de Abapó próximo a la localidad homónima (Departamento de Santa Cruz, Bolivia). Esta se sitúa a 146 kilómetros al sur de la ciudad de Santa Cruz de la Sierra a través de la ruta nacional N° 9 (Figura 1.4.A-B). A lo largo de los flancos occidentales de estas serranías, es posible ver afloramientos de las formaciones Yecua, Tariquía, Guandacay y Emborozú, sobre ambas márgenes del río. En dicha localidad se exponen 90 metros de la Formación Yecua, la cual ha sido motivo de estudio en esta localidad en varias oportunidades (Hernández *et al.*, 2002a, 2005; Hulka *et al.*, 2006).

1.2.1.3- *Charagua (CH)*

Esta sección sedimentaria se encuentra dentro de la quebrada del río Charagua, sobre el flanco occidental de la serranía homónima. Se accede a través de la localidad de Charagua (Departamento de Santa Cruz, Bolivia) ubicada a 269 kilómetros de la ciudad de Santa Cruz de la Sierra (por la ruta nacional N° 9). Para ello se debe atravesar un largo camino que bordea el río por aproximadamente 10 kilómetros en dirección oeste (Figura 1.5.A-B). A lo largo de esta quebrada se observan exposiciones de las formaciones Petaca, Yecua, Tariquía y Guandacay, donde los afloramientos correspondientes a la Formación Yecua alcanzan los 145 metros de espesor.

Localidades Relevadas

Figura 1.2

Sierras Subandinas Australes



A. Localidades relevadas para el presente trabajo de tesis doctoral

Referencias geográficas y de espesores

Localidades	Abev.	Latitud	Longitud	Espersor Fms Interés	Espesor Total Tc
La Angostura	LA	18°09'53.15"S	63°30'16.97"O	210 m	1300 m
Abapó	RGAP	18°55'24.19"S	63°26'39.13"O	90 m	847 m
Charagua	CH	19°46'43.54"S	63°16'06.62"O	145 m	405 m
Río Parapetí	RP	20°01'17.46"S	63°11'56.22"O	75 m	145 m
Quebrada Victoria Oeste	QVC-B	20°35'29.97"S	63°01'21.20"O	60 m	130 m
El Palmar Oeste	EPW	21°53'09.14"S	63°27'38.48"O	120 m	325 m
Piquirenda Viejo	PV	22°20'19.45"S	63°50'11.22"O	705 m	960 m
Quebrada Galarza	QG	22°35'05.56"S	63°51'47.70"O	25 m	640 m
San Pedrito 4	SP4	22°19'20.48"S	63°59'14.84"O	95 m	95 m
San Pedrito 3	SP3	22°20'15.32"S	64° 0'6.26"O	205 m	205 m
San Pedrito 2	SP2	22°24'57.75"S	64° 1'15.66"O	25 m	25 m
San Pedrito 1	SP1	22°23'9.65"S	64° 1'9.11"O	103 m	103 m
Río Bermejo	RB	22°43'30.26"S	64°22'3.92"O	285 m	2440 m
Río Iruya	RI	22°54'13.19"S	64°34'4.72"O	500 m	3746 m

Tabla1.1. Referencias geográficas y de espesores relevados en las diferentes localidades analizadas.

Localidades Relevadas

Figura 1.3

Localidad La Angostura



A. Localidad La Angostura (LA), departamento de Santa Cruz, Bolivia.



B. Afloramientos de la Formación Yecua - perfil LA

Localidades Relevadas

Figura 1.4

Localidad Río Grande Abapó



A. Localidad Río Grande Abapó (RGAP), departamento de Santa Cruz, Bolivia.



B. Afloramientos de la Formación Yecua - perfil RGAP

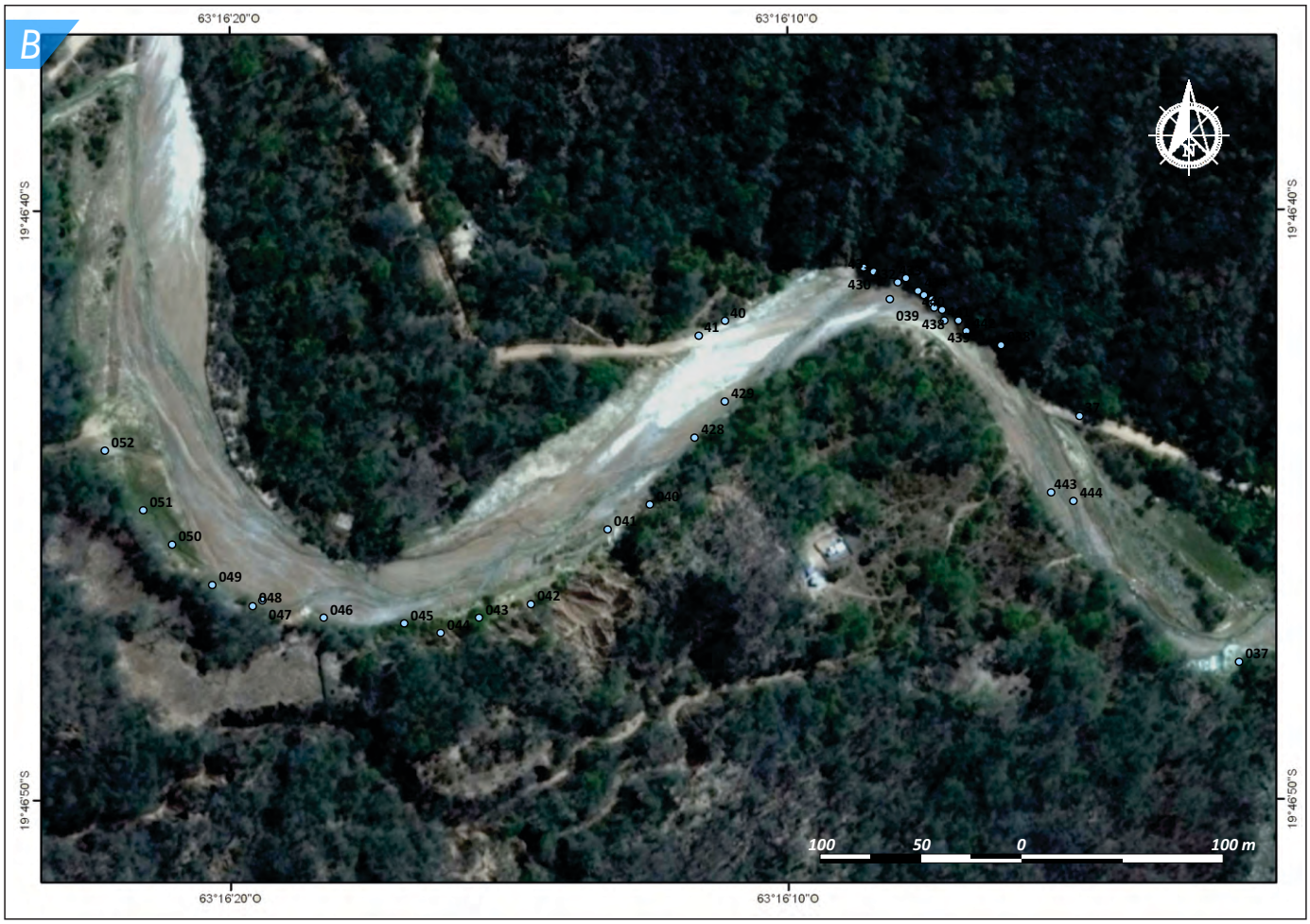
Localidades Relevadas

Figura 1.5

Localidad Charagua



A. Localidad Charagua (CH), departamento de Santa Cruz, Bolivia.



B. Afloramientos de la Formación Yecua - perfil CH (meandro sur)

1.2.1.4- *Río Parapetí (RP)*

Para acceder a esta localidad, partiendo desde la ciudad de Santa Cruz de la Sierra, se debe tomar la ruta nacional N° 9 en sentido sur, y a la altura de la localidad de Abapó se debe seguir por la ruta nacional N° 36 hasta la localidad de San Antonio de Parapetí (Departamento de Santa Cruz, Bolivia). Este recorrido de 302 kilómetros conduce a los afloramientos que se disponen sobre ambas márgenes del río Parapetí (Figura 1.6.A-B), exhibiendo rocas de las formaciones Petaca y Yecua, en el extremo sur de la serranía de Charagua. En este perfil la Formación Yecua alcanza los 75 metros de espesor; otros autores han citado y descripto esta localidad con espesores de la Formación Yecua que alcanzan los 180 metros (Hulka *et al.*, 2006; Hernández *et al.*, 2002a, 2005).

1.2.1.5- *Quebrada Victoria (QVC)*

Este perfil se ubica en el extremo norte de la serranía de Mandeyapecua, dentro de la Quebrada de Victoria (Figura 1.7.A-B). Para acceder a él desde Santa Cruz de la Sierra, se debe tomar la ruta nacional N° 9 en sentido sur por 358 kilómetros hasta la localidad de Boyuibe (Departamento de Santa Cruz, Bolivia). Desde allí, se sigue por un camino rural hacia el este por 35 kilómetros hasta ingresar en la región de Victoria (Departamento de Chuquisaca, Bolivia). Este perfil expone en sus peñas rocas de las formaciones Petaca y Yecua, con espesores de esta última que alcanzan los 60 metros.

1.2.1.6- *El Palmar (EP)*

Esta localidad se haya en el flanco occidental de la estructura conocida como Serranía de Madrejones, dentro de la Quebrada de El Palmar - Ceiza próximo a la localidad de El Palmar (Departamento de Tarija, Bolivia). Esta última se sitúa a 20 kilómetros de distancia de la ciudad de Yacuiba por la ruta nacional N° 9 en dirección al norte (Figura 1.8.A-B). Para acceder al perfil, debe continuarse desde dicha localidad en dirección al este a través de un camino de ripio por 20 kilómetros atravesando la región de El Palmar – Divisadero hasta llegar al cruce con el río El Palmar, donde se observan afloramientos de las formaciones Petaca, Yecua, Tariquia y Guandacay. En esta sección se han medido 120 metros de espesor de sedimentitas correspondiente a la Formación Yecua.

1.2.1.7- *Piquirenda Viejo (PV)*

Partiendo de la ciudad de Tartagal (Provincia de Salta, Argentina) se deben recorrer aproximadamente 21 kilómetros hacia el norte por la ruta nacional N° 34 hasta la localidad de Piquirenda. En dirección hacia el oeste se toma la ruta provincial N° 46 durante un recorrido de 12 kilómetros hasta encontrarse con la base de los depósitos terciarios. Los afloramientos corresponden al flanco occidental de

Localidades Relevadas

Figura 1.6

Localidad Río Parapetí



A. Localidad Río Parapetí (RP), departamento de Santa Cruz, Bolivia.

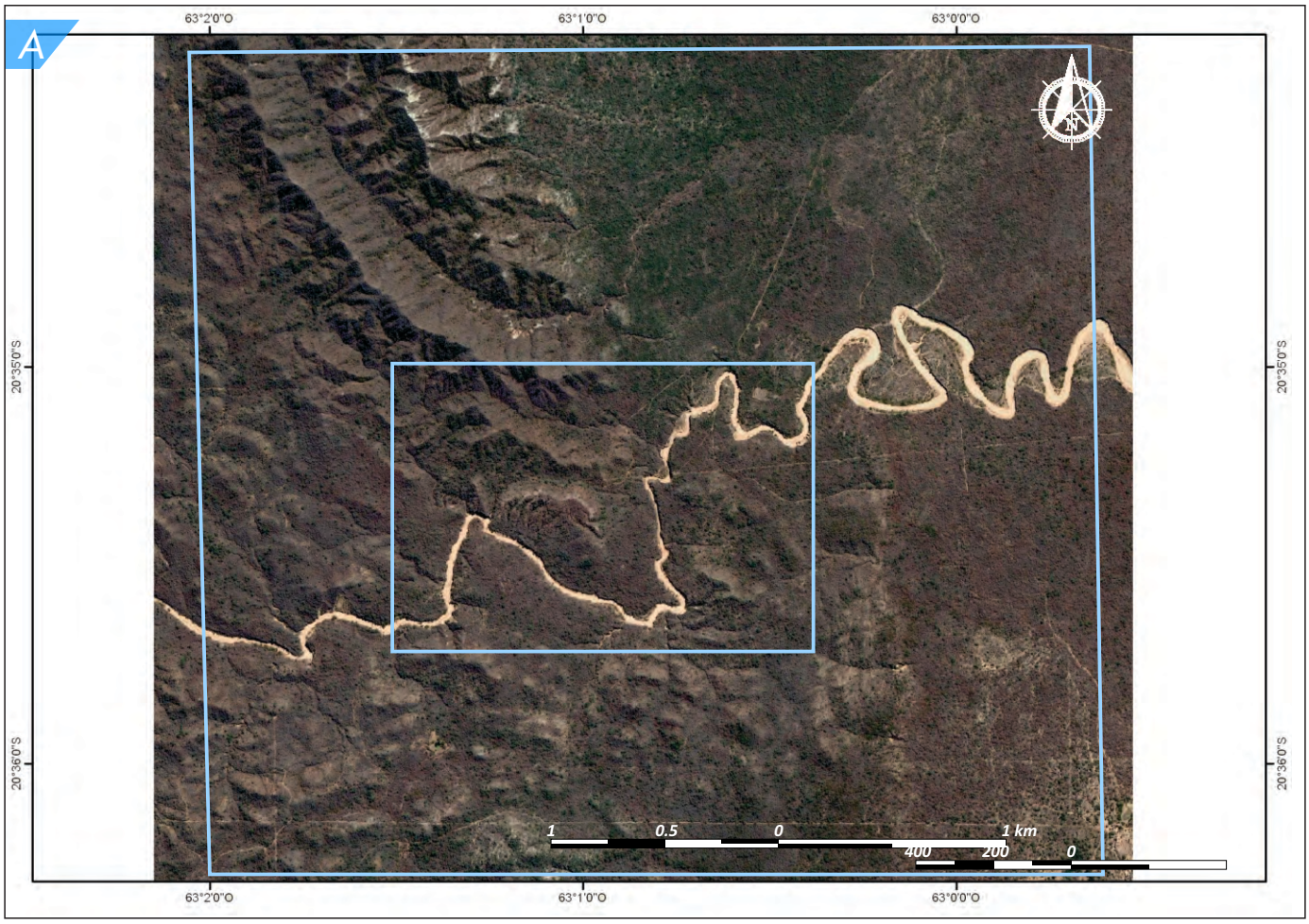


B. Afloramientos de la Formación Yecua - perfil RP

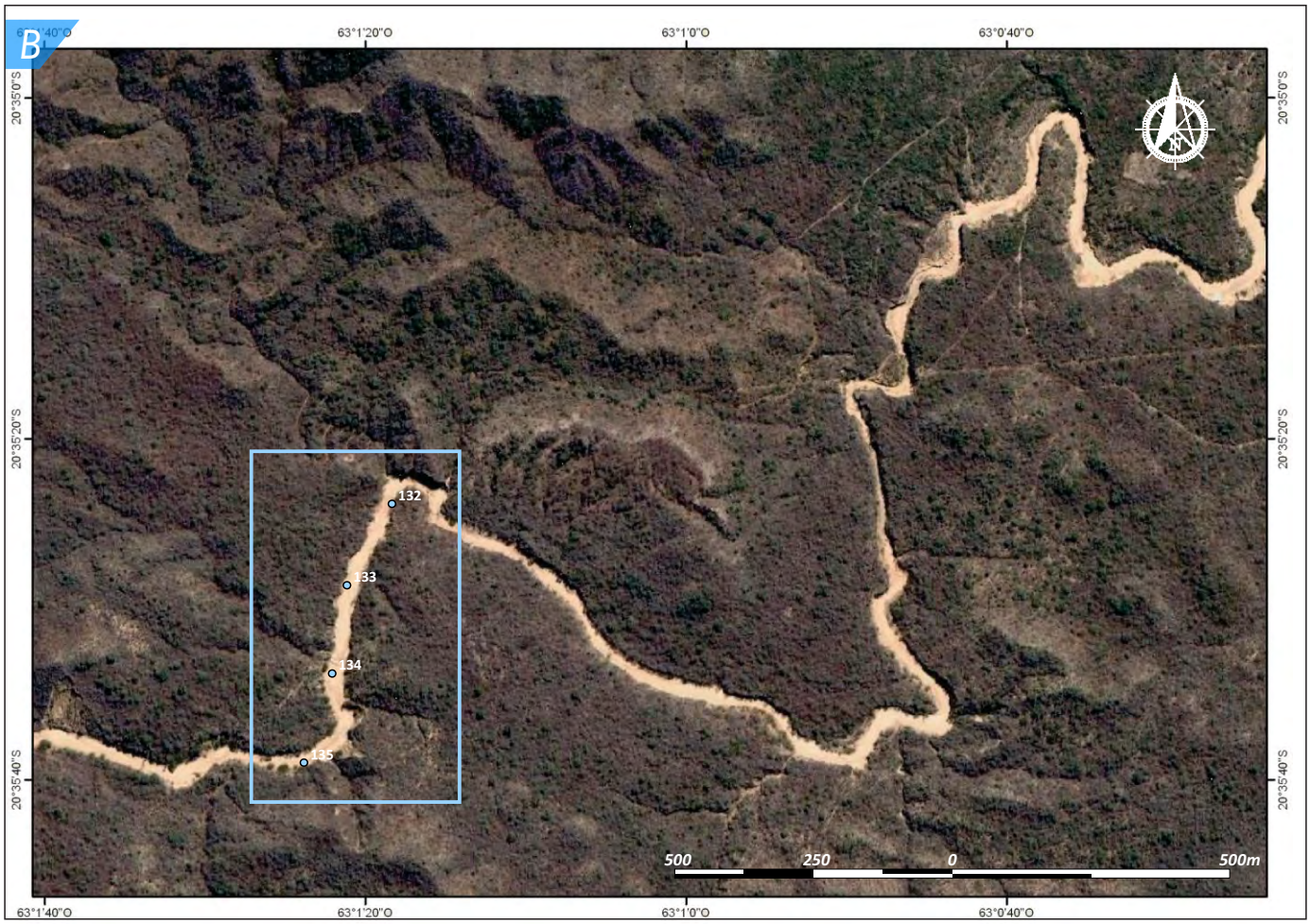
Localidades Relevadas

Figura 1.7

Localidad Quebrada Victoria



A. Localidad Quebrada Victoria (QVC), departamento Chuquisaca, Bolivia.

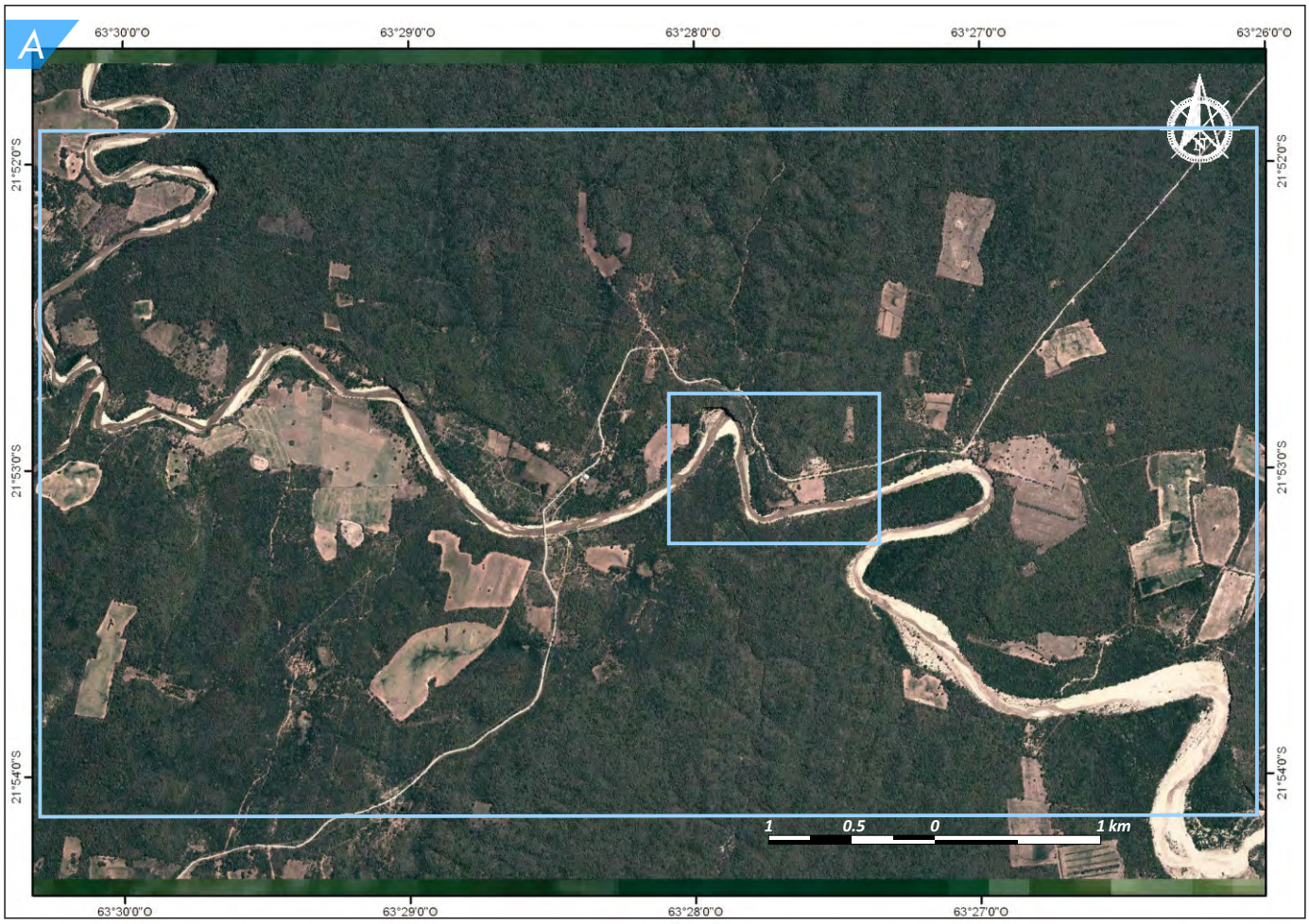


B. Afloramientos de la Formación Yecua - perfil QVC-B

Localidades Relevadas

Figura 1.8

Localidad El Palmar



A. Localidad El Palmar (EP), departamento Tarija, Bolivia.



B. Afloramientos de la Formación Yecua - perfil EPW

la sierra de Aguaragüe, en donde se han relevado tres perfiles sedimentológicos de detalle correspondientes a las formaciones Tranquitas y Terciario Subandino inferior, que en conjunto representan un registro continuo de 960 metros de espesor (Figura 1.9.A-B).

1.2.1.8- *Quebrada Galarza (QG)*

La Quebrada Galarza se encuentra en el extremo sur de la sierra de Aguaragüe (Figura 1.10.A-B), ubicada sobre la localidad de Campamento Vespucio (Provincia de Salta, Argentina). Esta sección se encuentra a 15 kilómetros al sur-suroeste de la ciudad de Tartagal, accediendo a través de las rutas nacional N° 34 y provincial N° 142. En esta localidad se exhiben rocas pertenecientes a las formaciones Serie Conglomerado Galarza, Serie Abigarrada, Tranquitas y Terciario Subandino inferior.

1.2.1.9- *San Pedrito*

El yacimiento petrolero de San Pedrito (actualmente perteneciente a Pan American Energy), se encuentra sobre la serranía de San Antonio ubicado a 60 kilómetros al oeste de la ciudad de Tartagal. Para acceder a esta área, debe tomarse la ruta nacional N° 34 y la ruta provincial N° 142 en dirección a la localidad de Campamento Vespucio. De allí se continúa por la ruta provincial N° 142 en dirección oeste hasta llegar al área de San Pedrito (Figura 1.11.A-E).

San Pedrito 4 (SP4)

Una vez en el área de San Pedrito, se continúa con rumbo norte por el camino en dirección a la plataforma del pozo SP-4 (Figura 1.11.B). Sobre los laterales de este camino es posible ver afloramientos de 95 metros de espesor correspondientes a la Formación Tranquitas.

San Pedrito e3 (SP3)

Para acceder a esta sección, debe tomar el camino que se dirige al pozo SP-e3. A lo largo de este recorrido afloran rocas correspondientes a la Formación Tranquitas, que alcanza los 205 metros de espesor (Figura 1.11.C).

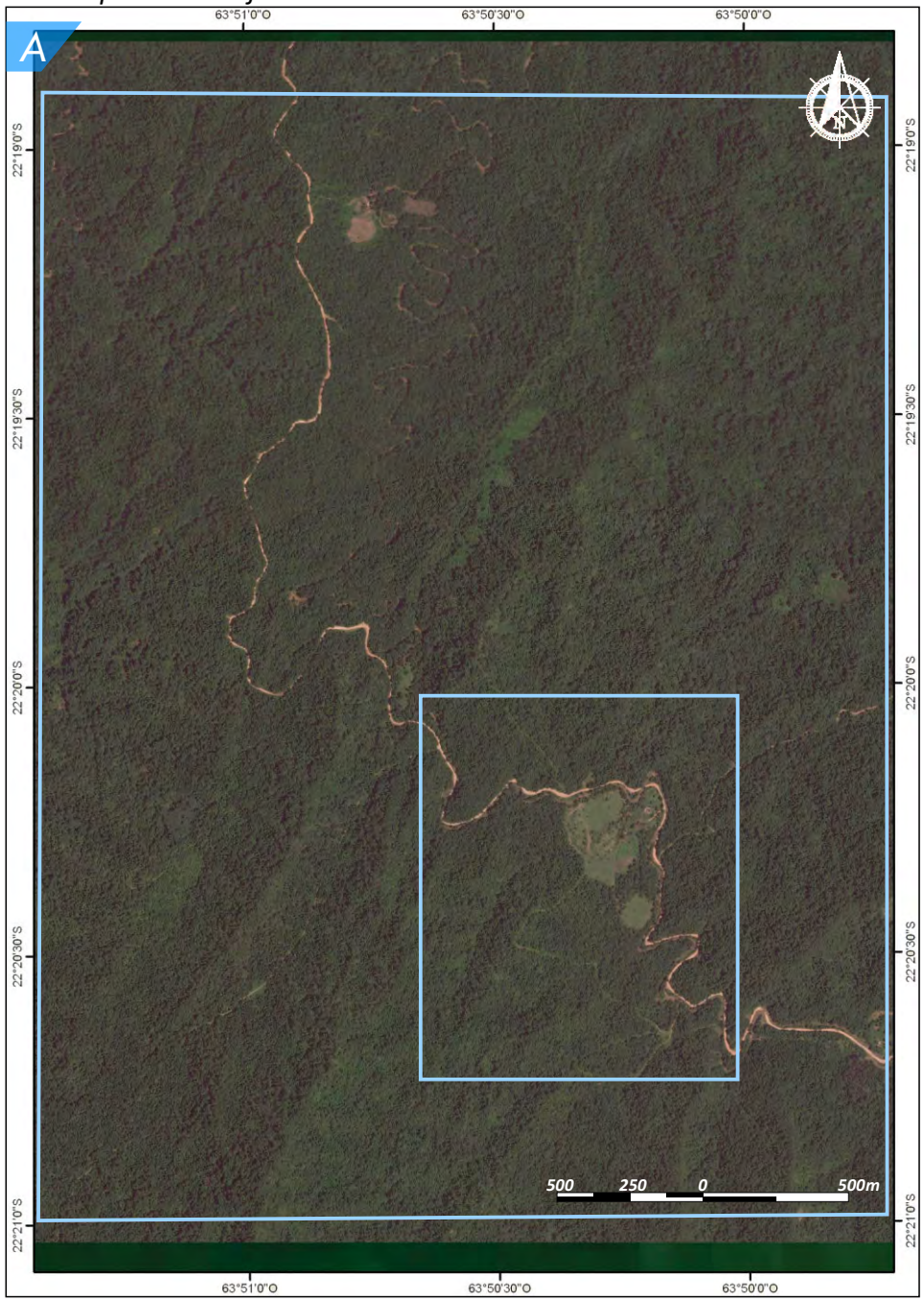
San Pedrito 2 (SP2)

Siguiendo el camino que se dirige al pozo SP-2, se observan escasos depósitos terciarios correspondientes a la Formación Tranquitas con espesores que no superan los 25 metros (Figura 1.11.D).

Localidades Relevadas

Figura 1.9

Localidad Piquirenda Viejo



A. Localidad Piquirenda Viejo (PV), provincia de Salta, Argentina.



B. Afloramientos de la Formación Tranquitas y la Formación Yecua - perfil PV

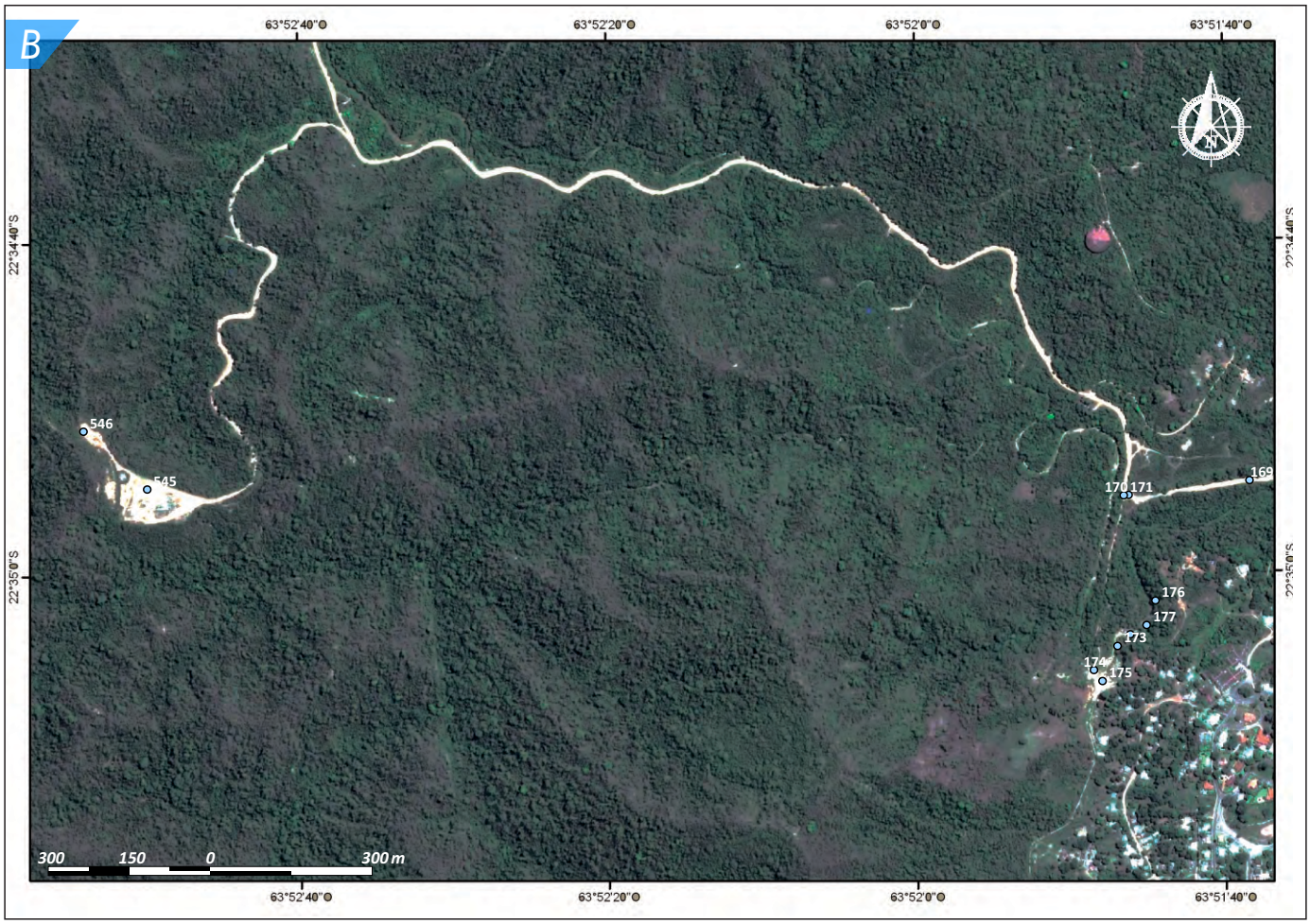
Localidades Relevadas

Figura 1.10

Localidad Quebrada Galarza



A. Localidad Quebrada Galarza (QG), provincia de Salta, Argentina.



B. Afloramientos de la Formación Yecua - perfil QG

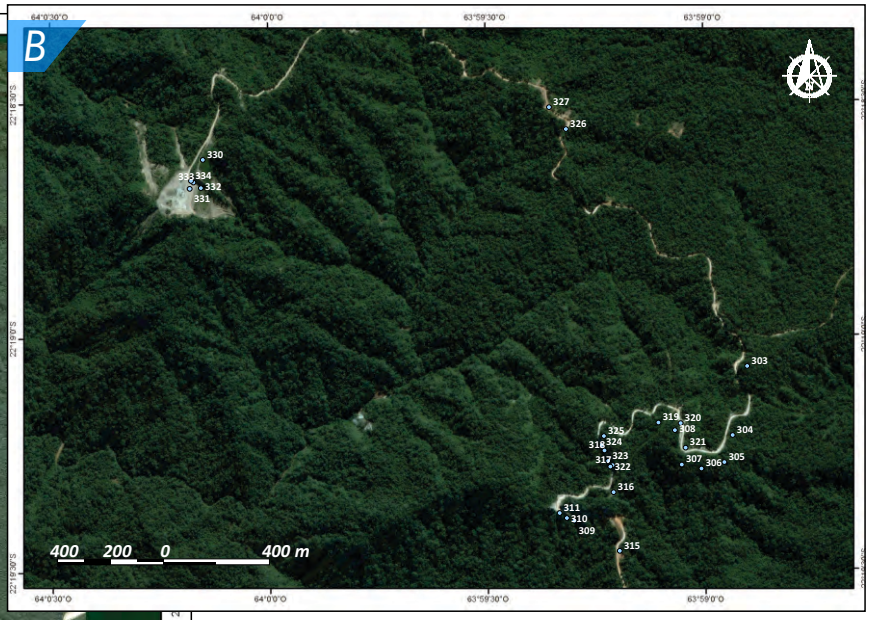
Localidades Relevadas

Figura 1.11

Localidad San Pedrito



A. Localidad San Pedrito (SP), provincia de Salta, Argentina.



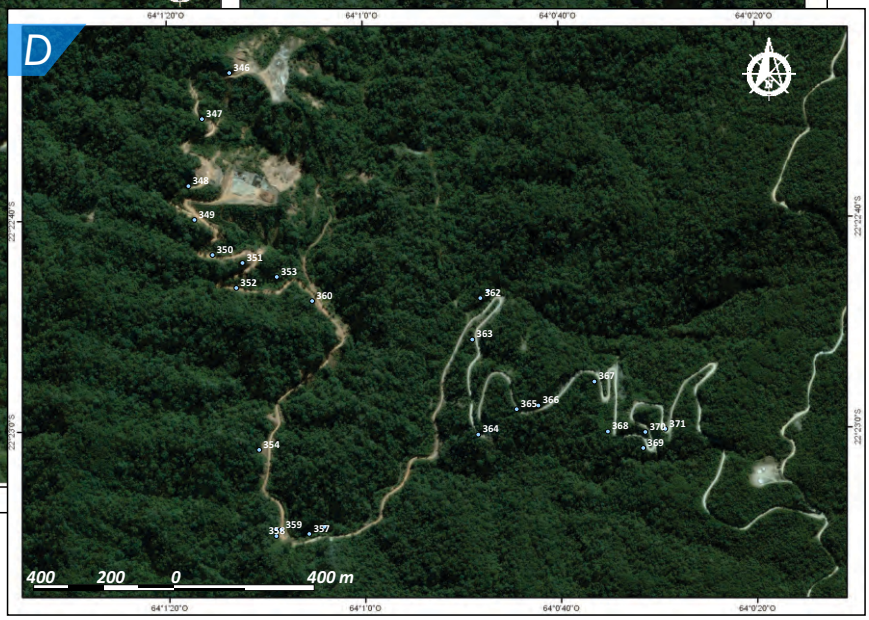
B. Afloramientos de la Formación Tranquitas - Perfil SP4



C. Afloramientos de la Formación Tranquitas - Perfil SP3



E. Afloramientos de la Formación Tranquitas - Perfil SP2



D. Afloramientos de la Formación Tranquitas - Perfil SP2

San Pedrito x1 (SP1)

En sentido a la plataforma del pozo SP-x1, se observan sobre las márgenes del camino, afloramientos correspondientes a la Formación Tranquitas, con espesores que superan los 100 metros (Figura 1.11.E).

1.2.1.10- *Río Bermejo (RB)*

El perfil Río Bermejo se sitúa a orillas del río homónimo, inmediatamente por debajo del puente del cruce internacional Bermejo – Aguas Blancas. Este perfil inicia prácticamente dentro de la ciudad de Bermejo (Departamento de Tarija, Bolivia), ubicada a 60 kilómetros de distancia de la ciudad de San Ramón de la Nueva Orán (Provincia de Salta, Argentina) a través de la ruta provincial N° 50 (Figura 1.12.A-B). Esta localidad exhibe rocas pertenecientes a la Formación Tranquitas y el Terciario Subandino Inferior y medio sobre ambas márgenes del río. Los espesores de interés alcanzan los 285 metros.

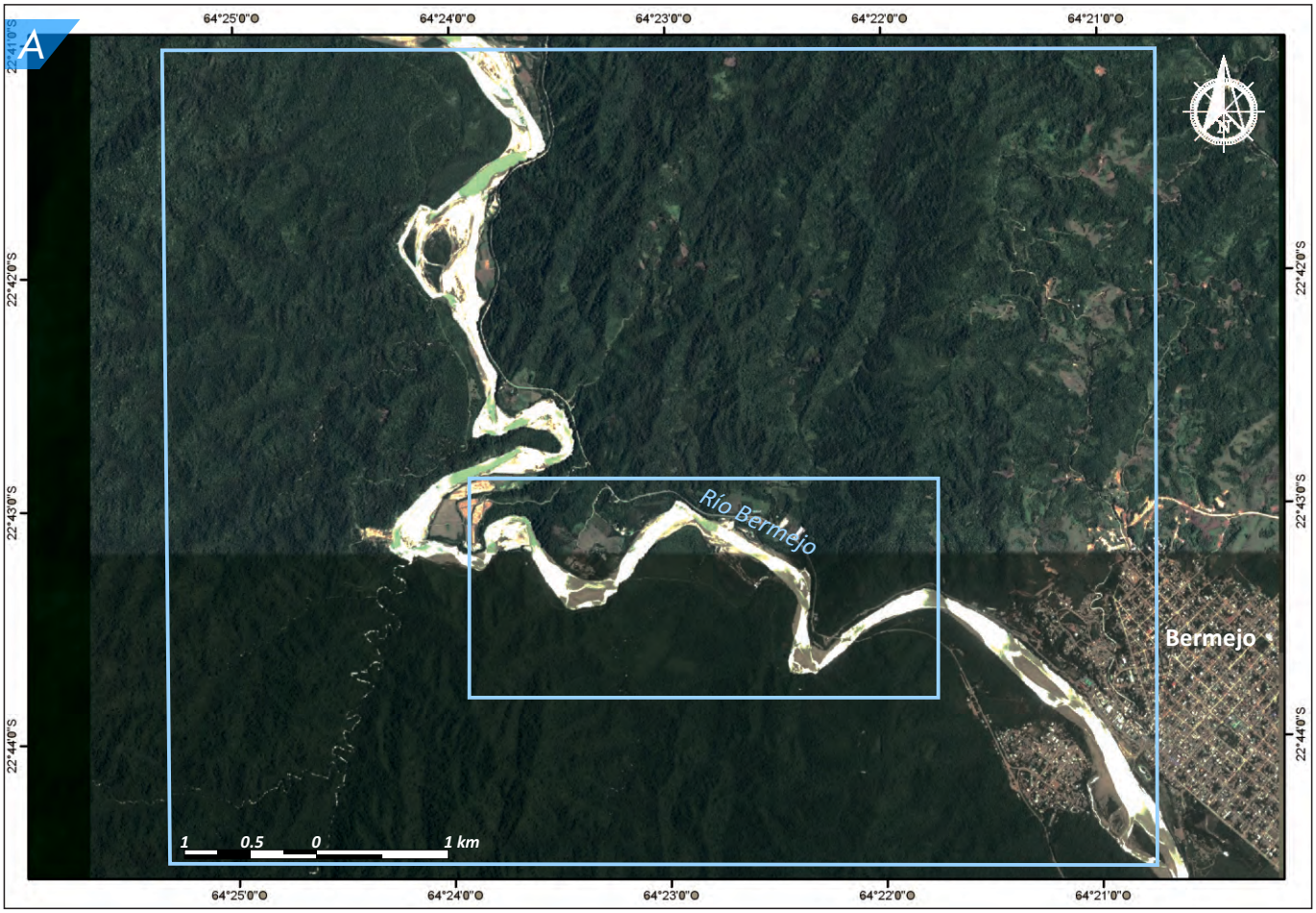
1.2.1.11- *Río Iruya (RI)*

Esta sección sedimentaria se encuentra a orillas del río Iruya próximo a la localidad de Isla de Cañas (Provincia de Salta, Argentina), ubicada esta última a 70 kilómetros de distancia de la ciudad de San Ramón de la Nueva Orán hacia el noroeste por la ruta provincial N° 18 (Figura 1.13.A-B). Las altas y pronunciadas peñas del río Iruya exhiben sobre sus márgenes espectaculares afloramientos de gran continuidad lateral y vertical, que permiten obtener muy buena calidad de información, convirtiendo a esta localidad en una de las más importantes de toda las Sierras Subandinas Australes. Por este motivo, esta localidad ha sido objetivo de múltiples estudios a través del tiempo (Hernández *et al.*, 1996, 1999, 2002b; Echavarría *et al.*, 2002, 2003; Echavarría & Hernández, 2005; Hernández & Echavarría, 2009; Amidon *et al.*, 2015). A lo largo de su recorrido se observan rocas pertenecientes a las formaciones Tranquitas y Terciario Subandino inferior, medio y superior, y los depósitos conglomerádicos conocidos como El Simbolar (Hernández *et al.*, 1996). Con lo que respecta a este estudio, se pudieron medir 500 metros de afloramientos correspondientes a los términos superiores de la Formación Tranquitas y el Terciario Subandino inferior.

Localidades Relevadas

Figura 1.12

Localidad Río Bermejo



A. Localidad Río Bermejo (RB), limite Argentino-Boliviano.

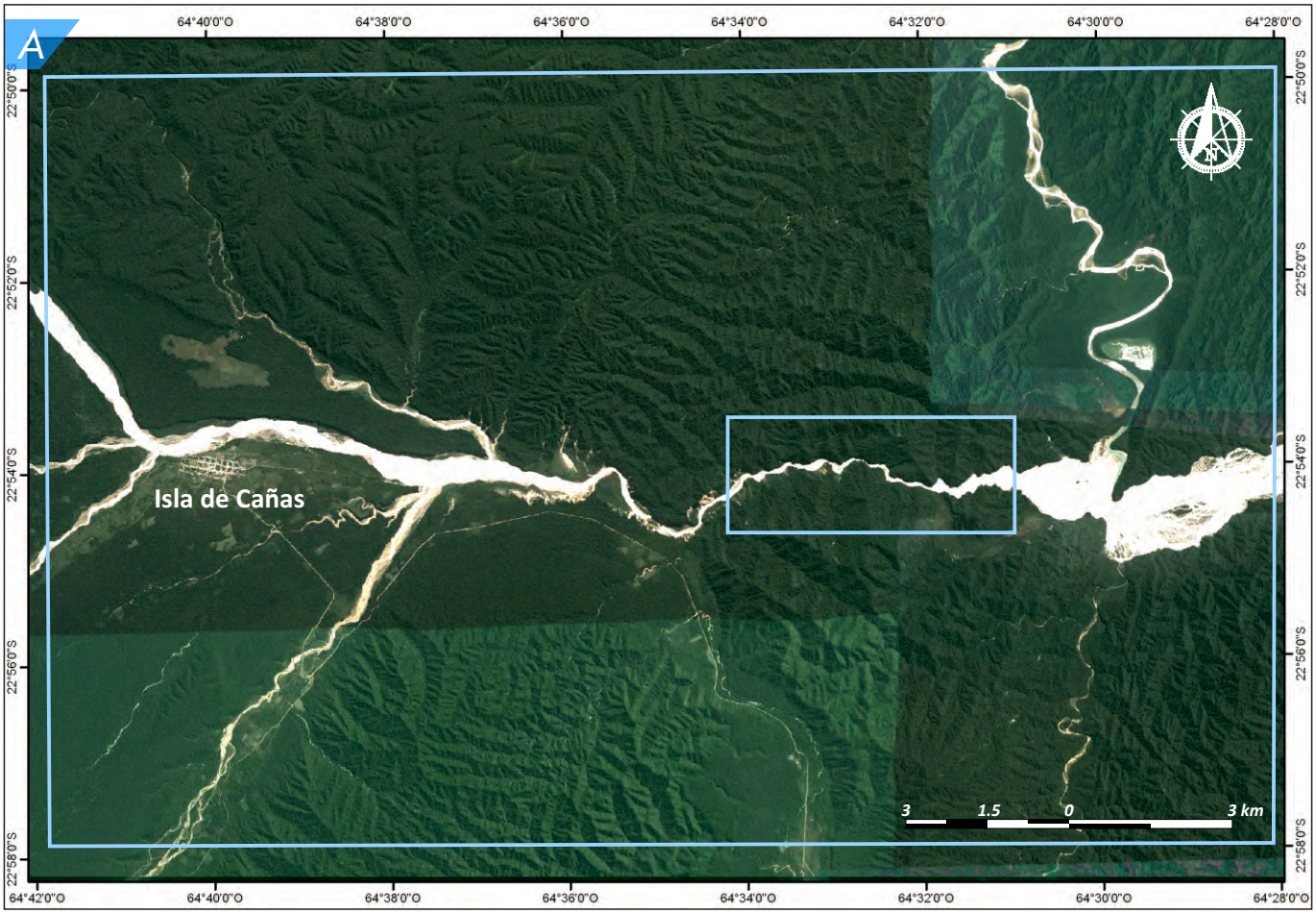


B. Afloramientos de la Formación Tranquitas - perfil RB

Localidades Relevadas

Figura 1.13

Localidad Río Iruya



A. Localidad Río Iruya (RI), provincia de Salta, Argentina.



B. Afloramientos del las formaciones Tranquitas y Terciario Subandino Inferior - perfil RI

BIBLIOGRAFÍA – CAPÍTULO 1

Amidon W., Luna L.V., Fisher G.B, Burbank D.W., Kylander-Clark A.R.C. & Alonso R., (2015). Provenance and tectonic implications of Oran Group foreland basin sediments,Río Iruya canyon,NW Argentina (23° S). *Basin Research.* 29 (51): 96-112.

Arteaga M.E., (2012). Convenio de estudio: Área Arenales, informe de evaluación (Bolivia). *Informe interno Pluspetrol Bolivia Corporation S.A. (inédito)*. 90 pp.

Arteaga M.E., Cangini A., Conti J. & Cruz C.E., (2002). Pluspetrol: La sísmica 3D y la incorporación de nuevas reservas. *Informe interno Pluspetrol S.A (inédito)*. 21 pp.

Bodenbender G., (1906). Informe sobre una exploración geológica en la región de Orán (Provincia de Salta). Boletín del Ministerio de Agricultura, Buenos Aires, Argentina. 4 (4): 4-5.

Bonarelli G., (1914). La estructura geológica y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Orán, Provincia de Salta*. Anales Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Buenos Aires, Argentina.* Serie B (9): 1-43.

Constantini L., Rodríguez A., Fontana C., Rodríguez Schelotto L. & Hernández R., (2002). Los reservorios de la Formación Tranquitas y "Terciario Subandino". *En Schiuma M., Hinterwimmer G. & Vergani G. (Eds.): Rocas reservorios de las cuencas productivas de la República Argentina*. (1): 767-786.

Disalvo A., (2002). Cuenca del Noroeste: Marco geológico y reseña histórica de la actividad petrolera. *En Schiuma M., Hinterwimmer G. & Vergani G. (Eds.): Rocas reservorios de las cuencas productivas de la República Argentina*. (1): 663-681.

Dias-Nicolaidis D. & Coimbra J.C., (2008). Perissocytheridea carrenoae sp. nov. (Crustacea, Ostracoda) and associated calcareous microfauna from Yecua Formation (Miocene), Bolivia. *Revista Brasilera de Paleontología.* (3): 179–186.

Echavarría L.E. & Hernández R.M., (2005). El crecimiento de las Sierras Subandinas del noroeste argentino y su relación con la teoría de la cuña tectónica. XV Congreso Geológico Argentino, La Plata, Argentina. (2): 37-42.

Echavarría L.E., Hernández R., Allmendinger R. & Reynolds J., (2003). Subandean thrust and fold belt of northwestern Argentina: Geometry and timing of the Andean evolution. *AAPG Bulletin.* (87): 965–985.

Hernández R.M. & Echavarría L.E, (2009). Faja plegada y corrida subandina del noroeste argentino: Estratigrafía, geometría y cronología de la deformación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. (65): 68 – 80.

Hernández R.M., Reynolds J. & Di Salvo A., (1996). Análisis tectosedimentario y ubicación geocronológica del Grupo Orán en el Río Iruya. *Boletín de informaciones petroleras, Tercera época, Buenas Aires, Argentina.* (45): 80-93.

Hernández R. M., Galli C.I. & Reynolds J., (1999). Estratigrafía del Terciario en el noroeste argentino. *En Gonzalez Bonorino G., Omarini R., Viramonte J. (Eds.): Geología del noroeste argentino. XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Argentina.* (1): 316-328.

Hernández R., Jordan T., Dalenz Farjat A., Echavarría L., Idelman B. & Reynolds J., (2002a). Edades, distribución, controles tectonicos y eustáticos de las ingresiones marinas Paranense y Caribeana en el sur de Bolivia y Argentina. *V Congreso Latinoamericano de Paleontología. Santa Cruz de la Sierra, Bolivia.*

Hernández R.M., Echavarria L., Allmendinger R., Reynolds J. & Jordan T., (2002b). La faja plegada y corrida subandina del noroeste argentino: Secuencias precrecimiento y crecimiento, geometría estructural y tiempo de evolución de los Andes. *V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, CD Trabajos, Mar del Plata, Argentina.*

Hernández R.M., Jordan T.E., Dalenz Farjat A., Echavarría L., Idleman B.D. & Reynolds J.H., (2005). Age, distribution, tectonics, and eustatic controls of the Paranense and Caribbean marine transgressions in southern Bolivia and Argentina. *Journal of South American Earth Sciences.* (19): 495-512.

Hoorn C., (1996). Miocene Deposits in the Amazonian Foreland Basin. Technical comments. *Science*. (273): 122.

Hulka C., Gräfe K.-U., Sames B., Ubas C., & Heubeck C., (2006). Depositional setting of the middle to late Miocene Yecua Formation of the Chaco Foreland Basin, southern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*. (21): 135-150.

Marshall L.G. & Lundberg J.G., (1996). Miocene Deposits in the Amazonian Foreland Basin. Technical comments. *Science*. (273): 123-124.

Paxton C.G.M., Crampton W.G.R. & Burgess P., (1996). Miocene deposits in the Amazonian Foreland Basin. Technical comments. *Science*. (273): 123.

Poiré D.G., Tineo D.E., de los Reyes M., Reynaldi J.M., González G.S., Iturralde Torrico J. & Vergani G.D., (2016). Consideraciones paleoambientales, paleofaunísticas y paleoclimáticas de la Formacion Tariquia (Mioceno superior), subandino boliviano. XXII Congreso Geológico Boliviano, CD Trabajos, Santa Cruz de La Sierra, Bolivia.

Ramos V. & Alonso R.N., (1995). El Mar Paranense en la Provincia de Jujuy. *Revista del Instituto de Geología y Minería*. (10): 73-80.

Räsänen M.E., Linna A.M., Santos J.C.R. & Negri F., (1995). Late Miopcene Tidal deposits in the Amazonian foreland basin. *Science*. (269): 386-390.

Tineo D.E., Bona P., Pérez L.M., Vergani G.D., González G., Poiré D.G., Gasparini Z.N. & Legarreta P., (2015). Palaeoenvironmental implications of the giant crocodylian Mourasuchus (Alligatoridae, Caimaninae) in the Yecua Formation (late Miocene) of Bolivia. *Alcheringa.* (39): 224-235.

Uba C.E., Heubeck C. & Hulka C., (2006). Evolution of the late Cenozoic Chaco Foreland Basin, southern Bolivia. *Basin Research*. (18): 145-170.

Uba C.E., Strecker M.R. & Schmitt A.K., (2007). Increased sediment accumulation rates and climatic forcing in the Central Andes during the late Miocene. *Geology*. (35): 979-982.

Uba C.E, Kley J., Strecker M.R. & Schmitt A.K., (2009). Unsteady evolution of the bolivian Subandean thrust belt: The role of enhanced erosion and clastic wedge progradation. *Earth and Planetary Science Letters.* (281): 134-146.

Vergani G.D., Gonzáles G., Poiré D.G. & Tineo D.E., (2012). Análisis sedimentológico y estratigráfico a partir de la integración de datos de superficie y subsuelo en reservorios gasíferos de la Formación Petaca (Oligoceno-Mioceno), Campo Tajibo, Bolivia. *XVI Congreso Peruano de Geología & SEG 2012 Conference, Lima, Perú.*

Webb S.D., (1995). Biological implications of the Middle Miocene Amazon Seaway. *Science*. (269): 361-362.

CAPÍTULO 2

METODOLOGÍA

El desarrollo de este trabajo de tesis se encuentra guiado por las diferentes etapas que comprende el **método científico**. Donde, como primera medida, se definieron objetivos para intentar resolver intereses específicos surgidos a partir de identificar diferentes problemáticas. Una de las etapas fundamentales fue la búsqueda, exploración y recopilación de información con la intención de delimitar los condicionantes del problema. Una vez definida la problemática, se procedió a la formulación de las hipótesis iniciales de trabajo con el objetivo de hallar una respuesta satisfactoria. Luego, se procedió a la etapa de experimentación, observación y medición, que fundamentalmente se centró en la recolección de datos de campo y laboratorio. Por último, mediante el análisis integral de la información obtenida se elaboraron los resultados (Figura 2.1).

2.1- OBJETIVOS

Este trabajo propone como objetivo general realizar una caracterización sedimentológica detallada y un análisis estratigráfico de los depósitos miocenos correspondientes a los estadios iniciales de relleno de la Cuenca de Antepaís del Chaco, en el ámbito de la provincia geológica de las Sierras Subandinas Australes.

Con la finalidad de reconstruir los paleoambientes sedimentarios que se desarrollaron en las Formaciones Tranquitas (Serie Areniscas Calcáreas y Serie de Transición), Yecua y Terciario Subandino inferior, se plantearon varios objetivos específicos:

(1) Estudiar y analizar las facies sedimentarias clásticas, químicas y bioquímicas, determinando su distribución espacial y temporal.

(2) Estudiar desde un punto de vista petrológico las características composicionales y texturales de las sedimentitas que conforman a la sucesión sedimentaria.

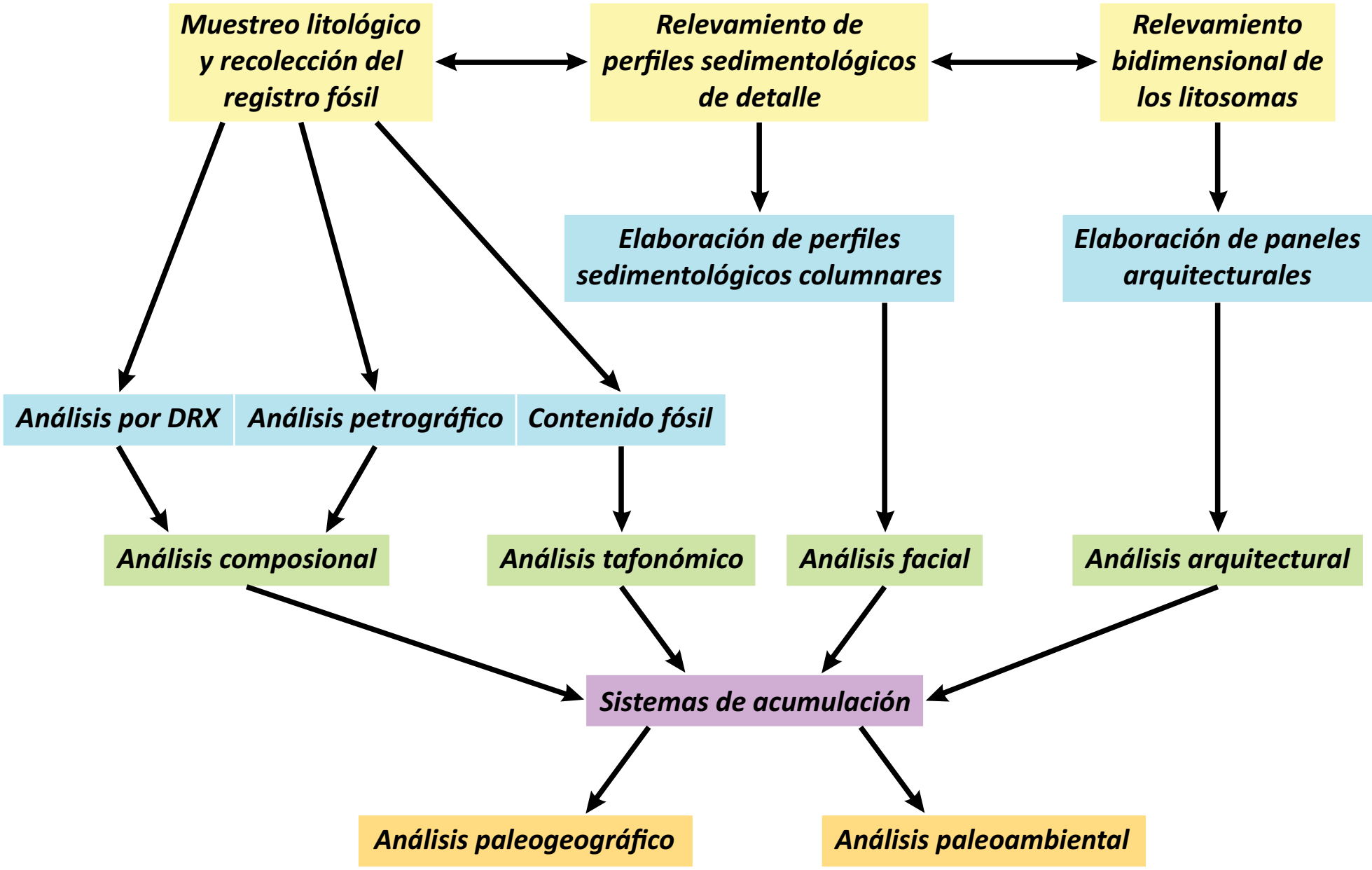
(3) Determinar la procedencia de los materiales (posibles áreas fuente).

(4) Analizar las arcillas y su distribución, a fin de tener otro elemento de consideración en cuanto a paleoclimas y zonas de aporte.

(5) Identificar los fósiles y las trazas fósiles, con su respectivo estudio tafonómico.

Figura 2.1

Diagrama de Flujo de Trabajo



(6) Establecer los arreglos internos, asociaciones de facies, ciclos depositacionales y jerarquías de las discontinuidades.

(7) Establecer la arquitectura de los cuerpos (geometría externa, espesor y desarrollo lateral).

(8) Establecer la naturaleza de las superficies que delimitan las distintas unidades formacionales.

(9) Analizar estadísticamente los datos de orientación de estructuras direccionales.

(10) Intentar determinar cuáles son las relaciones laterales entre las formaciones de interés, y con las formaciones supra e infrayacente (límites temporales y físicos).

2.2- RECOPILACIÓN Y ANÁLISIS BIBLIOGRÁFICO

Con el propósito de tener un amplio conocimiento de los antecedentes existentes de las Sierras Subandinas Australes, se realizaron tareas de búsqueda, recopilación y lectura de la información bibliográfica de esta provincia geológica, con especial énfasis en el estudio de las unidades sedimentarias terciarias que conforman la Cuenca de Antepaís del Chaco (Formación Petaca, Yecua, Tariquía, Guandacay y Emborozú), así como también de las unidades equivalentes (Formación Tranquitas y Terciario Subandino inferior, medio y superior). En esta instancia se pudo constatar el grado de avance en el conocimiento en que se encuentra esta zona de los Andes Centrales, en lo que respecta a su historia tectónica, estratigráfica y bioestratigráfica. Sobre la base de la información reunida, se analizaron y discutieron los diferentes enfoques y criterios utilizados por los distintos autores para el estudio de las unidades de interés. En este punto, se hizo notoria la gran abundancia de trabajos de índole estructural en detrimento de estudios sedimentológicos y estratigráficos. Del mismo modo, se pudo constatar que la mayor parte de los trabajos se circunscriben al territorio boliviano, encontrando muy pocos trabajos referidos al sector argentino, por lo que fue necesario un análisis de la información estratigráfica de otras formaciones del Mioceno de regiones contiguas. Otra de las razones por las que se promovió esta búsqueda, fue la presencia de opiniones contrapuestas a la hora de definir estas unidades, y sobre todo la relación que éstas mantienen con las ingresiones marinas del Mioceno (ingresiones Paranaense y Caribeana).

Para profundizar los conocimientos que se desarrollarán dentro de esta tesis, se llevó a cabo una intensa lectura bibliográfica de trabajos sedimentológicos específicos, lo que permitió obtener las herramientas teóricas fundamentales para el desarrollo del estudio de estos depósitos, y pudiendo discernir entre los elementos que componen los diferentes ambientes continentales y su relación o no con ambientes litorales.

En forma paralela, se recopilaron imágenes satelitales disponibles a través de *Google Earth®,* imágenes satelitales *LANDSAT-ETM+* y *Aster*, sumada a información cartográfica obtenidas del SEGEMAR de las hojas geológicas del Tartagal 2363-I (González Bonorino *et al.*, 2000) y La Quiaca 2366-II (Rubiolo *et al.*, 2003), y mapa geológico boliviano del Servicio Nacional de Geología y Técnico de Minas (SERGEOTECMIN, Bolivia). Toda la información obtenida fue procesada en un sistema de información geográfica (SIG) a partir de la utilización del *software ArcGIS®*, con la finalidad de elaborar mapas geológicos a diferentes escalas de los afloramientos de las unidades de interés en los sectores estudiados, y definir las localidades para el relevamiento de perfiles sedimentológicos y otras tareas de campo.

2.3- HIPÓTESIS INICIAL

Luego de definir algunas de las problemáticas existentes y plantear los objetivos, se propusieron distintas hipótesis con la finalidad de encontrar una solución y/o respuesta. Las mismas fueron sometidas a prueba teniendo que, en muchos casos, volver a reformularlas.

Se propusieron dos hipótesis fundamentales, la primera de ellas intenta homologar los términos que hacen referencia a los depósitos de los estadíos iniciales del relleno de la cuenca de antepaís, tanto del territorio argentino (Formación Tranquitas y Terciario Subandino Inferior) como del boliviano (Formación Yecua). A partir de resolver la correlación de estos depósitos, se facilitará en entendimiento del resto de las unidades que forman parte del relleno de esta cuenca a ambos lados del límite político internacional argentino – boliviano. Para tal fin, en este trabajo se pretende realizar un estudio sedimentológico detallado, con el objetivo de explicar el origen, distribución y evolución de los diferentes sistemas de acumulación continentales, con la finalidad de reconstruir paleoambientalmente y paleogeográficamente los distintos sectores de la cuenca. Y de este modo, entender cuál es el origen y la relación que mantienen entre sí los depósitos de edad miocena desarrollados a lo largo de las Sierras Subandinas Australes.

La segunda de las hipótesis cuestiona las conclusiones obtenidas hasta el momento por otros autores, donde se plantea que los depósitos de la Formación Yecua tendrían una génesis en ambientes marinos y litorales, producto de las ingresiones marinas miocenas (Paranaense y Caribeana). En contraparte, a lo largo del desarrollo de este trabajo de tesis, se exponen una serie de datos e interpretaciones que permiten asignar estos depósitos a ambientes netamente continentales, en los cuales se han desarrollado extensas áreas de sistemas lacustres someros y humedales similares a los que hoy podemos encontrar en la región del Pantanal de Matogroso do Sul (Brasil).

A partir de la combinación de estudios sedimentológicos y composicionales, se intenta demostrar que los depósitos de la Formación Yecua no mantuvieron una relación directa con las ingresiones miocenas,

y que los sedimentos que con anterioridad fueron definidos como marinos, en realidad representan sistemas lacustres someros de gran extensión areal.

Por último, se pretende caracterizar los depósitos de los sistemas lacustres someros con la finalidad de lograr un modelo de facies, asociaciones de facies, sistema depositacional y ciclos depositacionales de estos ambientes, tan pocos estudiados y de los cuales no existen ejemplos publicados de análogos para el registro geológico.

2.4- RECOLECCIÓN DE DATOS

2.4.1- TAREAS DE CAMPO

Mediante el análisis bibliográfico y cartográfico se seleccionaron las localidades de mayor interés para la obtención de datos de afloramiento de las unidades en estudio. A partir de distintos viajes de campo se relevaron 14 perfiles sedimentológicos de detalle (ver Anexo 1), en los cuales se realizaron tareas de reconocimiento, descripción y muestreo de los distintos elementos presentes en cada uno de ellos.

2.4.1.1- *Relevamiento de perfiles sedimentológicos de detalle*

En cada una de las localidades seleccionadas se relevaron perfiles sedimentológicos de detalle a escala 1:100, y eventualmente a escala 1:50 en intervalos en los que era necesaria una descripción con mayor grado de resolución. Para georreferenciar los perfiles se tomaron puntos GPS (*Garmin® eTrex 20*) al comienzo y al final de cada uno de ellos; en ocasiones se marcaron puntos extras referidos a rasgos geográficos destacables. A partir del posicionamiento de las secciones fue posible determinar que las equidistancias a la que se encuentran son muy dispares, comprendidas entre 5 y 150 kilómetros.

Por otra parte, los espesores de las unidades y dimensiones de los litosomas, fueron medidos con cinta métrica y báculo de Jacob. En cada uno de los perfiles se reconocieron y describieron las distintas litologías, estructuras sedimentarias mecánicas primarias y biogénicas, contenido fósil, atributos tafonómicos del material fósil presente, medición de paleocorrientes, identificación de discontinuidades entre las unidades sedimentarias, y las relaciones que mantienen las formaciones en estudios con las unidades supra e infrayacentes.

2.4.1.2- *Relevamiento bidimensional de los litosomas*

Se determinaron y midieron los datos geométricos de los litosomas. Se puso especial énfasis en describir las relaciones verticales como laterales que presentan cada uno de los cuerpos analizados, y en determinar las superficies que los delimitan.

Con el objetivo de realizar un estudio detallado de las unidades sedimentarias, se relevaron perfiles de alta resolución (escala 1:50) con espaciamientos comprendidos entre 15 a 50 metros, en donde se llevó a cabo un análisis de facies observando la variabilidad interna de los litosomas y la relación que mantienen entre sí cada uno de los elementos arquitecturales que los componen. También se tomaron fotografías de detalle con la intensión de realizar foto-mosaicos para su posterior análisis en gabinete.

2.4.1.3- *Muestreo litológico y recolección del registro fósil*

Se llevó a cabo el muestreo sistemático de las diferentes litologías presentes, con la finalidad de realizar un análisis composicional y de procedencia de cada uno de los perfiles relevados. Paralelamente, se efectuó la recolección de material fósil para su posterior determinación y clasificación, con el objetivo de integrar todos los datos presentes a fin de realizar una correcta compresión paleoambiental y estratigráfica.

2.4.1.4- *Descripción tafonómica de invertebrados fósiles*

Se realizó una descripción y clasificación en el campo de los distintos atributos tafonómicos (disolución, fragmentación, articulación, selección, empaquetamiento, orientación, entre otros) que presentan los niveles con asociaciones fósiles de moluscos. Los diferentes parámetros fueron descriptos y semi-cuantificados en diferentes categorías, siguiendo los criterios de Meldahl (2001) y Kidwell & Holland (2002). A partir de los datos obtenidos se confeccionaron tablas en donde se describen cada uno de los atributos y las categorías en la que fueron subdivididos; de este análisis se obtuvieron las distintas tafofacies.

2.4.2- TAREAS DE LABORATORIO

2.4.2.1- *Análisis por Difracción de Rayos X (DRX)*

Se le realizaron análisis de difracción de rayos *X* a **319 muestras** obtenidas en los perfiles sedimentológicos relevados, las cuales fueron previamente seleccionadas en forma representativa, con el objetivo de reconocer y describir las composiciones mineralógicas presentes. Este análisis se efectuó en el Laboratorio de Rayos X del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), que cuenta con un equipo *PANalytical®* modelo *X´Pert PRO* (Figura 2.2.A), de óptica pre-alineada de alta resolución y tubo de rayos *X* metal-cerámico con ánodo de cobre (Cu).

El primer paso consistió en moler pequeños fragmentos de roca inalteradas con un mortero de porcelana (Figura 2.2.B) hasta obtener un polvo impalpable, el cual se colocó en un porta-muestras (Figura 2.2.C) en forma pareja, para luego ser analizado por el difractómetro de rayos *X*. Este somete las muestras

Laboratorio de DRX



A. Difractómetro de rayos X



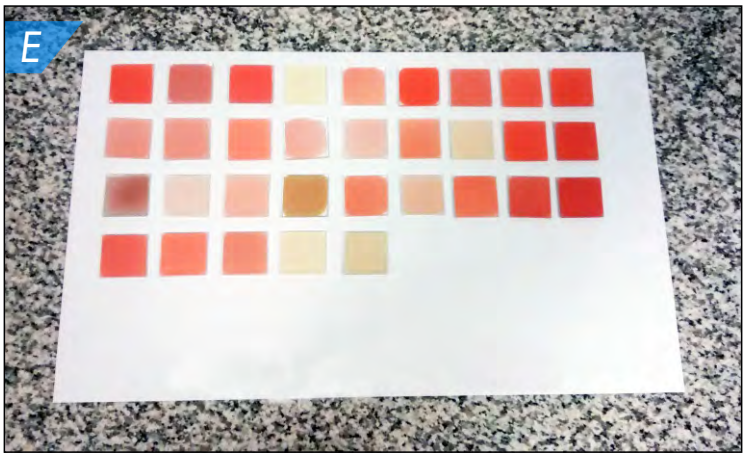
B. Mortero de porcelana



C. Porta-muestras (muestras desorientadas)



D. Vasos con muestras en agua destilada



E. Portaobjetos de vidrio (muestras orientadas)



F. Glicolador

a un haz de rayos *X* de longitud de onda conocida con ángulos de incidencia que van desde los 3 a los 37 grados, lo que da como resultado la primera lectura de este análisis denominada como **roca total**.

Posteriormente, se situó el polvo de muestra en un vaso rotulado para su identificación, el cual fue rellenado con agua destilada (Figura 2.2.D). Esta mezcla de sedimento y aguas es agitada y dejada en reposo por 20 minutos con la intención de generar la decantación de las fracciones más gruesas, y así concentrar las fracciones menores a 40 micrones. Pasado este tiempo, con una pipeta se tomaron algunos mililitros de la mezcla que se colocaron sobre la superficie de dos portaobjetos de vidrio en los que se dejó secar con el objetivo de obtener una película muy fina de sedimento (Figura 2.2.E). Uno de estos portaobjetos fue llevado al difractómetro de rayos *X*; cabe aclarar que en esta oportunidad el ángulo de incidencia del haz de rayos *X* va desde los 2 a los 32 grados; de este modo obtenemos la segunda lectura correspondientes a las fracciones arcillosas denominada **normal**.

La muestra utilizada en la lectura normal, posteriormente es colocada en un glicolador (Figura 2.2.F), donde se la dejó expuesta a vapores de etilenglicol durante al menos 24 horas con la intensión de provocar la hidratación de las arcillas expansivas. Luego es situada nuevamente en el difractómetro de rayos *X* para realizar una lectura con las características anteriormente mencionadas, y así obtener la tercera lectura de la muestra denominada **glicolada**. La última de las lecturas fue realizada sobre el segundo portaobjeto, el cual fue previamente sometido a una temperatura de 550°C durante 2 horas en una mufla (Figura 2.3.A), con la finalidad generar el colapso de la estructura cristalina de las arcillas expansivas y de la caolinita. Por este medio se obtiene la cuarta lectura denominada **calcinada**.

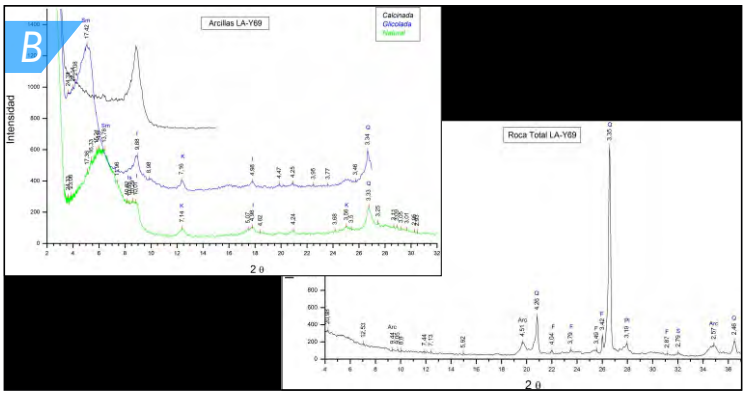
Todos los resultados obtenidos fueron procesados y graficados en el *software Origin®*. A partir de éste se elaboraron diagramas de roca total y otros destinados a las fracciones arcillosas que contiene los análisis normales, glicolado y calcinado en forma combinada (Figura 2.3.B).

Para poder identificar las distintas especies minerales se realizó la interpretación de los distintos picos de los difractogramas, que se encuentran expresados en unidades angulares 2θ, siendo "θ" el ángulo de refracción. Mediante la aplicación de la fórmula de la Ley de Bragg (Brindley, 1961; Brindley & Brown, 1980) los valores obtenidos son convertidos a datos espaciales de los planos generadores de las refracciones (en unidades Ångström - Å). Cada especie mineral desarrolla un patrón de refracciones y espaciados que le es característico, lo que se define por la utilización de patrones estándar ya establecidos.

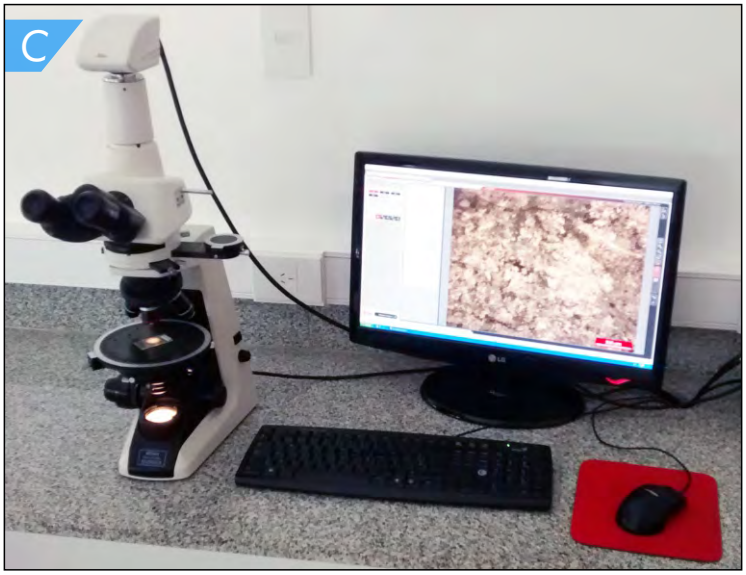
El siguiente paso fue semi-cuantificar cada una de las especies minerales en forma gráfica, para ello se analizaron en forma separada los datos de roca total y de las fracciones finas. Así se definieron 6 categorías o clases para determinar el rango de abundancia:



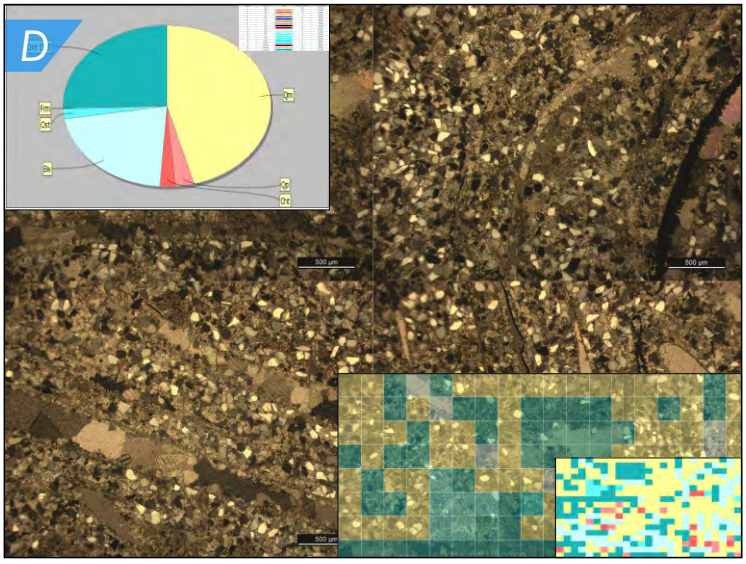
A. Mufla



B. Difractogramas de Arcillas y Roca Total



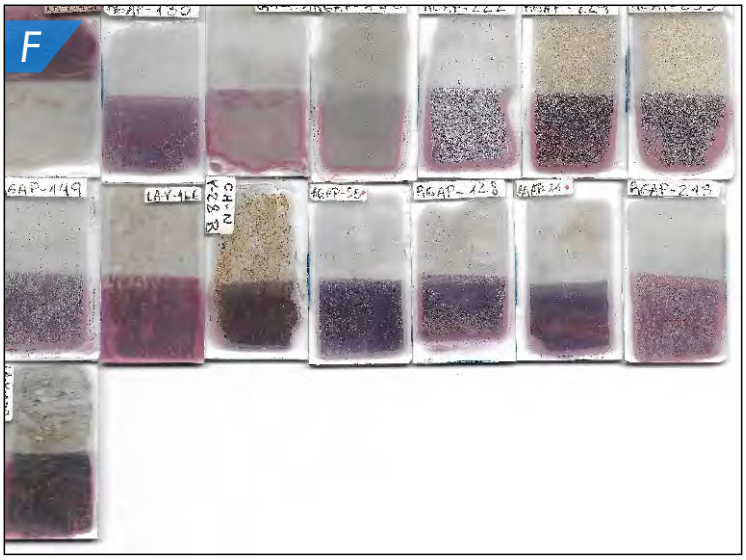
C. Microscopio petrográfico



D. Análisis petrográfico de modas composicionales



E. Tinción de cortes



F. Tinción de cortes

- Traza = ≤ 1 %
- Muy Escaso = 1 – 5 %
- Escaso = 5 – 15 %
- Moderada = 15 – 25 %
- Abundante = 25 – 50 %
- Muy abundante = ≥ 50 %

Para poder establecer el grado de abundancia, en los difractogramas de roca total, se utilizó la altura de los picos principales de cada mineral, que indican la intensidad de refracción. Por otro lado, los difractogramas de argilominerales se basan sobre el cálculo de las áreas definidas por los picos de máxima intensidad en la muestra "natural". Dado que las respuestas de las especies minerales dependen de la forma de la partícula (Pierce & Siegel, 1969), estas áreas no reflejan de manera directa la abundancia, razón por la cual hubo que realizar las siguientes correcciones:

- Se consideró al área correspondiente al pico 001 de **illita** (10 Å) como unidad entera.
- Debido a que el pico de máxima intensidad de la Caolinita y el pico de 002 de la Clorita se localizan ambos en 7 Å, las proporciones relativas de estas dos especies minerales se determinan sobre la medición de las refracciones de los picos 002 de la **caolinita** (3,57 Å) y 004 de la **clorita** (3,53 Å) (Lluch & Spalletti, 1976). Ambos picos se dividen por 2.
- El pico de **esmectita** se encuentra entre 12 y 17 Å, este es divido por 4.
- La cuantificación relativa de las capas de los inter-estratificados Illita / Esmectita se calculó a partir de las refracciones situadas entre 10 y 12 Å, valores que fueron divididos por 1,5.

Se obtuvieron los **índices de cristalinidad de la illita (IC) o de Kubler** (1966) a partir de del pico 001 de este mineral. Este índice expresa las condiciones de soterramiento a las que estuvieron expuestos los sedimentos. Este índice se obtiene midiendo el ancho a la mitad de la altura del pico 001 de la illita, expresado en 2θ. Los valores mayores a 0,42 son interpretados como del campo de la diagénesis, entre

0,42 – 0,25 corresponderían al campo del anqui-metamorfismo, y los valores inferiores a 0,25 son interpretados como metamorfismo.

También se calculó el índice de Esquevin (IE), el cual mide la división entre el pico 002 y 001 de la illita en la muestra "natural" (Esquevin, 1969). Los valores mayores a 0,40 corresponden a muestras aluminosas, mientras que los valores por debajo de 0,25 indican un carácter ferromagnesiano.

Por último, se caracterizaron los **interestratificados I/S** en las muestras en que el pico de este grupo mineral estuviese bien desarrollado. Se cuantificaron las capas expansivas siguiendo dos metodologías, la primera de ellas corresponde a la de Powel *et al.* (1978), donde el porcentaje de capas expansivas se puede calcular en forma directa utilizando el valor del pico 001 de la muestra "natural". La segunda metodología corresponde a Moore & Reynols (1989), en la cual se utilizan los picos 002 y 003 de la muestra "glicolada" (Tabla 2.1).

Powel *et al*., 1978		**Moore & Reynolds, 1989**	
I/S ("natural")	% Capas expansivas	Δ2θ ("glicolada")	% Capas expansivas
10,25 - 10,45	20 - 30	7,88	20
10,45 - 10,90	30 - 40	7,38	30
10,90 - 11,10	40 - 50	7,01	40
11,10 - 11,40	50 - 60	6,52	50
11,40 - 11,80	60 - 70	6,16	60
11,80 - 12,26	70 - 80	5,94	70
		5,68	80

Tabla 2.1 – Porcentaje de capa expansivas en los interestratificados I/S, según las metodologías de Powel *et al.* (1978) y Moore & Reynolds (1989).

La totalidad de los resultados fueron expresados en tablas (Tabla 5.1 a 5.11 - ver Anexo 2), y recalculados a datos porcentuales en el programa *Excel®*. Posteriormente los valores porcentuales fueron representados paralelamente a los perfiles sedimentológicos con el objetivo de reflejar las variaciones verticales en cada una de las secciones estudiadas (ver Capítulo 5).

2.4.2.2- *Análisis por microscopía electrónica de barrido*

Mediante esta técnica se analizaron un total de **23 muestras** con el objetivo de complementar los estudios de la fábrica depositacional, integrando los resultados e interpretaciones realizadas a través de los análisis petrográficos y de DRX. Se tuvo en cuenta la disposición, morfología y tamaño de las partículas como así también la forma y distribución de poros. También se realizaron microanálisis puntuales mediante EDX (espectro de energía dispersiva de rayos *X*) sobre determinados minerales de las muestras estudiadas. Se seleccionaron muestras representativas de roca y las imágenes fueron tomadas sobre una superficie fresca de *chips* de roca de muestra natural. Las muestras se secaron previamente a 100°C durante 24 horas

y posteriormente fueron metalizadas con oro. Se tomaron imágenes en bajo vacío en modalidad BSD (Detector de electrones retrodifundidos).

Para dicho análisis se utilizó el microscopio electrónico de barrido con microsonda acoplada Jeol-JCM 6000 del CETMIC (CIC).

2.4.2.3- *Análisis petrográfico*

Se prepararon un total de **189 secciones delgadas** de muestras de areniscas, areniscas calcáreas y en menor medida de fangolitas, las que posteriormente fueron analizadas en un microscopio petrográfico *Nikon®* modelo *Eclipse E200,* que cuenta con una cámara *Leica® DFC290 HD* (Figura 2.3.C). Del análisis petrográfico se obtuvieron datos de los elementos que constituyen el esqueleto, matriz y el cemento para cada uno de los tipos litológicos identificados. Se determinó el grado de selección (Harrell, 1984), redondez-circularidad (Powers, 1953) y contactos entre los clastos (Taylor, 1950); e identificando también los tipos de cementos (para más detalle ver Capítulo 5).

Con la finalidad de realizar un análisis estadístico de las modas composicionales de las areniscas y establecer posibles áreas de aporte, se realizó una cuantificación de los componentes detríticos a partir del *software Rock.AR® v2.0*, siguiendo la metodología de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.,* 1984). Esta metodología consiste en realizar el conteo de 400 puntos como mínimo por sección delgada, tomando como espaciamiento mínimo el clasto de mayor diámetro de la muestra (Figura 2.3.D).

A la hora de clasificar las rocas sedimentarias se utilizaron los modelos de Dott (1964) y Folk *et al.* (1970) modificados por Pettijohn *et al.* (1972), donde a partir de su composición se realizaron los análisis de procedencia. A su vez, las areniscas mixtas fueron descriptas haciendo énfasis en la determinación de los diferentes componentes silicoclásticos, carbonáticos esqueletales, carbonáticos no esqueletales y matriz, siguiendo los criterios utilizados por Álvarez-Trenttini & Schwarz (2016). En lo que respecta a las granulometrías más finas se analizaron los tamaños de clastos, la composición, y las estructuras primarias o/y pedogénicas (ver Capítulo 5).

2.4.2.4- *Tinción de secciones delgadas*

Se llevó a cabo la tinción de **15 secciones delgadas** con el objetivo de reconocer la composición de los constituyentes carbonáticos de los clastos, matriz, cemento y fósiles presentes. Las mismas fueron realizadas en el Laboratorio de Geoquímica del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), donde se siguió la metodología desarrollada por Dickson (1965; 1966). En algunos casos fue necesario realizar algunas

modificaciones en forma experimental para lograr la correcta tinción de las secciones, que varía de acuerdo a la composición mineralógica y textural de la roca.

Para iniciar con el procedimiento se prepararon 3 soluciones:

- (1) 200 ml de ácido clorhídrico (HCl)
- (2) 150 ml de ácido clorhídrico (HCl) + 0,3 gr de alizarina roja
- (3) solución (2) + 150 ml de ácido clorhídrico (HCl) + 3 gr de ferrocianuro de potasio

En primera instancia las secciones delgadas fueron sumergidas hasta la mitad en las soluciones (1) durante aproximadamente 10 segundos; en este caso el tiempo fue variable dependiendo de la textura de la roca, aquellas secciones con mayor contenido de micrita tardaron en promedio un tiempo de 12-13 segundos, mientras que las secciones con mayor contenido de bioclastos estuvieron un tiempo promedio de 8 segundos.

Transcurrido el tiempo de la primera instancia, en forma inmediata las secciones fueron sumergidas del mismo modo en la solución (2) por 20 segundos. A continuación, los cortes fueron colocados en la solución (3) durante un tiempo aproximado de 40 segundos; en esta instancia las secciones que no alcanzaban a teñirse correctamente de color azul fueron dejadas un tiempo máximo de 60 segundos. Por último, las secciones delgadas fueron lavadas con agua destilada.

El abordaje de esta técnica permitió reconocer las diferencias composicionales presentes en el cemento carbonático, así como también los carbonatos presentes en las conchillas de los fósiles, dando indicios de la historia diagenética a la que fueron sometidas estas rocas (Figura 2.3.E-F).

2.4.3- TAREAS DE GABINETE

2.4.3.1- *Elaboración de perfiles sedimentológicos columnares*

En esta etapa se llevó a adelante la digitalización gráfica de las secciones columnares relevadas en los afloramientos de campo. A partir de la utilización del programa *CorelDRAW®* se dibujaron perfiles tipo *Selley* de detalle (escala 1:100) con el objetivo de favorecer la visualización, comprensión y posterior análisis. En estas representaciones gráficas se volcó la información litológica, estructuras sedimentarias mecánicas y biogénicas, contactos, espesores, contenido fósil, paleocorrientes y otros aspectos de índole descriptiva.

2.4.3.2- *Análisis de facies y asociaciones de facies*

Se definieron las facies observacionales sobre la base de las características descriptivas como lo son las litológicas, texturales, estructuras mecánicas primarias y biogénicas, coloraciones, y contenido fósil. Se confeccionó un código de facies apropiado para su denominación e interpretación dinámica elemental basado en los propuestos por Miall (1977; 1978; 1996), donde se utilizaron letras mayúsculas para referencias litológicas y una o más letras minúsculas para describir principalmente las estructuras sedimentarias, aunque en determinadas ocasiones fueron utilizadas para caracterizar contenido fósil o componentes no esqueletales característicos (Tabla 4.1). Una vez definidas las facies sedimentarias, se procedió con el análisis del ordenamiento vertical y lateral de dichas facies con el objetivo de describir, caracterizar y definir las distintas asociaciones de facies (Tabla 7.1). Estas metodologías abocadas al estudio y análisis de facies y asociaciones de facies sedimentarias se desarrollan con mayor detalle en los capítulos 4 y 7 respectivamente.

2.4.3.3- *Análisis de paleocorrientes*

Con el objetivo de realizar un análisis estadístico de los datos de paleocorrientes, mediante la utilización de una brújula tipo *Brunton®*, se midieron los rasgos de estructuras sedimentarias direccionales (unidireccionales y bidireccionales) siguiendo los criterios de DeCelles *et al.* (1983) y Bossi (2007). Los datos obtenidos fueron procesados y discriminados de acuerdo a los tipos de estructuras y al nivel donde se encontraban, para posteriormente ser volcados y graficados en diagramas de rosas utilizando el *software GEOrient®*.

2.4.3.4- *Análisis arquitectural*

Para realizar un correcto abordaje a los estudios de las unidades continentales, en todas las ocasiones en las que fuese posible se llevó a cabo un análisis 2D de los elementos presentes a partir de la confección de paneles arquitecturales (foto-mosaicos). De esta manera se definieron unidades sedimentarias a partir de asociaciones de facies ya reconocidas, e incorporando datos arquitecturales tales como geometría de los litosomas, jerarquización de superficies de discontinuidad, orientación de estructuras, y distribución lateral y vertical de las facies asociadas.

Los foto-mosaicos fueron realizados a partir del programa *Kolor Autopano Giga®*, siguiendo los criterios de Wizevich (1991), Olsen *et al.* (1995) y Bridge *et al.* (2000), en los cuales se mapeó la geometría externa de los cuerpos y las superficies de discontinuidades internas, ambas clasificadas de acuerdo a los principios de Bridge (1993; 2003).

Este análisis es mostrado en detalle en el capítulo 7.

2.5- INTERPRETACIÓN DE LA INFORMACIÓN OBTENIDA

Sobre la base del análisis conjunto de toda la información obtenida se procedió a la elaboración de modelos conceptuales depositacionales y a reconstrucciones paleogeográficas, que permitan facilitar el entendimiento de los procesos dinámicos y ambientales que dieron lugar a la formación de las facies sedimentarias, asociaciones de facies y unidades sedimentarias. Para llevar a cabo la reconstrucción de los sistemas de acumulación se realizó un exhaustivo análisis bibliográfico sobre sedimentología clásica y especializada actualizada, relacionado con los sistemas continentales fluviales, lacustres, deltaicos y paleosuelos.

A partir de integrar los diferentes sistemas de acumulación fue posible analizar la evolución temporal y espacial de los distintos sistemas, lo que permitió definir ciclos e intervalos depositacionales. De este modo se elaboró un esquema general de acumulación para las formaciones de interés de este estudio, intentando definir cuáles fueron en cada caso los factores de mayor trascendencia que controlaron la acumulación de sedimento, así como también sus variaciones laterales y verticales. Para cada uno de los sistemas depositacionales descriptos se elaboraron reconstrucciones esquemáticas tridimensionales, con la intención de mostrar en forma simplificada la configuración de cada uno de ellos.

En este trabajo, y en coincidencia con el concepto de parasecuencia empleados por van Wagoner *et al*. (1988), se entiende que las parasecuencias son sucesiones de estratos, genéticamente relacionados entre sí, con un arreglo interno somerizante, limitadas en su base y en su techo por superficies de inundación. A partir de las variaciones temporales y espaciales fue posible reconocer cambios que permitieron definir las superficies que delimitan las parasecuencias presentes en los intervalos estudiados. Cada una de estas parasecuencias responde a diferentes condiciones en la relación de tasa de acomodación / aporte de sedimento, por lo que es factible definir distintos estadios dentro de un esquema evolutivo. De esta manera se confeccionó una reconstrucción paleogeográfica a partir de integrar la información obtenida, donde es posible apreciar una historia evolutiva común.

La necesidad de comparar algunos de los ambientes desarrollados dentro de la Formación Yecua con análogos actuales permitirá describir e interpretar en forma detallada los procesos y factores que intervinieron en la formación de dichos depósitos, aportando de este modo nuevos conceptos a los ambientes que tuvieron lugar en los diferentes sectores de la Cuenca de Antepaís del Chaco durante el Mioceno.

Esperamos que la elaboración de estos modelos sirva en un futuro para correlacionar estos depósitos con los que se encuentran en subsuelo, ayudando a predecir proyectos de exploración y explotación de hidrocarburos en la región.

Álvarez-Trenttini G. & Schwarz E., (2016). Ciclos carbonáticos-silicoclásticos de alta frecuencia (Fm. Mulichinco, cuenca neuquina central, argentina): identificación de cambios de la productividad carbonática en el tiempo y el espacio. *Libro de resúmenes del VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XV Reunión AAS, La Pampa, Argentina.* (1): 13.

Bossi G.E., (2007). Análisis de Paleocorrientes. *Ediciones Magna, San Miguel de Tucumán, Argentina.* 1-200.

Bridge J.S., (1993). Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*. 40 (4): 801-810.

Bridge J.S., Jalfin G.A. & Georgieff, S.M., (2000). Geometry, lithofacies, and spatial distribution of Cretaceous fluvial sandstone bodies, San Jorge Basin, Argentina: outcrop analog for the hydrocarbon bearing Chubut Group. *Journal of Sedimentary Research*. (70): 341-359.

Bridge J.S., (2003). Rivers and Floodpplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record. *Blackwell Publishing*, *Oxford*. 491.

Brindley G.W., (1961). Quantitative analysis of clay mixtures. *In Brown G. (Ed.): The X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals. Mineralogical Society, London, U.K.* 489-516.

Brindley G.W. & Brown G., (1980). Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. *Mineralogical Society, London, U.K.* 495.

DeCelles P.G., Langford R.P. & Schwartz R.K., (1983). Two new methods of paleocurrent determination from trough cross-stratification. *Journal of Sedimentary Petrology.* (53): 629-642.

Dickson J.A.D., (1965). A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature.* (205): 587.

Dickson J.A.D., (1966). Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrololy.* (36): 491-505.

Dott R.H.Jr., (1964). Wacke, Graywacke and Matrix-What approach to Immature Sandstone Classification? *Journal of Sedimentary Research.* (34): 625-632.

Esquevin J., (1969). Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bulletin Centre Recherche Pau - SNPA.* (3): 147-154.

Folk. R., Andrews P. & Lewis D., (1970). Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics.* (13): 937-968.

González Bonorino G., Bortoloni M. & Riveli F., (2000). Hoja geológica 2363-I Tartagal (Salta). *Boletín 297, SEGEMAR.*

Harrell J., (1984). A visual comparator for degree of sorting in thin and plane sections. *Journal of sedimentary research.* 54 (2): 646–650.

Ingersoll R., Bullard T., Ford R., Grimm J., Pickle J. & Sares S., (1984). The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-couting method. *Journal of Sedimentary Petrology*. (54): 103-116.

Kidwell S.M. & Holland S.M., (2002). The quality of the fossil record: Implications for evolutionary analyses. *Annual Review of Ecology and Systematics.* (33): 561-588.

Kubler B., (1966). La cristallinité de l`illite et les zones tout-a-fait supéreures du metamorphisme. *En Colloque sur le étages tectoniques. Nêuchatel*. 105 – 122

Lluch J.J. & Spalletti L., (1976). Minerales de arcillas en los sedimentos actuales de la región del cerro San Lorenzo, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina.* (31): 23-32.

Meldahl K.H., (2001). Shells. *En Briggs D.E.G. & Crowther P.R. (Eds.): Paleobiology II, A synthesi. Blackwell Publishing.* 262-264.

Miall A.D., (1977). A review of the braided river depositional model of alluvial stratigraphy: theory and aplication. *Journal of Sedimentary Research.* (B65): 7-31.

Miall A.D., (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *In Miall A.D. (Ed.): Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists Bulletin, Memories.* (5): 579-604.

Miall A.D., (1996). The Geology of Fluvial Deposit: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. *Springer-Verlag.* 582.

Moore D.M. & Reynolds Jr.R.C., (1989). X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. *Oxford University Press, Oxford.* 332.

Olsen T., Steel R., Hogseth K., Skar T., & Roe S.L., (1995). Sequential architecture in a fluvial succession: sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Price Canyon, Utah. *Journal of Sedimentary Research*. 65 (2): 265-280.

Pettijohn F.J.; Potter P.E. & Siever R., (1972). Sand and sandstones. *Springer-Verlag.* 617.

Pierce J.W. & Siegel F.R., (1969). Quantification in clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*. (39): 187-193.

Powel T.G., Foscolos A.E., Gunther P.R. & Snowdon L.R., (1978). Diagenesis of organic matter and fine clay minerals: a comparative study. *Geochimica et Cosmochimica.* (42): 1187 – 1197.

Powers M.C., (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology.* (23): 117–119.

Rubiolo D., Gallardo E., Disalvo A., Turel A., Sánchez M.C., Coira B., González M.A., Seggiaro R., Ramallo E., Sandruss A. & Godeas M., (2003). Hoja geológica 2366-II La Quiaca (Jujuy y Salta). *Boletín 246, SEGEMAR.*

Taylor J.M., (1950). Pore space reduction in sandstones. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists.* (34): 710-716.

van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S. & Hardenbol J., (1988). An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A. & van Wagoner J.C. (Eds.): Sea Level Changes: an Integrated Approach. *SEPM Special Publication.* (42): 39–45.

Wizevich M.C., (1991). Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In Miall, A.D. & Tyler N. (Eds): The three dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery, Concepts in Sedimentology and Paleontology. *SEPM*. (3): 22-24.

CAPÍTULO 3

ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO

3.1- SIERRAS SUBANDINAS AUSTRALES

Las Sierras Subandinas constituyen una faja plegada y corrida de lámina delgada, que representa la deformación más oriental de los Andes Centrales, extendiéndose desde Perú hasta el noroeste de Argentina. El sector sur de las Sierras Subandinas fue inicialmente estudiado por Bonarelli (1913, 1914, 1921), quien se basó en un criterio geomorfológico para caracterizar y denominar al conjunto de serranías subparalelas de rumbo norte - sur que se extienden por más de 1000 kilómetros, desde el norte de la provincia de Tucumán hasta el Oroclino boliviano en el estado de Santa Cruz (Bolivia). Posteriormente, Baldis *et al.* (1976) y Rolleri (1976) las diferenciaron en "Sistema Subandino" y "Sistema de Santa Bárbara" debido a las grandes diferencias que presentan en sus estilos estructurales.

Actualmente, las Sierras Subandinas Australes (o Subandino Sur) se desarrollan entre los 18°00´ y 23°30´ de latitud sur, limitando al oeste con la Cordillera Oriental a través del Corrimiento Andino Principal, y al este con la Llanura Chaqueña. Éstas a su vez, se subdividen en Sistema Interandino (o Sierras Subandinas Occidentales) y Sistema Subandino *sensu stricto* (o Sierras Subandinas Orientales) de acuerdo a sus comportamientos estructurales (Ramos, 1999a) (Figura 3.1.A). El límite entre estos dos sistemas está dado por el Corrimiento Interandino (*Interandean Main Thrust* – Roeder, 1988), el cual expone secuencias Eopaleozoicas del Subandino Occidental sobre el Sistema Subandino *s.s* (Tröeng *et al.*, 1993; Kley *et al.*, 1996; Kley, 1996). Por su parte, las Sierras Subandinas Orientales exhiben rocas Neopaleozoicas a Terciarias. Es decir, las diferencias entre estos dos sectores están controladas por las profundidades de los diferentes niveles de despegue, con niveles Cambro – Ordovícicos para el sector Occidental, y Siluro – Devónicos en el sector Oriental.

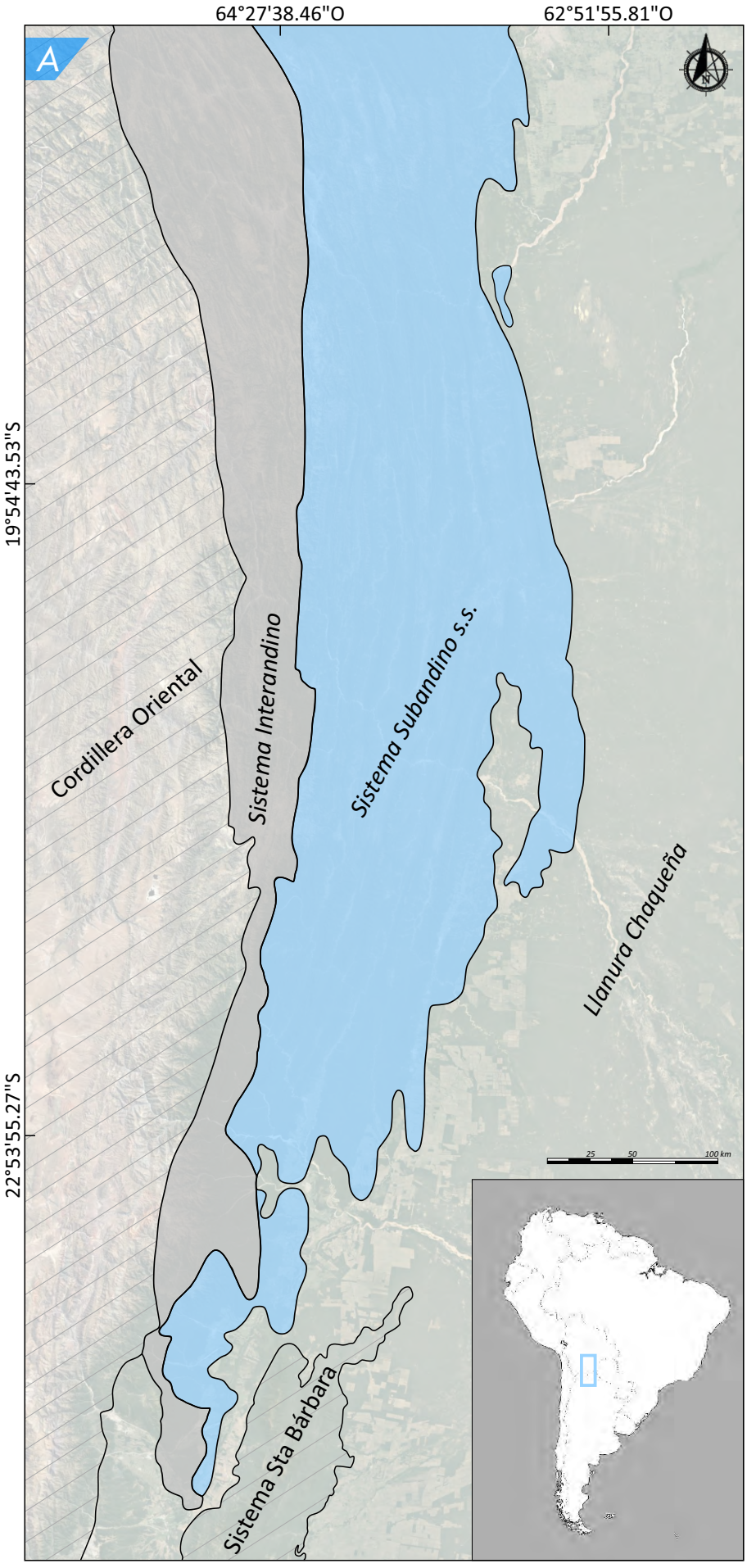
3.1.1- ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía de las Sierras Subandinas Australes se encuentra atravesada por una compleja historia geológica, donde tuvo lugar el desarrollo de diversas cuencas sedimentarias de diferentes edades y orígenes. Distintos autores han reconocido y descripto cuatro megaciclos sedimentarios que comprenden edades que van desde el Cámbrico al Presente, y espesores que superan los 10.000 metros (Starck, 1995; Di Salvo & Villar, 1999; Cruz *et al.*, 2002; Hernández & Echavarría, 2009). En el sector Occidental, los

S° Subandinas Australes

Figura 3.1

Sistema Interandino y Sistema Subandino s.s.



A. Mapa de las Sierras Subandinas Australes - Territorio argentino y boliviano

megaciclos apoyan en forma discordante (fase Tilcárica) sobre un basamento de edad precámbrica compuesto por rocas metamórficas de bajo grado correspondientes a la Formación Puncoviscana (Starck & Schulz, 1996).

El primer megaciclo sedimentario (Cambro - Ordovícico) corresponde a las cuarcitas del Grupo Mesón y secuencias psamo-pelíticas del Grupo Santa Victoria, que en conjunto alcanzan los 3.000 metros de espesor (Starck & Schulz, 1996). Este episodio sedimentario finalizó abruptamente a fines del Ordovícico con la inversión tectónica de la cuenca (Fase Oclóyica – Ramos, 1986, 1988). Los depósitos de este ciclo se limitan al sector más occidental del Sistema Interandino, adquiriendo mayor desarrollo en el ámbito de las Cordillera Oriental (Hernández & Echavarría, 2009), por lo que no serán incluidos en este trabajo de tesis.

Para el resto del registro Paleozoico se han definido dos cuencas sedimentarias, una de edad Silúrico – Devónica denominada Cuenca Andino Central (Díaz-Martínez & Grahn, 2007; Benedetto, 2010), y otra de edad Neopaleozoica correspondiente a la Cuenca de Tarija (Azcuy & di Pasquo, 1999).

3.1.1.1- *Silúrico-Devónico (Cuenca Andino Central)*

Los depósitos Silúrico-Devónicos de la Cuenca Andino Central alcanzan una gran distribución areal ocupando parte del territorio de Argentina, Bolivia y Perú (Díaz-Martínez & Grahn, 2007; Benedetto, 2010) (Figura 3.2.A). Éstos se encuentran representados mayoritariamente por sedimentitas de ambientes plataforma marina somera (Vistalli, 1999; Starck et al, 2002), y en menor medida por facies de ambientes litorales a continentales. Estos depósitos forman parte de tres sucesiones granocrecientes de escala kilométrica atribuibles a supersecuencias (Starck *et al.*, 1992; 1993a; Starck, 1995). Cada supersecuencia inicia con granulometrías pelíticas basales, producto de eventos de inundación, que gradan a depósitos areno-dominados de ambientes marinos litoral o inclusive continental hacia la sección superior, mostrando la historia de los cambios relativos del nivel del mar para este sector de la cuenca.

De este modo, se definieron 3 supersecuencias (Figura 3.2.B - modificado de Starck 1995):

Supersecuencia Cinco Picachos

Esta supersecuencia posee depósitos de más de 2000 metros de espesor, y una compleja división estratigráfica con numerosos nombres formacionales dependiendo del sector de la cuenca. La primera unidad formacional está representada por la **Formación Zapla**, la cual no supera los 50 metros de espesor, y consiste en diamictitas fangosas masivas con clastos superiores al metro de diámetro (Antelo, 1978), depositadas en ambientes glaci-marinos a glaci-fluviales (Glaciación Hirnantiana). En el territorio boliviano,

el equivalente de la Formación Zapla corresponde a la **Formación Cancañiri**, la que localmente alcanza espesores de aproximadamente 1000 metros (Díaz-Martínez & Grahn, 2007).

La **Formación Lipeón o Kirusillas** consiste en intercalaciones de pelitas y areniscas con espesores de 600-900 metros, correspondientes a la transgresión post-glacial, que posteriormente gradan a niveles arenosos de la **Formación Baritú**. Esta última con espesores comprendidos 800-1600 metros, muestra una clara tendencia general regresiva, donde se observan depósitos de ambientes marinos someros en su sección inferior que pasan hacia los términos superiores a ambientes continentales con desarrollo de sistemas fluviales (Starck, 1995). Por último, suprayacen 500 metros de depósitos areno-conglomerádicos de ambientes continentales de la **Formación Porongal**.

Las supersecuencia Cinco Picachos refleja el apilamiento progradacional de varias secuencias depositacionales, donde las relaciones estratigráficas muestran cambios litológicos repentinos y de facies típicos de variaciones de tercer orden (Starck, 1995).

Supersecuencia Las Pavas

La supersecuencia Las Pavas alcanza espesores de 900 metros, los cuales inician con una marcada superficie de inundación. Sobre esta superficie se reconocen cinco secuencias depositacionales de carácter progradacional, en las que se exhibe una clara tendencia estrato-granocreciente. Las facies reconocidas pertenecen a ambientes de plataforma fangosa distal (**Formación Icla**) que gradan a ambientes de plataforma proximal hacia el techo, donde se reconocen inclusive ambientes estuarinos y fluviales (Hernández & Echavarría, 2009), con un claro predominio de granulometrías arenosas (**Formación Huamampampa**). El límite entre estas formaciones a escala regional es de carácter diacrónico.

La asociación Malvinocáfrica de invertebrados se encuentra bien representada en los *topsets* de las tres primeras secuencias depositacionales, donde se observa un claro predominio de los fósiles de braquiópodos (Starck, 1995). Por otro lado, los fósiles de plantas aparecen sólo en las secuencias superiores.

Supersecuencia Aguaragüe

La supersecuencia Aguaragüe, con espesores de hasta 1.000 metros, se halla formada predominantemente por pelitas laminadas oscuras entre las que intercalan niveles arenosos de escasos centímetros, depositados en un ambiente de plataforma distal. Este conjunto recibe el nombre de **Formación Los Monos**. Las acumulaciones de esta unidad presentan moderada bioturbación y los macrofósiles son raros; en algunos afloramientos de superficie dentro del territorio argentino se han

Silúrico-Devónico - Cuenca Andino Central



A. Cuenca Andino Central -
modificado de Aceñolaza *et al.* (1999)

B

Edad	Supersecuencia	Subandino Argentino	Subandino Boliviano
Carbonífero	Aguaragüe	Iquiri Los Monos	Iquiri / Saipurú Los Monos
Devónico	Las Pavas	Huamampampa Pescado Icla	Huamampampa Icla
Silúrico	Cinco Picachos	Porongal Santa Rosa Baritú Lipeón Kirusillas Zapla	Santa Rosa Kirusillas Cancañiri

B. Cuadro comparativo estratigráfico -
modificado de Starck (1995)

Carbonífero-Jurásico - Cuenca de Tarija



C. Cuenca de Tarija -
modificado de Azcuy & di Pasquo (1999)

D

Edad	Supersecuencia	Subandino Argentino	Subandino Boliviano
Cretácico			Cajones
Jurásico	Tacurú		Yantata Ichoa Castellón Tapecua
Permo-Triásico	Cuevo	Vitiacua Cangapi	Ipaguazú Vitiacua Cangapi
Carbonífero	Mandiyutí	San Telmo Las Peñas	San Telmo Escarpment
	Macharetí	Tarija Itacuamí Tupambi	Taiguati Chorro Tarija Itacuamí Tupambi

D. Cuadro comparativo estratigráfico

descripto crinoideos y fósiles de vegetales, mientras que en el territorio boliviano es común hallar restos de *Haplostigma furquei* (di Pasquo, 2007).

La **Formación Iquiri** representa facies proximales de granulometrías arenosas con un arreglo granocreciente, que se suprayacen las facies pelíticas de la Formación Los Monos. Esta unidad presenta recurrentemente rasgos de tormenta (*hummockys*) (Bossi, 1983).

En Argentina, estas unidades se desarrollan mejor en el subsuelo, debido a que la erosión pre-Carbonífera removió gran parte de los depósitos devónicos que hoy se encuentran expuestos en superficie, lo que explica por qué los afloramientos son raros en esta región. (Starck *et al.*, 1993b; Starck, 1995).

La Cuenca Siluro – Devónica culmina con los depósitos de la **Formación Saipurú**, representada por un ciclo sedimentario de origen marino depositado bajo un clima glacial (Álvarez, 1999).

3.1.1.2- *Carbonífero-Jurásico (Cuenca de Tarija)*

La Cuenca de Tarija tuvo su desarrollo en el sudoeste de Gondwana (Figura 3.2.C), sobre una región cratónica tectónicamente estable bajo los efectos de una subsidencia homogénea principalmente termal, lo que permite clasificarla como una cuenca intracratónica (Starck & del Papa, 2006). El comienzo de la sedimentación se encuentra ligado al inicio de la subsidencia de la cuenca, la cual es relacionada con la fase diastrófica Chánica. Ésta se halla representada con una marcada superficie erosiva, levemente angular, que separa los depósitos pre-Carboníferos de los acumulados en esta cuenca (Mingramm *et al.*, 1979; Salfity *et al.*, 1987).

Independientemente de los mecanismos involucrados en el desarrollo de la Cuenca de Tarija, las tasas de subsidencia fueron moderadas a bajas, lo que permitió el desarrollo de discordancias internas relacionadas principalmente con las oscilaciones del nivel de base, generadas fundamentalmente por la influencia glacial (Hernández & Echavarría, 2009). El fin del ciclo tecto-sedimentario ligado de esta cuenca está relacionado con el inicio de la fase diastrófica Araucana, desarrollada durante el Cretácico temprano.

Grupos Macharetí y Mandiyutí

En las etapas iniciales de relleno de la cuenca se puede reconocer un arreglo estratigráfico de primer orden, en el que se repiten un apilamiento vertical de facies en dos ciclos principales, correspondientes a los Grupos Macharetí y Mandiyutí (Figura 3.2.D). Ambos grupos comienzan con facies predominantemente arenosas que hacia el techo de los ciclos terminan con facies predominantemente pelíticas y diamictíticas. Esta ciclicidad se ha atribuido al avance y retroceso del casquete glacial que cubría

o se acercaba a la cuenca, condicionando la distribución de facies y el desarrollo de los paleoambientes (Schulz *et al.*, 1999; Starck & del Papa, 2006).

El **Grupo Macharetí** se encuentra representado por las formaciones Tupambi, Itacuami y Tarija conformando una sucesión con espesores aproximados de 1.000 metros. La **Formación Tupambi** (White, 1924) presenta espesores comprendidos entre los 10-500 metros. Esta gran variabilidad en los espesores es controlada por el paleorelieve de la discordancia basal que se encuentra caracterizada por la incisión de profundos paleovalles, producto de una pronunciada caída del nivel eustático para el Carbonífero medio (Starck *et al.*, 1993).

La Formación Tupambi se encuentra representada principalmente por facies arenosas con dos arreglos principales, granocreciente y granodecrecientes, interpretados como depósitos de ambientes fluviales, deltaicos y lacustres (Starck & del Papa, 2006). Los ciclos granodecrecientes representan depósitos de relleno de canales poco profundos con *lags* basales y migración de barras arenosas. Por su parte, los ciclos granocrecientes con mayor participación de finos, representan la progradación de las barras de desembocadura de los canales distributarios en un entorno lacustre. Este último caracterizado por intercalaciones areno-fangosas.

La **Formación Itacuamí** se compone de 200 metros de pelitas laminadas, con rasgos frecuentes de deformación, varves, cadilitos (*dropstones*) y bioturbaciones (icnofacies *Mermia*). Suprayacen depósitos de la **Formación Tarija** (White, 1923), la que se caracteriza por la presencia de potentes bancos de diamictitas, de matriz pelítica y clastos polimícticos (López Gamundi, 1986; del Papa & Martínez, 2001; Starck & del Papa, 2006). Dentro de esta formación que comprende espesores de 600-800 metros, intercalan niveles arenosos de geometrías lenticulares. Las Formaciones Itacuamí y Tarija son interpretadas como depósitos de ambientes lacustres bajo una fuerte influencia glacial, en los que descargan ríos entrelazados formando sistemas deltaicos (Starck & del Papa, 2006).

En forma discordante sobre las dos unidades precedentes, se disponen bancos de areniscas correspondientes a la **Formación Chorro** (Harrington, 1924). Estos depósitos son interpretados como ambientes de plataforma somera en la que se desarrollan canales submarinos rellenados por flujos de detritos subácueos y turbiditas (Díaz-Martínez, 1996).

El Grupo Macharetí concluye con los depositos de plataforma somera de la **Formación Taiguati** (Harrington, 1922). Estas sedimentitas muestran una clara influencia glacimarina, caracterizada por diamictitas rojizas. Dentro del territorio boliviano, dentro de esta unidad se hallarón fósiles de fauna marina de la biozona de *Levipustula levis* (Rocha Campos *et al.*, 1977).

El **Grupo Mandiyutí** posee un espesor aproximado de 1.000 metros, y al igual que el grupo Macharetí, la base se desarrolla sobre una fuerte discordancia erosiva con formación de paleovalles de grandes dimensiones (hasta 400 metros de incisión), marcando nuevamente una caída abrupta del nivel de base. Se compone de dos unidades formacionales, la primera de ellas corresponde a la **Formación Escarpment o Las Peñas** (White, 1923) que se caracteriza por espesores variables de hasta 500 metros en respuesta a la paleotopografía. Al igual que la Formación Tupambi, se compone mayoritariamente de areniscas con arreglos de facies normales e inversos. Se los interpreta como ambientes fluviales asociados a ambientes lacustres someros (Starck & del Papa, 2006).

La **Formación San Telmo** se compone de 300-500 metros de espesor, y en ellas se reconocen tres miembros denominados Yaguacua, Chimeo y Caiguamí (White, 1923; Ahlfeld, 1946). Los miembros Yaguacua y Caiguamí están formados principalmente de diamictitas y pelitas, mientras que en el miembro intermedio Chimeo existe un predominio de facies arenosas. Este último, tiene una base neta, erosiva y discontinua, indicando un paleorelieve abrupto con formación de valles, similares a los descriptos anteriormente para las formaciones Tupambi y Escarpment.

Cuando el miembro Chimeo se encuentra ausente, no es fácil distinguir y separar los miembros Yaguacua y Caiguamí. La asociación de facies sedimentarias y la evolución estratigráfica sugiere que los miembros Yaguacua y Caiguamí fueron depositados en ambientes lacustres pocos profundos con influencia glacial, asociados a corrientes efímeras arenosas y desarrollo de sistemas deltaicos originados por el aporte de los sistemas fluviales entrelazados que prevalecieron durante la depositación del miembro Chimeo (Starck & del Papa, 2006). Dentro de las facies finas se han descripto faunas de invertebrados que muestran alguna conexión con ambientes marinos (Rocha Campos *et al.*, 1977).

Grupos Cuevo

El Grupo Cuevo originalmente asignado a una edad Pennsylvaniano – Triásico temprano (Sempere, 1995), se encuentra constituido por las Formaciones Cangapi, Vitiacua e Ipaguazú (Figura 3.2.D). Debido a la erosión pre-Cretácica, los afloramientos del Grupo Cuevo son escasos y aislados.

La **Formación Cangapi** (Hayes, 1925) se compone de 100-300 metros de areniscas con estratificación entrecruzada que inicialmente comienzan con un conglomerado basal. Hacia los términos superiores intercalan capas silíceas y calcáreas que marcan el pase transicional a la Formación Vitiacua. Es interpretada como depósitos eólicos que forman campos de dunas (Azcuy & di Pasquo, 1999).

La **Formación Vitiacua** (Mather, 1922) se halla conformada por calizas silicificadas con intercalaciones de areniscas y pelitas en intervalos que comprenden de 30 a 90 metros de espesor. En

muchas ocasiones se reconoce dentro de las rocas carbonáticas la presencia de nódulos de *cherts*. Las calizas con fósiles, las estructuras entrecruzadas *herringbones*, y las superficies de exposición subaérea en los techos de los ciclos somerizantes (brechamientos y karstificaciones), estarían indicando el desarrollo de una plataforma carbonática somera (Beltan *et al.*, 1987; Sempere *et al.*, 1992). Esta unidad ha sido asignada al Pérmico – Triásico temprano (?).

Sobre una base difusa se depositan de 30 a 90 metros de espesor de limolitas con intercalaciones de pelitas y areniscas de gano fino correspondientes a la **Formación Ipaguazú** (Padula & Reyes, 1958). En algunos sectores de la cuenca se reconocen niveles evaporíticos de yeso y halita. Se interpreta esta unidad como depósitos de ambientes lacustres someros bajo un clima árido (Starck, 1995).

Grupos Tacurú

Mediante una discordancia que erosiona los depósitos de pre-Jurásicos, sobreyacen grandes sets de areniscas rojizas con estratificación entrecruzada y delgados bancos de calizas correspondientes a la **Formación Tapecua**. Estas rocas, interpretadas como depósitos de ambientes eólicos, conformaban grandes campos de dunas, entre los que se desarrollaban pequeños lagos. Dentro del territorio boliviano estos sistemas lacustres adquirían mayores dimensiones, conformando una única unidad denominada **Formación Castellón** (Ayaviri, 1967; Lopez-Pugliessi, 1971). En base a correlaciones regionales y consideraciones estructurales, esta unidad fue asignada a una edad cronoestratigráfica Jurásica inferior (Starck, 1995), aunque dentro del territorio boliviano se hallaron en el techo braquiópodos asignables al Cretácico temprano (Pinto & Sanguinetti, 1987). En forma discordante, se depositaron areniscas amarillentas en *sets* entrecruzados de 1-3 metros de espesor, de ambientes principalmente eólicos y en menor medida fluviales de la **Formación Ichoa** (Chamot *et al.*, 1958).

Dentro del territorio boliviano, al norte del Río Grande, se hallan depósitos de la Formaciones Yantata y Cajones. La **Formación Yantata** (Chamot & Perry, 1962) está constituida por areniscas amarillentas y rojizas sin entrecruzamiento, ni registro fósil. Por su parte, la **Formación Cajones** (Heald & Mather, 1922) se caracteriza por areniscas calcáreas, arcillas y calizas de aspecto nodular. Esta unidad es interpretada como depósitos continentales con influencia marina, en el que se desarrollaron sistemas costeros y deltaicos con formación de paleosuelos, dentro de un ambiente transicional (Suárez Soruco, 2000). Fueron encontraron restos fósiles de *Gasteroclupea branisai* y *Pucapristis branisi*, lo que permite asignarla al Maastrichtiano (Cretácico tardío). Los primeros huesos de dinosaurios (fémur de cf. *Laplatasaurus* sp.) fueron recolectados de bancos de areniscas de esta formación en la Serranía de Espejos (Gutiérrez & Marshall, 1994).

3.1.1.3- *Mesozoico (Cuenca del Grupo Salta)*

La cuenca Cretácico – Paleógena del NOA o simplemente Cuenca del Grupo Salta es una clásica cuenca de tipo *rift* continental que tiene su origen a partir de la fase diastrófica Araucana (Salfity, 1982). Ésta presenta un importante desarrollo en sentido norte - sur, y corresponde al sector más austral de la Cuenca Cretácica Andina que tiene su principal desarrollo dentro del territorio boliviano por fuera del ámbito de las sierras subandinas (Figura 3.3.A). Dentro del relleno de la cuenca, es posible reconocer un estadío inicial relacionado a la tectónica de fallas normales, las que originan cubetas distensivas con la típica morfología de grábenes y hemigrábenes. Sobre éstas se deposita un intervalo de mayor continuidad y tabularidad que se va acuñando lateralmente hacia los bordes de la cuenca. Estos dos estilos depositacionales muestran una clara signatura *sin-rift / post-rift*.

El **Grupo Salta** se compone de 3 subgrupos que marcaron el relleno de la cuenca en cada una de las dos etapas (Moreno, 1970) (Figura 3.3.C). El Subgrupo Pirgua fue depositado durante el estadío de *sin-rift*, mientras que los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara lo hicieron en el transcurso de la etapa de *post-rift* (Starck, 2011).

Dentro del ámbito de las Sierras Subandinas Australes es posible ver rocas de los términos superiores del Subgrupo Santa Bárbara correspondientes al flanco norte de la Subcuenca de Lomas de Olmedo (Figura 3.3.B).

Subgrupo Santa Bárbara

Este subgrupo originalmente fue definido por Moreno (1970), y posteriormente reordenado por De Spirito (1980) en las formaciones Olmedo, Mealla, Maíz Gordo y Lumbrera. Se dispone sobre el Subgrupo Balbuena mediante una discordancia, extendiéndose más allá de los limites depositacionales del mismo, apoyándose en discordancia angular sobre el sustrato pre-*rift* (Starck, 2011). En esta región (Subcuenca de Lomas de Olmedo), suprayacen en forma discordante sedimentitas neógenas relacionadas con la tectónica compresiva del ciclo Ándico.

Formación Lumbrera

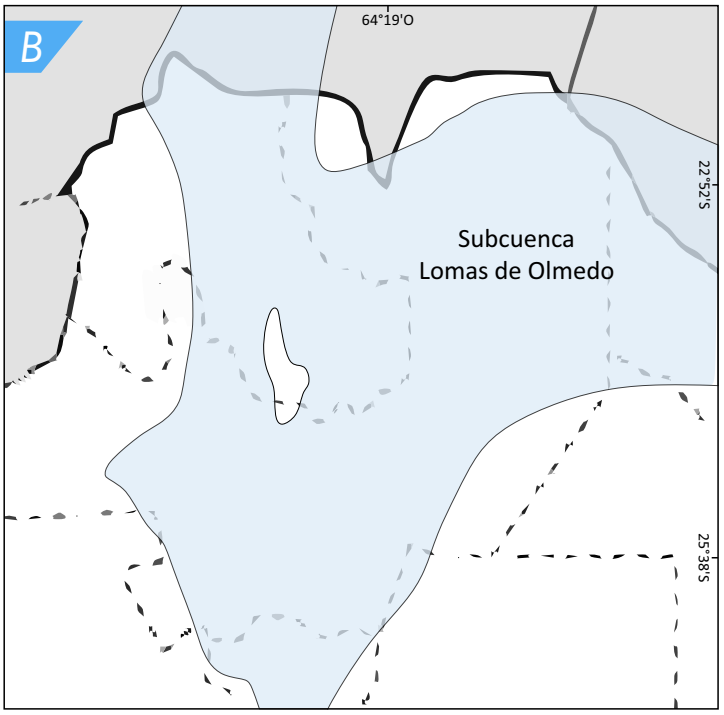
La Formación Lumbrera se compone principalmente de pelitas rojas, que en base a sus interpretaciones secuenciales ha sido separada en dos miembros:

Miembro Inferior: alcanza espesores de 200 metros compuesto principalmente de pelitas rojas que gradan a limolitas y vaques, y posteriormente a areniscas y conglomerados de tonalidades rojizas. Es interpretada como depósitos de un extenso lago somero (del Papa & Salfity, 1999; Starck, 2011).

Mesozoico - Cuenca del Grupo Salta



A. Cuenca Andina - modificado de Starck (2011)

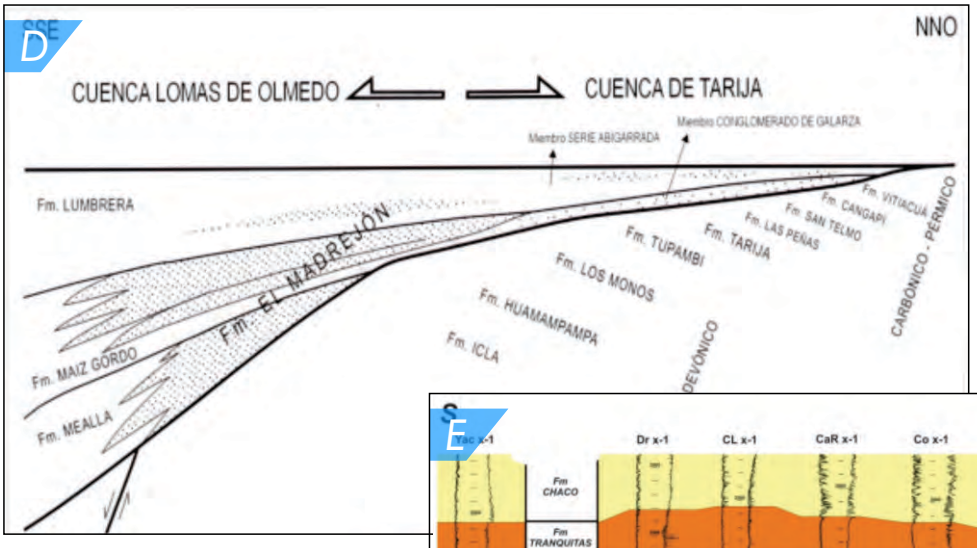


B. Cuenca del Grupo Salta en los tiempos del subgrupo Santa Bárbara - modificado de Starck (2011)

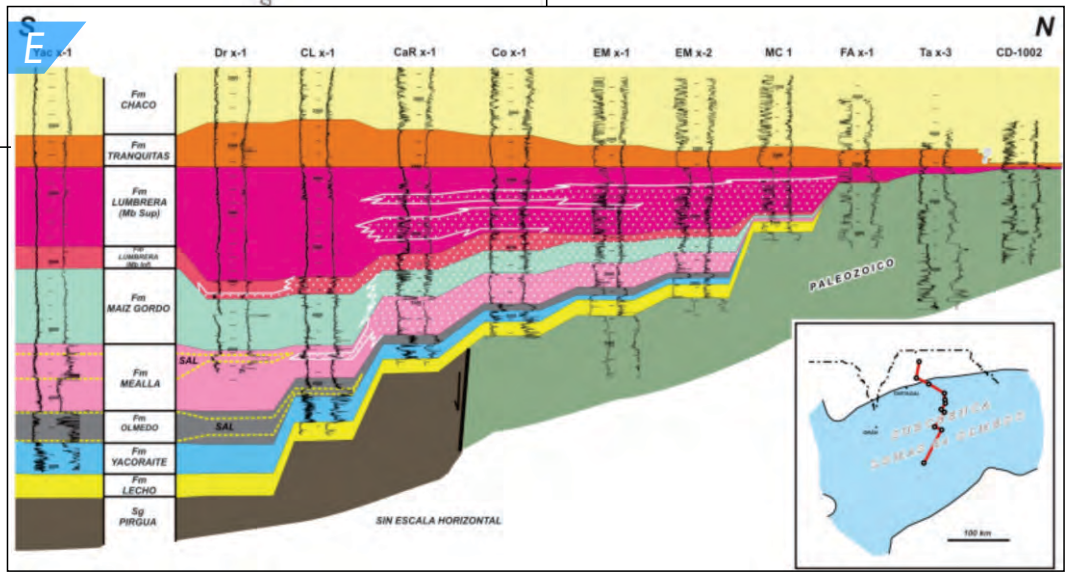
C

Edad	Grupo	Subgrupo	Scc. Lomas de OLmedo	Subandino Argentino	Subandino Boliviano
Eoceno-Oligoceno	Salta	Santa Bárbara	Lumbrera Maíz Gordo Mealla Olmedo	Abigarrada Conglomerado Galarza	Petaca?
Paleoceno					
Cretácico		Balbuena	Yacoraite Lecho		
		Pirgua			

C. Cuadro comparativo estratigráfico



D. Correlación estratigráfica en el flanco norte de la Subcuenca Lomas de Olmedo - tomado de Constantini (2002a)



E. Correlación estratigráfica en el flanco norte de la Subcuenca Lomas de Olmedo - tomado de Starck (2011)

Cabe destacar la presencia, en la parte superior de este miembro, de un nivel de pelitas calcáreas gris verdosas de aproximadamente 20 metros de espesor de gran distribución regional, que presenta un alto contenido de materia orgánica. Hacia las regiones distales se observa un pasaje lateral a facies arenosas. A este nivel se lo interpreta como un lago somero de gran extensión areal, que lateralmente pasa a sistemas fluviales arenosos (Starck, 2011).

Miembro Superior: compuesto por un potente paquete de hasta 1.000 metros de espesor de pelitas rojas en el que intercalan eventualmente niveles de areniscas muy finas. Estos depósitos, del Eoceno tardío, son interpretados como extensos barreales o *playas*, donde predominaron los procesos de exposición subaérea, en los que esporádicamente se producían eventos de inundación responsables de aporte de material arenoso al sistema (Gómez Omil *et al.*, 1989; Boll *et al.*, 1989). El clima predominante árido a semiárido es evidenciado por la presencia de nódulos de yeso.

Las Formaciones del Subgrupo Santa Bárbara fueron definidas esencialmente en el ámbito de la provincia geológica del Sistema de Santa Bárbara, donde se observa un claro predominio de depósitos de ambientes lacustres. Por otra parte, cuando nos acercamos al borde norte de la Subcuenca de Lomas de Olmedo los depósitos adquieren granulometrías arenosas de gran homogeneidad vertical. A partir de la dificultad que se presenta para reconocer las distintas unidades formacionales en estos sectores de la cuenca, se definió una unidad litoestratigráfica para englobar los depósitos arenosos de las formaciones Mealla, Maíz Gordo y Miembro inferior de Lumbrera denominada como Formación El Madrejón (Cazau *et al.*, 1975) (Figura 3.3.D).

Dentro de las Sierras Subandinas Australes, se reconocen depósitos equivalentes al miembro superior de la Formación Lumbrera, caracterizado por el predominio de facies pelíticas rojizas, moradas y verdosas de hasta 100 metros de espesor, entre la que intercalan areniscas de grano fino, conocidas como "**Miembro Serie Abigarrada**" (Fuertes, 1971; Constantini *et al.*, 2002a; Heredia *et al.*, 2011; Starck, 2011). Son interpretadas como ambientes de barreal que interaccionan con sistemas fluviales efímeros. La presencia de facies basales conglomerádicas de 10-20 metros de espesor correspondientes al "**Miembro Conglomerado Galarza**", son interpretadas como un *lag* residual diacrónico relacionado a la discordancia basal. A esta última, se le atribuye una edad Eocena inferior. Ambos miembros fueron incluidos dentro de la Formación Tartagal por Heredia *et al.* (2011), y comparados con la Formación Petaca.

3.1.2- CENOZOICO (*Cuenca del Chaco*)

El levantamiento y avance del frente orogénico en los Andes Centrales, dio lugar a la formación de secuencias sinorogénicas que superan los 5.000 metros de espesor de sedimentitas terciarias, que se depositaron dentro de una cuenca de antepaís (*foreland basin*) desarrollada a partir del Oligoceno tardío

(Oller, 1986; Sheffels, 1988; Sempere *et al.*, 1990; Baby *et al.*, 1992; Hérail *et al.*, 1996). Los estratos cenozoicos comúnmente están bien expuestos en los flancos de los principales anticlinales y sinclinales, a lo largo de la región Subandina. Estos depósitos muestran un arreglo estratocreciente hacia el oeste muy característico, lo que hace pensar que la región actualmente ocupada por las Sierras Subandinas, fue una cuenca de dimensiones y espesores considerables (Figura 3.4.A).

3.1.2.1- *Territorio Argentino*

El primero en reconocer y describir los sedimentos sinorogénicos del Terciario Subandino dentro del territorio argentino fue Bonarelli (1913, 1914), en sectores próximos a las localidades de Tartagal y Orán. Este autor reconoció tres secuencias litológicas mayores que marcan tres estadios diferentes de relleno de la cuenca de antepaís, definidas como Areniscas Superiores, Terciario Subandino y Estratos Jujeños (Mingramm & Russo, 1972; Mingramm *et al.*, 1979), y asignadas posteriormente por Russo (1975) al Grupo Orán (Echavarría *et al.*, 2003; Hernández & Echavarría, 2009).

La **Formación Tranquitas** (Schlagintweit, 1937) o Areniscas Superiores, fue utilizada para describir inicialmente al conjunto de areniscas grises amarillentas que se depositan en discordancia angular sobre las rocas de la Formación Vitiacua. Actualmente, se subdivide en dos secciones denominadas "Miembro Areniscas Calcáreas" (o "Serie Gris Neta") para la sección inferior, y "Miembro Serie de Transición" (o "Serie Gris Azulada") para caracterizar a la sección superior (Figura 3.4.D) (Constantini, 2002b). Esta formación constituida por facies distales, presenta espesores comprendido entre los 300-700 metros (Figura 3.4.B).

La Formación Tranquitas al igual que el resto de los depósitos terciarios sinorogénicos presenta un marcado diacronísmo, haciéndose más joven en sentido oeste – este, en relación directa con el avance del frente orogénico y la consecuente migración de la cuenca. En el sector Occidental de las Sierras Subandinas Australes, la sedimentación de esta unidad tuvo su inicio aproximadamente a los 14 Ma, mientras que en el sector Oriental las facies basales son consideradas más jóvenes que los 8 Ma (Constantini, 2002b).

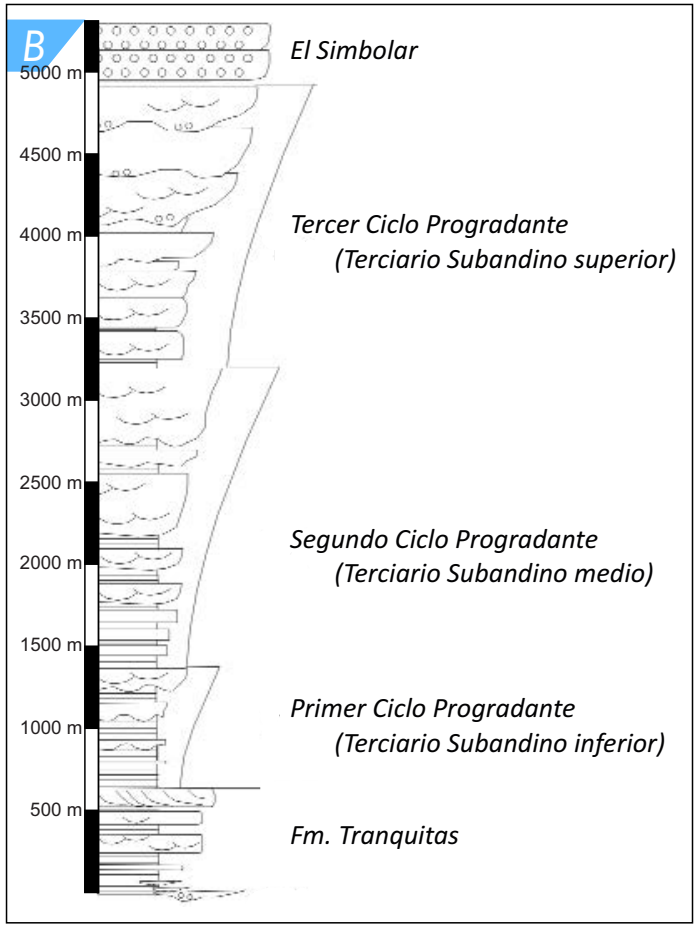
Miembro Areniscas Calcáreas: representada por 360-400 metros de espesor de areniscas de coloraciones gris verdosas, blanquecinas a amarillentas, que conforman cuerpos tabulares de 1-5 metros de espesor, que generalmente presentan ciclos granodecrecientes. Entre estas, intercalan pelitas principalmente de tonalidades verdosas. Es interpretada como sistemas fluviales que desembocan en cuerpos de agua formando pequeños deltas (Constantini, 2002b).

Miembro Serie de Transición: sucesión areno-pelítica de tonalidades rojizas que alcanza los 150-400 metros de espesor, donde las areniscas de grano fino a mediano conforman cuerpos de geometría externa

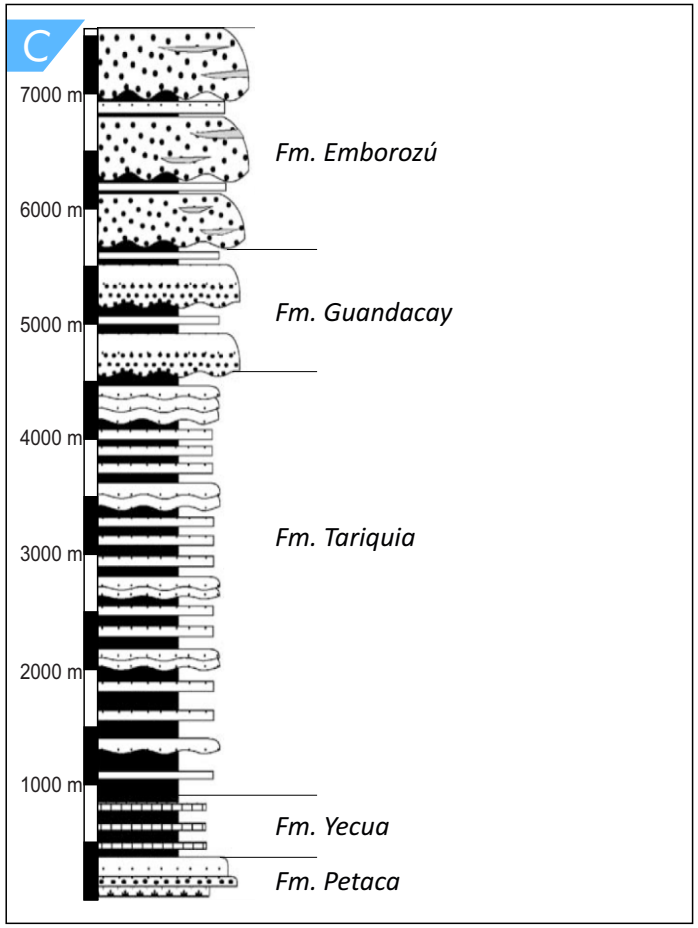
Cenozoico - Cuenca del Chaco



A. Cuenca del Chaco - modificado de Hulka (2005)



B. Columna estratigráfica idealizada (Subandino argentino) - modificado de Hernández & Echavarria (2009)



C. Columna estratigráfica idealizada (Subandino boliviano) - modificado de Uba *et al.* (2005)

D

Edad	Subandino Argentino			Subandino Boliviano	
Mioceno tardío - Pleistoceno		El Simbolar		Chaco superior	Emborozú
Plioceno temprano	Terciario Subandino	Terciario Subandino Superior			Guandacay
Mioceno tardío		Terciario Subandino Medio		Chaco inferior	Tariquia
Mioceno medio - tardío		Terciario Subandino Inferior			Yecua
Mioceno temprano		Tranquitas	Miembro Serie de Transición		
Oligoceno tardío			Miembro Areniscas Calcáreas		Petaca

D. Cuadro comparativo estratigráfico

lenticular, de poca continuidad lateral. Se la interpreta como depósitos de ambientes tipo *playa lake*, planicies de fango y sistemas fluviales efímeros (Constantini, 2002b).

Sobre la formación anterior, en forma concordante, se depositan más de 4.000 metros de una secesión sedimentaria conocida como "**Terciario Subandino**" (Bonarelli, 1913), que posteriormente fue subdividido en Terciario Subandino Inferior, Medio y Superior (Zunino, 1944) (Figura 3.4.D). Dentro de esta potente sucesión sedimentaria se han descripto tres ciclos depositacionales progradantes (Hernández *et al.*, 1996, 1999) que coinciden en forma parcial con la subdivisión anteriormente mencionada (Constantini et al, 2002b).

Primer Ciclo Progradante (o Terciario Subandino inferior): compuesto por depósitos areno-pelíticos de 700 metros de espesor, que conforman ciclos estrato-granocrecientes de menor jerarquía que se acuñan hacia el este. Estos ciclos inician con facies de ambientes de barreales distales o planicies de inundación que progradan a lóbulos y canales complejos de granulometrías arenosas (Hernández & Echavarría, 2009).

Segundo Ciclo Progradante (o Terciario Subandino medio): al igual que el primer ciclo comienza con facies de planicies de inundación que progradan paulatinamente a facies de canales, compuestas por areniscas medias a gruesas. Los términos superiores de este ciclo, se hallan representados por conglomerados (*La Maroma*) depositados en ambientes fluviales entrelazados permanentes con características de clima húmedo, y abanicos aluviales (Hernández & Echavarría, 2009). Dentro de esta unidad intercalan niveles de tobas finas biotíticas que fueron datadas entre los 5,92 y 8,56 Ma. Este ciclo alcanza espesores comprendido entre los 1.400-3.000 metros.

Entre el primer y segundo ciclo progradante se interpreta un hiato depositacional (Echavarría *et al.*, 2003; Hernández & Echavarría, 2009).

Tercer Ciclo Progradante (o Terciario Subandino superior): sobre una suave discordancia erosiva, se depositan conglomerados gruesos masivos pobremente seleccionados, con intercalaciones de areniscas arcillosas y areniscas conglomerádicas de coloraciones pardo rojizas a amarillentas (Di Marco, 2005). El espesor y arreglo de facies de este último ciclo varían considerablemente entre los diferentes depocentros, a lo largo del rumbo de esta cuenca. En términos generales, al igual que los ciclos anteriores muestra un arreglo estrato-granocreciente, que inicia con planicies de inundación que gradan verticalmente a facies de ríos entrelazados y abanicos aluviales (Echavarría *et al.*, 2003; Hernández & Echavarría, 2009).

Por último, una discordancia de crecimiento, marca el inicio y aparición repentina de acumulaciones conglomerádicas gruesas y monótonas de abanicos aluviales denominadas como **El Simbolar** (Hernández *et al.*, 1996).

3.1.2.2- *Territorio Boliviano*

Durante el transcurso de los años 20 dentro del territorio boliviano, diferentes autores definían lo que hoy se conoce como el **Grupo Chaco,** para nombrar a las sedimentitas que se suprayacen en forma discordante a los depósitos de la Formación Vitiacua (Stebinger, 1920; Harrington, 1922; White, 1925). Esta incluye a las Formaciones Petaca, Yecua, Tariquía, Guandacay y Emborozú (Ayaviri, 1967) (Figura 3.4.C-D).

La **Formación Petaca** (Birkett, 1922), suprayace discordantemente los depósitos eólicos del Grupo Tacurú (Sempere, 1995). Alcanza espesores de 50-250 metros (Gubbels *et al.*, 1993; Sempere, 2000) de areniscas gris verdosas a rojizas; en su tramo inferior es notoria la presencia de nódulos calcáreos agrupados en niveles, que en muchas ocasiones llegan a formar niveles continuos de calcretes. Inmediatamente por encima del Grupo Tacurú, se depositaron niveles de hasta 4 metros de espesor, conformados por conglomerados polimícticos matriz–sostén, en los que se observan clastos de *cherts* oscuros y clastos intraformacionales de nódulos retrabajados (Requena, 1981; Uba *et al.*, 2006; Vergani *et al.*, 2012; Poiré *et al.*, 2013). Los términos superiores, se caracterizan por la presencia de areniscas finas a gruesas, predominantemente masivas, que en ocasiones preservan estratificaciones entrecruzadas. Las areniscas, al igual que los conglomerados, formar parte de cuerpos de geometría lenticular con bases erosivas, que se amalgaman formando fajas de canales. Los datos de paleocorrientes muestran una dirección predominante hacia el oeste (Uba *et al.*, 2005, 2006). Esporádicamente intercalan niveles de fangolitas masivas a laminadas con grietas de desecación. Tanto en los depósitos de grano fino como los cuerpos arenosos se evidencian rasgos pedogenéticos con desarrollo de agregados de suelos, rizoconcreciones y bioturbaciones.

La Formación Petaca es interpretada como depósitos de sistemas fluviales entrelazados con desarrollo de planicies de inundación (Marshall *et al.*, 1993; Uba *et al.*, 2005, 2006; Vergani *et al.*, 2012). La presencia de calcretes y paleosuelos bien desarrollados, indica una baja o nula tasa de sedimentación en un clima árido a semi-árido (Cecil, 1990; Uba *et al.*, 2005, 2006; Vergani *et al.*, 2012). Marshall & Sempere (1991) y Marshall *et al.* (1993), reportaron el hallazgo de fragmentos de huesos de mamíferos y reptiles de edades atribuibles al Oligoceno tardío – Mioceno tardío. Sin embargo, Poiré *et al.* (2013) y Reguero *et al.* (2015), dieron a conocer una asociación fósil de mamíferos, donde se destaca la presencia de una nueva especie de *Prohegetotherium* en los términos superiores de la Formación Petaca, asignable al *SALMA Deseadense* (Oligoceno tardío).

A través de una discordancia erosiva de bajo ángulo sobre la formación precedente, se depositaron de 150-600 metros (Uba *et al.*, 2006) de fangolitas varicolores de tonalidades predominantemente rojizas, moradas y verdosas, entre las que intercalan niveles de areniscas y areniscas calcáreas de la **Formación Yecua** (Pádula & Reyes, 1958). En Uba *et al.* (2005, 2006) y Hulka *et al.* (2006) se describe a esta unidad como una alternancia de pelitas y areniscas de coloraciones rojizas y verdosas, que muestran una gran variedad de estructuras sedimentarias mecánicas y biogénicas, entre las que se destacan la presencia de estratificación entrecruzada *herringbone*, laminación horizontal, laminación de bajo ángulo, laminación ondulítica, estructuras deformacionales (convoluta), heterolíticas (*flaser*, lenticular y *wavy*), grietas de desecación y bioturbaciones.

A lo largo del tiempo, diversos autores han citado una gran cantidad de fósiles para esta unidad (Sigal, 1968; Branisa, 1970; Marshall & Sempere, 1991; Gayet & Meurier, 1991; Dalenz Farjat, 1990, 1992, 1994, 1995; Marshall *et al.*, 1993; Suárez Riglos *et al.*, 2002; Hernández *et al.*, 2002a, 2005; Hulka *et al.*, 2006; Dias Nicolaidis & Coimbra, 2008; Tineo *et al.*, 2015), conformando de este modo una amplia lista compuesta por varias especies de bivalvos, ostrácodos, foraminíferos, gastrópodos, pelecípodos, cirrípedos, decápodos, cangrejos, peces, tortugas, cocodrilos, y plantas terrestres.

De este modo, se le ha asignado a la Formación Yecua una gran diversidad de ambientes depositacionales desde continentales (fluviales y lacustres) a ambientes marino costero, marino restringido y marino abierto. Estos últimos, han sido relacionados con las ingresiones marinas Paranaense y Caribeana (Hernández *et al.*, 2002, 2005; Hulka *et al.*, 2006; Uba *et al.*, 2009b) (ver Capítulo 10).

La edad de esta unidad originalmente fue asignada entre los ~ 14 y 7 Ma (Mioceno medio – Mioceno tardío), en base a su contenido fósil de ostrácodos y foraminíferos (Padula & Reyes, 1958; Hulka *et al.*, 2006). Actualmente existen dataciones radiométricas $^{40}Ar/^{39}Ar$ en tobas, tomadas de las quebradas de Emborozú y Nogalito con edades de 10,49 ± 0,33 y 9,41 ± 0,52 Ma respectivamente (Hulka, 2005), y una edad de 7,72 ± 0,31 en la quebrada del Río Parapetí (Hernández *et al.*, 2002a, 2005), que permiten asignarla al Mioceno tardío.

La **Formación Tariquía** (Ayaviri, 1964) se compone de más de 3.000 metros de espesor de sedimentos que gradan transicionalmente desde la Formación Yecua. La caracterizan areniscas finas a medianas de coloraciones amarillentas a rojizas que conforman cuerpos de 0,5-15 metros de espesor, de bases erosivas, y geometrías canaliformes. Las facies finas generalmente muestran desarrollo de estructuras de agregados de paleosuelos (Poiré *et al.*, 2016). Es común la presencia de intraclastos pelíticos, grietas de desecación, y trazas fósiles continentales (ichnofacies *Scoyenia*) como *Taenidium barreti* (Uba *et al.*, 2005, 2006; Buatois *et al.*, 2007). Esta unidad es interpretada como un sistema fluvial con desarrollo de

grandes canales, y áreas de planicies de inundación con desarrollo de paleosuelos y *crevasse splay*. Uba *et al.* (2005, 2006) interpretan estos depósitos como el producto de un bajo gradiente y alta sedimentación, de cursos anastomosados y planicies de inundación desarrolladas sobre mega abanicos distales, bajo un clima semiárido a húmedo.

Diversa cantidad de fósiles han sido descriptos para la localidad de La Angostura (Poiré *et al.*, 2015, 2016), en las que se hallaron restos de reptiles (e.g. *Squamata* indet.) y mamíferos (*Hegetotheriidae Paedotherium minor*, *Chinchillidae Lagostomopsis* sp., *Procyonidae Cyonasua* sp., *Dasypodidae* indet. y *Mesotheriidae* indet). La edad de la Formación Tariquía es asignada al Mioceno tardío (*SALMA Chasicoense-Huaqueriense*) basada en la bioestratigrafía de restos fósiles de peces (López-Murillo, 1975; Marshall & Sempere, 1991). Moretti *et al.* (1996) obtuvieron datos de trazas de fisión en apatitas de edades aproximadas de entre los 7 y 6 Ma.

Transicionalmente los depósitos conglomerádicos de la **Formación Guandacay** (Ayaviri, 1964) cubren a la formación precedente. Se compone de más de 1.500 metros de conglomerados, areniscas y fangolitas (Jiménez-Miranda & López-Murillo, 1973). Los conglomerados polimícticos clasto-sostén, presentan geometrías lenticulares con bases erosivas, mientras que las facies arenosas conforman cuerpos tabulares de gran extensión lateral. Estas últimas, presentan estructuras entrecruzadas en artesas, planar y laminaciones horizontales. Por su parte, las facies finas desarrollan rasgos pedogenéticos, bioturbaciones y grietas de desecación.

Al Igual que la Formación Tariquía, los depósitos de la Formación Guandacay exhiben un patrón estrato-granocreciente con desarrollo de sistemas de canales simples a multiepisódicos, donde las granulometrías psefíticas y psamíticas evidencian la fluctuación de alta energía de un sistema fluvial proximales tipo anastomosados, que interactuaba con planicies de inundación. Este tipo de ambiente se desarrolló sobre la parte media de los mega abanicos (Uba *et al.*, 2005, 2006; Horton & DeCelles, 2001; DeCelles & Horton, 2003). La presencia de lentes de carbón, sugiere áreas encharcadas en donde se acumulaba la vegetación bajo un clima húmedo (Uba *et al.*, 2005, 2006).

La edad estimativa de la Formación Guandacay iniciaría a los 6 Ma (Moretti *et al.*, 1996) y los términos superiores serían asignados al Plioceno tardío a partir de una datación $^{40}Ar/^{39}Ar$ en toba de 2,1 ± 0,2 Ma obtenida en la quebrada de Abapó (Hulka, 2005).

La última formación que conforma el relleno de la Cuenca de Antepaís del Chaco, corresponde a la **Formación Emborozú** (Ayaviri, 1967). A través de una discordancia angular de carácter regional (Moretti *et al.*, 1996; Echavarría *et al.*, 2003; Uba *et al.*, 2006), se depositaron aproximadamente 2.000 metros de conglomerados polimícticos que conforman bancos de 20-60 metros de espesor de gran extensión lateral,

con bases erosivas muy marcadas. Es característica la presencia de niveles de areniscas con estratificación entrecruzada en artesas, planar, laminaciones ondulíticas y horizontales, así como también, niveles de fangolitas con escaso desarrollo de estructuras pedogenéticas (Uba *et al.*, 2005, 2006).

La Formación Emborozú es interpretada como un sistema fluvial proximal en el que se desarrollan sucesiones de grandes canales aislados a amalgamados, con regímenes de energía fluctuantes. La presencia de una planicie de inundación subordinada de granulometrías gruesas y gran extensión lateral, sugiere que fueron depositadas en la región proximal del mega abanico (Horton & DeCelles, 2001; Uba *et al.*, 2005). La edad de la Formación Emborozú es asignada al Plioceno tardío – Pleistoceno en base a edades obtenidas por Hulka (2005) y Echavarría *et al.* (2003).

3.1.2.3- *Discusión litoestratigráfica y unificación de criterios*

A lo largo del tiempo, diferentes autores han intentado homologar los términos empleados para denominar a las distintas unidades litoestratigráficas de la región del Subandino Sur, tanto para el territorio argentino como boliviano. A partir de una exhaustiva búsqueda y análisis de la información estratigráfica de los depósitos sinorogénicos Terciarios de la Cuenca de Antepaís de Chaco, se denota fácilmente la presencia de criterios dispares a la hora de definir las unidades en cuestión. Como se observará en los párrafos siguientes, esto ha llevado a que distintos autores, utilicen en forma confusa, terminologías empleadas para otras cuencas y/o regiones. Sumado a todo esto, es sabido que las formaciones del Subandino presentan un diacronismo muy marcado en sentido oeste – este (haciéndose más jóvenes hacia el este), pero también en sentido norte – sur, lo que ha contribuido a complejizar más la situación.

Sin duda alguna, los trabajos pioneros en la región Subandina fueron los realizado por Bonarelli en los años 1913 y 1914 en las inmediaciones de las localidades de Tartagal y Orán, en las que se han reconocido tres secuencias litológicas mayores definidas como Areniscas Superiores, Terciario Subandino y Estratos Jujeños.

Las Areniscas Superiores fueron originalmente definidas en la quebrada del río Caraparí, en la serranía de Aguaragüe, y descriptas como areniscas grises amarillentas depositadas en discordancia angular sobre la Formación Vitiacua. En la sierra de Bermejo, las Areniscas Superiores fueron denominadas por White (1923) bajo el nombre de Candado *Sandstone*, y denominadas por Schlagintweit (1937) al sur de la sierra de Aguaragüe como Formación Tranquitas. Actualmente esta unidad dentro del sector argentino es asignada por muchos autores a la parte inferior del Grupo Orán (Russo, 1975; Migramm *et al.*, 1979; Russo *et al.*, 1979; Ramos, 1999b; Constantini *et al.*, 2002b; Di Marco, 2005; entre otros).

El primer intento en correlacionar la Formación Tranquitas dentro del territorio boliviano fue realizado por Ayaviri (1967), quien propuso que el Miembro Areniscas Calcáreas (o Serie Gris Neta) y el Miembro Serie de Transición (o Serie Gris Azulada) eran correlacionables con la Formación Petaca y la Formación Yecua respectivamente. Las edades propuestas para la Formación Tranquitas son entre los 14 y 8 Ma (Mioceno medio - Mioceno tardío), mientras que las edades de la Formación Petaca fueron definidas entre los 27 y 14 Ma (Oligoceno tardío – Mioceno medio) y posiblemente hasta el Mioceno tardío (Sempere *et al.*, 1990; Marshall & Sempere, 1991).

La Formación Yecua fue originalmente definida por Padula & Reyes (1958) en la serranía de Mandeyapecua - Carandaití para nombrar a las sedimentitas de granulometrías finas de coloraciones predominantemente rojizas y verdosas ya mencionadas por Russo (1954). Ayaviri (1967) en la serranía de Aguaragüe, como se mencionó anteriormente, notó que esta unidad era posiblemente correlacionable con el Miembro Serie de Transición de la Formación Tranquitas, al igual que Requena *et al.* (1989). Las edades de la Formación Yecua son algo discutidas, algunos autores sostienen una edad correspondiente a intervalos de entre los 14 y 7 Ma (Padula & Reyes, 1958; Hulka *et al.*, 2006) y otros están de acuerdo con intervalos de edad comprendida entre los 11 y 7 Ma (Marshall *et al.*, 1993; Moretti *et al.*, 1996; Hernández *et al.*, 2005).

Otros autores (Ramos & Alonso, 1995; Hernández *et al.*, 2002a, 2005, entre otros) han intentado correlacionar a estos depósitos con los correspondientes a la Formación Anta definida por Gebhard *et al.* (1974) en la comarca del río Juramento y el arroyo Las Tortugas en el ámbito de la provincia geológica del Sistema de Santa Bárbara.

Uno de los mayores problemas lo presenta el término “Terciario Subandino”, originalmente propuesto por Bonarelli (1913), que fue utilizado por Mauri (1944) y otros geólogos de YPF para referirse a los depósitos terciarios ubicados por encima de la Formación Lumbrera en el ámbito del Sistema de Santa Bárbara, generando de este modo una gran confusión con la nomenclatura. Zunino (1944) llamó “Terciario Subandino inferior” a la sección comprendida entre las areniscas superiores y el primer banco tobáceo gris, “Terciario Subandino medio” a la sección ubicada entre esta última y el primer banco de tobas blancas, y “Terciario Subandino superior” a todos los depósitos psefíticos por encima (Migramm & Russo, 1972; Migramm *et al.*, 1979). Posteriormente fueron correlacionadas por diferentes autores con las formaciones Yecua, Tariquía y Guandacay respectivamente (Ayaviri, 1967; Requena *et al.*, 1989; Ramos, 1999b; Di Marco, 2005). Sumado a todo esto, se reconocieron tres ciclos progradantes que coinciden en forma parcial con la subdivisión anteriormente mencionada (Hernández *et al.*, 1996, 1999).

De modo similar ocurrió con el término "Chaco", propuesto originalmente por Stebinger (1920) bajo el rango de "serie". Harrington (1922) utilizaba el término "*Chaco beds*" (estratos o capas Chaco), que posteriormente los definió como Formación Chaco. White (1925) elevó estos depósitos al rango de "Grupo". Por otro lado, Padula (1956) los subdividió en Chaco inferior y Chaco superior. Ayaviri (1967) reunió dentro del Grupo Chaco a las formaciones Petaca, Yecua, Tariquía, Guandacay y Emborozú. Sumada a esta gran cantidad de variantes para el término "Chaco", Russo *et al.* (1979) definieron la Formación Chaco dentro del ámbito de la llanura Chaco Pampeana, para describir a las sedimentitas que se encuentran entre las formaciones Mariano Boedo y Paraná. Actualmente dentro del territorio boliviano, el Grupo Chaco es el término utilizado para agrupar a las formaciones Petaca, Yecua, Tariquía y Guandacay, dejando por fuera la Formación Emborozú por formar parte de lo que es interpretado como una cuenca de *piggy back* (Suárez Soruco, 2000).

El último trabajo que ha intentado establecer una correlación entre las unidades del Subandino argentino-boliviano es el de Hulka (2005), en el cual definió que la Formación Petaca sería equivalente con la Formación Tranquitas, la Formación Yecua correspondería a los depósitos del Primer Ciclo Progradante, la Formación Tariquía es asignada a los términos superiores del Primer Ciclo Progradante, el Segundo Ciclo Progradante completo y los términos inferiores del Tercer Ciclo Progradante, la Formación Guandacay con el Tercer Ciclo Progradante, y finalmente la Formación Emborozú con los depósitos del El Simbolar.

Es por este motivo, que uno de los desafíos de este trabajo es resolver la confusión litoestratigráfica planteada anteriormente, unificando los criterios utilizados por diferentes autores, aplicando el correcto uso del código estratigráfico vigente (*Código Argentino de Estratigrafía*).

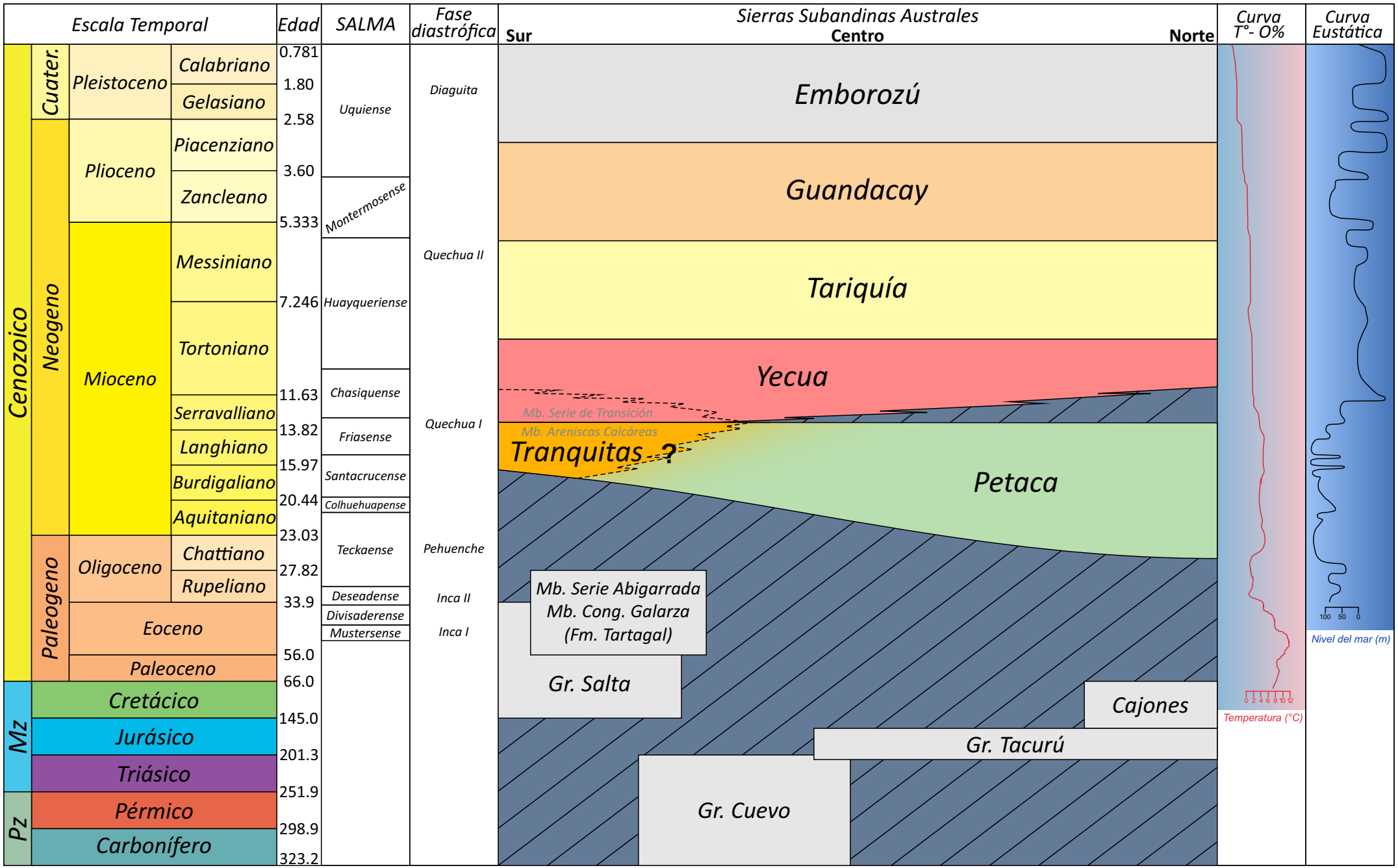
Es así que, creemos que la forma más sencilla de llevar a cabo esto, es utilizar una nomenclatura litoestratigráfica que caracterice del modo más representativamente posible los depósitos sinorogénicos Terciarios correspondientes a la Cuenca de Antepaís del Chaco dentro de todo el ámbito de la provincia geológica de las Sierras Subandinas Australes (o Subandino Sur), desarrolladas tanto en territorio argentino como boliviano, para no recaer en confusiones y malas interpretaciones en un futuro.

Como se desarrollará más adelante, consideraremos al Grupo Chaco como la entidad de mayor jerarquía para representar a todo el conjunto de los depósitos Terciario sinorogénicos dentro de las Sierras Subandinas Australes. Éste se encuentra constituido por las formaciones Petaca, Tranquitas (Miembro Areniscas Calcáreas), Yecua (Miembro Serie de Transición), Tariquía, Guandacay y Emborozú, donde cada una de ellas puede presentar variaciones en la distribución de facies y las asociaciones de las mismas, que representan el desarrollo de distintos tipos de ambientes dependiendo de su posición dentro de la cuenca. Obviamente, es considerado el carácter diacrónico de estas unidades, dada la migración que ha sufrido esta

Cuadro Cronoestratigráfico

Figura 3.5

Sierras Subandinas Australes



cuenca de antepaís y las subsiguientes etapas de deformación interna desde Mioceno medio, lo que denota una joven, pero compleja historia geológica (Figura 3.5).

De este modo, durante el subsiguiente desarrollo de este trabajo no se ahondará nuevamente en las confusiones y diversidad de términos empleados por los diferentes autores.

3.1.3- ESTRUCTURACIÓN

Como se mencionó con anterioridad, las Sierras Subandinas Australes se subdividen en el Sistema Interandino (o Sierras Subandinas Occidentales) y las Sistema Subandino *sensu stricto* (o Sierras Subandinas Orientales) a través del Corrimiento Interandino (*Interandean Main Thrust*) o Frente de Corrimiento San Simón, el cual representa un cambio orográfico, de estilo estructural y en las unidades aflorantes (Tröeng *et al.*, 1993; Kley *et al.*, 1996; Kley, 1996). Así es que los cordones montañosos que las constituyen corresponden a amplios anticlinales de vergencia al este, con ejes estructurales estrechos que se extienden por centenas de kilómetros a lo largo del rumbo (Starck *et al.*, 2002). Los flancos frontales (orientales) de estos anticlinales suelen tener altas inclinaciones e incluso pueden presentarse rebatidos. Los flancos dorsales (occidentales) presentan una actitud variable en las distintas estructuras, con inclinaciones que varían desde 30° a sub-verticales (Hernández *et al.*, 2002b; Starck *et al.*, 2002).

El frente orogénico activo, actualmente se encuentra en subsuelo caracterizado por un fallamiento no emergente (Suayter, 1983) que se mantiene en continuo desplazamiento hacia el este. Por otra parte, el sector occidental de las Sierras Subandinas, presenta pliegues muy deformados que gradan a zonas de imbricaciones superficiales con retro-corrimientos hacia el oeste (Figura 3.6.A).

De acuerdo a la latitud, se observan de 6 a 10 cordones serranos que alcanzan alturas máximas de hasta 1800-2000 msnm. Éstos son separados por amplios sinclinales que constituyen valles longitudinales que alcanzan alturas de 400 a 800 msnm. Todas estas estructuras son limitadas por corrimientos y bajo-corrimientos profundos de bajo ángulo, que tienen su origen en distintos niveles en el subsuelo.

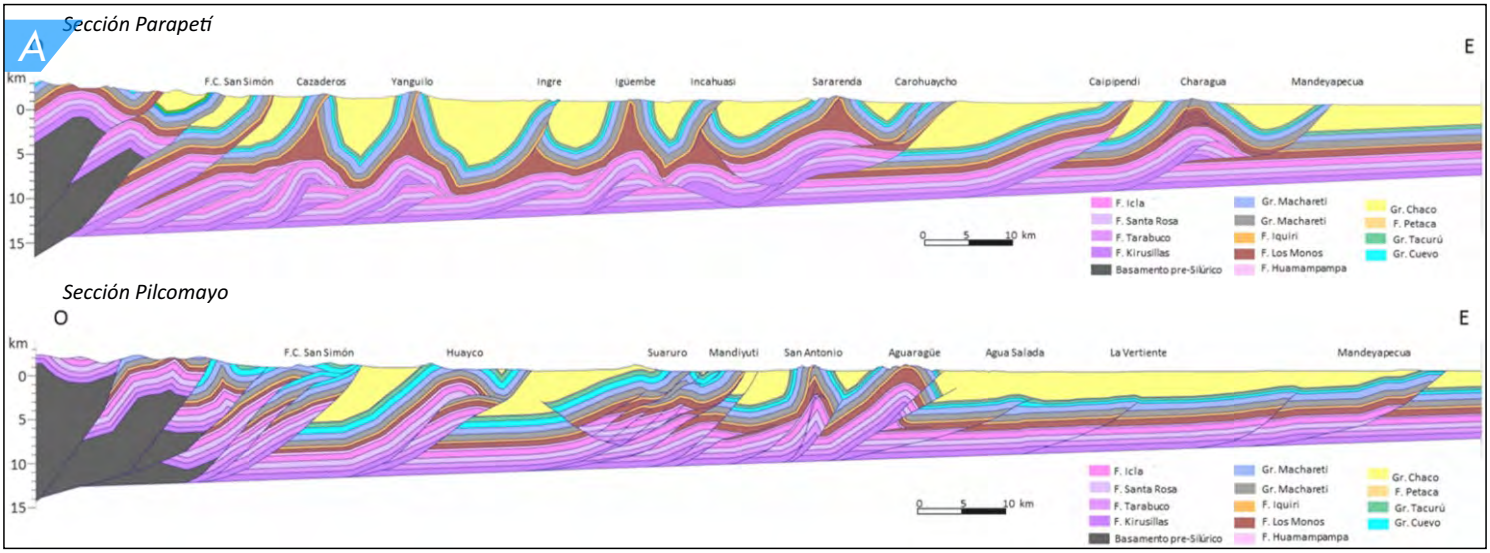
3.1.3.1- *Niveles y estilos estructurales*

En este sentido se reconoce la presencia de cuatro pisos estructurales superpuestos (Baby *et al.*, 1992; Aramayo Flores, 1999; Hernández *et al.*, 2002b; Starck *et al.*, 2002), cada uno caracterizado por mecanismos de deformación distintivos, y que separan la columna estratigráfica en tres intervalos estructurales (Figura 3.6.B).

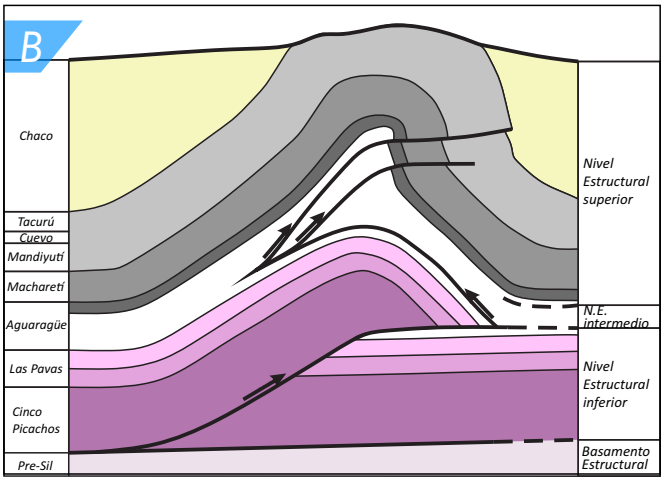
El **nivel de despegue basal** se caracteriza por una superficie de gran continuidad espacial ubicada dentro de depósitos correspondiente al Silúrico. En el límite de las Sierras Subandinas con la Cordillera

Figura 3.6

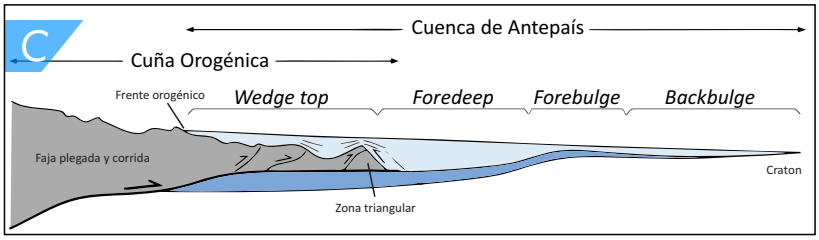
Estructuración S° Subandinas Australes - Cuenca de Antepaís



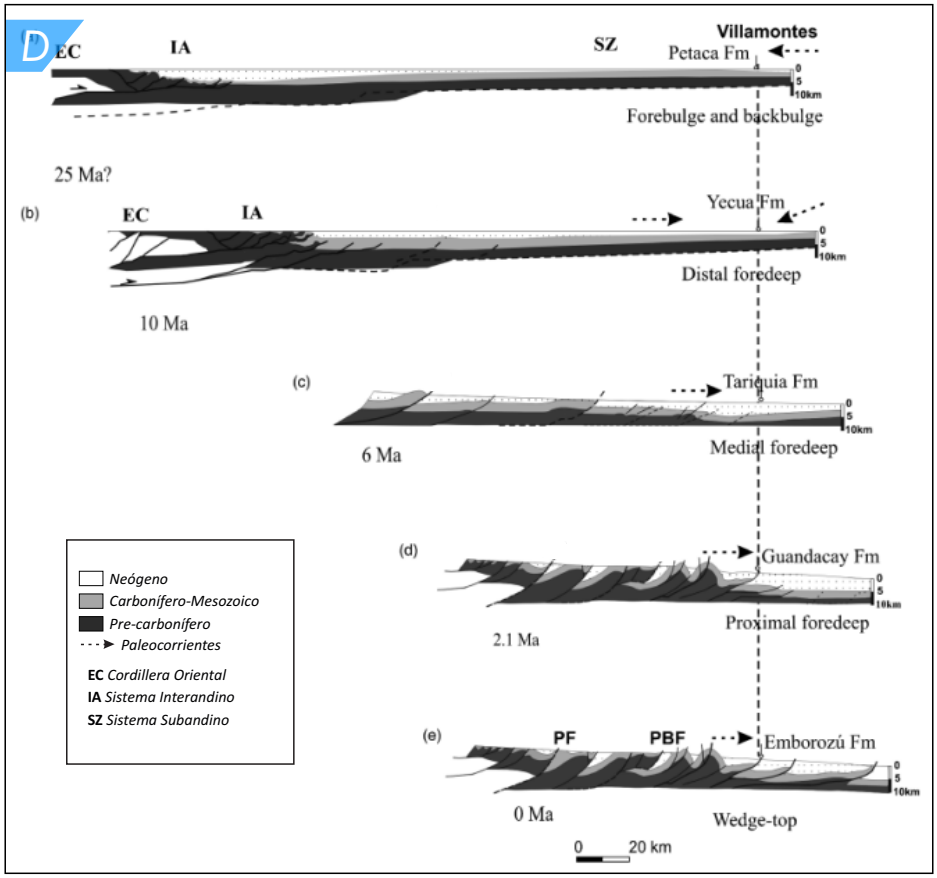
A. Estructurales Sierras Subandinas Australes - tomado de Rocha (2013)



B. Niveles estructurales - modificado de Starck *et al.* (2002)



C. Cuenca del Chaco - modificado de DeCelles & Giles (1996)



D. Evolución de los depocentros - modificado de Uba *et al.* (2006)

Oriental, es posible ver los bajo-corrimientos que serían la manifestación aflorante del despegue basal (Starck & Schulz, 1996, 1997; Starck *et al.*, 2002). La observación de estas estructuras, sumada a la información de subsuelo obtenida (datos sísmicos y de pozos), permiten asegurar que el despegue basal se encuentra contenido dentro de los niveles pelíticos de más de 600 metros de espesor de la Formación Kirusillas.

El **nivel estructural inferior** comprende unidades silúricas a devónicas (desde la Formación Kirusillas a la Formación Los Monos), e involucra espesores comprendidos entre los 2.500-3.000 metros. Las unidades de este nivel al ser deformadas adquieren una configuración de anticlinales relacionados a rampas, con la típica configuración de pliegues por flexión de fallas o "*fault bend folds*". A partir de estudios detallados, parece ser que en los últimos estadíos de la evolución estructural de estos anticlinales, podrían actuar otros mecanismos deformacionales que modificarían la geometría de los pliegues por propagación de fallas.

El **nivel estructural intermedio** está compuesto por la sección media de la Formación Los Monos. El espesor de este nivel es de 500 a 700 metros en las zonas no deformadas. Este nivel estructural es el responsable del desacople entre las estructuras superficiales y las profundas. El despegue basal de este nivel transmite el desplazamiento proveniente del nivel estructural inferior hacia al oeste, manifestándose como un bajo-corrimiento. Este acortamiento se encuentra con un "punto ciego", que origina un corrimiento que se propaga hacia arriba y hacia el este, conectándose de este modo con el despegue superior. Este tipo de estructuración provoca dentro de este nivel estructural un engrosamiento tectónico llegando a superar los 3.000 metros de espesor (Starck *et al.*, 2002).

El **nivel estructural superior** se constituye de las unidades que se encuentran por encima del despegue localizado en el tercio superior de la Formación Los Monos. El rasgo saliente de este nivel estructural es que forma anticlinales concéntricos, gracias al comportamiento dúctil del nivel intermedio, que se acomoda en el núcleo de los anticlinales. Estos anticlinales, de marcada vergencia hacia el este (característico de las Sierras Subandinas Australes), presentan flancos orientales con altas inclinaciones incluso hasta rebatidos, mientras que los flancos occidentales poseen una actitud mucho más variable con inclinaciones de 30° a sub-verticales (Figura 3.6.A-B). Las superficies de corrimiento que provocan estos plegamientos nacen del nivel estructural intermedio y cortan secuencias hacia arriba pudiendo llegar hasta la superficie. El desplazamiento a lo largo de estos corrimientos puede superar fácilmente los 2 kilómetros (Starck *et al.*, 2002).

A modo de resumen, a partir de los niveles de despegue y los niveles estructurales (inferior, intermedio y superior) descriptos anteriormente, es posible obtener un complejo y variado diseño de

estilos estructurales que se reconocen a lo largo de todo el Subandino Sur. Es así que es posible agruparlos en cuatro categorías (Rocha, 2013): como (1) *Duplex* de techo pasivo, (2) *Duplex* de techo activo, (3) *Duplex* de techos compuestos, y (4) Pliegues por flexión de falla.

3.1.3.2- *Evolución y cronología de la deformación*

Uno de los puntos más controversiales del estudio de los Andes Centrales fue establecer la edad de la deformación de la Cordillera Oriental y el levantamiento de la Puna-Altiplano. Durante años, diferentes autores discutieron sobre el tema, hasta obtener un consenso bastante generalizado en el que esto habría comenzado en el Eoceno, seguido por un levantamiento de mayor intensidad que finalizaría en el Mioceno tardío entre los 10 y 6 Ma (Jordan & Alonso, 1987; Gubbels *et al.*, 1993; Schmitz & Kley, 1997; McQuarrie *et al.*, 2005; Garzione *et al.*, 2006; Barnes & Ehlers, 2009; Kay & Coira 2009; Ramos & Folguera, 2009; Engelder 2012).

En forma consensuada se puede decir que la deformación en secuencia de las Sierras Subandinas Australes, se habría iniciado entre los 12,4 y los 8,5 Ma al oeste trasladándose progresivamente hacia el este, alcanzando el tren estructural de Sauro-Mandiyuti-Iñiguazú-Bermejo-Sierra baja de Orán entre los 8 y los 6,7 Ma (Hernández *et al.*, 2002; Brusset *et al.*, 2002; Uba *et al.*, 2009). De acuerdo a las interpretaciones de sísmica de reflexión, a los 5,9 Ma se habría producido una propagación del frente de deformación hasta la estructura de La Vertiente (Moretti *et al.*, 1996; Uba *et al.*, 2009). Un evento local fuera de secuencia habría comenzado a espaldas de la estructura La Vertiente en las estructuras de San Antonio, Aguaragüe y Agua Salada entre los 5 y 2 Ma (Mosquera, 1999; Hernández *et al.*, 2002; Uba *et al.*, 2009). Finalmente, un nuevo pulso de deformación fuera de secuencia habría afectado en forma generalizada al Subandino Sur a los 4,5 Ma y que continúa hasta la actualidad generando el levantamiento de la estructura de Mandeyapecua (Hernández *et al.*, 2002; Uba *et al.*, 2009). Actualmente, la deformación de este sistema estaría concentrada en las Serranías de Suaruro, Aguaragüe y Mandeyapecua (Mugnier *et al.*, 2006; Brooks *et al.*, 2011).

3.1.4- CUENCA DE ANTEPAÍS DEL CHACO (*Chaco foreland basin*)

La formación y desarrollo de las cuencas de antepaís son el resultado de la deformación producto del arqueamiento flexural de la litosfera en respuesta al acuñamiento orogénico de la supra-litósfera y la sub-litósfera (DeCelles & Giles, 1996; Pfiffner *et al.*, 2002). Esta flexión litosférica bajo una carga estática genera una flexión hacia abajo, próxima al orógeno, que migra a medida que éste avanza. Dada estas características, las cuencas de antepaís presentan una sección transversal asimétrica típica. El relleno sedimentario de este tipo de cuencas generalmente registra y conserva en forma detallada la flexión de la litósfera continental en respuesta a la carga orogénica (Beaumont, 1981; Jordan, 1981; Tankard, 1986). De

este modo, se reconocen 4 depocentros (*wedge-top*, *foredeep*, *forebulge* y *backbulge* – Figuras 3.6.C), donde cada uno de ellos exhibe rasgos en la arquitectura interna, sedimentológicos, y estructurales distintivos (DeCelles & Giles, 1996). El espacio de acomodación de estos depocentros es creado mediante la subsidencia estática y dinámica en forma combinada (DeCelles & Giles, 1996, Catuneanu *et al.*, 1997).

La Cuenca de Antepaís del Chaco es un clásico ejemplo de un sistema de tipo *foreland*, ubicado en la posición del retro-arco de los Andes Centrales. Es el producto de las convergencias de las placas de Nazca y Sudamericana, y su interacción con el Escudo Brasilero al este (Sempere *et al.*,1990; DeCelles & Horton, 2003).

3.1.4.1- *Evolución y relleno de los depocentros*

Uba *et al.* (2006) realizaron una caracterización de los depocentros basados en el análisis estratigráfico (Figura 3.6.D), donde se interpreta a las sedimentitas de la formación Petaca como depósitos de *backbulge* – *forebulge*, donde el relieve del *forebulge* probablemente era muy bajo y, por lo tanto, estaba sometido sólo a erosiones menores. Probablemente su preservación es el resultado de la migración flexural del *forebulge* a través del tiempo (entre los 20 Ma y los 10 Ma). Para estos autores, la interpretación de que la Formación Petaca fue depositada en los depocentros de *forebulge* – *backbulge*, es corroborada por la presencia de paleocorrientes con dirección hacia el oeste (Uba *et al.*, 2006).

El desplazamiento flexural del *forebulge* sobre el área de *backbulge*, condujo a una elevación menor con tasas de erosión moderadas, que probablemente sean la razón de la existencia de una discordancia erosiva que se encuentra entre las formaciones Petaca y Yecua (Moretti *et al.*, 1996; Echavarría *et al.*, 2003; Uba *et al.*, 2006). La presencia de facies marinas marginales, lacustres y fluviales de la Formación Yecua estaría indicando una baja relación de aporte de sedimento / espacio de acomodación, lo que implicaría una progresiva migración del *foredeep* entre los 14 y los 7 Ma (Uba *et al.*, 2006). Por tal motivo, estos últimos autores interpretan a los depósitos de la Formación Yecua como el relleno de *foredeep* distal contrastando la idea de que son el relleno de los depocentros de *backbulge*.

Los depósitos estrato-granocrecientes de la Formación Tariquía representan la porción media a distal del *foredeep*, lo cual es evidenciado por el aumento en la creación de grandes y persistentes espacios de acomodación, y en un aumento considerable de las tasas de sedimentación (Echavarría *et al.*, 2003). Esto generó el dominio de facies arenosas de sistemas fluviales que provenían desde el oeste (Uba *et al.*, 2005). Durante los 6 y 2,1 Ma se observa un notable y continuo aumento de la proporción de facies conglomerádicas con arreglos estratocrecientes y paleocorrientes que indican una procedencia desde el oeste, correspondientes a la Formación Guandacay. Éstos son la evidencia de un *foredeep* proximal (Flemings & Jordan, 1989; Sinclair & Allen, 1992; DeCelles & Horton, 2003; Catuneanu, 2004; Uba *et al.*,

2006). Por último, a través de una discordancia angular progresiva de carácter regional, los depósitos conglomerádicos de la Formación Emborozú marcan el pasaje de la zona de *foredeep* proximal a la zona de *wedge-top* (Uba *et al.*, 2006).

La interacción entre el cambio de nivel de base y el aporte de sedimentos, controlan el grado en el que es consumido el espacio de acomodación por la sedimentación. Cómo interactúan cada una de estas variables define tres tipos diferentes de etapas de relleno (*underfilled*, *filled* y *overfilled*) en la evolución de un sistema de tipo *foreland* (Sinclair & Allen, 1992). Basados en estos conceptos, diferentes autores han interpretado las distintas etapas de relleno de la cuenca de antepaís del Chaco.

Los depósitos de la Formación Petaca, muestran una sedimentación sobre un gradiente topográfico muy bajo, con erosiones menores, con formación de conglomerados intracuencales producto del retrabajo de paleosuelos, y espesores de sedimentarios bajos (<250 metros), que fueron interpretados como una etapa de relleno de tipo *overfilled* en una fase embrionaria y extremadamente distal de la cuenca de antepaís, debido al estilo sedimentario y la dispersión transversal de los mismos (Uba *et al.*, 2006). Estos autores interpretan los depósitos de la Formación Yecua como una etapa de relleno *underfilled*, relacionado con los cambios ocurridos en el patrón de drenaje (de transversal a axial), sumado al predominio de facies finas relacionadas con ambientes lacustres y marinos marginales. La disminución en la tasa de acumulación para esta formación (600 metros en 7 Ma), en concordancia con las características anteriormente descriptas, hacen presumir que se trata de patrones de facies de márgenes distales de los modelos de cuencas de antepaís *underfilled* propuestas por Blair & Bilodeau (1988) y Sinclair (1997). Por otro lado, durante la depositación de las formaciones Tariquía, Guandacay y Emborozú, los depósitos fluviales con arreglos granocrecientes, y la variación de geometrías de canales simples a canales interconectados con alta frecuencia de avulsión, indican que el relleno de la cuenca de antepaís es de tipo *overfilled*. La transición de una etapa de relleno *underfilled* a una de *overfilled* dentro de la cuenca de antepaís es controlada por una disminución en la tasa de subsidencia flexural, una disminución en el *bypass* de sedimentación, y un aumento de tasa de exhumación (Flemings & Jordan, 1989; Sinclair & Allen,1992; Catuneanu, 2004; Uba *et al.*, 2006).

Aceñolaza F.G., Aceñolaza G. & García G., (1999). El Silúrico – Devónico del Noroeste Argentino. En Caminos R. (Ed): Geología Argentina. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, Argentina*. 29 (9): 205-214.

Ahlfeld F., (1946). Geología de Bolivia. *Revista Museo de La Plata, La Plata, Argentina*. (3): 5-370.

Álvarez L.A., (1999). Geología de hidrocarburos en el noroeste argentino. *Informe interno UNSa-XR S.R.L (inédito).* 10pp.

Antelo B., (1978). Formaciones de edad Silúrica en el noroeste argentino (Provincias de Jujuy y Salta). *Revista Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, Argentina.* (33): 1-16.

Aramayo Flores F., (1999). Estructura de las Sierras Subandinas del noroeste argentino. *En González Bonorino G., Omarini R., Viramonte J. (Eds.): Geología del noroeste argentino. Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Argentina.* (1): 401-414.

Ayaviri A., (1964). Geología del área de Tarija, entre los ríos Pilaya-Pilcomayo y Bermejo. *Informe interno YPFB, Santa Cruz, Bolivia.* (GXG-996): 59.

Ayaviri A., (1967). Estratigrafía del Subandino meridional. *Informe interno de YPFB, Santa Cruz, Bolivia*. (GXG-1215).

Azcuy C.L. & di Pasquo M.M., (1999). Carbonífero y Pérmico de las Sierras Subandinas, Cordillera Oriental Y Puna. En Caminos R. (Ed): Geología Argentina. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, Argentina*. 29 (11): 239-260.

Baby P., Hérail G., Salinas R. & Sempere T., (1992). Geometry And kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from cross-section balancing: example from the Foreland Thrust System of the Southern Bolivian Subandean Zone. *Tectonics*. (11): 523-536

Baldis B.A., Gorroño A., Ploszkiewicz J.V. & Sarudiansky R.M., (1976). Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y áreas adyacentes. *VI Congreso Geológico Argentino, Bahía Blanca, Argentina.* (1): 3-22.

Barnes J.B. & Ehlers T., (2009). End member models for Andean plateau uplift. *Earth Science Reviews.* (97): 105–132.

Beaumont C., (1981). Foreland Basins. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. (65): 291-329.

Beltan L., Freneix S., Janvier P. & López Paulsen O., (1987). La faune triassique de la Formation de Vitiacua dans la région de Villamontes (Département de Chuquisaca, Bolivie). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie.* (2): 99-115.

Benedetto J.L., (2010). El continente de Gondwana a través del tiempo: Una introducción a la geología histórica. *Academia Nacional de Ciencias, Cordoba, Argentina.* 186-197.

Birkett D.S., (1922). Preliminary reporto N Guariri and Saipuru domes, SE Bolivia. *Informe interno Standard Oil Company Bolivia, Santa Cruz, Bolivia.* (10):

Blair T.C. & Bilodeau W.L., (1988). Development of tectonic cyclotherms in rift, pull-apart, and foreland basins: Sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*. (16): 517-520.

Boll A., Gómez Omil R., & Hernández R., (1989). Síntesis estratigráfica del Grupo Salta. *Informe interno (inédito) YPF, Buenos Aires, Argentina.*

Bonarelli G., (1913). Las Sierras Subandinas del Alto y Aguaragüe, y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Tartagal. *Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología y Minería, Buenos Aires, Argentina.* 8 (4):1-50.

Bonarelli G., (1914). La estructura geológica y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Orán, Provincia de Salta. *Anales Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Buenos Aires, Argentina*. Serie B (9): 1-43.

Bonarelli G., (1921). Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (Provincia de Salta y Jujuy). *Anales Ministerio De Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Geología, Buenos Aires Argentina*. (15):1-96.

Bossi G., (1983). Tempestitas en la Formación Iquiri en la Angostura del rio Piraí (Departamento de Santa Cruz-Bolivia). *Unión Internacional de Ciencias Geológicas, Programa Internacional de Correlación Geológica. Proyecto 193 "Silúrico y Devónico de América Latina", II Reunión Internacional, Sucre, Bolivia.*

Branisa L., (1970). La Formación Yecua y los problemas que plantea. *Boletín de la Sociedad Geológica Boliviana, La Paz, Bolivia*. (13): 20-29.

Brooks B.A., Bevis M., Whipple K., Arrowsmith J.R., Foster J., Zapata T., Kendrick E., Minaya E., Echalar A., Blanco M., Euillades P., Sandoval M. & Smalley R.J.Jr., (2011). Orogenic-wedge deformation and potential for great earthquakes in the Central Andean backarc. *Nature Geoscience*. (4): 380–383.

Brusset S., Rochat P., Baby P. & Flinch J., (2002). Thrust kinematics and foreland basin dynamics of the southern Subandean zone of Bolivia: New insight from apatite fission track analysis. *In Andean Geodynamics: Extended Abstracts. Paristoulouse: Institut de recherche pour le développement (IRD), Université Paul Sabatier, Toulouse, France.* (1): 101-104.

Buatois L.A., Uba C.E., Mángano M.G., Hulka C. & Heubeck C., (2007). Deep and intense bioturbation in continental environments: Evidence from Miocene fluvial deposits of Bolivia. *SEPM Special Publication, Sediment-Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology.* (88): 123-136.

Catuneanu O., (2004). Retroarc foreland systems - evolution through time. *Journal of African Earth Sciences.* (38): 225-242.

Catuneanu O., Beaumont C. & Waschbusch P., (1997). Interplay of static loads and subduction dynamics in Foreland Basins: Reciprocal stratigraphies and ‘‘missing’’ peripheral bulge. *Geology*. (25): 1087-1090.

Cazau L., Cellini N. & Oliver Gascón J., (1975). El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) en la porción oriental de las provincias de Salta y Jujuy. *VII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Argentina.* (1): 341-346.

Cecil C.B., (1990). Paleoclimate controls on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks. *Geology.* (18): 533-536.

Chamot G.A. & Perry L.D., (1962). The Surutu and Cangapi Formations of the Santa Cruz area. *Informe interno BOGOC, Santa Cruz, Bolivia.* (GR-02-64).

Chamot G.A., Hatfield L., Hess W., Leith A., Lloyd G.V., Segovia A., Sullins J., Rodriguez E., (1958). Geology of the subandean zone from the Santa Cruz – Cochabamba higway to the Casare River, Bolivia. *Informe interno BOGOC, Santa Cruz, Bolivia.* (GR-01-15).

Constantini L., Rodríguez A., Fontana C., Hernández R., & Rodríguez Schelotto L., (2002a). Los reservorios del Conglomerado Galarza y la Serie Abigarrada. *En Schiuma M., Hinterwimmer G. & Vergani G. (Eds.): Rocas reservorios de las cuencas productivas de la República Argentina*. (1): 753-766.

Constantini L., Rodríguez A., Fontana C., Rodríguez Schelotto L. & Hernández R., (2002b). Los reservorios de la Formación Tranquitas y “Terciario Subandino”. *En Schiuma M., Hinterwimmer G. & Vergani G. (Eds.): Rocas reservorios de las cuencas productivas de la República Argentina*. (1): 767-786.

Cruz C.E., Sylwan C.A. & Villar H.J., (2002). La Cuenca de Tarija, Bolivia y noroeste de Argentina: ¿Sistema petrolero único o múltiples sistemas petroleros? V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (IAPG), CD Trabajos Técnicos, Mar Del Plata, Argentina.

Dalenz Farjat A., (1990). *Informes internos (Inéditos) del Laboratorio de Paleontología del CTP-YPFB, Santa Cruz, Bolivia.* (# 225; 224; 233; 247).

Dalenz Farjat A., (1992). *Informes internos (Inéditos) del Laboratorio de Paleontología del CTP-YPFB, Santa Cruz, Bolivia.* (# 364).

Dalenz Farjat A., (1994). *Informes internos (Inéditos) del Laboratorio de Paleontología del CTP-YPFB, Santa Cruz, Bolivia*. (# 441; 451).

Dalenz Farjat A., (1994). *Informes internos micropaleontológico (Inéditos) del Laboratorio de Paleontología del CTP-YPFB, Santa Cruz, Bolivia.* (# 013-45).

Dalenz Farjat A., (1995). *Informes internos micropaleontológico (Inéditos) del Laboratorio de Paleontología del CTP-YPFB, Santa Cruz, Bolivia.* (# 013-67; 013-87).

De Spirito R., (1980). Estudio en detalle y análisis de cuenca de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara, en el sector centro oriental de la Subcuenca de Lomas de Olmedo y umbral de Cachipunco. *Informe interno (inédito) YPF, Buenos Aires, Argentina.*

DeCelles P.G. & Giles K.A., (1996). Foreland basin systems*. Basin Research.* (8): 105-123.

DeCelles P.G. & Horton B.K., (2003). Implications of early-middle Tertiary foreland basin development for the history of Andean crustal shortening in Bolivia. *Geological Society of America Bulletin.* (115): 58-77.

del Papa C.E. & Salfity J.A., (1999). Non-marine Paleogene sequences, Salta Grup, Northwest Argentina. *Acta Geologica Hispanica*. 34 (1-2): 105-121.

del Papa C.E. & Martínez L., (2001). Sedimentación lacustre glaci-dominada en la Formación Tarija (Carbonífero), Sierra de Aguaragüe, noroeste argentino. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología.* 8 (1): 61–76.

Di Marco L., (2005). Geología y fracturas en la estructura San Pedro, Sierra del Alto Río Seco, Sierras Subandinas, Provincia de Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina.* 60(4): 696-713.

di Pasquo M.M., (2007). Asociaciones palinológicas presentes en las formaciones Los Monos (Devónico) e Itacua (Carbonífero inferior) en el perfil de Balapuca, sur de Bolivia (Parte 2). Formación Itacua e interpretación estratigráfica y cronología de las formaciones Los Monos e Itacua. *Revista Geológica de Chile*. (34): 163-198.

Disalvo A. & Villar H.J., (1999). Los sistemas petrolíferos del área oriental de la cuenca paleozoica noroeste, Argentina. *IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina.* (1): 83-100.

Dias Nicolaidis D. & Coimbra J.C., (2008). Perissocytheridea carrenoae sp. nov. (Crustacea, Ostracoda) and associated calcareous microfauna from Yecua Formation (Miocene), Bolivia. *Revista Brasilera de Paleontología.* (3): 179–186.

Díaz-Martínez E., (1996). Síntesis estratigráfica y geodinámica del Carbonífero de Bolivia. *XII Congreso Geológico de Bolivia, Tarija, Bolivia*. (1): 355-367.

Díaz-Martínez E. & Grahn Y., (2007). Early Silurian glaciation along the western margin of Gondwana (Peru, Bolivia And northern Argentina): Palaeogeographic and geodynamic setting. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* (245): 62–81.

Echavarría L., Hernández R., Allmendinger R. & Reynolds J., (2003). Subandean thrust and fold belt of northwestern Argentina: Geometry and timing of the Andean evolution. *AAPG Bulletin.* (87): 965–985.

Engelder T., (2012). Investigating the coupling between tectonics, climate, and sedimentary basin development. *Ph.D. Thesis, University of Arizona, United States.*

Flemings P.B. & Jordan T.E., (1989). A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *Journal of Geophysical Research*. (94): 3851-3866.

Fuertes A., (1971). Presencia de los términos superiores del Grupo Salta (F. Santa Bárbara) al norte de la dorsal de Michicola. *Informe interno (inédito) YPF, Buenos Aires, Argentina.*

Garzione C.N., Molnar P., Libarkin J.C. & Macfadden B.C., (2006). Rapid Late Miocene rise of the bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*. (241): 543-556.

Gayet M. & Meunier F.J., (1991). Premiére découverte de gymnotiformes fossiles (Pisces, Ostariophysi) dans le Miocene Superieur se Bolivie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. 2 (313): 471–476.

Gebhard J.A., Gíudici A.R. & Oliver Gascón J., (1974). Geología de la comarca entre el Río Juramento y Arroyo Las Tortugas, Provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina.* 19 (3): 359-375.

Gómez Omil R., Boll A. & Hernández R., (1989). Cuenca Cretácico-Terciaria del noroeste argentino (Grupo Salta). *En Chebli G. & Spalletti L. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica (UNT), S.M. de Tucumán, Argentina.* (6):43-64.

Gubbels T.L., Isacks B.L. & Farrar E., (1993). High-level surface, plateau uplift, and foreland development, bolivian Central Andes. *Geology*. (21): 695-698.

Gutiérrez F. & Marshall L.G., (1994). Los primeros huesos de dinosaurios de Bolivia, Formación Cajones (Maastrichtiano) cerca a Santa Cruz de la Sierra. *Revista Técnica de YPFB*. 15 (1-2): 131-139.

Harrington G.L., (1922). North end Aguaragüe range from Camatindi to Cuevo Quebrada. *Informe interno Standard Oil Company Bolivia, Santa Cruz, Bolivia*. (15).

Harrington G.L., (1924). Location report Buena Vista N° 1. *Informe interno Standard Oil Company Bolivia, Santa Cruz, Bolivia*. (25).

Hayes A.G., (1925). Geological reporto and the oil possibilities of the western part of concession "Lagunillas" from Choreti-Mi to Itacua. *Informe interno Standard Oil Company Bolivia, Santa Cruz, Bolivia*. (36).

Heald K.C. & Mather K.F., (1922). Reconnaissance of the eastern Andes between Cochabamba and Santa Cruz, Bolivia. *Bullitin of the Geological Society of America.* (33): 553-570.

Hérail G., Oller J., Baby P., Bonhomme M.G. & Soler P., (1996). Strike-slip faulting, thrusting and related basins in Cenozoic evolution of the southern branch of the Bolivian Orocline. *Tectonophysics*. (259): 201-212.

Heredia J., Marquillas R. & del Papa C., (2011). El Conglomerado Galarza y la Serie Abigarrada (¿Oligoceno Superior - Mioceno Inferior?) En el noreste de la provincia de Salta, Argentina. *XVIII Congreso Geológico Argentino, CD Trabajos, Neuquén, Argentina.*

Hernández R.M. & Echavarría L., (2009). Faja plegada y corrida subandina del noroeste argentino: Estratigrafía,

geometría y cronología de la deformación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. (65): 68 – 80.

Hernández R.M., Reynolds J. & Di Salvo A., (1996). Análisis tectosedimentario y ubicación geocronológica del Grupo Orán en el Río Iruya. *Boletín de informaciones petroleras, Tercera época, Buenas Aires, Argentina.* (45): 80-93.

Hernández R. M., Galli C.I. & Reynolds J., (1999). Estratigrafía del Terciario en el noroeste argentino. *En Gonzalez Bonorino G., Omarini R., Viramonte J. (Eds.): Geología del noroeste argentino. XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Argentina.* (1): 316-328.

Hernández R., Jordan T., Dalenz Farjat A., Echavarría L., Idelman B. & Reynolds J., (2002a). Edades, distribución, controles tectónicos y eustáticos de las ingresiones marinas Paranaense y Caribeana en el sur de Bolivia y Argentina. *V Congreso Latinoamericano de Paleontología. Santa Cruz de la Sierra, Bolivia.*

Hernández R.M., Echavarria L., Allmendinger R., Reynolds J. & Jordan T., (2002b). La faja plegada y corrida subandina del noroeste argentino: Secuencias precrecimiento y crecimiento, geometría estructural y tiempo de evolución de los Andes. *V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, CD Trabajos, Mar del Plata, Argentina.*

Hernández R.M., Jordan T.E., Dalenz Farjat A., Echavarría L., Idleman B.D. & Reynolds J.H., (2005). Age, distribution, tectonics, and eustatic controls of the Paranaense and Caribbean marine transgressions in southern Bolivia and Argentina. *Journal of South American Earth Sciences.* (19): 495-512.

Horton B.K. & DeCelles P.G., (2001). Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the Central Andes, southern Bolivia: Implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin Research*. (13): 43-63.

Hulka C., (2005). Sedimentary and tectonic evolution of the Cenozoic Chaco Foreland Basin, southern Bolivia. *PhD Thesis, Freie Universität Berlin, Deutschland.*

Hulka C., Gräfe K.-U., Sames B., Ubas C., & Heubeck C., (2006). Depositional setting of the middle to late Miocene Yecua Formation of the Chaco Foreland Basin, southern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*. (21): 135-150.

Jiménez Miranda F. & López Murillo R., (1973). Estratigrafía de algunas secciones del Subandino Sur y Centro. *Informe interno de YPFB, Santa Cruz, Bolivia.*

Jordan T.E., (1981). Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin.* (65): 2506-2520.

Jordan T.E. & Alonso R., (1987). Cenozoic stratigraphy and basins tectonics of the Andes mountains, 20°-28° south latitude. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin.* (71): 49-74.

Kay S.M. & Coira B.L., (2009). Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano–Puna plateau. *Geological Society of America Memoir*. (204): 229–259.

Kley J., (1996). Transition from basement-involved to thinskinned thrusting in the Cordillera Oriental of southern Bolivia. *Tectonics*. (15): 763-775.

Kley J., Gangui A.H. & Krüger D., (1996). Basement-involved blind thrusting in the eastern Cordillera Oriental, southern Bolivia: evidence from cross-sectional balancing, gravimetric and magnetotelluric data. *Tectonophysics.* (259): 171–184.

López Gamundi O.R., (1986). Sedimentología de la Formación Tarija, Carbonífero de la sierra de Aguaragüe, provincia de Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina.* (41): 334-355.

López-Murillo R., (1975). Informe estratigráfico de los ríos Alto Moile, Alto Eterazama, Ichoa, Alto Beni y Tequeje. *Informe interno YPFB, Santa Cruz, Bolivia.* (GXG-2600): 95.

López-Pugliessi J.M., (1971). El Mesozoico Subandino al sur de Santa Cruz. *Informe interno YPFB, Santa Cruz, Bolivia.* (GXG-1674).

Marshall L.G. & Sempere T., (1991). The Eocene to Pleistocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context: A review. *In Suarez-Soruco R. (Ed.): Fosiles y facies de Bolivia: Vertebrados. Revista Técnica de YPFB, Santa Cruz, Bolivia.* (12): 631-652.

Marshall L.G., Sempere T. & Gayet M., (1993). The Petaca (upper Oligocene–middle Miocene) and Yecua (upper Miocene) Formations of the Subandean–Chaco Basin, Bolivia, and their tectonic significance. *Documents des Laboratoires de Géologie, Lyon, France*. (125): 291-301.

Mather K. F., (1922). Front ranges of the Andes between Santa Cruz and Embarcación. *Bulletin Geological Society Of America*. (33): 703-764.

Mauri E.T., (1944). Estudio geológico de la zona comprendida entre el río Los Gallos y el Río del Valle, al este de la sierra de Centinela, en el departamento de Anta, provincia de Salta. *Informe interno (inédito) YPF, Buenos Aires, Argentina.*

Mcquarrie, N., Horton, B.K., Zandt, G., Beck, S. Y Decelles, P.G., 2005. Lithospheric Evolution Of The Andean Fold–Thrust Belt, Bolivia, And The Origin Of The Central Andean Plateau. Tectonophysics 399: 15–37.

Mingramm J.M & Russo A., (1972). Sierras Subandinas y Chaco Salteño. *En Leanza H.A. (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional De Ciencias, Córdoba, Argentina.* (1): 185-211.

Mingramm A., Russo A., Pozzo A. & Cazau L., (1979). Sierras Subandinas. *En Turner (Ed.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional De Ciencias, Córdoba, Argentina.* (1): 95-138.

Moreno J. A., (1970). Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. *Revista de la Asociación Geológica Argentina.* (24): 9-44.

Moretti I., Baby P., Mendez E. & Zubieta D., (1996). Hydrocarbon generation in relation to thrusting in the Subandean zone from 18° to 22° S, South Bolivia. *Petroleum Geoscience*. (2): 17-28.

Mosquera A., (1999). Evolución temporal de la deformación en las Sierras Subandinas Orientales. *IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (IAPG), Mar del Plata, Argentina.* (1): 563-578.

Mugnier J.L., Becel D. & Granjeon D., (2006). Active tectonics in the Subandean belt inferred from the morphology of the Rio Pilcomayo (Bolivia). *In Willett S.D., Hovius N., Brandon M.T., & Fisher D., (Eds.): Tectonics, climate, and landscape evolution. Geological Society of America, Special Paper, Penrose Conference Series.* (398): 353-369.

Oller J., (1986). Consideraciones generales sobre la geología y estratigrafía de la faja subandina norte. *MSc Tesis, Universidad Mayor de San Andres, La Paz, Bolivia.*

Padula E.L., (1956). Distrito sur de exploraciones. *En Mauri E.T. (Ed.): Yacimientos de petróleo y gas de Bolivia. XX Congreso Geológico Internacional, México. Simposium sobre yacimientos de*

petróleo y gas, America del Sur y Antillas. (T4): 23-38.

Padula E.L. & Reyes F.C., (1958). Contribución al léxico estratigráfico de las Sierras Subandinas, Bolivia. *Informe interno YPFB, Santa Cruz, Bolivia.* 1(1): 9-70.

Padula E.L., & Reyes F.C., (1960). Léxico sedimentológico de las Sierras Subandinas. *Informe interno YPFB, La Paz, Bolivia*. 1 (9): xx-xx.

Pfiffner O.A., Schlunegger F. & Buiter S., (2002). The Swiss Alps and their peripheral foreland basin: Stratigraphic response to the deep crustal processes. *Tectonics.* 21 (6): 4-1–4-3.

Pinto I.D & Sanguinetti Y.T., (1987). Lower Cretaceous ostracodes from Bolivia. *X Congreso Brasileiro de Paleontología, Río de Janeiro, Brasil.* (2): 761-781.

Poiré D.G, Tineo D.E, González-Rigas G., Bona P., Toledo N., Reguero M., Scarano A., Vergani G.D & Pérez L.M., (2013). Hallazgos de vertebrados continentales de la Formación Petaca (Oligoceno tardío), Cuenca del Chaco, Bolivia. *Reunión de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina, Resúmenes Ameghiniana.* 50 (6): R65

Poiré D.G., de los Reyes M., Tineo D.E., Bona P., Pérez L.M., Vergani G.D., González G. & Reguero M., (2015). La Angostura: Una nueva localidad fosilífera de vertebrados para la Formación Tariquía (Neógeno) en el subandino de Bolivia. *XXIX Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Diamante, Entre Ríos, Argentina.* (1): 67-68.

Poiré D.G., Tineo D.E., de los Reyes M., Reynaldi J.M., González G.S., Iturralde Torrico J. & Vergani G.D., (2016). Consideraciones paleoambientales, paleofaunísticas y paleoclimáticas de la Formación Tariquía (Mioceno superior), subandino boliviano. *XXII Congreso Geológico Boliviano, CD Trabajos, Santa Cruz de La Sierra, Bolivia.*

Ramos V., (1986). El diastrofismo Oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el Noroeste Argentino. *Revista Instituto Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy, Jujuy, Argentina.* (6): 13–28.

Ramos V., (1988). Late Paleozoic–early Paleozoic of South America, a collisional history. *Episodes*. (2): 168–173

Ramos V.A., (1999a). Las provincias geológicas del territorio argentino. En Caminos R. (Ed): Geología Argentina. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, Argentina*. 29 (22): 41-96.

Ramos V.A., (1999b). Los depósitos sinorogénicos Terciarios de la región andina. En Caminos R. (Ed): Geología Argentina. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, Argentina*. 29 (22): 651-682.

Ramos V.A. & Alonso R.N., (1995). El mar Paranaense en la provincia de Jujuy. *Revista del Instituto de Geología y Minería, Jujuy, Argentina.* (10): 73-82.

Ramos V.A. & Folguera A., (2009). Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society of London, Special Publications.* (327): 31-54.

Reguero M., Bona P., Perez L.M., Tineo D.E., Vergani G.D.,. González G & Poiré D.G., (2015). Un nuevo Hegetotheriidae (Mammalia, Notoungulata) del Oligoceno de Santa Cruz de La Sierra, centro de Bolivia. *XXIX Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Diamante, Entre Ríos, Argentina.* (1): 69-70.

Requena E., (1981). Secciones estratigráficas de las serranías de Charagua y Candado. *Informe interno YPFB, Santa Cruz, Bolivia*.

Requena E., Fernández G. & Guerra H., (1989). Geología de Anticlinales Ojo de Agua - La Ceiba, serranía de Aguaragüe. *Informe interno (inédito) YPFB, Santa Cruz, Bolivia*. (1): 26.

Rocha E., (2013). Estilos estructurales del Subandino Sur de Bolivia. *Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires (UBA), Buenos Aires, Argentina.*

Rocha Campos A., Carvalho R. & Amos J., (1977). A Carboniferous (Gondwana) fauna from Subandean, Bolivia. *Revista Brasileira de Geociencias*. 7 (4): 287-303.

Roeder D.H., (1988). Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia). *Tectonics.* 7(1): 23-40.

Rolleri E.O., (1976). Sistema de Santa Bárbara. *VI Congreso Geológico Argentino, Bahía Blanca, Argentina.* (1): 240-255.

Russo A., (1954). Levantamiento geológico en los departamentos de Orán, Iruya y Santa Victoria (Provincia de Salta) y Humahuaca (Provincia de Jujuy). *Informe interno (inédito) YPF, Buenos Aires, Argentina.*

Russo A., (1975). Estratigrafía del Terciario en el noroeste argentino. *Informe interno (inédito) YPF, Buenos Aires, Argentina.*

Russo A. & Serraiotto A., (1979). Contribución al conocimiento de la estratigrafía Terciaria en el noroeste argentino. *VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Argentina.* (1): 731-748.

Russo A., Ferello R., & Chebli G., (1979). Llanura Chaco Pampeana. *En Turner (Ed): Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina*. (1): 139-183.

Salfity J., (1982). Evolucjon paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico - Eogénico), Argentina. *Quinto Congreso Latinoamericano·de Geologia, Argentina.* Actas (1): 11-26.

Salfity J., Azcuy C.L., López Gamundi O., Valencio D.A., Vilas J., Cuerda A. & Laffitte G., (1987). Cuenca de Tarija. *En Archangelsky S. (Ed.): El sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina.* 15-37.

Schlagintweit O., (1937). Observaciones estratigráficas del norte argentino. *Boletín de Informaciones Petroleras, Buenos Aires, Argentina*. 14 (156): 1-49.

Schmitz M. & Kley J., (1997). The geometry of the Central Andean backarc crust: Joint interpretation of cross-section balancing and seismic refraction data. *Journal of South American Earth Sciences*. (10): 99-110.

Schulz A., Santiago M., Hernández R., Galli C., Alvarez L. & del Papa C., (1999). Modelo estratigráfico del Carbónico en el sector sur de la Cuenca de Tarija. *IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina*. (1): 695-704.

Sempere T., (1995). Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. *In Tankard A., Suarez S., & Welsink H. (Eds.): Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists Memoir.* (62): 207-230.

Sempere, T. (2000) Sediment Accumulation On Top Of The Andean Orogenic Wedge; Oligocene To Late Miocene Basins Of The Eastern Cordillera, Southern Bolivia; Discussion And Reply. Geol. Soc. Am. Bull., 112,1752^1759

Sempere T., Hérail G., Oller J. & Bonhomme M.G., (1990). Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology.* (18): 946-949.

Sempere T., Aguilera E., Doubinger J., Janvier P., Lobo J., Oller J. & Wenz S., (1992). La Formation de Vitiacua (Permien Moyen À Supérieur-Trias? Inférieur, Bolivie du sud): Stratigraphie, palynologie et paléontologie. *Neues*

Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen. (185): 239-253.

Sheffels B., (1988). Structural constraints on crustal shortening in the Bolivian Andes. *PhD Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Boston, United States.*

Sigal, (1968). Tertiary s.s. *Informe interno (inédito) YPFB, Santa Cruz, Bolivia.*

Sinclair H.D., (1997). Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin*. (109): 324-346.

Sinclair H.D. & Allen P.A., (1992). Verticalvs horizontal motions in the alpine orogenic wedge: Stratigraphic response in the foreland basin. *Basin Research*. (4): 215-232.

Starck D., (1995). Silurian–Jurassic stratigraphy and basin evolution of northwestern Argentina. *In Tankard A.J., Suarez Soruco R., & Welsink H.J. (Eds.): Petroleum Basins Of South America. AAPG Memoir*. (62): 251-268.

Starck D., (2011). Cuenca Cretácica-Paleogena del noroeste argentino. *VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio de Cuencas Argentinas: Visión Actual (IAPG), Mar del Plata, Argentina.* (1): 407-453.

Starck D. & Schulz A., (1996). La configuración estructural del límite Cordillera Oriental – Sierras Subandinas en el extremo norte de la República Argentina. *XII Congreso Geológico de Bolivia, Tarija, Bolivia.* (1): 221-229.

Starck D. & A. Schulz A., (1997). La configuración estructural del límite entre Cordillera Oriental y Sierras Subandinas en el extremo norte de la República Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera época, Buenos Aires, Argentina*. (52): 39-46.

Starck D. & Del Papa C., (2006). The northwestern Argentina Tarija Basin: Stratigraphy, depositional systems, and controlling factors in a glaciated basin. *Journal of South American Earth Sciences.* (22): 169-184.

Starck D., Gallardo E. & Schulz A., (1992). La Cuenca de Tarija: Estratigrafía de la porción Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras, Buenos Aires, Argentina*. 14 (30): 2-14.

Starck D., Gallardo E. & Schulz A., (1993a). Neopaleozoic stratigraphy of the Sierras Subandinas and Cordillera Oriental, Argentina. With comments on the southern borders of the Tarija Basin. *XII International Congress on Carboniferous-Permian, Buenos Aires, Argentina*. (2): 353-372.

Starck D., Gallardo E. & Schulz A., (1993b). The pre-Carboniferous unconformity in the argentine portion of the Tarija Basin. *XII International Congress on Carboniferous-Permian, Buenos Aires, Argentina.* (2): 373-384.

Starck D., Constantini L. & Schulz A., (2002). Análisis de algunos aspectos geométricos y evolutivos de las estructuras de la faja plegada subandina del norte de Argentina y el sur de Bolivia. *V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (IAPG), Trabajos Técnicos, Mar Del Plata, Argentina.*

Stebinger E., (1920). Reporto in oil geology of the región between Cochabamba and Samaipata, States Cochabamba and Santa Cruz, Bolivia. *Informe interno Standard Oil Company Bolivia*. (YPFB-GXG-82).

Suárez Riglos M., 2002. Fauna marina de la Formación Yecua en La Angostura, Santa Cruz de la Sierra, Bolivia. *V Congreso Latinoamericano de Paleontología, Santa Cruz, Bolivia.*

Suárez Soruco R., (2000). Sierras Subandinas. *En Suarez Soruco (Ed.): Compendio de Geología Boliviana.* 18 (1-2): 77-100.

Suayter L., (1983). Sismicidad y tectónica de los Andes del norte argentino. *Tesis Doctoral (inédita), Universidad Nacional de Tucumán (UNT), S.M. de Tucumán, Argentina.*

Tankard A.J., (1986). On the depositional response to thrusting and lithospheric flexure: Examples From the Appalachian and Rocky Mountain Basins. *In Allen P. & Homewood P.(Eds.): Foreland Basins. Special Publications, International Association of Sedimentologists.* (8): 369-392.

Tineo D.E., Bona P., Pérez L.M., Vergani G.D., González G., Poiré D.G., Gasparini Z.N. & Legarreta P., (2015). Palaeoenvironmental implications of the giant crocodylian Mourasuchus (Alligatoridae, Caimaninae) in the Yecua Formation (late Miocene) of Bolivia. *Alcheringa.* (39): 224-235.

Tröeng B., Claure H., Olivera L., Ballon R. & Walser G., (1993). Thematic maps of the mineral resources of Bolivia. *Hojas Tarija y Villazón, Servicio Geológico de Bolivia, La Paz, Bolivia.*

Uba C.E., Heubeck C. & Hulka C., (2005). Facies analysis and basin architecture of the Neogene Subandean synorogenic wedge, southern Bolivia. *Sedimentary Geology.* (180): 91-123.

Uba C.E., Heubeck C. & Hulka C., (2006). Evolution of the late Cenozoic Chaco Foreland Basin, southern Bolivia. *Basin Research*. (18): 145-170.

Uba C.E., Strecker M.R. & Schmitt A.K., (2007). Increased sediment accumulation rates and climatic forcing in the Central Andes during the late Miocene. *Geology.* (35): 979-982.

Uba C.E, Kley J., Strecker M.R. & Schmitt A.K., (2009a). Unsteady evolution of the bolivian Subandean thrust belt: The role of enhanced erosion and clastic wedge progradation. *Earth and Planetary Science Letters*. (281): 134-146.

Uba C.E, Hasler C.A., Buatois L.A., Schmitt A.K. & Plessen B., (2009b). Isotopic, paleontologic, and ichnologic evidence for late Miocene pulses of marine incursions in the Central Andes. *Geology*. (37): 827-830.

Vergani G.D., Gonzáles G., Poiré D.G. & Tineo D.E., (2012). Análisis sedimentológico y estratigráfico a partir de la integración de datos de superficie y subsuelo en reservorios gasíferos de la Formación Petaca (Oligoceno-Mioceno), Campo Tajibo, Bolivia. *XVI Congreso Peruano de Geología & SEG 2012 Conference, Lima, Perú.*

Vistalli M. C., (1999). Cuenca Siluro-Devónica. *En Gonzalez Bonorino G., Omarini R., Viramonte J. (Eds.): Geología del Noroeste Argentino. XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Argentina*. (1): 168-184.

White K.D., (1923). Detailed reconnaissance of the Candado Range and the Tarija Valley between the Pescado River and the mouth of the Itau River with suplementary data on the San Telmo Range, SE Bolivia and NO Argentina. *Informe interno Sandard Oil Company Bolivia, Santa Cruz, Bolivia.* (16).

White K.D., (1924). Location report Sanandita dome. *Informe interno Sandard Oil Company Bolivia, Santa Cruz, Bolivia.* (32).

White K. D., (1925). Bolivian stratigraphy south of the Río Grande. *Informe interno Sandard Oil Company Bolivia, Santa Cruz, Bolivia.*

Zunino J., (1944). La estructura de la sierra de Aguaragüe desde el paralelo 22° hasta la estación de Cornejo Ballivián. *Informe interno (inédito) YPF, Buenos Aires, Argentina.*

CAPÍTULO 4

FACIES SEDIMENTARIAS

Una facies sedimentaria es un cuerpo de roca con características específicas, que implican la suma de aspectos litológicos y paleontológicos que la distinguen (Gressly, 1838). Idealmente, una facies debería ser una roca distintiva que se formó bajo ciertas condiciones de sedimentación, que reflejan un proceso sedimentario particular (Reading & Levell, 1996). La definición de una facies debe ser totalmente objetiva, y basarse fundamentalmente en los datos observacionales descriptivos obtenidos en el campo. La selección de las características para definir las facies, de una evaluación personal subjetiva, está condicionada por el objetivo de la investigación, tiempo disponible, tipo de afloramiento y las características de las rocas.

Para realizar una correcta interpretación de los procesos sedimentarios que dieron lugar a cada una de las facies sedimentarias descriptas, es necesario combinar las observaciones realizadas con información comparativa de análogos bien documentados de otras unidades estratigráficas, y particularmente de estudios realizados en ambientes sedimentarios modernos (Middleton, 1978; Walker, 2006). A partir de estas comparaciones, es posible utilizar el término facies en un sentido genético, basado en los productos obtenidos de un proceso por el cual se cree que se ha formado una roca con características litológicas, estructuras mecánicas y orgánicas, y composiciones particulares.

En este sentido, de los perfiles y datos relevados en los trabajos de campo se definieron, describieron y analizaron en detalle un total de 30 facies sedimentarias, en función de su litología, textura, composición, estructuras sedimentarias (mecánicas y orgánicas) y contenido paleontológico. La primera diferenciación permitió identificar que la mayoría de las rocas sedimentarias involucradas presentan únicamente componentes detríticos terrígenos y en menor medida, pero no menos llamativas, la presencia de rocas con predominio o participación de componentes carbonáticos (intracuencales). Por tal motivo, las facies fueron agrupadas dentro de "**facies silicoclásticas**" y "**facies mixtas**" (Tabla 4.1). Las rocas silicoclásticas fueron diferenciadas granulométricamente en: conglomerados (con clastos mayores a 2 mm, que superen el 30% de la totalidad de la roca), areniscas sabulíticas (con clastos de 2 - 4 mm, que representen de 5 al 30% de la totalidad de la roca), areniscas (con clastos de 0,062 – 2 mm, que sobrepasen el 90% de la totalidad de la roca), heterolíticas (caracterizadas por la alternancia de niveles arenosos y pelíticos en distintos porcentajes), limolitas (con clastos de 0,062 – 0,0039 mm que representen más del

Facies Sedimentarias

Tabla 4.1

Código de Facies

	Textura		Estructura y/o característica	Código	Interpretación
Facies Silicoclásticas	Facies Psefíticas	Conglomerados	masiva	Gm	Flujos de detritos o corrientes de alta densidad.
	Facies Psamíticas	Areniscas Sabulíticas	masiva	SGm	Flujos de detritos o de granos híper-concentrados.
			gradación normal	SGg	Flujo de granos diluidos y turbulentos.
			gradación inversa	SGi	Flujo de granos híper-concentrados de alta resistencia.
			laminación horizontal	SGh	Depósitos de capa plana subcríticos a supercrítico.
		Areniscas	masiva	Sm	Flujos gravitatorio hiperpicnales o flujos diluidos traccionales y turbulentos, sin estructura interna primaria.
			estratificación entrecruzada planar	Sp	Migración y acreción frontal de megaóndulas 2D de crestas rectas.
			estratificación entrecruzada tangencial	Stn	Migración y acreción lateral de megaóndulas 2D de crestas rectas.
			estratificación entrecruzada sigmoidal	Ss	Migración y acreción lateral de megaóndulas 3D de crestas sinuosas.
			estratificación entrecruzada en artesas	St	Migración y acreción frontal de megaóndulas 3D de crestas sinuosas a linguoides.
			estratificación horizontal	Sh	Depósitos de capa plana crítico a supercrítico.
			estratificación entrecruzada de bajo ángulo	Sl	Depósitos de capa plana supercrítico a antiduna.
			laminación ondulítica	Sr-Sw	Óndulas 2D bajo régimen de flujo.
			óndulas simétricas	Sw	Óndulas 2D corrientes oscilatorias.
			óndulas asimétricas	Sr	Óndulas 2D corrientes unidireccionales a combinadas de flujo.
			óndulas de interferencias o *"ladderback ripple"*	Sri	Óndulas 2D corrientes combinadas de flujo.
			laminación ondulítica escalonada o *"climbing-ripple"*	Src	Crecimiento y migración simultaneo de óndulas 2D y 3D.
	Facies Heterolíticas	Heterolítica *Flaser*	*flaser* simple	Htaa	Alternancia de procesos tractivos y de decantación. Predominio de corrientes tractivas.
			flaser - wavy	Hta	Alternancia de procesos tractivos y de decantación.
		Heterolítica *Wavy*	*wavy*	Ht	Alternancia de procesos tractivos y de decantación. Corrientes orbitales.
		Heterolítica Lenticular	lentes conectados	Htp	Alternancia de procesos de decantación por sobre los tractivos.
			lentes simples	Htpp	Alternancia de procesos de decantación por sobre los tractivos. Predominio de decantación.
	Facies Pelíticas	Limolitas	masiva	Lm	Decantación por suspensión.
			laminación horizontal	Ll	Decantación por suspensión y/o por débiles corrientes tractivas.
		Fangolitas	masiva	Fm	Decantación por suspensión de flujos hipopicnales.
			laminación horizontal	Fl	Decantación por suspensión y/o por débiles corrientes tractivas.
Facies Mixtas		Areniscas Mixtas	laminación ondulítica y horizontal, con bivalvos	SMSbv	Flujos diluidos tractivos, con concentración bioclastos de bivalvos por corrientes unidireccionales y oscilatorias.
			laminación ondulítica, con ooides	SMSod	Alternancia de procesos biogénicos (*biofilms*) y flujos tractivos subácueos (oleaje).
			masiva, con abundantes bioclastos	CMS	retrabajo y concentración de bioclastos por flujos tractivos turbulentos.
			masiva con matriz fangosa carbonática	CMmS	Combinación de procesos tractivos y de decantación con precipitación de carbonatos.
Facies Volcaniclástica		Toba	areniscas y pelitas tobáceas	T	Depósitos distales de caídas o lluvia de tefras retrabajadas.
Facies Químicas		Sin textura depositacional	Calcretes	Calc	Precipitación de cemento calcáreo por cambios del nivel freático.

80% de la totalidad de la roca), y fangolitas (con clastos menores a 0,0039 mm que superen el 20% de la totalidad de la roca) (Tabla 4.1).

Por otra parte, las rocas mixtas fueron clasificadas teniendo en cuenta el volumen porcentual de 4 componentes puros, constituidos por sedimentos de granulometrías menores a gravas finas (<8 mm): areniscas silicoclásticas (con clastos terrígenos de 0,062 – 2 mm), arenas y gravas finas carbonáticas (con clastos carbonáticos mayormente aloquímicos de 0,062 - 8mm), fango micrítico (con material carbonático de tamaño de grano menor a 0,062mm), y fango silicoclástico (material silicoclástico de diámetro menor a 0,062mm usualmente compuesto de una mezcla de fango y limo terrígeno en variables proporciones) (Álvarez-Trentini & Schwarz, 2016).

Partiendo de estos conceptos y clasificaciones, se realizó un análisis composicional y textural de las rocas mixtas y silicoclásticas a partir del estudio petrográfico de secciones delgadas. De esta manera se obtuvieron modas granulométricas, características texturales y composicionales de las distintas facies sedimentarias, pudiendo así diferenciarlas cualitativamente y semi-cuantitativamente (ver Capítulo 5).

Para la clasificación y nomenclatura anteriormente mencionada, se utilizó un "código de facies", basado en el sistema clásico propuesto por Miall (1977, 1978), al cual se le realizaron algunas modificaciones debido a la variabilidad de facies reconocidas para el presente caso de estudio. En líneas generales el código de facies presenta una o dos letras mayúsculas que representan a la litología, y una o más letras minúsculas que hacen referencia a las estructuras sedimentarias mecánicas, estructuras sedimentarias orgánicas y contenido fosilífero (Tabla 4.1).

4.1- FACIES SILICOCLÁSTICAS

4.1.1- CONGLOMERADOS

4.1.1.1- *Conglomerados masivos (Gm)*

Esta facies está caracterizada por ortoconglomerados polimícticos (Limarino *et al.*, 1996) matriz soportados de coloraciones blanco-verdosa, carentes de estructura sedimentaria primaria mecánica, donde las granulometrías van de gravas finas a medianas. La matriz es de naturaleza arenosa, donde se hallan inmersos clastos de tamaño guija a guijarro (de 4 – 50 mm) con composición cuarzo-lítica. Conforman cuerpos de geometría lenticular de pequeña escala, de bases levemente erosivas con espesores que no superan el metro (Figura 4.1.A-B).

Esta facies solo se encuentra entre los niveles basales de la Formación Tranquitas en el perfil SP2.

Interpretación

Se la interpreta como depósitos originados por flujos gravitatorios subácueos turbulentos y concentrados, sujetos a flujos de detritos o flujo de corrientes con una viscosidad y densidad de sedimentos relativamente alta (Miall, 1978, 2006). Este tipo de depósitos suelen ser relacionados a eventos de alta energía, de poca profundidad y con una importante carga de fondo, que generan la depositación repentina de sedimentos ocupando en forma pasiva la topografía fluvial preexistente asumiendo una forma canalizada (Miall, 1978, 2006; Ramos & Sopeña, 1983).

4.1.2- ARENISCAS SABULÍTICAS

4.1.2.1- *Areniscas sabulíticas masivas (SGm)*

Esta facies está caracterizada por areniscas de tamaño de grano mediano a grueso y en menor proporción por sábulos (2 – 4 mm), con estructura interna masiva. Se encuentran bien seleccionadas, clasto sostén, con clastos subangulosos a redondeados, presentando coloraciones blanquecinas, amarillentas y rojizas (Figura 4.1.C). A nivel macroscópico el componente predominante es el cuarzo, y en cantidades menores feldespatos y micas. Se disponen en cuerpos de espesor y proporciones variables, formando cuerpos tabulares de poco espesor (10 – 30 cm), y cuerpos canalizados con espesores de 0,7 – 1,2 metros, donde forman parte de litosomas amalgamados de mayores dimensiones.

Interpretación

Esta facies es interpretada como la desaceleración de flujos gravitacionales, ya sean flujos de detritos o flujos de granos hiper-concentrados (Cronin *et al.*, 1997; Hornung *et al.*, 2007) donde los componentes más gruesos son transportados por flotabilidad (Miall 1978, 1996). Los cuerpos de geometría canaliformes se atribuyen a rellenos de canales, seguramente originados por la migración de formas de lecho (Collinson, 1970) que posteriormente perdieron su estructura interna original por deshidratación (Miall, 2006).

4.1.2.2- *Areniscas sabulíticas con gradación normal (SGg)*

Esta facies está integrada por areniscas de tamaño de grano mediano a grueso y en menor medida por clastos de tamaño sábulo (2 – 4 mm), que se caracterizan por una gradación interna normal, en *sets* de 5 – 15 cm de espesor. Se encuentran bien seleccionadas, clasto sostén, con clastos subangulosos a redondeados, presentando tonalidades que van desde blanquecinas a amarillentas. La composición predominante es cuarzosa, y en cantidades menores feldespatos y micas. Esta facies conforma cuerpos tabulares con espesores de 20 – 40 cm.



A. Conglomerado masivo (*Gm*) - perfil SP2



B. Conglomerado masivo (*Gm*) - perfil SP2



C. Arenisca sabulítica masiva (*SGm*) - perfil QVC-B



D. Arenisca sabulítica con gradación inversa (*SGi*), con clastos de líticos y cuarzo - perfil QVC-B



E. Arenisca sabulítica con laminación horizontal (*SGh*), las flechas indican planos de laminación - perfil QVC-B

Interpretación

Se las interpreta como depósitos originados por flujos de granos, diluidos y turbulentos, que preservan su forma y distribución una vez que el flujo detiene su movimiento hacia adelante como el resultado del aumento de la fricción interna por pérdida de agua (Miall, 1978, 2006; Collinson & Thompson, 1989, Collinson *et al.*, 2006). Los clastos muestran una disminución del tamaño de grano hacia arriba como resultado de una clasificación interna, donde los clastos gruesos son transportados por tracción y/o saltación conformando la base del conjunto como carga de lecho, mientras que los de menor tamaño son transportados en suspensión sedimentándose gradualmente (Miall, 2006).

4.1.2.3- *Areniscas sabulíticas con gradación inversa (SGi)*

Esta facies está integrada por areniscas de tamaño de grano mediano a grueso y en menor medida por clastos de tamaño sábulo (2 – 4 mm), que se caracterizan por presentar internamente una gradación inversa, en sets de 5 – 20 cm de espesor (Figura 4.1.D). Se encuentran bien seleccionadas, con textura clasto sostén, con clastos subangulosos a redondeados, presentando tonalidades que van desde blanquecinas a amarillentas. El componente predominante es el cuarzo, y en cantidades menores feldespatos y micas. Las capas se agrupan en cuerpos tabulares de poco espesor (40 – 120 cm).

Interpretación

Se las interpreta como depósitos de flujos de granos hiper-concentrados de alta resistencia, o como un flujo de baja resistencia con una carga de lecho inercial transportada por un flujo laminar a turbulento (Miall, 1978, 2006). La gradación inversa es el resultado de un gradiente vertical de presión dispersiva que provoca el desplazamiento de los clastos de mayor tamaño hacia la parte superior (Sohn, 1997; Collinson *et al.*, 2006; Cartigny *et al.*, 2014).

4.1.2.4- *Areniscas sabulíticas con estratificación horizontal (SGh)*

Esta facies está integrada por areniscas de tamaño de grano mediano a grueso y en menor medida por clastos dispersos de tamaño sábulo (2 – 4 mm) con laminación horizontal. Presenta una textura clasto sostén, bien seleccionada, con tonalidades blanco-amarillentas a verdosas (Figura 4.1.E). A nivel macroscópico el componente predominante es el cuarzo, y en menor proporción feldespatos y micas.

Conforma cuerpos tabulares de bases y techos planos, con espesores comprendidos entre 5 - 30 cm. En oportunidades estas facies se encuentran relacionada con la facies de areniscas con laminación horizontal (*Sh* – ver a continuación), con las que conforman una aparente gradación normal.

Interpretación

Se las interpreta como depósitos de capa plana de alto régimen de flujo, más precisamente de flujos supercríticos (Miall, 2006; Collinson *et al.*, 2006). Es el resultado de una disminución en la profundidad de la columna de agua, en la que se produce un aumento de la velocidad del flujo transportando los clastos de tamaño arena. Los clastos de sábulos se emplazan enrollándose en la capa de arena (Miall, 2006). Estos depósitos se desarrollaron en ambientes subácueos de poca profundidad y no canalizados (North & Taylor, 1996; Collinson *et al.*, 2006; Fisher *et al.*, 2007; North & Davidson, 2012).

4.1.3- ARENISCAS

4.1.3.1- *Areniscas masivas (Sm)*

Esta facies se conforma de areniscas con tamaños de grano fino a grueso con estructura interna masiva. Las texturas generalmente son clasto sostén, de moderada a bien seleccionadas, con tonalidades muy diversas (blanquecinas, amarillentas, rojizas y verdosas). A nivel macroscópico el componente predominante es el cuarzo, y en cantidades menores feldespatos y micas. Se disponen en cuerpos tabulares con espesores de 0,1 – 1,5 metros, o en cuerpos con geometrías lenticulares de bases cóncavas hacia arriba y techos horizontales planos, con espesores comprendidos entre 0,5 – 8 metros, los cuales muchas veces integran cuerpos amalgamados de hasta 15 metros de espesor (Figura 4.2.A-B). Se reconocen en forma aislada intraclastos pelíticos (IP) en la base de los cuerpos, y restos fósiles de vertebrados.

Normalmente se observan distintos tipos de bioturbaciones en proporciones de moderadas a altas, que por lo general se concentran hacia el techo de los cuerpos arenosos (Figura 4.2.C-D).

Interpretación

Se las interpreta como depósitos originados por la desaceleración de flujos gravitatorios hiper-concentrados (hiperpicnales), o bien por flujos diluidos traccionales y turbulentos (Miall, 1978; Collinson & Thompson, 1989; Collinson *et al.*, 2006). Se las interpreta como depósitos de origen primario que han perdido su estructura interna primaria mediante modificaciones originadas por procesos post-depositacionales, como son los procesos de deshidratación y/o procesos de cementación y bioturbación (Miall, 2006).

Posiblemente uno de los principales factores que le otorguen el carácter masivo a esta facies, se deba a una intensa actividad biológica de plantas e insectos con participación de procesos pedogenéticos (Retallack, 1988; 1997; 2001). Los niveles que presentan un alto grado de bioturbación podrían sugerir largos periodos asociados a una baja tasa de sedimentación, tanto en condiciones subácueas de baja

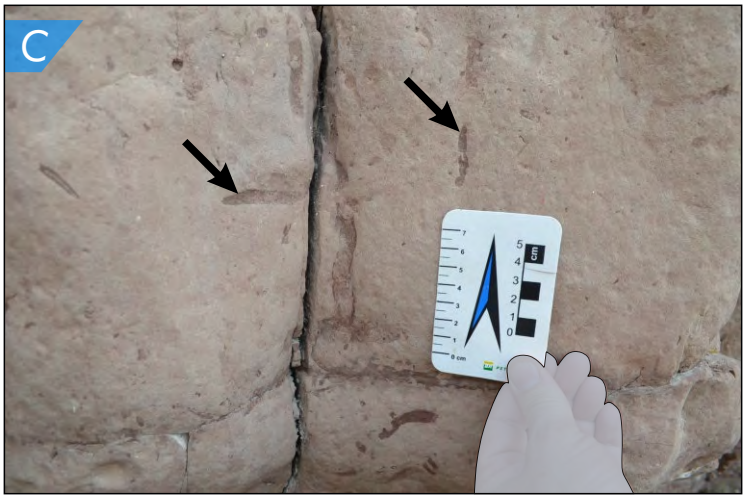
Areniscas



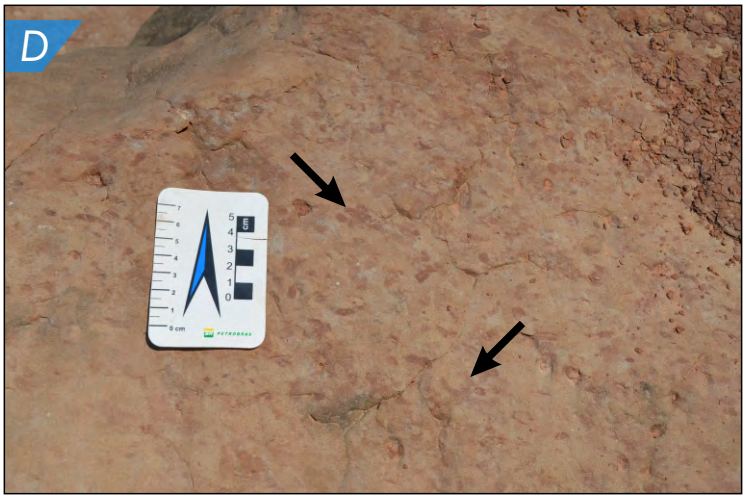
A. Arenisca masiva (*Sm*) - perfil RP



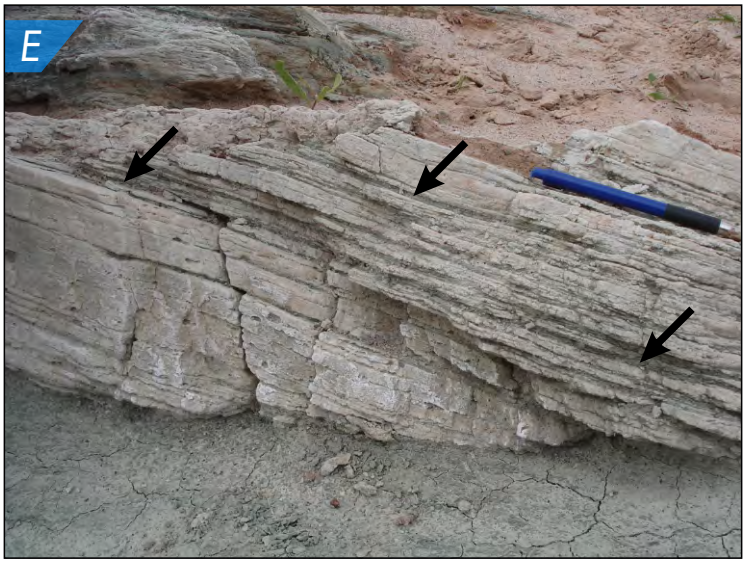
B. Arenisca masiva levemente bioturbada (*Sm*) - perfil RI



C. Arenisca masiva bioturbada (*Sm*) - perfil RI



D. Arenisca masiva muy bioturbada (*Sm*) - perfil RI



E. Arenisca con estratificación entrecruzada planar (*Sp*), con intercalaciones pelíticas - perfil LA



F. Arenisca con estratificación entrecruzada planar (*Sp*) - perfil RGAP

profundidad, como así también en condiciones de exposición subaérea (Buatois *et al.*, 2007; Buatois & Mángano, 2011).

4.1.3.2- *Areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp)*

Esta facies está compuesta por areniscas de tamaño de grano arena mediana a gruesa que se caracterizan por poseer una estratificación entrecruzada planar. Presentan una muy buena selección donde predominan los clastos de composición cuarzosa, lo que le otorga tonalidades blanquecinas a grisáceas. Los ángulos de la estratificación interna se encuentran comprendidos entre los 15 – 35 grados (Figura 4.2.E-F).

Conforman *sets* de pequeña a mediana escala con espesores de 10 – 55 cm, que forman parte del relleno de cuerpos con geometría externa lenticulares de bases cóncavas hacia arriba y techos horizontales planos. Ocasionalmente, las caras frontales de los *sets* presentan una leve tangencialidad hacia la base, donde también es posible observar sedimentos pelíticos a modo de recubrimiento. Por otra parte, se observan trazas fósiles de *Arenicolites* isp*.* y *Skolithos* isp*.* asociadas.

Interpretación

Se la interpreta como depósitos originados por flujos diluidos traccionales y turbulentos (Collinson & Thompson, 1989; Leeder, 1999). Estos depósitos de carga de fondo se formaron a partir de la migración aguas abajo y acreción frontal de megaóndulas 2D de crestas rectas (Miall, 2006; Collinson *et al.*, 2006; Bridge & Demicco, 2008). La presencia de caras frontales de geometría tangencial dentro de esta facies, es interpretada como el producto de fluctuaciones en la velocidad de flujo (Bridge, 2003; Bridge, 2006). Los recubrimientos ocasionales de fango (*"mudstone drapes"*), estarían indicando períodos de decantación de material en suspensión durante variaciones en la energía de la corriente (Shanley *et al.*, 1992; Collinson *et al.*, 2006). La presencia de trazas fósiles de *Arenicolites* isp*.* y *Skolithos* isp*.* sugieren la colonización eventual por organismos de ambientes subácueos con variaciones energéticas (críticos a supercríticos), y adaptados a sustratos arenosos (MacEachern *et al.*, 2007).

4.1.3.3- *Areniscas con estratificación entrecruzada tangencial (Stn)*

Esta facies se caracteriza por areniscas de granulometrías finas a gruesas con estratificación entrecruzada tangencial a la base. Presenta un grado de selección moderado a bueno, con texturas clasto sostén, y coloraciones blanco-amarillentas y en forma subordinada tonalidades verdosas. A nivel macroscópico el componente predominante es el cuarzo, y en cantidades menores feldespatos y micas. Los ángulos de la estratificación interna se encuentran comprendidos entre los 15 – 35 grados. Conforman *sets* de pequeña a mediana escala con espesores de 0,1 – 1,5 metros, que forman parte del relleno de cuerpos

con geometría externa lenticulares de bases cóncavas hacia arriba y techos horizontales planos. Se disponen en litosomas con espesores comprendidos entre 0,5 – 2 metros o formando parte de cuerpos amalgamados con espesores de hasta 15 metros (Figura 4.3.A-B).

Interpretación

Se la interpreta como depósitos originados por flujos diluidos traccionales y turbulentos (Collinson & Thompson, 1989; Leeder, 1999). Estos depósitos de carga de fondo fueron formados a partir de la migración y acreción lateral de megaóndulas 2D o de crestas rectas (Miall, 2006; Collinson *et al.*, 2006; Bridge & Demicco, 2008).

4.1.3.4- *Areniscas con estratificación entrecruzada sigmoidal (Ss)*

Se trata de areniscas de granulometrías finas a gruesas que se caracterizan por una estratificación entrecruzada sigmoidal, donde las capas frontales de los *sets* son marcadamente tangenciales en la base y techo del estrato que las contiene. Presentan un grado de selección moderado a bueno, con texturas clasto sostén, y coloraciones blanco-amarillentas y en forma subordinada tonalidades verdosas. A nivel macroscópico el componente predominante es el cuarzo, y en cantidades menores feldespatos y micas. Los ángulos de la estratificación interna se encuentran comprendidos entre los 15 – 35 grados. Conforman *sets* de pequeña a mediana escala con espesores de 15 – 80 cm, que forman parte del relleno de cuerpos con geometría externa lenticulares de bases cóncavas hacia arriba y techos horizontales planos. Se disponen en intervalos de hasta 1,5 metros de espesor o canaliformes con espesores comprendidos entre 0,4 – 2 metros.

Interpretación

Se la interpreta como depósitos originados por flujos diluidos traccionales y turbulentos (Collinson & Thompson, 1989; Leeder, 1999). Estos, son depósitos de carga de fondo formados a partir de la migración y acreción lateral de megaóndulas 3D de crestas sinuosas (Miall, 2006; Collinson *et al.*, 2006; Bridge & Demicco, 2008).

4.1.3.5- *Areniscas con estratificación entrecruzada en artesas (St)*

Esta facies se conforma de areniscas finas a gruesas que se caracterizan por una estratificación entrecruzada en artesas, de pequeña y mediana escala. El grado de selección es de moderado a bueno, con texturas clasto sostén, y coloraciones de rojizas a amarillentas. A nivel macroscópico el componente predominante es el cuarzo, y en menor proporción feldespatos y micas. En muchas ocasiones, las bases de

Areniscas



A. Arenisca con estratificación entrecruzada tangencial (*Stn*) - perfil RP



B. Arenisca con estratificación entrecruzada tangencial (*Stn*) - perfil RI



C. Arenisca con estratificación entrecruzada en artesas (*St*) - perfil RI



D. Arenisca con estratificación entrecruzada en artesas (*St*) - perfil EPW



E. Arenisca con estratificación horizontal (*Sh*) - perfil RI



F. Arenisca con estratificación horizontal (*Sh*) - perfil RI

las artesas presentan concentraciones de intraclastos pelíticos (IP), lo que facilita el reconocimiento de la estructura interna en niveles que se encuentran altamente meteorizados (Figura 4.3.C).

Esta litofacies se caracteriza por *sets* de entre 0,5 – 2 metros, con anchos que no superan los 5 metros. En ocasiones, los *sets* entrecruzados están limitados por superficies de reactivación donde se preservan delgados niveles pelíticos. Se disponen en *cosets* con espesores generalmente comprendidos entre 1,5 – 5 metros, que pueden alcanzar hasta 10 metros (Figura 4.3.C-D). En muchos de estos cuerpos de geometría externa lenticulares de bases cóncavas hacia arriba y techos planos a horizontales, se observa una alternancia de esta facies con areniscas de estatificación entrecruzada planar (*Sp*), entrecruzada tangencial a la base (*Stn*), y/o areniscas masivas (*Sm*). En los techos de estos cuerpos es recurrente la presencia de trazas fósiles de insectos (índice de bioturbación 2 - 3).

Interpretación

Se la interpreta como depósitos de carga de lecho generados en respuesta a la migración y acreción frontal de megaóndulas arenosas 3D de crestas sinuosas a lingüoides (Collinson *et al.*, 2006), originadas por flujos diluidos tractivos y turbulentos (Collinson & Thompson, 1989; Leeder, 1999). Las variaciones de espesor de los *sets* pueden deberse a cambios en la profundidad en relación con las formas de lecho, cambios en las velocidades del flujo o cambios en la geometría de las formas de lecho, que generan cambios en la relación de tasa de acumulación / tasa de migración de la forma de lecho, y en el tipo de geoforma migrante (sinuosas a lingüoides) (Allen, 1982; Paola & Borgman, 1991; Bridge, 1997; Leclair & Bridge, 2001; Bridge & Demicco, 2008). Un aspecto significativo de estos depósitos es la variación de los espesores de los cosets, los cuales podrían estar indicando cambios en las condiciones hidrodinámicas, como cambios significativos en los caudales de los ríos (flujos normales y flujos de crecientes). Los recubrimientos de fango estarían indicando períodos de decantación de material en suspensión durante variaciones en la energía de la corriente (Shanley *et al.*, 1992; Collinson *et al.*, 2006). La colonización de los techos de los cuerpos arenosos estaría indicando largos periodos de baja energía, pero aun así con una relativa alta frecuencia entre los episodios de depositación (Buatois *et al.*, 2007).

4.1.3.6- *Areniscas con estratificación horizontal (Sh)*

Se trata de areniscas de granulometrías finas a gruesas que se caracterizan por una estratificación paralela horizontal o capa plana. Presentan un grado de selección bueno, con texturas clasto sostén, blanco-amarillentas y en forma subordinada tonalidades verdosas (Figura 4.3.E-F). A nivel macroscópico el componente predominante es el cuarzo.

Se compone de láminas paralelas masivas o con gradación normal con espesores comprendidos entre los 3 – 50 mm que conforman estratos de 0,5 – 1,5 metros de espesor. Suelen estar limitadas por superficies netas, aunque en también es común observar un pasaje transicional con areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (*Sl*). Forman parte de los techos de cuerpos canalizados con espesores que van desde los 0,4 – 2,5 metros de base erosivas, o de cuerpos tabulares con espesores de 0,3 – 6 metros de base y topes netos.

Interpretación

Se las interpreta como depósitos de capa plana originados por flujos diluidos y turbulentos, bajo condiciones de alto régimen de flujo, en la transición desde flujos críticos a supercríticos (Collinson & Thompson, 1989; Leeder, 1999; Miall, 2006). Estos depósitos son el producto de una disminución en la columna de agua (North & Taylor, 1996; Collinson *et al.*, 2006; Fisher *et al.*, 2007; North & Davidson, 2012). Los niveles de hasta varios metros de espesor pueden ser originados por eventos dinámicos individuales, como lo son las inundaciones repentinas, donde las condiciones del flujo permanecen en una etapa crítica durante un período de tiempo relativamente prolongado (horas) (Miall, 2006).

4.1.3.7- *Areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl)*

Esta facies está caracterizada por areniscas de granulometrías finas a gruesas con estratificación paralela de bajo ángulo (<15 grados). Presentan un grado de selección bueno, con texturas clasto sostén, de composición cuarzosa, blanco-amarillentas y en ocasiones verdosos (Figura 4.4.A-B). Se dispone en cuerpos de geometría tabular con espesores de 20 - 80 centímetros, en los que puede observarse un pasaje transicional con la facies de areniscas con estratificación horizontal (*Sh*). Por otro lado, forman parte de cuerpos mayores donde esta facies alcanza espesores de 1 - 2,5 metros, donde alternan con facies de areniscas entrecruzadas tangenciales (*Stn*), masivas (*Sm*), y/o con estratificación en artesas (*St*).

Interpretación

Estos depósitos son originados por flujos subácueos diluidos y turbulentos (Collinson & Thompson, 1989; Leeder, 1999), en la transición entre flujos supercríticos a antiduna (Miall, 2006). La alternancia de esta litofacies con facies *Sh*, estaría indicando fluctuaciones turbulentas en el transporte de sedimentos próximas a condiciones de capa plana superior, con generación de estructuras similares a dunas (Miall, 2006; Bridge & Demicco, 2008)

4.1.3.8- *Areniscas con laminación ondulítica (Sr - Sw)*

Esta facies está compuesta por areniscas predominantemente cuarzosas de granulometrías finas a medianas, que se caracterizan por presentar una laminación ondulítica. Presentan un grado de selección moderado, con textura generalmente clasto soportadas, aunque se puede observar que el contenido de matriz varía entre 5 – 15 %. Las tonalidades predominantes son blanco-amarillentas a grisáceas, y ocasionalmente verdosas (Figura 4.4.C-D). Conforman niveles tabulares con espesores comprendidos entre 5 – 40 cm, de bases y techos netos. En muchas oportunidades se la encuentra asociada a facies de areniscas mixtas silicoclásticas con bivalvos (*SMSbv*), con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (*Sl*), y/o con estratificación horizontal (*Sh*).

En función de las formas de las óndulas es posible establecer una relación entre la intensidad de corriente, el tamaño de la partícula y la geometría del lecho. En sección transversal se distinguen los distintos parámetros que caracterizan a cada nivel de óndulas en, simétricas (oscilación - "*Sw*") o asimétricas (corriente - "*Sr*") (Figura 4.4.C). Por otra parte, desde una vista en planta es posible determinar la forma de las crestas, y si existe un solo tren de óndulas o varios (óndulas de interferencia – "*Sri*") (Figura 4.4.D). Es frecuente en estos niveles, la presencia de trazas fósiles de bivalvos (*Lockeia* isp.), insectos (galerías meniscadas) y vertebrados (huellas y/o rastrilladas).

Interpretación

Se las interpreta como depositadas a partir de corrientes subácueas de muy poca profundidad, mayormente oscilatorias a combinadas, en condiciones de bajo régimen de flujo en fase de óndula (Collinson *et al.*, 2006; Keighley, 2008). El material en suspensión tiende a tapizar la óndula ya formada, eventualmente protegiéndola de la erosión. De este modo, crece verticalmente por apilamiento con un desplazamiento hacia adelante despreciable, preservando así la capa frontal y dorsal de las óndulas (apilamiento "en fase") (Miall, 2006).

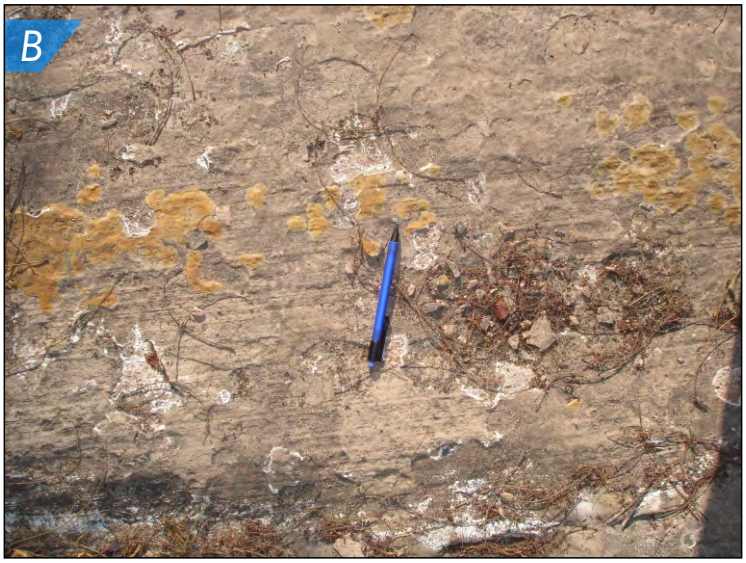
Las óndulas de interferencia o "*ladderback ripples*" ocurren cuando las direcciones del flujo cambian, donde la acción del viento genera corrientes temporales que actúan sobre aguas muy poco profundas (Ramsey *et al.*, 1989; Miall, 2006; Keighley, 2008).

Se las asocia a cuerpos lacustres someros o a cuerpos de agua desarrollados sobre una planicie de inundación (Mjøs *et al.*, 1993; Bridge, 2003; 2006; Keighley, 2008). En ocasiones también se encuentran asociadas a las partes superiores de los cuerpos canalizados (Bridge, 2003; 2006; Varela, 2011).

Areniscas



A. Arenisca con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (*Sl*) - perfil Sp4



B. Arenisca con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (*Sl*) - perfil RB



C. Arenisca con óndulas (*Sr*) - perfil LA



D. Arenisca con óndulas de interferencia (*Sri*) - perfil LA



E. Arenisca con laminación ondulítica escalonada o "climbing-ripple (*Src*) - perfil CH



F. Arenisca con laminación ondulítica escalonada o "climbing-ripple (*Src*) - perfil LA

4.1.3.9- *Areniscas con laminación ondulítica escalonada o "climbing-ripple" (Src)*

Esta facies está compuesta por areniscas de granulometrías finas a medianas que se caracterizan por presentar una laminación ondulítica escalonada o "*climbing-ripple*" generalmente crítica. Se encuentra moderada a bien seleccionada, con una textura clasto sostén, con tonalidades verdosas a grisáceas. Conforma *sets* que no superan los 6 cm, que se organizan en *cosets* de hasta 40 cm de espesor (Figura 4.4.E-F). Conforman cuerpos generalmente de geometría tabular de bases y techos netos. Dentro de las láminas entrecruzadas se preservan briznas vegetales.

Interpretación

Esta facies es interpretada como la migración y crecimiento vertical simultáneo de óndulas 2D y 3D, producto de corrientes subácueas unidireccionales de bajo régimen de flujo (Collinson *et al.*, 2006; Bridge & Demicco, 2008), donde se produce un ascenso de los *sets* de óndulas determinado por la relación entre la velocidad de migración de las óndulas y la tasa de acumulación (Collinson *et al.*, 2006). En este caso, se produce una trayectoria "crítica" donde el ángulo de ascenso coincide en términos generales, con el ángulo de barlovento de las óndulas, de manera que se preserva su forma. Las altas tasas de aporte de sedimento generan el crecimiento vertical a medida que las óndulas migran, y donde el ángulo de ascenso refleja las tasas de acreción vertical (a mayor ángulo, mayor tasa de agradación).

4.1.3.10- *Areniscas deformadas (Sd)*

Esta facies se compone de areniscas con granulometrías medianas a finas, que se caracterizan por presentar rasgos de deformación sin-sedimentaria. Internamente muestran estratificación y laminación convoluta, estructuras tipo *boudinage* (*slumps* o pliegues sin-sedimentarios), y deformación por carga (Figura 4.5.A-B). Conforman niveles de 0,2 – 1 metro de espesor.

Interpretación

Son interpretadas como el producto de procesos deformacionales post-depositacionales relacionados a escapes de fluidos por sobrecarga de sedimentos en un ambiente subácueo, controlados por el tipo de sustrato involucrado y la velocidad en que los fluidos escapan (Stanley & Surdam, 1978; Keighley *et al.*, 2003; Collinson *et al.*, 2006; Keighley, 2008). Este tipo de estructuras se suele asociar a corrientes de turbidez o depósitos de desborde de ríos (Bridge & Demicco, 2008), que pueden estar asociados a sistemas lacustres.

4.1.4- HETEROLÍTICAS

Las facies heterolíticas son un interestratificado de composición mixta "psamo-pelítica", que se hallan íntimamente asociadas entre sí, pasando en forma abrupta de unas a otras. De esta manera, generan secuencias progradantes o retrogradantes según se incremente o disminuya la proporción de arena en los intervalos heterolíticos. La alternancia básica de arena y barro puede ocurrir en cualquier ambiente donde haya variación periódica en la intensidad de la corriente (Bridge & Demicco, 2008).

4.1.4.1- *Heterolíticas flaser*

Se caracterizan por una alternancia de areniscas medianas a muy finas y pelitas laminadas, donde existe un predominio de niveles arenosos sobre los pelíticos. Las capas arenosas son blanco-amarillentas no superan los 40 cm de espesor. Estos niveles presentan bases netas y techos netos a ligeramente ondulados. Internamente exhiben una estructura laminada de bajo ángulo a masiva. Por otro lado, alternan delgados niveles pelíticos rojizos a grises oscuros. Estos intervalos heterolíticos poseen de 0,3 – 1,5 metros de espesor (Figura 4.5.C-D). Esta facies es caracterizada por diferentes autores como una estratificación mixta tipo "*flaser*" (Reineck & Wunderlich, 1968; Reineck & Singh, 1980; Collinson *et al.*, 2006; Bridge & Demicco, 2008).

De acuerdo a las distintas proporciones del contenido arenoso presentes, es posible subdividir esta facies en dos tipos:

Heterolíticas flaser simple (Htaa)

Se caracteriza por presentar niveles pelíticos solamente preservados en las artesas de las óndulas, y que en la mayoría de los casos no se encuentran en contacto vertical entre sí (Figura 4.5.D).

Heterolíticas wavy - flaser (Hta)

Se caracteriza por niveles pelíticos que se encuentran rellenando toda la superficie de la capa arenosa inferior, pero sin llegar a formar capas continuas (Figura 4.5.C).

Interpretación

Se la interpreta como depósitos producto de la alternancia de procesos tractivos y de decantación, originados por la combinación de la acción de corrientes orbitales y momentos de quietud bajo un medio subácueo (Bhattacharya & Walker, 1991; Collinson *et al.*, 2006). El predominio de niveles arenosos denota que los procesos tractivos fueron preponderantes por sobre los de decantación.



A. Arenisca deformada (*Sd*) - perfil LA



B. Arenisca deformada (*Sd*) - perfil PV



C. Heterolítica *wavy - flaser* (*Hta*) - perfil CH



D. Heterolítica *flaser* simple (*Htaa*) - perfil RP



E. Heterolítica *wavy* (*Ht*) - perfil RGAP



F. Heterolítica *wavy* (*Ht*) - perfil CH

4.1.4.2- *Heterolíticas wavy (Ht)*

Se caracterizan por una alternancia de areniscas medianas a muy finas y pelitas. Las capas arenosas blanco-amarillentas no superan los 35 cm de espesor con continuidades laterales de hasta 6 metros. Estos niveles de geometría tabular a lenticular, presentan bases netas y techos ondulados. Internamente presentan una laminación ondulítica, de bajo ángulo o masiva. Por otro lado, alternan delgados niveles de pelitas laminadas o masivas rojizas a grises oscuras que se encuentran rellenando las superficies cóncavas - convexas de las ondulitas, con niveles continuos de hasta 1 metro de espesor. Estos intervalos heterolíticos poseen de 0,5 – 10 metros de espesor (Figura 4.5.E-F). Esta facies es caracterizada por diferentes autores como una estratificación mixta tipo ondulosa o "*wavy*" (Reineck & Wunderlich, 1968; Reineck & Singh, 1980; Collinson *et al.*, 2006; Bridge & Demicco, 2008).

Interpretación

Se la interpreta como depósitos producto de la alternancia de procesos tractivos y de decantación, originados por la combinación de la acción de corrientes (oscilatorias y combiandas) y momentos de quietud bajo un medio subácueo (Bhattacharya & Walker, 1991; Collinson *et al.*, 2006).

4.1.4.3- *Heterolíticas lenticular*

Esta facies se caracteriza por una alternancia de areniscas finas a muy finas y pelitas, donde existe un predominio de los niveles pelíticos por sobre los arenosos. Los niveles finos están compuestos por fangolitas laminadas a masivas rojizas a grises oscuras, que alcanzan hasta 1,5 metros de espesor y una gran continuidad lateral. Por su parte, las capas arenosas tienen espesores reducidos y escasa continuidad lateral. Estos intervalos heterolíticos poseen de 0,3 – 1,5 metros de espesor (Figura 4.6.A-B). Esta facies es caracterizada por diferentes autores como una estratificación mixta tipo "*lenticular*" (Reineck & Wunderlich, 1968; Reineck & Singh, 1980; Collinson *et al.*, 2006; Bridge & Demicco, 2008).

De acuerdo a las distintas proporciones del contenido arenoso presentes, es posible subdividir esta facies en dos tipos:

Heterolíticas lenticular con lentes conectados (Htp)

Más del 75% de las óndulas o lentes arenosos son discontinuos en la vertical, es frecuente ver en la horizontal una cierta continuidad (Figura 4.6.B).

Heterolíticas lenticular con lentes simples (Htpp)

Más del 75% de las óndulas o lentes arenosos son discontinuos, tanto en la horizontal como en la vertical. En algunos casos, los lentes se hallan en forma aislada dentro de la pelita (Figura 4.6.A).

Interpretación

Se la interpreta como depósitos donde dominan los procesos de decantación o floculación del material en suspensión bajo medios subácueos. Eventualmente se observan niveles arenosos que denotan la presencia de procesos tractivos originados por la acción de corrientes orbitales (Collinson *et al.*, 2006; Bridge & Demicco, 2008). Esta facies es comúnmente asociada a depósitos de planicies fangosas (Collinson *et al.*, 2006).

4.1.4.4- *Heterolíticas bioturbadas (Htb)*

Esta facies, a diferencia de las anteriores, posee un alto grado de homogenización con estructuras masivas producto de la actividad biológica. Son depósitos de coloraciones rojizas a grisáceas con índice de bioturbación de moderado a alto (Figura 4.6.C).

Interpretación

Se la interpreta como depósitos que originalmente habrían conformado un interestratificado psamo-pelítico que posteriormente sufrió un alto grado de bioturbación lo que provocó la mezcla de los sedimentos obliterando su estructura original. Las trazas fósiles encontradas en esta facies son simples, de pequeño tamaño (de 3 a 20 mm) y poseen una muy baja biodiversidad.

4.1.5- LIMOLITAS

4.1.5.1- *Limolitas laminadas (Ll)*

Esta facies está conformada por limolitas de coloraciones rojizas, verdosas, amarillentas y grisáceas, que se caracterizan por tener una laminación paralela muy fina (Figura 4.6.F). Conforma niveles de hasta 1,5 metros de espesor.

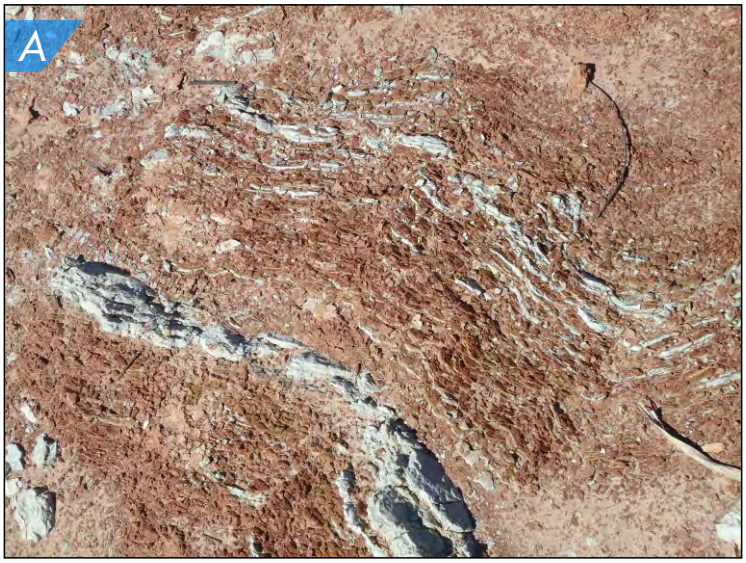
Interpretación

Se las interpreta como depósitos originados a partir de procesos de decantación, donde los sedimentos que se encuentran en suspensión son asentados bajo condiciones subácueas y/o por débiles corrientes tractivas (Mjøs *et al.*, 1993; Bridge, 2003; 2006; Miall, 2006).

Facies Sedimentarias

Heterolíticas y Limolitas

Figura 4.6



A. Heterolítica lenticular con lentes simples (*Htpp*) - perfil LA



B. Heterolítica lenticular con lentes conectados (*Htp*) - perfil CH



C. Heterolítica bioturbada (*Htb*) - perfil RI



D. Limolita masiva con rasgos pedogenéticos (*Lm*) - perfil PV



E. Limolita masiva con estructuras de suelo (*Lm*) - perfil RI



F. Limolita laminada (*Ll*) - perfil RI

4.1.5.2- *Limolitas masivas (Lm)*

Esta facies se caracteriza por sedimentos de tamaño limo (0,0039 – 0,062 mm) de aspecto masivo. Presenta tonalidades rojizas, verdosas, amarillentas y grisáceas. Se destaca la presencia de rasgos pedogenéticos, como pueden ser los agregados (*peds*), raíces carbonizadas, rizolitos, cutanes, moteados, *slickensides* y concreciones (Figura 4.6.D-E). Se disponen en niveles de hasta 3 metros de espesor y de gran continuidad lateral.

Interpretación

Se las interpreta como depósitos primarios que han sufrido procesos pedogenéticos posteriores a su depositación (Mjøs *et al.*, 1993; Retallack, 1988; 1997; 2001; Bridge, 2003; 2006), o que por procesos de deshidratación y/o cementación perdieron su estructura interna original (Miall, 2006). Los pedorasgos anteriormente mencionados son la evidencia más clara de la existencia y formación de diferentes tipos de paleosuelos con distintos grados de desarrollo (Retallack, 1988; 1997; 2001).

4.1.6- FANGOLITAS

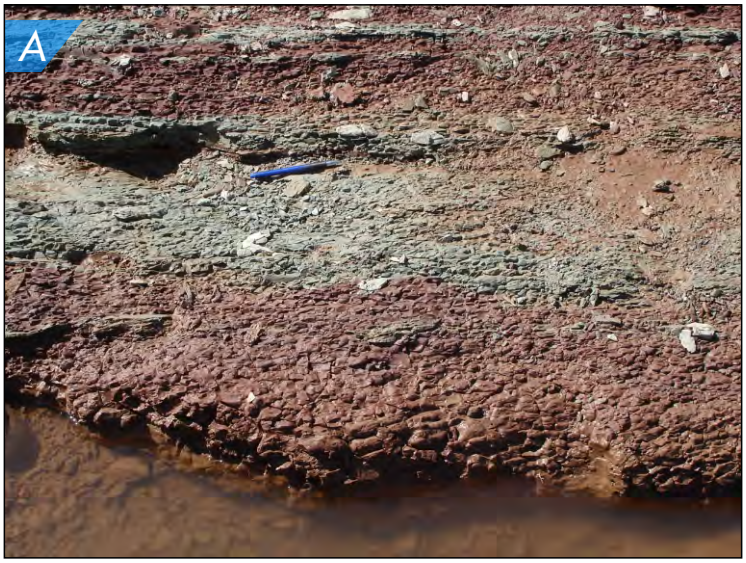
4.1.6.1- *Fangolitas masivas (Fm)*

Esta facies se compone por fangolitas con predominio de granulometrías tamaño arcillas, de bien consolidadas a friables, que se caracteriza por un aspecto masivo. Presenta coloraciones muy variables que incluso gradan de unas a otras, siendo las más comunes las rojizas, moradas, verdosas y grisáceas oscuras. Es frecuente la presencia de rasgos de desecación (grietas), briznas vegetales, presencia de rasgos pedogenéticos (*peds*, moteados, cutanes, *slickensides*, nódulos, rizoconcreciones, rizolito, concreciones y sesquióxidos de hierro - manganeso) y/o trazas fósiles con diferentes grados de bioturbación. Se disponen en cuerpos de geometría tabular, de bases y techos irregulares, y con espesores muy variables (desde pocos centímetros hasta alcanzar la decena de metros de potencia) (Figuras 4.7.A-C).

Interpretación

Se las interpreta como depósitos que se habrían generado a partir de procesos de decantación de sedimentos finos de flujos hipopicnales, que se encontraban en suspensión bajo un medio subácueo (Bridge, 2003; 2006; Collinson *et al.*, 2006; Miall, 2006). Las tonalidades rojizas sugieren condiciones de exposición subaérea, mientras que las coloraciones verdosas, moradas y grises denotan la presencia de procesos reductores. La presencia de altos índices de bioturbación, estarían indicando períodos de mayor actividad biológica, lo que podría interpretarse como momentos de mayor oxigenación y/o presencia de alimento (Buatois & Mángano, 2011). Pueden ser interpretados como depósitos de planicies de inundación

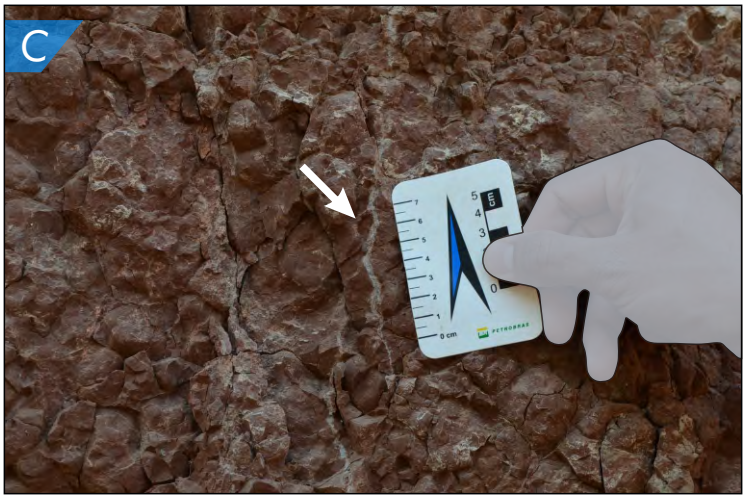
Fangolitas



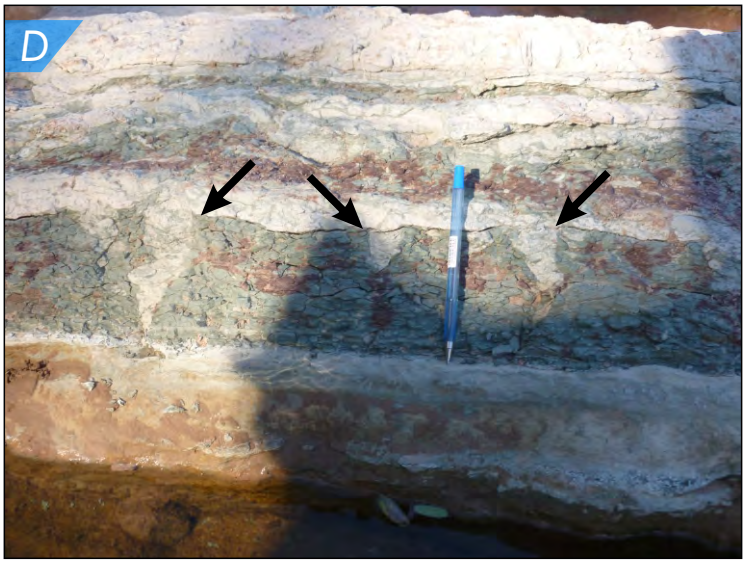
A. Fangolitas masivas (*Fm*), de tonalidades rojizas y verdosas - perfil LA



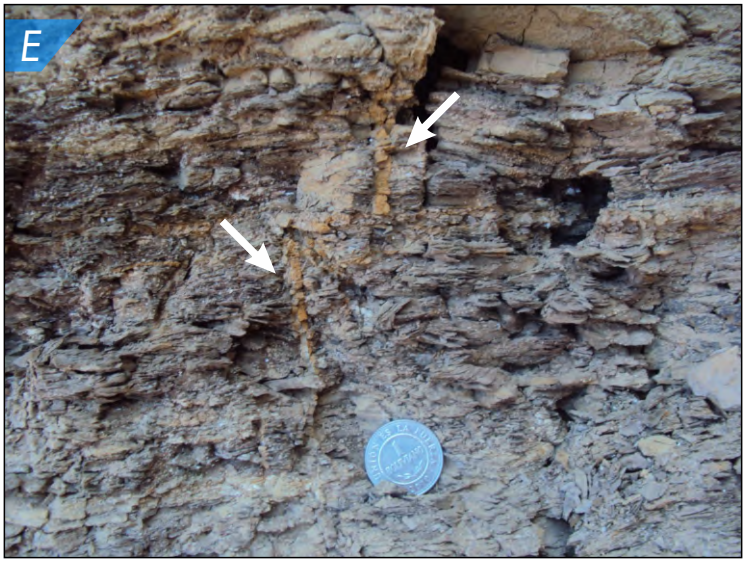
B. Fangolita masiva con estructura de suelo (*Fm*), con agregados pedogenéticos y rizolitos - perfil RI



C. Fangolita masiva con estructura de suelo (*Fm*), con agregados pedogenéticos y rizolitos - perfil RI



D. Fangolita laminada (*Fl*), con grieras de desecación rellenas del material suprayacente - perfil LA



E. Fangolita laminada (*Fl*), con rizolitos rellenos de arenisca - perfil CH



F. Fangolita deformada (*Fd*) - perfil LA

distales (Mjøs *et al.*, 1993; Bridge, 2003; 2006), de sistemas fluviales o cuerpos lacustres someros o charcas (Miall, 2006).

En algunas oportunidades, estos depósitos habrían sufrido procesos pedogenéticos, con desarrollo de suelo en una etapa posterior a su depositación (Keighley *et al.*, 2003; Varela *et al.*, 2012). También hay casos en los que constituyen distintos horizontes de suelo superpuestos con diferente grado de desarrollo (Andreis, 1981; Retallack, 1988; 1997; 2001; Kraus & Aslan, 1993; Kraus, 1999).

4.1.6.2- *Fangolitas laminadas (Fl)*

Esta facies está caracterizada por fangolitas con una marcada laminación horizontal. Presenta tonalidades rojizas a moradas y verdosas, y en menor medida colores castaños y grises oscuros hasta negros. Es frecuente encontrar intercalados niveles de areno-limosos con espesores reducidos (< 2 cm) y escasa continuidad lateral (Figura 4.7.D-E). Conforman cuerpos tabulares de pocos centímetros hasta 10 metros de espesor.

Es llamativa la presencia de restos fósiles de vertebrados (e.g. cocodrilos, tortugas, peces de agua dulce) e invertebrados (bivalvos, ostrácodos y gastrópodos), como así también de briznas vegetales, grietas de desecación y rizolitos. Por otro lado, el grado de bioturbación es bajo a muy bajo, y está representado por formas simples y de tamaños reducidos.

Interpretación

Se las interpreta como depósitos que se habrían generado a partir de procesos de decantación de sedimentos finos que se encontraban en suspensión bajo un medio subácueo y/o por débiles corrientes tractivas (Bridge, 2003; 2006; Collinson *et al.*, 2006; Miall, 2006). La presencia de niveles areno-limosos podrían estar reflejando fluctuaciones estacionales o climáticas (Reineck & Singh, 1980). Las coloraciones reflejan tanto condiciones reductoras como de oxidación (Collinson *et al.*, 2006). La asociación fósil hallada es característica de sistemas lacustres someros/humedales de ambientes continentales de baja energía y clima húmedo (Tineo *et al.*, 2015).

4.1.6.3- *Fangolitas deformadas (Fd)*

Esta facies está caracterizada por fangolitas que presentan rasgos de deformación sin-sedimentaria. Internamente muestran estratificación y laminación convoluta, estructuras tipo *boudinage* (*slumps* o pliegues sin-sedimentarios), y deformación por carga (Figura 4.7.F). Conforman niveles con espesores que no superan los 4 metros.

Interpretación

Son interpretadas como el producto de procesos deformacionales post-depositacionales relacionados a escapes de fluidos por sobrecarga de sedimentos en un ambiente subácueo, controlados por el tipo de sustrato involucrado y la velocidad en que los fluidos escapan (Collinson *et al.*, 2006; Keighley, 2008). Este tipo de estructuras se suelen asociar a corrientes de turbidez (Bridge & Demicco, 2008).

4.2- FACIES MIXTAS

4.2.1- ARENISCAS MIXTAS

4.2.1.1- *Areniscas mixtas silicoclásticas con bivalvos (SMSbv)*

Esta facies se compone clastos terrígenos de areniscas de granulometrías finas a medias, bien seleccionadas, de textura clasto sostén, y con tonalidades blanco-grisáceas a verdosas. Presentan estructuras internas primarias de tipo laminación paralela, horizontal o capa plana, y/o laminaciones ondulíticas. Se caracterizan por la presencia de clastos carbonáticos de restos esqueletales y/o moldes de bivalvos, generalmente desarticulados, aunque en menor medida es posible reconocer fragmentados e individuos que todavía se encuentran articulados. Los restos fósiles más abundantes corresponden a bivalvos, los cuales fueron descriptos y clasificados como pertenecientes a la familia *Corbiculidae* (Branisa, 1970; Hernández *et al.*, 2005; Tineo *et al.*, 2015), que presentan distintos arreglos tafonómicos (ver Capítulo 6). Por otro lado, también es posible reconocer la presencia de restos de gastrópodos, ostrácodos y ooides (ver Capítulo 5 y 6). Se disponen en cuerpos de espesores muy variables que van desde 1 – 50 cm, de bases netas planas y techos netos planos a ondulosos (Figura 4.8.A-B). Esta facies se encuentra estrechamente relacionada con las facies *Fm* y *Fl*, con las cuales forma intercalaciones de distintos espesores.

Interpretación

Se la interpreta como depósitos originados por flujos diluidos tractivos subácueos, donde los bioclastos son transportados tanto por corrientes unidireccionales como corrientes oscilatorias (Allen, 1992; Kidwell & Bosence, 1991; Keighley *et al.*, 2003). La presencia de fósiles en su mayoría desarticulados y no fragmentados, revela que estos depósitos sufrieron un grado transporte relativamente bajo, lo que puede ser interpretado como acumulaciones parautóctonas (Kidwell *et al.*, 1986; Kidwell & Bosence, 1991). Por otro lado, las intercalaciones de esta facies con facies finas sugieren que estas acumulaciones fueron depositadas sobre las zonas costeras (*mud-silt flats*) de ambientes lacustre someros de baja energía (Keighley, 2008).

4.2.1.2- *Areniscas mixtas silicoclásticas con ooides (SMSod)*

Esta facies se compone de clastos terrígenos de areniscas gruesas a medianas, grado de selección moderado a bueno, de tonalidades amarillentas, y estructura masiva, que se caracterizan por la presencia de clastos carbonáticos no esqueletales de ooides. Es frecuente la presencia de bioclastos de ostrácodos, y en menor medida valvas de gasterópodos y bivalvos (ver Capítulo 5). Conforman niveles tabulares de 5 – 40 cm de espesor, de bases netas planas y techos netos caracterizados por óndulas asimétricas.

Interpretación

Se la interpreta como depósitos epiclásticos con formación de ooides *in situ,* producto de procesos biogénicos estacionales con el desarrollo de películas de algas o bacterias alrededor de los granos (*biofilms*), que permitieron la precipitación de material calcáreo durante periodos de condiciones hidrodinámicas de energía moderada, en sectores restringidos de un sistema lacustre (Plee *et al.*, 2008). En forma intermitente, ocurren eventos de alta energía que produce una fuerte agitación del agua por acción del oleaje, generando flujos tractivos subácueos de alta energía, que provocaron la acumulación de sedimento en bancos o barras (Swyridczuk *et al.*, 1979, 1980; Strasser, 1986).

4.2.1.3- *Areniscas mixtas aloquímicas (CMS)*

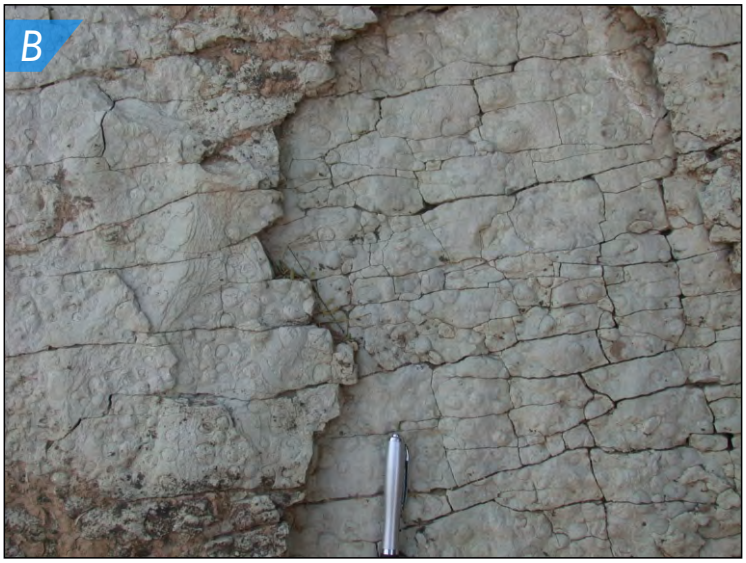
Esta facies está caracterizada por la presencia de bioclastos carbonáticos de granulometrías tamaño grava muy fina a arena (0,062 – 8 mm), con diferentes contenidos de matriz arenosa silicoclástica (0,062 – 2 mm), blanco-amarillentas a grisáceas claras, y estructura masiva. Conforman niveles tabulares de 5 – 50 cm de espesor, de bases netas planas y techos netos planos a ondulados. Los bioclastos están representados por fósiles de bivalvos, gastrópodos, ostrácodos y en menor medida foraminíferos. Los organismos generalmente se encuentran en su mayoría enteros y desarticulados, y en muchas ocasiones se pueden hallar valvas fragmentadas (Figura 4.8.C-D), que se disponen con diferentes arreglos tafonómicos (ver Capítulo 6).

Interpretación

Se la interpreta como depósitos eventuales originados por flujos tractivos turbulentos subácueos, que generaron el retrabajo y concentración hidrodinámica de restos fósiles de invertebrados (Kidwell & Bosence, 1991; Allen, 1992). Estas acumulaciones se presentan como depósitos de concentración y otras como depósitos de conservación dependiendo de si las valvas se encuentran fragmentadas (alóctonas) o no fragmentadas (parautóctonas) (Kidwell *et al.*, 1986; Kidwell & Bosence, 1991).



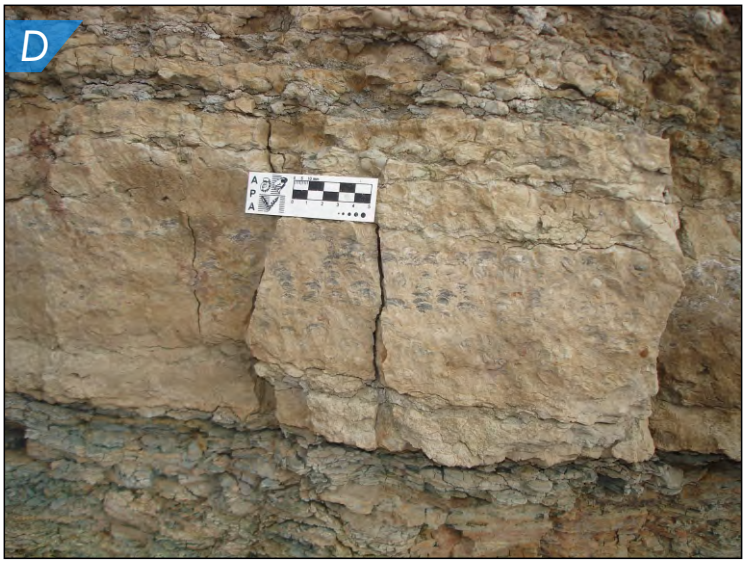
A. Arenisca mixta silicoclástica con bivalvos (*SMSbv*) - perfil LA



B. Arenisca mixta silicoclástica con bivalvos (*SMSbv*) - perfil CH



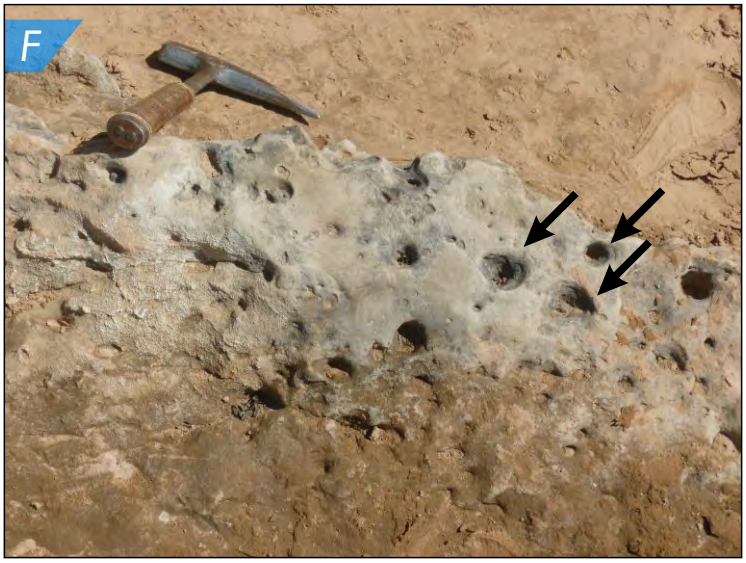
C. Arenisca mixta aloquímica (*CMS*) - perfil RGAP



D. Arenisca mixta aloquímica (*CMS*) - perfil RGAP



E. Calcrete (*Calc*) - perfil RP



F. Calcrete (*Calc*), con presencia de rizoconcreciones - perfil RP

4.2.1.4- *Areniscas mixtas fangosas carbonáticas (CMmS)*

Esta facies se encuentra conformada por bioclastos carbonáticos de tamaños grava fina a arena (0,062–8 mm), clastos silicoclásticos de tamaño arena (0,062–2 mm) y fango carbonático (<0,062 mm), de aspecto masivo. Se dispone en niveles de geometría tabular con espesores de 3 – 40 cm, de bases y techos netos. Los bioclastos se componen de fragmentos y/o moldes de bivalvos, ostrácodos, gastrópodos mayoritariamente, aunque es posible encontrar fósiles de foraminíferos (ver Capítulo 5 y 6).

Interpretación

Son interpretadas como depósitos formados por la alternancia de flujos tractivos turbulentos subácueos que transportaron el material silicoclástico y bioclástico (parautóctono), y momentos donde dominaron los procesos de decantación que provocaron la acumulación del material fino carbonático (Schwarz, 2003). La asociación fósil presente es interpretada como de ambientes lacustre somero (Tineo *et al.*, 2015).

4.3- OTRAS

4.3.1- PIROCLÁSTICAS

4.3.1.1- *Areniscas y pelitas tobáceas* (*T*)

Esta facies está caracterizada principalmente por materiales líticos volcánicos (trizas vítreas, biotitas), y en menor medida por materiales epiclásticos, de granulometrías de psamíticas a pelíticas (0,0039 – 0,25 mm) (Teruggi *et al.*, 1978). Presentan un grado de selección de moderado a bueno, de textura clasto sostén, y coloraciones blanco-amarillentas a gris-verdosas. Conforman cuerpos tabulares delgados a muy delgados, con espesores del orden de 1 – 10 cm.

Interpretación

Se la interpreta como depósitos distales de caídas o lluvia de tefras, producto de erupciones volcánicas explosivas. Generalmente estos depósitos primarios se encuentran retrabajados por procesos sedimentarios contemporáneos (depósitos volcaniclásticos) (Cas & Wright, 1987; Tucker, 1991; McPhie *et al.*, 1993; Manville *et al.*, 2009). Desde el punto de vista composicional se las denomina como “areniscas híbridas”, ya que se encuentran formadas por la mezcla de clastos de origen intra y extracuencales (Zuffa, 1980).

4.3.2- CALCRETES (*Calc*)

Esta facies está compuesta por areniscas medianas a areniscas sabulíticas, que se caracterizan por presentar una fuerte cementación carbonática. Adquieren coloraciones que van de blanquecinas a grisáceas, aunque las tonalidades rojizas y verdosas pálidas también se hacen presente. Conforman desde estratos masivos continuos altamente resistentes, de geometría y espesor variable (5 – 40 cm), a niveles conformados por nódulos y rizoconcreciones dispuestos en capas siguiendo los planos de estratificación (Figura 4.8.E-F).

Interpretación

Se los interpreta como niveles carbonáticos de origen freático, cuya formación está dada por la precipitación de cemento carbonático dentro de cuerpos sedimentarios porosos en acuíferos libres poco profundos (Netterberg, 1969; Mann & Horwitz, 1979; Alonso-Zarza & Wright, 2010). Son el resultado de la combinación de varios procesos, como la evapotranspiración y la producción metabólica de microorganismos y plantas.

4.4- CONSIDERACIONES FINALES

El presente análisis de facies permitió interpretar que gran parte de las acumulaciones que componen las sucesiones de las unidades estudiadas en este trabajo de tesis, habrían sido el producto de procesos de erosión y transporte de componentes extra e intracuencales bajo condiciones principalmente subácueas. Las facies identificadas (30 en total) corresponden en su mayoría a depósitos de origen epiclástico, con la salvedad de que una de las facies (*areniscas y pelitas tobáceas*) tiene un origen volcaniclástico.

Desde un punto de vista composicional, se identificaron componentes terrígenos silicoclásticos extracuencales y componentes carbonáticos intracuencales. En función de la abundancia de estos componentes, las facies fueron diferenciadas en silicoclásticas (24 facies) y mixtas (4 facies). Cabe destacar que las facies silicoclásticas, constituyen las rocas más abundantes y ampliamente distribuidas dentro del área de estudio, mientras que las facies mixtas solo se encuentran representadas en secuencias depositacionales de la región norte del área.

Esta cualidad, sugiere que la mayor parte de las sucesiones de interés se habrían acumulado bajo condiciones donde el aporte de materiales terrígenos era elevado, dominados principalmente por facies arenosas y pelíticas. Por otra parte, los depósitos donde la productividad carbonática era significativa, habrían estado supeditados a los sectores más septentrionales de la cuenca.

Allen J.R.L., (1982). Sedimentary Structures: Their character and physical basis. *Elsevier Science Publishers, Amsterdam.*

Allen J.R.I., (1992). Taphonomy: Transport - Hydrodynamics. *En Briggs D.E.G. & Crowther P.R. (Eds.): Palaeobiology: A synthesis. Blackwell Science Publishers, Oxford, United Kingdom*. 237-230.

Alonso-Zarza A.M. & Wright V.M., (2010). Calcretes. *In Alonso-Zarza, A.M. & Tanner L.H. (Eds.): Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes. Developments in Sedimentology. Elsevier, Amsterdam.* 225-267.

Álvarez-Trentini G. & Schwarz E., (2016). Ciclos carbonáticos - silicoclásticos de alta frecuencia, Fm. Mulichinco, Cuenca Neuquina Central, Argentina: identificación de cambios de la productividad carbonática en el tiempo y el espacio. *Relatorio VII Congreso Latinoamericano y XV Reunión Argentina de Sedimentología, Santa Rosa, La Pampa, Argentina.* (1): 13

Andreis R.R., (1981). Identificación e importancia geológica de los paleosuelos. *Editora da Universidade, Universidade Federal do Río Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.*

Bhattacharya J.P. & Walker R.C., (1991). River and wave-dominated depositional systems of the Upper Cretaceous Dunvegan Formation, northwestern Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology.* (39): 165-191.

Branisa L., (1970). La Formación Yecua y los problemas que plantea. *Boletín de la Sociedad Geológica Boliviana, La Paz, Bolivia*. (13): 20-29.

Bridge J.S., (1997). Thickness of sets of cross strata and planar strata as a function of formative bed-wave geometry and migration, and aggradation rate. *Geology.* (25): 971–974.

Bridge J.S., (2003). Rivers and floodplains: Forms, processes, and sedimentary record. *Blackwell Science Publishers, Oxford, United Kingdom*.

Bridge J.S., (2006). Fluvial Facies Models. *In Posamentier H.W. & Walker R.G. (Eds.): Facies Models Revisited. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Tulsa, United Kingdom.* 85–170.

Bridge J.S. & Demicco R.V., (2008). Earth surface processes, landforms and sediment deposits. *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.* 815.

Buatois L.A., Uba C.E., Mángano M.G., Hulka C. & Heubeck C., (2007). Deep and intense bioturbation in continental environments: Evidence from Miocene fluvial deposits of Bolivia. *SEPM Special Publication, Sediment-Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology.* (88): 123-136.

Buatois L.A. & Mángano M.G., (2011). Organism - substrate interactions in space and time. *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.*

Cartigny M.J.B., Ventra D., Postma G. & Vandenberg J., (2014). Morphodynamics and sedimentary structures of bedformsunder supercritical-flow conditions: New insights from flume experiments. *Sedimentology.* (61): 712–748.

Cas R.A.F. & Wright J.V., (1987). Volcanic Successions, Modern and Ancient. *Unwin Hyman, Boston*. 528 pp.

Cole R.D & Picard M.D., (1975). Primary and secondary structure in oil shale and other fine-grained rocks, Green River Formation (Eocene), Utah and Colorado. *Utah Geology*. (2): 49-67.

Collinson J.D., (1970). Bedforms of the Tana River, Norway. *Geografiska Annaler*, *Serie 52A*. (6): 31–56.

Collinson J.D. & Thompson D.B., (1989). Sedimentary structures. *Chapman & Hall, Second edition, London, United Kingdom.* 207.

Collinson J.D., Mountney N. & Thompson D., (2006). Sedimentary Structures. *Terra Publishing, Third edition, Harpenden, England.* 292.

Cronin S.J., Neall V.E., Lecointre J.A. & Palmer A.S., (1997). Changes in whangaehu river lahar characteristics during the 1995 eruption sequence, Ruapehu volcano, New Zealand. *Journal of volcanology and geothermal research, Serie 76.* (1): 47-61.

Fisher T.G., Loope W.L., Pierce W.C. & Jol H.M., (2007). Big lake records preserved in a little lake´s sediment: an example from Silver Lake, Michigan, USA. *Journal of Paleolimnology*. (37): 365-382.

Gressly A., (1838). Observations géologiques sur le Jura Soleurois. *Nouveaux Mémoires de la Société Helvetique des Sciences Naturelles, Neuchâtel, Switzerland.* (2): 1-10.

Hernández R.M., Jordan T.E., Dalenz Farjat A., Echavarría L., Idleman B.D. & Reynolds J.H., (2005). Age, distribution, tectonics, and eustatic controls of the Paranense and Caribbean marine transgressions in southern Bolivia and Argentina. *Journal of South American Earth Sciences.* (19): 495-512.

Hornung J.J., Asprion U. & Winsemann J., (2007). Jet-efflux deposits of a subaqueous ice-contact fan, glacial Lake Rinteln, northwestern Germany. *Sedimentary Geology, Serie 193*. (1): 167-192.

Keighley D., Flint S., Howell J., & Moscariello A., (2003). Sequence stratigraphy in lacustrine basins: a model for part of the Green River Formation (Eocene), Southwest Uinta Basin, Utah, USA. *Journal Of Sedimentary Research, Serie 73.* (6).

Keighley D., (2008). A lacustrine shoreface succession in the Albert Formation, Moncton Basin, New Brunswick. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology, Serie 56.* (4): 235–258.

Kidwell S.M., Fürsich F.T. & Aigner T., (1986). Conceptual framework for the analysis of fossil concentrations. *Palaios.* (1): 228-238.

Kidwell S.M. & Bosence D.W.J., (1991). Taphonomy and time-averaging of marine shelly faunas. *En Allison P.A. & Briggs D.E. (Eds.): Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record. Topics in Geobiology, Plenum Press.* (9): 115-209.

Kraus M.J. & Aslan A., (1993). Eocene hydromorphic paleosols: significance for interpreting ancient foodplain processes. *Journal of Sedimentary Petrology*. (63): 434-463.

Kraus MJ., (1999). Palesols in clastic sedimntary rocks: Their geologic applications. *Earth Science Reviews.* (47): 41-70.

Leclair S.F. & Bridge J.S., (2001). Quantitative interpretation of sedimentary structures formed by river dunes. *Journal of Sedimentary Research.* (71): 713-716.

Leeder M.R., (1999). Sedimentology and sedimentary basins: from turbulence to tectonics. *Blackwell Publishing, Oxford, United Kingdom.* 592.

Limarino C.O., Scasso R.A., Caselli A.T., Fazio A., Miretzki P. & Net L., (1996). Petrología y geoquímica de las facies eólicas de la Formación Mariño (Terciario superior), Precordillera de Mendoza. *Relatorio VI Reunión Argentina de Sedimentología, Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina.* (1): 43-48.

MacEachern J.A., Bann K.L., Pemberton S.G., & Gingras M.K., (2007). The Ichnofacies paradigm: High-resolution paleo-environmental interpretation of the rock record. *En MacEachern J.A., Bann K.L., Gingras M.K., & Pemberton S.G. (Eds.): Applied Ichnology. Society for Sedimentary Geology, Short course notes.* (52): 27-64.

McPhie J., Doyle M. & Allen S.R., (1993). Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks, Centre for Ore Deposit and Exploration *Studies. University of Tasmania*. 198 pp.

Mann A.W. & Horwitz R.C., (1979). Groundwater calcrete deposits in Australia: some observations from Western Australia. *Journal of the Geological Society of Australia.* (26): 293-303.

Manville V., Németh K. & Kano K., (2009). Source to sink: A review of three decades of progress in the understanding of volcaniclastic processes, deposits, and hazards*. Sedimentary Geology*. (220): 136-161.

Mc Glue M.M., Soreghan M.J., Michel E., Todd J.A., Cohen A.S., Mischler J., O'connell C.S., Castan Eda O.S., Hartwell R.J., Lezzar K.E., & Nkotagu H.H., (2010). Environmental controls on shell-rich facies in tropical lacustrine rifts: A view from Lake Tanganyika's Littoral. *Palaios.* (25): 426–438.

Miall A.D., (1977). A review of the braided river depositional model of alluvial stratigraphy: Theory and aplication. *Journal of Sedimentary Research, Serie B.* (65): 7-31.

Miall A.D., (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *En Miall A.D. (Ed.): Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists Bulletin, Memories.* (5): 579-604.

Miall A.D., (1996). The geology of fluvial deposit: Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. *Springer-Verlag, Berlin.* 582.

Miall A.D., (2006). Reconstructing the architecture and sequence stratigraphy of the preserved fluvial record as a tool for reservoir development: A reality check. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin 90 (7), 989-1002.

Middleton GV., (1978). Sedimentology - history. *En Fairbridge R.W. & Bourgeois J. (Eds.): The encyclopedia of sedimentology. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsberg.* 707-:712

Milroy P.G. & Wright V.P., (2002). Fabrics, facies control and diagénesis of lacustrine ooids and associated grains from the Uppr Triassic, southwest England. *Geological Journal.* (37): 35-53.

Mjøs R., Walderhaug O. & Prestholm E., (1993). Crevasse splay sandstone geometries in the Middle Jurasic Ravenscar Group Yorkshire, UK. *En Marzo M. & Puigdefáfregas C. (Eds.): Alluvial Sedimentation. International Association of Sedimentologist Special Publication, Blackwell Scientific Publications, Oxford.* (17): 167-184.

Netterberg F., (1969). The interpretation of some basin calcrete types. *South Africa Archaeology Bulletin*. (24): 117-122.

North C.P. & Taylor K.S., (1996). Ephemeral–fluvial deposits: integrated outcrop and simulation studies reveal complexity. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin.* (80): 811–830.

North C.P. & Davidson S.K., (2012). Unconfined alluvial flow processes: recognition and interpretation of their deposits, and the significance for palaeogeographic reconstruction. *Earth-Science Reviews*. (111): 199–223.

Paola C. & Borgman L., (1991). Reconstructing random topography from preserved stratification. *Sedimentology.* (38): 553–565.

Plee K., Ariztegui D., Martini R. & Davaud E., (2008). Unravelling the microbial role in ooid formation - results of an in situ experiment in modern freshwater Lake Geneva in Switzerland. *Geobiology.* (6): 341-350.

Ramos A. & Sopeña A., (1983). Gravel bars in low sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). *En Collinson J.D. & Lewin J. (Eds.): Modern and ancient fluvial systems. IAS Special Publication.* (6): 301-312.

Ramsay P.J., Cooper J.A.G., Wright C.I. & Mason T.R., (1989). The occurrence and formation of ladderback ripples in subtidal, shallow marine sands, Zululand, South Africa. *Marine Geology.* (86): 229–235.

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

Reineck H.E. & Wunderlich F., (1968). Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology.* (11): 99-104.

Reineck H.E. & Singh I.B., (1980). Tidal flats. *En Reineck H.E. & Singh I.B. (Ed.): Depositional Sedimentary Environments. Springer, Berlin, Heidelberg.* 430-456.

Retallack G.J., (1988). Field recognition of paleosols. *En Reinhardt J. & Sigleo W.R. (Eds.): Paleosols and weathering through geologic time: techniques and applications. Geological Society of America Special Paper.* (216): 1-20.

Retallack G.J., (1997). A colour guide to paleosols. *John Wiley & Sons, Chichesters.* 175.

Retallack G.J., (2001). Soils of the past: An Introduction to Paleopedology. *Blackwell Science, Second edition, Oxford, United Kingdom.* 404.

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 (inédita), Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Buenos Aires, Argentina.* 303.

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

Sohn Y.K., (1997). On traction-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research.* 67(3): 502-509.

Stanley K.O. & Surdam R.C., (1978). Sedimentation on the front of Gilbert type deltas, Washakie basin, Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology.* (48): 557–573.

Tänavsuu-Milkeviciene K. & Sarg J.F., (2012). Sedimentology of the world class organic-rich lacustrine system, piceance basin, colorado. *En Smith M.E. & Carroll A.R. (Eds): Stratigraphy and Paleolimnology of the Green River Formation, Western USA. Springer, Dordrecht Heidelberg, New York, London, UK.* 153-182.

Teruggi M., Mazzoni M., Spalletti L. & Andreis R., (1978). Rocas piroclásticas: Interpretación y sistemática. *Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y complementaria.* (5): 1-45.

Tineo D.E., Bona P., Pérez L.M., Vergani G.D., González G., Poiré D.G., Gasparini Z.N. & Legarreta P., (2015). Palaeoenvironmental implications of the giant crocodylian Mourasuchus (Alligatoridae, Caimaninae) in the Yecua Formation (late Miocene) of Bolivia. *Alcheringa*. (39): 224-235.

Tucker M.E., (1991). Sedimentary petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks. *Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK.* 260.

Varela A.N., Veiga G.D. & Poiré D.G., (2012). Sequence stratigraphic analysis of Cenomanian greenhouse palaeosols: A case study from southern Patagonia, Argentina. *Sedimentary Geology*. (271-271): 67-82.

Walker R.G., (2006). Facies models revisited. *En Posamentier H.W. & Walker R.G. (Eds.): Facies Models Revisited. SEPM Special Publication.* (84): 1-18.

Zuffa G.G., (1980). Hybrid arenites: Their composition and classification. *Journal os Sedimentary Petrology*. (50): 21-29.

CAPÍTULO 5

ANÁLISIS COMPOSICIONAL

Existe una gran variedad de técnicas de laboratorio para estudiar sucesiones de rocas sedimentarias, las cuales son empleadas con la finalidad de complementar los estudios sedimentológicos de campo. Para ello, en este trabajo de tesis se abordarán las técnicas de análisis petrográfico y de difracción de rayos *X*, lo que permitirá realizar un estudio composicional de las distintas litologías presentes, con el objetivo de caracterizar con mayor grado de detalle las diferentes facies y asociaciones de facies sedimentarias, brindando así otras herramientas para interpretar de los modelos depositacionales.

Durante el transcurso de este capítulo se expondrán los resultados composicionales obtenidos de las distintas sedimentitas pertenecientes a la Formación Yecua y la Formación Tranquitas relevadas en las localidades estudiadas (ver Capítulo 1). Se analizó un total de 319 muestras de rocas sedimentarias mediante difracción de rayos *X*, de las cuales se obtuvo la composición mineralógica de la roca total y la caracterización de los argilominerales presentes. A partir del análisis petrográfico de un total de 188 muestras, se llevó a cabo la caracterización composicional de las areniscas silicoclásticas y mixtas (silicoclásticas - carbonáticas), donde se cuantificaron los componentes presentes, con la finalidad de determinar modas composicionales, y discutir posteriormente posibles áreas de aporte y la procedencia de las mismas.

5.1- DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)

La difracción de rayos *X* es una técnica que se usa rutinariamente en la identificación mineralógica de las rocas sedimentarias, con especial énfasis en las rocas de grano fino (limolitas - arcilitas). Actualmente mediante el análisis de roca total y de las muestras orientadas de la fracción menor a 4 μm de arcillas (ensayos de muestra natural, glicolada [24hs] y calcinada [2hs] a 550°), es posible obtener valores semi-cuantitativos de cada una de las especies minerales a partir de la lectura de las líneas de difracción representadas en forma gráfica en los difractogramas (ver Capítulo 2).

Se realizó el análisis de un total de 319 muestras mediante difractometría de rayos *X* pertenecientes a las litofacies halladas (silicoclásticas y mixtas) en las formaciones Yecua y Tranquitas. Las muestras fueron obtenidas de los afloramientos a lo largo de toda el área de estudio, y producto del gran

espesor que estas unidades presentan, se utilizó como criterio para el muestreo variaciones significativas de la litología, siguiendo los posibles cambios, tanto en la composición como en la granulometría.

Los resultados obtenidos del análisis de difracción de rayos *X*, tanto de roca total como de la fracción arcilla, se expresaron en tablas para cada una de las localidades, donde los datos fueron recalculados a porcentajes a partir del área bajo la curva de los difractogramas, con la finalidad de identificar con mayor claridad tendencias y/o contrastes de contenidos entre las distintas especies minerales, consideradas en su conjunto o entre pares de minerales (e.g. esmectita / caolinita) (Tabla 5.1 a 5.11 – ver Anexo 2).

Posteriormente, estos valores fueron representados en forma paralela a los perfiles sedimentarios, donde se graficaron los resultados (semi-cuantitativos) obtenidos de cada uno de los análisis de las muestras, otorgándole entidad a todo el nivel que la representa. Toda esta información en conjunto con los resultados petrográficos, se utilizó para establecer el origen de los minerales, en particular, de las asociaciones de minerales de arcillas (detríticas y/o autigénicas). De esta forma, se pudo realizar un análisis detallado de las variaciones composicionales que se hallan asociados a posibles diferencias en las fuentes de sedimentos (e.g. mayor influencia de actividad volcánica) y condiciones de meteorización que aporten a la reconstrucción paleoclimática.

5.1.1- LA ANGOSTURA

De esta localidad se obtuvo un total de 26 muestras perteneciente a la Formación Yecua. En las Figuras 5.1.A-B y 5.2.A-C se pueden observar el perfil sedimentológico de esta localidad al que se le adjunta la interpretación de los resultados obtenidos a partir de la DRX, mostrando las variaciones composicionales en sentido vertical.

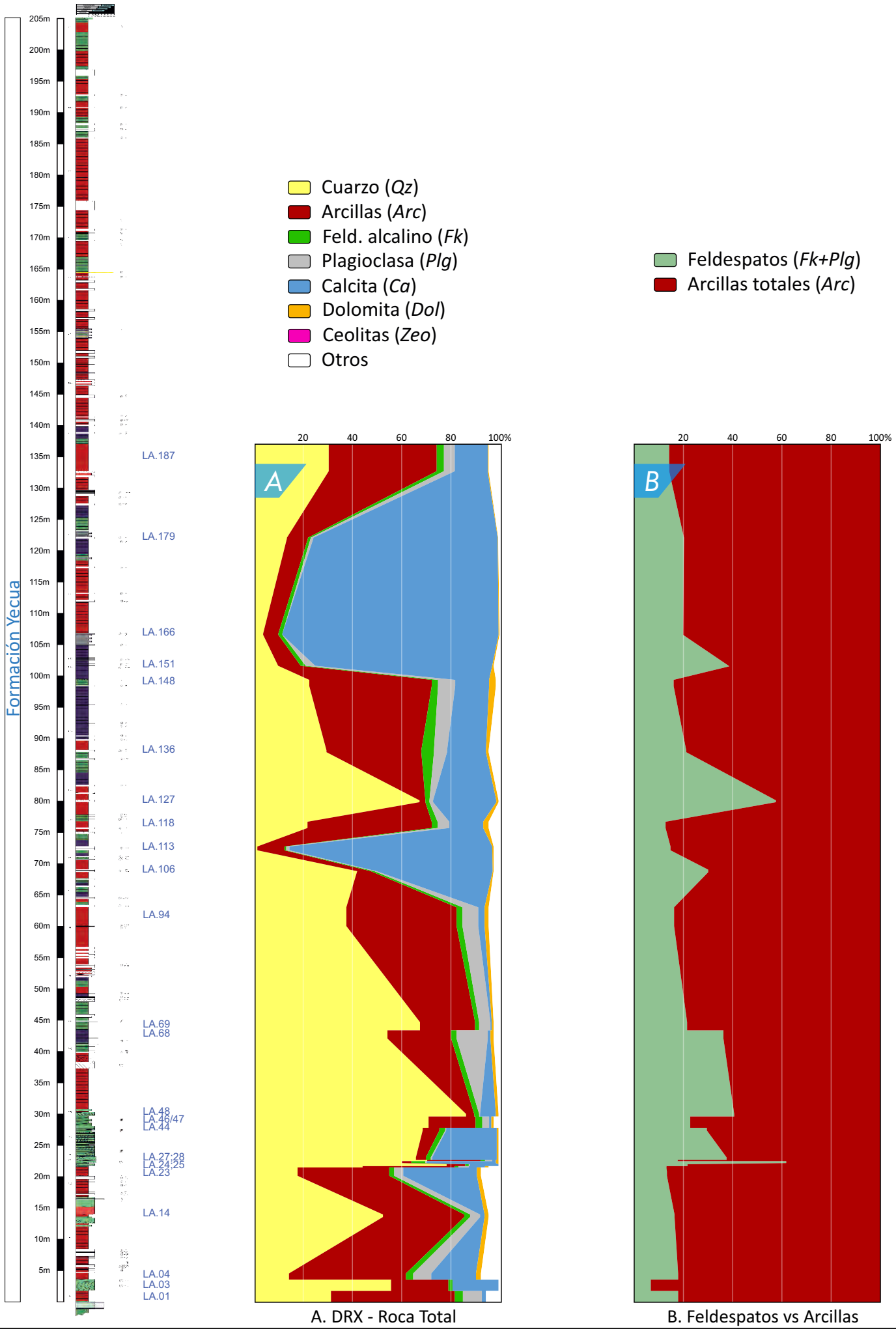
El diagrama de roca total permite ver que esta localidad se caracteriza por un claro predominio de cuarzo y arcillas, con niveles puntuales con contenido abundante a muy abundante de calcita. Los feldespatos alcalinos y las plagioclasas en general se encuentran en bajas proporciones y en forma constante a lo largo de toda la sección. La pirita y dolomita se hallan como minerales trazas.

El análisis de las fracciones finas deja en evidencia que la illita constituye en promedio el componente dominante de los argilominerales (30%), con variaciones entre 0 y 65%. Los contenidos de esmectita y caolinita se observan en cantidades moderadas, oscilando su contenido de 0 – 23% y 0 – 44% respectivamente. Por su parte, la I/S y clorita se hallan en cantidades muy escasas a escasas.

Difracción de Rayos X

Figura 5.1

Perfil La Angostura (LA) - Roca Total



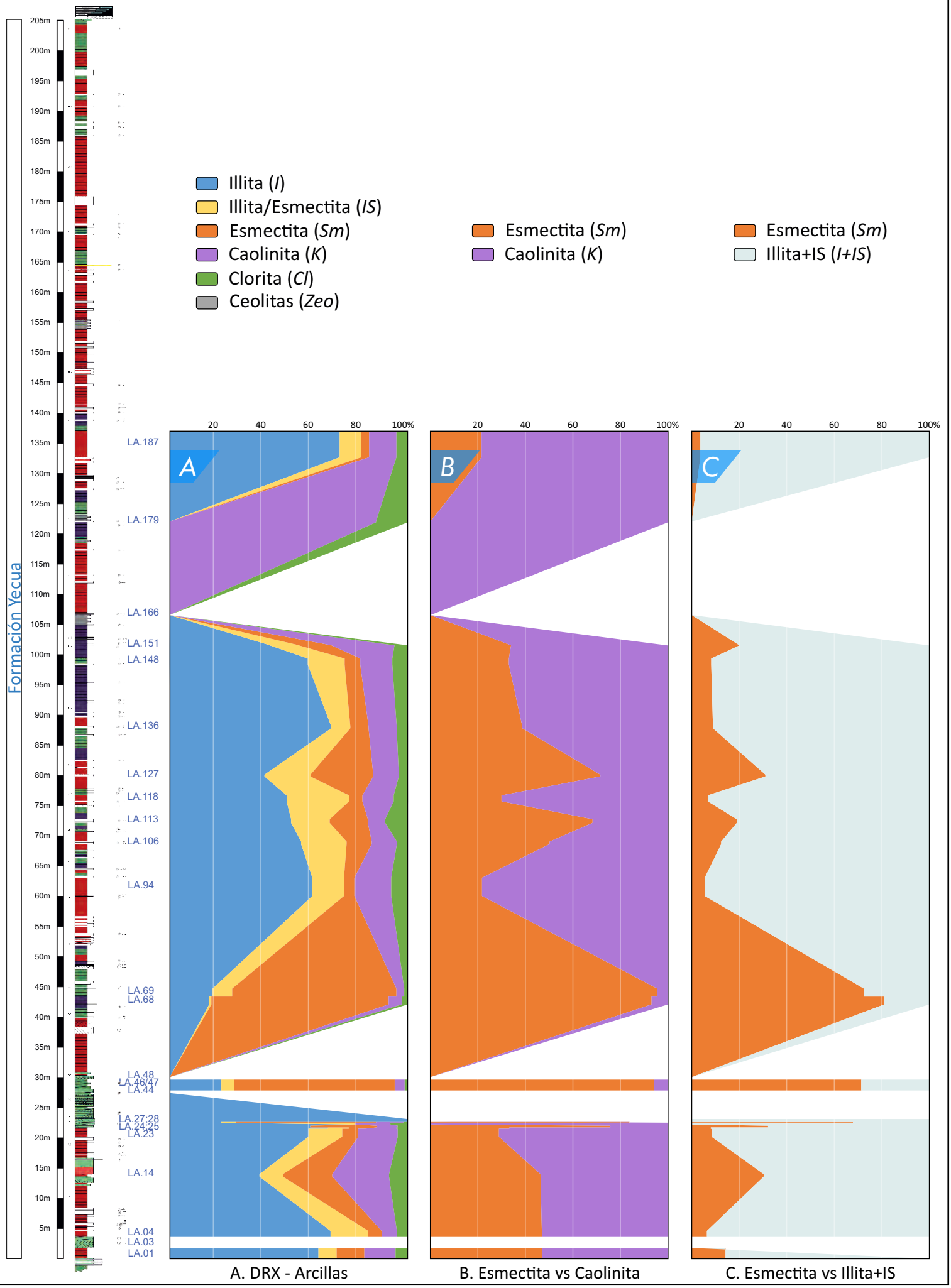
A. DRX - Roca Total

B. Feldespatos vs Arcillas

Difracción de Rayos X

Figura 5.2

Perfil La Angostura (LA) - Arcillas



5.1.2- RÍO GRANDE ABAPÓ

De las 43 muestras obtenidas de la Formación Yecua en esta localidad, se visualiza a partir del análisis de roca total (Figura 5.3.A-B) una preponderancia del cuarzo y las arcillas, que intercalan con niveles con abundante contenido de calcita. Al igual que en la localidad anterior, las plagioclasas y los feldespatos alcalinos se advierten en proporciones escasas, y constantes a lo largo de toda la sección.

Las fracciones finas (Figura 5.4.A-C) se encuentran mayormente representadas por la illita con valores promedios del 37%, las cuales alternan entre 18 – 66%. Los interestratificados I/S alcanzan en promedio el 17%. Los contenidos de caolinita y esmectita se localizan en tenores moderados, variando ambos entre 0 y 20%. Por último, la clorita siempre permanece en proporciones muy escasas (≤5%).

5.1.3- CHARAGUA

Se recolectaron 35 muestras pertenecientes a la Formación Yecua, las que en roca total (Figura 5.5.A-B) muestran contenidos muy abundantes de cuarzo. Por otro lado, se observan niveles con sumas variables (moderado a abundante) de arcillas y calcita que se disponen en forma alternada. Las plagioclasas y feldespatos potásicos generalmente se hallan en cantidades muy bajas (<5%). La dolomita y la pirita se visualizan como minerales trazas (≤ 1%).

La illita es el mineral de las arcillas más abundante en esta localidad (Figura 5.6.A-C) constituyendo en promedio el 25% de las fracciones finas, que oscilan entre 5 – 45%. En general, la esmectita posee menor tenor que la illita, aunque en algunos casos su contenido asciende hasta el 55%. Los interestratificados I/S, la caolinita y la clorita se mantienen en tenores moderados a escasos (5 - 24%).

5.1.4- RÍO PARAPETÍ

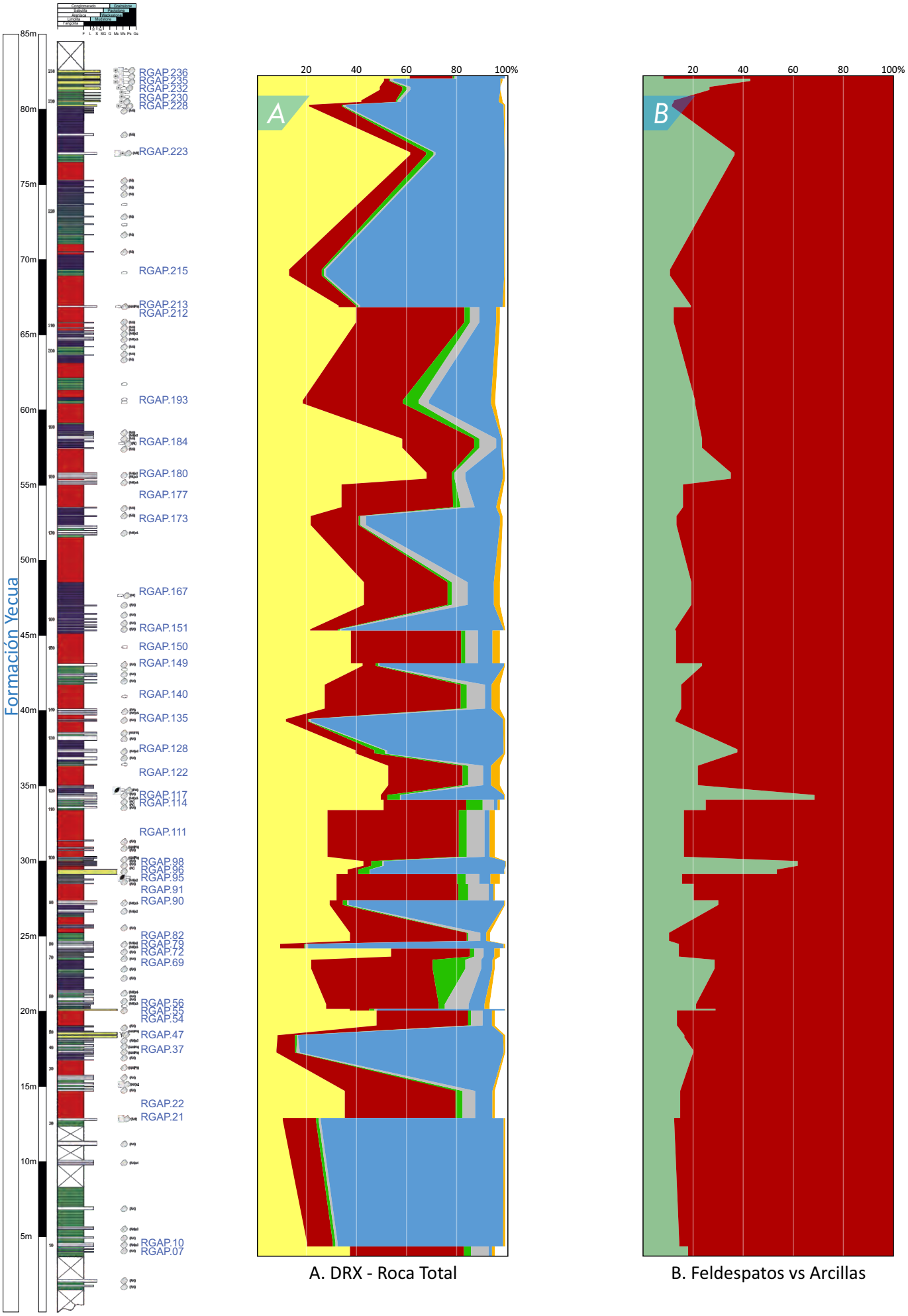
En esta localidad se recogieron 12 muestras de la Formación Yecua. Mediante el análisis de roca total (Figura 5.7.A-B) se pone de manifiesto que la composición de esta sección es predominantemente cuarzosa (60%). Las arcillas y la calcita se encuentran en proporciones moderadas, concentrándose por lo general en niveles puntuales y en forma alternada. Las plagioclasas y feldespatos potásicos generalmente se hallan en sumas muy escasas a escasas a lo largo de todo el perfil. Cabe destacar la presencia de un nivel hacia el techo de la sección que presenta escaso contenido de clinoptilolita.

Dentro de la fracción arcilla (Figura 5.8.A-C), la illita constituye la fracción mayoritaria (33%), variando entre 14 – 54 %. La esmectita y los I/S se visualizan en cantidades escasas a moderadas (5 – 18%). Por su parte, la clorita y caolinita se encuentran en tenores escasos a lo largo de toda la sección. Al igual

Difracción de Rayos X

Figura 5.3

Perfil Río Grande Abapó (RGAP) - Roca Total



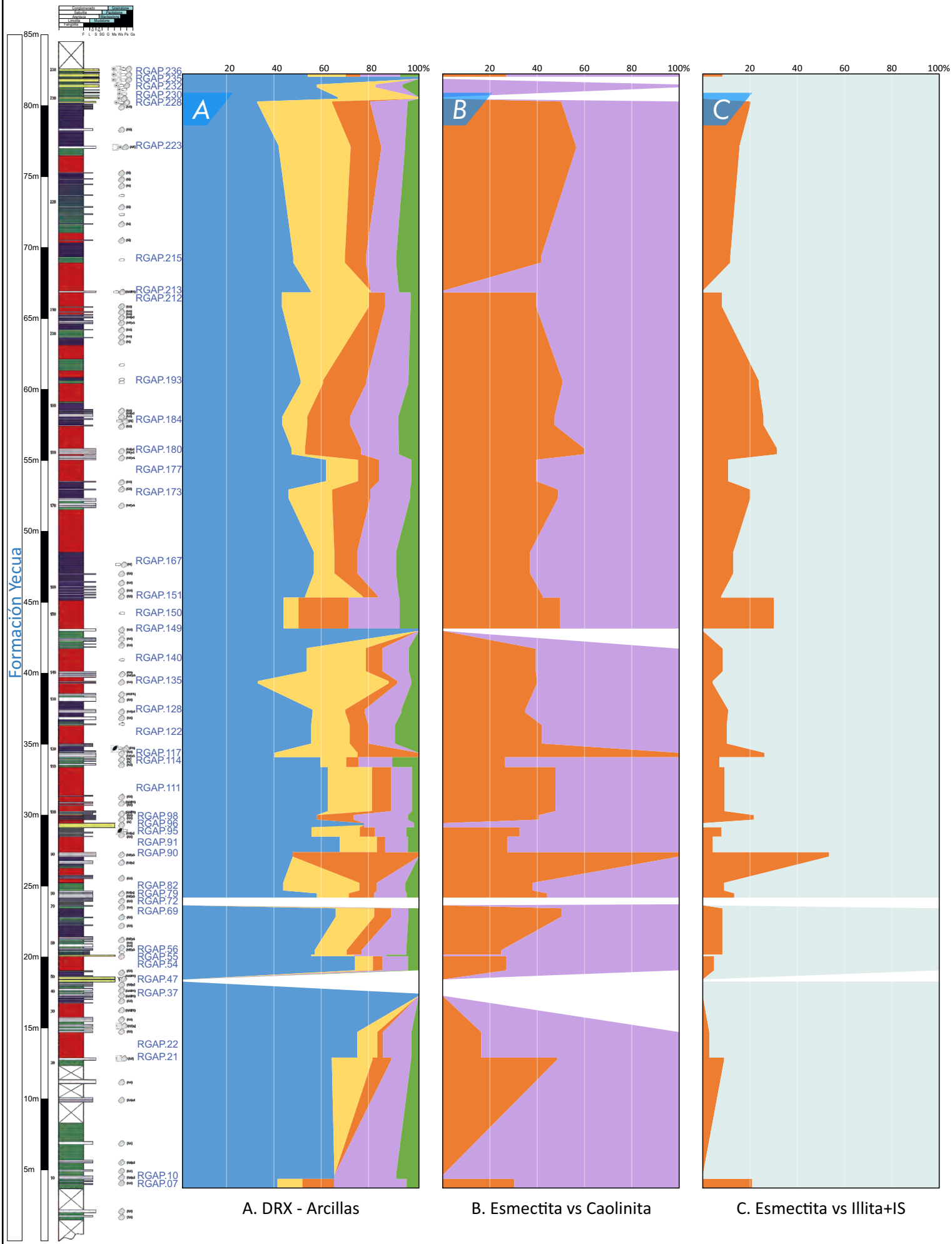
A. DRX - Roca Total

B. Feldespatos vs Arcillas

Difracción de Rayos X

Figura 5.3

Perfil Río Grande Abapó (RGAP) - Arcillas



A. DRX - Arcillas

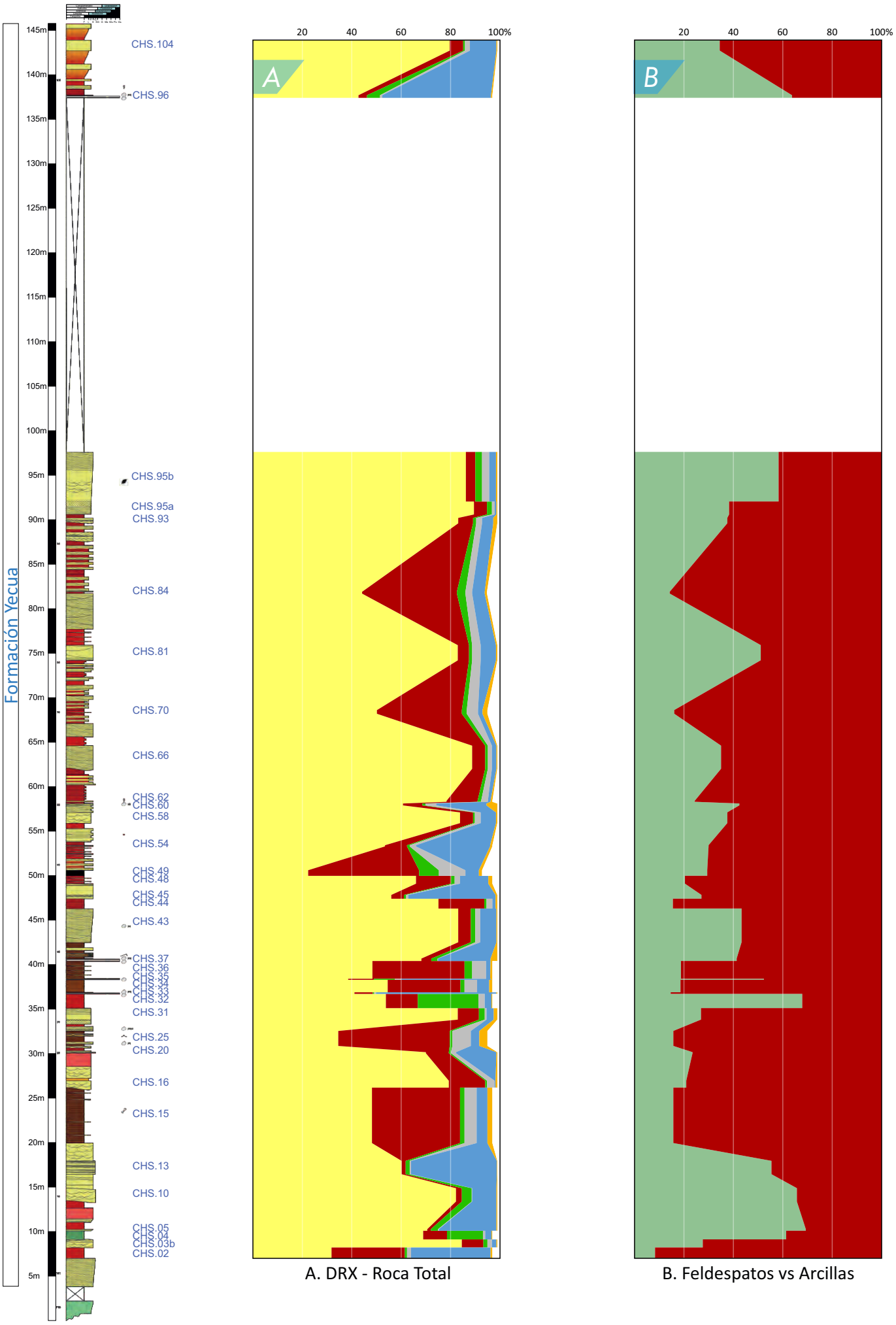
B. Esmectita vs Caolinita

C. Esmectita vs Illita+IS

Difracción de Rayos X

Figura 5.5

Perfil Charagua (CH) - Roca Total



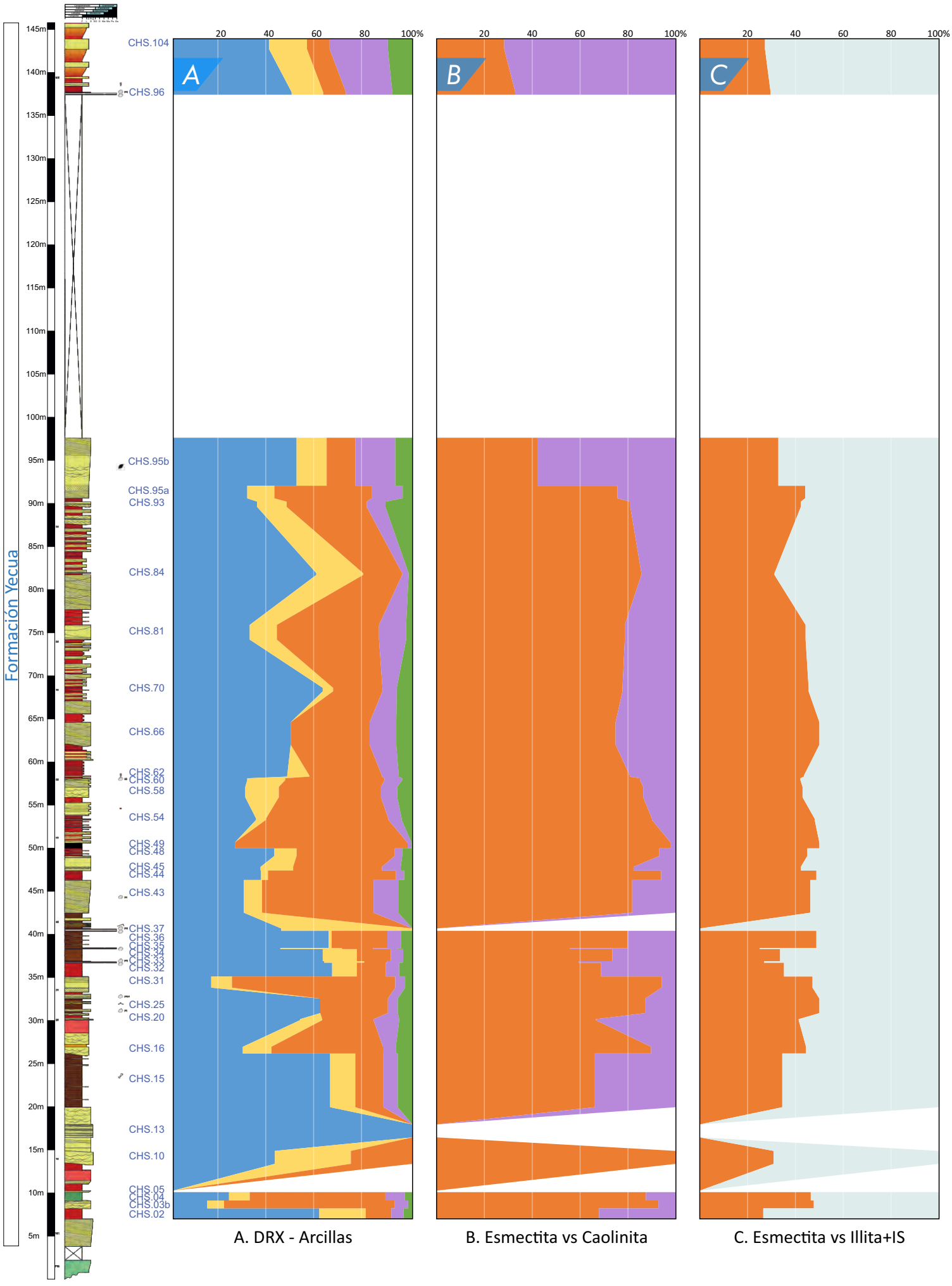
A. DRX - Roca Total

B. Feldespatos vs Arcillas

Difracción de Rayos X

Figura 5.6

Perfil Charagua (CH) - Arcillas



A. DRX - Arcillas

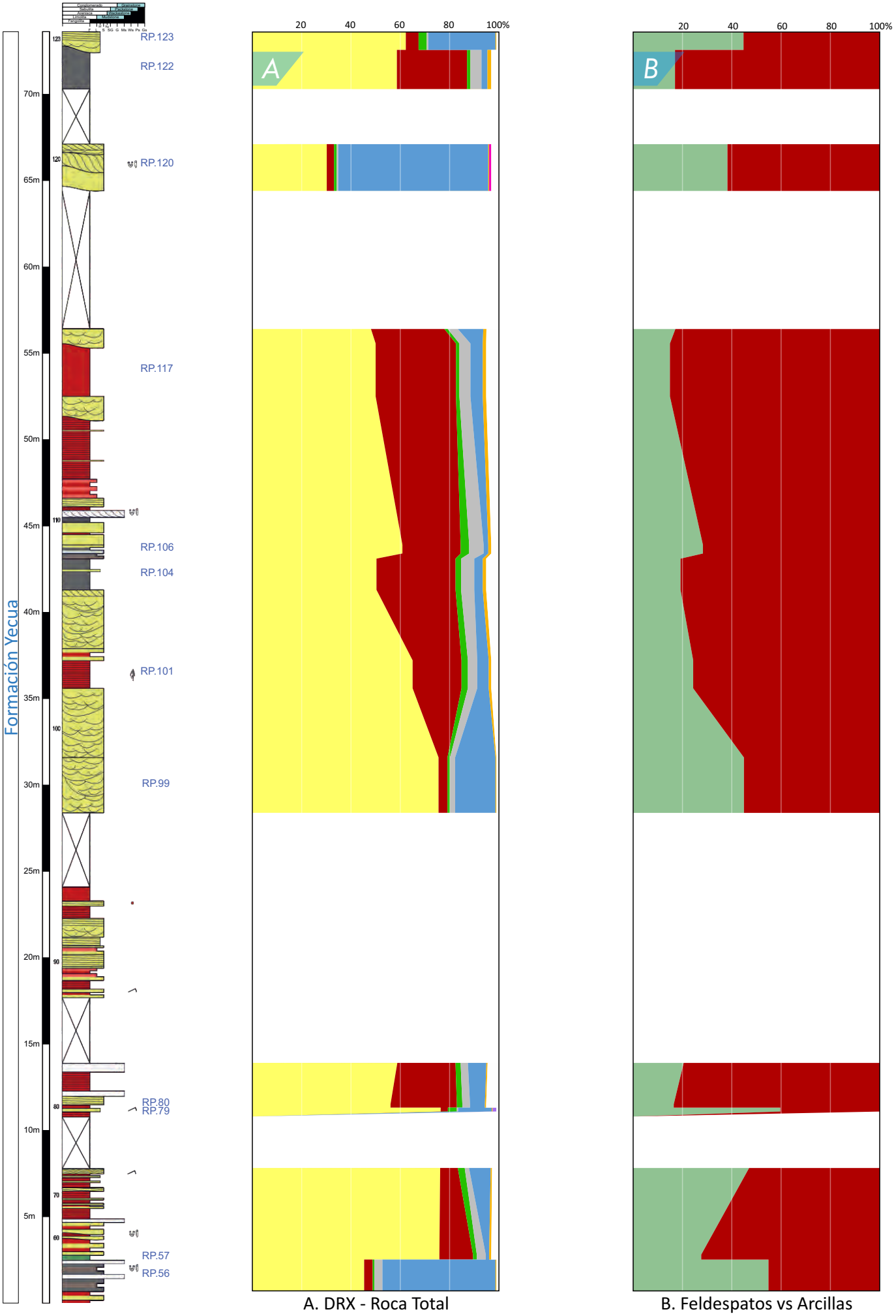
B. Esmectita vs Caolinita

C. Esmectita vs Illita+IS

Difracción de Rayos X

Figura 5.7

Perfil Río Parapetí (RP) - Roca Total



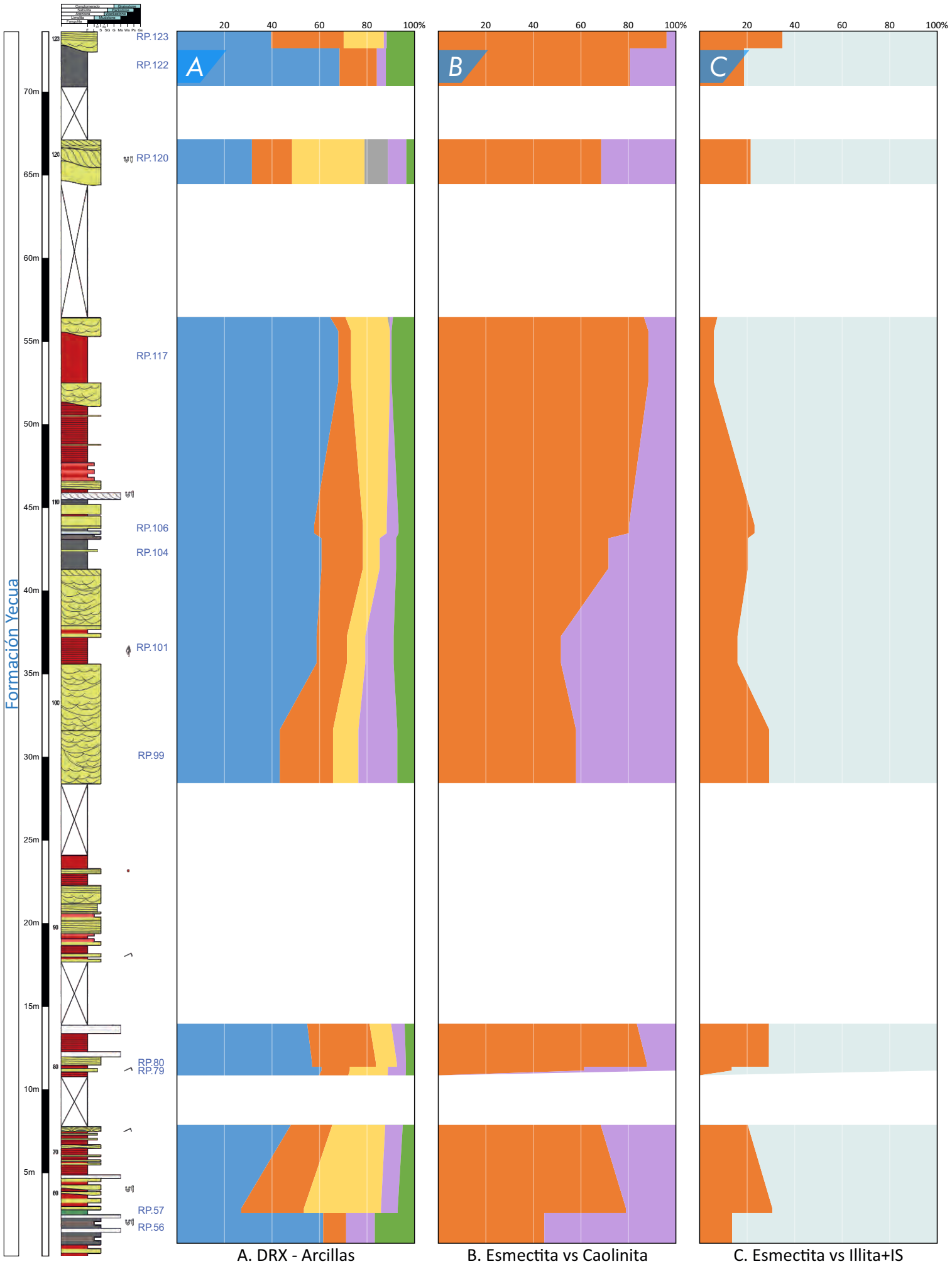
A. DRX - Roca Total

B. Feldespatos vs Arcillas

Difracción de Rayos X

Figura 5.8

Perfil Río Parapetí (RP) - Arcillas



A. DRX - Arcillas

B. Esmectita vs Caolinita

C. Esmectita vs Illita+IS

que en roca total, dentro del análisis orientado se destaca la presencia de clinoptilolita en contenidos escasos hacia los términos superiores de la sección (6%).

5.1.5- QUEBRADA VICTORIA OESTE

Las 12 muestras analizadas de la Formación Yecua a través de roca total (Figura 5.9.A-B) evidencian el dominio del cuarzo por sobre el resto de las fases minerales presentes constituyendo más del 50 %. Los minerales de las arcillas y la calcita se encuentran representadas a lo largo de toda la sucesión en cantidades moderadas, pero con un amplio grado de variabilidad (entre el 2 – 55% y el 1 – 75% respectivamente). Las plagioclasas y feldespatos alcalinos generalmente se hallan en proporciones muy escasas a escasas a lo largo de todo el perfil. La dolomita y la pirita se observan como minerales trazas (≤ 1%).

La illita es el argilomineral dominante dentro de la sección con promedios de 35%, fluctuando entre 16 y 58%. La caolinita, esmectita e I/S se visualizan en cantidades escasas a moderadas. Por su parte, la clorita se advierte en porcentajes inferiores al 5% (Figura 5.10.A-C).

5.1.6- EL PALMAR OESTE

Se analizaron 19 muestras correspondientes a la Formación Yecua. Esta sección se caracteriza por mostrar muy abundante contenido de cuarzo, seguido por contenidos moderados de argilominerales. La calcita, las plagioclasas y feldespatos potásicos se hallan en proporciones muy escasas. Solo en algunos niveles basales se observa un incremento de la calcita, alcanzando contenidos moderados. La dolomita y la pirita se visualizan como minerales trazas (Figura 5.11.A-B).

Del análisis de las fracciones finas (Figura 5.12.A-C), se advierte un dominio de la esmectita e illita, donde las proporciones oscilan entre 5 – 60%. La caolinita, clorita e I/S se encuentra en contenidos escasos a muy escasos (<5%).

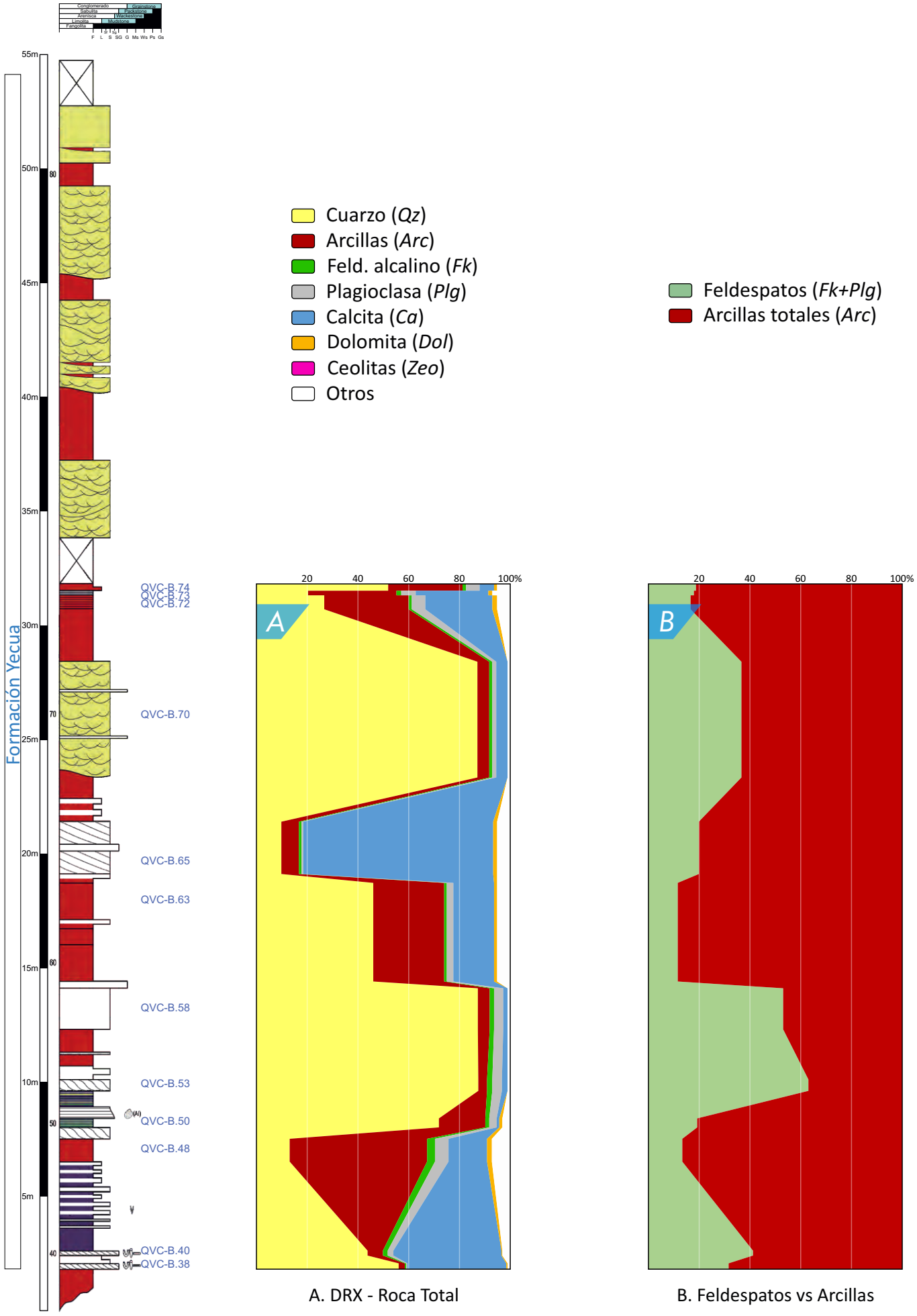
5.1.7- PIQUIRENDA VIEJO

De esta localidad se analizaron 41 muestras pertenecientes a la Formación Yecua (*Miembro Serie de Transición*) y Tranquitas (*Miembro Areniscas Calcáreas*). De los resultados del análisis de roca total (Figura 5.13.A-B) se obtiene que existe un claro predominio del cuarzo por sobre el resto de las especies minerales en ambas formaciones, alcanzando un valor promedio de 65% para la Formación Yecua y 77% para la Formación Tranquitas. Los argilominerales en términos generales se presentan a lo largo de toda la sección con una alta variabilidad (3 – 66%). La calcita y los feldespatos se hallan en proporciones muy escasas, a excepción de un nivel basal dentro de la Formación Tranquitas que contiene altos tenores de calcita, y un

Difracción de Rayos X

Figura 5.9

Perfil Qda. Victoria Oeste (QVC-B) - Roca Total



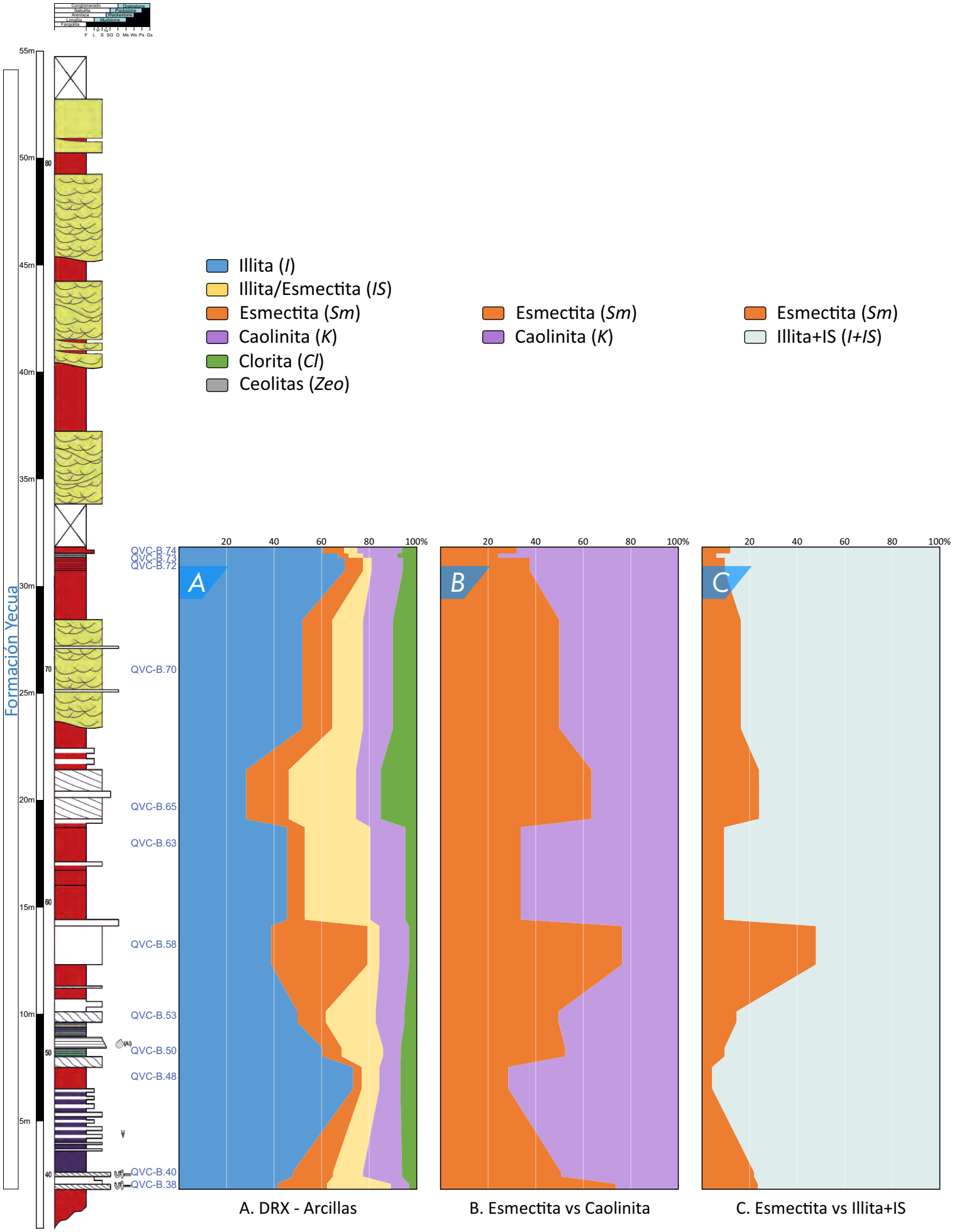
A. DRX - Roca Total

B. Feldespatos vs Arcillas

Difracción de Rayos X

Figura 5.10

Perfil Qda. Victoria Oeste (QVC-B) - Arcillas



A. DRX - Arcillas

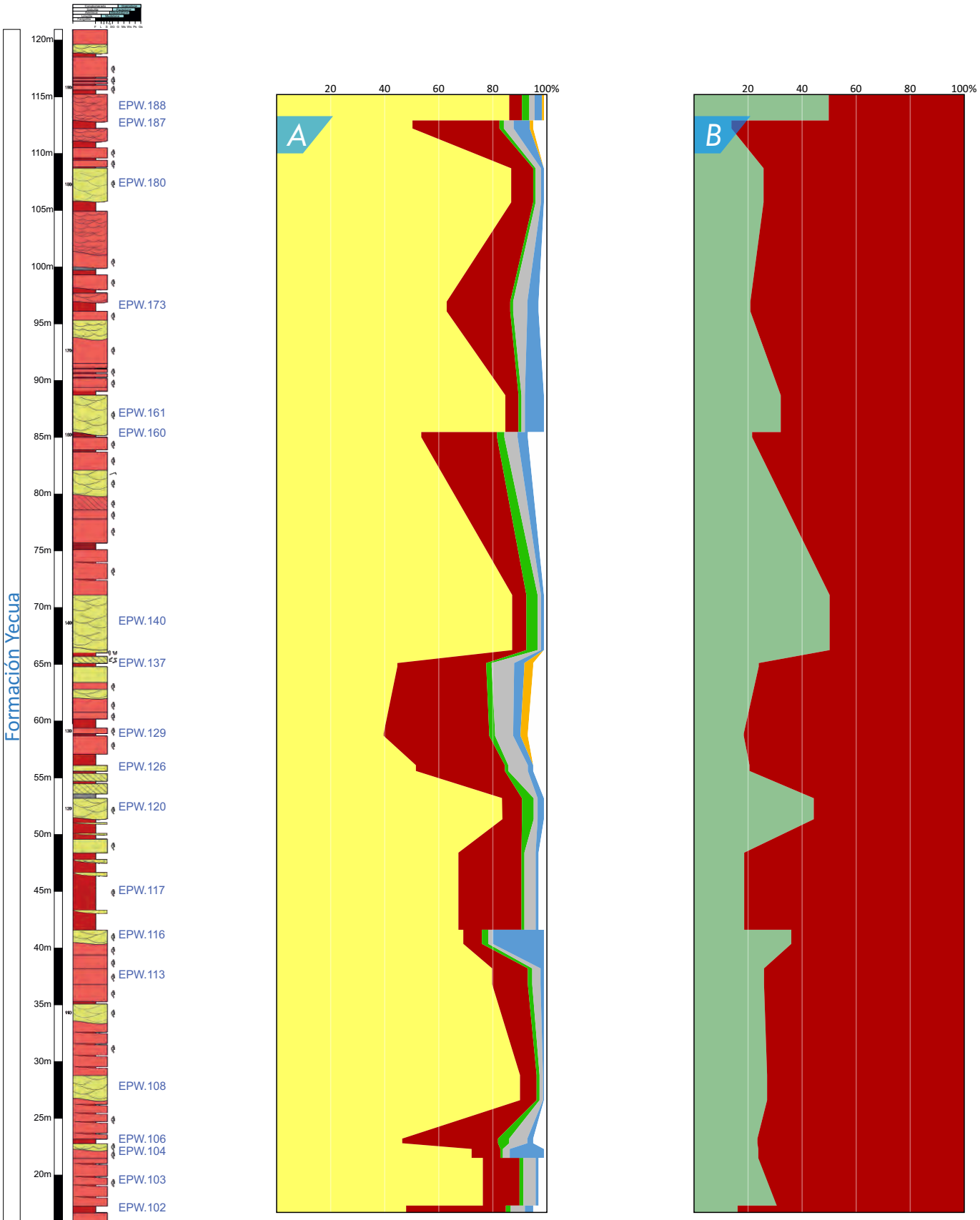
B. Esmectita vs Caolinita

C. Esmectita vs Illita+IS

Difracción de Rayos X

Figura 5.11

Perfil El Palmar Oeste (EPW) - Roca Total



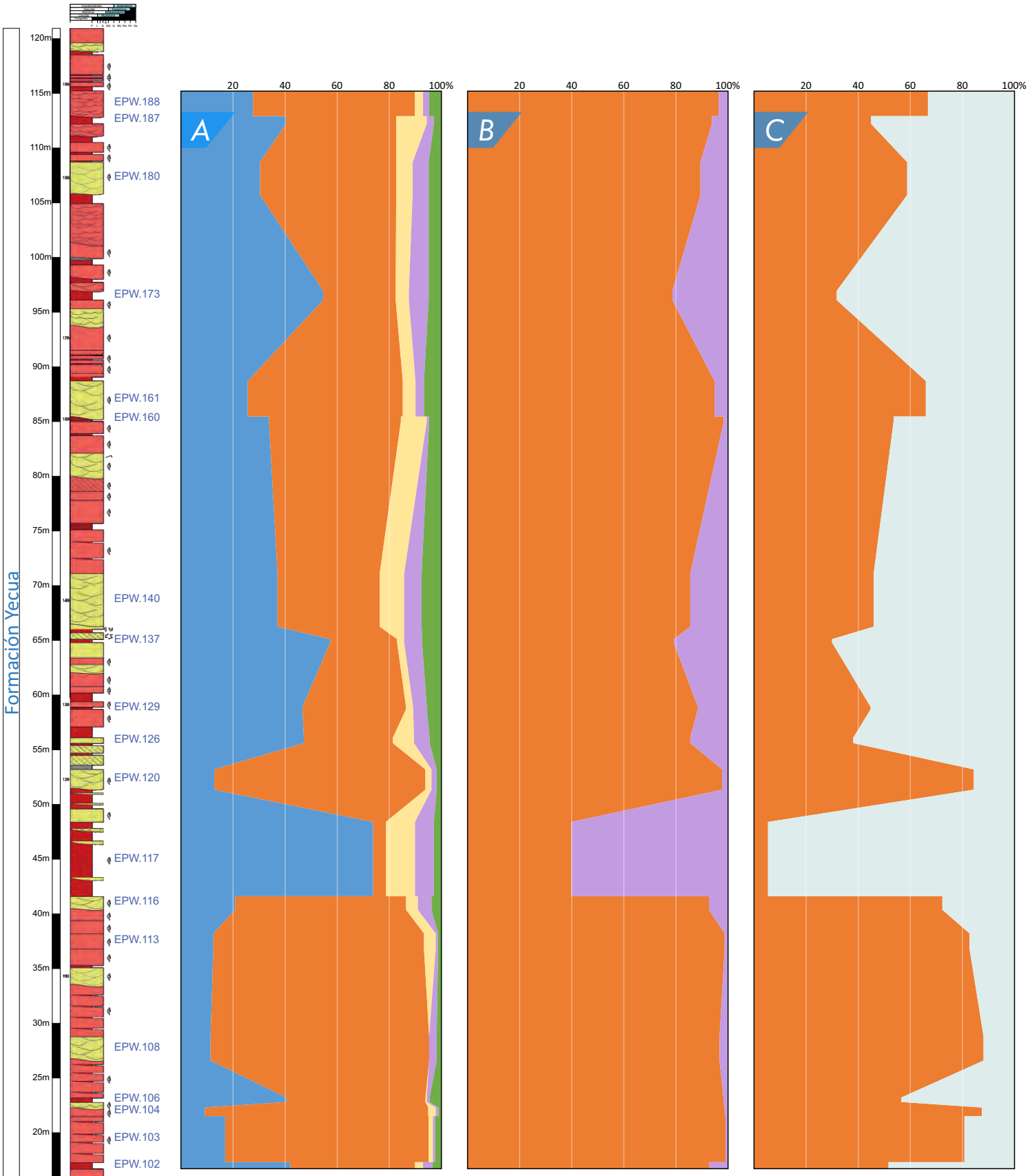
A. DRX - Roca Total

B. Feldespatos vs Arcillas

Difracción de Rayos X

Figura 5.12

Perfil El Palmar Oeste (EPW) - Arcillas



A. DRX - Arcillas

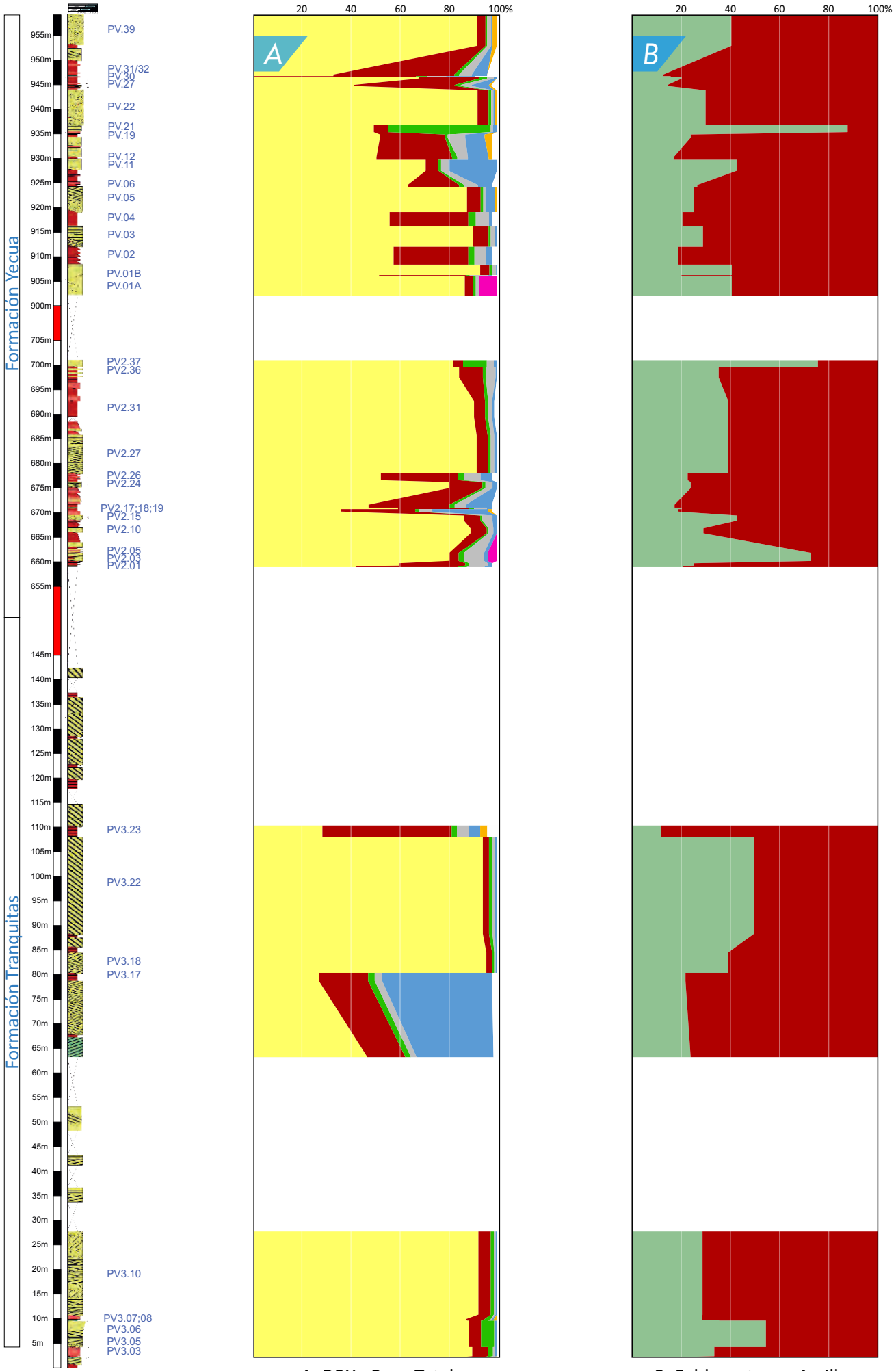
B. Esmectita vs Caolinita

C. Esmectita vs Illita+IS

Difracción de Rayos X

Figura 5.13

Perfil Piquirenda Viejo (PV) - Roca Total



A. DRX - Roca Total

B. Feldespatos vs Arcillas

Difracción de Rayos X

Figura 5.14

Perfil Piquirenda Viejo (PV) - Arcillas



A. DRX - Arcillas

B. Esmectita vs Caolinita

C. Esmectita vs Illita+IS

nivel ubicado hacia los términos superiores (Formación Yecua) que presenta un alto contenido en feldespato potásico. La dolomita y la pirita se visualizan como minerales trazas. Dentro de la Formación Yecua, se observan niveles con contenidos escasos de clinoptilolita.

La Formación Tranquitas se caracteriza por presentar abundante contenido en caolinita (Figura 5.14.A-C) alcanzando valores promedios de 26%. La illita se halla dentro de esta unidad en cantidades promedios del 16%. Por otro lado, en la sección superior (Formación Yecua) se observa un dominio de illita (25%) y esmectita (15%) por sobre el resto de las fracciones finas. La clorita y los interestratificados I/S se encuentran a lo largo de toda la sección en proporciones escasas a muy escasas (< 15%). Cabe destacar la presencia de 2 intervalos dentro de la Formación Yecua que concentran niveles de clinoptilolita en proporciones que van desde 3 – 30%.

5.1.8- QUEBRADA GALARZA

En esta localidad se obtuvieron 5 muestras pertenecientes a la Formación Yecua y 10 muestras correspondientes a la Serie Galarza y Serie Abigarrada. Solo se hará hincapié en la composición mineralógica perteneciente a la Formación Yecua (Figura 5.15.A-B). Del análisis de roca total se evidencia el dominio del cuarzo, el cual se encuentra en tenores de muy abundante a abundante. Los argilominerales y la calcita se hallan en contenidos moderados a abundantes, mientras que los feldespatos solo alcanzan proporciones muy escasas.

Las fracciones finas se encuentran caracterizadas por el abundante contenido de illita (27%), seguida por la moderada presencia de esmectita e I/S con valores que fluctúan entre 5 – 20% (Figura 5.16.A-C). La caolinita y clorita se observan en cantidades muy escasas, menores al 5%.

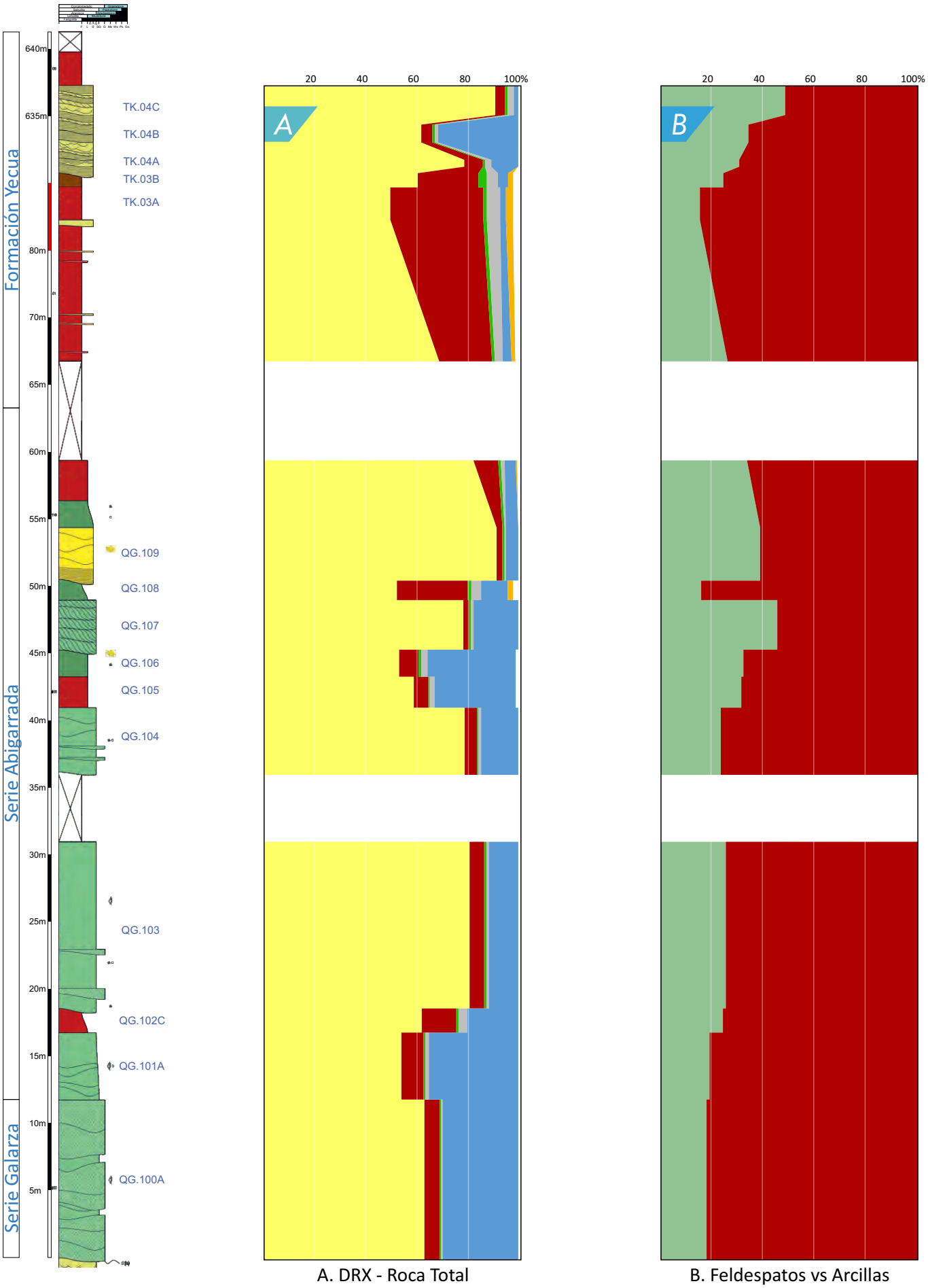
5.1.9- SAN PEDRITO

De esta localidad se analizaron 37 muestras pertenecientes a la Formación Yecua (o *Miembro Serie de Transición*) y Tranquitas (o *Miembro Areniscas Calcáreas*), relevadas en cuatro secciones. Del análisis de roca total (Figura 5.17.A-B) se obtiene que ambas unidades presentan un claro predominio de cuarzo, el cual se mantiene en proporciones muy abundantes dentro de todas las muestras analizadas. Los minerales de las arcillas constituyen la segunda fracción dominante, presentándose dentro del Miembro Areniscas Calcáreas en cantidades escasas a moderadas, mientras que dentro de la Formación Yecua se hallan en proporciones moderadas a abundantes. La calcita y los feldespatos se encuentran a lo largo de toda la localidad en fracciones relativamente muy escasas a escasas.

Difracción de Rayos X

Figura 5.15

Perfil Qda. Galarza (QG) - Arcillas



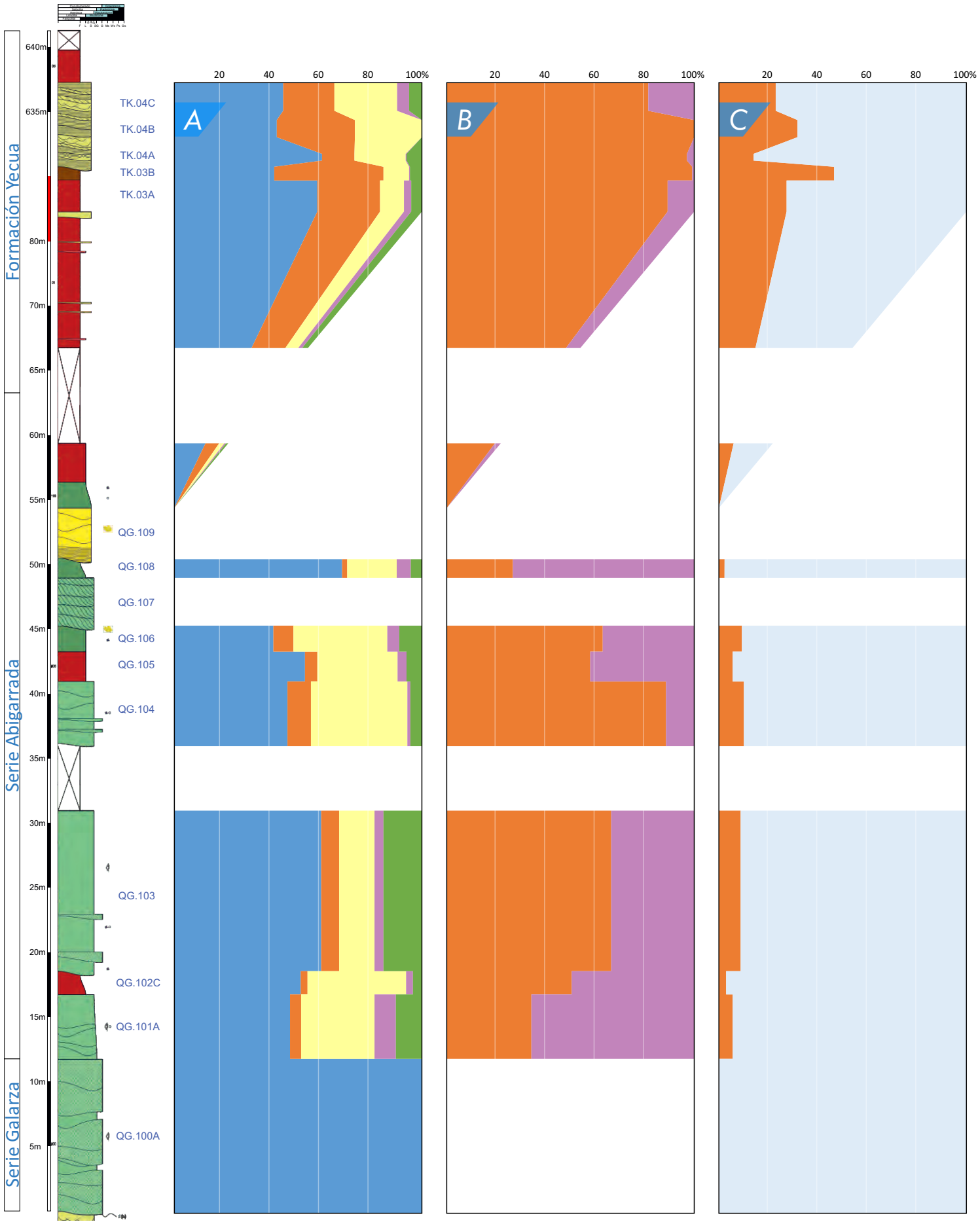
A. DRX - Roca Total

B. Feldespatos vs Arcillas

Difracción de Rayos X

Figura 5.16

Perfil Qda. Galarza (QG) - Arcillas



A. DRX - Arcillas

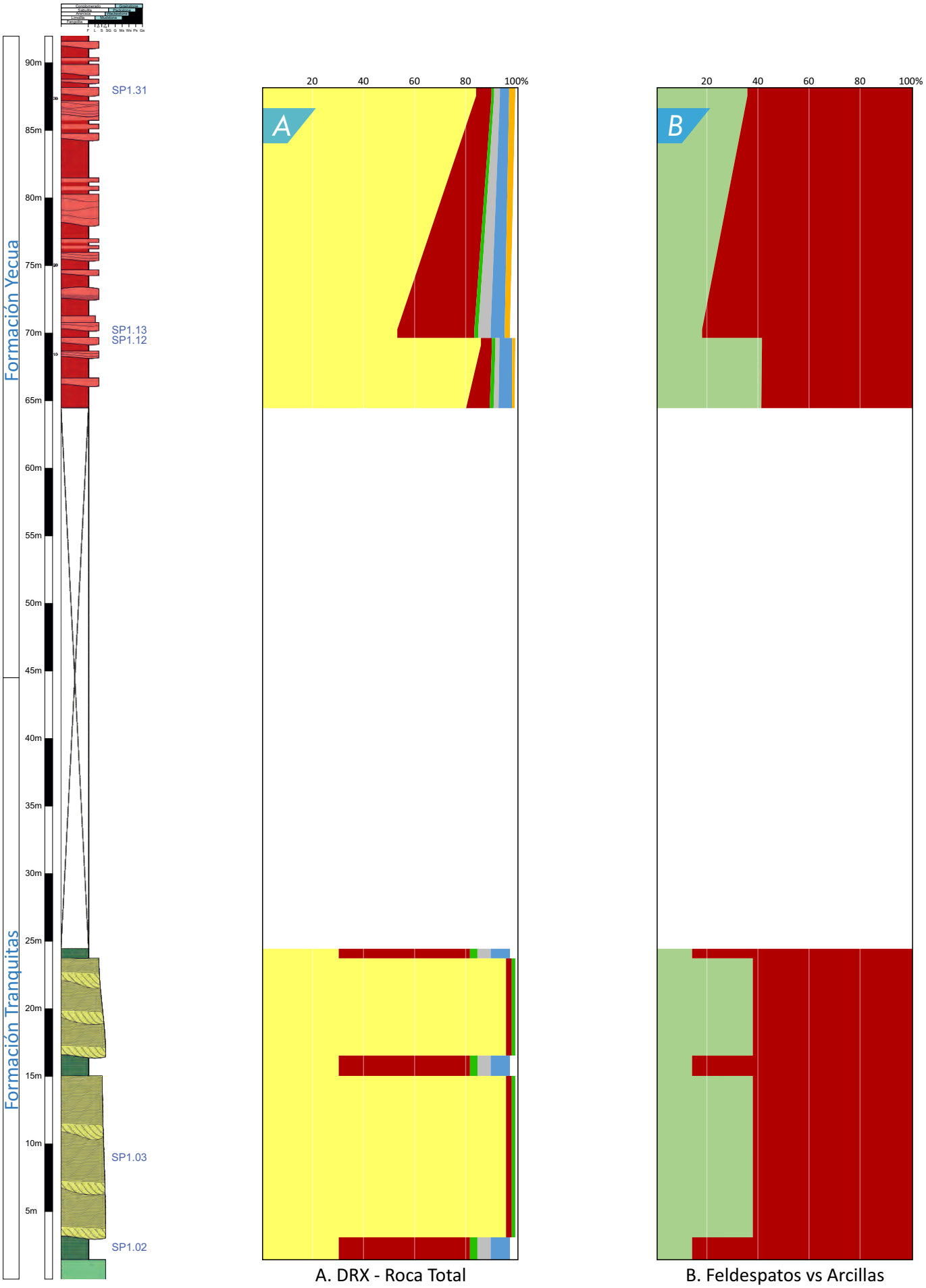
B. Esmectita vs Caolinita

C. Esmectita vs Illita+IS

Difracción de Rayos X

Figura 5.17

Perfil San Pedrito (SP) - Roca Total



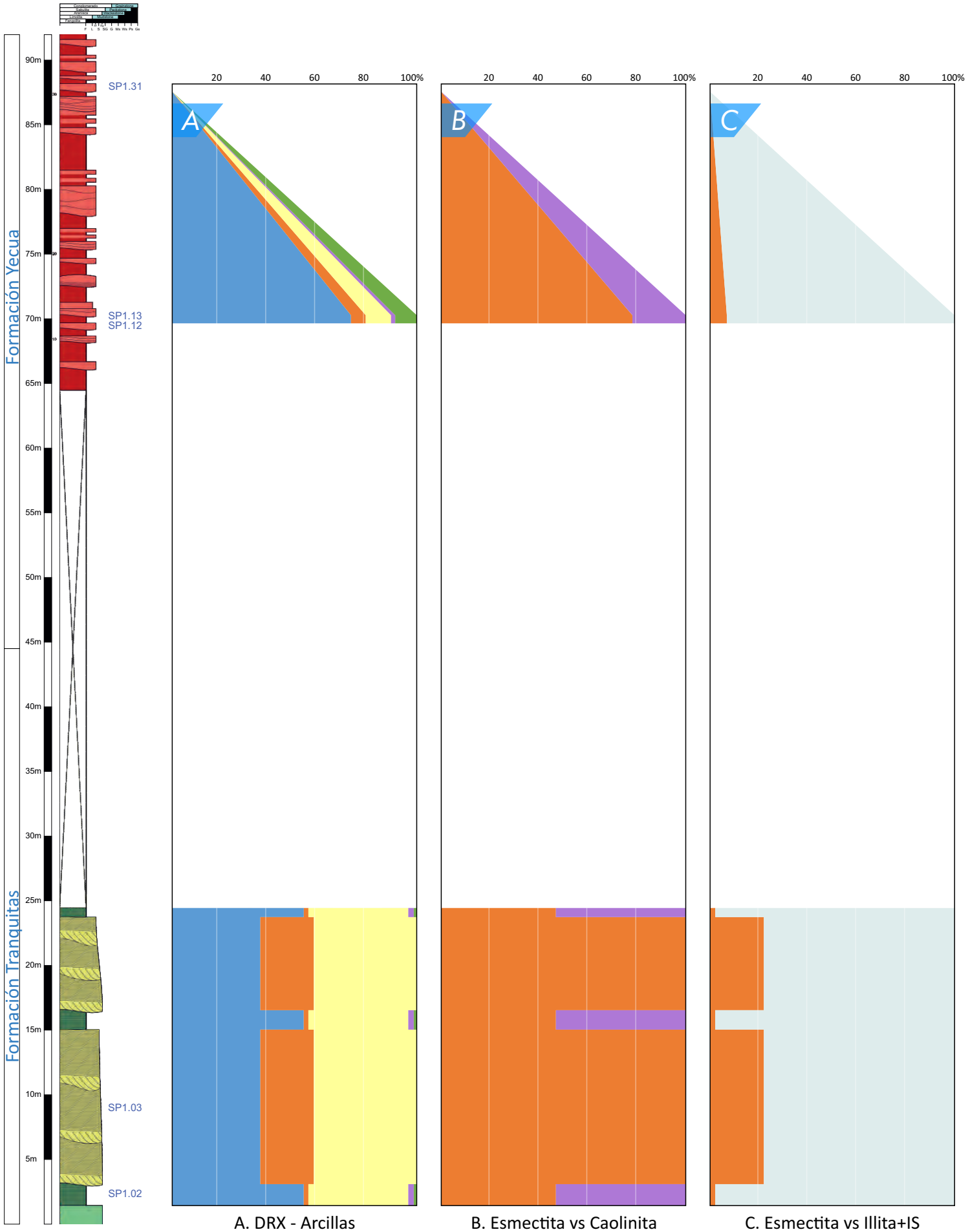
A. DRX - Roca Total

B. Feldespatos vs Arcillas

Difracción de Rayos X

Figura 5.18

Perfil San Pedrito (SP) - Arcillas



A. DRX - Arcillas

B. Esmectita vs Caolinita

C. Esmectita vs Illita+IS

La illita constituye la fracción fina dominante de ambas unidades (Figura 5.18.A-C), alcanzando promedios del 30%. Los interestratificados I/S se presentan en forma abundante dentro del Miembro Areniscas Calcáreas llegando a valores promedios de 25% y máximos del 58%, mientras que dentro de la Formación Yecua no superan el 12%. La esmectita en ambas unidades se halla con valores escasos que no superan el 13%. La caolinita y la clorita se encuentran en cantidades muy escasas en toda la localidad.

5.1.10- RÍO BERMEJO

Se obtuvieron 42 muestras correspondientes a la Formación Yecua (o *Miembro Serie de Transición*) y Tranquitas (o *Miembro Seria Areniscas Calcáreas*). La localidad se caracteriza por estar dominada por minerales de cuarzo en tenores de abundancia que superan en promedio el 70% (Figura 5.19.A-B). Los argilominerales se hallan en contenidos moderados, pero se presentan con un alto grado de variabilidad alcanzando en los niveles de granulometrías finas cantidades muy abundantes (60%). La calcita y las plagioclasas se presentan en proporciones escasas a moderadas, y con el mismo patrón de comportamiento dentro de ambas unidades. Los feldespatos alcalinos se encuentran en medidas muy escasas. Cabe destacar la presencia de dos niveles en la parte basal de la Formación Tranquitas con valores moderados de dolomita (15 – 25%).

Las fracciones finas de esta localidad se hallan dominadas por illita, la cual muestra contenidos que oscilan entre 20 – 100% para la Formación Tranquitas, con un valor promedio del 67% (Figura 5.20.A-C). Por su parte, la Formación Yecua presenta contenidos promedios del 42%, con un rango de variación comprendido entre los 25 – 70%. Los interestratificados I/S se encuentran representados en ambas unidades en proporciones escasas (10%). La esmectita y la clorita muestran un comportamiento diferencial de una unidad a otra con valores muy escasos para la Formación Tranquitas (<5%), mientras que dentro de la Formación Yecua presenta contenidos escasos (7%). La caolinita se advierte en proporciones muy escasas a lo largo de todo el perfil, alcanzando sus mayores tenores dentro de la Formación Yecua llegando a un 12%. Es llamativa la presencia de niveles con sumas moderadas a abundantes de clinoptilolita en la sección superior de la Formación Tranquitas.

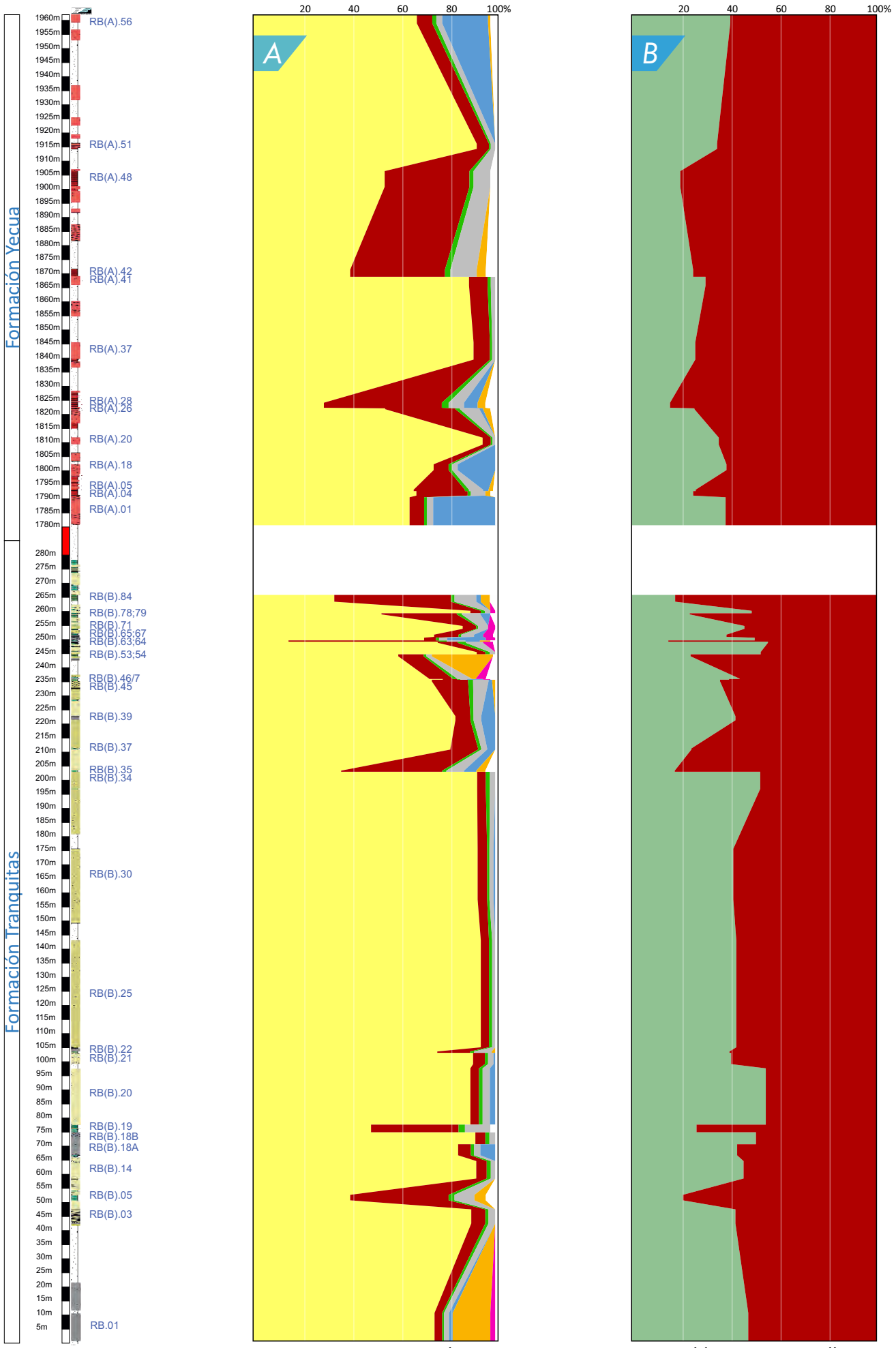
5.1.11- RÍO IRUYA

En esta localidad se analizaron 60 muestras correspondientes a la Formación Yecua, donde se puede observar un claro predominio de cuarzo por sobre el resto de las fracciones, el cual alcanza valores promedios de 68%, con un gran rango de variabilidad comprendido entre el 9 – 90%. Los minerales de las arcillas se hallan en cantidades moderadas, concentrándose principalmente en la sección inferior. La calcita y los feldespatos se encuentran en contenidos muy escasos a moderados, pero que en promedio nunca superan el 5% (Figura 5.21.A-B).

Difracción de Rayos X

Figura 5.19

Perfil Río Bermejo (RB) - Roca Total



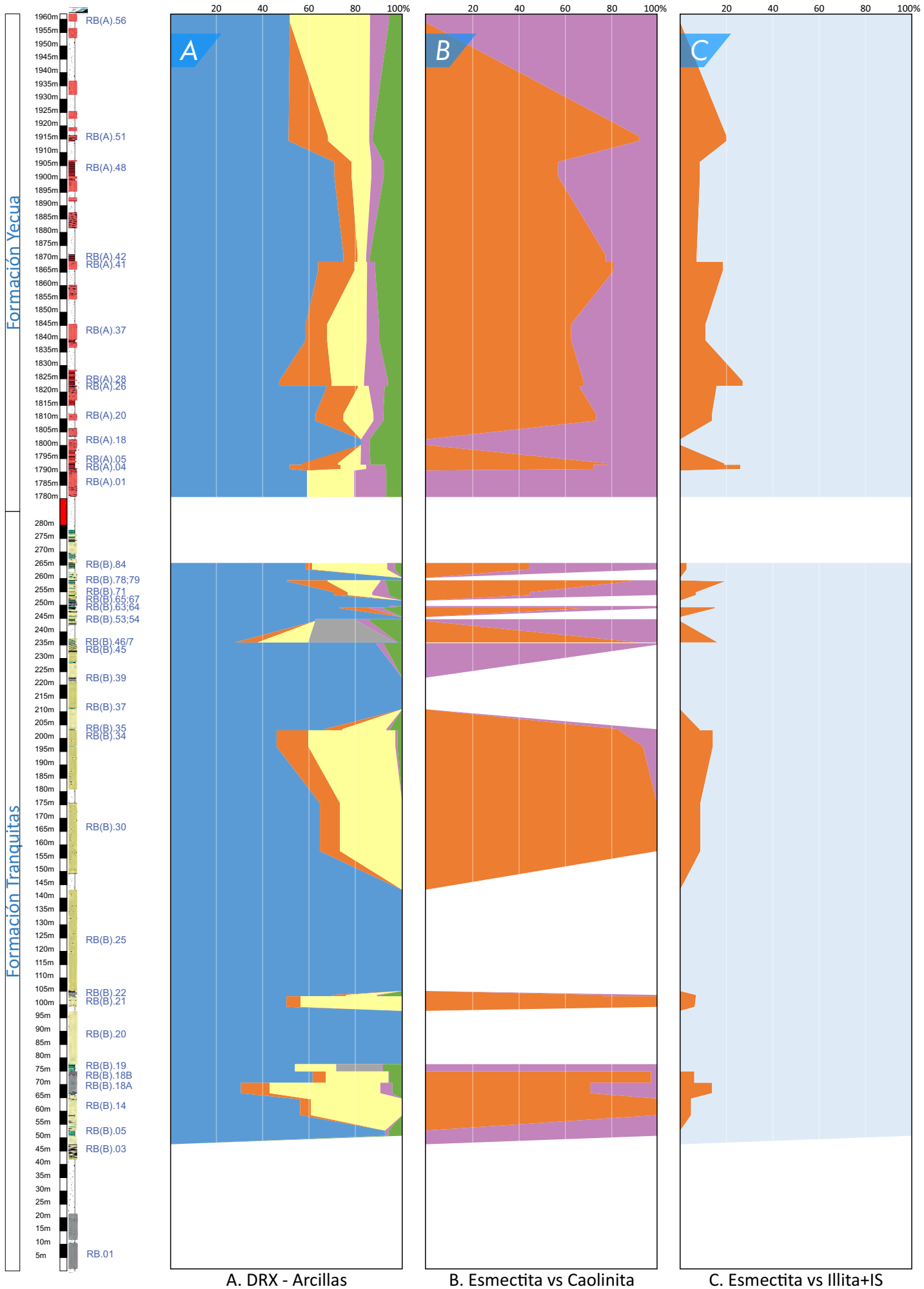
A. DRX - Roca Total

B. Feldespatos vs Arcillas

Difracción de Rayos X

Figura 5.20

Perfil Río Bermejo (RB) - Arcillas



A. DRX - Arcillas

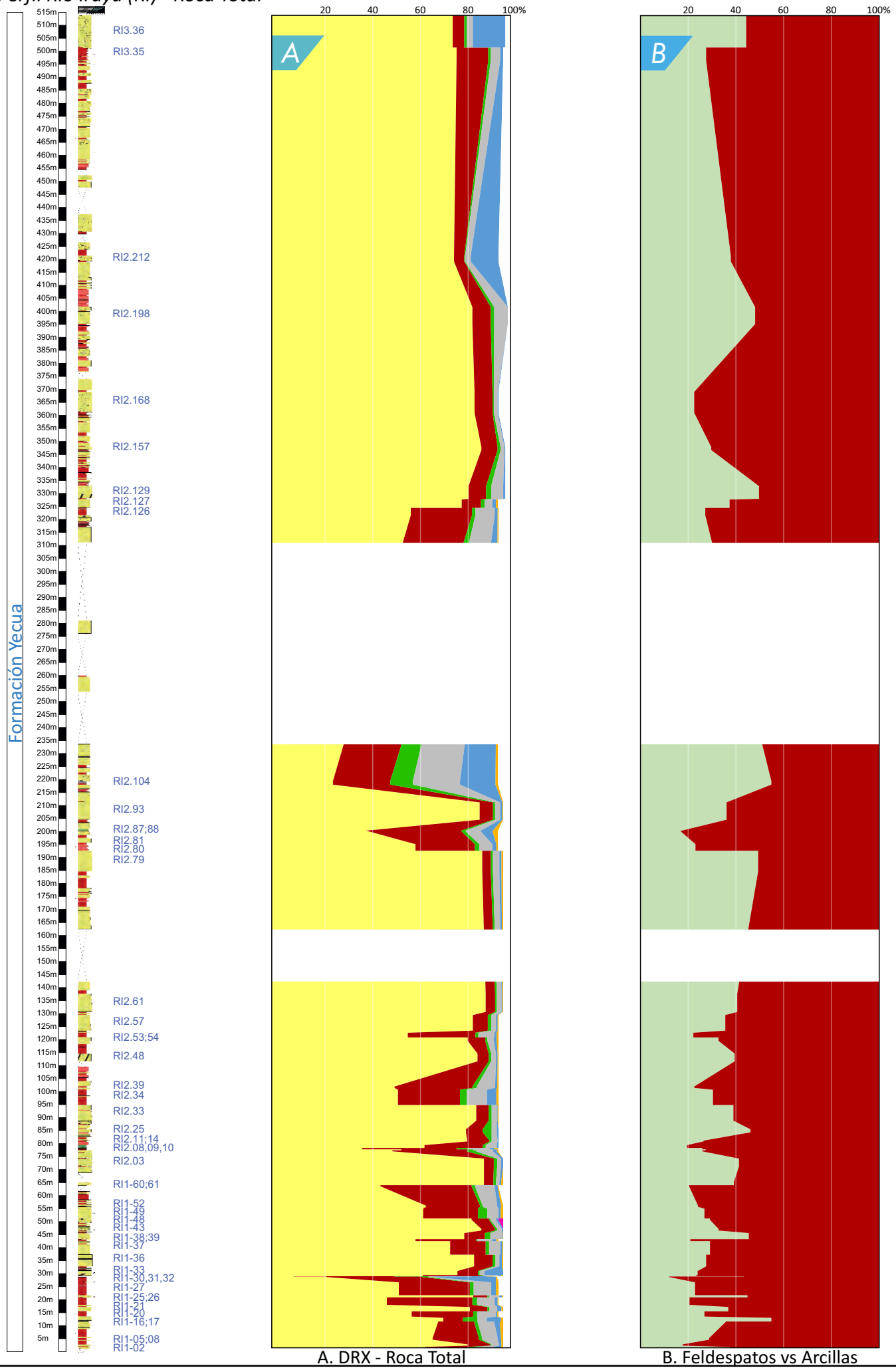
B. Esmectita vs Caolinita

C. Esmectita vs Illita+IS

Difracción de Rayos X

Figura 5.21

Perfil Río Iruya (RI) - Roca Total



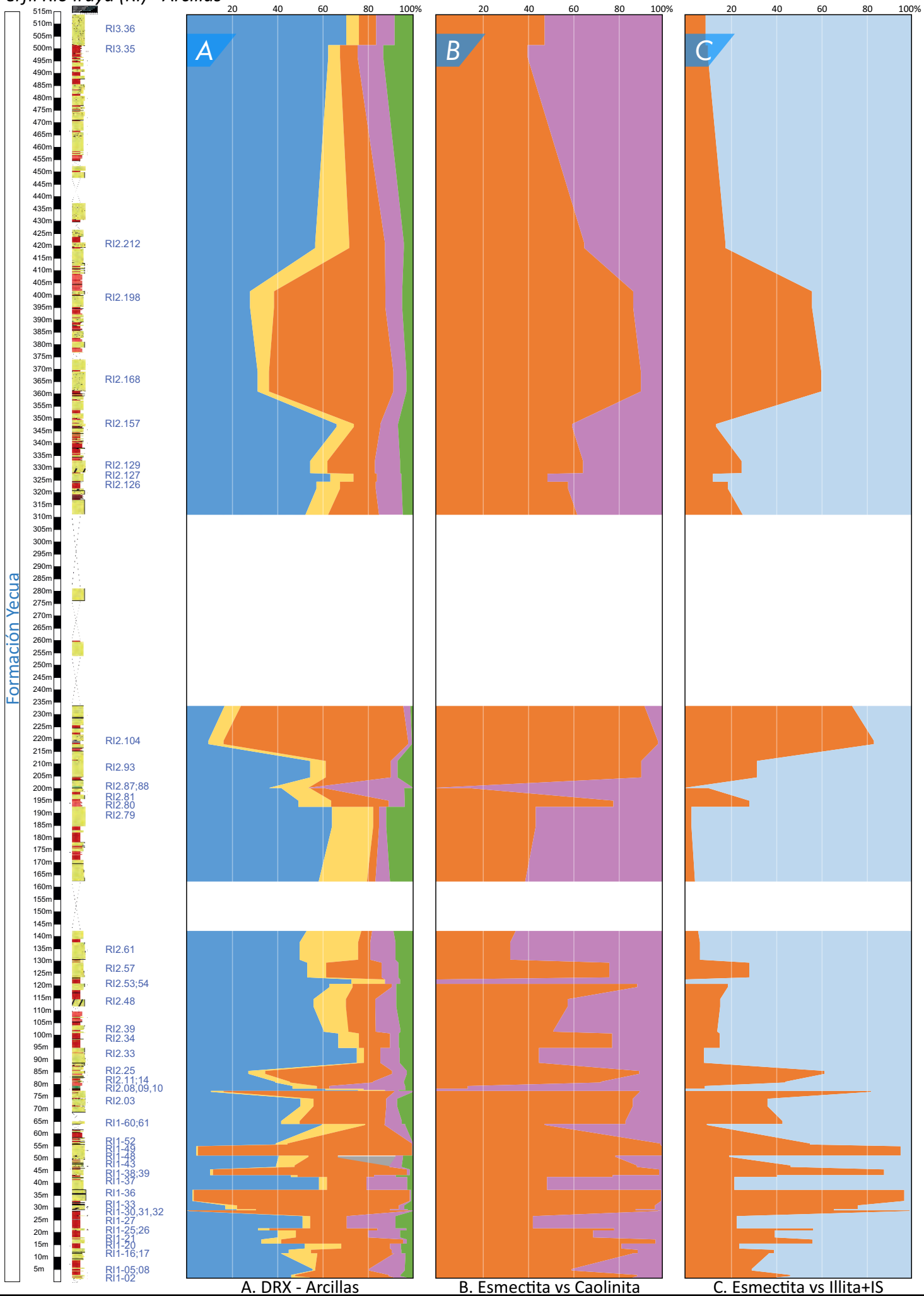
A. DRX - Roca Total

B. Feldespatos vs Arcillas

Difracción de Rayos X

Figura 5.22

Perfil Río Iruya (RI) - Arcillas



A. DRX - Arcillas

B. Esmectita vs Caolinita

C. Esmectita vs Illita+IS

Los argilominerales (Figura 5.22.A-C) muestran un predominio de la illita por sobre el resto de las fracciones finas, con valores promedios del 28% que fluctúan entre 0 – 68%. La esmectita y caolinita se encuentra en cantidades escasas a abundantes, con oscilaciones que van desde 0 – 25% y 0 – 32% respectivamente. Por su parte, los interestratificados I/S y la clorita, se presentan en escasas cantidades. Se destaca la presencia con contenidos del 17% de clinoptilolita en un nivel en la sección basal de esta localidad.

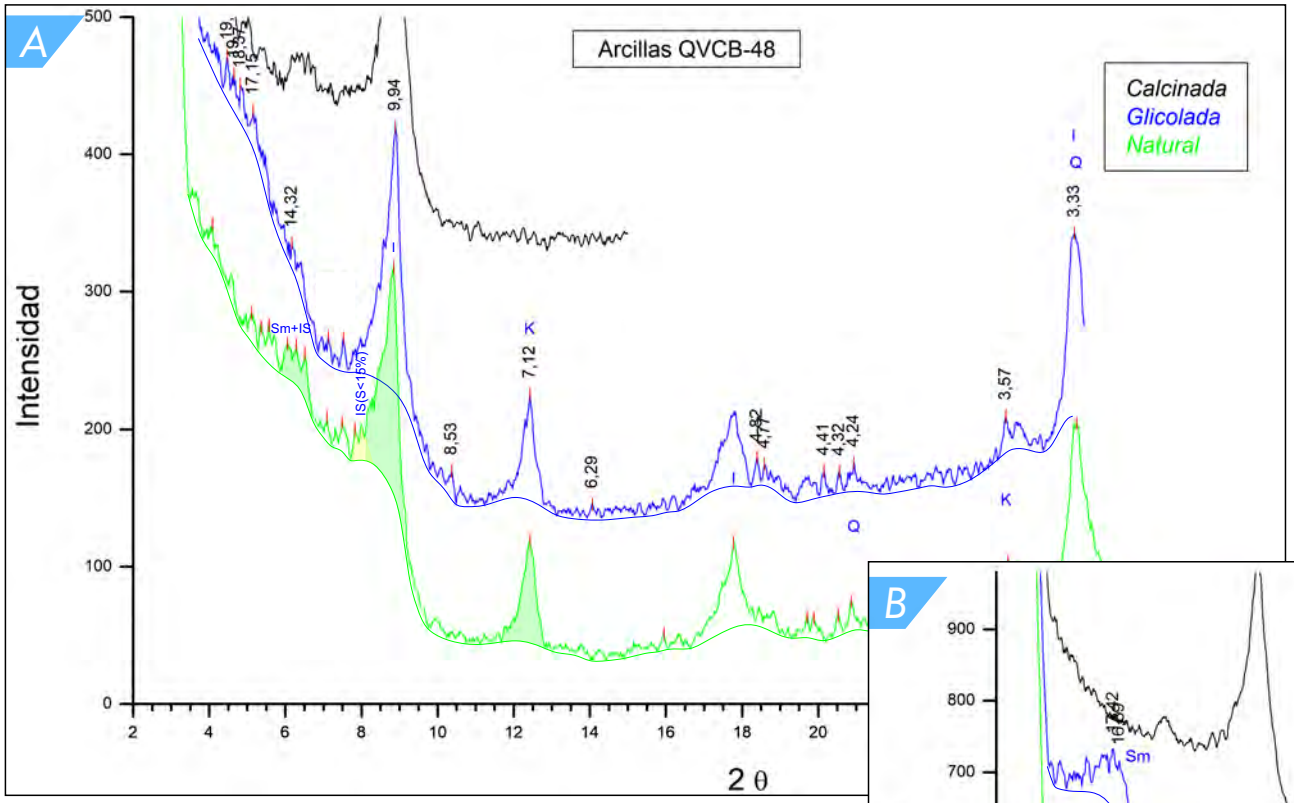
5.1.12- CONSIDERACIONES PRELIMINARES

A partir del análisis de difracción de rayos *X* de **roca total** realizado en las muestras obtenidas en las 11 localidades relevadas, es posible determinar que el cuarzo es la fase mineral más abundante tanto en las facies finas como en las psamíticas. Hacia el sector norte del área de estudio, sobre todo en las localidades de La Angostura y Río Grande Abapó, se determinó una disminución en los contenidos de cuarzo como producto de un aumento en las proporciones de minerales de las arcillas y calcita. Esto último se encuentra asociado al predominio de facies pelíticas y mixtas por sobre facies silicoclásticas psamíticas. Las plagioclasas y feldespatos alcalinos se encuentran a lo largo de toda el área de interés, manteniéndose siempre en tenores escasos a muy escasos.

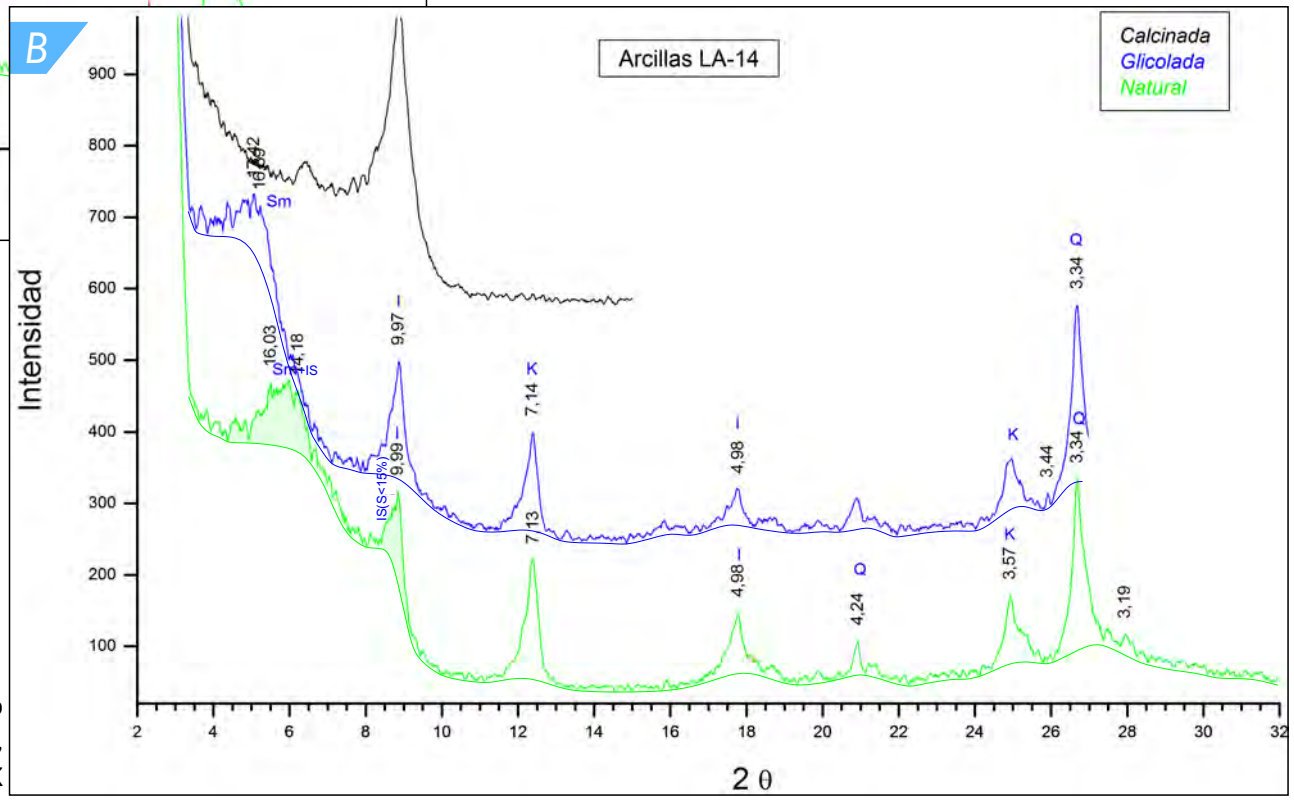
Del análisis de las **fracciones finas** es posible observar un predominio de la illita por sobre el resto de los argilominerales en todas las localidades. Si bien se observan interestratificados I/S con bajo y alto contenido de capas expansivas (Figura 5.23.A-B), en términos generales, estos componentes se presentan en bajas cantidades (< 15%), a excepción de la Formación Tranquitas en la localidad de San Pedrito, la cual muestra contenidos moderados a abundantes (17 – 31%) de I/S con bajo contenido de capas expansivas. Los contenidos de esmectita se mantienen en proporciones escasas a moderadas (<20%) a lo largo de toda el área de estudio. La caolinita se halla en cantidades escasas a muy escasas, mostrando un mayor contenido dentro de la Formación Yecua en el sector norte (perfiles LA y RGAP). Por su parte, la clorita se encuentra muy escasamente representada en las 11 localidades, con valores promedios inferiores al 5%. Cabe resaltar la presencia de niveles con contenidos de clinoptilolita moderados a abundantes (17 – 29%) en 4 localidades ubicadas en el sector sur en las localidades Piquirenda Viejo, San Pedrito, Río Bermejo y Río Iruya.

Al analizar con detenimiento la illita y los interestratificados I/S con bajo contenido de capas expansivas (< 20%), a través de los índices de cristalinidad, se pudo determinar que las muestras corresponden al campo de la mesodiagénesis (Pollastro, 1993; Pevear, 1999; Worden & Morad, 2003). En contraposición, los interestratificados I/S con alto contenido de capas expansivas (> 85%) se agrupan con las esmectitas, ya que muestran una baja cristalinidad debido a la presencia de reflexiones basales amplias

Fracción fina - Interestratificados IS - Sm - I



A. DRX en Arcillas de la muestras QVECB-48 - nótese el predominio de I+IS (S < 15%) por sobre el contenido de Sm+IS (S > 15%), además de la presencia de K



B. DRX en Arcillas de la muestras LA-14 - nótese el predominio de Sm+IS (S > 15%) por sobre el contenido de I+IS (S < 15%), además de la presencia de K

y de baja intensidad. Debido a estas observaciones, estos componentes se asocian a condiciones de diagénesis temprana o eodiagénesis (Pollastro, 1993; Pevear, 1999; Worden & Morad, 2003).

Por otro lado, la esmectita junto a los interestratificados I/S con alto contenido de capas expansivas se asocian a las condiciones de intemperismo de los ambientes depositacionales. Es bien conocido que la esmectita es el producto de la alteración de materiales de origen volcaniclástico, especialmente la alteración/hidrólisis del vidrio volcánico y por lo tanto se considera un origen autigénico para los mismos (Tazaki *et al.*, 1989; Petit *et al.*, 1990; Masuda *et al.*, 1996). Por su parte, la caolinita se encuentra relacionada principalmente a las facies finas en el sector norte del área de estudio. Es factible que su presencia se deba a condiciones de mayor humedad, y por lo tanto un mayor grado de meteorización química, originadas a partir de las fases feldespáticas y la lixiviación de los iones sodio y potasio, favoreciendo de esta forma la generación de caolinita por sobre la de esmectita (Retallack, 2001; Worden & Morad, 2003). A medida que nos movemos hacia el sur es posible notar un detrimento de la caolinita con respecto a la esmectita, lo que podría estar indicando cambios en las condiciones de humedad en una dirección norte – sur. También es posible reconocer variaciones en el tiempo (cambios en la vertical), al pasar de la Formación Tranquitas (o *Miembro Areniscas Calcáreas*) a la Formación Yecua (o *Miembro Serie de Transición*), produciéndose dentro de esta última un incremento de la caolinita. Como se discutirá en el Capítulo 9, la presencia de cambios composicionales entre caolinita y esmectita se encuentran estrechamente relacionados a los cambios de los sistemas depositacionales y se ajustan con la interpretación paleoambiental y el modelo depositacional.

5.2- PETROGRAFÍA

En la actualidad la petrografía abarca un amplio rango de aplicaciones a los estudios sedimentológicos. La distribución granulométrica de sedimentos y rocas sedimentarias, la morfometría de clastos, reacciones y procesos diagenéticos, procedencia de sedimentos, efectos climáticos sobre las modas detríticas, tipo y desarrollo de la porosidad, son algunos de las temáticas largamente utilizadas (Scasso & Limarino, 1997).

En este caso se abordará el estudio petrográfico con el objetivo de caracterizar en forma detallada los diferentes tipos litológicos presentes, así como también obtener composiciones modales que permitan analizar la procedencia y los efectos climáticos que participaron en la formación de las rocas sedimentarias analizadas. Para tal fin, se analizó un total 189 secciones delgadas pertenecientes a las formaciones Yecua (143 secciones) y Tranquitas (46 secciones).

5.2.1- PETROGRAFÍA DE ARENISCAS SILICOCLÁSTICAS

Para llevar a cabo el estudio petrográfico de las facies psamíticas, se caracterizaron los diferentes componentes clásticos detríticos principales (componentes cristalinos y fragmentos líticos), como así también el tipo de matriz y cemento.

5.2.1.1- *Componentes clásticos detríticos*

Cuarzo monocristalino (Qm)

El cuarzo monocristalino es el principal componente de las rocas analizadas, participando en contenidos entre 36 – 87%, y valores promedios de 70%. Los cristaloclastos presentan formas muy redondeadas a subangulosas pasando por formas intermedias. Los granos muestran extinciones netas, superficies libres de inclusiones y bordes con engolfamientos, indicando un origen volcánico (Pettijohn *et al.*, 1972; Pettijohn *et al.*, 1987; Tucker *et al*., 1988; Blatt, 1992). Por otro lado, se observan granos con extinciones ondulatorias y de tonalidades grises azuladas, indicando un origen metamórfico (Pettijohn *et al.*, 1972; Pettijohn *et al.*, 1987; Harwood, 1988; Blatt, 1992) (Figura 5.24.A-B).

Cuarzo policristalino (Qp)

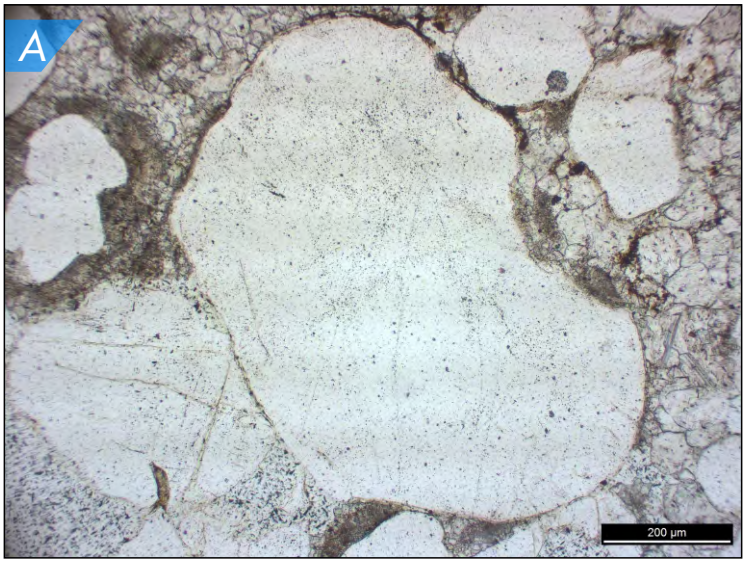
El cuarzo policristalino representa en promedio un 5%, variando entre 0 – 13%. Se presenta con formas muy redondeadas a subangulosas, compuestos por varios dominios cristalinos con bordes internos irregulares y extinción ondulosa (Figura 5.24.C-D), por lo que se los interpreta como de origen metamórfico (Pettijohn *et al.*, 1972).

Chert (Cht)

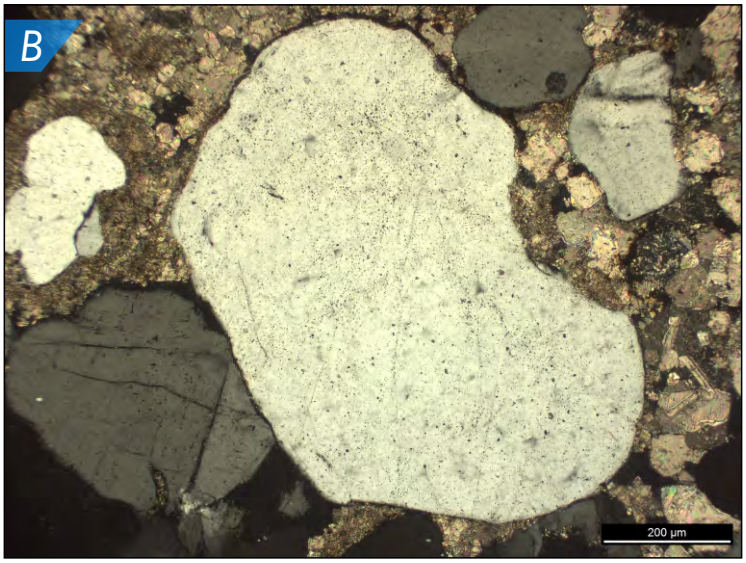
Se encuentra representado en proporciones muy bajas, inferiores al 1%. Se presenta principalmente en clastos prismáticos angulosos a subredondeados, con textura microgranular (Figura 5.24.E-F).

Feldespato potásico (Fk)

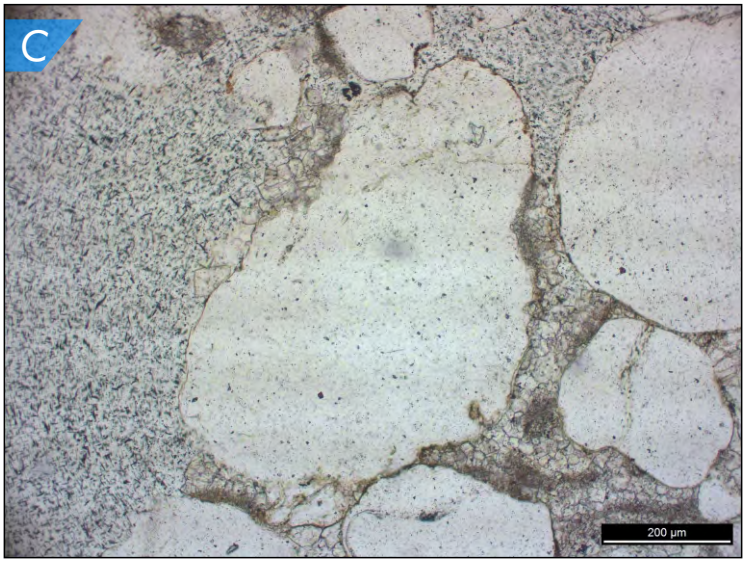
Los feldespatos potásicos representan el 7%, y se los puede hallar en casi la totalidad de las muestras analizadas variando su contenido entre 0 – 16%. Se observan cristaloclastos desde formas redondeadas a subangulosas, con clivajes bien marcados. Las variedades más comunes son la ortosa y el microclino con maclas de tipo *Carlsbad* y en enrejado respectivamente (Figura 5.25.A-B). En muchos casos se los puede ver corroídos y/o con diferentes grados de alteración argílica, esta última se puede observar en forma dispersa o siguiendo los planos de clivaje (Figura 5.25.C-D).



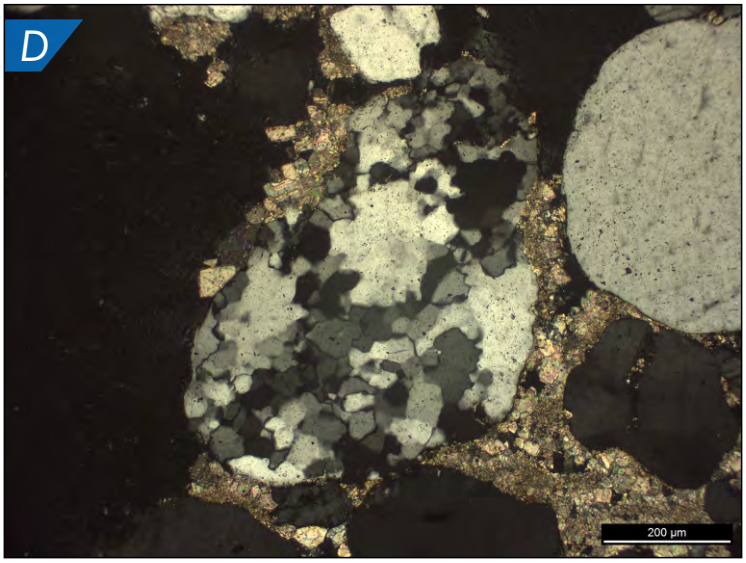
A. Foto cuarzo monocristalino (*Qm*) - Luz trasmitida



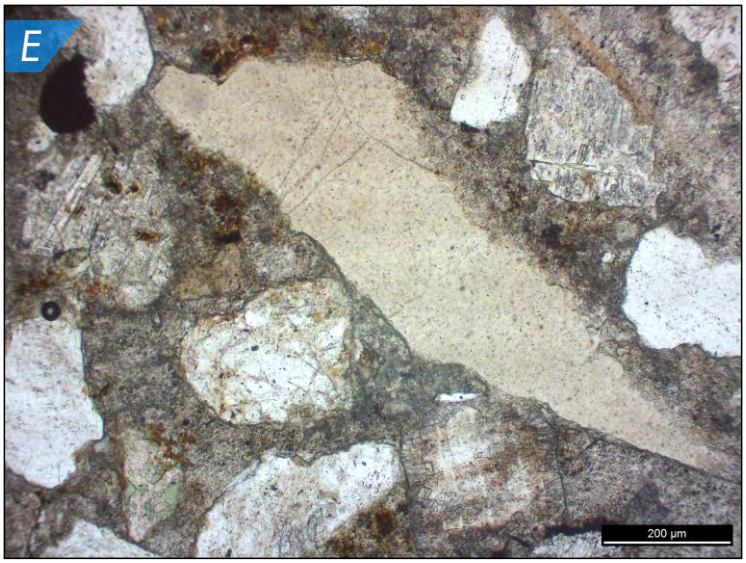
B. Foto cuarzo monocristalino (*Qm*) - Luz polarizada



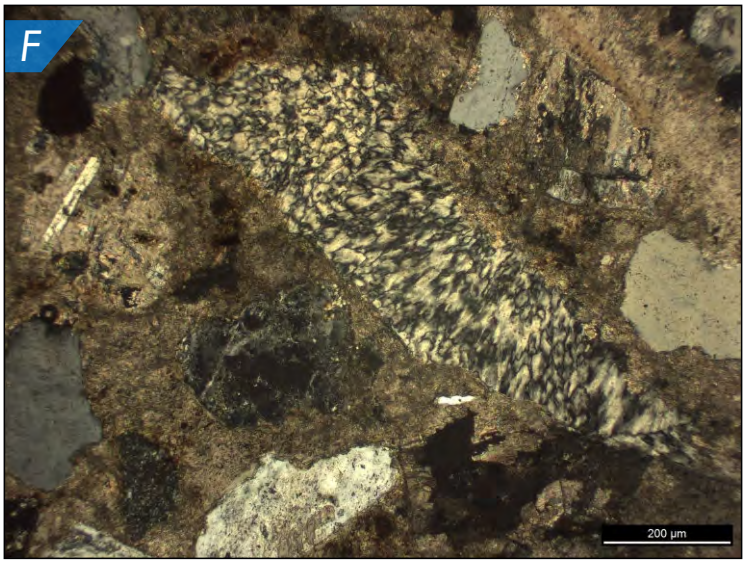
C. Foto cuarzo policristalino (*Qp*) - Luz trasmitida



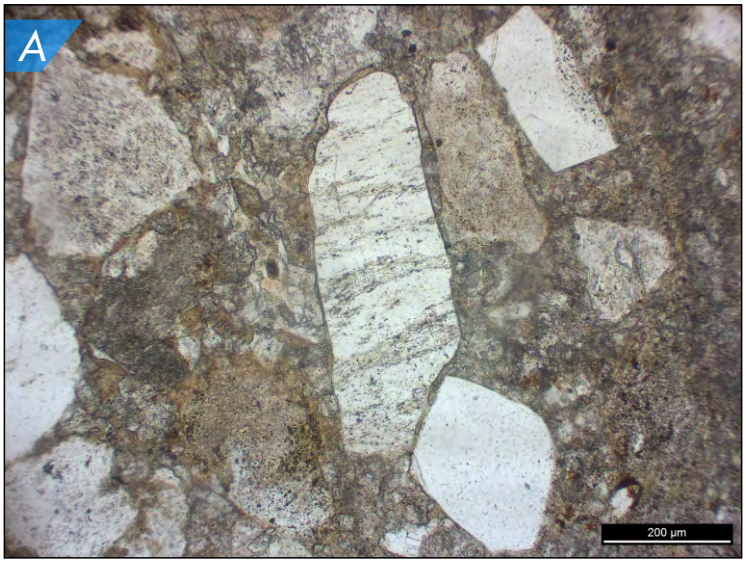
D. Foto cuarzo policristalino (*Qp*) - Luz polarizada



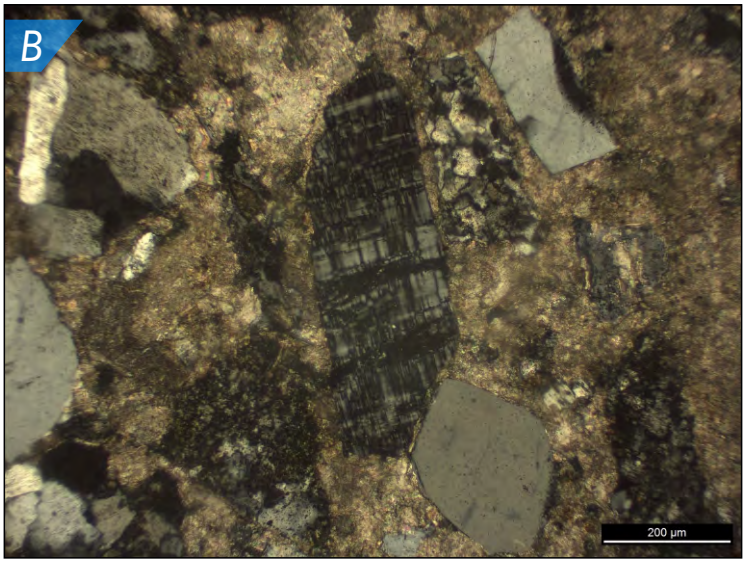
E. Foto chert (*Cht*) - Luz trasmitida



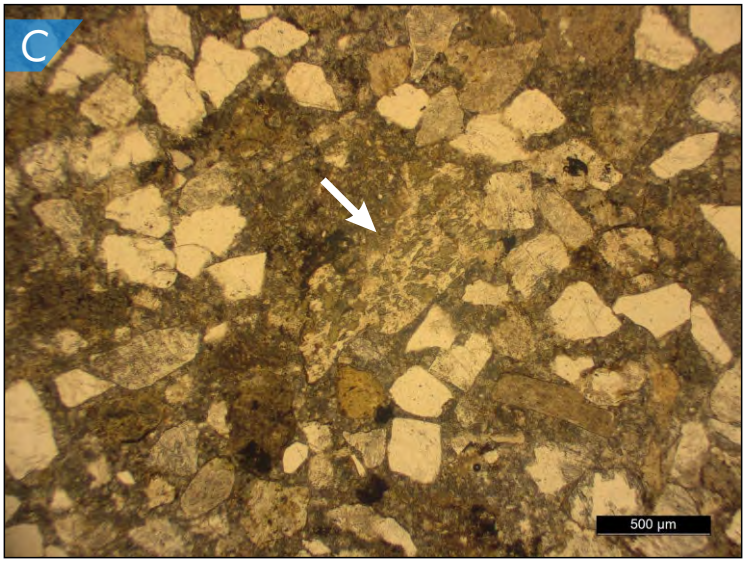
F. Foto chert (*Cht*) - Luz polarizada



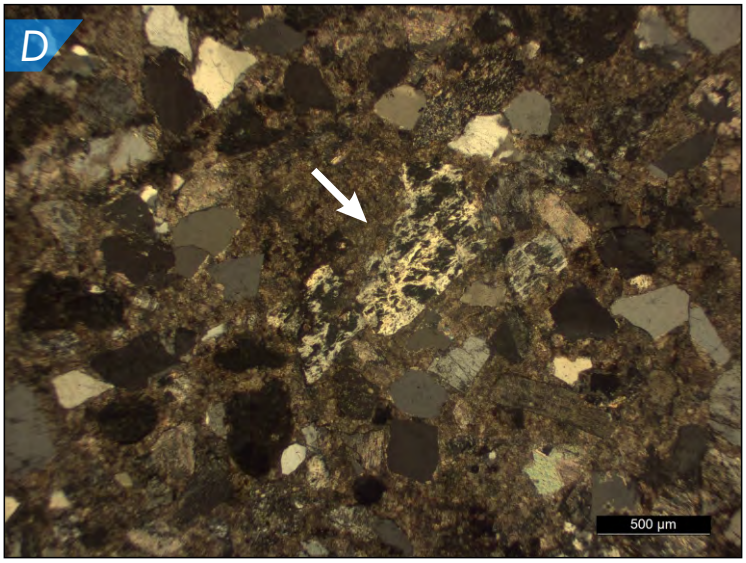
A. Foto feldespato alcalino (*microclino*) - Luz trasmitida



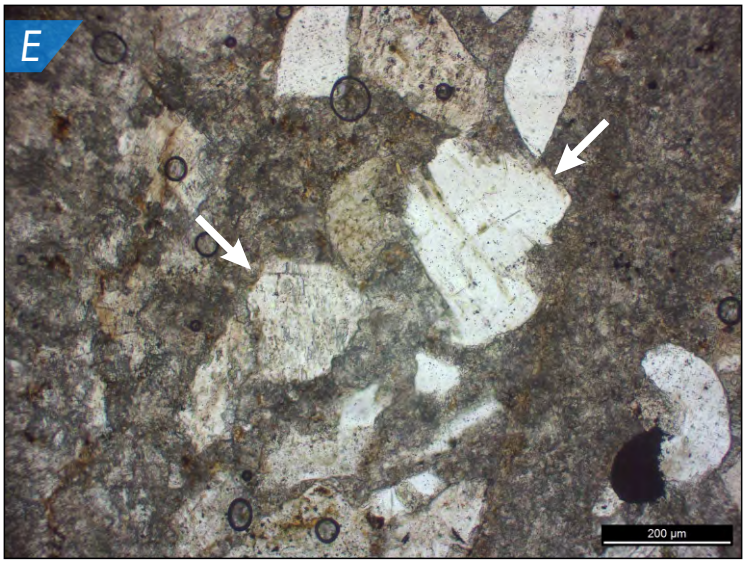
B. Foto feldespato alcalino (*microclino*) - Luz polarizada



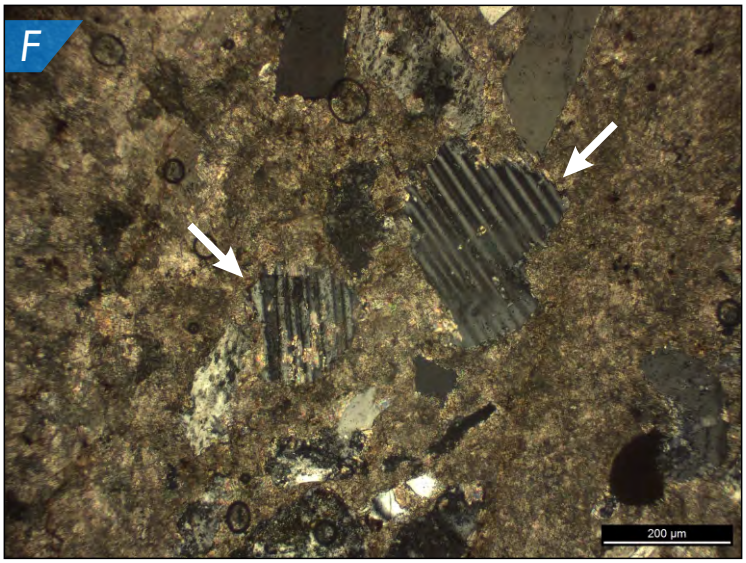
C. Foto Feldespato alcalino alterado (*Fk*) - Luz trasmitida



D. Foto Feldespato alcalino alterado (*Fk*) - Luz polarizada



E. Foto plagioclasas (*Plg*) - Luz trasmitida



F. Foto plagioclasas (*Plg*) - Luz polarizada

Plagioclasas (Plg)

Las plagioclasas se hallan representadas a lo largo de todas las localidades, pero en menores proporciones que los feldespatos potásicos. Con valores promedios del 1%, que varían entre 0 – 5%. Los clastos presentan formas subredondeadas a subangulosas, en los que se observa la presencia de maclas de polisintéticas de tipo albita (Figura 5.25.E-F). Utilizando el método de Michel-Levy se determinaron composiciones que varían entre albita y andesina (planos de extinción de maclas entre 5 – 22°).

Líticos sedimentarios (Ls)

Los líticos sedimentarios se encuentran en proporciones escasas a moderadas (0 – 10%), con valores promedios de 3%. Internamente no presentan estructuras (masivos), y externamente se observan con formas redondeadas a subangulosas. En su mayoría se trata de intraclastos arcillosos a limosos, y en menor medida por intraclastos compuestos por areniscas muy finas (Figura 5.26.A-D).

Líticos volcánicos (Lv)

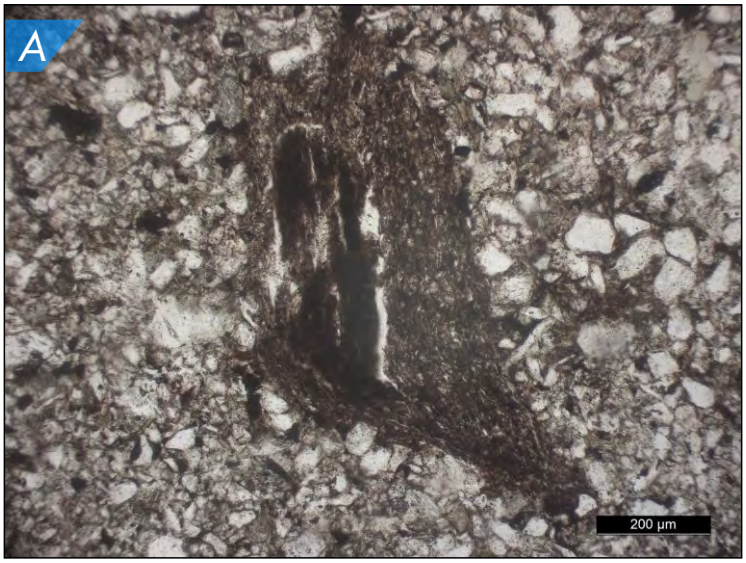
Los líticos volcánicos se hallan en cantidades escasas (0 – 3%), con valores promedios inferiores al 1%. Los clastos de formas subangulares a bien redondeadas se encuentran caracterizados principalmente por compuestos ácidos, donde abundan los clastos compuestos por pasta felsítica, trizas vítreas (líticos piroclásticos), y fenocristales de cuarzo y feldespatos acompañados por una pasta afanítica (Figura 5.26.E-F).

Biotita (Bt) y Muscovita (Ms)

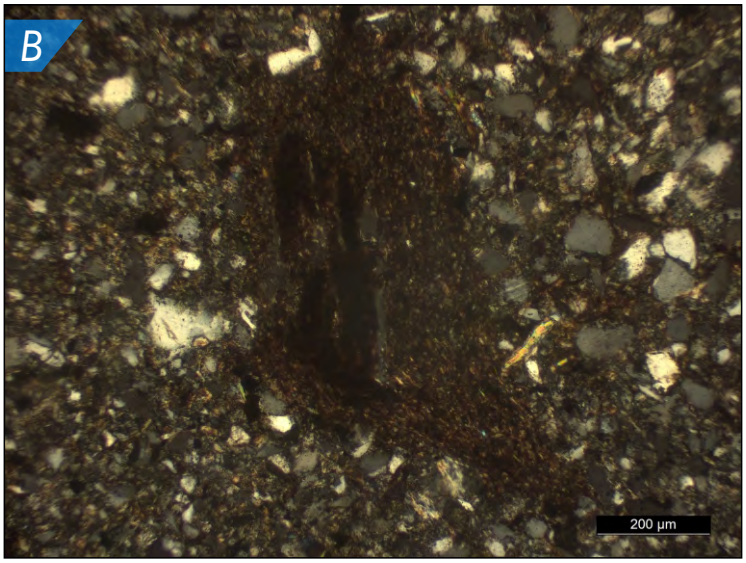
Las micas se encuentran en proporciones escasas (<1%). A pesar de hallarse en bajos contenidos alcanzan una gran distribución regional. La biotita presenta colores castaños a verdosos oscuros, buen desarrollo de clivaje, pleocroísmo bajo luz trasmitida y extinción paralela de baja birrefringencia con luz polarizada (Figura 5.27.C-D). La muscovita presenta rasgos similares, pero se caracteriza por su falta de coloración bajo luz normal y por sus colores brillantes con nicoles cruzados (Tucker, 1988) (Figura 5.27.A-B). Los clastos presentan formas angulosas de muy baja esfericidad. Es común observarlas orientadas paralelamente a la laminación, deformadas o constituyendo una pseudomatriz.

Minerales pesados

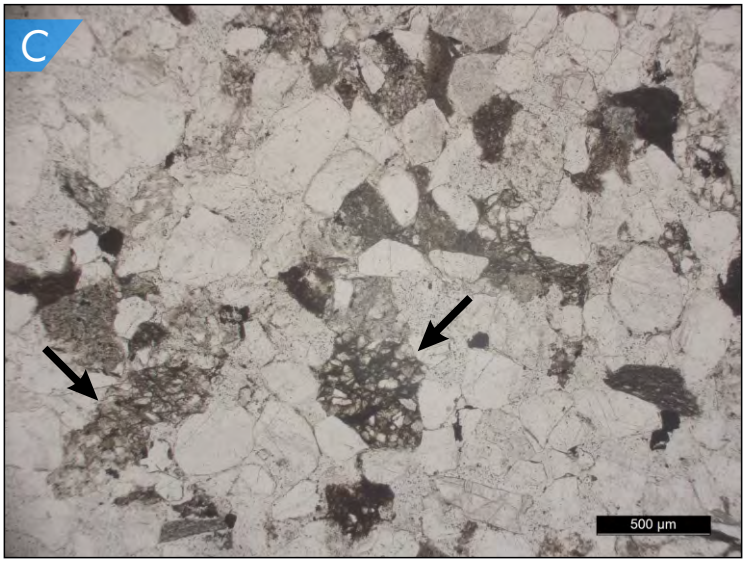
Los minerales pesados, o resistatos para este caso, se encuentran conformados por clastos de apatita (Ap) y circones (Zr) principalmente, con contenidos de abundancia inferiores al 0,5%. Es posible



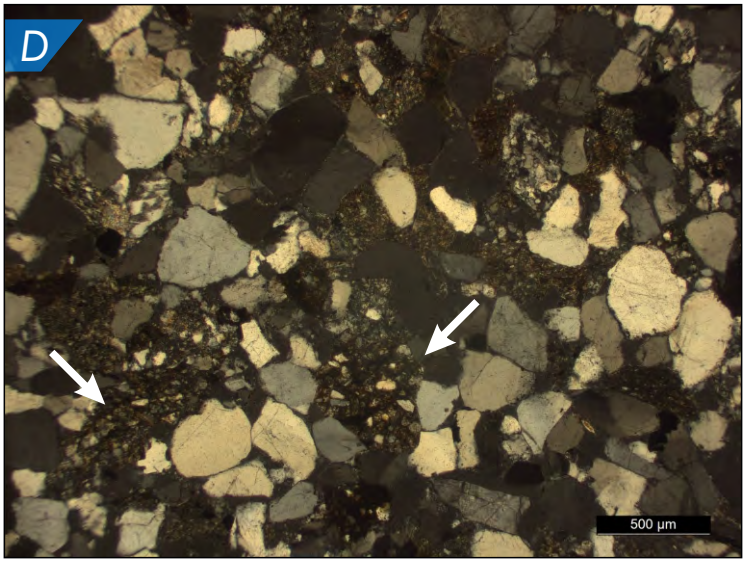
A. Foto intraclasto pelítico (*Ls*) - Luz trasmitida



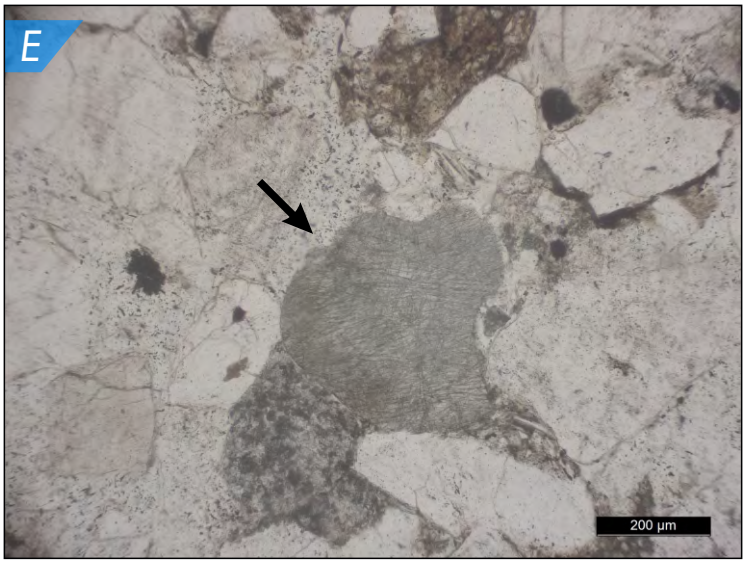
B. Foto intraclasto pelítico (*Ls*) - Luz polarizada



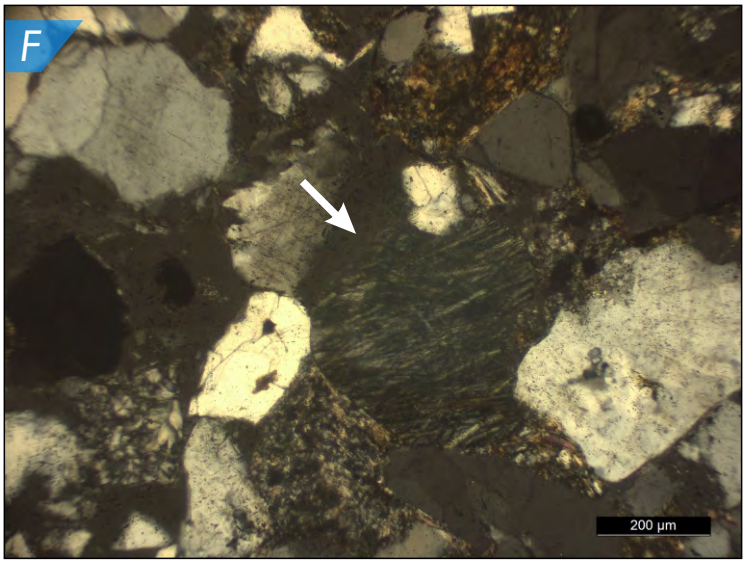
C. Foto líticos sedimentarios (*Ls*) - Luz trasmitida



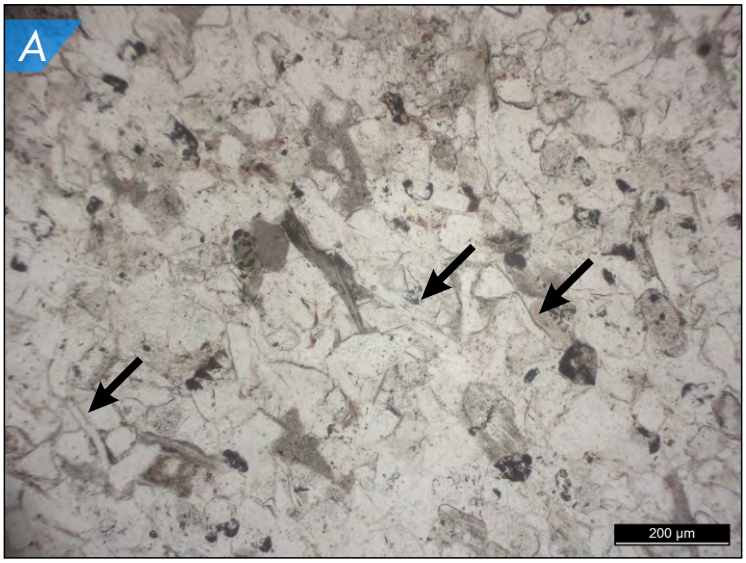
D. Foto líticos sedimentarios (*Ls*) - Luz polarizada



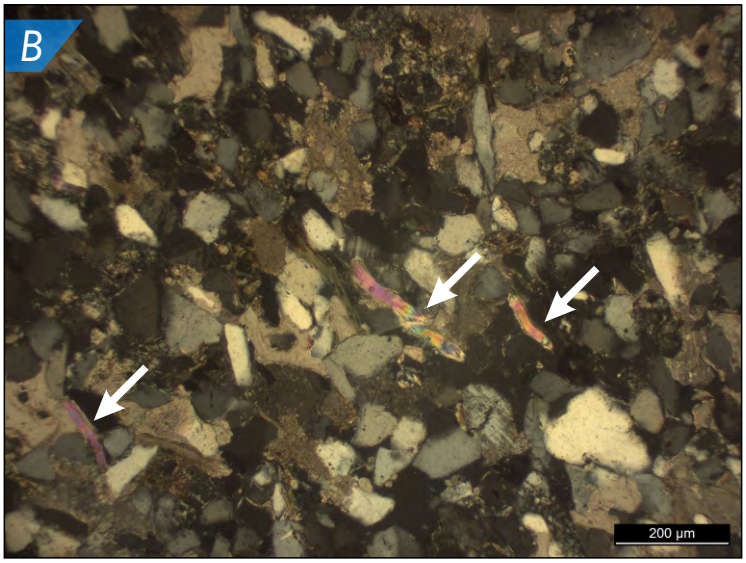
E. Foto lítico volcánico (*Lv*) - Luz trasmitida



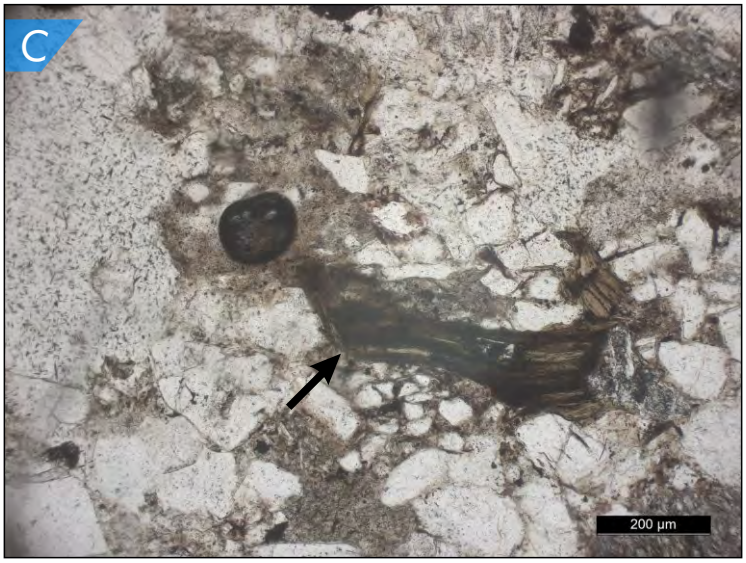
F. Foto lítico volcánico (*Lv*) - Luz polarizada



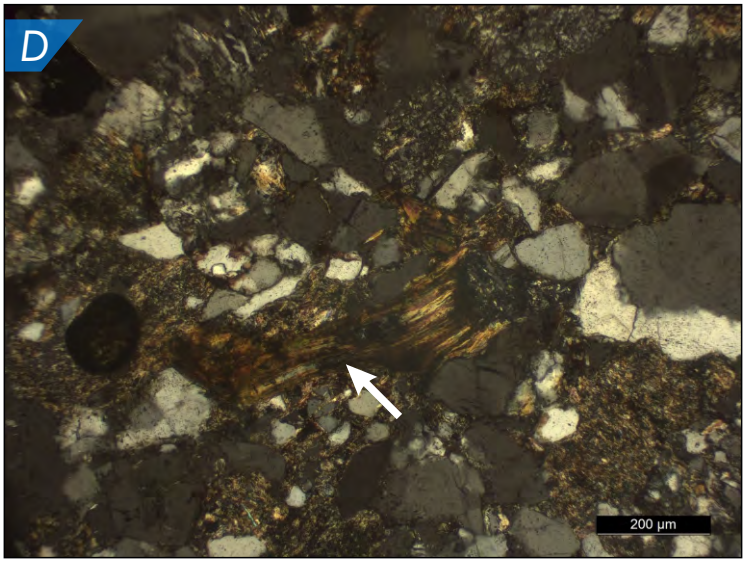
A. Foto muscovita (*Ms*) - Luz trasmitida



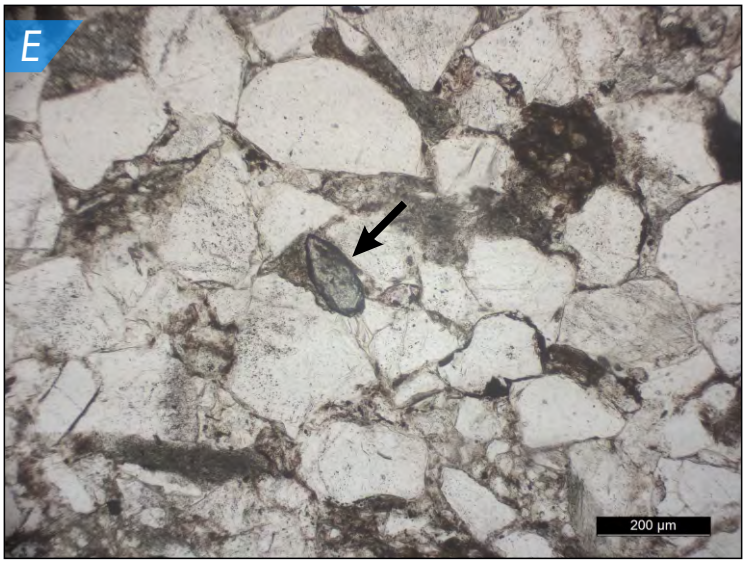
B. Foto muscovita (*Ms*) - Luz polarizada



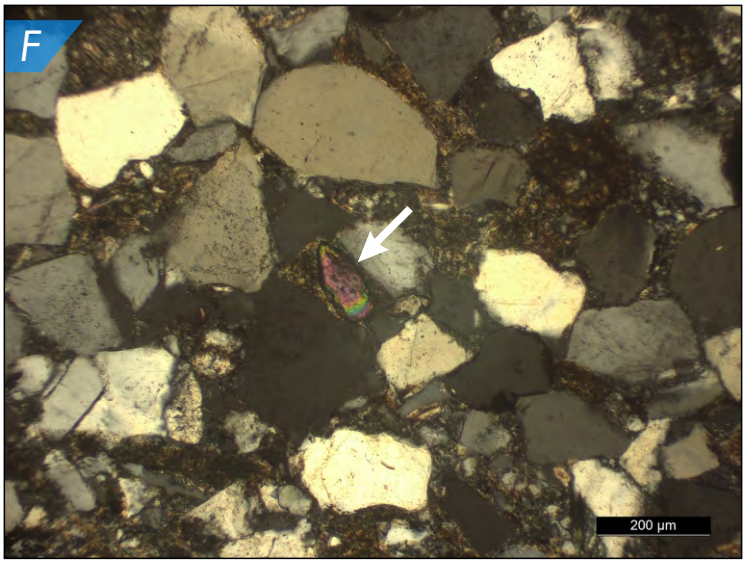
C. Foto biotita (*Bt*) - Luz trasmitida



D. Foto biotita (*Bt*) - Luz polarizada



E. Foto mineral pesado de circón (*Zr*) - Luz trasmitida



F. Foto mineral pesado de circón (*Zr*) - Luz polarizada

observar cristales bien desarrollados a subredondeados, que bajo luz polarizada presentan un grado alto de birrefringencia (Figura 5.27.E-F).

Minerales opacos (Op)

Los minerales opacos, denominados de este modo por no permitir el paso de la luz trasmitida, se encuentran caracterizados por óxidos y sulfuros dispersos por lo general dentro de una matriz arcillosa (Figura 5.28.A-B). Su contenido nunca supera el 0,5%.

Materia orgánica (MO)

Se trata de rastros de materia orgánica e hidrocarburos dispersos en la matriz o en los bordes de granos (Figura 5.28.C-D). Sus proporciones son muy escasas (<5%).

5.2.1.2- *Matriz*

Matriz argílica

La matriz se compone de material de grano muy fino que rellena los espacios porales entre los clastos (Figura 5.28.E-F). En algunos casos el porcentaje de matriz alcanza valores que superan el 15% conformando de este modo un vaque (Pettijohn, 1957; Packman, 1954; McBride, 1963; Marchese & Fernández Garrasino, 1969; Okada, 1971; Pettijohn *et al.*, 1987).

Pseudo-matriz argílica

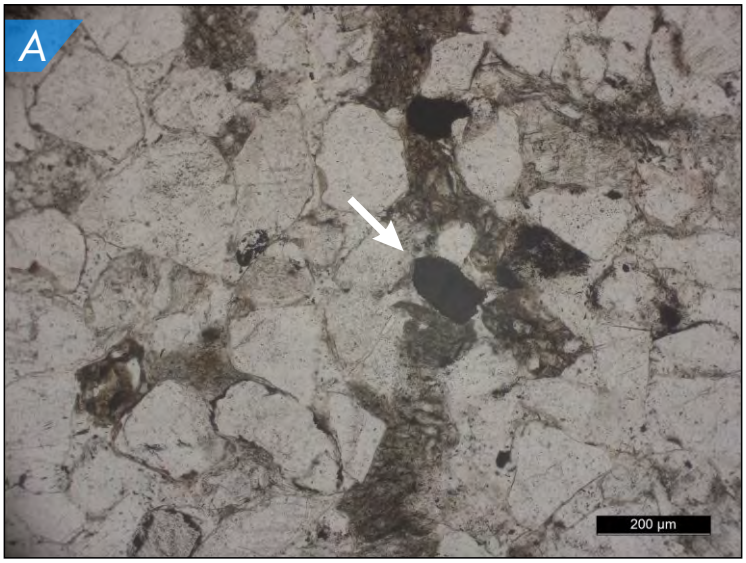
Este tipo de matriz se presenta como un delgado recubrimiento de arcillas que rodea los clastos, más conocido como "*coating* argílico". En este caso de estudio, la mayoría de las pseudo-matrices arcillosas se presentan con un crecimiento de disposición tangencial con respecto a los bordes de los clastos (Figura 5.29.A-B).

5.2.1.3- *Cemento*

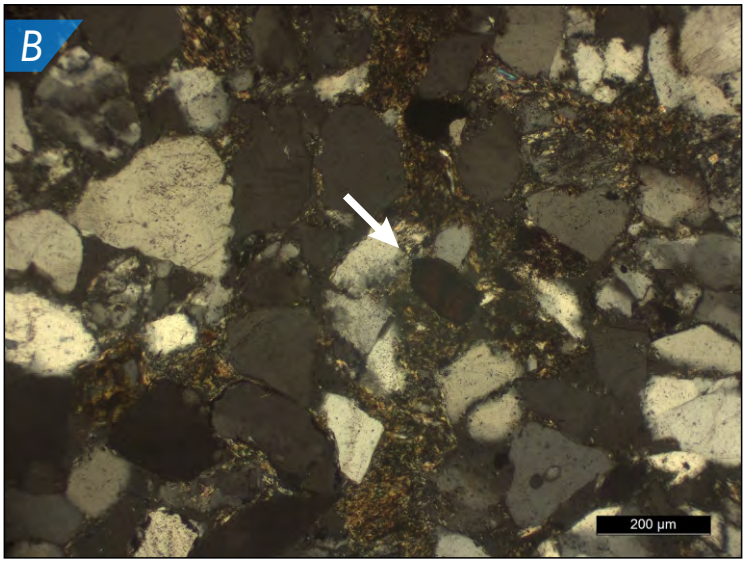
Dentro de los cementos podemos encontrar dos tipos:

Cemento silíceo

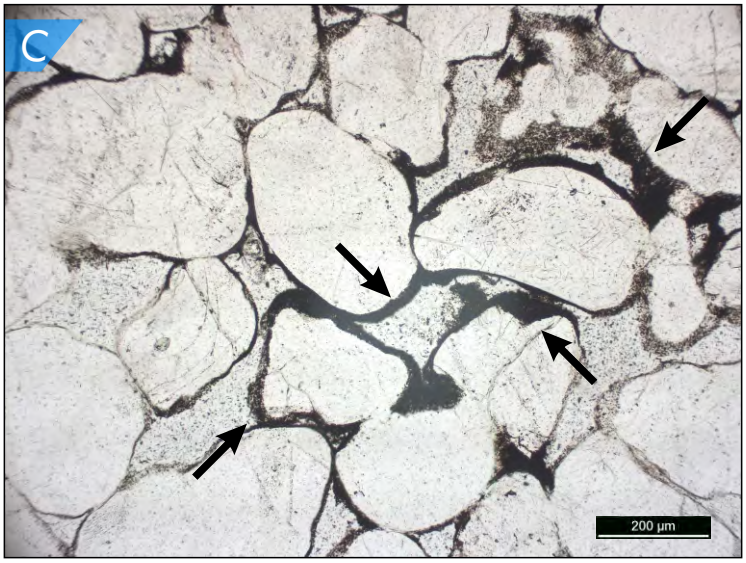
Este tipo de cemento se manifiesta como sobre crecimiento de cuarzo o rellenando los espacios porales (Figura 5.29.C-D). En el primero de los casos el cemento mantiene la continuidad óptica de los cristaloclastos, resultando difícil advertir con claridad el límite entre la porción alogénica y autigénica de cuarzo.



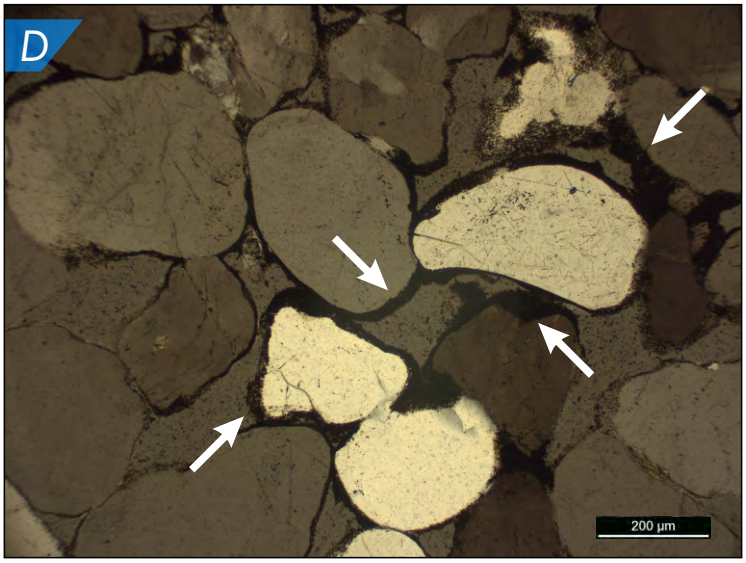
A. Foto mineral opaco (*Op*) - Luz trasmitida



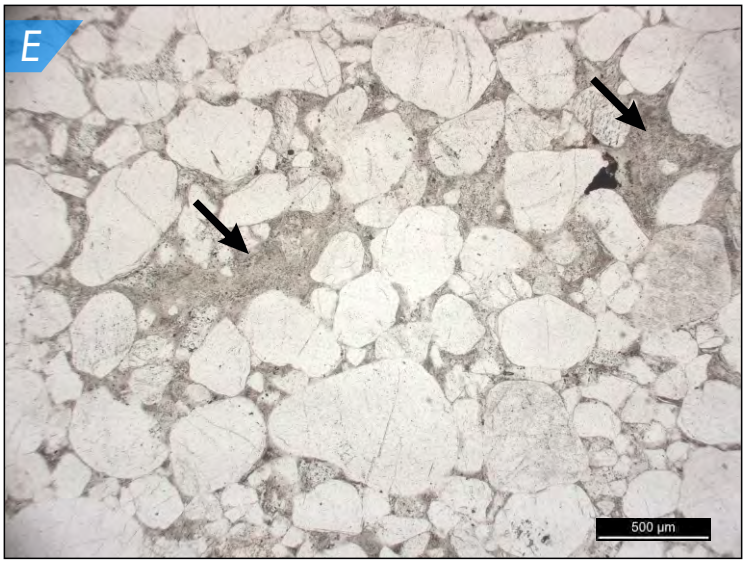
B. Foto mineral opaco (*Op*) - Luz polarizada



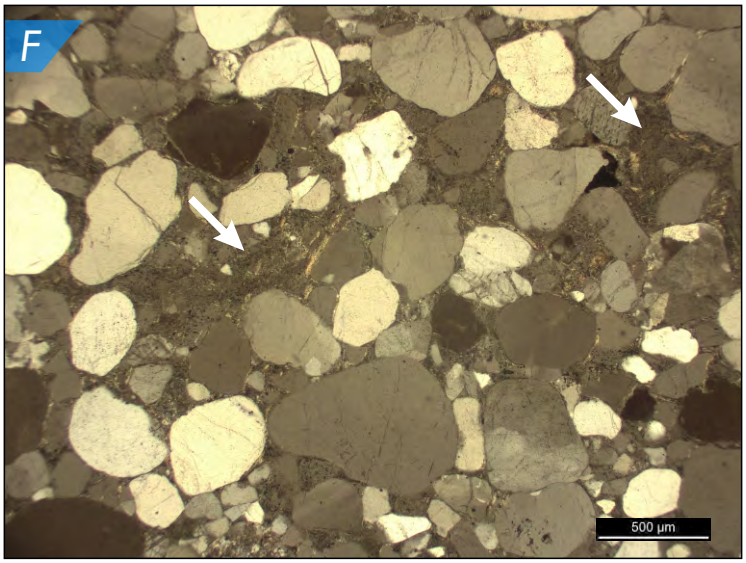
C. Foto materia orgánica (*MO*) - Luz trasmitida



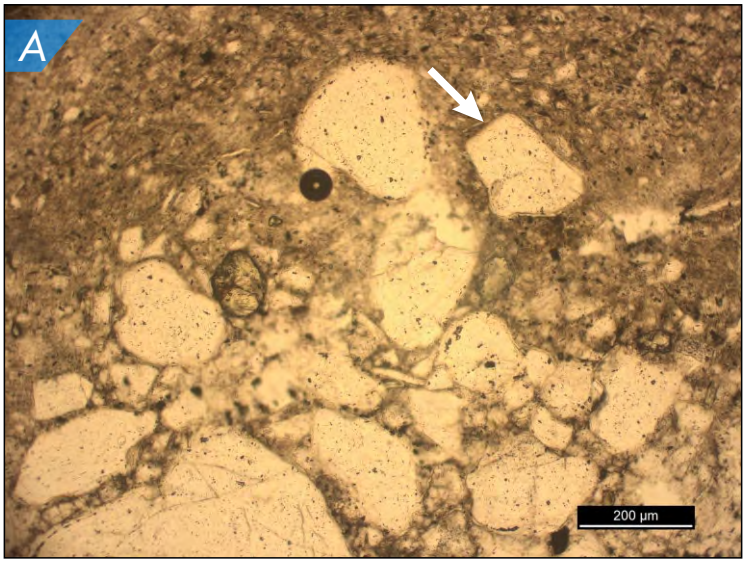
D. Foto materia orgánica (*MO*) - Luz polarizada



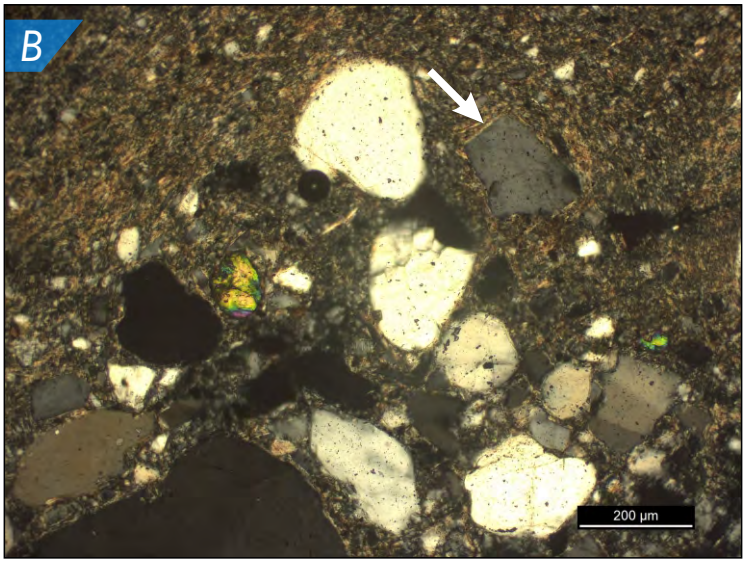
E. Foto matriz argílica - Luz trasmitida



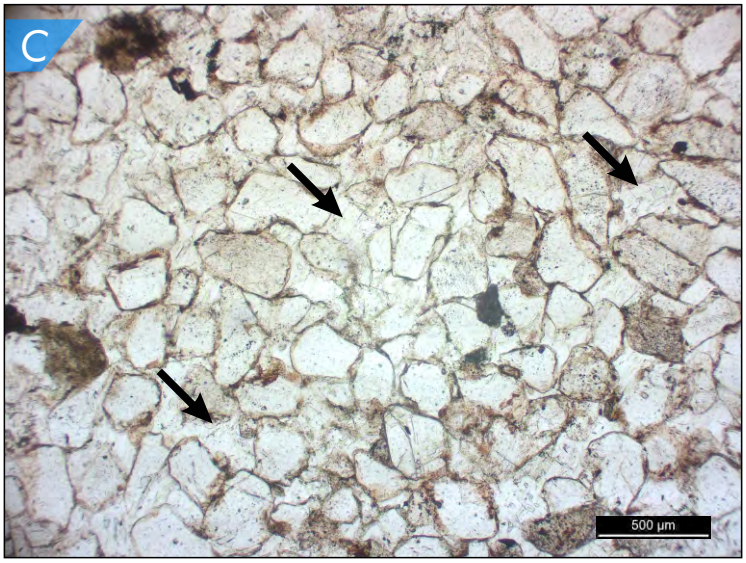
F. Foto matriz argílica - Luz polarizada



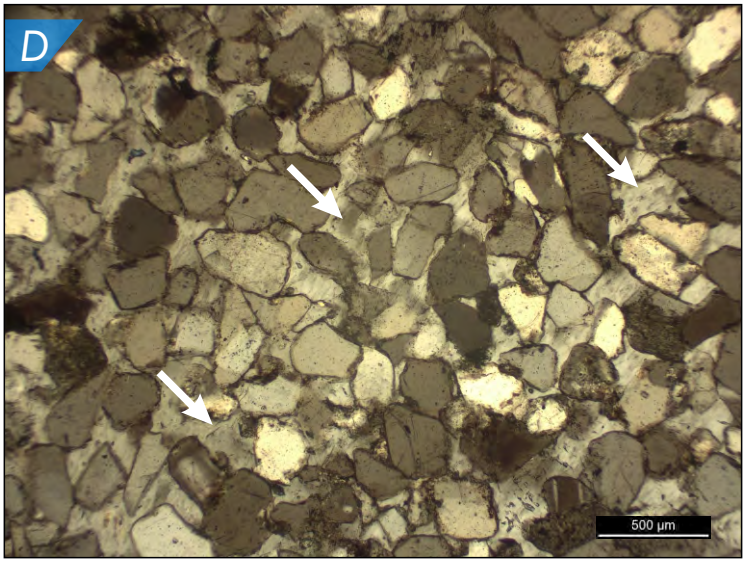
A. Foto pseudo-matriz argílica (*coating argílico*) - Luz trasmitida



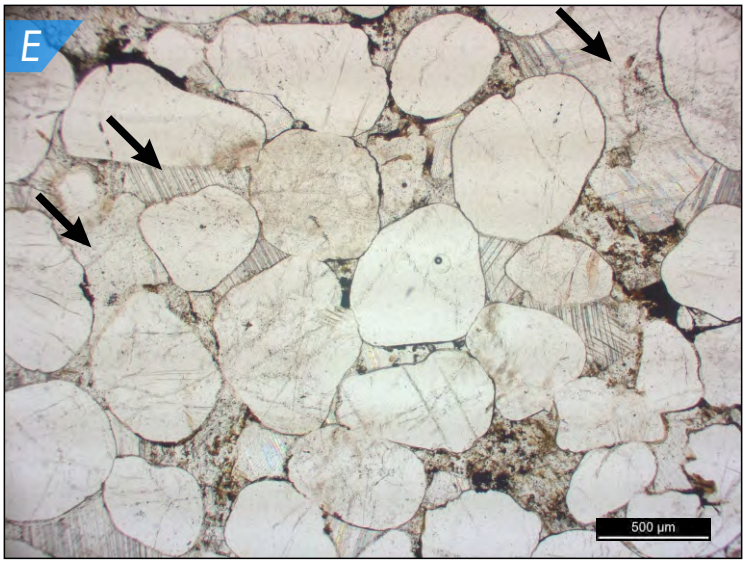
B. Foto pseudo-matriz argílica (*coating argílico*) - Luz polarizada



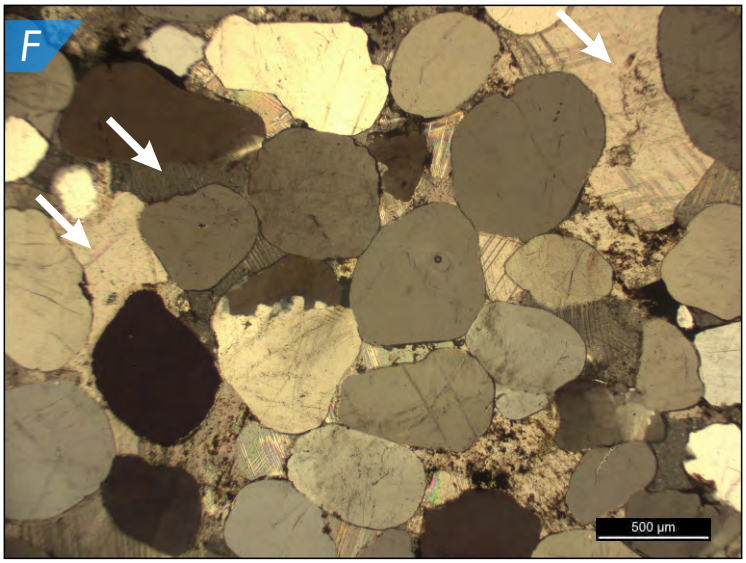
C. Foto cemento silíceo - Luz trasmitida



D. Foto cemento silíceo - Luz polarizada



E. Foto cemento carbonático - Luz trasmitida



F. Foto cemento carbonático - Luz polarizada

Cemento carbonático

El cemento carbonático es de tipo intergranular, y se encuentra frecuentemente dentro de las areniscas con tamaños subesparíticos a macroesparíticos (Figura 5.29.E-F).

5.2.2- PETROGRAFÍA DE ARENISCAS MIXTAS

A partir de análisis petrográfico de las rocas mixtas y teniendo en cuenta criterios texturales y composicionales de los componentes aloquímicos y terrígenos, como así también la presencia de fango carbonático, se corroboraron a escala microscópica las descripciones inicialmente realizadas en los afloramientos. Para clasificar este tipo de litologías, tanto a nivel microscópico como macroscópico, se siguieron los criterios utilizados por Álvarez-Trentini & Schwarz (2016).

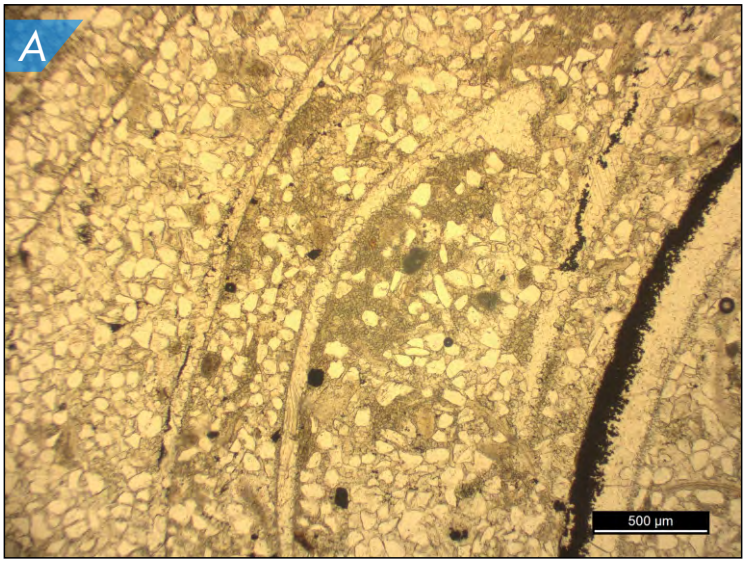
5.2.2.1- *Componentes aloquímicos*

Esqueletales

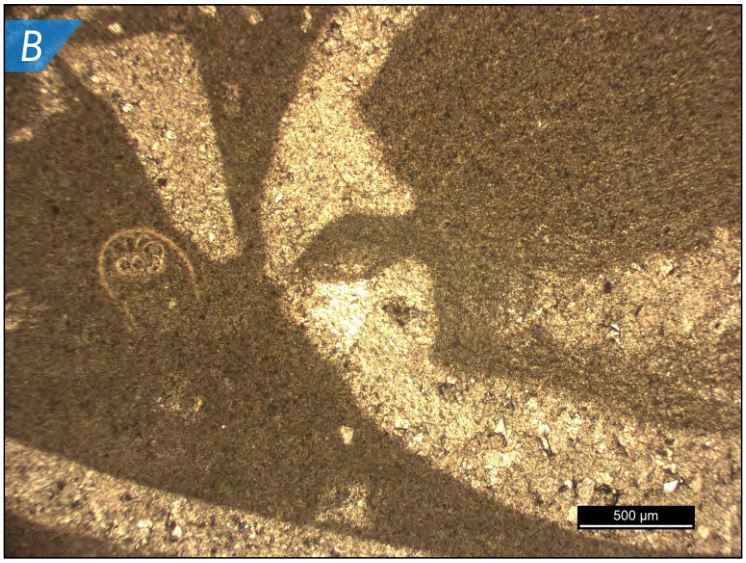
Los componentes esqueletales se encuentran caracterizados por diferentes especies de invertebrados fósiles y microfósiles con distintos grados de preservación tafonómica, dependiendo del género y la facies en la que se encuentren. Su contenido varía entre 0 – 95% con valores promedios del 35%. La mayoría de los bioclastos se encuentran disueltos, recristalizados y/o micritizados. Estos se hallan representados por bivalvos dulceacuícolas (*Biv*) (Figura 5.30.A-B), gastrópodos pulmonados (*Gst*) (Figura 5.30.C-D), ostrácodos (*Ost*) (Figura 5.30.E-F), algas verdes (*Alg*) (Figura 5.31.A-B) y una especie de foraminífero (*Frm*) (Figura 5.31.C-D). La descripción taxonómica y tafonómica de las diferentes especies será abordada con mayor grado de detalle en el Capítulo 6.

No esqueletales (Ooides)

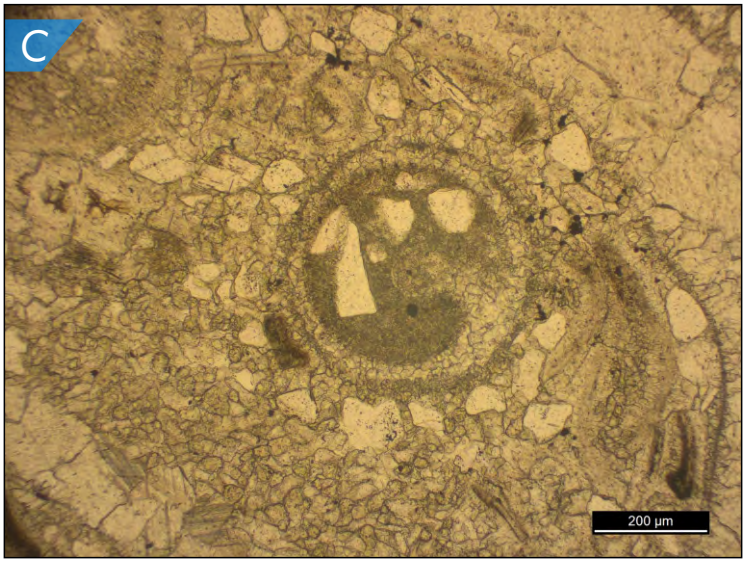
Los componentes no esqueletales se encuentran únicamente representados por ooides, que en su mayoría son simples, tanto bien desarrollados como superficiales. Se presentan con formas comúnmente esféricas, aunque también las hay elipsoidales. Internamente, las láminas presentan estructuras muy variadas, compuestas por capas concéntricas, radiadas y/o micritizadas (Strasser, 1986; Scholle & Ulmer-Scholle, 2003), que se adaptan a la geometría del núcleo. Los núcleos se hallan compuestos principalmente por clastos terrígenos (de cuarzo y feldespatos), y en menor medida por bioclastos, fragmentos de ooides y fragmentos micríticos (Figura 5.31.E-F y 5.32.A-D).



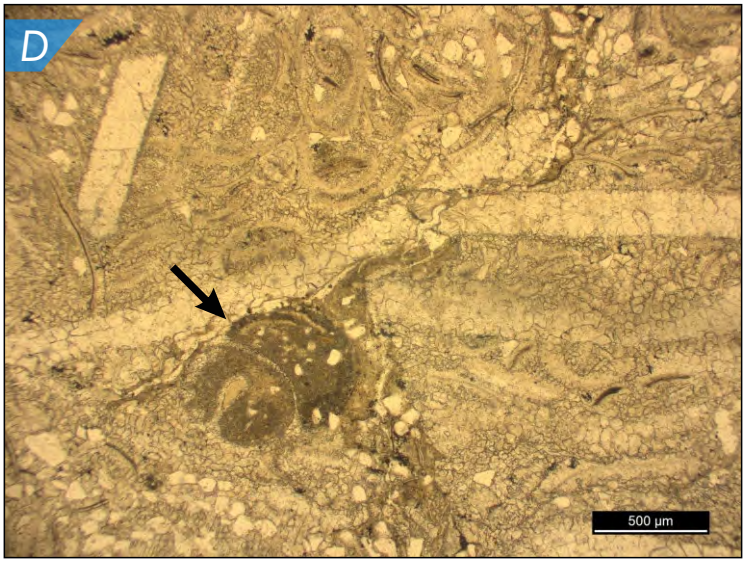
A. Foto bioclastos de bivalvos (*Bv*) - Luz trasmitida



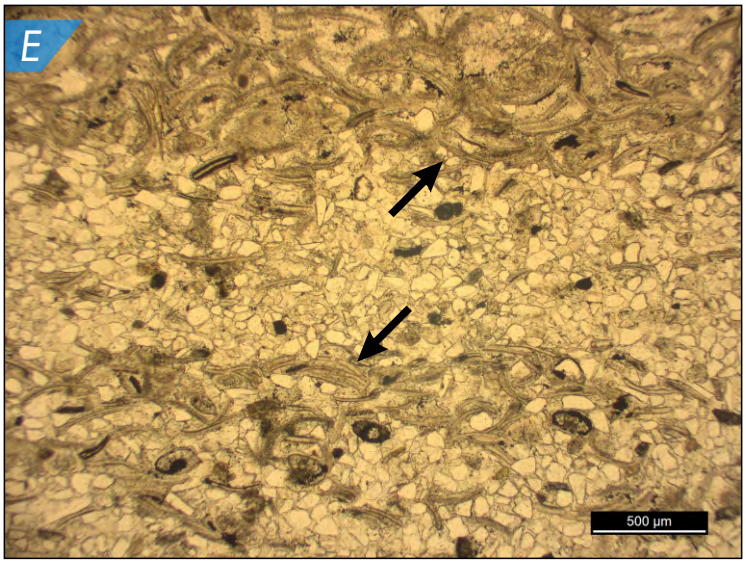
B. Foto bioclasto de bivalvo (*Bv*) - Luz polarizada



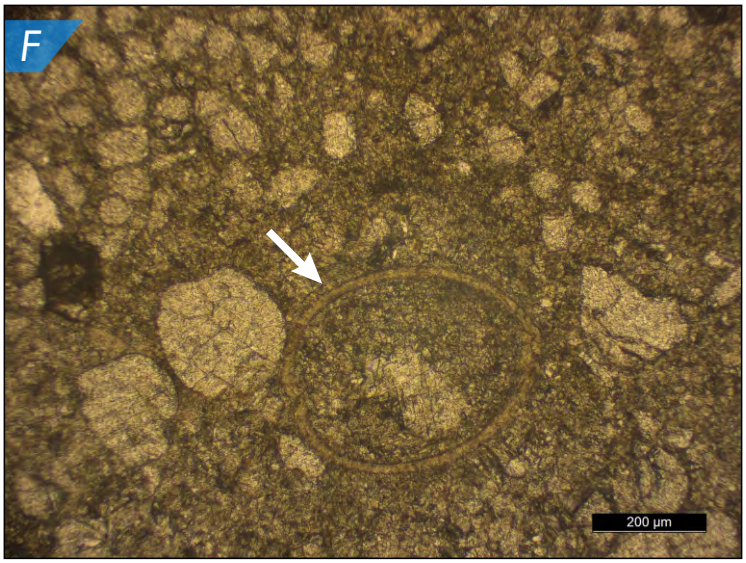
C. Foto bioclasto de gastrópodo - Luz trasmitida



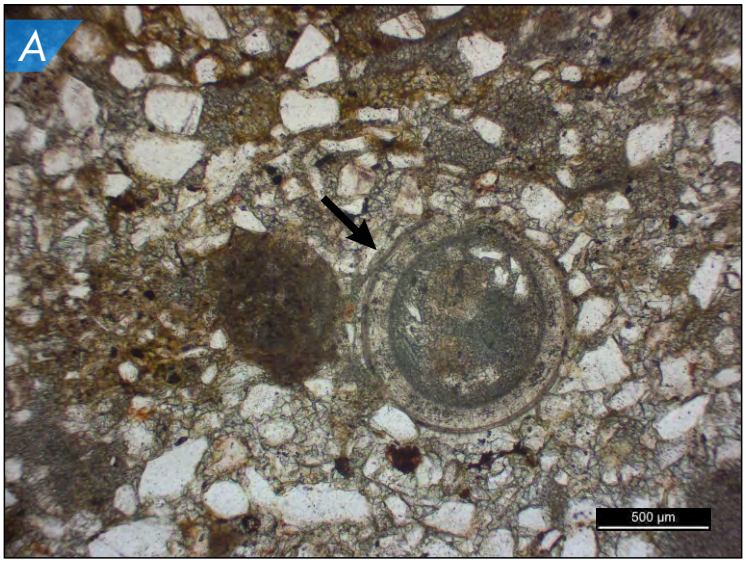
D. Foto bioclasto de gastrópodo - Luz trasmitida



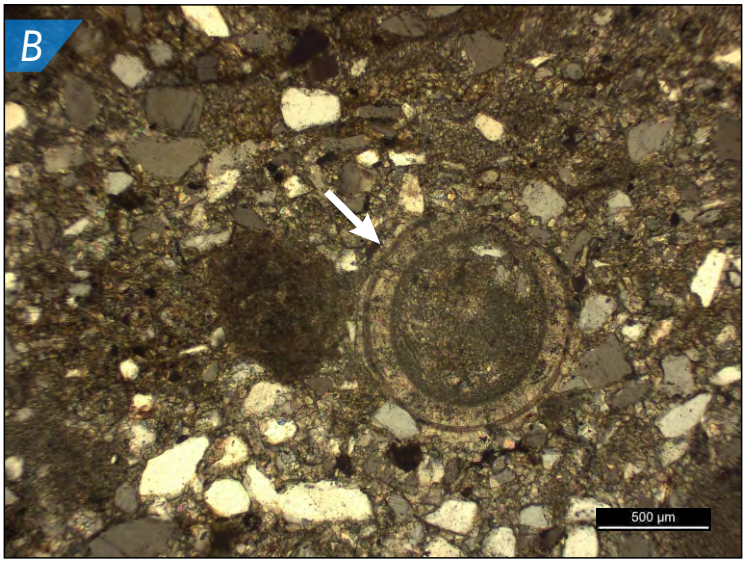
E. Foto niveles con ostrácodos - Luz trasmitida



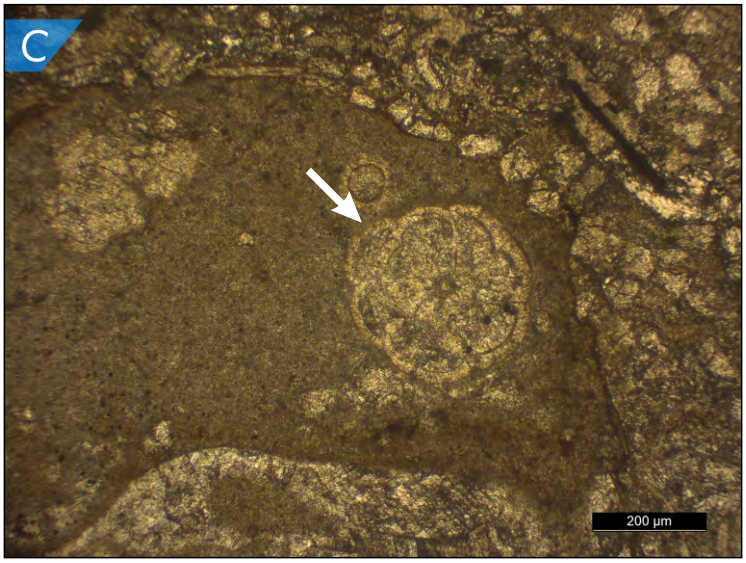
F. Foto bioclastos de ostrácodo- Luz polarizada



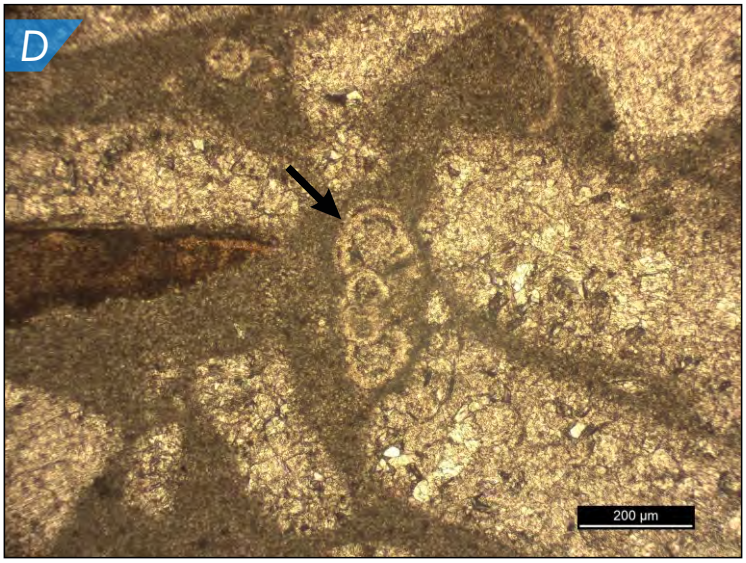
A. Foto algas verdes (*carofitas*) - Luz trasmitida



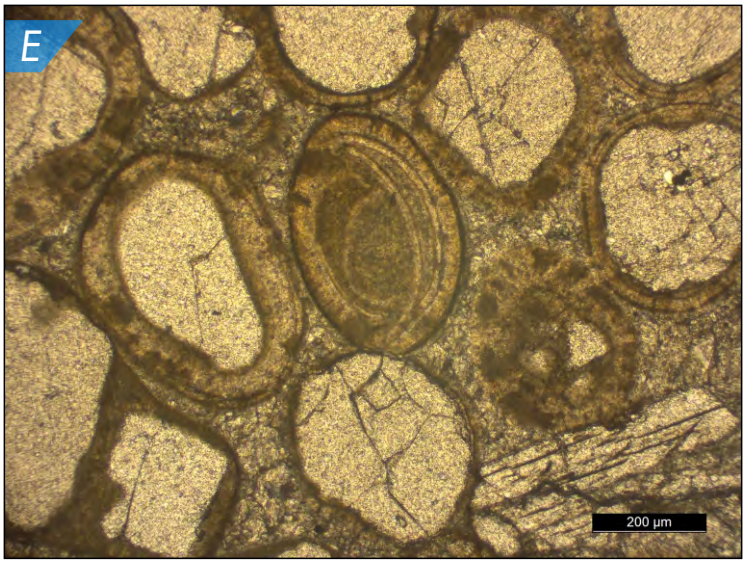
B. Foto algas verdes (*carofitas*) - Luz polarizada



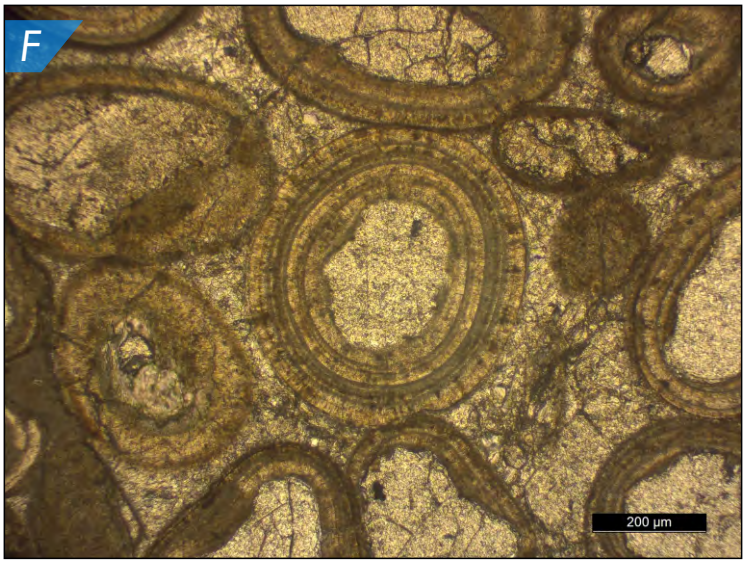
C. Foto bioclasto de foraminífero - Luz polarizada



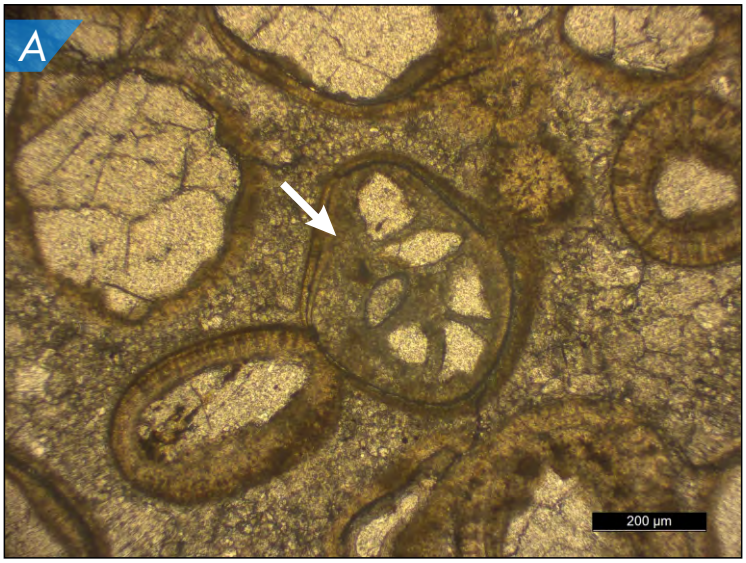
D. Foto bioclasto de foraminífero - Luz trasmitida



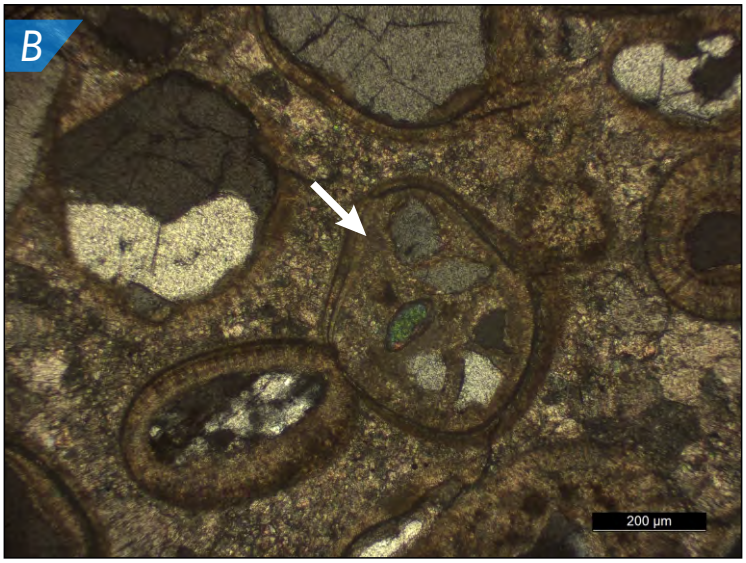
E. Foto ooide con núcleo esqueletal - Luz trasmitida



F. Foto ooides con núcleos terrigenos- Luz polarizada



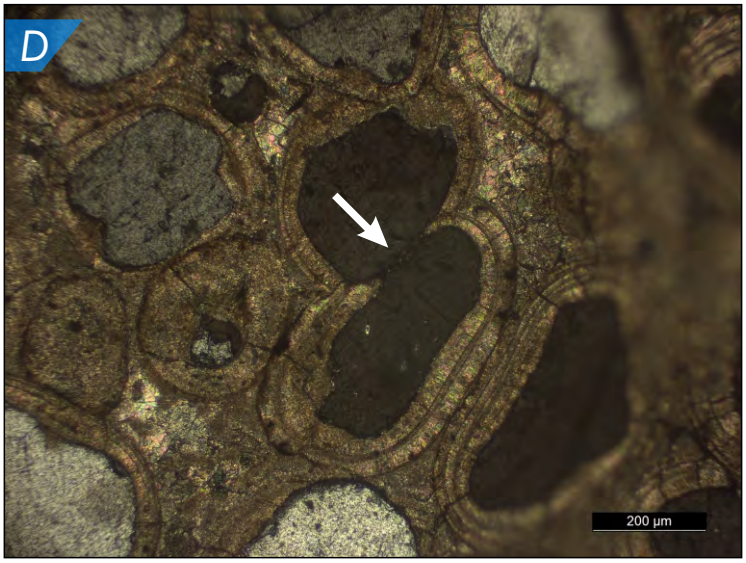
A. Foto ooide con núcleo compuesto - Luz trasmitida



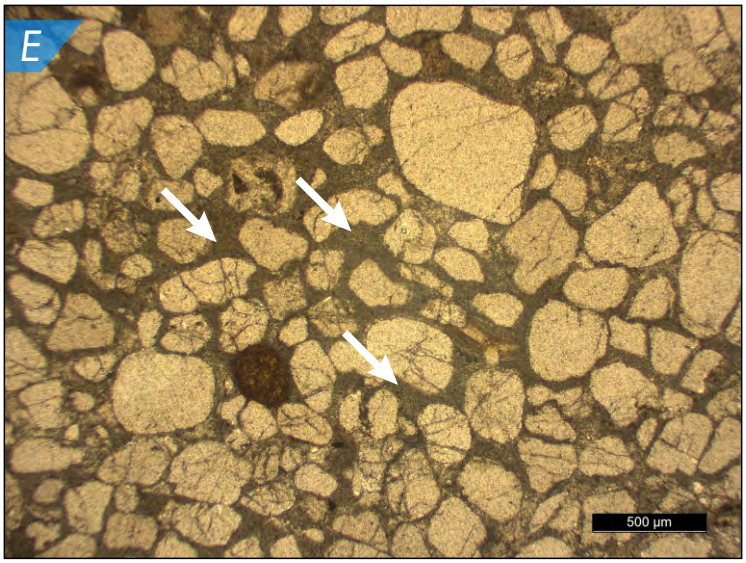
B. Foto ooide con núcleo compuesto - Luz polarizada



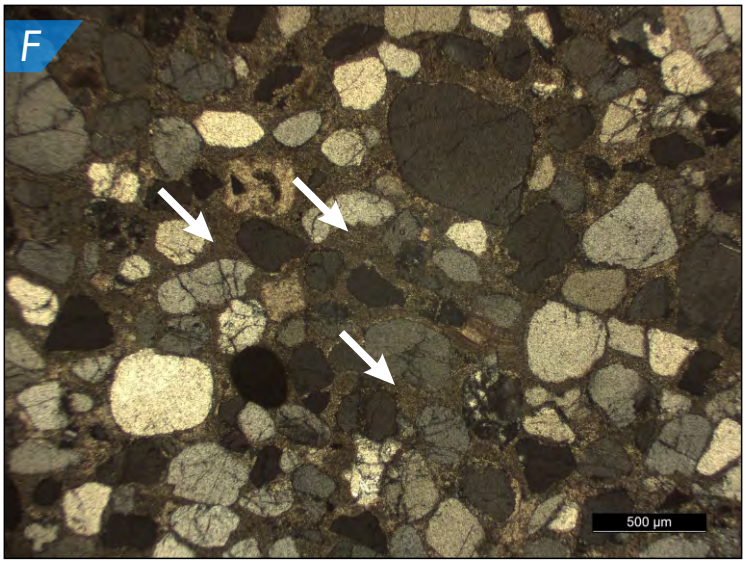
C. Foto ooides con deformación por presión - Luz polarizada



D. Foto ooides con deformación por presión - Luz polarizada



E. Foto fango carbonático (*micrita*) - Luz trasmitida



F. Foto fango carbonático (*micrita*)- Luz polarizada

5.2.2.2- *Matriz*

Se trata de matriz micrita con tamaño de grano muy fino que rellena los espacios entre los clastos y bioclastos (Figura 5.32.E-F). En muchos casos el porcentaje de fango carbonático alcanza valores mayores al 15% conformando "areniscas mixtas fangosas carbonáticas" (Álvarez-Trentini & Schwarz, 2016).

5.2.2.3- *Cementos*

Al igual que en las areniscas silicoclásticas se observan procesos de cementación dentro de las rocas mixtas dado por cemento carbonático y en menor medida silíceo.

Cemento carbonático

El cemento carbonático se encuentra frecuentemente dentro de las areniscas mixtas de dos maneras principales: (1) con texturas drusiforme y de tipo *blocky* rellenando los espacios porales y cavidades dejadas por valvas disueltas; (2) con textura poiquilítica con tamaños esparíticos a macroesparíticos.

5.2.3- COMPOSICIÓN MODAL

5.2.3.1- *Areniscas silicoclásticas*

Para el estudio de composición modal se analizó un total de 57 muestras de areniscas y vaques pertenecientes a la Formación Yecua y la Formación Tranquitas. Con los datos obtenidos del conteo de clastos (ver Capítulo 2) se confeccionó una tabla en la cual se recalcularon los componentes presentes a porcentajes (Tabla 5.12 - ver Anexo 2). Las muestras fueron clasificadas siguiendo los criterios de Folk *et al.* (1970) y Dott (1964, modificado por Pettijohn *et al.,* 1972).

Se realizaron los diagramas triangulares propuestos por los autores anteriormente mencionados (Figura 5.33). De la clasificación propuesta por Folk *et al.* (1970) se desprende que la mayoría de las muestras pertenecientes a ambas formaciones corresponden a subfeldarenitas, y en menor medida sublitoarenitas. Por su parte, según la clasificación de Dott (1964) las muestras son consideradas como arenitas subarcósicas y vaques feldespáticos principalmente, y en menor medida como arenitas sublíticas.

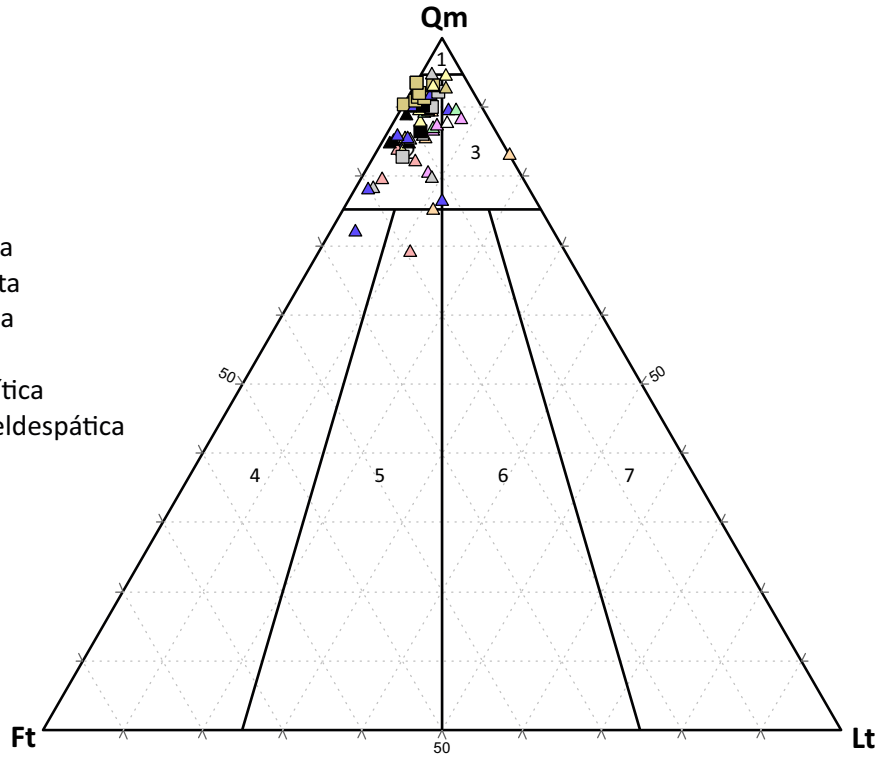
5.2.3.2- *Areniscas mixtas*

Se llevó a cabo el análisis de 16 muestras de areniscas mixtas (silicoclástica - carbonática) pertenecientes a las facies de Areniscas mixtas silicoclásticas con bivalvos (*SMSbv*), Areniscas mixtas silicoclásticas con ooides (*SMSod*), Areniscas mixtas aloquímicas (*CMS*) y Areniscas mixtas fangosas

Clasificación de Areniscas

Figura 5.33

Diagrama Qm-Ft-Lt - Folk et al. (1970)



1. Cuarzoarenita
2. Subfeldarenita
3. Sublitoarenita
4. Feldarenita
5. Feldarenita lítica
6. Litoarenita feldespática
7. Litoarenita

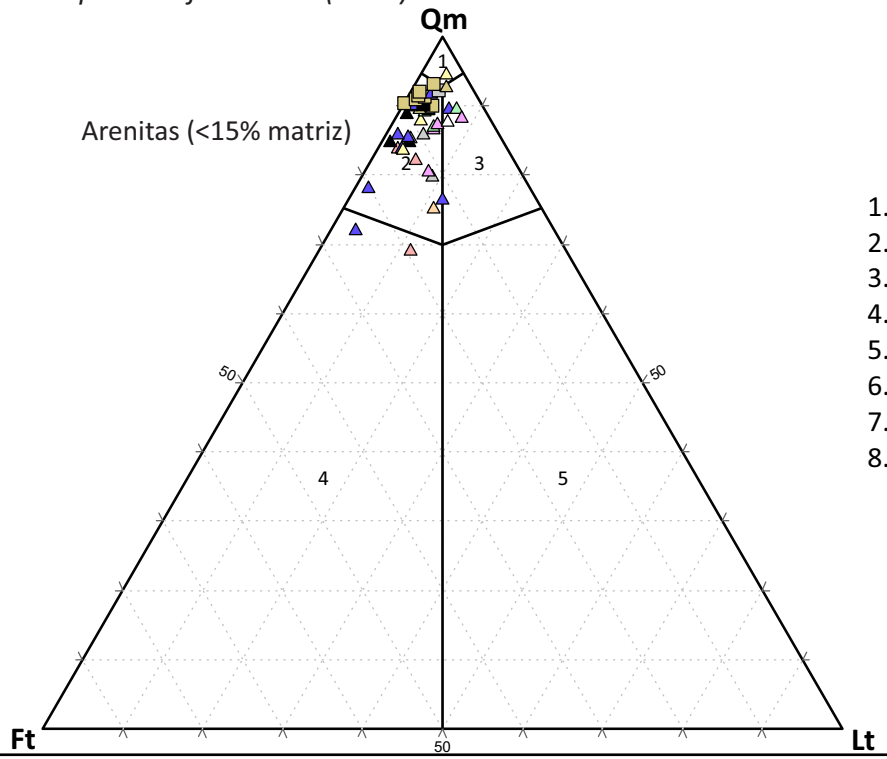
Qm (Cuarzos monocristalinos)
Ft (Feldespatos)
Lt (Líticos totales)

- Perfil LA
- Perfil RGAP
- Perfil CH
- Perfil RP
- Perfil QVC
- Perfil EPW
- Perfil PV
- Perfil QG
- Perfil SP
- Perfil RB
- Perfil RI

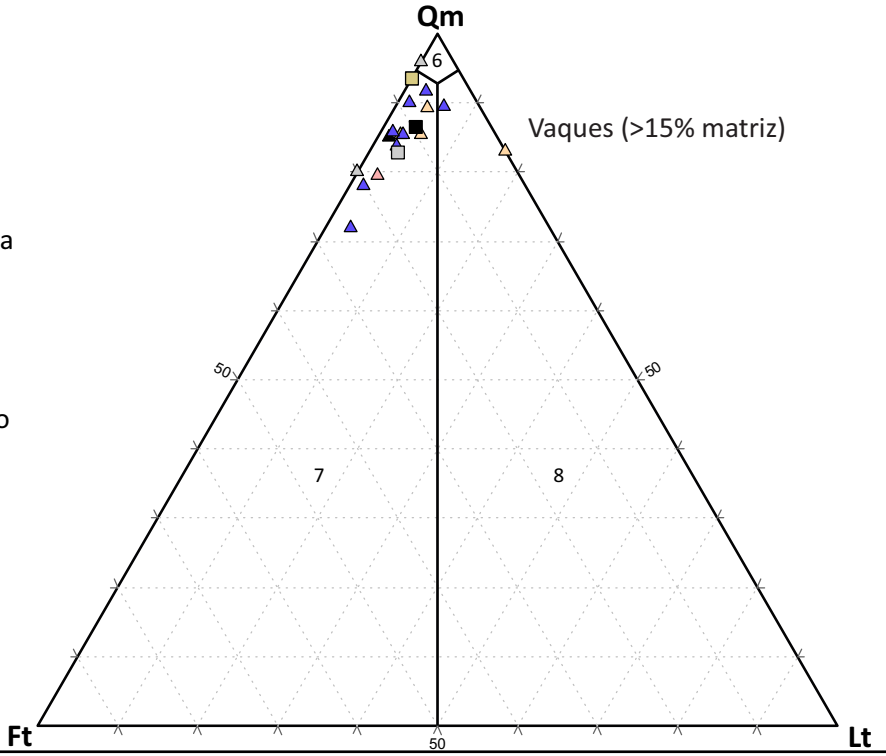
△ Fm Yecua

□ Fm Tranquitas

Diagramas Qm-Ft-Lt - Dott (1964) modificado por Pettijohn et al. (1972)



1. Arenitas Cuarzosa
2. Arenitas Subarcósica
3. Arenitas Sublítica
4. Arenitas Arcósica
5. Arenitas Lítica
6. Vaques Cuarzoso
7. Vaques Feldespático
8. Vaques Lítico



carbonáticas (*CMmS*) (ver Capítulo 4). Al estudiar composicionalmente siguiendo los criterios de Álvarez Trentini & Schwarz (2016) las facies inicialmente descriptas en el campo, se puede observar que las mismas abarcan un mayor espectro composicional obteniendo como resultado 6 microfacies (Figura 5.34). La mayor parte de las mismas se encuentran en el campo de las Areniscas mixtas silicoclásticas (*SMS*) y Areniscas mixtas fangosas carbonáticas (*CMmS*), aunque también se hallan representadas las Areniscas mixtas aloquímicas (*CMS*), Areniscas aloquímicas fangosas micríticas (*CmS*), Areniscas fangosas mixtas (*MmS*) y Areniscas aloquímicas (*CS*).

Los componentes detríticos se hallan en promedio del 44% que varían entre el 0 – 77%, encontrándose representados principalmente por cuarzo monocristalino, feldespatos alcalinos, plagioclasas, líticos sedimentarios y materia orgánica. Los componentes alquímicos se alcanzan proporciones del 8 – 95% con un valor promedio del 37%, entre los que se distinguen bivalvos, ostrácodos, gastrópodos, algas verdes, foraminíferos y ooides (Tabla 5.12 – ver Anexo 2). Desde el punto de vista mineralógico, los fragmentos aloquímicos se componen de calcita con alto contenido en hierro (Adams *et al.*, 1987), resultado obtenido a partir de la tinción de las secciones delgadas donde es posible observar el predominio de colores azules a púrpuras (Figura 5.35.A-F). La matriz se compone principalmente de fango carbonático en cantidades de 0 – 40%.

5.3- ANÁLISIS DE PROCEDENCIA

Sobre la base de los estudios composicionales de difracción de rayos *X* y petrográfico de las formaciones Yecua y Tranquitas desarrollados anteriormente, fue posible llevar a cabo el análisis de procedencia de los componentes detríticos. La composición y abundancia relativa de los elementos detríticos es controlada por 4 factores principales: el clima, transporte, área fuente y tectónica, así como también los procesos diagenéticos (Blatt, 1967; Dickinson & Suczek, 1979; Suttner & Basu, 1981; Mack, 1984, Bilodeau & Keith, 1986; Johnsson, 1990; Johnsson *et al.*, 1991; Marsaglia & Ingersoll, 1992; Ingersoll *et al.*, 1993). En regiones donde la actividad tectónica es significativa, el factor que adquiere mayor preponderancia en la composición de los sedimentos es el área fuente (Dickinson, 1970).

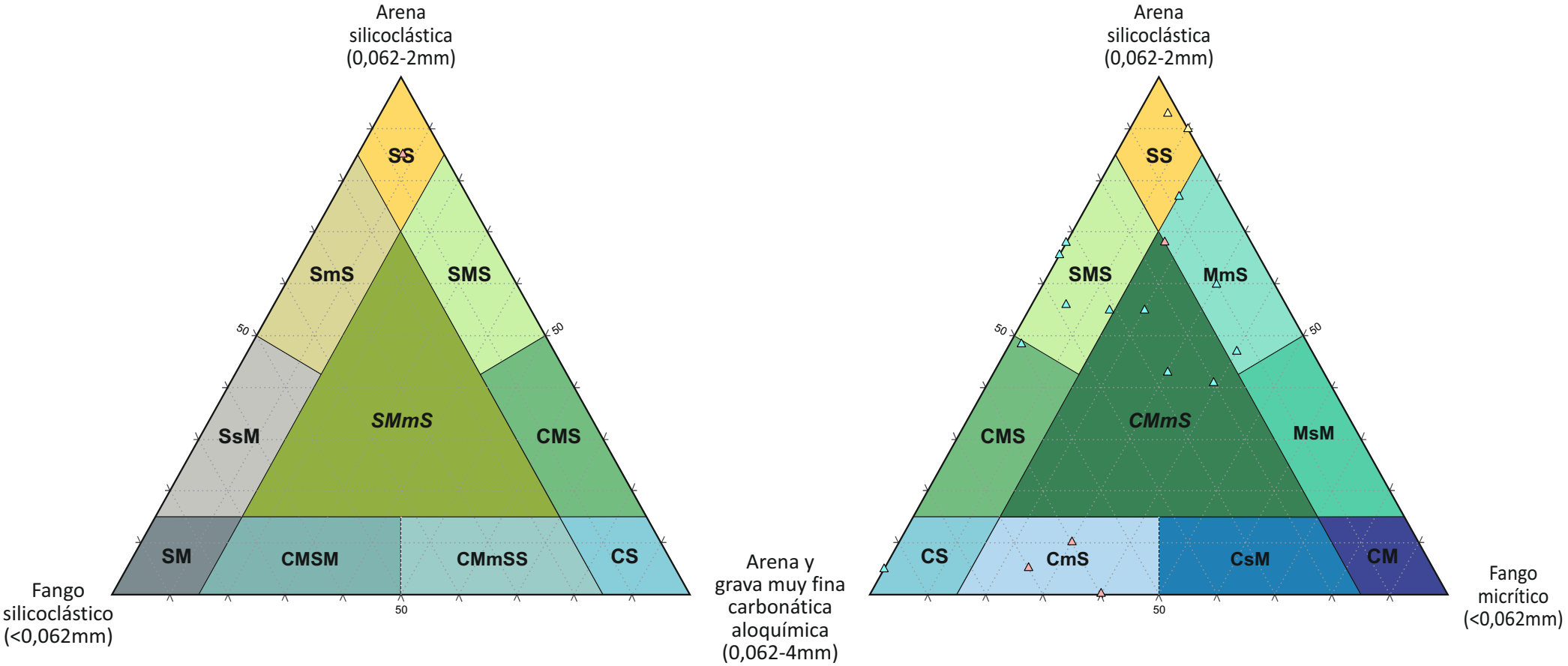
5.3.1- ARENISCAS SILICOCLÁSTICAS

A partir del estudio petrográfico y el conteo estadístico de clastos se llevó adelante el análisis de procedencia en rocas psamíticas. Para ello, se utilizaron los diagramas ternarios de Dickinson *et al.* (1983), en los que se relaciona la composición modal de las areniscas con el ambiente tectónico de las áreas de aporte (Figura 5.36). De la representación gráfica en el diagrama *Qt - Ft – Lt,* se obtiene que las muestras se concentran principalmente en los campos definido como interior cratónico y orógeno reciclado, con la salvedad de 3 muestras que se encuentra en el campo de continental transicional (Figura 5.36). Por su

Clasificacíon de Rocas Mixtas

Figura 5.34

Diagrama texturo-composicional - Álvarez Trentini & Schwarz (2016)



Rocas Silicoclásticas

- Arenisca silicoclástica **SS**
- Arenisca fangosa silicoclástica **SmS**
- Fangolita arenosa silicoclástica **SsM**
- Fangolita silicoclástica **SM**

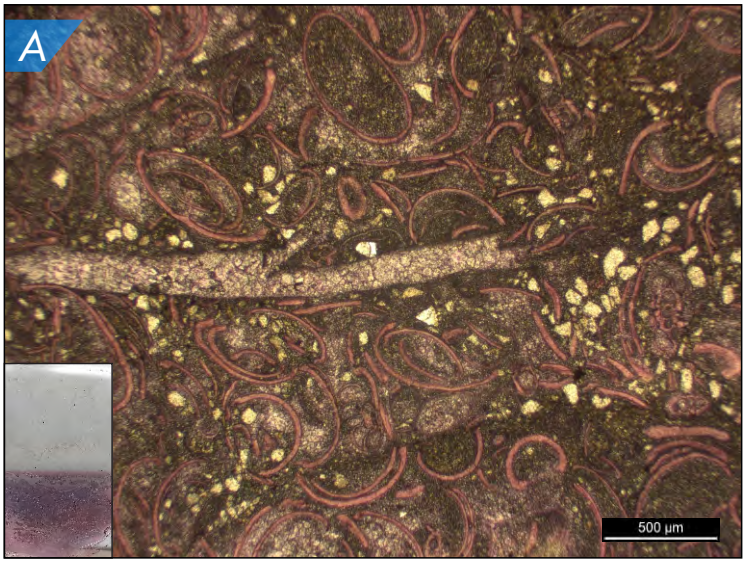
Rocas Mixtas

- Arenisca mixta silicoclástica **SMS**
- Arenisca mixta aloquímica **CMS**
- Arenisca mixta fangosa silicoclástica **SMmS**
- Arenisca mixta fangosa carbonática **CMmS**
- Fangolita mixta silicoclástica aloquímica **CMSM**
- Arenisca aloquímica mixta fangosa silicococlástica **CMmSS**
- Arenisca fangosa mixta **MmS**
- Fangolita arenosa mixta **MsM**

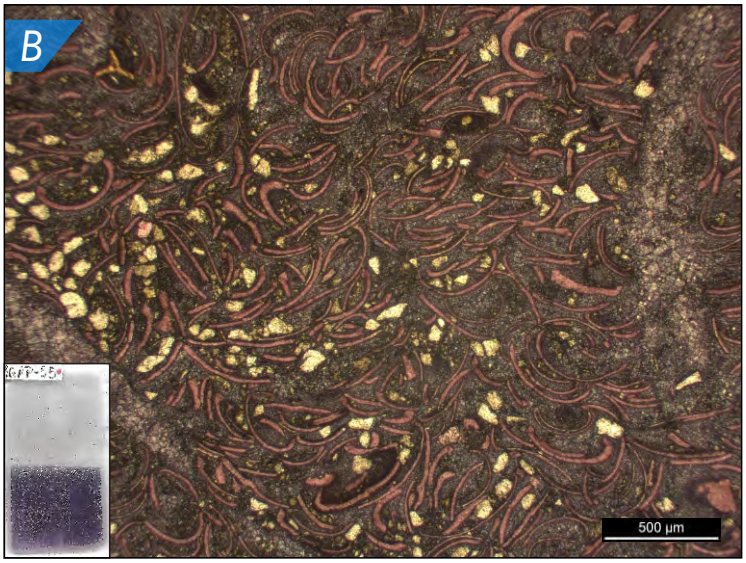
Rocas Carbonáticas

- Fangolita micrítica **CM**
- Fangolita micrítica aloquímica **CsM**
- Arenisca aloquímica fangosa micrítica **CmS**
- Arenisca aloquímica **CS**

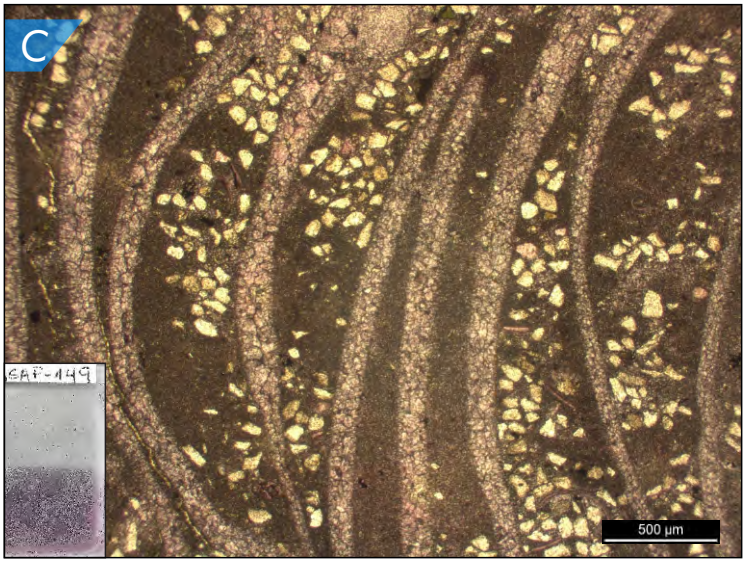
Componentes aloquímicos



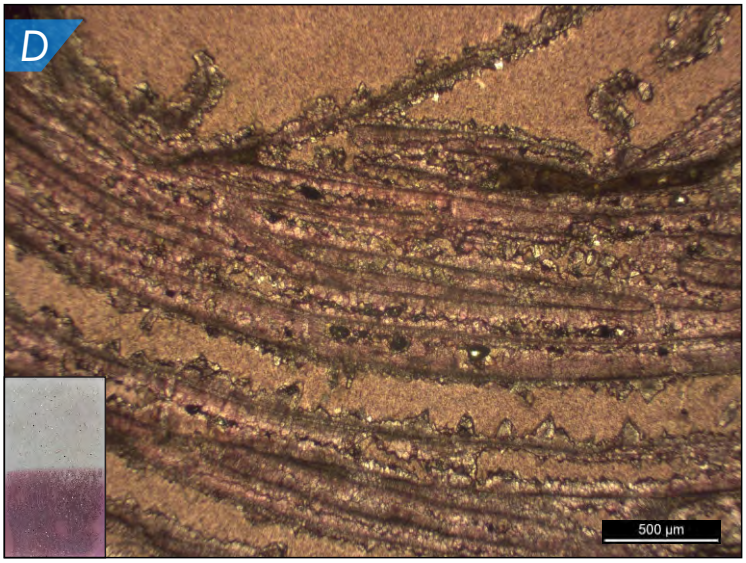
A. Foto muestras LA-106 - perfil LA



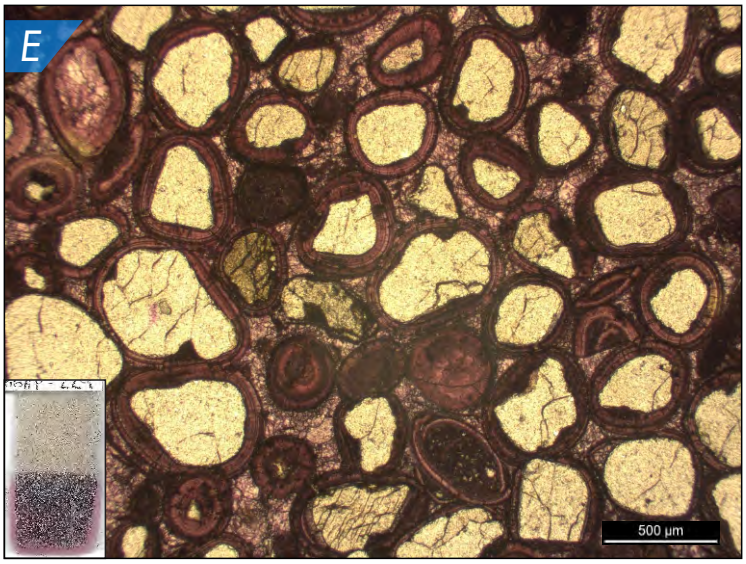
B. Foto muestras RGAP-55 - perfil RGAP



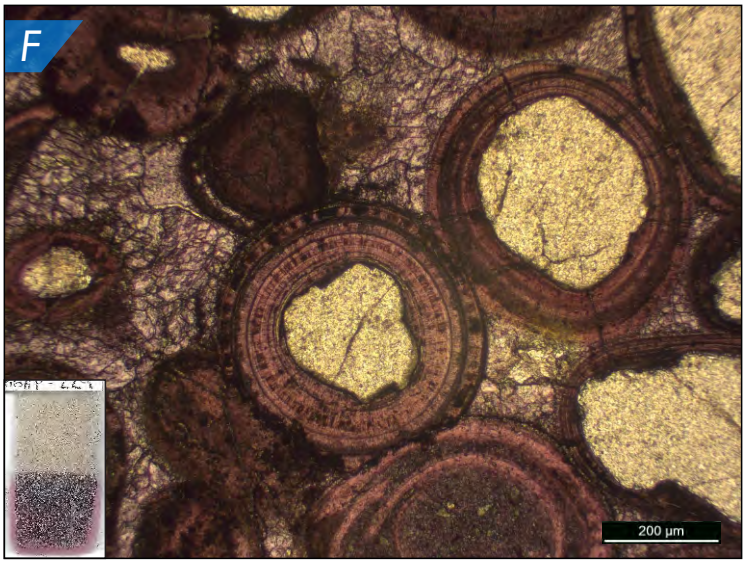
C. Foto muestras RGAP-149 - perfil RGAP



D. Foto muestras LA-166 - perfil LA



E. Foto muestras RGAP-229 - perfil RGAP



F. Foto muestras RGAP-299 - perfil RGAP

parte, en el diagrama *Qm – Ft – Lt,* las muestras se ubican principalmente en el campo de interior cratónico, con muy pocas muestras que se hallan en los campos de continental transicional y orógeno reciclado (cuarzoso).

En principio, a partir de los diagramas de composición modal propuestos por Dickinson *et al.* (1983) se desprende que el aporte principal de las areniscas de la Formación Tranquitas serían provenientes de un área cratónica, y que las areniscas de la Formación Yecua, provendrían tanto de un área cratónica como de un área orogénica reciclada (cuarzosa) (Figura 5.36). Según la interpretación de estos autores, el alto contenido de cuarzo monocristalino estaría indicando una intensa erosión de un cratón de bajo relieve, a través de superficies continentales con gradientes bajos (Dickinson & Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983). Por otro lado, es sabido que muchas areniscas cuarzosas pueden ser el resultado de numerosos ciclos de transporte y erosión, en donde cada uno de estos ciclos, contribuye al incremento progresivo del redondeamiento de los clastos y a la pérdida de minerales inestables (Potter, 1978a, 1978b).

Aunque el análisis de las petrofacies de areniscas comúnmente refleja el contexto tectónico de las áreas de aporte, los efectos de la intemperie, el transporte de sedimentos y la diagénesis, son factores que contribuyen a la composición de estas rocas en grados variables (Dickinson, 1988). Por tal motivo, el análisis de procedencia debe ser integrado no solo por su composición, si no también por el análisis de datos de paleocorrientes, paleoambientales y paleoclimáticos. El aporte de sedimentos ligado a los depósitos de dichas unidades dentro del marco regional de Cuenca de Antepaís del Chaco, será tratado con mayor detalle en el Capítulo 10.

5.3.2- ARCILLAS DETRÍTICAS

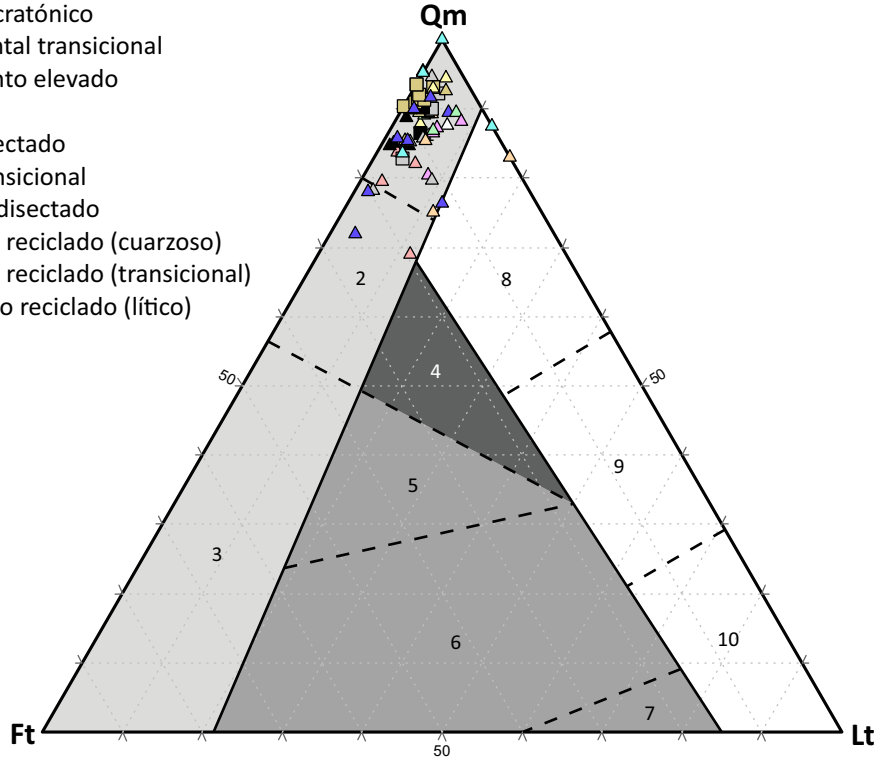
La presencia de argilominerales con caracteres que indican gran variabilidad en los datos dentro del campo de la diagénesis en relación con el grado de cristalinidad y la cantidad de capas expansivas para una misma unidad indican orígenes contrastantes. De este modo, se asume un origen detrítico de la illita como así también de los interestratificados I/S con bajo contenido de capas expansivas. Considerando que las unidades paleozoicas estaban exhumadas al momento de la depositación, y en particular las unidades con alto contenido de materiales illíticos (illita + interestratificados I/S con bajo contenido de capas expansivas) como el caso de la Formación Los Monos (Veizaga Saavedra *et al.*, 2015). Esta unidad se halla dominada por sedimentitas de tamaño de grano fino (pelitas), las que afloran ampliamente dentro de todo el sector subandino, es posible considerar a esta unidad como una posible fuente de estos minerales. Sin embargo, no pueden ser descartadas las unidades del ciclo Gondwánico (Carbonífero - Pérmico) en donde también se reconocen intervalos pelíticos que podrían actuar como una posible área fuente. La falta de estudios

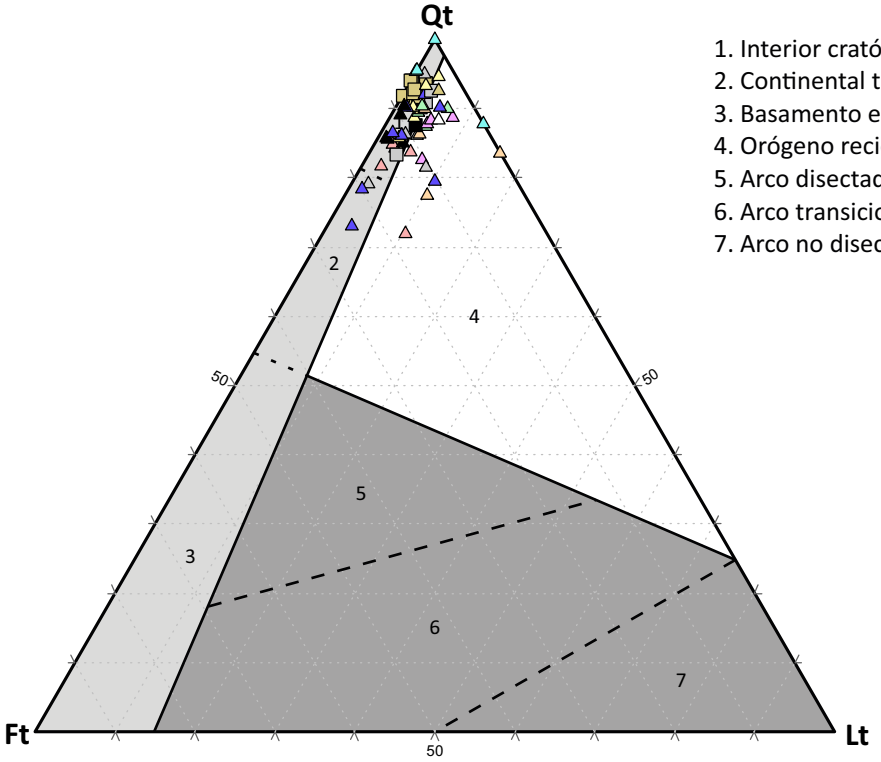
Procedencia de Areniscas

Figura 5.36

Diagrama Q-F-L - Dickinson et al. (1983)

1. Interior cratónico
2. Continental transicional
3. Basamento elevado
4. Mezcla
5. Arco disectado
6. Arco transicional
7. Arco no disectado
8. Orógeno reciclado (cuarzoso)
9. Orógeno reciclado (transicional)
10. Orógeno reciclado (lítico)





1. Interior cratónico
2. Continental transicional
3. Basamento elevado
4. Orógeno reciclado
5. Arco disectado
6. Arco transicional
7. Arco no disectado

- Perfil LA
- Perfil RGAP
- Perfil CH
- Perfil RP
- Perfil QVC
- Perfil EPW
- Perfil PV
- Perfil QG
- Perfil SP
- Perfil RB
- Perfil RI

△ Fm Yecua

□ Fm Tranquitas

Qm (Cuarzos monocristalinos)
Qt (Cuarzos totales)
Ft (Feldespatos)
Lt (Líticos totales)

mineralógicos de las arcillas de estas unidades, no permiten realizar una correcta discusión sobre estas hipótesis.

El hecho que domine la illita por sobre otros argilominerales a través de las diferentes localidades de estudio, podría atribuirse a un control paleoclimático, tanto en el área fuente como en los ambientes depositacionales. En gran parte de los trabajos publicados sobre la relación entre argilominerales y condiciones climáticas, el consenso común es considerar a los materiales illíticos como indicadores de bajo intemperismo asociado a una baja tasa de meteorización química (Weaver, 1989; Thiry, 2000). Sin embargo, otras líneas de investigación discuten la veracidad de estas consideraciones, planteando que se puede realizar una correlación entre los tipos de argilominerales dominantes con respecto las condiciones climáticas reinantes (Weaver, 1989; Thiry, 2000). Como se discutió en el apartado 5.1.12, la razón de que los materiales illíticos sean los minerales de las arcillas dominantes, indudablemente evidencian condiciones de baja alteración química y/o un bajo tiempo de residencia en relación a una alta tasa de denudación y aporte de sedimentos. Dentro del ámbito de los Andes Centrales y la Cuenca de Antepaís del Chaco, es ampliamente conocido que la tectónica constituye el factor alocíclico predominante. En este sentido este factor de control habría tenido un rol de mayor importancia por sobre el factor climático. Por tal motivo, son esperables los resultados obtenidos en el sentido que los argilominerales no reflejen en su totalidad las condiciones climáticas asociadas a los paleoambientes depositacionales.

Adams A.E, MacKenzie W.S. & Guilford C., (1987). Atlas of sedimentary rocks under the microscope. *ELBS edition, UK.*

Álvarez-Trentini G. & Schwarz E., (2016). Ciclos carbonáticos-silicoclásticos de alta frecuencia (Fm. Mulichinco, cuenca neuquina central, argentina): identificación de cambios de la productividad carbonática en el tiempo y el espacio. *Libro de resúmenes del VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XV Reunión AAS, La Pampa, Argentina.* (1): 13.

Bilodeau W.L. & Keith S.B., (1986). Lower Jurassic Navajo-Aztec-equivalent sandstones in southern Arizona and their paleogeographic significance. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 70 (6): 690-701.

Blatt H., (1967). Provenance determinations and recycling of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology.* (37): 1031–1040.

Blatt H., (1992). Sedimentary Petrology. *W.H. Freeman, New York.* 514pp.

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

Dickinson W.R., (1988). Provenance and Sediment Dispersal in Relation to Paleotectonics and Paleogeography of Sedimentary Basins. *En Kleinspehn K.L. & Paola C. (Eds.): New Perspectives in Basin Analysis. Springer-Verlag.* 3-26.

Dickinson W.R. & Suczek C.A., (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. (63): 2164-2182.

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

Dott R.H., (1964). Wacke, graywacke and matrix. What approach to immature sandstones classification? *Journal of Sedimentary Petrology*. (34): 625-632.

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

Harwood D.S., (1988). Tectonism and metamorphism in the Northern Sierra Terrane, northern California. *En Ernst W.G. (Ed.): Metamorphism and crustal evolution, Western conterminous United States, Rubey Prentice Hall.* (7): 764-788.

Ingersoll R.V., Kretchmer A.G. & Valles P.K., (1993). The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies. *Sedimentology*. (40): 937-953.

Johnsson M.J., (1990). Tectonics versus chemical-weathering controls on the composition of fluvial sands in tropical environments. *Sedimentology*. 37(4): 713-726.

Johnsson M.J., Stallard R.F., & Lundberg N., (1991). Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: Sands of the Orinoco River drainage basin, Venezuela and Colombia. *Journal of Geology*. (96): 263-277.

Mack G.H., (1984). Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. *Journal Sedimentary Petrology*. (54): 212-220.

Marchese H. & Fernández Garrasino C., (1969). Clasificación descriptiva de areniscas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. (24): 281-286.

Marsaglia K. & Ingersoll R., (1992). Compositional trends in arc-related, deep marine sand and sandstone: a reassessment of magmatic provenance. *Geological Society of America Bulletin*. (104): 1637-1649.

Masuda H., O´Neil J.R., Jiang W.T., Peacor D.R., (1996). Relation between interlayer composition of authigenic smectite, minerals assemblages, I/S reaction rate and fluid composition in silic ash of the Nanakai Trough. *Clays and Clay Minerals*. (44): 443-459.

McBride E.F., (1963). The term graywacke (Discussion). *Journal Sedimentary Petrology.* (32): 614-615.

Okada H., (1971). Classification of sandstones: Analysis and proposal. *Journal of Geology.* (79): 509-525.

Packman G.H., (1954). Sedimentary structure as an important factor in the classification of sandstones. *American Journal of Science.* (252): 466-476.

Petit J.C., Dellamea G., Dran J.C., Magontheir M.C & Paccagnella A., (1990). Hydrated - layer formation during dissolution of complex silicate glasses and minerals. *Geochimica et cosmochimica.* (54): 1941-1955.

Pettijohn F.J., (1957). Sedimentary Rocks. *Harper, New York.* 718 pp.

Pettijohn F.J., Potter P. & Siever R., (1972). Sand and Sandstone. *Springer-Verlag, Berlín*. 553 pp.

Pettijohn F.J., Potter P.E. & Siever R., (1987). Sand and Sandstone. *Springer, New York.* 553 pp.

Pevear D.R., (1999). Illite and hydrocarbon exploration. *Proceedings of the National Academy of Sciences, USA*. (96): 3440–3446.

Pollastro R. M., (1993). Considerations and applications of the illite/smectite geothermometer in hydrocarbon-bearing rocks of miocene to mississippian age. *Clays and Clay Minerals*. 41 (2): 119-133.

Potter P.E., (1978a). Significance and origin of big rivers. *Journal Geology*. (86): 13-33.

Potter P.E., (1978b). Petrology and chemistry of modem big river sands. *Journal Geology*. (86): 423-449.

Retallack G.J., (2001). *Soils of the past: An Introduction to Paleopedology. Blackwell Science, Oxford.*

Scasso R.A. & Limarino C.O., (1997). Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas. *Asociación Argentina de Sedimentología, Buenos Aires*.

Scholle P.A. & Ulmer-Scholle D.S., (2003). A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagénesis. *The American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Oklahoma, U.S.A.*

Strasser A., (1986). Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*. (33): 711-727.

Suttner L.J. & Basu A., (1981). Climate and the origin of quartz arenites. *Journal of Sedimentary Petrology*. (51): 1235-1246.

Suzek C.A. & Ingersoll R.A., (1985). Petrology and provenance of Cenozoic sand from te Indus cone and Arabian basin, DSDP sites 221, 222 and 224. *Journal of Sedimentary Petrology.* (55): 340-346.

Tazaki K., Fyfe W.S. & Van der Gaast S.J. (1989). Growth of clay minerals in natural and synthetic glasses. *Clays and Clay Minerals*. (37): 348-354.

Thiry M., (2000). Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth-Science Reviews.* (49): 201–221.

Tucker M., (1988). Techniques in Sedimentology. *Blackwell, Edinburgh.*

Veizaga-Saavedra J.G., Poiré D.G., Vergani G.D. & Salfity J.A., (2015). Formación Los Monos (Devónico), Cuenca de Tarija: aproximación geoquímica y mineralógica del potencial como shale gas y shale oil. *Libro de resúmenes del IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Recursos No Convencionales*. (1): 93-116.

Weaver C.F., (1989). Clays, muds and shales. Developments in sedimentology. *Elsevier*. (44): 818pp.

Worden R.H. & Morad S., (2003). Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. *En: Clay Mineral Cements in Sandstones. International Association of Sedimentologists, (Eds): Worden R.H. & Morad S. Special Publication*. (34): 3–41.

CAPÍTULO 6

PALEONTOLOGÍA, TAFONOMÍA Y PALEOECOLOGÍA

Los depósitos miocenos de las Sierras Subandinas Australes se hallan representados por potentes secuencias de sedimentitas psamo-pelíticas deformadas, que se caracterizan por preservar una baja diversidad en el registro fósil. Si bien existen componentes comunes (e.g. moluscos [gastrópodos y bivalvos], ostrácodos y foraminíferos), no se conocerían mayormente otras evidencias fósiles reportadas en las localidades más representativas de las formaciones, para este lapso temporal.

Algunas contribuciones que hacen referencia a los restos orgánicos hallados en la región Subandina (Sigal, 1968; Branisa, 1970; Marshall & Sempere, 1991; Gayet & Meurier, 1991; Dalenz Farjat, 1990, 1992, 1994, 1995; Marshall *et al.*, 1993; Suarez Riglos, 2002; Hernández *et al.*, 2002, 2005; Hulka *et al.*, 2006; Dias Nicolaidis & Coimbra, 2008; Uba *et al.*, 2009), no parecen suficientes para lograr una caracterización paleoambiental general de las condiciones que dominaron en el segmento de tiempo que comprende el Mioceno. En este sentido, los nuevos aportes realizados en los últimos años (Tineo *et al.*, 2012, 2013, 2015, 2016; Bona *et al.*, 2013b, 2014; Bona & Barrios, 2015; Poiré *et al.*, 2015; Cidade *et al.*, 2014) permitieron incrementar el conocimiento sobre el tema y ordenar los datos previamente citados para las unidades neógenas abordadas. Estos aportes facilitaron la reconstrucción paleoambiental en la que fueron originadas las acumulaciones fósiles y los depósitos sedimentarios que conforman las formaciones Yecua (Mioceno tardío), Tariquía (Mioceno tardío) y Guandacay (Mioceno tardío – Plioceno tardío).

En este trabajo de tesis solo nos concentraremos en los fósiles hallados en la Formación Yecua. Entre las localidades analizadas, se destacan cinco perfiles que contienen evidencia fósil, las localidades son: *La Angostura (LA), Río Grande Abapó (RGAP), Charagua (CH), Río Parapetí (RP)* y *Quebrada Victoria Oeste (QVC-B).* Si bien existe un incremento en el registro fósil a partir de las últimas publicaciones, varias de ellas en el desarrollo de esta tesis, la evidencia muestra una baja diversidad y hasta en ciertos casos, representada por unas pocas piezas aisladas.

6.1- CLASIFICACIÓN PALEOBIOLÓGICA

A continuación, serán ordenados los taxa de las concentraciones fósiles halladas en la Formación Yecua. Las determinaciones siguen un esquema clasificatorio macro-sistemático actualizado y versátil,

propuesto por Ruggiero *et al.* (2015), ubicando a todos taxa en su posición sistemática dentro del *Superreino Eukaryota.*

Abreviaturas: **YPF-CB-PAL** y **YPFB-LIT-PAL**, Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivia, Centro de Tecnología Petrolera—Litoteca—Colección de Paleontología, Santa Cruz de la Sierra, Bolivia. **RL**, Centre des Sciences de la Terre, Université Claude-Bernard, Lyon, Francia. **ISI** (Índice de Isopolaridad) = **LPA** (largo del eje axial) / **LED** (ancho del diámetro ecuatorial) x 100.

6.1.1- SISTEMÁTICA PALEONTOLÓGICA

REINO CHROMISTA

SUBREINO HAROSA [= "SUPERGROUP SAR"]

INFRARREINO RHIZARIA

Phylum Retaria Cavalier-Smith, 1999

Subphylum FORAMINIFERA d'Orbigny, 1826

Clase GLOBOTHALAMEA Pawłowski, Holzmann *et al.*, 2003

Orden ROTALIIDA Delage y Hërouard, 1896

Familia ROTALIIDAE Schwager, 1876

Género *Ammonia* Brünnich, 1772

Especie tipo: *Nautilus beccarii* Linnaeus, 1758.

***AMMONIA* CF. *BECCARII* (LINNAEUS, 1758)**

(Figura 6.1.A-C)

Material: Corte delgado de roca, nivel LA-23; RGAP-232; CHN-28b; CHS-20; QVCB-40.

Localidad: La Angostura, Río Grande Abapó, Charagua (Departamento de Santa Cruz de la Sierra) y Quebrada Victoria Oeste (Departamento de Chuquisaca), Bolivia.

Distribución Geográfica: Río Piraí y Río Grande.

Procedencia Estratigráfica: Toda la Formación Yecua.

Descripción: Conchilla trocoespiral baja, biconvexa, espiral evoluta, lado umbilical involuta, contorno periférico redondeado a carinado, pared calcárea; apertura interior-marginal.

Discusión: Esta especie es común entre diferentes localidades de la Formación Yecua. Es citada para niveles de La Angostura por Dias Nicolaidis & Coimbra (2008). Este taxón resulta frecuente en los niveles del Mioceno del subandino boliviano como uno de los pocos representantes de este grupo de microfósiles que puede ser identificado con cierta facilidad. La presencia de *Ammonia beccarii* permitiría suponer condiciones salobres para los niveles portadores. Este taxón se caracteriza por habitar fondos de cuerpos de aguas marginales (lagunas, estuarios, fiordos y deltas), siendo un organismo de vida libre, infaunal, herbívoro, que utiliza la franja de entre los 0 y los 50 m. Muy común en sedimentos fangosos y ricos en carbono orgánico. Este taxón tolera salinidades de hasta el 50 ‰, tiene la capacidad de soportar bajo nivel de oxígeno y un amplio rango de temperaturas (0 °C - 35 °C), conforme lo indica Murray (2006).

REINO PLANTAE

SUBREINO VIRIDIPLANTAE

INFRARREINO STREPTOPHYTA

SUPERPHYLUM CHAROPHYTA

Phylum Charophyta Migula, 1897, *sensu* Cavalier-Smith, 1993

Clase CHAROPHYCEAE Smith, 1938

Orden CHARALES du Mortier, 1829

Familia CHARACEAE Rabenhorst, 1863

Género *Chara* Linnaeus, 1753

Especie tipo: *Chara tomentosa* Horna af Rantzien y Olsen, 1949; OD.

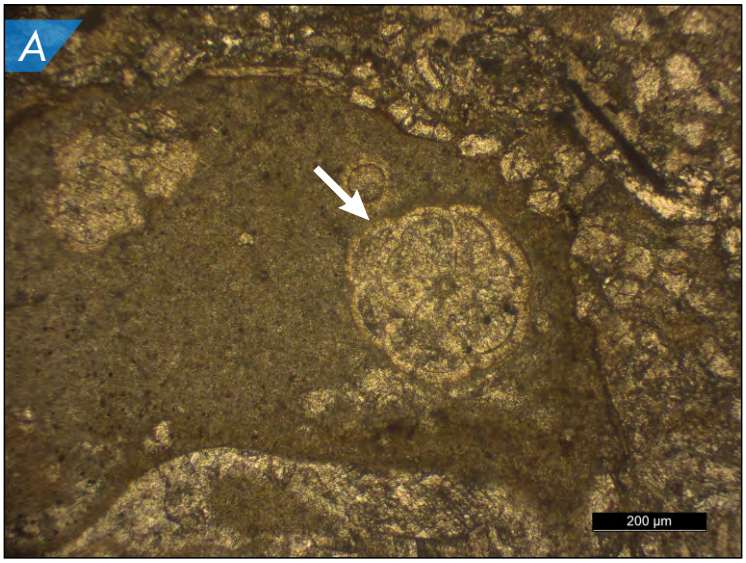
CF. *CHARA* SP.

(Figura 6.1.D-F)

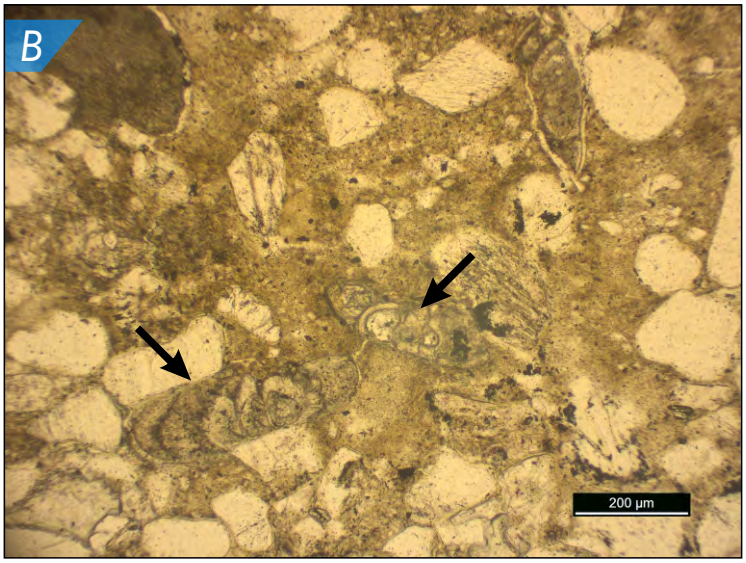
Material: Corte delgado de roca, nivel QVCB-65.

Localidad: Quebrada Victoria Oeste (Departamento de Chuquisaca), Bolivia.

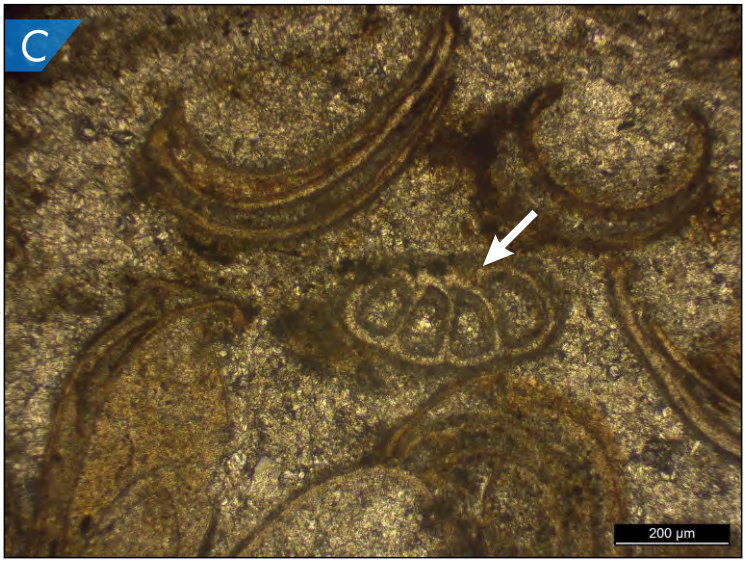
Distribución Geográfica: Quebrada Victoria.



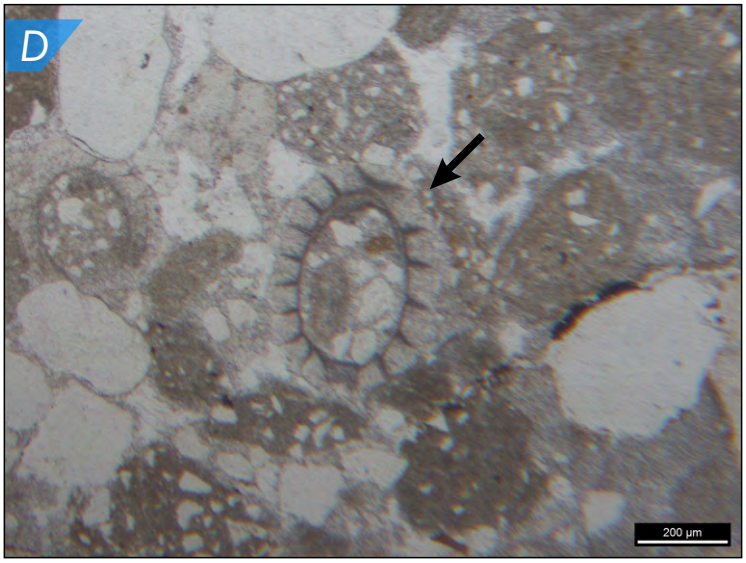
A. Foto *Ammonia* cf. *beccarii* - Vista de ejemplar completo trasmitida



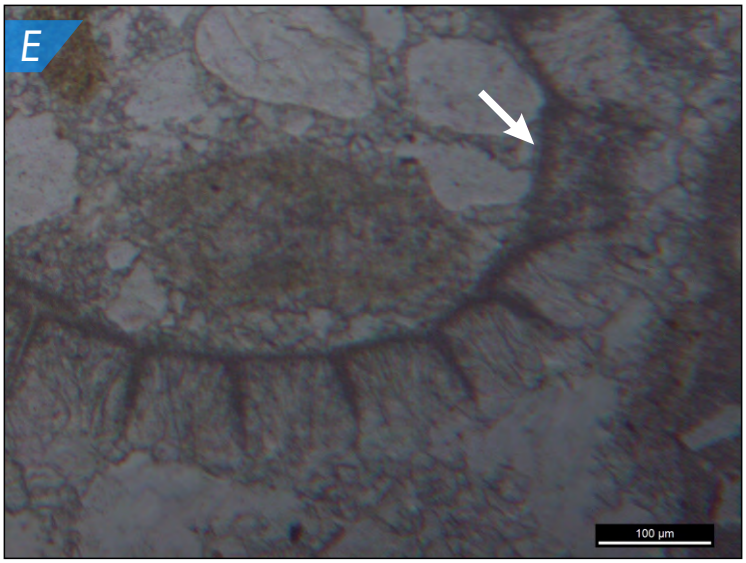
B. Foto *Ammonia* cf. *beccarii* - Vista en corte trasversal, observar disposición de las cámaras (flechas negras)



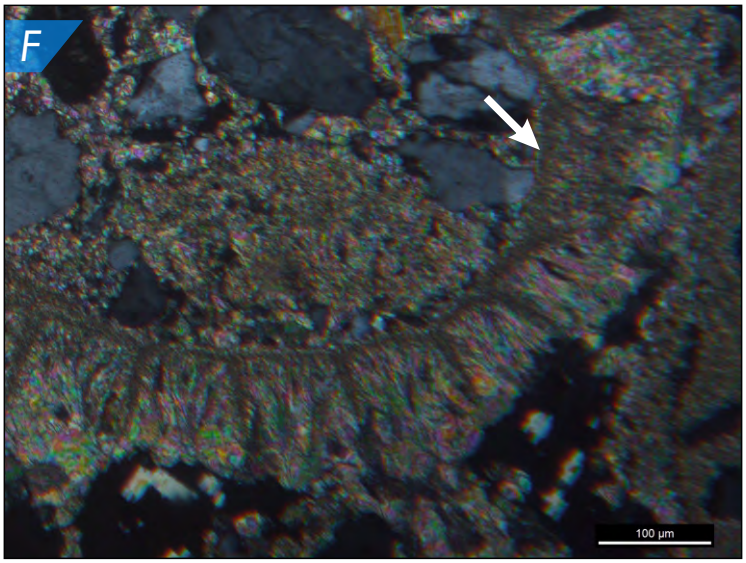
C. Foto *Ammonia* cf. *beccarii* - Detalle de cámaras con disposición espiralada, con reemplazo y relleno de la conchilla



D. Foto cf. *Chara* sp. - Corte longitudinal de girogonites de contorno ovoidal (ver espiralado y placa basal)



E. Foto cf. *Chara* sp. - Detalle de la pared con laminación paralela del girogonites (ver placa basal - flecha blanca)



F. Foto cf. *Chara* sp. - Detalle de la pared con laminación paralela del girogonites (ver placa basal - flecha blanca)

Procedencia Estratigráfica: Niveles medios de la Formación Yecua.

Descripción: Girogonite de contorno ovoidal, isopolar, de 492 µm de largo por 369 µm de ancho (ISI = 133%; Subprolada) y 7-8 vueltas de las células espirales en vista lateral. Ápex convexo, subtruncado. Superficie externa del girogonite con las vueltas de las células espirales tenuemente marcadas. Pared del girogonite calcificada, de ~ 89 µm de espesor, con laminación paralela. Espacio interno del girogonite ovoidal. Placa basal subtrapezoidal de 86 µm de largo por 129 µm de ancho máximo.

Discusión: Esta muestra fue observada bajo microscopio petrográfico lo cual impide profundizar la descripción de sus caracteres. El buen estado de preservación del material permite asignar el taxón a la Familia Characeae; tal vez podría asignarse con dudas al género cf. *Chara*, por compartir los caracteres mencionados en la descripción. Restaría observar las células alargadas de la zona apical. Este género presenta un biocrón que abarca desde el Cretácico superior al Holoceno.

La presencia de carofitas en las unidades neógenas del Subandino peruano es conocida y cuenta con una nutrida lista de trabajos publicados (Peck & Reker 1947; Koch & Blissenbach 1962; entre otros). En Bolivia, existen reportes de carofitas para la Formación El Molino (Sempere *et al.*, 1987). Se conocen también registros vinculados con los anteriores en el Noroeste de la Argentina, identificándose allí la presencia de la especie *Chara ovalis* Fritzsche 1924, halladas en la Provincia de Jujuy (Cónsole Gonella *et al.*, 2009). Asimismo, Musacchio (1972), analizó las carofitas de la Formación Yacoraite del Grupo Salta, e hizo comparaciones con los hallazgos de las cuencas peruanas. De este modo, el conocimiento del registro fósil del grupo de algas es escueto y merece una mayor atención. El hallazgo de carofitas en la Formación Yecua, expande este conocimiento al Mioceno superior en el sur de Bolivia.

Las carofitas de la familia Characeae que representan a un grupo de macro algas (alcanzan los 60 cm de largo) características de ambientes continentales, tanto lacustres como fluviales (Utida *et al.*, 2012). Estas algas, consideradas el grupo hermano de las plantas vasculares, se las encuentra en el registro fósil desde el Silúrico hasta la actualidad. Para el Cenozoico, existe una gran diversidad de especies, con ejemplares muy diagnósticos de diferentes ambientes continentales dulceacuícolas. La presencia de estas algas en la Formación Yecua, y más precisamente la familia Characeae, garantiza la caracterización de los ambientes señalados en la Formación Yecua, hipótesis que además queda sustentada por la presencia de otros taxa asociados a las carofitas en esta unidad.

CHARACEAE INDET.

(Figura 6.2.A-C)

Material: Corte delgado de roca, nivel QVCB-40, LA-127.

Localidad: La Angostura (Departamento de Santa Cruz de la Sierra) y Quebrada Victoria Oeste (Departamento de Chuquisaca). Bolivia.

Distribución Geográfica: Río Piraí, Quebrada Victoria.

Procedencia Estratigráfica: Toda la Formación Yecua.

Descripción: Girogonite de contorno subovoidal a subesferoidal, isopolar, de 391 µm de largo por 303 µm de ancho (ISI = 129%; subprolada) y 8-9 vueltas de las células espirales en vista lateral. Ápex convexo a subtruncado. Superficie externa del girogonite con las vueltas de las células espirales lisa. Pared del girogonite calcificada, de ~ 51 µm de espesor, con laminación paralela. Espacio interno del girogonite subcircular. Placa basal indistinguible.

Discusión: Esta muestra fue observada bajo microscopio petrográfico donde se pudo comparar con el ejemplar de cf. *Chara*. Este espécimen puede diferenciarse de cf. *Chara* sp. (*vide supra*) por tener un espacio interior mayor, la pared más delgada en comparación y por mostrar un perfil más redondeado. No se puede observar la placa basal, por lo que es imposible aseverar una completa diferenciación con cf. *Chara*. El ejemplar observado tiene una preservación regular, pero es posible atribuirlo a la Familia Characeae (*vide supra*).

REINO ANIMALIA

SUBREINO BILATERIA

INFRARREINO PROTOSTOMIA

SUPERPHYLUM ECDYSOZOA

Phylum Arthropoda Latreille, 1829

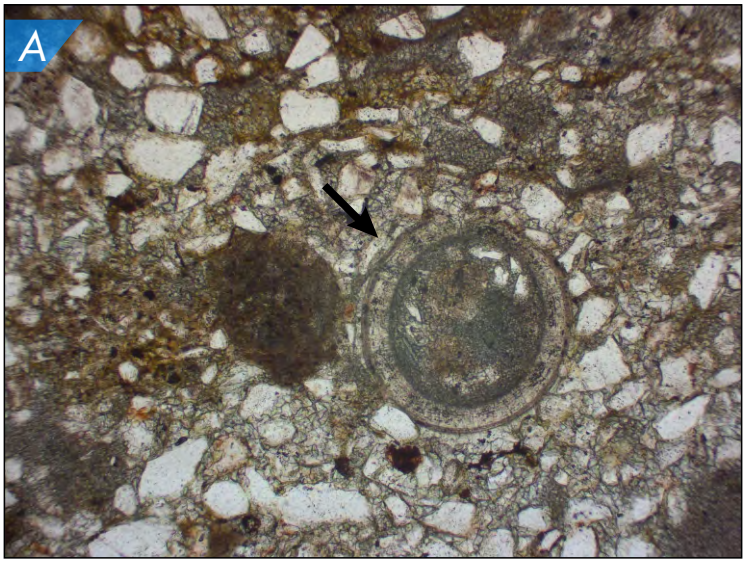
Subphylum CRUSTACEA Brünnich, 1772

Clase OSTRACODA Latreille, 1802

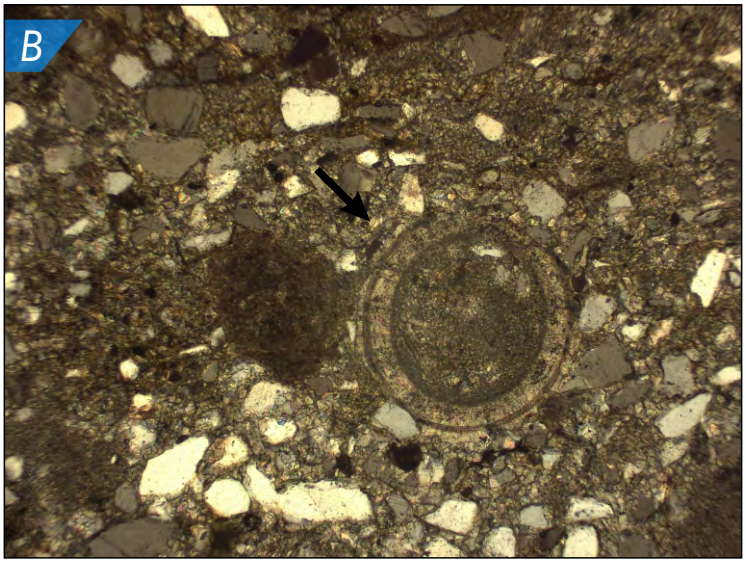
Superfamilia CYTHERIDEOIDEA Liebau, 2005

Familia CYTHERIDEIDAE Sars, 1925

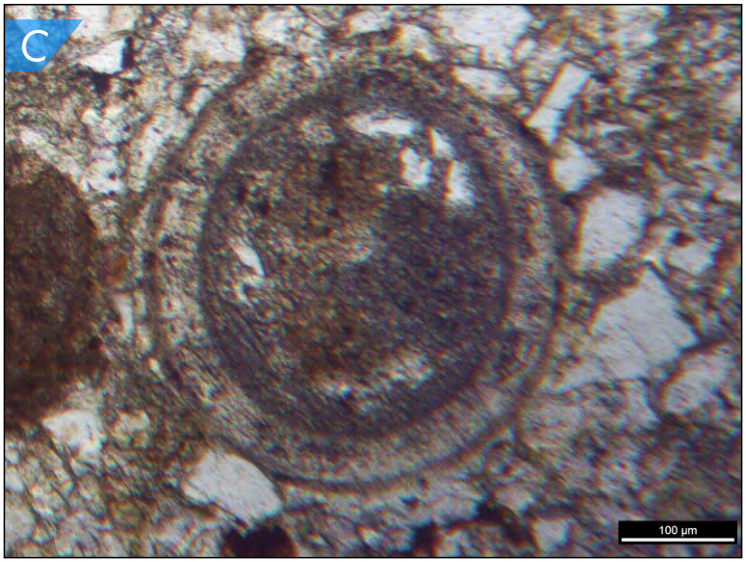
Género *Cyprideis* Jones, 1857



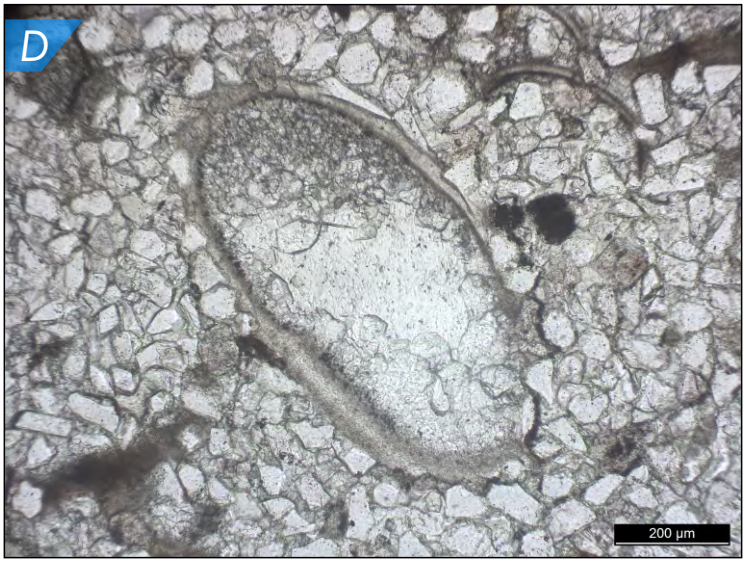
A. Foto *Characeae* indet. - Corte longitudinal de girogonites subovoidal a subesferoidal (Luz trasmitida)



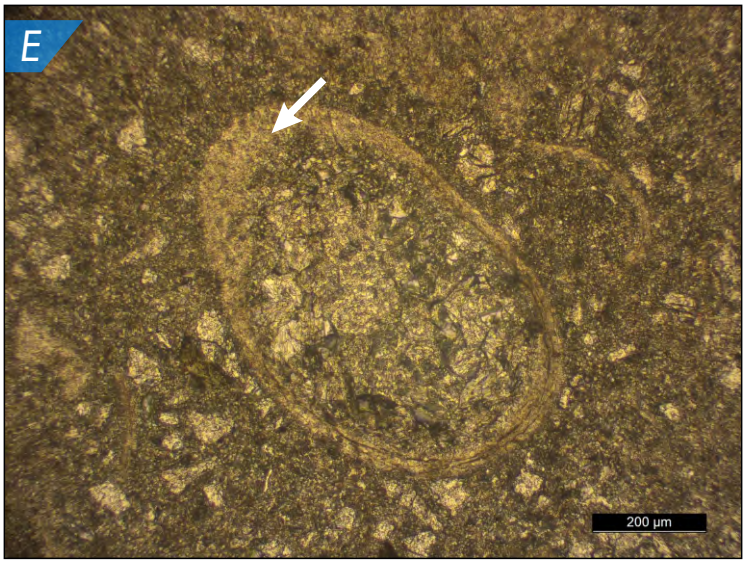
B. Foto *Characeae* indet. - Corte longitudinal de girogonites subovoidal a subesferoidal (Luz polarizada)



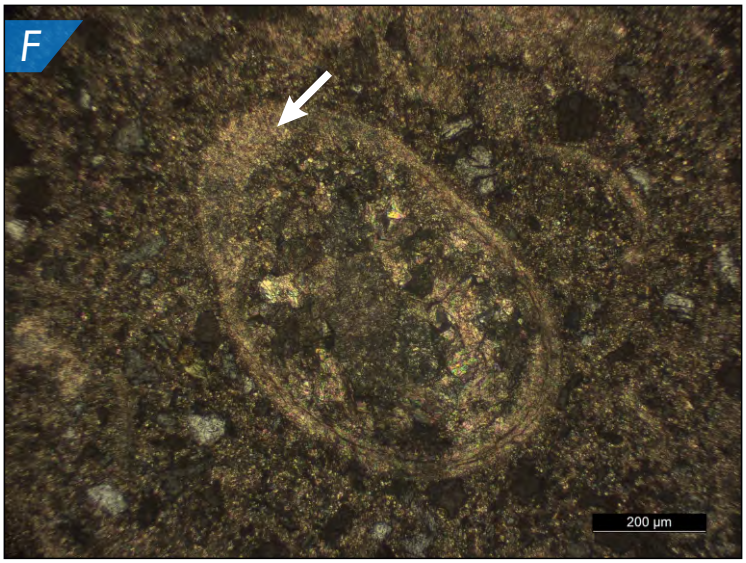
C. Foto *Characeae* indet. - Detalle de la pared con laminación paralela y del espacio interno subcircular (Luz trasmitida)



4. Foto aff. *Cyprideis* sp. - Vista lateral de ejemplar con contorno subpiriforme a ovoidal (Luz trasmitida)



E. Foto aff. *Cyprideis* sp. - Espécimen ovoidal (ver duplicatura posterior - flecha blanca)



F. Foto aff. *Cyprideis* sp. - Espécimen ovoidal (ver duplicatura posterior - flecha blanca)

Especie tipo: *Candona torosa* Jones, 1850.

AFF. *CYPRIDEIS* SP.

(Figura 6.2.D-F)

Material: Corte delgado de roca, en los niveles RGAP-21 y CHN-32.

Localidad: Río Grande Abapó, Charagua (Departamento de Santa Cruz de la Sierra), Bolivia.

Distribución Geográfica: Río Grande, Quebrada Charagua.

Procedencia Estratigráfica: Niveles inferiores de la Formación Yecua.

Descripción: Caparazón pequeño (Largo = ~ 670 µm; alto = ~ 395 µm), subpiriforme a ovoidal en vista lateral. La altura máxima en segmento medio-anterior. Margen anterior amplio y redondeado, posterior más estrecho y redondeado. Margen ventral recto y dorsal convexo, duplicatura posterior marcada.

Discusión: La presencia de ostrácodos en la Formación Yecua, había sido reportada por Branisa (1970 - *Cyprideis* sp. aff. *C. floridana*), Hernández *et al.* (2005) y posteriormente por Dias Nicolaidis & Coimbra (2008), estos últimos dieron a conocer una especie nueva para la unidad, *Perissocytheridea carrenoae* e ilustraron los taxa *Cyprideis* spp., *Cypria* aff. *C. aqualica*, *Ilyocypris*? sp. y *Darwinula* sp. Estos cinco taxones conformarían la fauna de ostrácodos más característica de la unidad, la cual puede observarse parcialmente en los perfiles analizados en la presente tesis.

La identificación de aff. *Cyprideis* spp. para las localidades Río Grande Abapó y Charagua, confirman los datos aportados por Dias Nicolaidis & Coimbra (2008) en dos nuevos sitios de la Formación Yecua, los que se sumarían a la ya reconocida localidad de La Angostura.

Este género tiene una distribución extensa en el Mioceno superior, la asociación de microfósiles hallada por Dias Nicolaidis & Coimbra (2008) para la Formación Yecua y en el presente reporte, sugiere un desarrollo de paleombientes de agua dulce para la unidad. Por otro lado, es conocida la capacidad del género *Cyprideis* para soportar condiciones del tipo mixohalino/salobre (Dias Nicolaidis & Coimbra, 2008; Ligios & Gliozzi, 2011), por lo cual, no se descartaría que pudieran haber existido dichas condiciones en el ambiente depositacional de la Formación Yecua.

SUPERPHYLUM SPIRALIA [= LOPHOTROCHOZOA]

Phylum Mollusca Linnaeus, 1758

Clase BIVALVIA Linnaeus, 1758

Subclase AUTOBRANCHIA Grobben, 1894

Superorden HETEROCONCHIA Hertwig, 1895

Orden VENEROIDA Adams y Adams, 1856

Familia CORBICULOIDEA Gray, 1847

Género *Corbicula* Megerle von Mühlfeld, 1811

Especie tipo: *Tellina fluminalis* Müller, 1774; OD.

AFF. *CORBICULA* SP.

(Figura 6.3.A-C)

Material: Placa con diversos especímenes con conchillas y moldes.

Localidad: La Angostura y Río Grande Abapó (Departamento de Santa Cruz), Bolivia.

Distribución Geográfica: Río Piraí, Río Grande.

Procedencia Estratigráfica: Toda la Formación Yecua.

Descripción: Conchilla pequeña (Largo = ~ 17 mm; alto = ~ 13 mm), algo globosa, redondeada a subtriangular, equivalva e inequilateral. Umbón pequeño prosogiro, poco promimente. Margen anterior convexo al igual que el ventral, margen posterior con truncamiento levemente marcado. Superficie externa lisa, con esculturación concéntrica tenuemente marcada.

Discusión: Este taxón se encuentra muy bien representado en acumulaciones de bivalvos monoespecíficas en los niveles de la Formación Yecua. Las valvas aisladas de aff. *Corbicula* sp. se disponen en capas horizontales continúas conformando niveles tipo pavimentos, anidadas, con un empaquetado denso, o dispuesto en una relación tipo "mariposa", con ambas valvas unidas por el ligamento. Asimismo, se pueden observar los ichnofósiles dejados por la disposición de estos bivalvos en el sedimento granular donde habitaban, estas marcas denominadas *Lockeia* isp., puede hallarse con una alta densidad, dispuestas frecuentemente en pequeños parches en el sustrato.

En trabajos previos a la presente tesis, fue citada la existencia de Corbicúlidos en la Formación Yecua por diferentes autores (Branisa, 1970; Hernández *et al.* 2005; Tineo *et al.* 2012, 2014), asimismo,

representantes del grupo habían sido reportados para el Neógeno de áreas subandinas del Noroeste argentino. El hallazgo de diferentes especies de *Neocorbicula*, fue comunicado por Morton y Espíndola (2008). Estos taxa son similares a los presentes en la Formación Yecua, y fueron recuperados en el Valle de Santa María (Catamarca y Tucumán) en las Formaciones San José y Chiquimil; asignadas al segmento del tiempo entre el Mioceno medio y Mioceno superior.

Una de las especies vivientes del género *Corbicula fluminea* (Müller, 1774) de amplia distribución y muy estudiada, por su condición de invasora, permite inferir algunas condiciones ecológicas generales del género. Es característico de la especie observar una alta tasa de fecundidad anual (68.000 a 100.000 individuos), potenciada en ambientes con temperaturas de entre 12 y 28 °C y una alta tasa de mortalidad con densidades esqueletales de hasta 10.000 individuos/m^2. Asimismo, tiene una preferencia por ecosistemas lénticos (Blalock & Herod, 1999) con fondos arenosos oxigenados; por su condición de organismos filtradores. Estas características se ven reflejadas en las acumulaciones de la Formación Yecua, los patrones observados en los niveles fosilíferos que contienen los restos de aff. *Corbicula* sp. se correlacionan directamente con las acumulaciones descriptas para la especie invasora *Corbicula fluminea* (Müller, 1774).

Clase GASTROPODA Cuvier, 1797

Subclase HETEROBRANCHIA Gray, 1840

GASTROPODA INDET.

(Figura 6.3.D)

Material: YPFB-LIT-PAL-020. Placa con diversos especímenes (moldes).

Localidad: La Angostura, Río Grande Abapó (Departamento de Santa Cruz), Bolivia.

Distribución Geográfica: Río Piraí, Río Grande.

Procedencia Estratigráfica: Toda la Formación Yecua.

Descripción: Moldes internos pequeños de conchilla coniespiral de espira alta (Largo = ~ 20 mm), contorno subtriangular con 5 a 6 vueltas redondeadas con una ornamentación espiralada conformadas por cinco a seis líneas espirales paralelas a las vueltas. ¿Abertura holostomada?, poco visible (Tineo *et al.* 2015).



A. Foto aff. *Corbicula* sp. (Localidad CH) - Restos de conchilla de bivalvos (ejemplares mejor preservados - flechas blancas)



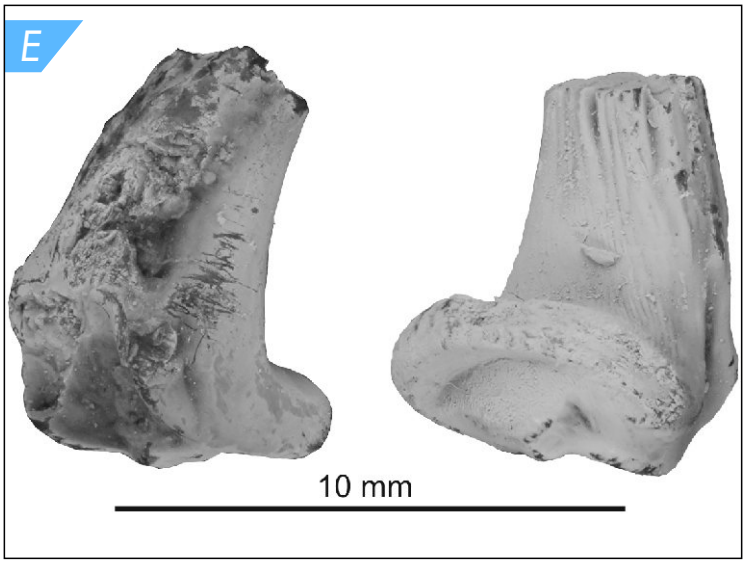
B. Foto aff. *Corbicula* sp. -(Localidad RGAP) - Acumulación de bivalvos preservados como moldes



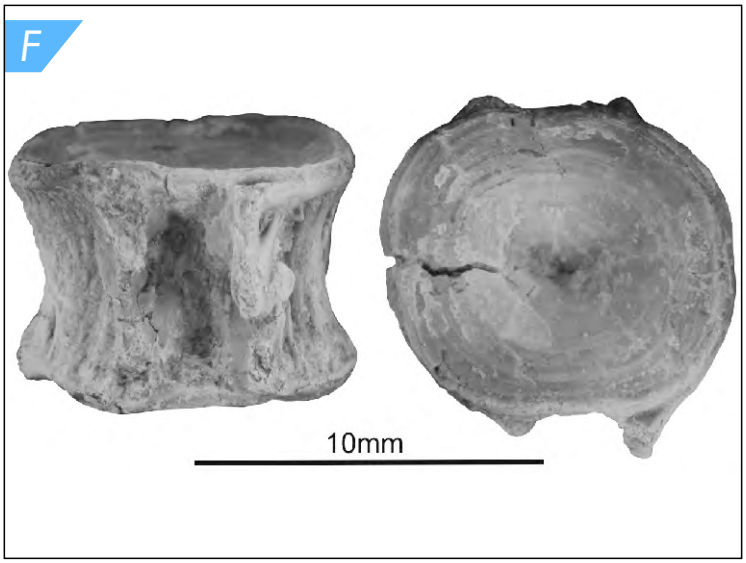
C. Foto aff. *Corbicula* sp. (Localidad RGAP) - Detalle de acumulaciones con disposición pavimento



D. Foto *Gastropoda* indet. (Localidad LA) - Moldes internos de gastrópodos, acumulados en concentraciones densas



E. Foto cf. *Ariidae* (Localidad LA) - Fragmento proximal de una aleta de siluriforme cf. *Ariidae*



F. Foto Teleostei indet. (Localidad LA) - Cuerpo vertebral perteneciente a un siluriforme de gran porte

Discusión: Los moldes internos y externos de este taxón son muy frecuentes en la unidad, se presentan generalmente en capas muy litificadas de arenas bioclásticas. Su presencia suele darse en concentraciones numerosas de individuos dispuestos en parches densos sobre los planos de estratificación (Figura 6.3d). Un patrón llamativo y regular en el registro de este taxón es la presencia de individuos asociados en concentraciones monoespecíficas.

Existen referencias previas sobre la presencia de gastrópodos en la Formación Yecua. En las contribuciones de Hernández *et al*. (2005) y de Marshall *et al.* (1993), reportan la existencia del grupo con los taxones cf. *Gyrodes* o *Natica* sp. (Naticidae, familia marina), una forma turritela (Branisa 1970) y una mención a la familia Turritellidae a través de un hallazgo de cf. *Turritella* sp. fue publicada por (López-Pugliessi & Pareja, 1971). Las evidencias encontradas en el trabajo de campo, no permiten corroborar estas determinaciones, tal vez, las formas similares son las reportadas por los Branisa (1970) y López-Pugliessi & Pareja (1971), sean la de los moldes aquí descriptos. Dichos moldes presentan una morfología similar a la de los gastrópodos turritelliformes, aunque no se diferencias mayormente de la de los gastrópodos de agua dulce (e.g. *Aylacostoma*) que también desarrollan conchillas con espiras altas. De todos modos, el estado del material impide asegurar dicha determinación, asimismo, la fauna de reptiles continentales y de algas carofitas asociada a dichos moldes, claramente condicionan el carácter continental de los mismos.

INFRARREINO DEUTEROSTOMIA

Phylum Chordata Bateson, 1885

Subphylum VERTEBRATA [= Craniata] Cuvier, 1812

Superclase ACTINOPTERYGII Klein, 1885

Orden SILURIFORMES Cuvier, 1817

CF. ARIIDAE

(Figura 6.3.E)

Material: YPFB-LIT-PAL-003. Fragmento proximal de aleta.

Localidad: La Angostura (GPS: UTM 445620E–7991224S) (Departamento de Santa Cruz), Bolivia.

Distribución Geográfica: Río Piraí.

Procedencia Estratigráfica: Niveles medios de la Formación Yecua.

Descripción: Fragmento proximal de una aleta de un siluriforme cf. Ariidae. Esta pieza tiene un largo de ~10 mm y conserva la carilla articular proximal bien preservada (Tineo *et al.* 2015).

Discusión: El material mencionado es escaso y presenta limitaciones para realizar una comparación detallada y una interpretación paleoambiental. De todos modos, este taxón es común en la región Neotropical, siendo un componente regular de los cuerpos acuáticos del interior de territorio sudamericano.

En el reporte de Marshall *et al.* (1993 - ver Lámina 1, Figuras 4 y 5) se hace referencia a la existencia de siluriformes en la Formación Yecua. En las imágenes los autores muestran fragmentos de huesos de bagres indeterminados correspondiente al apéndice y al cráneo RL-1596-8 y YPFCB-Pal-815, respectivamente, ambos provenientes del Rio Alto Moile.

TELEOSTEI INDET.

(Figura 6.3.F)

Material: YPFB-LIT-PAL-004. Cuerpo vertebral.

Localidad: La Angostura (GPS: UTM 445620E–7991224S) (Departamento de Santa Cruz), Bolivia.

Distribución Geográfica: Río Piraí.

Procedencia Estratigráfica: Niveles medios de la Formación Yecua.

Descripción: Cuerpo vertebral de un teleósteo de gran tamaño. Vértebra anficélica de morfología subcuadrangular (~ 10 mm de ancho; por ~ 9 mm de alto; ~ 8 largo mm). La pieza conserva sólo las bases de las apófisis dorsal y ventral (Tineo *et al.* 2015).

Discusión: El material descripto fue identificado como perteneciente a un *Teleostei* indet. (ver Tineo *et al.* 2015), aunque por su dimensión y por los rasgos generales podría tratarse de un siluriforme de gran tamaño.

La presencia de teleósteos en la Formación Yecua, fue repostada por Marshall *et al.* (1993), quienes mencionan e ilustran para una localidad del Río Alto Moile el hallazgo de *Ellisella kischbaumi* Gayet & Meunier, 1991 (Gymnotiformes), correspondiente a la parte posterior incompleta de un espécimen (RL-1596-1), un segmento ventral de un espécimen donde se puede reconocer la aleta anal (RL-1596-5) y un

molde de un opérculo del mismo taxón (RL-1596-5). Asimismo, identifican el teleósteo indeterminado (cf. *Characiformes* ó *Clupeiformes*), representado por un cuerpo vertebral (RL-1596-10).

Superclase TETRAPODA Broili, 1913

Clase REPTILIA Laurenti, 1768

Orden TESTUDINES Linnaeus, 1758

? PLEURODIRA INDET.

(Figura 6.4.A)

Material: YPFB-LIT-PAL-002. Fragmento de caparazón.

Localidad: La Angostura (GPS: UTM 445620E–7991224S) (Departamento de Santa Cruz), Bolivia.

Distribución Geográfica: Río Piraí.

Procedencia Estratigráfica: Niveles medios de la Formación Yecua.

Descripción: Pequeño fragmento del margen lateral de un caparazón de una tortuga pleurodira.

Dicho fragmento tiene una morfología subcuadrangular de ~ 8 cm de lado, con una ornamentación dada por líneas finas poco profundas, que permiten referirla a testudines de agua dulce (Tineo *et al.* 2015).

Discusión: Si bien es fragmentario, el material permite inferir que corresponde al caparazón dorsal de un individuo de gran porte de tortuga de agua dulce, posiblemente pleurodira. Este grupo de tortuga es un componente regular de la fauna de reptiles continentales que habitan los cursos de agua dulce del territorio sudamericano. Habitan áreas vinculadas con cuerpos de agua en regiones húmedas templadas y tropicales, como la cuenca del Paraná y la del Pantanal en la región del Amazonas. Las especies de este grupo de tortugas presentaron una amplia distribución paleogeográfica, hallándose restos fósiles frecuentemente en unidades neógenas sudamericanas, como por ejemplo en la Formación Urumaco (Venezuela; Scheyer *et al.* 2013) o en la Formación Paraná (Argentina; Bona et al, 2013a), ámbas del Mioceno superior.

Subclase CROCODYLOMORPHA Hay, 1930

Orden CROCODYLIA Owen, 1842

Familia ALLIGATORIDAE Gray, 1844

Género *Mourasuchus* Price, 1964

Especie tipo: *Mourasuchus amazonensis* Price, 1964.

***MOURASUCHUS* SP.**

(Figura 6.4.B-F)

Material: YPFB-LIT-PAL-001. Parte posterior de cuadrado-yugal derecho, porción distal del cuadrado izquierdo, tres vértebras y fragmentos de costillas (Tineo *et al.* 2015).

Localidad: La Angostura (GPS: UTM 445620E–7991224S) (Departamento de Santa Cruz), Bolivia.

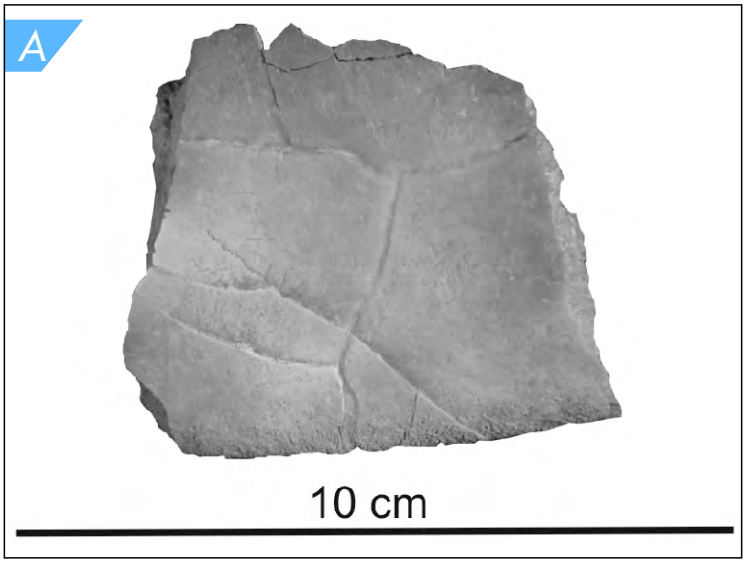
Distribución Geográfica: Río Piraí.

Procedencia Estratigráfica: Niveles medios de la Formación Yecua.

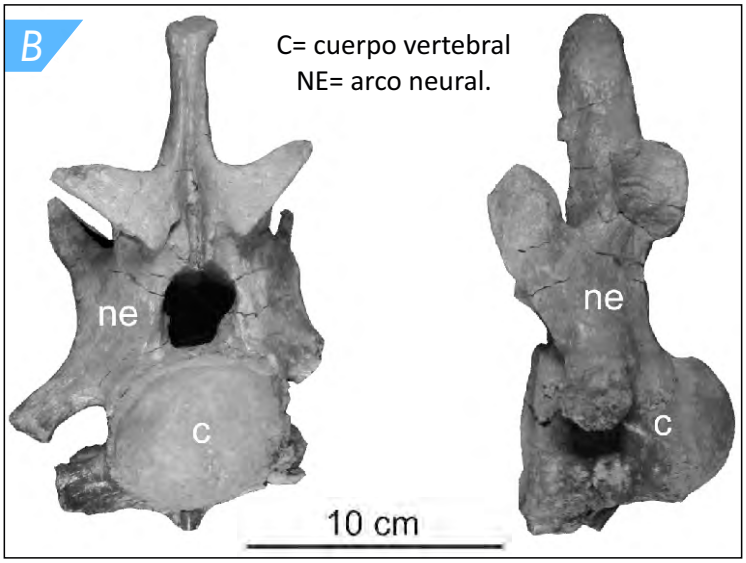
Descripción: *Cráneo*: conserva fragmento de la parte posterior del yugal y cuadradoyugal, y la porción distal del cuadrado izquierdo (Figura 6.4.E). El cuadradoyugal es similar al de otros caimanes con los márgenes laterales estrechos y sub-paralelos. El cuadradoyugal de YPFB-LIT-PAL-01 se encuentra articulado con el yugal, donde se puede observar las suturas con el ángulo posterior del cráneo. *Vértebras:* se preservan tres vértebras, una vértebra cervical y dos vértebras dorsales, todas con escasa deformación plástica (Figura 6.4.C-D), cortas anteroposteriores y pertenecientes a un individuo de gran tamaño. *Costillas:* una costilla atlántica izquierda, una axial y dos fragmentos de costillas cervicales (Figura 6.4.F). Tanto la costilla del atlas (ancha y aplanada) como la del axis (corta y en forma de "Y" con tubercilo y capítulo bien marcado) responden en dimensiones y morfologías general a las descriptas para *Mourasuchus arendsi* (Bocquentin-Villanueva 1984).

Discusión: Si bien son piezas aisladas y parciales asociadas, todos los elementos descriptos pertenecen al esqueleto de un ejemplar (YPFB-LIT-PAL-001), de un cocodrilo de gran porte que podría llegar a medir aproximadamente 10 metros, que por sus características morfológicas y de tamaño permiten referirlo al género *Mourasuchus*. Este taxón de linaje Caimaninae, puede diferenciarse de otros géneros del clado (e.g. *Caiman* y *Purussaurus*), por la sutura del cuadradoyugal - yugal, que termina en el margen lateral del cráneo.

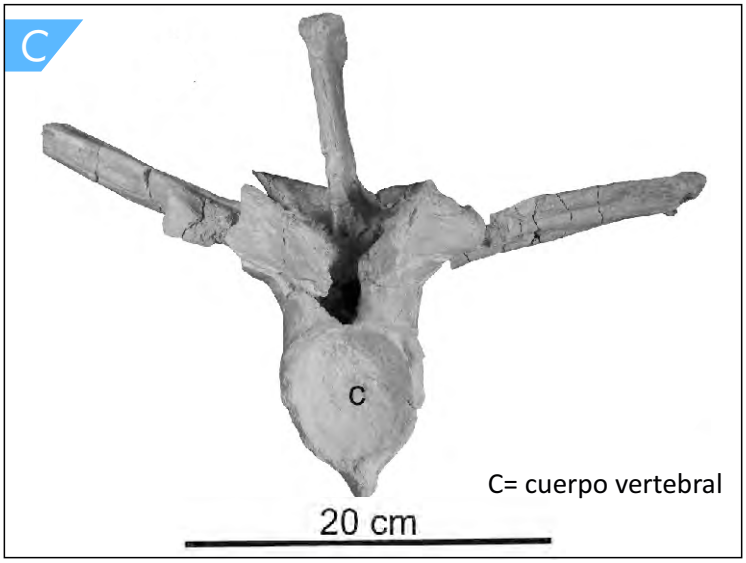
Un registro previo de cocodrilos para la Formación Yecua fueron repostados por Marshall *et al.* (1993), hallado en el Río Gualberto donde aflora esta unidad. Estos autores mencionan e ilustran un



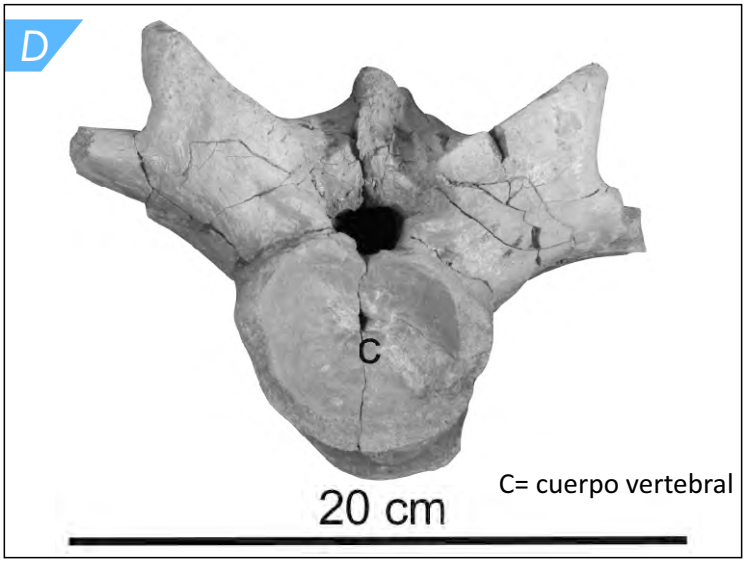
A. Foto ? *Pleurodira* indet. (Localidad LA) - Fragmento del caparazón de testudines de agua dulce



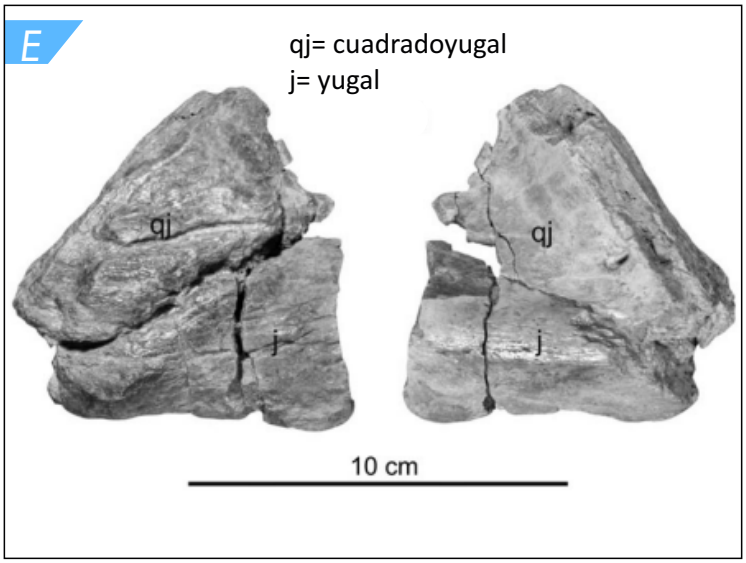
B. Foto *Mourasuchus* sp. (Localidad LA) - Vértebra cervical, vista posterior (imagen izquierda) y lateral izquierda (imagen derecha)



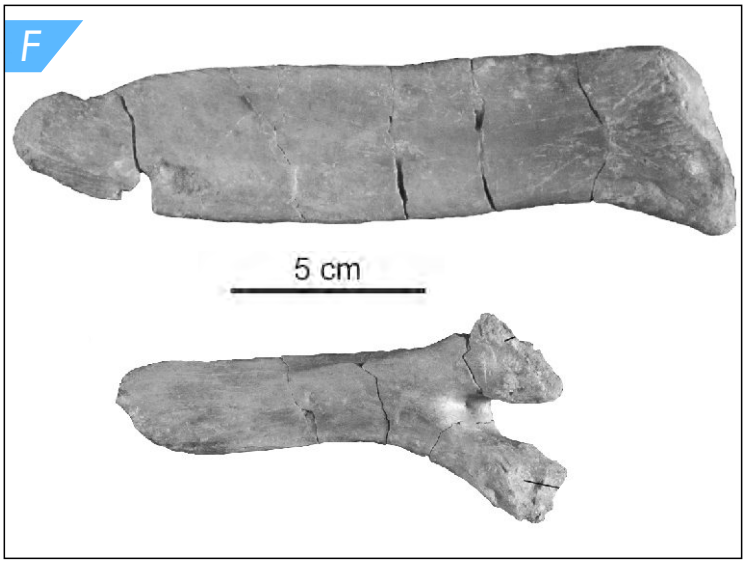
C. Foto *Mourasuchus* sp. (Localidad LA) -Vista anterior de una posible tercera vertebra dorsal



D. Foto *Mourasuchus* sp. (Localidad LA) - Vista anterior de una vértebra troncal posterior



E. Foto *Mourasuchus* sp. (Localidad LA) - Vista lateral (imagen izquierda) y vista medial (imagen derecha) de fragmento de hueso yugal-cuadradoyugal derecho



F. Foto *Mourasuchus* sp. (Localidad LA)- Vista medial de una costilla cervical (imagen superior), y una costilla axial izquierda (imagen inferior)

fragmento proximal de una posible tibia izquierda de un gran cocodrilo (FSL 571000), pieza que sólo es posible clasificar al nivel macrosistemático, asignándola a Crocodylia.

La presencia de *Mourasuchus* es común en los paleoambientes de la Amazonía; junto a *Purussaurus*, constituyen formas de caimaninos gigantes que habitaron durante el Mioceno en América del Sur (e.g. Brochu 2010, Bona *et al.* 2013a, 2013b, Scheyer *et al.* 2013; Cidade *et al.* 2014),y son parte de las asociaciones de vertebrados continentales observadas en diferentes unidades estratigráfica del Mioceno como por ejemplo las Formaciones Paraná (Bona et al., 2013a) y Urumaco (e.g. Scheyer *et al.* 2013), en los niveles fosilíferos sugieren ambientes fluviales y de zonas anegadas similares a las existentes hoy en día en el gran Pantanal en la cuenca del Amazonas o en la Cuenca del Río Orinoco.

6.1.2- OTRAS EVIDENCIAS FÓSILES

Entre las evidencias fósiles fueron hallados registros indirectos de actividad orgánica y carbones vegetales, los cuales serán descriptos a continuación. Los icnotaxones reconocidos incrementan la diversidad biológica preservada en las capas de la Formación Yecua para las diferentes localidades.

6.1.2.1- *Lockeia isp.*

Descripción: Se origina como resultado de la actividad de bivalvos infaunales que excavan y dejan la morfología de la conchilla en el sedimento, evidenciando su disposición respecto del sustrato en vida. Generalmente, estas trazas son preservadas en sedimentitas de granulometrías psamíticas. Las huellas aparecen regularmente como hiporrelieves positivos (subestratales), mostrando una morfología de "almendra" u ojival, vista en planta (Figura 6.5.A-C). Estas trazas se disponen perpendiculares al plano de estratificación.

Material: Las huellas pueden encontrarse en las localidades de La Angostura y la localidad de Río Grande (Departamento de Santa Cruz), Bolivia.

Discusión: Este icnogénero descripto por James en 1879, se encuentra ampliamente difundido en los niveles arenosos de la Formación Yecua. Suelen encontrarse parches (Fig. 6.5.A-C) con un gran número de *Lockeia* de tamaños similares, distribuidos densamente en el sustrato. En el caso de las huellas de la Formación Yecua, se correlacionan con el tamaño y morfología de los bivalvos identificados como aff. *Corbicula* sp.



A. Foto *Lockeia* isp. (Localidad RGAP) - Vista general, observese la alta densidad en área reducida (hiporrelieve positivo)



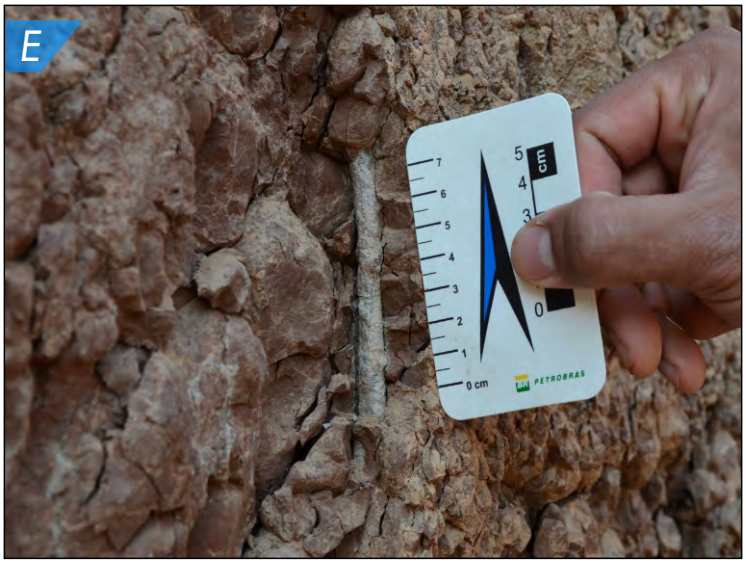
B. Foto *Lockeia* isp. (Localidad CH) - Vista general, observese la alta densidad en área reducida (hiporrelieve positivo)



C. Foto *Lockeia* isp. (Localidad CH) - Detalles del modo de vida en poblaciones gregarias



D. Foto *Marcas dejadas por raíces* (Localidad RI) - Marca de raíz adventicia bifurcada (flechas blancas)



E. Foto *Marcas dejadas por raíces* (Localidad RI) - Marca de raíz tubular simple

6.1.2.2- *Marcas dejadas por raíces*

Descripción: Se originan por la actividad radicular de plantas vasculares. Existen al menos dos morfotipos reconocibles en la Formación Yecua. El primero, presente como un molde tubular simple de superficie externa lisa, con un diámetro de entre 9 y 10 mm y un largo que puede superar los 240 mm (Figura 6.5.E). El segundo morfotipo, se correspondería con marcas dejadas por la actividad de una raíz adventicia (Figura 6.5.D), con un eje principal zigzagueante y una bifurcación final. El grosor de esta última huella, es muy inferior al primero, con un diámetro que oscila entre los 2 y 3 mm. En ambos casos, el desarrollo de los tubos se dispone perpendicular al plano de estratificación.

Material: Se observó dentro de la Formación Yecua en las 11 localidades relevadas.

Discusión: Las huellas observadas, dejadas por la acción de las raíces sobre el sedimento circundante son frecuentes y muy difundidas en esta unidad estratigráfica. La actividad vegetal en la Formación Yecua está bien documentada. Asimismo, esta evidencia dejada por las raíces de plantas cormófitas de pequeño porte, estaría indicando la existencia de una cubierta vegetal bien desarrollada, asociada a los cuerpos de agua que caracterizan a los niveles sedimentarios de esta formación.

6.1.2.3- *Marcas dejadas por insectos*

Descripción: Se originan por la actividad de insectos sobre un sustrato no consolidado. Las marcas suelen presentarse como galerías simples con retrorrelleno (Figura 6.6.A-C). Asimismo, estas galerías pueden bioturbar intensamente el sedimento (Figura 6.6.B) dispuestas paralelas y perpendiculares al plano de estratificación (Figura 6.6.C). El diámetro de los tubos puede oscilar entre los 9 y los 10 mm, y el largo superar los 140 mm. La entrada de las galerías se dispone perpendicular al plano de estratificación.

Material: Se observó dentro de la Formación Yecua en las 11 localidades relevadas.

Discusión: Las huellas tienen una frecuencia de aparición moderada, son atribuidas a la actividad de excavadores. No se puede identificar al autor con certeza, pero podría tratarse de insectos por el tipo de retrorrelleno y por el diseño de las galerías. Un patrón observado en los estratos donde fueron halladas estas huellas es el alto grado de bioturbación del sedimento, lo cual permite inferir una actividad orgánica importante y condiciones del ambiente favorables para el desarrollo de las poblaciones de los organismos que las realizan.

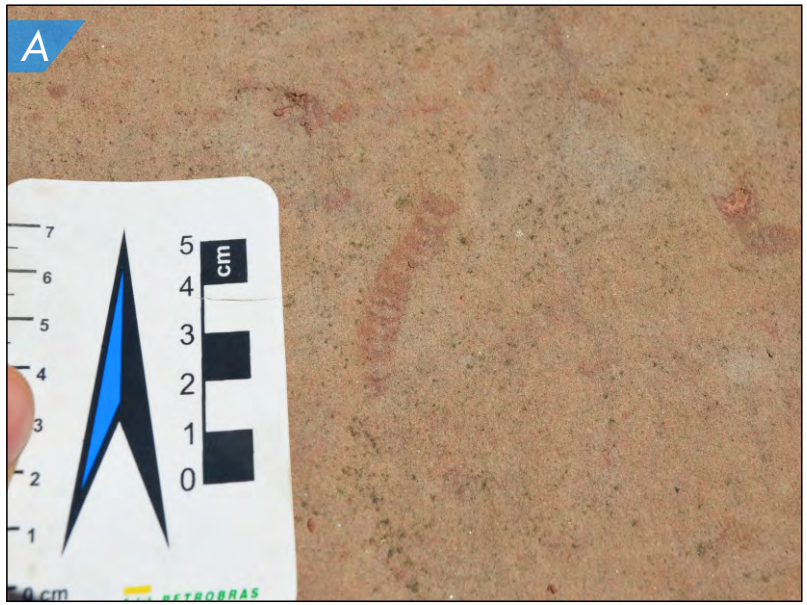
6.1.2.4- *Fragmentos de carbón*

Descripción: Restos carbonosos aislados de cormófitas indet.

Icnofósiles

Figura 6.6

Trazas fósiles y fragmentos de carbón



A. Foto *Marcas dejadas por insectos* (Localidad RI) - Detalle de galeria con retrorelleno (meniscado)



B. Foto *Marcas dejadas por insectos* (Localidad RI) - Sedimentos muy bioturbado por la actividad de insectos



C. Foto *Marcas dejadas por insectos* (Localidad RI) - Detalle de las galerías perpendiculares a la estratificación



D. Foto *Fragmentos de carbón* (Localidad RI) - Restos carbonosos de cormofitas

Material: Estos fragmentos fueron hallados en la Formación Yecua en la localidad del Río Iruya.

Discusión: Los restos de carbón son muy frecuentes en esta unidad miocena. Corresponden a plantas superiores no identificadas, pero el tamaño de los mismos, sugiere que el origen podría tratarse de especímenes arbustivos o de pequeño porte (Figura 6.5.D).

6.1.3- CONSIDERACIONES PRELIMINARES

El registro fósil de la Formación Yecua es en general escaso y repetitivo, alcanzando su mayor grado de diversidad y desarrollo en las localidades del sector norte del área de estudio (LA, RGAP, CH). En estas localidades, las acumulaciones fósiles están caracterizadas por restos de moluscos (gastrópodos y bivalvos), y en menor cantidad por ostrácodos y foraminíferos. Por su parte, los vertebrados fósiles sólo fueron hallados en la sección de La Angostura, y los restos vegetales, se remiten a las localidades de La Angostura, Quebrada Victoria Oeste y Río Iruya.

Trabajos previos realizados en la Formación Yecua, reportan fósiles similares a los hallados en el presente trabajo, a los que se les suman improntas de hojas de cf. Angiospermas indet. (RL-1596-8 y RL-1596-11) ilustradas por Marshall *et al.* (1993). Existe un reporte de cf. *Balanus* (cirripedio) y decápodos comunicados por Branisa (1970) y por Uba *et al.* (2009). Estas identificaciones, sumadas a la de cf. *Gyrodes* o *Natica*, cf. *Turritella*, junto a otros bivalvos como *Tellina*, *Cyrena* y cf. *Nucula*, mencionadas en otras comunicaciones, sugieren una influencia marina para esta unidad. Asimismo, en los trabajos de Hernández *et al.* (2002; 2005) se realiza un resumen de los fósiles descriptos por los autores anteriormente citados, que adicionan a los taxones de foraminíferos, ostrácodos y moluscos, restos de braquiópodos (Orbiculoidea *indet*. observados y comunicados por Suarez Riglos, 2002). La mayoría de los taxa mencionados por estos autores corresponden a las localidades analizadas en esta tesis, dejando la incertidumbre sobre la existencia de formas estrictamente marinas, como por ejemplo el reporte de balánidos y braquiópodos inarticulados, de los cuales no existen ilustraciones y no se encuentran disponibles para su revisión. En consecuencia, la identificación de las fósiles hallados para la Formación Yecua en la presente tesis, permite inferir condiciones depositacionales propias de un ambiente continental, donde solo unos pocos componentes de la asociación fósil hallada, podrían soportar condiciones de mayor salinidad compatibles con ambientes de tipo mixohalino.

Finalmente, sobre la base de las determinaciones de los taxones encontrados en las localidades estudiadas, se pudieron identificar 10 taxa para la Formación Yecua que complementan los citados en la bibliografía. Sumando a esto, se reconocieron 4 icnotaxones y restos carbonosos de plantas cormófitas. En resumen, la identificación del registro fósil analizado se distribuye en 3 Reinos y 5 Phylums (*Retaria, Charophyta, Arthropoda, Mollusca* y *Chordata*).

6.2- TAFONOMÍA

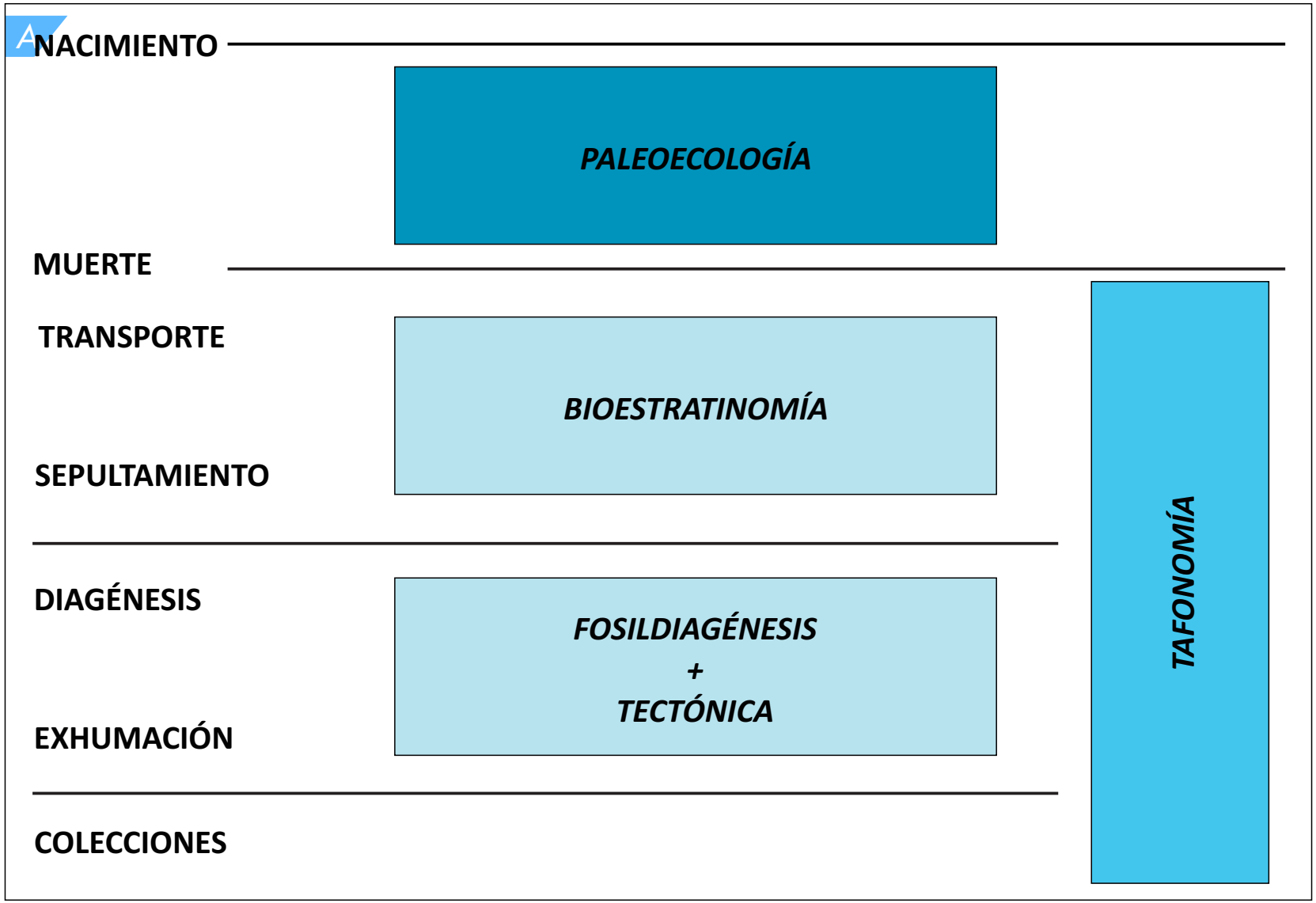
La tafonomía constituye la rama de la paleontología que intenta explicar los diferentes acontecimientos por los que pasaron los organismos desde su muerte hasta que son hallados como fósiles (Efremov, 1940), ocupándose del estudio de los procesos de fosilización y de la formación de los yacimientos fosilíferos (Fernández López, 2000) (Figura 6.7.A). La historia tafonómica de un individuo es única e irrepetible y por esto no es posible generalizar un modelo que explique todas las formas de acumulación de los organismos dentro de una unidad geológica. En este sentido, la tafonomía constituye la "herramienta" que permite caracterizar los rasgos de las asociaciones fósiles, facilitando la comparación entre las localidades y resaltando los rasgos dejados por los procesos que actuaron en el origen de las acumulaciones. El grado de preservación o destrucción de los especímenes contenidos en las asociaciones son consecuencia directa de los procesos tafonómicos a los que fueron sometidos.

La evaluación de los rasgos tafonómicos de las concentraciones fosilíferas de la Formación Yecua permitirá comprender y reconstruir el ambiente depositacional original y las relaciones entre los organismos que habitaron las paleocomunidades. Por otro lado, permite interpretar el modo en que se originaron las acumulaciones orgánicas y los procesos diagenéticos que actuaron sobre los materiales acumulados. Por tales motivos, el segmento tratado a continuación se centrará en el estudio de los atributos tafonómicos del registro fósil hallado en esta unidad neógena.

6.2.1- ANÁLISIS TAFONÓMICO

La tafonomía contempla el recorrido que sufre un organismo desde que muere o deja de tener control fisiológico sobre su cuerpo (moribundo), o desde que parte del cuerpo se desprende naturalmente (muda), hasta que es encontrado. El conjunto de procesos por los que pasan los organismos una vez muertos (**Tafonomía** - Figura 6.7.A), puede dividir en dos campos: i) el de la **Bioestratinomía** (desde la muerte al enterramiento - Weigelt, 1919), y ii) el de la **Fósil-diagénesis + Tectónica** (desde el enterramiento al descubrimiento final - Müller, 1963). El registro fósil está constituido por los vestigios más resistentes de las entidades paleobiológicas (Fernández López, 1991), y como tal, se esperaría encontrar una muestra sesgada pero directamente representativa de la paleocomunidad de lo que fue la biocenosis original, y que integraron los taxa fósiles.

A continuación, para tal fin se evaluarán los procesos tafonómicos reconocidos en los especímenes identificados y recolectados en las localidades relevadas.



A. Esquema que sintetiza los campos de estudio de la tafonomía -
Clasificación tomada del esquema de Holz & Simões (2002), modificada de Lawrence (1971).

6.2.1.1- *Mortandad*

La mortandad de organismos es el comienzo de la generación de entidades tafonómicas en la biocenosis, y como lo indica Fernández López (2000), es importante identificar el origen de estas concentraciones y los factores que determinan su composición y estructura, para poder reconstruir la historia tafonómica. Partiendo de la premisa de que la mayoría de los organismos que mueren no logran fosilizarse, y que los individuos con esqueleto/cuerpo mineralizado tienen mayor potencial de preservación, la evidencia fósil hallada en la Formación Yecua estaría sesgada principalmente a los grupos de organismos con esqueletos carbonáticos y fosfáticos (conchillas de microorganismos, girogonites de carofitas, invertebrados y huesos de vertebrados) como se puede observar en las figuras 6.1, 6.2, 6.3 y 6.4. En esta unidad, la producción de bioclastos reconocida en esta tesis doctoral (entidades tafonómicas) es intrínseca de la cuenca, ya que todos los taxa identificados corresponderían a organismos que convivieron en el mismo ecosistema.

Causas de muerte

Se identificaron dos patrones de causa de muerte: *Mortandad Catastrófica* y *Mortandad No-catastrófica*.

La ***Mortandad Catastrófica*** está evidenciada de dos modos diferentes, (i) a partir de un sepultamiento *in situ* de poblaciones de corbicúlidos y gastrópodos, como se puede observar en las localidades de LA, RGAP y CH (ver *Lockeia* isp.; Fig. 6.5.A-C). Estos eventos instantáneos, también denominados "obruptivos" (Seilacher, 1982; Brett & Seilacher, 1991), se generan a partir de la depositación repentina de materiales terrígenos principalmente finos, que sepultan a las poblaciones de organismos, sofocándolas y preservándolas en el mismo episodio, dando origen a depósitos bioclásticos de tipo autóctonos.

Este tipo de tanatocenosis, se limita a una capa delgada que contiene los restos fósiles asociados en un mismo nivel (extendido; e.g. *Lockeia* isp.) o en parches (reducido; e.g. gastrópodos - Fig. 6.3.D), conservando la posición de vida original de los organismos.

El segundo tipo de mortandad catastrófica, (ii) corresponde a acumulaciones masivas de resto esqueletales. Estos depósitos conforman capas gruesas y compactas de conchillas principalmente desarticuladas de bivalvos y ostrácodos (Figura 6.8.A-D), y menos frecuentes de gastrópodos, dispuestos de forma al azar o anidadas, agrupando especímenes de diferentes tamaños y tipos de preservación. Estas capas de continuidad lateral apreciable, alcanzan hasta 50 cm de espesor y presentan empaquetamiento denso del material bioclástico, conformando la facies de *CMS* (ver Capítulo 4). Este tipo de acumulación es

producto del sepultamiento en masa de los individuos en relación a un agente de transporte (retrabajados). Si bien se puede identificar un claro transporte y desarticulación de las valvas, el carácter heterogéneo de las piezas con individuos con un bajo grado de desgaste y escasa fracturación, asociados a otros muy deteriorados y fracturados, sugiere un área de aporte alejada del sitio de acumulación confiriéndole un carácter "alóctono" al depósito.

La tanatocenosis descripta, con una marcada promediación temporal, donde el aporte de material bioclástico, proviene de diferentes áreas fuente, la cual es evidenciada por la heterogeneidad (tipos de preservación) de los componentes hallados. Esto permite suponer que los organismos fueron muriendo en diferentes momentos y que posteriormente fueron acumulados por flujos tractivos turbulentos subácueos, que generaron el retrabajo y la concentración hidrodinámica de los invertebrados (Kidwell & Bosence, 1991; Allen, 1992).

Por su parte, la ***Mortandad No-catastrófica*** está evidenciada por la acumulación de ostrácodos, foraminíferos y carofitas que integraban la paleocomunidad, donde sus restos esqueletarios no presentan signos de sepultamiento repentino y/o retrabajo. Estos taxones pudieron haber sido acumulados por simple decantación subácuea de sus restos corpóreos o levemente desplazados por un agente de transporte desde su posición de vida original. Esta condición dio origen a la preservación de piezas aisladas dispuestas al azar o piezas asociadas, como ocurre con los restos de peces, tortugas y caimánidos (*Mourasuchus* sp.). En este último sentido, existen ejemplos que evidencian un leve transporte de los restos esqueletales, que son considerados aquí como depósitos de tipo "parautóctono". Como ejemplo de estas acumulaciones, se pueden citar los casos de bivalvos dispuestos en "mariposa" sobre capas de areniscas (Figura 6.8.E), y los restos parciales desarticulados del esqueleto de *Mourasuchus* sp., hallado con las piezas respetando el orden original del esqueleto post-craneales (Figura 6.8.F).

6.2.1.2- *Bioestratinomía*

Como fue mencionado con anterioridad, la bioestratinomía (*vide supra*) constituye uno de los dos grandes campos que comprende la tafonomía. La bioestratinomía es el campo que abarca los pasos posteriores a la muerte del organismo hasta su sepultamiento final. El reconocimiento de los agentes involucrados en los procesos bioestratinómicos es muy importante, ya que cada rasgo identificado en el material analizado permite comprender la dinámica del ambiente depositacional y el modo en que se preservó dentro del mismo.

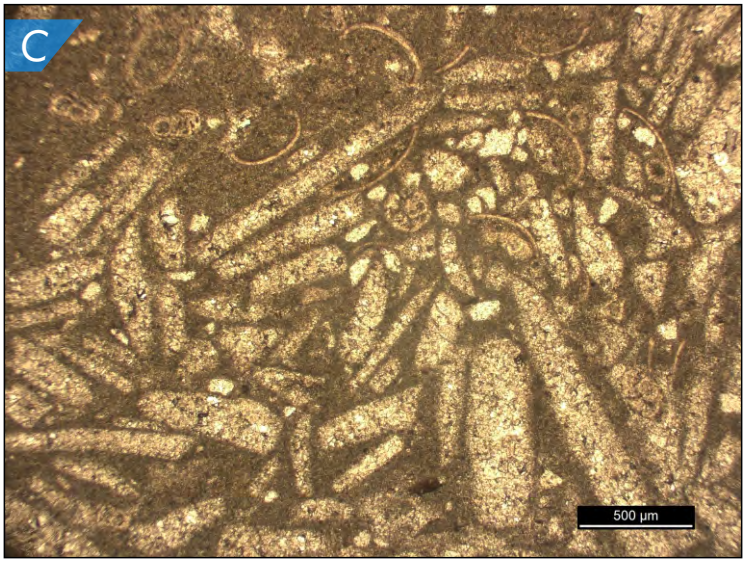
Causas de muerte - Mortandad catastrófica y no-catastrófica



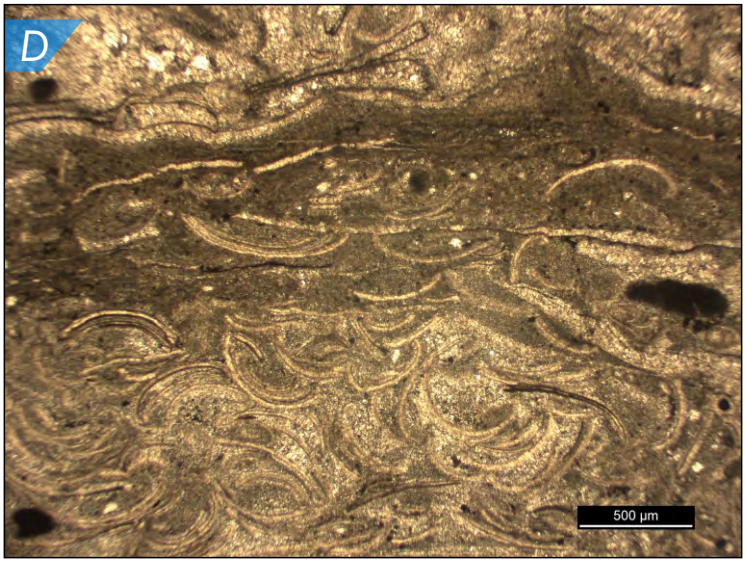
A. Foto *mortandad catastrófica* - Bivalvos desarticulados en empaquetamiento denso (anidado)



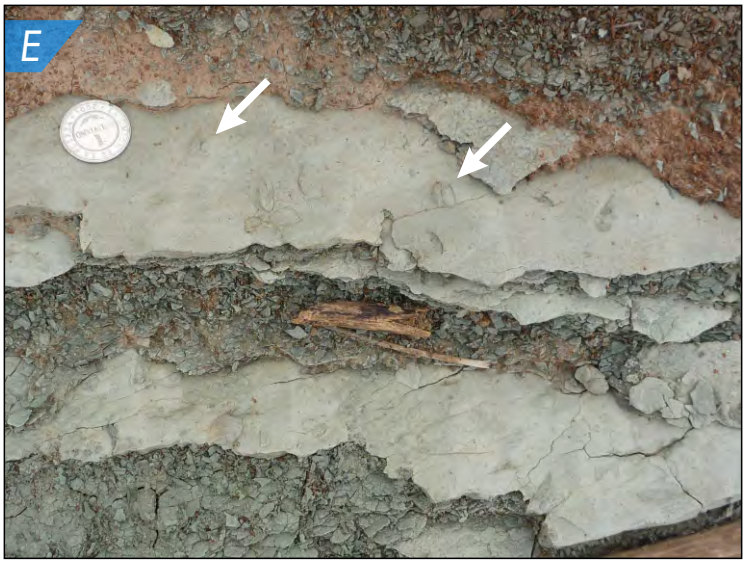
B. Foto *mortandad catastrófica* - Bivalvos desarticulados en empaquetamiento denso (pavimento)



C. Foto *mortandad catastrófica* - Bivalvos desarticulados en empaquetamiento denso (corte pretográfico)



D. Foto *mortandad catastrófica* - Ostracodos desarticulados en empaquetamiento denso (corte pretográfico)



E. Foto *mortandad no-catastrófica* - Bivalvos con disposición en “mariposa” (flechas blancas)



F. Foto *mortandad no-catastrófica* - Restos óseos desarticulados de *Mourasuchus* sp., que respetan parcialmente la posición original

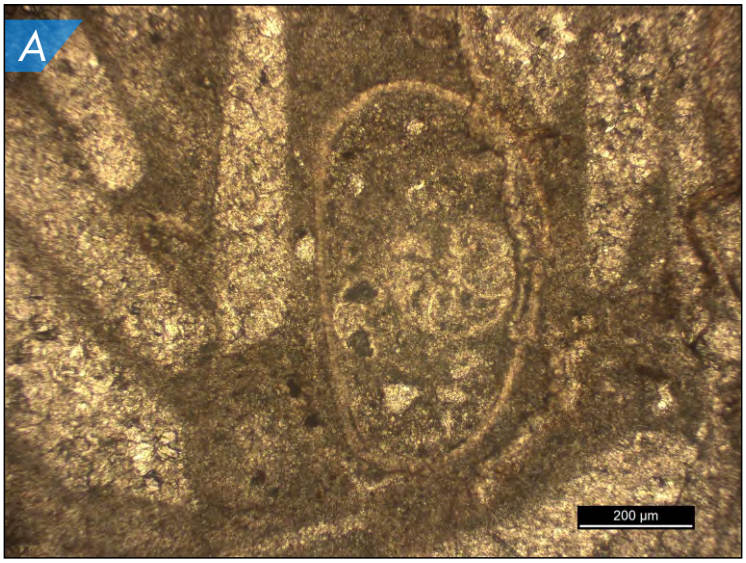
Transporte y desarticulación

Las evidencias de transporte hidrodinámico del material fósil de la Formación Yecua son muy claras y contundentes. Como bien se explicó anteriormente, el desplazamiento de los restos orgánicos fue diferente en los grupos taxonómicos identificados. Un ejemplo de esto, corresponde a las piezas esqueletales de reptil *Mourasuchus* sp. Este Alligatoridae, que habitaba cuerpos de agua someras de baja energía, fue hallado junto a piezas aisladas de peces y tortugas, donde los fragmentos del cráneo y post-craneano se disponían desarticulados, pero con las piezas próximas en un área no mayor a los 3 metros cuadrados, evidenciando un desplazamiento mínimo, lo que indica un leve transporte desde su área fuente (sitio de desarticulación). Otros vertebrados, como por ejemplo peces y tortugas, en contraposición a *Mourasuchus*, muestran un marcado transporte desde su área fuente, esto se ve evidenciado en el grado de fragmentación y desgaste del material óseo, como en el caso de las apófisis de las vértebras de los siluriformes (ver desgaste de apófisis - Figura 6.3.F).

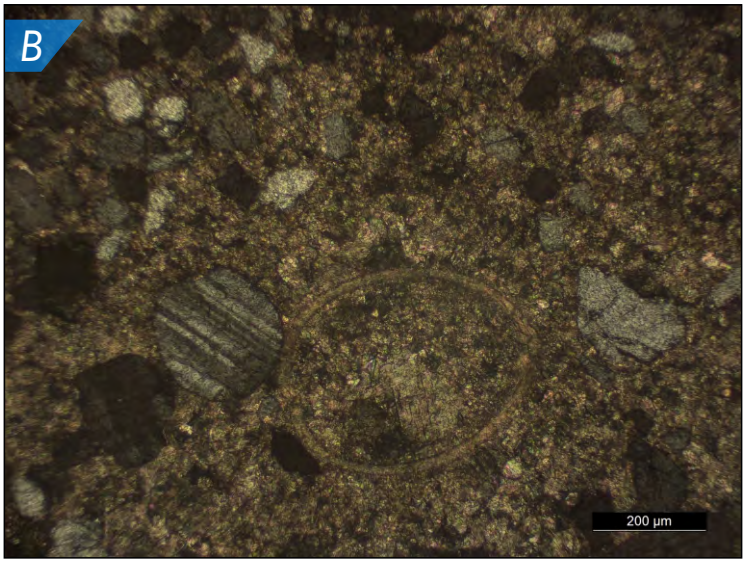
Por su parte, los fragmentos de carbón encontrados en los cuerpos arenosos canalizados, evidencian la capacidad de transporte de los sistemas fluviales. Éstos actuaron dentro la cuenca incorporando restos de las plantas que habitaban en las planicies de inundación circundantes.

En cuanto al transporte inferido en los restos fósiles de moluscos, y como ya se mencionó más arriba, se pueden reconocer acumulaciones de individuos originadas por el transporte y desarticulación de las conchillas (depósitos alóctonos) y otras originadas *in situ* (depósitos autóctonos), con organismos que preservan las valvas cerradas en conexión anatómica original (ver moldes de *Lockeia* isp. – Figura 6.5.A-C). También se registran diversos restos de individuos levemente transportados (depósitos parautóctonos) de bivalvos que conservan las conchillas unidas mediante la conexión del ligamento, con una disposición de tipo “mariposa” (ver Figura 6.8.E).

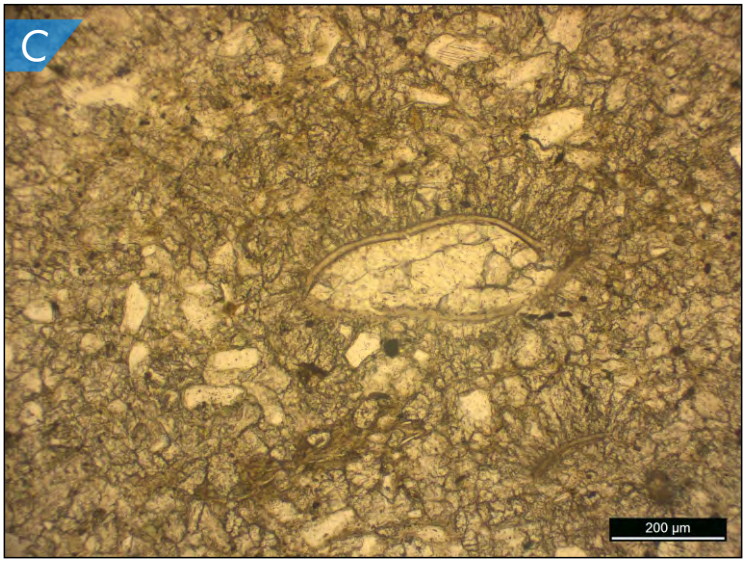
Los foraminíferos, carofitas y ostrácodos permiten definir diferentes tipos de transporte. Se considera que los foraminíferos sufrieron un mínimo transporte de las conchillas (ver Figura 6.1.A), éstas habrían ingresado al sedimento como un bioclasto poco retrabajado, del mismo modo, las carofitas, se las observa representadas con girogonites enteros y poco alterados, que se preservan mayormente completos, poco fragmentados, y con morfología original (ver Figura 6.1.D-F). Distinto es el caso de los ostrácodos, los cuales muestran tres patrones diferentes de acumulación. Éstos últimos, se los pueden reconocer en el registro como valvas separadas y aisladas (Figura 6.9.A), dispuestas con ambas valvas unidas (Figura 6.9.B) o en acumulaciones densas, de tipo anidadas con valvas desarticuladas y dispuestas en un empaquetamiento denso (Figura 6.8.D).



A. Foto aff. *Cyprideis* sp. (Luz trasmitida) - Valvas separadas y aisladas de ostrácodos



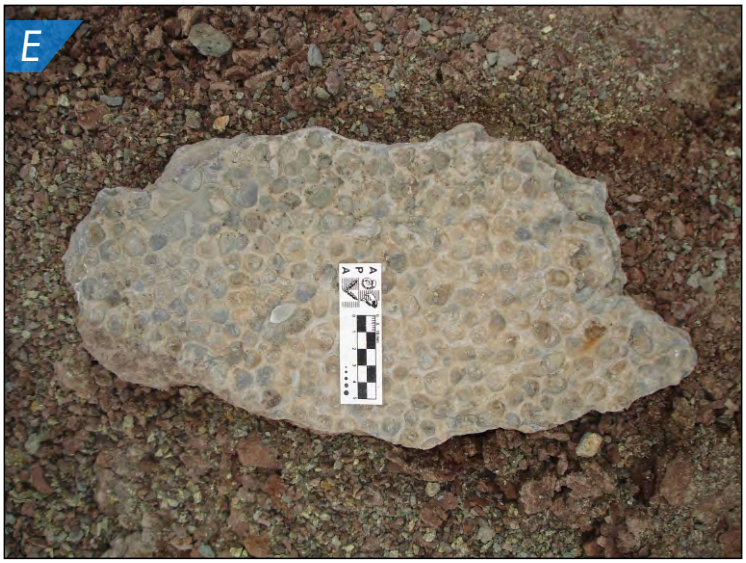
B. Foto aff. *Cyprideis* sp. (Luz polarizada) - Disposición de ostrácodos con ambas valvas unidas



C. Foto aff. *Cyprideis* sp. (Luz trasmitida) - Ruptura de las conchillas por carga litostática



D. Foto *Mourasuchus* sp. - Craquelado de las piezas generado por los cambios de volumen de las arcillas expansivas



E. Foto de conchillas sobre un plano de estratificación del sustrato, con disposición en pavimentos (PA)



F. Foto empaquetamiento denso de valvas de bivalvos, con disposición de tipo anidada (AN)

Abrasión y fragmentación

Los rasgos de abrasión son muy frecuentes de observar en los especímenes que componen las acumulaciones fosilíferas, como se puede observar claramente en las conchillas de bivalvos. El roce generado entre los bioclastos y el sedimento durante su transporte genera un desgaste progresivo de los restos esqueletales. Este proceso de atrición queda registrado en la superficie externa de las valvas, evidenciado como un pulido de la superficie de las conchillas carbonáticas, que mayormente afecta las superficies convexas de las valvas y las partes sobresalientes de los esqueletos. Cuando el proceso de transporte de los materiales es prolongado o son recurrentemente expuestos al mismo, el grado de desgastar creciente tiende a que las piezas adopten formas sub-redondeadas, perdiéndose de este modo la morfología original del esqueleto. Este desgaste puede ser ocasionado sobre las piezas, la fracturación natural de las conchillas a causa de la fragilidad estructural del esqueleto, que en combinación con los procesos de la fosildiagénesis, terminan ocasionando un sesgo en el registro fósil. Dicho patrón se puede observar en las acumulaciones bioclásticas preservadas principalmente en las localidades de LA, RGAP y CH.

La fragmentación se presenta con caracteres concordantes con los rasgos de abrasión descriptos. Existen acumulaciones en capas esqueletales compactas de conchillas de moluscos que se presentan como depósitos de concentración, y otras, como depósitos de conservación dependiendo de si las valvas se encuentran fragmentadas (alóctonas) o no fragmentadas (parautóctonas) (Kidwell et al., 1986; Kidwell & Bosence, 1991). Por otro lado, es posible observar niveles con depósitos de bioclastos con las piezas dispuestas de forma laxa, con especímenes muy fragmentados. En el caso de los moluscos, debido a la pobre calcificación de las valvas, característica de los organismos de agua dulce, propicia la fragilidad de las mismas incrementando la tendencia a la ruptura de las conchillas por carga litostática (Fig. 6.9.C) o por el simple roce del material sobre el sustrato (rolido) en el trasporte de las piezas.

Por su parte, las piezas de los vertebrados fósiles fueron preservadas con su estructura original compacta, aunque muy fragmentadas. El proceso de expansión de las arcillas de la matriz que las contiene donde fueron depositadas y preservadas, condiciona la estabilidad estructural de las piezas, ocasionando la conservación en detalle de las estructuras más delicadas de los huesos, a la vez que son fracturados por los cambios de volumen de las arcillas expansivas (e.g. esmectita). Un claro ejemplo de esto se puede apreciar en las vértebras de *Mourasuchus* (Figura 6.9.D). La acción expansiva de estas arcillas, actúa sobre las grietas y los espacios internos de los huesos, generan un craquelado de la pieza, y consiguientemente, la destrucción final del esqueleto una vez fosilizado como consecuencia de este proceso en la fósil-diagénesis.

Selección y *orientación espacial*

Las acumulaciones de fósiles en la Formación Yecua presentan claros rasgos de selección granulométrica de los bioclastos. Las capas fosilíferas preservan restos esqueletales que muestran una marcada selección por tamaño y una orientación espacial determinada mayormente visible en las coquinas integradas por moluscos (gastrópodos y bivalvos).

Basado en los esqueletos de bivalvos se puede identificar tres patrones diferentes de acumulación bioclástica: i) el primero, con valvas separadas y aisladas (AI), dispuestas sobre el plano del sustrato, con piezas desarticuladas o dispuestas en (mariposa) y distantes unas de otras (Figura 6.8.E). ii) el segundo, con conchillas dispuestas sobre el plano del sustrato en pavimentos (PA) cubriendo toda la superficie y originando un nivel continuo muy delgado, donde el espacio entre las valvas es muy estrecho y las orientaciones de las mismas es con la concavidad hacia abajo, adoptando una posición hidrodinámicamente estable (Figura 6.9.E y 6.8.B). iii) el tercero, corresponde a un empaquetamiento denso de valvas, orientadas en diferentes direcciones, pero reduciendo el espacio en el estrato al máximo al adoptar una disposición de tipo anidada (AN), con un gran número de piezas acumuladas en contacto entre sí, conformando nivel de mayor espesor respecto de los anteriores (Figura 6.9.F y 6.8.A). Este patrón también se puede observar en los ostrácodos, a una escala microscópica en los cortes delgados de roca (Figura 6.8.D).

Los patrones descriptos son muy frecuentes de ver en las localidades analizadas en la presente tesis, y se registran de manera alternada a lo largo de las secciones sedimentarias aflorantes.

6.2.1.3- *Fósil-diagénesis*

Los procesos fósil-diagenéticos actúan directamente sobre las tafocenosis modificando la información del registro. Una pérdida general de los rasgos originales de los depósitos, se debe a la acción directa e inmediata de estos procesos. Una vez que concluye el sepultamiento de los organismos, comienzan a actuar los procesos fósil-diagenéticos, cambiando los rasgos de la tafocenosis destruyendo parte de la evidencia, y preservando otra, al convertir los restos en fósiles.

En la Formación Yecua, la fósil-diagénesis de los restos orgánicos está estrechamente vinculada a la tectónica, ya que las sucesiones sedimentarias de la unidad están afectadas por la Orogenia Andina. Este proceso se puede observar reflejado indirectamente en el registro fósil, en la preservación de las piezas y en la deformación de las mismas.

Corrosión (disolución y *recristalización)*

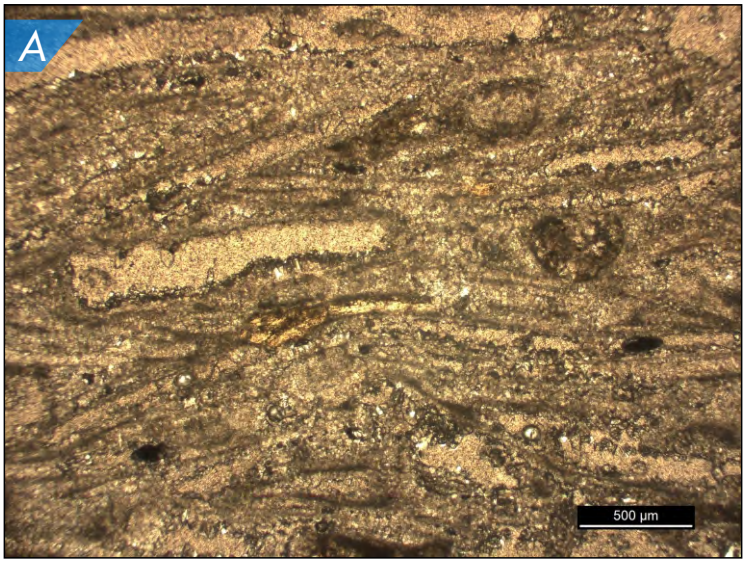
El proceso de corrosión/disolución se encuentra ligado a la estabilidad de los compuestos que forman los cuerpos (esqueletos) de los organismos. Por otro lado, el tamaño de los mismos condiciona la estabilidad en el sistema fósil/roca, en el sentido de facilitar la alteración de los materiales a medida que el tamaño de las piezas se hace más pequeño; es por esto que las piezas más grandes disponibles a los procesos bioestratinómicos, tienen mayor potencial de preservación que las más pequeñas. En este sentido, de estas últimas se espera que sufran una mayor corrosión del esqueleto original, a causa de los compuestos disueltos en los fluidos que circulan por las rocas donde están contenidos los fósiles.

En el registro analizado de la Formación Yecua, se puede observar que los especímenes más alterados por la corrosión (disolución) son los que poseen esqueleto de carbonato de calcio (Calcita/Aragonita). Tanto los moluscos, foraminíferos, ostrácodos como las carofitas, muestran rasgos macro y microscópicos de alteraciones químicas en el material esqueletario (Figura 6.10.A-B).

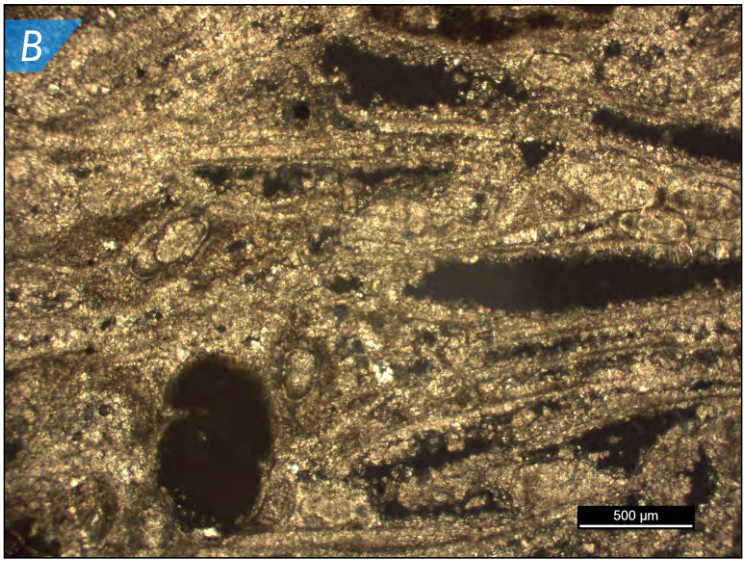
Comúnmente la disolución de los compuestos que conforma los esqueletos, y la recristalización de los mismos en los espacios internos de las piezas, a partir de las soluciones circundantes, constituyen evidencias claras de los procesos de alteración por corrosión (Figura 6.10.A-D). En los depósitos que combinan sedimentos silicoclásticos con bioclastos carbonáticos, se puede identificar a escala microscópica un proceso de disolución por contacto de borde de grano (Figura 6.10.C-D). La diferencia de dureza entre los materiales contiguos en el empaquetamiento de la roca, origina una disolución del compuesto más blando, lo que conlleva a una pérdida del registro fósil de los esqueletos carbonáticos.

En cuanto a los restos de vertebrados, los esqueletos de fosfato de calcio (apatita) son más estables y resistentes a los cambios del pH del medio donde fueron depositados y preservados. Esto se evidencia en el estado general de los huesos hallados, donde las superficies y el interior de las piezas no han sido afectados por este proceso. En estas piezas la acción expansiva y la desarticulación de los esqueletos son los factores determinantes para la pérdida de información. Asimismo, el intemperismo (*sensu* Behrensmeyer, 1978) que sufren los huesos cuando los esqueletos quedan sometidos a condiciones de exposición subaérea, durante largos períodos de tiempo, también puede perjudicar el modo de preservación final de las piezas; aunque esta condición parece no haber influido en las piezas de vertebrados halladas en esta unidad.

El registro aislado de restos de carbón, que corresponden solo a fragmentos vegetales, no permiten realizar un análisis crítico de la evidencia. De todos modos, la preservación del material deja inferir al menos una rápida depositación y sepultamiento del mismo, donde las posteriores condiciones de



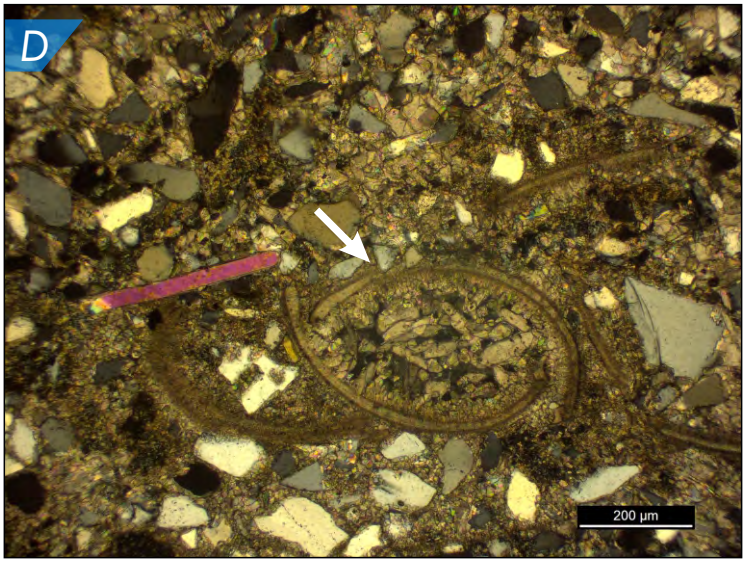
A. Foto material bioclástico alterado por la corrosión (disolución)



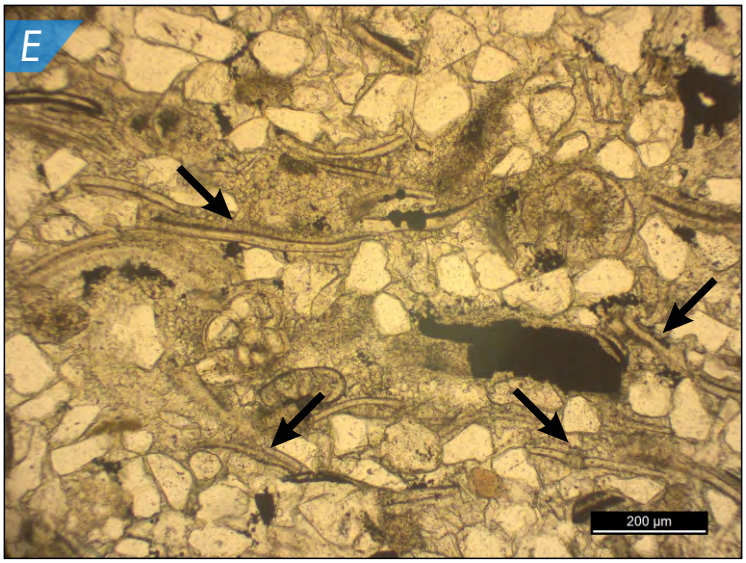
B. Foto material bioclástico alterado por la corrosión (disolución)



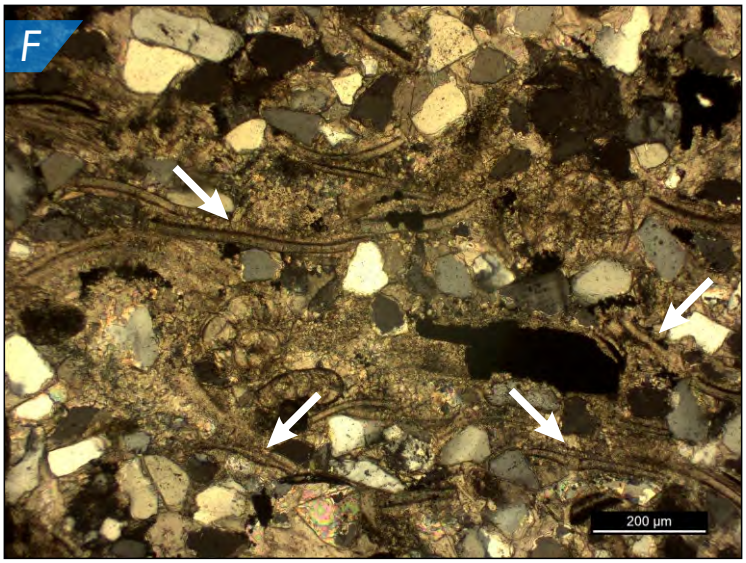
C. Foto recristalización de los bioclástos (Luz trasmitida) - nótese la disolución por borde de grano (flecha negra)



D. Foto recristalización de los bioclástos (Luz polarizada) - nótese la disolución por borde de grano (flecha blanca)



E. Foto microfósiles con signos de deformación (Luz trasmitida) - nótese los signos de deformación en las conchillas de los ostrácodos (flechas negras)



F. Foto microfósiles con signos de deformación (Luz polarizada) - nótese los signos de deformación en las conchillas de los ostrácodos (flechas blancas)

reducción, favorecieron la transformación del tejido vegetal a carbón, evitando la degradación natural, y posterior destrucción de los mismos.

De este modo, la tendencia irreversible a la pérdida de la evidencia fósil a partir de la corrosión de los restos corpóreos, es el proceso tafonómico del campo de la fósil-diagénesis que causa las pérdidas más importantes en la información, y con esto, el impedimento para una reconstrucción paleoambiental ajustada, que refleje las condiciones más cercanas a las originales.

Deformación

Los fósiles hallados en la Formación Yecua no presentan mayormente signos de deformación. En los cortes petrográficos se pueden observar escasos signos de deformación vinculados a los microfósiles, si bien no es posible asegurar el origen de la misma, podrían deberse a la carga listostática ejercida sobre el nivel portador (Figura 6.10.E-F), aunque no puede descartarse una componente tectónica en la deformación de los fósiles generada por los esfuerzos del levantamiento andino sobre las capas de las unidades neógenas.

Por otro lado, los signos de deformación identificados en los huesos de *Mourasuchus* estarían relacionados por un comportamiento plástico y expansivo del sedimento pelítico, donde fue depositado y preservado el fósil (e.g. Figura 6.4.C y 6.9.D).

6.2.2- CONSIDERACIONES PRELIMINARES

Los atributos tafonómicos del registro fósil reflejado en las acumulaciones analizadas en las principales localidades fosilíferas (LA, RGAP, CH) de la Formación Yecua, permiten realizar inferencias sobre las condiciones depositacionales y de preservación en esta unidad neógena. En rasgos generales, se puede corroborar que existe una homogeneidad relativa entre las diferentes localidades abordadas, sin que exista una diferencia evidente, o característica propia, que permita excluir a alguna de ellas de la caracterización general.

La dinámica de los agentes de transporte identificados y los patrones observados en las acumulaciones fosilíferas, muestran una marcada homogeneidad en los depósitos, donde las diferentes concentraciones esqueletales se repiten a lo largo de las columnas estratigráficas de manera similar. En este sentido es importante destacar que los individuos se disponen en capas discretas con orientaciones definidas respecto del plano del sustrato, reiterando el patrón de preservación y el contenido fósil en las distintas localidades.

El análisis tafonómico realizado en las asociaciones fosilíferas permite inferir la existencia de un control de fondo en la cuenca que replicó las condiciones depositacionales, sosteniendo en el tiempo los arreglos bioclásticos observados. Dichos arreglos se pueden seguir a escala local y regional, lo cual sugiere que las condiciones mencionadas actuaron dentro de una amplia área.

Por último, la repetición de los depósitos con asociaciones bioclásticas, sugiere que el ambiente depositacional perduró a través del tiempo (Mioceno medio tardío – Mioceno tardío), lo suficiente como para que se generaran espesores del orden de los 150 a 200 metros, mayormente compuestos por sedimentos finos depositados bajo condiciones paleoambientales dominadas por cursos fluviales y cuerpos lénticos de aguas poco profundas (ver Capítulo 7 y 8).

6.3- PALEOECOLOGÍA

La paleoecología de los restos fósiles hallados en la Formación Yecua adquiere una relevancia significativa para el conocimiento del Neógeno de América del Sur, dado que su posición geográfica, le permite mantener una estrecha relación con las cuencas Amazónica y Chaco-Paranaense. Es por este motivo, que se han estudiado en detalle las evidencias fósiles que albergan los depósitos sedimentarios que conforman esta unidad, con la finalidad de complementar y comprender las relaciones paleobiogeográficas entre estas importantes cuencas sedimentarias de Sudamérica. El registro recuperado es escaso, pero permite realizar una caracterización paleoambiental general para comprender el funcionamiento de la biocenosis preservada en los niveles de la Formación Yecua.

Trabajos previos han asignado a la Formación Yecua a paleoambientes desarrollados bajo una marcada influencia marina a partir del contenido fósil reconocido por diversos autores (Marshall & Sempere, 1991; Dalenz Farjat, 1990, 1992, 1994, 1995; Marshall *et al.*, 1993; Hernández *et al.*, 2002, 2005; Hulka *et al.*, 2006; Uba *et al.*, 2009). De los resultados obtenidos en el presente trabajo tesis, se puede discutir y redefinir la asunción generalizada para esta unidad, donde las nuevas interpretaciones realizadas sobre las evidencias fósiles recurrentes en las localidades analizadas estarían indicando el dominio de ambientes continentales, principalmente de tipo fluvio-lacustre (grandes humedales), con componentes característicos de biotas sub-tropicales a tropicales.

Los restos identificados en este estudio pueden relacionarse con los principales componentes de la biota de grandes pantanales (e.g. Pantanal de Mato Grosso do Sul – Heckman, 1998). Para poder sostener una aseveración tal, sería necesario hallar componentes fundamentales de este bioma, como por ejemplo, taxones de especies vegetales representativas (e.g. algas de agua dulce, juncos, arbustos) y/o fauna de invertebrados (e.g. moluscos, artrópodos) y/o de vertebrados (e.g. peces, reptiles y mamíferos) propias de estos ecosistemas. En este trabajo, se han podido encontrar unos pocos representantes fósiles de estos

principales grupos taxonómicos, que más allá de la escasez de estos taxa, son lo suficientemente diagnósticos para caracterizar el tipo de paleoambientes. Las evidencias fósiles encontradas, sumado a las evidencias de carácter sedimentológico de los depósitos que componen esta sucesión estratigráfica, permiten validar esta hipótesis.

La importancia de proponer un modelo detallado de los ambientes depositacionales desde el análisis sedimentológico, junto a los rasgos paleobiológicos observados en el contenido fósil, permite proponer el marco de referencia propicio para sostener una hipótesis paleoambiental adecuada para el Mioceno de la Cuenca de Antepaís del Chaco.

6.3.1- PALEOAUTOECOLOGÍA

A partir de la identificación, descripción y caracterización de los restos fósiles, es posible llevar a cabo un análisis paleoautoecológico de cada uno de los taxa reconocidos.

Las "categorías ecológicas" ó "*guilds"* (Simberloff & Dayan, 1991) a las que se pudo adecuar la evidencia fósil hallada en la Formación Yecua, hace posible comprender el rol de cada uno de los organismos de la paleocomunidad. En este sentido, y realizando una analogía con los grupos de organismos estrechamente emparentadas vivientes en la actualidad, es posible comprender los rasgos paleoecológicos de los fósiles de esta unidad.

A partir del reconocimiento de los microfósiles, se pudo observar la existencia de foraminíferos bentónicos representados por la especie *Ammonia beccarii*. A esta especie se le asignan requerimientos ecológicos de hábitat en cuerpos de aguas salinas a salobres; esto indica que este taxón habría tenido la capacidad de tolerar cambios en las condiciones físico-químicas del ambiente, donde desarrollaban sus poblaciones.

Por su parte, los ostrácodos planctónicos y las carofitas (algas arraigadas al sustrato) identificadas en esta unidad, indican requerimientos ecológicos propios de ambientes dulceacuícolas. Si bien los girogonites de carofitas no han podido ser identificados a nivel genérico como para aseverar un rango de salinidad mayor del ambiente que habitaron, ya que existen géneros que toleran condiciones de escasa salinidad, los taxa de casi la totalidad de este tipo de algas en el Cenozoico, definen condiciones de ambientes de agua dulce (Kaesler, 2005).

Por otro lado, los macroinvertebrados observados, gastrópodos y bivalvos, pueden atribuirse a formas características de ambiente continental dulceacuícola. En el caso particular de los corbicúlidos encontrados (infaunales y enterrantes superficiales) podrían haber tenido los mismos requerimientos

ecológicos que las formas actuales del grupo, las cuales viven en el continente sudamericano. Estos bivalvos habitan los lechos fangosos de sistemas lacustres y/o fluviales con una carga de sedimentos finos en suspensión. En cuanto a los gastrópodos, si bien no puede identificarse el grupo taxonómico al que pertenecen, a partir del modo de vida gregario de las poblaciones monoespecíficas, registrado en la evidencia fósil, se puede determinar que dichas poblaciones corresponderían a formas de gastrópodos propias de ambientes continentales de agua dulce.

Los fósiles de vertebrados identificados, indican requerimientos paleoecológicos de modo de vida libre asociados a ambientes dominados por extensas áreas con desarrollo de sistemas fluvio-lacustres. Los peces reconocidos, presentan una estrecha relación parental con las formas actuales que habitan las grandes cuencas hídricas sudamericanas (e.g. cuencas de los ríos Amazonas, Orinoco y Paraná). Los taxa reconocidos en este trabajo de tesis, corresponden a especímenes de buen porte de peces siluriformes, que se complementan con los ya citados por otros autores para esta unidad (Marshall *et al*., 1993).

Los tetrápodos analizados en la Formación Yecua, son diagnósticos para la caracterización paleoambiental de la misma. Los restos de tortugas pleurodiras y caimanes gigantes, como es el caso del genero *Mourasuchus sp.* (Tineo *et al.,* 2015), aseveran el dominio de condiciones paleoambientales dulceacuícolas con el desarrollo de una compleja red hídrica, integrada por sistemas fluviales y lacustres (grandes humedales) de climas húmedos subtropicales a tropicales, que dominaban esta región para el Mioceno tardío. Las formas vivientes estrechamente emparentadas con los taxa citados, son integrantes principales de las poblaciones que caracterizan ambientes actuales, desarrollados bajo condiciones similares a las mencionadas, para el continente sudamericano.

Finalmente, las evidencias indirectas de los icnotaxones o trazas fósiles reconocidas, marcas de raíces de plantas superiores y excavaciones atribuidas a la actividad de insectos, sumado a rasgos pedogenéticos, permiten asumir la existencia de planicies de inundación con el desarrollo de una cubierta vegetal asociada, que caracteriza los distintos tipos de paleosuelos, vinculados a sistemas fluvio-lacustres de agua dulce.

6.3.2- MODELO PALEOECOLÓGICO

Del análisis de los componentes fósiles reconocidos y sus relaciones ecológicas, sumado a las características de los depósitos sedimentarios en que fueron hallados los distintos restos (ver capítulos 7 y 8), permiten proponer un modelo paleocecológico (hipotético) para la asociación fósil estudiada.

Los rasgos observados en dicha asociación sugieren que el paleoambiente en el que se desarrollaron las poblaciones de los taxa citados, se correspondería con condiciones ambientales similares

a las que rigen en grandes humedales con el dominio de sistemas fluvio-lacustres someros, similares a los que se desarrollan actualmente en el Pantanal de Mato Grosso do Sul en el suroeste de Brasil (Heckman, 1998). Por tal motivo, y a partir de la evidencia paleontológica, se propone un modelo paleoecológico acorde a las características observadas en las principales localidades fosilíferas de la Formación Yecua, que resume las condiciones imperantes y los rasgos generales de la biocenosis para los sectores más distales de Cuenca de Antepaís del Chaco, durante el Mioceno medio tardío - Mioceno tardío. En este sentido, y a modo de resumen, se ilustra un posible escenario natural a modo de reconstrucción de lo tratado en el presente capitulo (Figura 6.11).

6.4- CONSIDERACIONES FINALES

El presente análisis del registro fosilífero de la Formación Yecua permitió identificar la presencia de una asociación fósil compuesta por 10 taxones y 4 parataxones, que permitirán interpretar gran parte de las acumulaciones que componen las sucesiones de las unidades estudiadas en este trabajo de tesis.

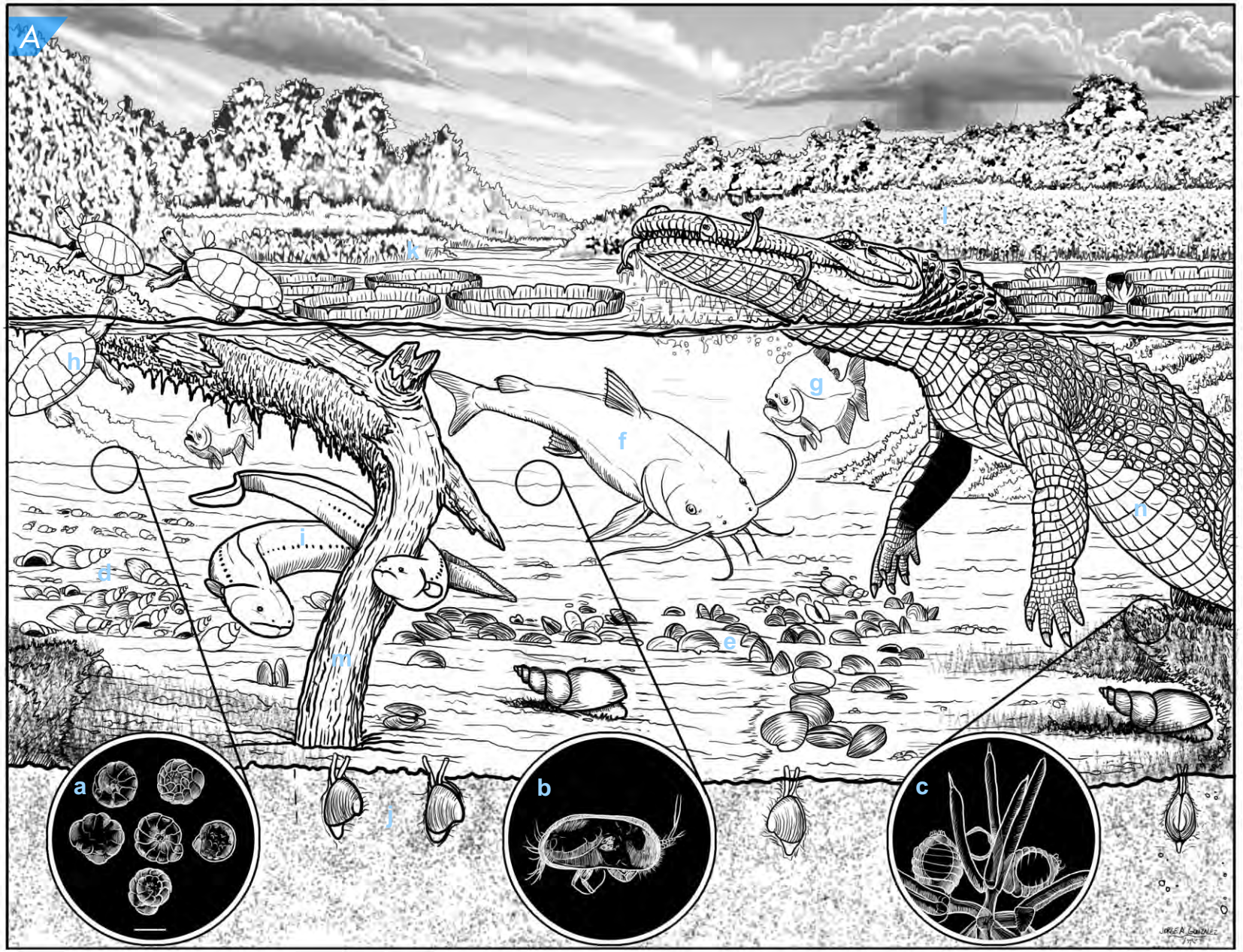
Se determinó y corroboró la distribución homogénea de dicha asociación de facies principalmente en las localidades (LA, RGAP y CH) pertenecientes al sector norte del área de estudio.

Se determinó el patrón de los diferentes modos de preservación del registro fósil en el área de estudio, donde los atributos tafonómicos (mortandad, bioestratinomía y fosil-diagénesis) permitieron inferir la existencia de un control de fondo en la cuenca, que replicó las condiciones depositacionales en forma sostenida en el tiempo. Estos factores de control habrían generado la mortalidad en masa de las paleocomunidades de invertebrados, quedando de este modo a disposición para ser transportadas por los diferentes agentes de transporte, hasta su posterior acumulación y sepultamiento. En este proceso, los restos esqueletales habrían estado expuestos a condiciones de abrasión y fragmentación. En forma simultánea se habría producido la selección del material, que posteriormente fue depositado y acumulado con distintos arreglos tafonómicos (orientación). Finalmente, una vez sepultado el material fósil, habría quedado expuesto a condiciones de disolución y recristalización de los compuestos que conforman los esqueletos, por parte de soluciones fluidas circundantes en la roca, constituyen evidencias claras de los procesos de alteración por corrosión.

Las evidencias fósiles analizadas en este capítulo, constituyen los elementos principales de la biota de ambientes continentales de climas sub-tropicales a tropicales, con desarrollo de sistemas fluvio-lacustres propios de grandes humedales (pantanales).

Finalmente, a partir del análisis paleoautoecológico de los componentes fósiles reconocidos, sumado a las características de los depósitos en que fueron hallados (ver Capítulos 4, 7 y 8), se propone un

Reconstrucción paleoambiental - paleoecológica



A. Reconstrucción paleoambiental que ilustra un escenario donde se incluyen las entidades paleobiológicas identificadas en su ambiente preservacional - (a). *Ammonia beccarii*, (b). aff. *Cyprideis*, (c). cf. *Chara* sp., (d). *Gastropoda* indet., (e). aff. *Corbicula* sp., (f). cf. *Ariidae* indet., (g). *Teleostei* indet., (h). ? *Pleurodira* indet., (i). *Gymnotiformes*, (j). *Lockeia* isp., (k). Marcas dejadas por raíces, (l). Marcas dejadas por insectos, (m). Fragmentos de carbón, (n) *Mourasuchus* sp..

modelo paleoecológico conceptual que dominó en la actual región de los Andes Centrales, durante el Mioceno medio tardío – Mioceno tardío.

Allen J.R.I., (1992). Taphonomy: Transport - Hydrodynamics. En Briggs D.E.G. & Crowther P.R. (Eds.): Palaeobiology: A synthesis. *Blackwell Science Publishers, Oxford, United Kingdom.* 230-237

Behrensmeyer A.K., (1978). Taphonomic and Ecologic Information from Bone Weathering. Paleobiology. 4 (2): 150-162.

Blalock H.N. & Herod J.J., (1999). A comparative study of stream hábitat and substrate utilized by Corbicula fluminea, in the New River, Florida. *Florida Scientist.* 62(2): 1-184.

Bocquentin-Villanueva J.C., (1984). Un nuevo Nettosuchidae (Crocodylia, Eusuchia) proveniente da la Formación Urumaco (Mioceno Superior), Venezuela. *Ameghiniana*. (21): 3–8.

Bona P. & Barrios F., (2015). The Alligatoroidea of Argentina: an update of its fossil record. *En Fernández M. & Herrera Y. (Eds.): Reptiles Extintos, Volumen en Homenaje a Zulma Gasparini. Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina.* 15(1): 143 – 158.

Bona P., Riff D. & Gasparini Z., (2013a). Late Miocene crocodylians from northeast Argentina: new approaches about the austral components of the Neogene South American crocodylian fauna. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth and Environmental Science* (103): 1–20.

Bona P., Tineo D., Pérez L.M., Vergani G.D., Legarreta P., González G. & Poiré D.G., (2013b). La presencia de Mourasuchus (Crocodylia, Caimaninae) en el Mioceno superior de Bolivia, Formación Yecua: consideraciones paleoambientales y paleobiogeográficas. *XXVII JAPV, La Rioja, Argentina, Ameghiniana.* 50 (4): 8R.

Bona P., Starck D., Galli C., Gasparini Z. & Reguero M., (2014). *Caiman* cf. *Latirostris* (Alligatoridae, Caimaninae) in the Late Miocene Palo Pintado Formation, Salta province, Argentina: paleogeographic and paleoenvironmental considerations. *Ameghiniana*. (51): 26–36.

Branisa L., (1970). La Formación Yecua y los problemas que plantea. *Boletín de la Sociedad Geológica Boliviana, La Paz, Bolivia*. (13): 20-29.

Brett C.E. & Seilacher A., (1991). Fossil Lagerstätten: A taphonomic consequence of event sedimentation. *En Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. (Eds.): Cycles and Events in Stratigraphy. Springer, Berlin.* 284–297.

Brochu C.A., (2010). A new alligatorid from the Lower Eocene Green River Formation of Wyoming and the origin of caimans. *Journal of Vertebrate Paleontology.* (30): 1109–1126.

Cónsole Gonella C.A.; Cione A.L. & Aceñolaza F.G., (2009). Registro del teleósteo Gasteroclupea branisai en la Formación Yacoraite (Maastrichtiano-Daniano) en el área de Tres Cruces, Jujuy, Argentina. Tafonomía y correlación estratigráfica. *Serie Correlación Geológica*. (25): 129-138.

Cidade G.M., Bona P., Pérez L.M., Tineo D.E. & Poiré D.G., (2014). New paleoecological interpretations of the South American Miocene Mourasuchus (Alligatoroidea, Caimaninae). *IX Simpósio Brasileiro de Paleontologia de Vertebrados, Vitória, Brasi.* Actas (1): 49.

Dalenz Farjat A., (1990). *Informes internos (Inéditos) del Laboratorio de Paleontología del CTP-YPFB, Santa Cruz, Bolivia.* (# 225; 224; 233; 247).

Dalenz Farjat A., (1992). *Informes internos (Inéditos) del Laboratorio de Paleontología del CTP-YPFB, Santa Cruz, Bolivia.* (# 364).

Dalenz Farjat A., (1994). *Informes internos (Inéditos) del Laboratorio de Paleontología del CTP-YPFB, Santa Cruz, Bolivia*. (# 441; 451).

Dalenz Farjat A., (1994). *Informes internos micropaleontológico (Inéditos) del Laboratorio de Paleontología del CTP-YPFB, Santa Cruz, Bolivia.* (# 013-45).

Dalenz Farjat A., (1995). *Informes internos micropaleontológico (Inéditos) del Laboratorio de Paleontología del CTP-YPFB, Santa Cruz, Bolivia.* (# 013-67; 013-87).

Dias Nicolaidis D. & Coimbra J.C., (2008). Perissocytheridea carrenoae sp. nov. (Crustacea, Ostracoda) and associated calcareous microfauna from Yecua Formation (Miocene), Bolivia. *Revista Brasilera de Paleontología.* (3): 179–186.

Efremov J.A., (1940). Taphonomy: new branch of paleontology. *Pan-American Geologist.* 74 (2): 81-93.

Fernández Lopez S.R., (1991). Sistemas tafonómicos: función y evolución. Revista *Española de Paleontología, Número Extraordinario.* 21-34.

Fernández López S.R., (2000). Temas de Tafonomía. *Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Univeersidad Complutense, Madrid*. 167 pp.

Fritzsche C.H., (1924). Neue Kreidefaunen aus Sud-Amerika (Chile, Bolivia, Peru, Colombia). *Neues Jahrb*. (50): 28.

Gayet M. & Meunier F.J., (1991). Premiére découverte de gymnotiformes fossiles (Pisces, Ostariophysi) dans le Miocene Superieur se Bolivie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. 2 (313): 471–476.

Heckman C.W., (1998). The Pantanal of Pocone: Biota and Ecology in the Northem Section of the WorId's Largest Pristine Wetland. *En Dumont H.J. &. Werger M.J.A (Eds.): Monographiae biologicae. Springer Science and Business Media.* (37): 651 pp.

Hernández R., Jordan T., Dalenz Farjat A., Echavarría L., Idelman B. & Reynolds J., (2002). Edades, distribución, controles tectónicos y eustáticos de las ingresiones marinas Paranaense y Caribeana en el sur de Bolivia y Argentina. *V Congreso Latinoamericano de Paleontología. Santa Cruz de la Sierra, Bolivia.*

Hernández R.M., Jordan T.E., Dalenz Farjat A., Echavarría L., Idleman B.D. & Reynolds J.H., (2005). Age, distribution, tectonics, and eustatic controls of the Paranaense and Caribbean marine transgressions in southern Bolivia and Argentina. *Journal of South American Earth Sciences.* (19): 495-512.

Holz M. & Simões M.G., (2002). Elementos Fundamentais de Tafonomia. *UFRGS, Porto Alegre.* 231 pp.

Hulka C., Gräfe K.-U., Sames B., Ubas C., & Heubeck C., (2006). Depositional setting of the middle to late Miocene Yecua Formation of the Chaco Foreland Basin, southern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*. (21): 135-150.

Kaesler R.L., (2005). Part B - Protoctista 1: Charophyta. *En Feist M. (Cord. Aths.): Treatise on Invertebrate Paleontology. Geological Society of America and The University of Kansas*. 189 p.

Kidwell S.M. & Bosence D.W.J., (1991). Taphonomy and time-averaging of marine shelly faunas. *En Allison P.A. &. Briggs D.E.G (Eds): Taphonomy. Plenum Press, New York.* 115-209.

Kidwell S., Fürsich F.T. & Aigner T., (1986). Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios*. (1): 228–238.

Koch E. & Blissenbach E., (1962). Las Capas Rojas del Cretáceo superior-Terciario en la región del curso medio del rio Ucayali, Oriente del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Peni*. (39): 7-141.

Ligios S. & Gliozzi E., (2011). The genus Cyprideis Jones, 1857 (Crustacea, Ostracoda) in the Neogene of Italy: a

geometric morphometric approach. *Joannea Geol. Paläont.* (11): 110-112.

López-Pugliessi J.M. & Pareja J., (1971). Informe interno YPFB-GXG, Santa Cruz, Bolivia. (1637)

Marshall L.G. & Sempere T., (1991). The Eocene to Pleistocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context: A review. *In Suarez-Soruco R. (Ed.): Fosiles y facies de Bolivia: Vertebrados. Revista Técnica de YPFB, Santa Cruz, Bolivia.* (12): 631-652.

Marshall L.G., Sempere T. & Gayet M., (1993). The Petaca (upper Oligocene–middle Miocene) and Yecua (upper Miocene) Formations of the Subandean–Chaco Basin, Bolivia, and their tectonic significance. *Documents des Laboratoires de Géologie, Lyon, France*. (125): 291-301.

Morton L.S. & Espíndola V.E., (2008). Hallazgos de moluscos continentales en nuevas localidades del valle de Santa María, Catamarca y Tucumán, Argentina. *Reunión Anual de Comunicaciones Científicas y Tecnológicas, Universidad Nacional del Nordeste.*

Müller A.H., (1963). Lehrbuch der Paläozoologie. 1. *Allgemeine Grundlagen. C. Die Fossilisationslehre. Fisher, Jena*. 17-134.

Murray J.W., (2006). Ecology and applications of benthic foraminifera. *Cambridge University Press.* 426 pp.

Musacchio E.A., (1972). Charophytas de la Formación Yacoraite en Tres Cruces y Yavi Chico, Jujuy, Argentina. *Ameghiniana*. (9): 223-237.

Peck R.E. & Reker C.C., (1947). Cretaceous and lower Cenozoic Charophyta from Peru. *American Museum Novitates*. (1369): 1-6.

Poiré D.G., de los Reyes M., Tineo D.E., Bona P., Pérez L.M., Vergani G.D., González G. & Reguero M., (2015). La Angostura: Una nueva localidad fosilífera de vertebrados para la Formación Tariquía (Neógeno) en el subandino de Bolivia. *XXIX Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Diamante, Entre Ríos, Argentina.* (1): 67-68.

Ruggiero et al. (2015) Ruggiero M.A., Gordon D.P., Orrell T.M., Bailly N., Bourgoin T., Brusca R.C., Cavalier-Smith T., Guiry M.D. & Kirk P.M., (2015). A higher level classification of all living organisms. *PLoS ONE*. 10(4): e011924.

Scheyer T.M., Aguilera O., Delfino M., Fortier D.C., Carlini A.A., Carrillo-Briceño J.D., Quiroz L. & Sánchez-Villagra M., (2013). Crocodylian diversity peak and extinction in the late Cenozoic of the northern Neotropics. *Nature Communication*. (XX): 1-9.

Seilacher A., (1982). General remarks about event deposits. En Einsele G. & Seilacher A. (Eds.): Cyclic and Event Stratification. *Springer Verlag, New York.* 161–173.

Sempere T., Oller J., Cherroni C., Aranibar O., Barrios L., Branisa L., Cirbian M. & Pérez M., (1987). Un ejemplo de cuenca carbonatada en un contexto distensivo de retroarco: Paleogeodinámica del Cretácico terminal en la República de Bolivia (Formacion El Molino y equivalentes). *II Simposio PICG, Tucumán, Argentina.*

Sigal, (1968). Tertiary s.s. *Informe interno (inédito) YPFB, Santa Cruz, Bolivia.*

Simberloff D & Dayan T., (1991). The Guild Concept and the Structure of Ecological Communities. *Annual Review of Ecology and Systematics*. 22: 115.

Suárez Riglos M., 2002. Fauna marina de la Formación Yecua en La Angostura, Santa Cruz de la Sierra, Bolivia. *V Congreso Latinoamericano de Paleontología, Santa Cruz, Bolivia.*

Tineo D.E., Pérez L.M., Legarreta P., Poiré D.G., González G. & Vergani G. (2012). Tafonomía de los niveles de moluscos en la Formación Yecua (Mioceno medio-superior) en el Subandino de Bolivia. *XIII Reunión Argentina de Sedimentología. Salta, Argentina.* Acta, p.: 209-210.

Tineo D.E., Bona P., Pérez L.M., Vergani G.D., Legarreta P., González G. & Poiré, D.G. (2013). Shallow lacustrine environments from the Yecua Formation: Discovery of the giant crocodylian Mourasuchus in the Late Miocene of Bolivia. *6th Latin American Congress of Sedimentology. Sao Paulo, Brasil.* Acta, p.: 110.

Tineo D.E., Bona P., Pérez L.M., Vergani G.D., González G., Poiré D.G., Gasparini Z.N. & Legarreta P., (2015). Palaeoenvironmental implications of the giant crocodylian Mourasuchus (Alligatoridae, Caimaninae) in the Yecua Formation (late Miocene) of Bolivia. *Alcheringa.* (39): 224-235.

Tineo D.E., Poiré D.G., Pérez L.M. & Vergani G.D. (2016). Caracterización del sistema lacustre de la formación Yecua (Mioceno medio - tardío), Cuenca del Chaco, Sierras Subandinas Australes, Bolivia. *VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XV Reunión Argentina de Sedimentología, Santa Rosa, La Pampa, Argentina*. Acta de resúmenes: 166.

Uba C.E, Hasler C.A., Buatois L.A., Schmitt A.K. & Plessen B., (2009). Isotopic, paleontologic, and ichnologic evidence for late Miocene pulses of marine incursions in the Central Andes. *Geology*. (37): 827-830.

Utida G., Petri S., Oliveira E.C. & Boggiani P.C., (2012). Microfossils in Micrites from Serra da Bodoquena (MS), Brazil: Taxonomy and Paleoenvironmental Implications. *Anais da Academia Brasileira de Ciências.* 84(2): 245-261.

Weigelt J., (1919). Die Gliederung und Faunenvertelung im Unteren Culm des Oberharzes. *Jb. Kgl. Preuss. Geol. L-Anst.* (37): 157-271.

CAPÍTULO 7

ASOCIACIONES DE FACIES Y UNIDADES SEDIMENTARIAS

Las asociaciones de facies consisten en conjuntos de facies relacionadas genéticamente entre sí, que expresan como resultado de su combinación un significado ambiental particular (Collinson, 1969). Con el objetivo de entender las diferentes combinaciones de facies presentes en el intervalo estudiado, se llevará adelante en este capítulo el análisis de las diferentes asociaciones de facies que integran las formaciones Yecua y Tranquitas.

Partiendo del análisis de facies realizado en el Capítulo 4 y los análisis composicionales realizados en el Capítulo 5, de los cuales se reconocieron, describieron y definieron 30 facies sedimentarias, se estudiaron las relaciones que presentan estas facies entre sí, la distribución espacial y arreglos tanto verticales como laterales, en cada una de las localidades estudiadas.

Para cada asociación de facies definida, se obtuvieron parámetros arquitecturales como ser su geometría externa (tabular, lenticular, mantiforme, cuneiforme), dimensiones (espesor, ancho) y las superficies que limitan a cada una de las unidades sedimentarias. A su vez, se analizó el contenido fósil presente haciendo hincapié en los diferentes arreglos tafonómicos (ver Capítulo 6).

Las asociaciones de facies conforman depósitos que se almacenan en un amplio rango de escalas físicas, de manera que se generan acumulaciones de variadas dimensiones en respuesta a los procesos que ocurren a diferentes escalas de tiempo, y que se delimitan físicamente entre sí mediante superficies, quedando definidas de este modo distintas “unidades sedimentarias”.

A continuación, se brinda la descripción e interpretación de las 14 asociaciones de facies reconocidas, agrupadas en 3 sistemas de acumulación (Tabla 7.1).

Asociaciones de Facies

Unidades Sedimentarias Continentales

Tabla 7.1

Grupo	Unidad sedimentaria	Facies sedimentarias	Geometría	Dimensiones	Superficies limitantes	Interpretación
Sistemas lacustres someros (*Shallow lakes - wetlands*)	Depósitos sublitorales lacustres (*Flam*)	*Fl - Fm - Fd-Htpp*	Tabular	Espesores: 0,03 - 8 m. Extensión: < 60 m.	Bases / Techos: horizontales netos a transicionales.	**Depósitos Lacustres Sublitorales** (*Offshore Lacustrine Deposits*)
	Asociación de *shoreface* lacustre (*Ssho*)	*Sp - Stn - SMSbv - Sr - SMSod - CMS - Ht - Hta - Htaa*	Tabular	Espesor: 0,4 - 2,6 m. Extensión: < 40 m.	Bases: netas erosivas. Techos: horizontales a ondulados.	**Bancos y Playas Lacustres**(*Shoal and Lacustrine Beach - Shoreface*)
	Asociación de *foreshore* arenoso (*Ssdf*)	*SMSbv - Sr - Sw - Sh - Sm - Sl - CMmS - Fm*	Tabular	Espesores: 0,3 - 1,4 m. Extensión: < 50 m.	Bases: horizontales netas. Techos: horizontales a ondulados.	**Planicies Arenosas Lacustres** (*Lacustrine Sandflats - Foreshore)*
	Asociación de *foreshore* fangoso (*Fmdf*)	*Fl - Fm - Htp - Htpp - Ht - Sr - Sw - Smb*	Tabular	Espesores: 0,2 -5 m. Extensión: < 50 m.	Bases / Techos: horizontales netos.	**Planicies Fangosas Lacustres** (*Lacustrine Mudflats - Foreshore*)
Deltas de pequeña escala (*Shoal water deltas*)	Prodelta (*Fpdel*)	*Fl - Ll - Fd - Ss - Stn*	Tabular	Espesor: < 3 m. Extensión: < 35 m.	Bases: horizontales netas. Techos: horizontales netos.	**Prodelta Dominado por Ríos**(*River-influenced prodelta*)
	Barras de desembocadura (*Sdmb*)	*Ss - Stn - Sl - Hta - Ht - Htp*	Tabular	Espesor: 1,5 - 1,9 m. Extensión: < 15 m.	Bases: horizontales netas. Techos: horizontales a ondulados.	**Barras de Desembocadura**(*Distributary Mouth-Bar*)
	Canales distributarios terminales (*Stdch*)	*Ss - Sh - Sl - Src - Sd*	Lenticular	Espesor: 0,2 - 1,6 m. Extensión: < 6 m.	Bases: concavas erosivas. Techos horizontales a ondulados netos.	**Canales Distributarios Terminales** (*Terminal Distributary Channels*)
	Planicies deltaicas subácueas (*FSpds*)	*Fl - Ll - Fm - Lm - Htp - Htpp - Sr - Sw - Src - Sl - Sh*	Tabular	Espesores: 1,2 - 3 m. Extensión: < 15 m.	Bases: horizontales netas. Techos: horizontales netos a transicionales.	**Planicies Deltaicas Subácueas** (*Subaqueous Delta Plains*)
Sistemas fluviales (*Fluvial systems*)	Canales simples (*Ssch*)	*Sm - St - Ss - Stn - Sl*	Lenticular	Espesor: 0,6 - 1,5 m. Extensión: <15.	Bases: concavas erosivas. Techos horizontales netos.	**Canales de Desbordamiento - Canales Distributarios** (*Crevasse Channels - Distributary Channels*)
	Canales meandrosos (*Scmen*)	*St - Sm - Stn - Sp - Sh - Sl*	Tabular a lenticular	Espesor: 1,2 - 6 m. Extensión: < 250 m.	Bases: cocavas erosivas. Techos: horizontales netos a transicionales.	**Canales Meandrosos de Moderada a Alta Sinuosidad**
	Canales entrelazados (*Scent*)	*Sm - St - Sl - Sh - Sr - Sw*	Tabular a lenticular	Espesor: 0,5 - 5 m. Extensión: 50 - 150 m.	Bases: cocavas erosivas. Techos: horizontales netos a transicionales.	**Canales Entrelazados de Moderada a Baja Sinuosidad**
	Barras de desborde (*SFbdes*)	*Sh - Sl - Hta - Ht - Htp - Sr - Sw*	Tabular	Espesor: 0,6 - 4,8 m. Extensión: < 10 m.	Bases: horizontales netas. Techos: horizontales netos.	**Albardone**s (*Crevasse levee*)
	Lobulos de desborde (*Slod*)	*Sm - Stn*	Lenticular (Lobular)	Espesor: 0,2 - 0,8 m. Extensión: < 15 m.	Bases: horizontales netas. Techos convexos netos a transicionales.	**Lóbulos de desbordamiento** (*Crevasse splay*)
	Depósitos de planicie (*Fpdi*)	*Fm - Lm - Sm - Fl - Calc*	Tabular	Espesor: 0,3 - 12 m. Extensión: < 150 m.	Bases / Techos: horizontales netos a transicionales.	**Planicie de Inundación** (*Floodplains*)

7.1- SISTEMAS FLUVIALES

7.1.1- CANALES SIMPLES (*Ssch*)

Descripción

La asociación de facies se halla representada por cuerpos arenosos de geometría externa lenticular con espesores comprendidos entre los 0,6 – 2,5 metros, y extensiones laterales que no superan los 35 metros. Las superficies que los delimitan por la base son cóncavas erosivas, y en los techos superficies netas horizontales. Presentan una relación ancho / profundidad (W/T) comprendida entre 6 – 17 clasificándose como "cintas amplias" o "*broad ribbons"* (Gibling, 2006). Los sedimentos acumulados presentan granulometrías de tamaño arenas finas a gruesas con coloraciones blanca-amarillentas, verdosas y rojizas claras. Internamente, por lo general, carecen de estructuras internas (*Sm*), aunque es posible reconocer areniscas con estratificación entrecruzada en artesas (*St*), entrecruzada sigmoidal (*Ss*), entrecruzada tangencial (*Stn*), y con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (*Sl*). Es frecuente que las bases de los canales contengan intraclastos pelíticos (IP) con diámetros que no superan los 2 cm (Figura 7.1.A-C).

En muchos casos, estos depósitos sufren procesos pedogenéticos donde se desarrollan rasgos de suelos como ser agregados, concreciones arcillosas y carbonáticas, niveles calcretizados, bioturbaciones de insectos y raíces.

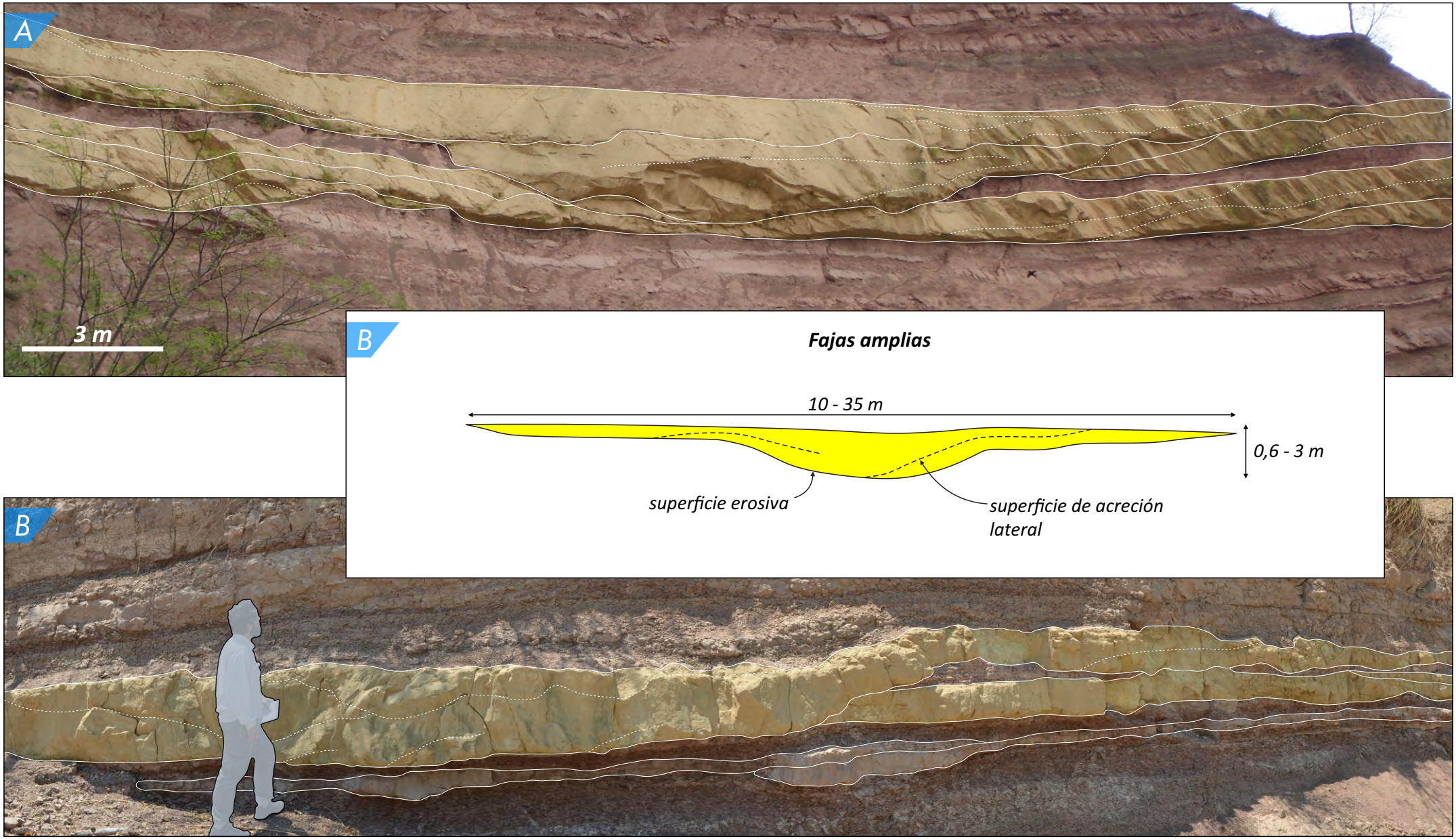
Interpretación

Esta unidad sedimentaria es interpretada como canales de desbordamiento (*crevasse channels*) originados en periodos de crecidas de los sistemas fluviales, donde se produce el avance de las descargas sobre las planicies de inundación (Mjøs *et al.*, 1993; Plint & Browne, 1994). En posible que estos canales simples de dimensiones relativamente pequeñas formen depósitos asociados a los sistemas de descarga que prograden dentro de las planicies de inundación y de los sistemas lacustres, conformando una red de canales distributarios anastomosados durante los primeros estadios de avulsión de los canales (Farrell, 2001; Gibling, 2006). Posteriormente estos sistemas son abandonados, quedando expuestos a procesos de exposición subaérea y de pedogénesis.

Asociaciones de Facies

Canales simples (Ssch) -

Figura 7.1



A - B. Vista general y foto interpretación de la asociación de canales simples (*Ssch*) - Notese los canales rellenos de areniscas (amarillo)
C. Esquema arquitectural simplificado de la asociación de canales simples - Principales caracteristicas

7.1.2- CANALES ENTRELAZADOS (*Scent*)

Descripción

Esta asociación se halla compuesta por cuerpos arenosos de geometría tabular a lenticular con espesores comprendidos entre 0,5 – 7 metros, y extensiones laterales que varían entre 50 - 150 metros. Las superficies que los delimitan por la base son cóncavas erosivas, y en los techos superficies netas horizontales a levemente transicionales (Figura 7.2.A). Presentan una relación W/T comprendida entre 50 – 100 clasificándose como "mantos angostos a extensos" o *narrow to broad sheets* (Gibling, 2006). En muchas oportunidades, es posible identificar arreglos internos grano-decrecientes se inician con arenisca con estratificación entrecruzada en artesas (*St*) y/o masiva (*Sm*) que gradan a areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (*Sl*), estratificación horizontal (*Sh*) y/o laminación ondulítica (*Sr - Sw*) (Figura 7.2.B). Los *sets* presentan espesores comprendidos entre los 0,3 – 2 metros, conformando estratos inclinados con inclinaciones entre inferiores a 10°. En ocasiones, se observan niveles pelíticos delgados tapizando los techos de estos niveles.

Los cuerpos generalmente muestran un apilamiento vertical y lateral conformando fajas de canales multiepisódicas que pueden alcanzar hasta 20 metros de espesor, las cuales se delimitan por superficies basales cóncavas erosivas. Estos depósitos mantienen una estrecha relación con los *depósitos de planicie (Fpdi)* (Figura 7.2.C).

Interpretación

Esta asociación de facies es interpretada como el relleno de canales dominados por la carga de lecho arenosa, acumulada a partir de la construcción de barras originadas por la migración de megaóndulas 3D y óndulas de corriente sobre el lecho del canal. Las barras estarían representadas por componentes de acreción lateral y frontal generando tanto formas simples como compuestas. La presencia de cuerpos arenosos amalgamados separados por superficies erosivas, son interpretados como un diseño de canales activos de moderada a baja sinuosidad que conforman fajas de canales con diseño entrelazado. La presencia de delgados niveles pelíticos en los topes de los *sets* inclinados, estarían representando depósitos de planicie de inundación acumulados durante la migración de los canales (Page *et al.*, 2003).

7.1.3- CANALES MEANDROSOS (*Scmen*)

Descripción

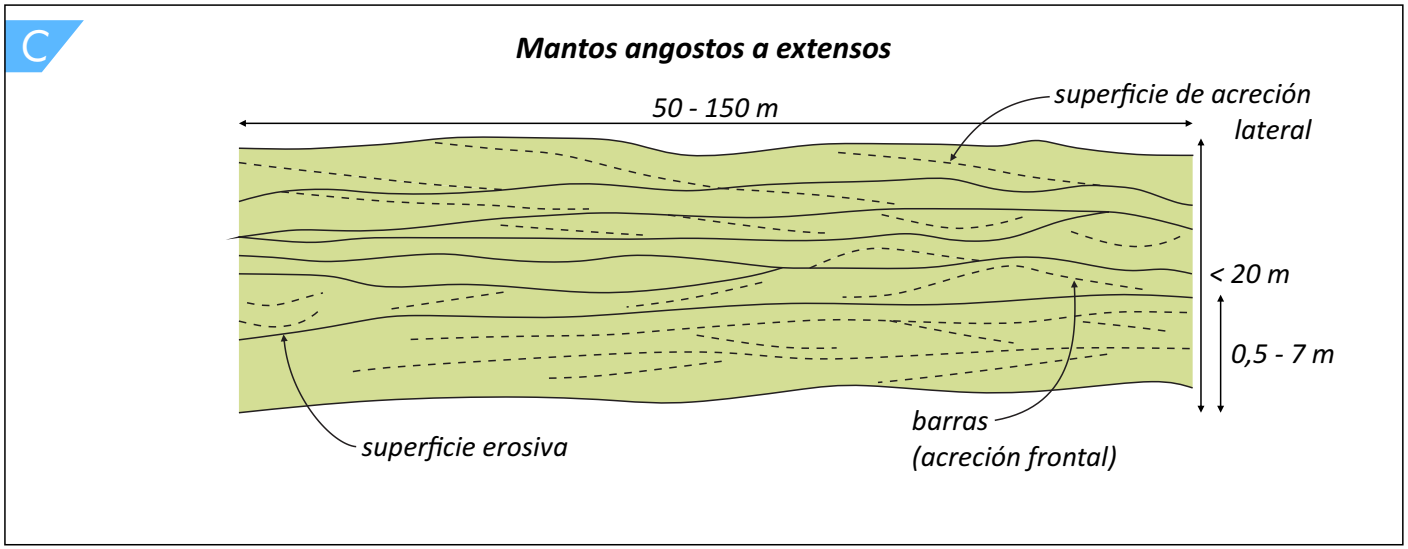
Esta asociación está compuesta por cuerpos arenosos de geometría tabular a lenticular con espesores comprendidos entre 1,2 – 8 metros, y extensiones laterales que varían entre 20 – 250 metros.

Asociaciones de Facies

Figura 7.2

Canales entrelazados (Scent) -







A. Vista general y foto interpretación de la asociación de canales entrelazados (*Scent*) - Notese como cada faja de canales rellenos de areniscas (amarillo-verdoso) incide tanto sobre fajas de canales mas viejas o sobre depósitos de planicie (verde). B. Detalle de areniscas entrecruzada planar (*Sp*) y en artesas (*St*).
C. Esquema arquitectural simplificado con las principales características

Las superficies que los delimitan por la base son cóncavas erosivas, y en los techos superficies netas horizontales a transicionales (Figura 7.3.A-D). Presentan una relación W/T comprendida entre 17 – 80 clasificándose como "mantos angostos" o *narrow sheets* (Gibling, 2006). Internamente estos mantos presentan una acreción lateral de estratos inclinados que se agrupan en *sets* limitados por superficies erosivas, los cuales se apilan conformando *cosets* (Bridge, 1993; 2003). Los *sets* presentan espesores de 0,2 – 0,8 metros, e inclinaciones comprendidas entre los 10° - 25° en sentido perpendicular a los ejes de los canales. Los *sets* en muchas ocasiones muestran un arreglo grano-decreciente conformado por areniscas medias a gruesas con estratificación entrecruzada en artesas (*St*), masivas (*Sm*), y/o entrecruzada tangencial (*Stn*) a planar (*Sp*), que gradan a areniscas finas a medias con estratificación horizontal (*Sh*) a estratificación entrecruzada de bajo ángulo (*Sl*) y/o areniscas masivas bioturbadas (*Sm*). En la base de estos estratos inclinados es común la presencia de intraclastos pelíticos (IP), como así también se observa un adelgazamiento de los mismos hacia el techo, interdigitando con facies de la asociación de *depósitos de planicie* (*Fpdi*). Los techos de los canales presentan distintos grados de bioturbación de trazas fósiles de insectos y raíces, que alteran la estructura interna primaria generando depósitos masivos (*Sm*) (Figura 7.3.E).

Las paleocorrientes medidas en los ejes de las artesas (depósitos de acreción frontal) y en los depósitos de acreción lateral de estos cuerpos, muestra una amplia dispersión, manteniendo mayormente un sentido hacia los cuadrantes suroeste-noreste.

Interpretación

Esta asociación de facies es interpretada como el relleno de canales fluviales a partir de la construcción de barras originadas por la migración de megaóndulas y óndulas sobre el lecho del canal. La presencia de superficies inclinadas dentro de estos depósitos, de orientación perpendicular a los ejes de los canales principales, muestran el desarrollo de estructuras de acreción lateral originadas por la acumulación de las barras, evidenciando el desarrollo de márgenes convexos en canales de moderada a alta sinuosidad (Bridge, 1993, 2003; Page *et al.*, 2003). Por su parte, la presencia de arreglos grano-decrecientes son interpretados como una disminución gradual en el régimen de flujo de estos cursos.

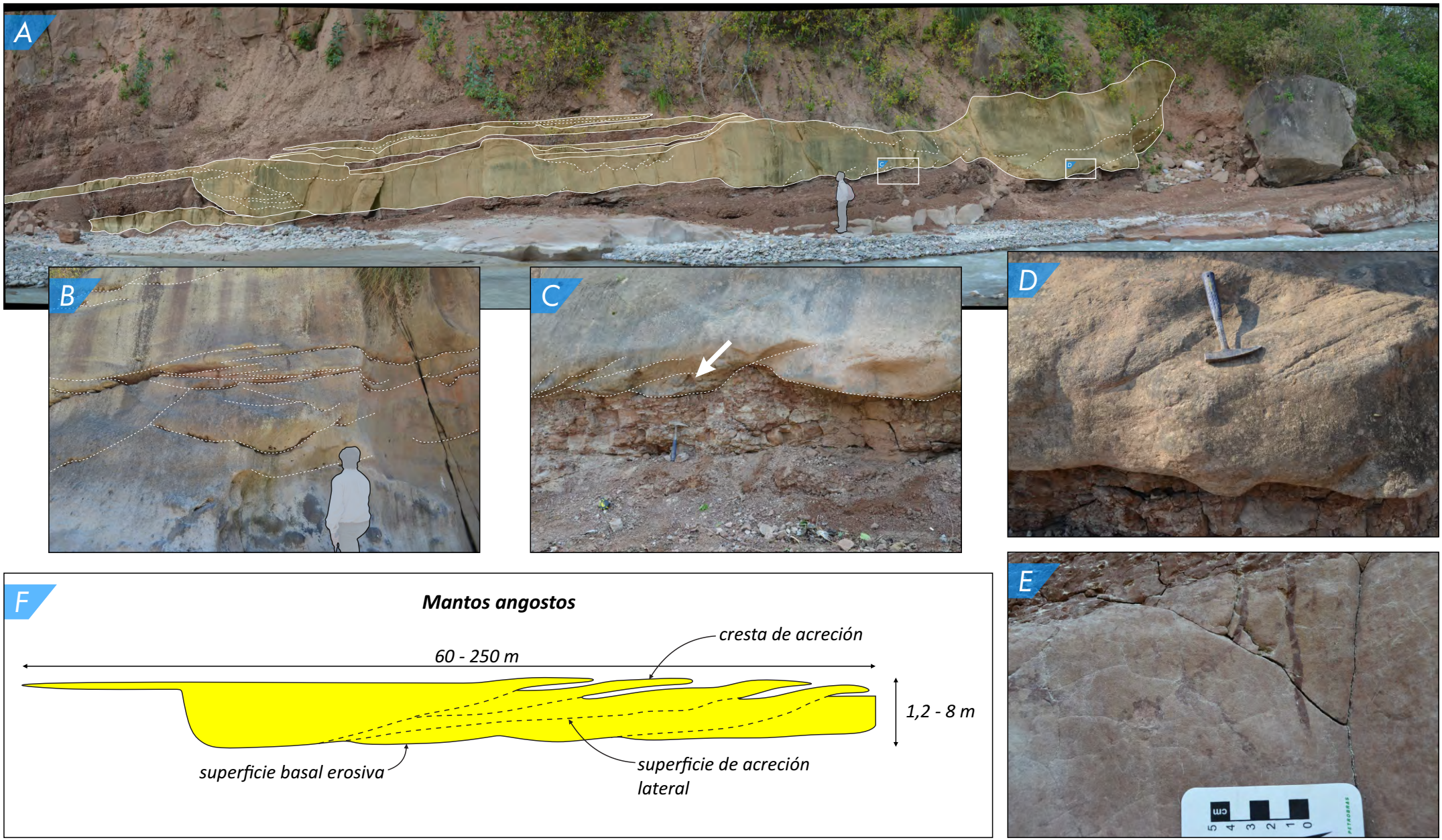
La estrecha relación que mantiene los *sets* con los depósitos de planicie en superficies de acreción lateral de las barras, se relacionan a sistemas fluviales desarrollados en planicies aluviales de muy bajo relieve topográfico, con alta proporción de sedimentos finos en suspensión, mostrando un bajo gradiente y una tendencia a disminuir aguas abajo (Knighton & Nanson, 1994).

A partir de las relaciones W/T, la presencia de estructuras de acreción lateral y de estructuras internas de que evidencian corrientes unidireccionales de moderada a baja energía, se interpreta como la

Asociaciones de Facies

Figura 7.3

Canales meandrosos (Scmen) -



A. Vista general y foto interpretación de la asociación de canales meandrosos (*Scmen*) - Notese los canales rellenos de areniscas (amarillo). B. Detalle canales amalgamados con rellenos de areniscas entrecruzadas en artesas (*St*). C. Detalle de superficies de acreción lateral - Notese la presencia de intraclastos pelíticos (flecha blanca) D. Detalle de areniscas entrecruzadas (*Sp*). E. Detalle de bioturbaciones en el techo del canal (*Sm*). F. Esquema arquitectural simplificado con las principales características

acumulación de sedimentos dentro de un sistema fluvial de diseño meandroso de moderada a alta sinuosidad.

7.1.4- BARRAS DE DESBORDE (*SFbdes*)

Descripción

Esta asociación está caracterizada por paquetes fango-arenosos de geometría externa tabular con espesores de 0,6 – 4,8 metros (Figura 7.4.A). Se encuentran delimitados tanto en la base como en el techo, por superficies netas horizontales. Internamente se componen de facies heterolíticas (*Hta – Ht – Htp*), areniscas con estratificación horizontal (*Sh*) a estratificación entrecruzada de bajo ángulo (*Sl*) y con laminación ondulítica (*Sr - Sw*). Pueden conformar secciones con arreglo tanto granocrecientes como granodecrecientes. Comúnmente, en estos depósitos se observan grietas de desecación, briznas vegetales y bioturbaciones (Figura 7.4.B-C).

Esta asociación mantiene una estrecha relación espacial (vertical y lateral) con las unidades de *canales simples (Scch)*, *lóbulos de desborde (Slod)*, depósitos de planicie (*Fpdi*) y la *asociación fango-dominada* (*FSmdf*).

Interpretación

La presencia de depósitos fango-arenosos intercalados denota la alternancia de episodios dominados por flujos tractivos unidireccionales y momentos de calma donde dominaron procesos de decantación del material en suspensión. Las capas de areniscas son el resultado de corrientes pulsatorias con capacidad de transportar material del lecho y depositarse con estructura interna con laminación ondulítica (*Sr – Sw*) y estratificación horizontal a estratificación entrecruzada de bajo ángulo (*Sl - Sh*), probablemente originado por flujos de desborde asociados a inundaciones. Estos depósitos posteriormente fueron abandonados quedando sometidos a procesos de exposición subaérea.

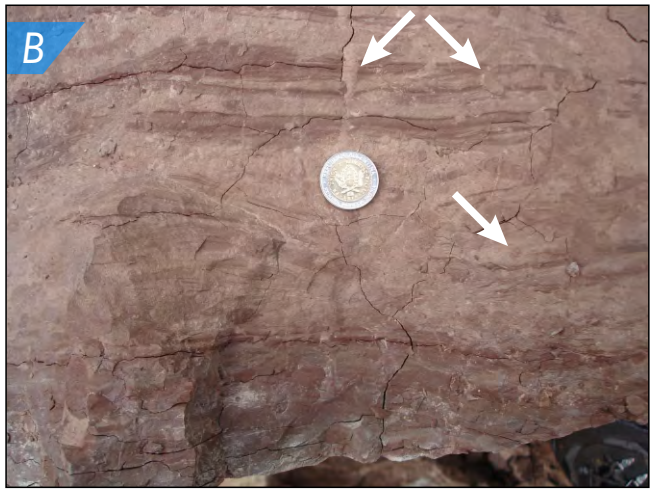
Con lo dicho, se interpreta a estas acumulaciones como depósitos multiepisódicos de desborde y albardones (Ferrell, 2001; Bridge, 2003). La relación espacial con las unidades de *canales simples (Scch)*, *lóbulos de desborde (Slod)*, y la *asociación fango-dominada* (*FSmdf*), sugiere que estos depósitos representan un ambiente de planicies de inundación en sistemas de acumulaciones de baja pendiente (sistemas fluviales distales a lacustres someros).

Asociaciones de Facies

Figura 7.4

Barras de desborde (SFbdes) -





B. Detalle de niveles heterolíticos y de areniscas con estructuras biogénicas (flechas blancas)

C. Detalle de hiporelieve positivo de grietas de desecación en areniscas de la asociación de *SFbdes*



A. Vista general de la asociación de barras de desborde (*Sbdes*) - Notese el arreglo estrato-granocreciente

Lóbulos de desborde (Slod) -



D. Vista general y foto interpretación de la asociación de lóbulos de desborde (*Slod*) - Notese los canales rellenos de areniscas (amarillo)

7.1.5- LÓBULOS DE DESBORDE (*Slod*)

Descripción

Esta asociación se halla caracterizada por cuerpos de areniscas con geometría externa lenticular con espesores comprendidos entre 0,2 – 0,8 metros, y extensiones laterales que no superan los 15 metros. Lo delimitan en la base superficies netas horizontales y en los techos superficies netas convexas hacia arriba (Figura 7.4.D). La componen areniscas finas a medias de coloraciones blanco-amarillentas a rojizas claras, mayormente masivas (*Sm*), y en menor medida con estratificación entrecruzada de tangencial (*Stn*). Comúnmente, en estos depósitos se observan grietas de desecación, briznas vegetales y bioturbaciones.

Interpretación

Esta asociación de estructuras internas simples y geometrías externa lenticular es interpretada como depósitos de lóbulos de desborde o explayamiento, originados durante periodos de inundación (Mjøs *et al.*, 1993; Miall, 1996). Durante estos períodos de inundación se producían eventos aislados de desborde hacia zonas las zonas de planicie de inundación que se hallaban en zonas topográficamente deprimidas.

7.1.6- DEPÓSITOS DE PLANICIE (*Fpdi*)

Descripción

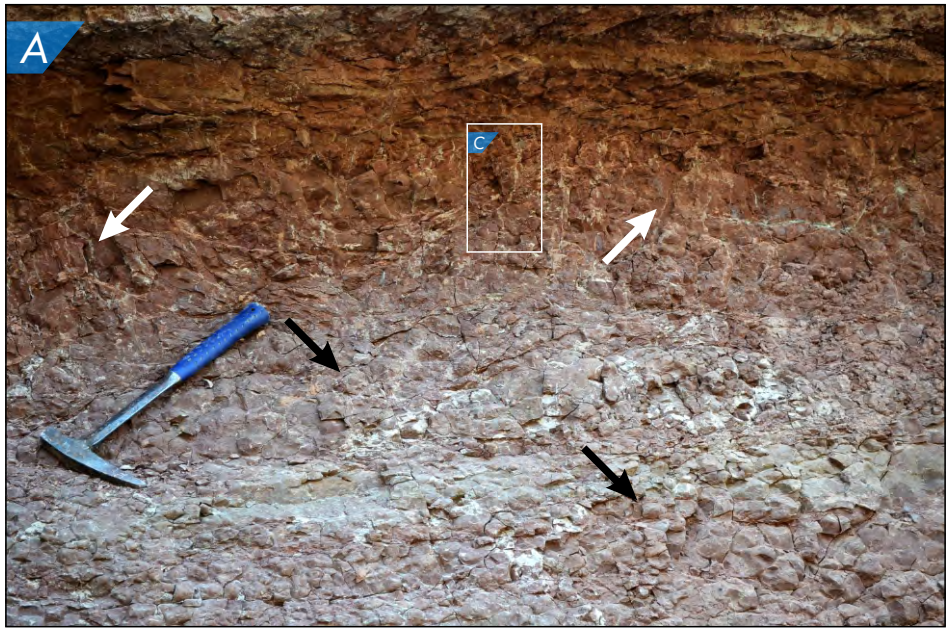
Esta asociación está caracterizada por paquetes de geometría externa tabular, con espesores muy variables comprendidos entre los 0,3 – 12 metros (Figura 7.5.A). La delimitan en la base superficies netas a transicionales, y en los techos superficies marcadas horizontales o en muchas ocasiones, están truncados por superficies erosivas relacionadas con las asociaciones de *canales en manto (Scman)* o *canales simples (Scch).* Se compone principalmente de facies fangosas de coloraciones rojizas, generalmente de aspecto masivo, y con diferentes grados de pedogénesis. Las facies que caracterizan a estos paquetes están dadas por fangolitas masivas (*Fm*), fangolitas masivas con estructura de suelos (*Fm*), limolitas masivas (*Lm*), limolitas masivas con estructura de suelos (*Lm*), areniscas muy finas masivas (*Sm*) y areniscas masivas bioturbadas (*Sm*), y en menor medida por fangolitas laminadas (*Fl*) (Figura 7.5.A-F). En estos depósitos, se destaca la presencia de rasgos pedogenéticos como son la formación de distintos tipos de agregados de suelo (con estructura granular, migajosa, en bloque y prismática), moteados, cutanes/barnices, nódulos, concreciones y calcretes (*Calc*), como así también grietas de desecación, y bioturbaciones de insectos y raíces (rizolitos y rizoconcreciones) (Figura 7.5.C-F).

Muchas veces los paquetes pelíticos intercalan con niveles arenosos lenticulares y geometría externa triangular, de poco espesor (0,1 – 0,4 m) y extensiones inferiores a los 10 metros (Figura 7.3.A),

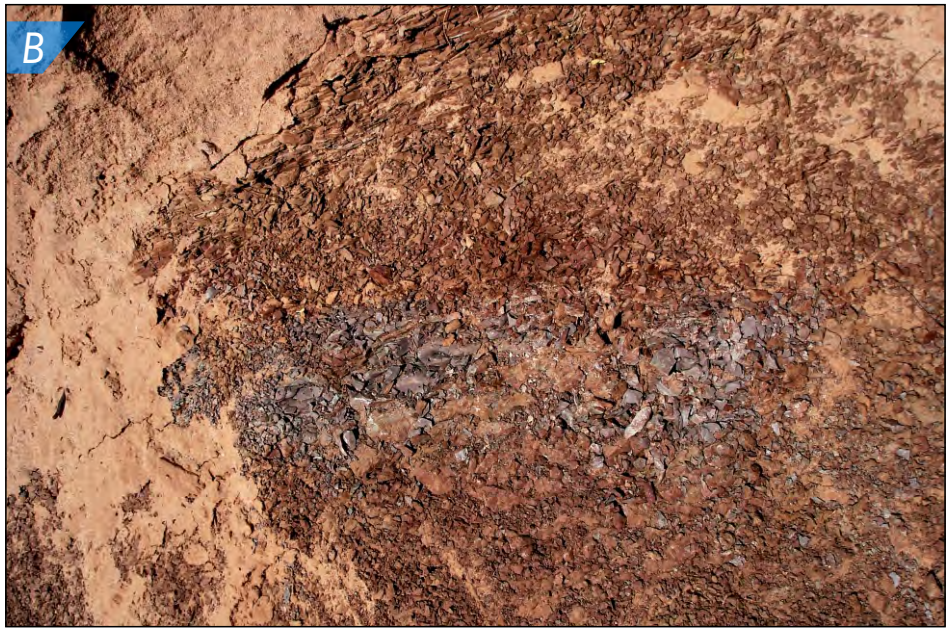
Asociaciones de Facies

Depósitos de planicie (Fpdi) -

Figura 7.5



A. Vista general de la asociación de depósitos de planicie (*Fpdi*) - Notese la presencia de agregados de suelos (flechas negras) y rizolitos (flechas blancas)



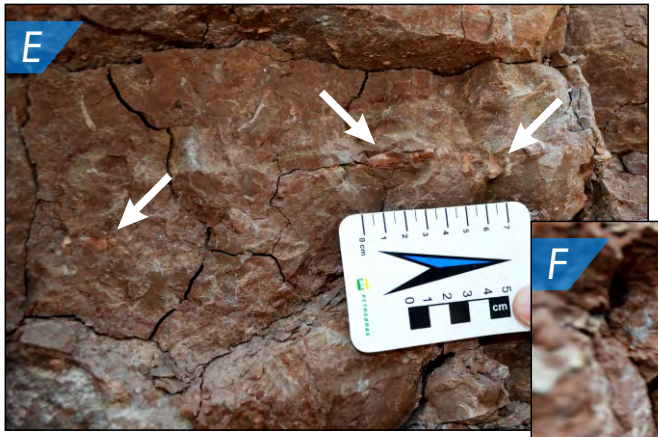
B. Vista general de depósitos de planicie (*Fpdi*) - Notese los niveles de fangolítas laminadas (*Fl*) y masivas con agregados de suelos (*Fm*) de coloraciones rojizas y grises oscuras



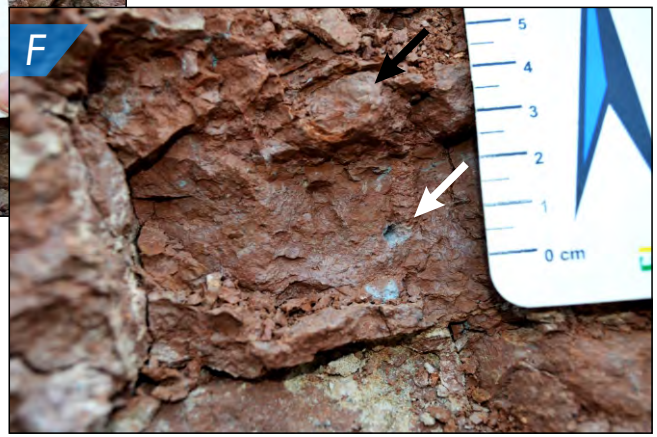
C. Detalle de rizolitos en fangolitas masivas con agregados de suelos (*Fm*)



D. Detalle de bioturbación de insectos en limolitas masivas con agregados de suelos (*Lm*)



E. Detalle de concreciones (flechas blancas) en fangolitas masivas (*Fm*)



F. Detalle de moteados verdosos (flecha blanca) y barnices (flecha negra) en fangolitas masivas (*Fm*)

vinculados a los cuerpos arenosos de las asociaciones de *canales en manto (Scman)* o *canales simples (Scch)*. Estas capas son definidas como "alerones" o "*wings"* por Stear (1983).

Interpretación

Los depósitos de granulometrías finas representan la acumulación a partir de procesos de decantación de sedimentos que se hallan en suspensión dentro de planicies de inundación, relacionadas a sistemas fluviales. La acumulación de material tendría su origen a partir de eventos de inundación periódicos. Los rasgos edáficos presentes son característicos de suelos desarrollados en climas húmedos con marcada estacionalidad (Retallack, 2001). Estas planicies, habrían sido drenadas (descenso del nivel freático) dejando los suelos expuestos a procesos de oxidación, evidenciados aquí por una marcada coloración rojiza. Los rasgos mencionados son indicadores de suelos en áreas con un drenaje moderado a bueno dentro de planicies de inundación distales (Kraus & Aslan, 1993). Estos tipos de suelos pueden ser clasificados como oxisoles, molisoles a alfisoles y vertisoles (según *U.S. Soil Taxonomy 1975, 1998*) característicos de climas húmedos, desarrollados en las planicies de inundación fluviales o dentro de planicies de inundación asociadas a los sistemas lacustres (Boul *et al.*, 2011).

Los niveles arenosos lenticulares, son el producto de la acumulación durante la desaceleración de corrientes unidireccionales vinculadas a crecidas y/o desbordamientos eventuales de un canal principal (Miall, 1996; Bridge, 2003).

7.2- SISTEMAS LACUSTRES SOMEROS DE GRANDES HUMEDALES

7.2.1- ASOCIACIÓN DE DEPÓSITOS SUBLITORALES LACUSTRES (*Flam*)

Descripción

Esta asociación de facies se encuentra dominada mayoritariamente por fangolitas de coloraciones variadas, entre las que se destacan las tonalidades rojizas, moradas y verdosas. Estos intervalos pelíticos se caracterizan por fangolitas con una marcada laminación horizontal (*Fl*), y en menor medida, por fangolitas masivas (*Fm*), con estructuras deformacionales (*Fd*) y heterolíticas lenticulares (*Htpp*). Conforman cuerpos tabulares con espesores variables de escala métrica (0,9 – 8 m), donde su geometría externa tabular se halla delimitada por bases y techos horizontales netos a transicionales (Figura 7.6.A-B). Dentro de esta unidad sedimentaria fueron hallados restos fósiles de vertebrados (peces óseos, tortugas y cocodrilos - Figura 7.6.C) e invertebrados de ostrácodos y foraminíferos (ver Capítulo 6).

Esta asociación sedimentaria mantiene una estrecha relación principalmente vertical con los depósitos de la *asociación de shoreface lacustres* (*Ssho*) (Figura 7.6.A).

Interpretación

Estas acumulaciones dominadas por facies finas laminadas habrían tenido lugar en ambientes de muy baja energía, donde dominaban los procesos de decantación a partir de sedimentos que se encuentran en suspensión y/o por débiles corrientes tractivas. La presencia de coloraciones rojizas y moradas ponen de manifiesto que estos depósitos fueron depositados bajo condiciones oxidantes. Por otra parte, los niveles pelíticos verdosos (Figura 7.6.B) demuestran que los sedimentos se mantuvieron saturados en agua y bajo condiciones reductoras (Wright & Sandler, 1994; Reinhardt & Ricken, 2000; Abdul Aziz *et al.*, 2003). Estos patrones alternantes de coloración de los depósitos fangosos, evidencian la alternancia entre condiciones oxidantes y condiciones reductoras dentro de los ambientes sublitorales de los sistemas lacustres. Las fangolitas comúnmente sufren deformación interna como resultado de una carga diferencial subácuea relativamente densa, en donde los potentes paquetes pelíticos no soportan la alta presión poral de fluidos (Cole & Picard, 1975; Stanley & Surdam, 1978; Keighley *et al.*, 2003; Keighley, 2008).

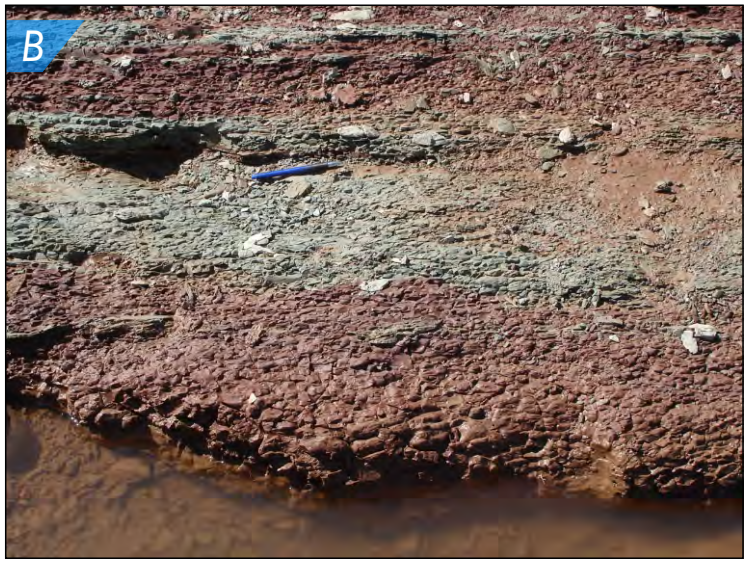
El registro fósil encontrado dentro de esta asociación de facies se compone principalmente de invertebrados (ostrácodos y foraminíferos), aunque en ocasiones fueron hallados restos de vertebrados como peces siluriformes y teleósteos (vértebras, aletas y escamas), placas de tortugas y restos de cocodrilos (fragmentos craneales y post-craneales de *Mourasuchus* sp. - Figura 7.6.C). Desde un punto de vista tafonómico, podemos destacar que las piezas se concentraban desarticuladas; a pesar de esto, los elementos post-craneales (vertebras) de cocodrilos respetaban el ordenamiento continuo en posición de vida, lo que implicaría un leve transporte *post-mortem* (parautóctono) y un posterior entierro relativamente rápido (Tineo *et al.*, 2015). La preservación de partes blandas tanto de animales como de plantas dentro de esta asociación es inexistente, evidenciando un alto grado de descomposición posiblemente asociado a una alta oxigenación. Diferentes autores demuestran que la descomposición de restos blandos es inevitable en aguas someras (< 10 m) con temperaturas de 14 - 16°C, o a profundidades mayores a los 10 metros a temperaturas por sobre los 22°C (Elder, 1985; Ferber & Wells, 1995). La asociación faunística encontrada es indicativa de ambientes dulceacuícolas lacustres y fluviales de climas cálidos a templados (Cione *et al.*, 2005; Vizcaíno *et al.*, 2012; Bona *et al.*, 2013; Tineo *et al.*, 2015). Diversos autores han discutido sobre la paleoecología de las distintas especies de ostrácodos y foraminíferos hallados en estos depósitos. Los más recientes los relacionan a ambientes lacustres de agua dulce y salobre de baja energía (Dias Niocolaidis & Coimbra, 2008; Ramos, 2006; Wouters & Martens, 1992, 1994).

Los procesos sedimentarios interpretados y la asociación fósil presente en esta asociación de facies, sugieren que estos depósitos fueron acumulados en ambientes lacustres someros y/o humedales (*shallow water fine deposits - wetlands*) bajo condiciones de baja energía, representado los sectores más profundos del sistema (sublitoral). Las condiciones de oxigenación y descomposición de la materia orgánica ponen de

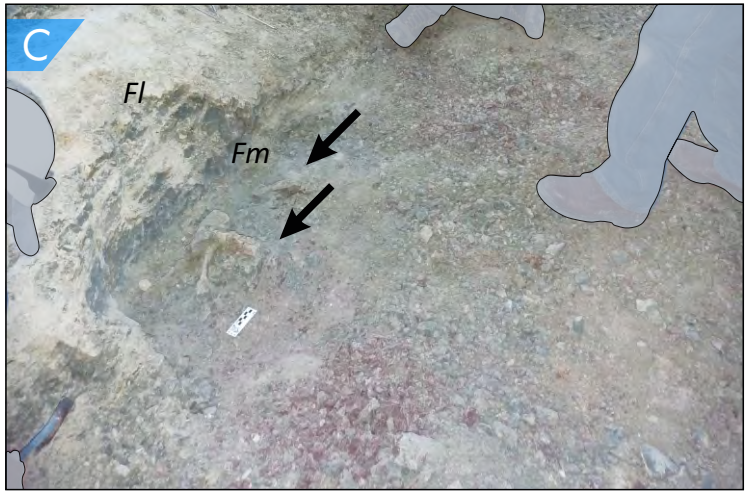
Asociación de Depósitos Sublitorales Lacustre (Flam) -



A. Vista general de conjunto de capas tabulares de fangolitas laminadas (*Fl*) - interpretados como depósitos lacustres de offshore (*sublitoral lacustre*)



B. Detalle de conjunto de capas de fangolitas verdosas (reducción) y rojizas (oxigenación)



C. Restos fósiles de *Mourasuchus sp.* en fangolitas masivas (*Fm*)



D. Detalle de capas de fangolitas laminadas y heterolíticas lenticulares con deformación sinsedimentaria (*Fd*)

manifiesto que las profundidades máximas no habrían superado los 10 metros de profundidad, donde los procesos dominantes fueron decantativos.

7.2.2- ASOCIACIÓN DE *SHOREFACE* LACUSTRE (*Ssho*)

Descripción

Esta asociación se compone de conjuntos de capas arenosas de coloraciones variadas (blanquecinos, grises, verdosos y rojizos) dominantemente claras. Conforman cuerpos tabulares con espesores de 0,4 – 2,6 metros y extensiones laterales apreciables de 40 metros, delimitados en la base por superficies netas a levemente erosivas. Los niveles que integran este conjunto se componen de areniscas finas a gruesas con geometrías externas tabulares a lenticulares, con espesores comprendidos entre los 0,1 – 0,6 metros. Los niveles se caracterizan por la presencia de areniscas con estratificación entrecruzada planar (*Sp*), areniscas entrecruzadas tangenciales (*Stn*), areniscas mixtas silicoclásticas con bivalvos (*SMSbv*), areniscas con laminación ondulítica (*Sr*) y heterolíticas de tipo *wavy* y *flaser* (*Ht – Hta - Htaa*). Ocasionalmente, los conjuntos de esta asociación se hallan conformados por capas de areniscas mixtas silicoclásticas con ooides (*SMSod*) o areniscas mixtas aloquímicas (C*MS*), que intercalan con niveles de fangolitas laminadas (*Fl*) (Figura 7.7.A-C). En muchas oportunidades, los techos de las capas preservan las óndulas asimétricas (BSI > 1,5) con índices de óndula promedios de 10,75 (BI > 15 - flujos combinados) (Perillo *et al.*, 2014). También es posible observar en muchos de los topes de las capas trazas fósiles de *Skolithos* y *Arenicolites* con índices de bioturbación bajos a moderados.

Los niveles de areniscas mixtas aloquímicas (*CMS*) presentan concentraciones fósiles de invertebrados, en su gran mayoría bivalvos, donde los organismos se hallan desarticulados con distintos grados de retrabajo de las valvas observándose tanto valvas fragmentadas como no fragmentadas. En sección transversal se observa que las valvas se agrupan formando apilamientos (*stacking*), y en algunos casos nidos (*nesting*), con disposiciones muy variables con respecto a la estratificación (de concordantes a oblicuas) (Figura 7.7.D-E).

Los paquetes arenosos de la asociación de facies descripta comúnmente erosionan y cubren a la *asociación de depósitos sublitorales lacustres* (*Flam*).

Interpretación

Los niveles arenosos con estructuras unidireccionales representan flujos tractivos de energía moderada a alta, depositados durante la expansión y desaceleración de corrientes fluviales dentro de cuerpos de agua. Posteriormente muchas de estas acumulaciones, son retrabajadas por la acción

Asociaciones de Facies

Figura 7.7

Asociación de shoreface lacustre (Ssho) -



A. Vista general de conjunto de capas tabulares de la asociación de depósitos *shoreface* lacustres (*Ssho*) - Litoral lacustres



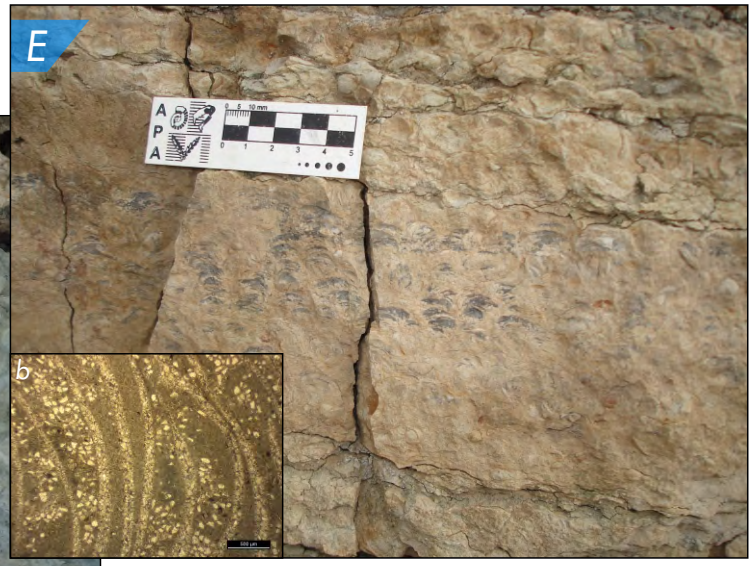
B. Detalle de conjunto de capas de *SMSod* con techos con óndulas asimétricas (flechas negras) - b) detalle de ooides en sección delgada



C. Detalle de capas de *SMSbv, CMS* y *Htaa* (*Ssho*)



D. Detalle de capas de areniscas mixtas silicoclásticas con bivalvos (*SMSbv*) con arreglo en forma de nidos (*nesting*)



E. Detalle de capas de areniscas mixtas aloquímicas (*CMS*), con arreglos en forma de apilamiento - b) detalles de apilamiento en sección delgada

intermitente de flujos combinados (con una componente más traslativa que oscilatoria), sobre el nivel de base de olas de buen tiempo, y depositadas en pequeños bancos (*shoals*) o playas dentro del *shoreface* de un ambiente lacustre somero (Milroy & Wright, 2002; Keighley *et al.*, 2003; Mc Glue *et al.*, 2010; Tänavsuu-Milkeviciene & Sarg, 2012; Norsted *et al.*, 2015). Los procesos mencionados tienen la capacidad de removilizar y concentrar los componentes bioclásticos conformando niveles de areniscas mixtas aloquímicas. Durante períodos donde el sistema fluvial cesaba su aporte, los procesos de decantación favorecían la acumulación de las facies finas sobre los niveles arenosos. La presencia de *Skolithos* y *Arenicolites* estarían reflejando condiciones de energía moderada a alta.

7.2.3- ASOCIACIÓN DE *FORESHORE* ARENOSO (*Ssdf*)

Descripción

Esta asociación se halla representada por conjuntos de capas de arenas medias a limosas, de coloraciones blanquecinas a grisáceas verdosas-amarillentas. Los paquetes exhiben una geometría tabular con espesores variables entre 0,3 – 1,4 metros, y limitados en la base por superficies horizontales muy marcadas (netas). Los niveles que conforman estos conjuntos, presentan espesores de escala centimétrica (0,01 – 0,6 metros), caracterizados por areniscas mixtas silicoclásticas con bivalvos (*SMSbv*), areniscas mixtas fangosas carbonáticas (*CMmS*), areniscas con laminación ondulítica (*Sr* - *Sw*), areniscas con estratificación horizontal (*Sh*) a estratificación entrecruzada de bajo ángulo (*Sl*), y en menor medida por areniscas masivas (*Sm*). Eventualmente, entre estos intercalan niveles de fangolitas masivas (*Fm*) con rasgos de exposición subaérea (Figura 7.8.A y C).

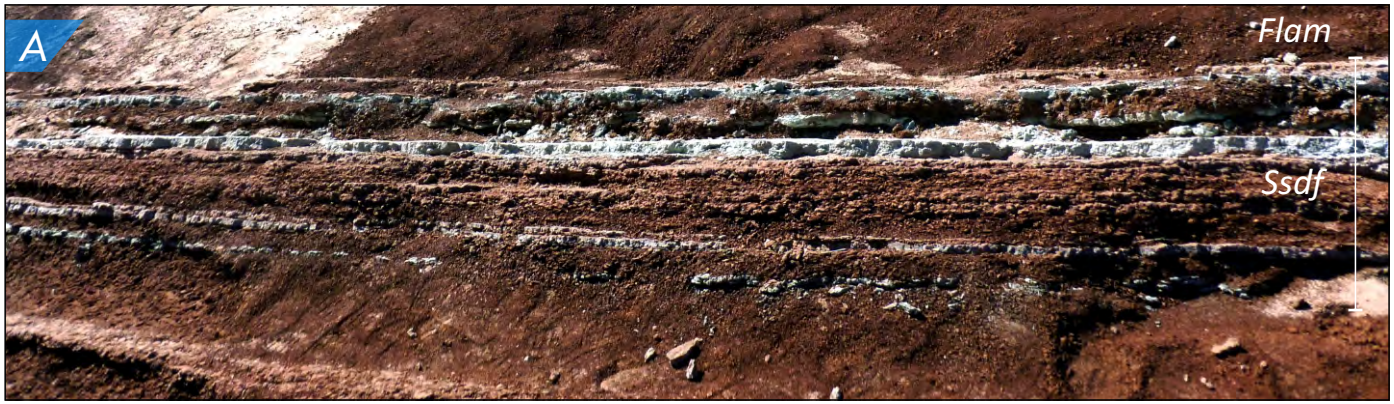
Los niveles de areniscas con laminación ondulítica (*Sr*), se caracterizan por distintas morfologías dependiendo de su índice de simetría. Se observan óndulas simétricas (*Sw*), levemente asimétricas (*Sr*) y de interferencia (*Sri* – *ladder ripples*). Estas formas de lecho en sección transversal presentan longitudes de onda (λ) comprendidas entre 50 – 350 milímetros y alturas de óndulas (η) entre 5 – 25 milímetros. Por su parte, en una vista en planta, las óndulas presentan crestas continuas rectas (óndulas 2D) y continuas sinuosas (óndulas 3D) (Figura 7.8.B, F y G).

Los niveles de areniscas mixtas silicoclásticas con bivalvos (*SMSbv*) presentan distintas concentraciones y disposiciones de las valvas de los moluscos. Las concentraciones de bivalvos se presentan con 2 arreglos tafonómicos principales: i) la primera de ellas como acumulaciones *Anidadas* (AN), donde las concentraciones de las valvas muestran una biofábrica distintiva con un empaquetamiento vertical en nidos o rosetas (Figura 7.8.D); y ii) el segundo patrón de acumulación es en *Pavimento* (PA), en este caso la disposición de las valvas es convexa hacia arriba ocupando una gran parte de la superficie en el techo de los niveles (Figura 7.8.E). En menor medida, es posible reconocer un tercer tipo de patrón, donde

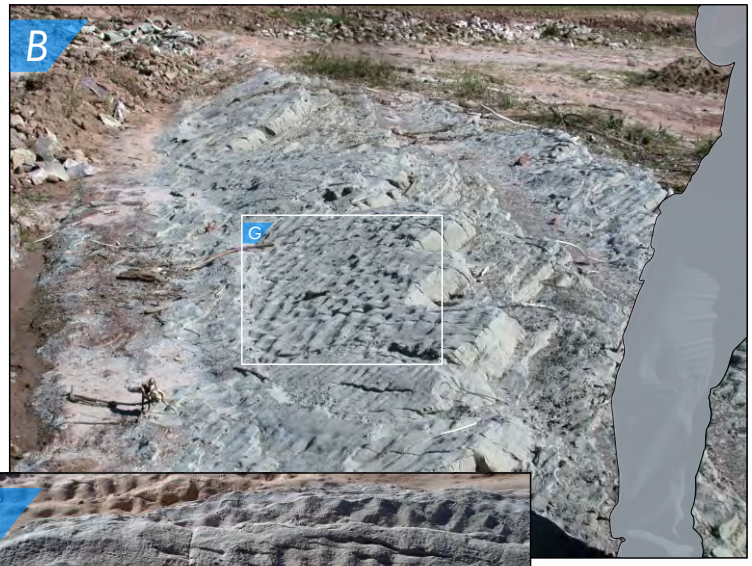
Asociaciones de Facies

Figura 7.8

Asociación de Foreshore Arenoso (Ssdf) -



A. Vista general de conjunto de capas tabulares de la asociación areno-domina (*Ssdf*) - Litoral lacustres



B. Vista general de la asociación areno-domina (*Ssdf*) - conjunto de capas con trenes de óndulas (*Sr-Sw*)

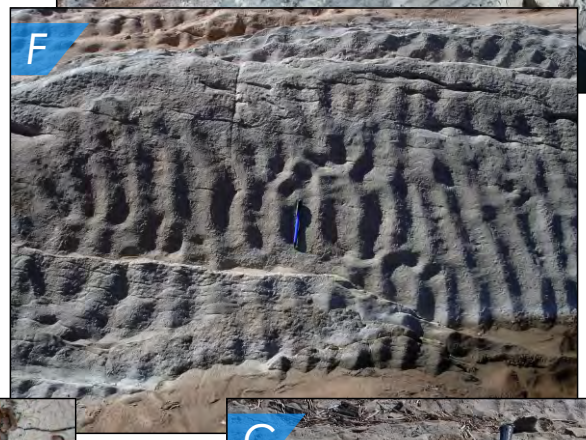


C. Detalle de capas de *SMSbv* (*Ssdf*)





D. Detalle niveles de *SMSbv* con arreglos en rosetas (AN)
E. Detalle niveles *SMSbv* con arreglos en pavimentos (PA)





F. Detalle niveles de areniscas con óndulas asimétricas (*Sr*)
G. Detalle de capas con óndulas de interferencia (*Sri*)

las valvas se preservan en forma *Aislada* (AI), con individuos en posición de vida (*Lokeia* isp.) y/o dispuestas en "mariposa" (para más detalles ver Capítulo 6).

Las areniscas mixtas también presentan contenidos variables de invertebrados fósiles representados por restos de ostrácodos, gastrópodos y foraminíferos, y por restos de algas verdes (carofitas) (ver Capítulo 6).

En algunos de estos niveles arenosos se encontraron huellas indeterminadas formando rastrilladas (*Repichnia*) de 2 a 3 metros de longitud, como también así traza indeterminada de reposo (*Cubichnia*) y/o de arrastre de vertebrados.

Los depósitos de esta asociación de facies mantienen una estrecha relación espacial y estratigráfica con depósitos de la *asociación de foreshore fangoso* (*Fmdf*).

Interpretación

Los niveles de facies de areniscas con laminación ondulítica (*Sr - Sw*), al igual que las areniscas con estratificación horizontal (*Sh*), responden a procesos tractivos subcríticos a supercríticos propios de flujos de pocos centímetros de espesor, de corrientes de baja competencia en las fases de óndula a capa plana (Arnnott & Southard, 1990; Aspler *et al.*, 1994; Keighley, 2008; Davidson-Arnott & van Heyningen, 2003; Norsted *et al.*, 2015). A partir de los parámetros de óndulas y granulométricos, se obtuvieron valores estimativos de la altura de las olas (*H*) y la profundidad del agua (*h*) que dieron origen a las óndulas halladas dentro de esta asociación de facies. Para ello, se utilizaron las ecuaciones empíricas de Tanner (1971):

(1) $H = 38{,}52 + 1{,}89\,\lambda - 7{,}11 \ln \phi$

(2) $\ln h = 22{,}74 + 0{,}97\,\lambda - 3{,}72 \ln \phi - 0{,}41\,H$

Siendo *H* la altura de la ola en centímetros, *h* es la profundidad del agua en centímetros, λ la longitud de onda en centímetros, y ϕ el tamaño de grano en micrones (Tanner, 1971; Aspler *et al.*, 1994). Los resultados obtenidos reflejan valores promedios de alturas de olas de 21,33 centímetros que varían entre 11,14 – 36,30 cm, y profundidades del agua de 1,17 metros con valores máximos y mínimos de 0,4 – 5,45 metros, demostrando así su carácter somero.

Los depósitos de areniscas mixtas silicoclásticas con bivalvos (*SMSbv*) son el resultado de episodios de colonización de organismos invertebrados en las márgenes de los cuerpos de agua, seguidos de una mortalidad en masa producto de eventos transgresivos causados por tormentas y/o por oscilaciones de baja frecuencia del nivel del agua. A su vez, los diferentes patrones de acumulación bioclástica representan

eventos de concentración formados por un breve retrabajamiento hidráulico (Kidwell, 1991). Las acumulaciones en *Pavimento* son producto de corrientes unidireccionales donde el flujo requiere una fuerza mayor que el coeficiente de arrastre para poder sostener las valvas convexas hacia arriba. Por otra parte, las acumulaciones *Anidadas* son originadas por corrientes oscilatorias donde la acción del oleaje forma planicies arenosas con este patrón de acumulación (Allen, 1992). Los niveles arenosos en los se observan individuos en forma *Aislada*, conservados en posición de vida y en aquellos levemente transportados con ambas valvas unidas en "mariposa", evidencian pulsos súbitos cargados de sedimentos en suspensión que produjeron el sofocamiento inmediato (evento obruptivo) y la muerte *in situ* de los mismos (Seilacher, 1982; Brett & Seilacher, 1991).

La presencia de intercalaciones pelíticas en intervalos discretos, sugiere que la acumulación fue controlada por procesos de tracción-decantación posiblemente relacionados a cambios de mayor frecuencia del nivel del agua y aporte de material fino. Posiblemente la presencia de material pelítico se deba a un aumento en la profundidad del agua asociado a mayores descargas fluviales ante variaciones estacionales en el régimen de lluvia (Aspler *et al.*, 1994).

La microfauna representada por ostrácodos de las Aff*. Cyprideis* sp., el foraminífero *Ammonia* Cf*. beccarii*, y la presencia de carofitas (Cf*. Chara* sp*.* y *Characeae* indet*.)* reconocidas dentro de esta unidad sedimentaria, constituyen una asociación relacionada a ambientes dulceacuícolas a salobres de poca profundidad. La presencia de huellas indeterminadas sobre los techos de los niveles arenosos, sustenta la interpretación de que los sedimentos fueron acumulados en ambientes de bajas profundidades por donde los animales vertebrados podían caminar y reposar.

De esta forma, es que se interpreta esta asociación de facies como depósitos de planicies arenosas lacustres (*sandflat*) ubicadas en el *foreshore* de un sistema lacustre someros. Las planicies se hallan bajo estrés hídrico permanente donde el nivel del agua, tanto a corto como largo plazo, fluctúa por modificaciones del nivel freático, dejando eventualmente estas planicies subácueas expuestas a condiciones de exposición subaérea en todas las escalas temporales (Aspler *et al.*, 1994).

7.2.4- ASOCIACIÓN DE *FORESHORE* FANGOSO (*Fmdf*)

Descripción

La asociación se encuentra representada por paquetes de geometría tabular con espesores de 0,2 – 5 metros (Figura 7.9.A), dominados por la presencia de facies de fangolitas laminadas (*Fl*) con bioclastos, fangolitas masivas (*Fm*), y heterolíticas lenticulares (*Htp* - *Htpp*) a *wavy* (*Ht*), de coloraciones rojizas, moradas y verdosas. Estos paquetes presentan bases horizontales bien marcadas y techos netos a

transicionales. Eventualmente, se observan grietas de desecación en los techos de los niveles fangosos (Figura 7.9.F). Entre estos, ocasionalmente intercalan capas de areniscas con laminación ondulítica (*Sr* - *Sw*) y/o areniscas masivas bioturbadas (*Sm*) que no superan los 10 cm de espesor (Figura 7.9.C).

En esta asociación de facies finas se reconoce la presencia de briznas vegetales y rizolitos mostrando un bajo grado de bioturbación. También se observan restos fósiles de invertebrados como bivalvos, gastrópodos y ostrácodos (Figura 7.9.B).

Esta asociación sedimentaria comúnmente se encuentra interdigitada o en estrecha relación vertical con los depósitos de la *asociación de foreshore arenoso* (*Ssdf*).

Interpretación

Al igual que en la asociación de *depósitos sublitorales lacustres* (*Flam*), los niveles pelíticos caracterizados por coloraciones rojizas a moradas, ponen de manifiesto el carácter oxidante al que fueron sometidos estos depósitos. Por su parte, los intervalos de fangolitas verdosas demuestran que los sedimentos se mantuvieron saturados en agua y bajo condiciones reductoras (Wright & Sandler, 1994; Reinhardt & Ricken, 2000; Abdul Aziz *et al.*, 2003). La presencia de grietas de desecación pone de manifiesto que estos depósitos fueron sometidos a periodos de exposición subaérea. Los rasgos descriptos permiten inferir la existencia de variaciones significativas en el nivel del agua.

Al mismo tiempo, los depósitos de areniscas con laminación ondulítica (*Sr*-*Sw*) que intercalan con los depósitos fangosos muestran un aporte intermitente de sedimentos de mayor granulometría, evidenciando un aumento de la energía de transporte y disponibilidad de sedimentos arenosos dentro del sistema. Posiblemente, éstos se vinculen a un mayor aporte por parte los sistemas fluviales y/o aumento de la acción del viento, que posibilitaron el traslado y depositación de los sedimentos arenosos (Farrell, 2001).

Los fósiles de invertebrados hallados dentro de esta asociación corresponden a microfósiles de ostrácodos del género Aff. *Cyprideis* sp., bivalvos reconocidos del género Aff. *Corbicula* sp., y *Gastropoda* indet. Estos constituyen una asociación relacionada a ambientes dulceacuícolas de poca profundidad (ver Capítulo 6).

Por lo dicho anteriormente, la *asociación de foreshore fangoso* (*Fmdf*) es interpretada como depósitos de planicies fangosas (*mudflat*) ubicadas en el *foreshore*, donde los flujos laminares generados durante las etapas de crecida-caída del nivel del agua pierden la capacidad de transporte en áreas cubiertas por una escasa vegetación superficial en las márgenes de sistemas lacustres someros o pantanos (Abels *et al.*, 2009a; Abels *et al.*, 2009b).

Asociaciones de Facies

Figura 7.9

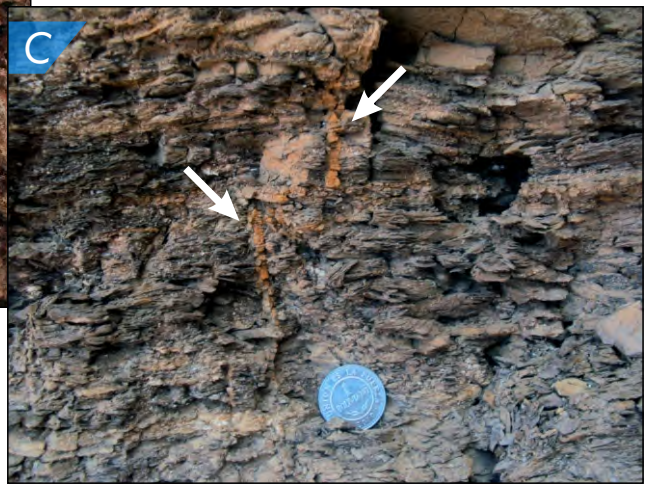
Asociación de Foreshore Fangoso (Fmdf) -



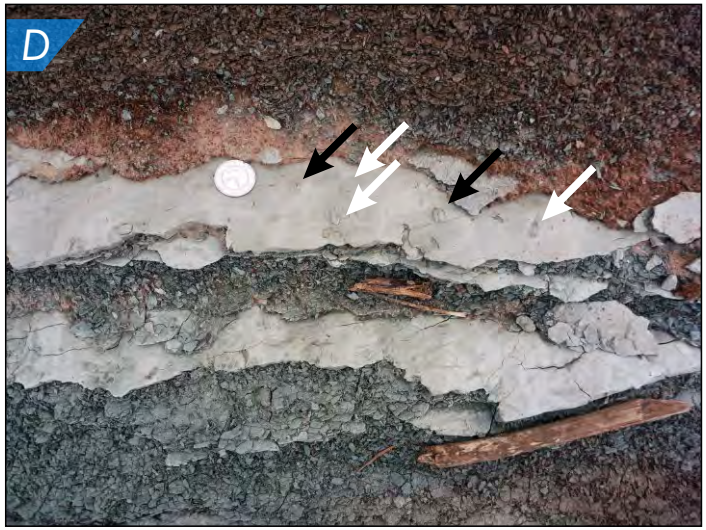
A. Vista general de conjunto de capas tabulares de la asociación fango-domina (*Fmdf*) - Litoral a supralitoral



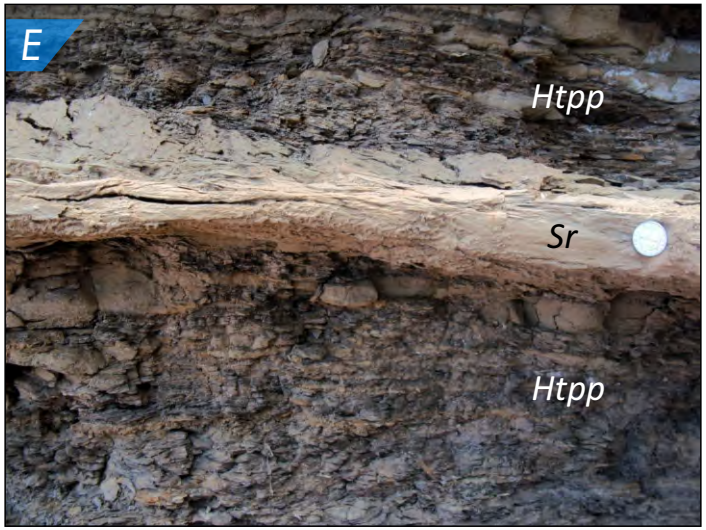
B. Fangolitas laminadas con bioclastos (*Fl*)



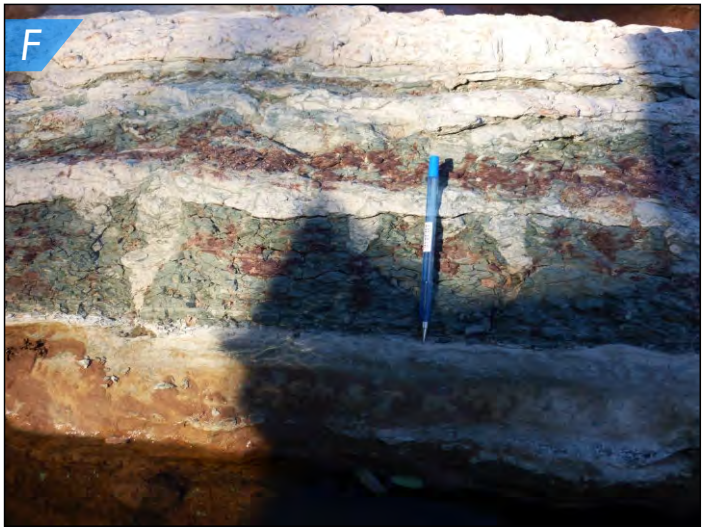
C. Detalle niveles de fangolitas laminadas con rizolitos (flechas blancas)



D. Fangolitas laminadas y areniscas ondulíticas (*Sr-Sw*) con *lockeia isp.* (flechas blancas) y bivalvos en "mariposa" (flechas negras)



E. Detalle de Heteroliticas lenticulares (*Htpp*) y arenisca onduliticas (*Sr-Sw*)



F. Detalle niveles de fangolitas masivas con grietas de desecación y areniscas masivas bioturbadas (*Sm*)

7.3- DELTA DE PEQUEÑA ESCALA

Dentro de los cuerpos lacustres, interdigitan facies arenosas y fangosas con espesores reducidos, los cuales son interpretados como depósitos deltaicos de pequeña escala o *shoal water deltas* (Reading & Collinson, 1996; Fregenal Martínez & Meléndez, 2010).

Estos depósitos se caracterizan por una asociación de facies muy diversa, donde existe un claro predominio de las granulometrías de tamaño arena fina a gruesa, y en menor medida facies pelíticas (limos y arcillas), todo de tonalidades verdosas. Se compone principalmente de niveles de pocos centímetros de espesor (5 – 50 cm) con gran variedad de estructuras sedimentarias internas, que construyen los elementos que conforman la arquitectura de estos cuerpos de mayor jerarquía, con espesores comprendidos entre los 9 – 15 m y una continuidad lateral de aproximadamente 35 metros (Figura 7.10.A y 7.11.A). Para representar los distintos elementos de este conjunto se definieron 4 asociaciones de facies, que serán detalladas a continuación.

7.3.1- ASOCIACIÓN DE PRODELTA (*Fpdel*)

Descripción

Esta asociación se halla dominada por niveles de fangolitas y limolitas de tonalidades verdosas. Estos intervalos pelíticos comprenden fangolitas laminadas (*Fl*) y limolitas laminadas (*Ll*) (Figura 7.10.A-B). En menor medida, se observan fangolitas con deformación sin-sedimentaria (*Fd*). Estas capas de granulometrías fango-limosas laminadas, presentan geometrías externas tabulares limitadas por superficies basales netas, y techos bien marcados. Los espesores de cada una de las capas oscilan entre los 0,1 a 0,5 metros (Figura 7.10.A-B). En ocasiones, intercalan niveles tabulares a levemente lenticulares de areniscas finas a medias con estratificación entrecruzada sigmoidal (*Ss*) y tangenciales (*Stn*) con espesores de 0,1 – 0,3 metros. Estas capas se delimitan en la base por superficies erosivas y techos netos horizontales a levemente ondulados.

En general, forman parte de un arreglo granocreciente desde facies pelíticas a arenosas finas a medianas. Dentro de asociación es recurrente la presencia de briznas vegetales.

Interpretación

La acumulación de fangolitas y limolitas laminadas son el reflejo de condiciones de baja energía donde habrían predominado los procesos de decantación por parte de plumas suspensivas de flujos densos de barro (MacEachern *et al.*, 2005; Bhattacharya & MacEachern, 2009; Fielding, 2010; Buatois *et al.*, 2012). Los rasgos deformacionales son originados por sobrecarga de sedimento relacionados a escapes de fluidos

Asociaciones de Facies

Figura 7.10

Asociación de Prodelta (Fpdel) -



A. Vista general de la asociación de prodelta (*Fpdel*) - Compuesta por fangolitas laminadas y masivas (*Fm-Fl*) asociadas a delgadas capas de areniscas entrecruzadas con óndulas en el techo de las capas

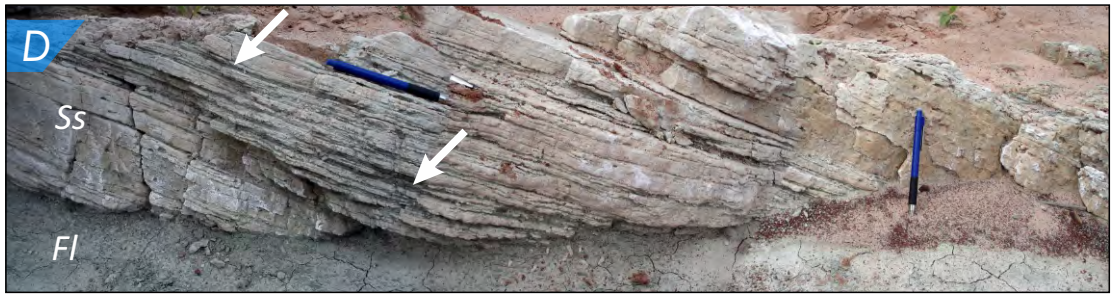


B. Detalle de la asociación de prodelta (*Fpdel*) - Capas de areniscas entrecruzadas (flecha negra) rodeadas por fangolitas laminadas y masivas (*Fl-Fm*)

Barras de desembocadura (Sdmb) -



C. Vista general de conjunto de capas de la asociación barras de desembocadura (*Sdmb*) - Representada niveles tabulares inclinados de areniscas entrecruzadas con fangolitas laminadas intercaladas



D. Detalle de nivel lenticular de areniscas entrecruzada con recubrimientos pelíticos (flechas blancas)



E. Detalle de nivel lenticular de areniscas con laminación de bajo ángulo y horizontal (*Sl - Sh*) levemente biotubadas, intercaladas con fagolitas laminadas

por sobrecarga de sedimentos en un ambiente subácueo (Collinson *et al.*, 2006; Keighley, 2008). Las capas de areniscas representan la llegada de corrientes gravitacionales fluidas unidireccionales que tendrían la capacidad de llegar a estos sectores de baja energía durante pulsos de inundación de los sistemas fluviales (Keighley *et al.*, 2003; Schomacker *et al.*, 2010; Tänavsuu-Milkaeviciene & Sarg, 2012). La presencia de briznas vegetales es vinculada a un aporte fitodetrítico proporcionado por los sistemas fluviales.

Los procesos interpretados sugieren la acumulación en un ambiente de prodelta, ubicado en los sectores distales de un sistema deltaico dominados por ríos (Keighley *et al.*, 2003; Schomacker *et al.*, 2010; Tänavsuu-Milkaeviciene & Sarg, 2012).

7.3.2- BARRAS DE DESEMBOCADURA (*Sdmb*)

Descripción

Esta asociación de facies se halla caracterizada por un conjunto de capas de geometría externa tabular y con espesores de 1,5 – 1,9 metros, y extensiones laterales apreciables que no superan los 15 metros. Están delimitados en la base por superficies horizontales netas o erosivas y techos netos horizontales a ondulados. Estos paquetes se encuentran conformados por capas arenosas de granulometrías finas a medias de geometría externa tabular a lenticular con espesores de 0,2 – 0,7 metros, que se disponen con un arreglo granocreciente (progradación), en donde cada uno de los estratos está interrumpido por recubrimientos o niveles pelíticos. Estos niveles en forma individual se componen de areniscas con estratificación entrecruzada sigmoidal (*Ss*), areniscas con estratificación entrecruzada tangencial (*Stn*), areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (*Sl*), y en menor medida por niveles heterolíticos (*Hta* - *Ht* - *Htp*), de coloraciones verdosas (Figura 7.10.C-E). Estos depósitos presentan grados de bioturbación de moderados a bajos (BI=2-3), dada por trazas fósiles de *Skolithos* y *Arenicolites*.

Esta unidad sedimentaria posee un contenido moderado de briznas vegetales.

Interpretación

Los niveles dominados por facies arenosas con estructuras entrecruzadas sigmoidales y tangenciales, ponen en evidencia la migración de dunas 2D como el producto de flujos tractivos unidireccionales durante la expansión y desaceleración de corrientes fluviales en áreas de desembocaduras dentro de un cuerpo de agua (Fielding, 2010). Las acumulaciones de areniscas con laminación de bajo ángulo estarían representando flujos laminares de alta velocidad. La existencia de trazas fósiles de la ichnofacies de *Skolithos* es coincidente con las condiciones energéticas altas y sustratos móviles. Durante

períodos de cese de la descarga fluvial dominarían los procesos de decantación del material fino en suspensión, acumulándose por sobre las capas arenosas.

Con lo mencionado anteriormente, esta asociación es interpretada como la acumulación y migración de barras de desembocadura (*distributary mouth-bar*), donde la presencia de estructuras unidireccionales asociadas índices de bioturbación moderados a bajos, y la presencia de restos vegetales, sugieren que el desarrollo de estas barras habría sido originado por eventos de descargas fluviales dentro de un sistema lacustre de poca profundidad (Keighley *et al.*, 2003; Schomacker *et al.*, 2010; Tänavsuu-Milkaeviciene & Sarg, 2012).

7.3.3- CANALES DISTRIBUTARIOS TERMINALES (*Stdch*)

Descripción

Esta asociación se caracteriza por cuerpos arenosos de geometría externa lenticular limitados en la base por superficies cóncavas erosivas y techos netos horizontales a levemente ondulados, con espesores comprendidos entre los 0,2 – 1,6 metros y extensiones laterales que no superan los 6 metros (Figura 7.11.A). Estos cuerpos se encuentran rellenos por depósitos de areniscas de granulometrías gruesas a medias y coloraciones verdosas, caracterizados por presentar estructura interna sigmoidal (*Ss*), así como también se reconocen la presencia de areniscas con estratificación horizontal (*Sh*), con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (*Sl*), laminación ondulítica de tipo *climbing* (*Src*), y areniscas deformadas (*Sd*). Los cuerpos arenosos suelen estar separados por intervalos fangosos o alcanzar ocasionalmente un bajo grado de superposición vertical. En un sentido u otro, en conjunto estos depósitos pueden alcanzar hasta 6 metros de espesor, por lo general con arreglos granodecrecientes desde facies arenosas gruesas con estratificaciones entrecruzada sigmoidal y tangenciales, a areniscas finas con laminación horizontal y/u ondulítica (Figura 7.11.A-F).

Tanto sobre los techos como en perfil de algunos de los cuerpos canalizados, se observan bioturbaciones de trazas fósiles de *Skolithos* y *Arenicolites* de tamaños pequeños (Figura 7.11.B), y con un grado bajo a moderado de intensidad (BI=2). A su vez, se reconocen contenidos moderados de briznas vegetales.

Estos depósitos mantienen una estrecha relación espacial y vertical con las unidades de *barras de desembocadura (Sdmb), canales distributarios subaéreos (Ssdch)* y de *prodelta (Fpdel)*.

Asociaciones de Facies

Figura 7.11

Canales destributarios terminales (Stdch) -



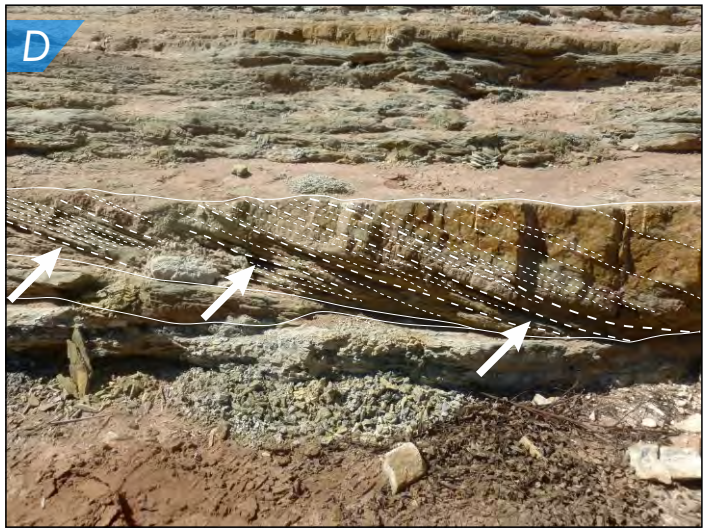
A. Vista general de la asociación de canales distributarios terminales (*Stdch*)



C. Detalle de nivel de arenisca con laminación ondulítica de tipo *climbing* (*Src*)



B. Detalle de nivel de arenisca masiva bioturbada (*Sm*), con trazas fósiles de *Arenicolites* y *Skolithos* (flechas negras)



D. Detalle de areniscas entrecruzadas (*Sp*) con delgados recubrimientos pelíticos (flechas blancas)



E. Detalle de areniscas con deformación sin-sedimentaria (*Sd*)



F. Detalle de la asociación de canales distributarios terminales (*Stdch*) - Notese la superficie erosiva (flechas blancas)

Interpretación

Esta asociación representa el relleno arenoso de canales originados a partir de corrientes unidireccionales, que permitieron la acumulación de estos sedimentos durante la migración de barras y megaóndulas en el lecho de los canales. La baja diversidad de trazas fósiles (*Skolithos* y *Arenicolites*) y los tamaños reducidos de las mismas, serían indicadores de condiciones de energía alta a moderada que presentan estos canales cercanos a sus desembocaduras, donde la turbulencia del agua es mayor y el sustrato es móvil (Buatois & Mángano 1998, 2004, 2011; Melchor *et al.*, 2003). La presencia de intervalos fangosos, estaría relacionada a períodos de descenso en las descargas fluviales donde es posible acumular estos depósitos finos a partir de procesos de decantación (Li & Bhattacharya, 2014; Martini & Sandrelli, 2015), mientras que la relación de superposición entre depósitos arenosos canalizados es interpretada como el resultado de un rápido relleno y retrabajo de los canales.

La presencia de estas acumulaciones arenosas con gran variedad de estructuras sedimentarias y arreglos granodecrecientes, sumado a la estrecha relación espacial que mantiene esta unidad sedimentaria con las asociaciones de *barras de desembocadura (Sdmb), planicies deltaicas subácueas (FSpds)* y de *prodelta (Fpdel),* permiten interpretar esta asociación como depósitos de canales distributarios terminales (*terminal distributary channel*). Representando los rasgos canalizados más distales de este tipo de sistema deltaico, alcanzando la distancia suficiente para estar contenidos dentro del frente deltaico (*sensu* Olariu & Bhattacharya, 2006).

7.3.4- PLANICIES DELTAICAS SUBÁCUEAS (*FSpds*)

Descripción

Esta asociación se halla representada por cuerpos de geometría externa tabular de espesores comprendidos entre 1,2 – 3 metros, y anchos que no superan los 15 metros. Las superficies que delimitan estos cuerpos son netas y horizontales para la base, y techos horizontales netos a transicionales. Los sedimentos que componen el relleno de estos cuerpos son de granulometrías fango-arenosas de tonalidades verdosas y rojizas. Predominan las fangolitas y limolitas laminadas (*Fl - Ll*), fangolitas y limolitas masivas (*Fm – Lm*), heterolíticas lenticulares (*Htp - Htpp*), areniscas con laminación ondulítica (*Sr – Sw - Src*), estratificación entrecruzada de bajo ángulo (*Sl*) y estratificación horizontal (*Sh*), y areniscas masivas y bioturbadas (Figura 7.12.A-E).

Los niveles que conforman estos paquetes pueden presentarse con arreglos granocrecientes, granodecrecientes o bien no presentar ningún arreglo definido. Los depósitos finos concentran restos orgánicos en forma de briznas, y en secciones delgadas se identificaron restos de carofitas y ostrácodos.

Asociaciones de Facies

Figura 7.12

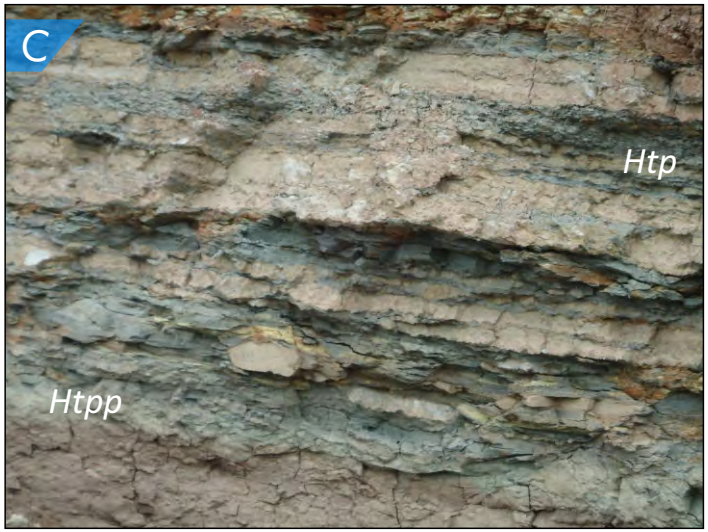
Planicies deltaicas subácueas (FSpds) -



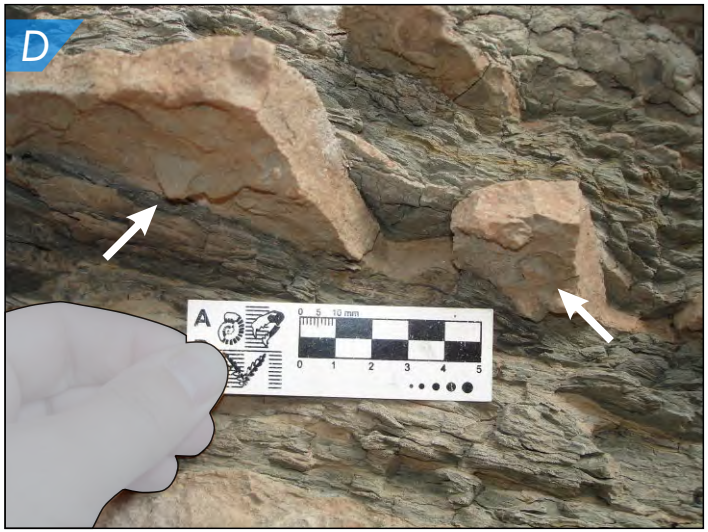
A. Vista general de la asociación de planicies deltaicas subácueas (*Fspds*) - Notese que los depósitos de *Stdch* gradan verticalmente a los de *FSpds*



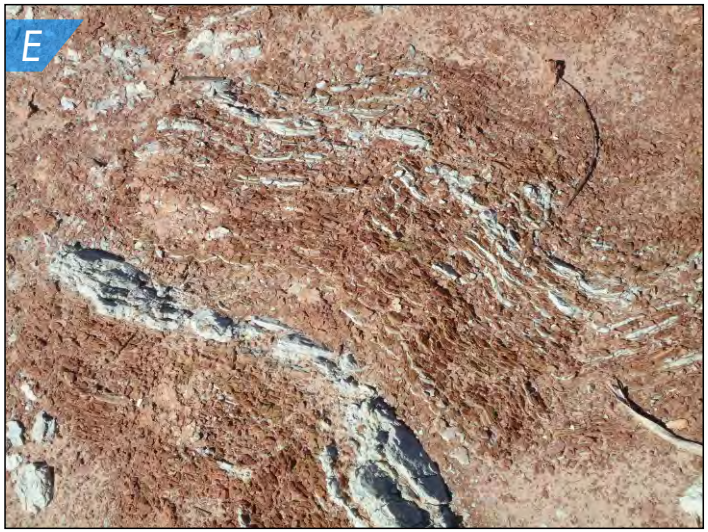
B. Detalle de arreglo granocercientes conformado por niveles de fangolitas laminadas (*Fl*), heterolíticos lenticulares (*Htpp*) y areniscas bioturbadas (*Sm*)



C. Detalle de facies heterolíticas lenticulares (Htpp - Htp)



D. Detalle de *Lockeias isp.* (flechas blancas) en la base de los niveles arenosos de las facies heterolíticas lenticulares (*Htp*)



E. Detalle de facies heterolíticas lenticulares (Htpp)

Son muy poco evidente los rasgos de bioturbaciones de organismos, siendo solo caracterizados por la presencia de rizolitos y *Lokeias* isp. (Figura 7.12.D).

Los depósitos de esta unidad sedimentaria mantienen una estrecha relación espacial con los depósitos de las asociaciones de facies de *canales distributarios terminales (Stdch)*, y de la *asociación fango-dominada (Fmdf).*

Interpretación

La presencia de niveles con cambios granulométricos de fangolitas y limolitas laminadas a areniscas con laminación ondulítica, de bajo ángulo y horizontales, en intervalos discretos, sugiere una acumulación controlada por una alternancia entre procesos tractivos y suspensivos. Estos representarían procesos tractivos unidireccionales asociados a fluctuaciones periódicas de energía durante eventos de crecidas fluviales. En este contexto, las areniscas con laminación ondulítica serían el producto de migración y agradación de óndulas por corrientes unidireccionales, mientras que la presencia de acumulaciones fangosas se generaría en los periodos de quietud donde predominarían los procesos de decantación.

La presencia de briznas vegetales, algas y ostrácodos, sumado a las características anteriormente mencionadas, y la estrecho vínculo espacial que esta unidad sedimentaria mantiene con las asociaciones de *canales distributarios terminales (Stdch)* y de *planicies del sistema lacustre somero (Fmdf)*, sugiere que estos depósitos corresponden a planicies deltaicas subácueas vinculadas a cursos fluviales que descargan su contenido dentro de un sistema lacustre somero.

7.4- CONSIDERACIONES FINALES

En el presente análisis, se ha podido identificar y caracterizar 14 asociaciones de facies. El mismo, se realizó a partir de agrupar diferentes facies sedimentarias vinculadas genéticamente y con un significado paleoambiental. En este último sentido, se pudo determinar que la totalidad de las unidades sedimentarias reconocidas, son atribuibles a diferentes ambientes de origen continental.

A pesar de esta condición, las asociaciones de facies presentes fueron subdivididas, según su afinidad paleoambiental, en tres grandes grupos. El primero de ellos, se encuentra representado por los depósitos sublitorales lacustres (*Flam*), la asociación de shoreface lacustre (S*sho*), la asociación de foreshore arenosa (*Ssdf*) y la asociación de foreshore fangosa (*Fmdf*). Estas caracterizarían diferentes subambientes depositacionales afines a ambientes de grandes humedales y sistemas lacustres someros. El segundo grupo, se integra por depósitos de prodelta (*Fpdel*), barras de desembocadura (*Sdmb*), canales distributarios terminales (*Stdch*), y de planicies deltaicas subácueas (*FSpds*). En este segundo caso, las

asociaciones de facies mencionadas se vincularían a ambientes deltaicos desarrollados en cuerpos lacustres. Finalmente, el tercer grupo incluye los depósitos de canales simples (*Ssch*), canales meandrosos (*Scmen*), canales entrelazados (*Scent*), barras de desembocadura (*SFbdes*), lóbulos de desborde (*Slod*), y depósitos de planicie (*Fpdi*). En este último grupo, la combinación de diferentes asociaciones de facies permitiría caracterizar los distintos tipos de sistemas fluviales presentes (Tabla 7.1).

Los primeros dos grupos de unidades sedimentarias, se encuentran representados solamente en los sectores más septentrionales del área de estudio (ver Capítulo 10). Por su parte, los depósitos del tercer grupo de asociaciones de facies, se caracterizan por estar ampliamente representados en toda el área de estudio.

Abdul Aziz H., Sanz-Rubio E., Calvo J.P., Hilgen F.J. & Krijgsman W., (2003). Palaeoenvironmental reconstruction of a middle Miocene alluvial fan to cyclic shallow lacustrine depositional system in the Calatayud Basin (NE Spain). *Sedimentology*. (50): 211–236.

Abels H.A., Abdul Aziz H., Calvo J.P. & Tuenter E., (2009a). Shallow lacustrine carbonate microfacies document orbitally paced lake-level history in the Miocene Teruel Basin (North-East Spain). *Sedimentology*. (56): 399–419.

Abels H.A., Abdul Aziz H., Ventra D. & Hilgen F.J., (2009b). Orbital climate forcing in mudflat to marginal lacustrine deposits in the miocene teruel basin (northeast spain). *Journal of Sedimentary Research.* (79): 831–847.

Allen J.R.I., (1992). Taphonomy: Transport - Hydrodynamics. En Briggs D.E.G. & Crowther P.R. (Eds.): Palaeobiology: A synthesis. *Blackwell Science Publishers, Oxford, United Kingdom.* 230-237

Arnott R.W. & Southard J.B., (1990). Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimeotary Petrology.* (60): 211-219.

Aspler L.B., Chiarenzelli J.R., Bursey A.L., (1994). Ripple marks in quartz arenites of the Hurwitz Group, Northwest territories, Canada: Evidence for sedimentation in a vast, early Proterozoic, shallow, fresh-water lake. *Journal Of Sedimentary Research.* 64 (2): 282-298.

Bhattacharya J.P. & MacEachern J.A., (2009). Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous seaway of North America. *Journal Of Sedimentary Research*. (79): 184–209.

Bona P., Riff D. & Gasparini Z., (2013). Late Miocene crocodylians from northeast Argentina: new approaches about the austral components of the Neogene South American crocodylian fauna*. Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth and Environmental Science.* (103): 1–20.

Brett C.E. & Seilacher A., (1991). Fossil Lagerstätten: A taphonomic consequence of event sedimentation. En Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. (Eds.): Cycles and Events in Stratigraphy. *Springer, Berlin, Germany.* 284–297.

Bridge J.S., (1993). Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology.* 40 (4): 801-810.

Bridge J.S., (2003). Rivers and floodplains: Forms, processes, and sedimentary record. *Blackwell Science Publishers, Oxford, United Kingdom*.

Bridge J.S., (2006). Fluvial Facies Models. En Posamentier H.W. & Walker R.G. (Eds.): Facies Models Revisited. *Society for Sedimentary Geology (SEPM), Tulsa, United Kingdom.* 85–170.

Buatois L.A. & Mángano M.G. (1998). Trace fossil analysis of lacustrine facies and basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. (140): 367–382.

Buatois L.A. & Mángano M.G. (2004). Animal–substrate interactions in freshwater environments: applications of ichnology in facies and sequence stratigraphic analysis of fluvio-lacustrine successions. En McIlroy D. (Ed.): The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis. *Geological Society Special Publication.* (228): 311–333.

Buatois L.A. & Mángano M.G., (2011). Organism - substrate interactions in space and time. *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom*.

Buatois L.A., Santiago N., Herrera M., Rklund P.P., Steel R., Espin M.A. & Parra K., (2012). Sedimentological and ichnological signatures of changes in wave, river and tidal influence along a Neogene tropical deltaic shoreline. *Sedimentology.* (59): 1568–1612.

Buol S.W., Southard R.J., Graham R.C. & McDaniel P.A., (2011) Soil genesis and classification. *Wiley-Blackwell, Oxford, United Kingdom*. 556pp.

Cione A.L., Casciotta J.R., Azpelicueta M.M., Barla M.J. & Cozzuol M.A., (2005). Peces marinos y continentales del Mioceno del área Mesopotámica Argentina, procedencia estratigráfica y relaciones biogeográficas. En Aceñolaza F.G. (Ed.): Temas de la Biodiversidad del Litoral Fluvial Argentino. *INSUGEO, Miscelánea.* (14): 49–64.

Cole R.D & Picard M.D., (1975). Primary and secondary structure in oil shale and other fine-grained rocks, Green River Formation (Eocene), Utah and Colorado. *Utah Geology.* (2): 49-67.

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

Collinson J.D., Mountney N. & Thompson D., (2006). Sedimentary Structures. Terra Publishing, *Third edition, Harpenden, England*. 292pp.

Davidson-Arnott R.G.D. & Van Heyningen A.G., (2003). Migration and sedimentology of longshore sandwaves, Long Point, Lake Erie, Canada. *Sedimentology*. (50): 1123–1137.

Dias-Nicolaidis D. & Coimbra J.C., (2008). Perissocytheridea carrenoae sp. nov. (Crustacea, Ostracoda) and associated calcareous microfauna from Yecua Formation (Miocene), Bolivia. *Revista Brasilera de Paleontología.* (3): 179–186.

Elder R.L., (1985). Principles of Aquatic Taphonomy with Examples from the Fossil Record. *Thesis, University of Michigan.* 336 pp. (unpublished).

Farrell K.M., (2001). Geomorphology, facies architecture, and high-resolution, non-marine sequence stratigraphy in avulsion deposits, Cumberland Marshes, Saskatchewan. *Sedimentary Geology.* (139): 93–150.

Ferber C.T., & Wells N.A., (1995). Paleolimnology and taphonomy of some fish deposits in “Fossil” and “Uinta” Lakes of the Eocene Green River Formation, Utah and Wyoming. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* (117): 185-210.

Fielding C.R., (2010). Planform and Facies Variability in Asymmetric Deltas: Facies Analysis and Depositional Architecture of the Turonian Ferron Sandstone in the Western Henry Mountains, South-Central Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research.* (80): 455-479.

Fregenal Martínez M.A. & Meléndez N., (2010). Lagos y sistemas lacustres. En Arche A. (Ed.): Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. *Consejo Superior De Investigaciones Científicas, Madrid, España*. 262-299.

Gibling M.R., (2006). Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research.* (76): 731–770.

Keighley D., Flint S., Howell J., & Moscariello A., (2003). Sequence stratigraphy in lacustrine basins: a model for part of the Green River Formation (Eocene), Southwest Uinta Basin, Utah, USA. *Journal Of Sedimentary Research*. 73 (6): xxx-xxx.

Keighley D., (2008). A lacustrine shoreface succession in the Albert Formation, Moncton Basin, New Brunswick. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. 56 (4): 235–258.

Kidwell S.M., (1991). The stratigraphy of shell concentrations. En Allison P.A. & Briggs D.E.G. (Eds.): Taphonomy, Releasing the Data Locked in the Fossil Record. S*pringer, London, United Kingdom*. 211–290.

Knighton A.D. & Nanson G.C., (1994). Flow transmission along an arid zone anastomosing river, Cooper Creek, Australia. *Hydrological Processes*. 8 (2): 137-154.

Kraus M.J. & Aslan A., (1993). Eocene hydromorphic paleosols: significance for interpreting ancient foodplain processes. *Journal of Sedimentary Petrology*. (63): 434-463.

Li Y. & Bhattacharya J.P., (2014). Facies Architectural Study of a Lower-Delta-Plain Distributary Channel System in the Ferron Notom Delta, Southern Utah. *Sedimentology.* (61): 1452-1483.

MacEachern J.A., Bann K.L., Bhattacharya J.P. & Howell C.D., (2005). Ichnology of deltas. En Giosan L. & Bhattacharya J.P. (Eds.): River Deltas-Concepts, models and examples. *Society for Sedimentary Geology, Special Publication.* (83): 49–86.

Martini I. & Sandrelli F., (2015). Facies analysis of a Pliocene river-dominated deltaic succession (Siena Basin, Italy): Implications for the formation and infilling of terminal distributary channels. *Sedimentology.* (62): 1365-3091.

Mc Glue M.M., Soreghan M.J., Michel E., Todd J.A., Cohen A.S., Mischler J., O'connell C.S., Castan Eda O.S., Hartwell R.J., Lezzar K.E., & Nkotagu H.H., (2010). Environmental controls on shell-rich facies in tropical lacustrine rifts: A view from Lake Tanganyika's Littoral. *Palaios*. (25): 426–438.

Melchor, R.N., Bellosi, E. and Genise, J.F. (2003). Invertebrate and vertebrate trace fossils from a lacustrine delta: The Los Rastros Formation, Ischigualasto Provincial Park, San Juan, Argentina. En Buatois L.A. & Mángano M.G. (Eds.): Icnología: Hacia una Convergencia entre Geología y Biología. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial.* (9): 17–33

Miall A.D., (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En Miall A.D. (Ed.): Fluvial Sedimentology. *Canadian Society of Petroleum Geologists Bulletin, Memories.* (5): 579-604.

Miall A.D., (1996). The geology of fluvial deposit: Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. *Springer Verlag, Berlin*. 582pp.

Milroy P.G. & Wright V.P., (2002). Fabrics, facies control and diagénesis of lacustrine ooids and associated grains from the Uppr Triassic, southwest England. *Geological Journal.* (37): 35-53.

Mjøs R., Walderhaug O. & Prestholm E., (1993). Crevasse splay sandstone geometries in the Middle Jurasic Ravenscar Group Yorkshire, UK. En Marzo M. & Puigdefáfregas C. (Eds.): Alluvial Sedimentation. *International Association of Sedimentologist Special Publication, Blackwell Scientific Publications, Oxford.* (17): 167-184.

Norsted B.A., Carroll A.R. & Smith M.E., (2015). Initiation of Eocene lacustrine sedimentation in the Greater Green River Basin: Luman Member of the Green River Formation. En Smith M.E. & Carroll A.R. (Eds.): Stratigraphy and Paleolimnology of the Eocene Green River Formation, Western USA: *Springer, Berlin, Germany*. 13–30.

Olariu C. & Bhattacharya J.P., (2006). Terminal Distributary Channels and Delta Front Architecture of River-dominated delta systems. *Journal of Sedimentary Research*. (76): 212-233.

Page K.J., Nanson G.C. & Frazier P.S., (2003). Floodplain formation and sediment stratigraphy resulting from oblique accretion on the Murrumbidgee River, Australia. *Journal of Sedimentary Research*. 73 (1): 5-14.

Perillo M.M., Best J.L. & Garcia M.H., (2014). A new phase diagram for combined-flow bedforms. *Journal of Sedimentary Research.* (84): 301–313.

Plint A.G. & Browne G.H., (1994). Tectonic event stratigraphy in a fluvio-lacustrine, strike-slip setting: the Boss Point Formation (Westphalian A), Cumberland Basin, Maritime Canada. *Journal of Sedimentary Reserch*. (64): 341-364.

Ramos M.I.F., (2006). Ostracods from the Neogene Solimoes Formation (Amazonas, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences.* (21): 87–95.

Reading H.G. & Collinson J.D., (1996). Clastic coast. En Reading H.G. (Ed.): Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. *Blackwell Scientific Publications, Oxford*. 154–231.

Reinhardt L. & Ricken W., (2000). The stratigraphic and geochemical record of Playa Cycles: monitoring a Pangean monsoon-like system (Triassic, Middle Keuper, S. Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. (61): 205–227.

Retallack G.J., (1988). Field recognition of paleosols. En Reinhardt J. & Sigleo W.R. (Eds.): Paleosols and weathering through geologic time: techniques and applications. *Geological Society of America Special Paper*. (216): 1-20.

Retallack G.J., (1997). A colour guide to paleosols. *John Wiley & Sons, Chichesters*. 175pp.

Retallack G.J., (2001). Soils of the past: An Introduction to Paleopedology. *Blackwell Science, Second edition, Oxford, United Kingdom*. 404pp.

Schomacker E.R., Kjemperud A.V., Nystuen J.P., Jahren J.S., (2010). Recognition and significance of sharp-based mouth-bar deposits in the Eocene Green River Formation, Uinta Basin, Utah. *Sedimentology*. (57): 1069–1087

Seilacher A., (1982). General remarks about event deposits. En Einsele G. & Seilacher A. (Eds.): Cyclic and Event Stratification. *Springer Verlag, New York.* 161–173.

Soil Survey Staff, (1975). Soil taxonomy. *United Status Department of Agriculture, Handbook.* (436): 754pp.

Soil Survey Staff, (1998). Key to Soil Taxonomy. *United Status Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Washington DC.* 328pp.

Stanley K.O. & Surdam R.C., (1978). Sedimentation on the front of Gilbert type deltas, Washakie basin, Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology*. (48): 557–573.

Stear W.M., (1983). Morphological characteristics of ephemeral stream channel andoverbanks splay sandstone bodies in the Permian Lower Beaufort Group, Karoo Basin, South Africa. En Collinson J.D. & Lewin J. (Eds.): Modern and Ancient Fluvial Systems. *International Association of Sedimentologists, Special Publication.* (6): 405–420.

Tanner W.F., (1971). Numerical estimates of ancient waves, water depth and fetch. *Sedimentology.* (18): 71-88.

Tänavsuu-Milkeviciene K. & Sarg J.F., (2012). Sedimentology of the world class organic-rich lacustrine system, piceance basin, colorado. En Smith M.E. & Carroll A.R. (Eds): Stratigraphy and Paleolimnology of the Green River Formation, Western USA. *Springer, Dordrecht Heidelberg, New York, London, United Kingdom.* 153-182.

Tineo D.E., Bona P., Pérez L.M., Vergani G.D., González G., Poiré D.G., Gasparini Z.N. & Legarreta P., (2015). Palaeoenvironmental implications of the giant crocodylian Mourasuchus (Alligatoridae, Caimaninae) in the Yecua Formation (late Miocene) of Bolivia. *Alcheringa.* (39): 224-235.

Vizcaíno S.F., Cassini G.H., Toledo N. & Bargo M.S., (2012). On the evolution of large size in mammalian herbivores of Cenozoic faunas of Southern South America. En Patterson B. & Costa L. (Eds.): Bones, Clones and Biomes: The History and Geographs of Recent Neotropical

Mammals. *University of Chicago Press, Chicago, IL*. 76–101.

Wright V.P. & Sandler A., (1994). A hydrological model for the early diagenesis of Late Triassic alluvial sediments. *Journal Geolological Society London.* (151): 897–900.

Wouters K. & Martens K., (1992). Contribution to the knowledge of the tanganyikan cytheraceans, with the description of mesocyprideis nom. nov, (Crustacea, Ostracoda). *Bulletin Koninlikkijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen, Biologie.* (62): 159–166.

Wouters K. & Martens K., (1994). Contribution to the knowledge of the cyprideis species flock (Crustacea, Ostracoda) of lake tanganyika, with the description of three new species. *Bulletin Koninlikkijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen, Biologie.* (64): 111–128.

CAPÍTULO 8

MODELOS DE ACUMULACIÓN

En este capítulo se analizarán en conjuntos los elementos desarrollados en los capítulos precedentes, con el objetivo de llevar a cabo la interpretación y reconstrucción de cada uno de los paleoambientes depositacionales que caracterizan a los primeros estadios de relleno de la Cuenca del Chaco, representado por las formaciones Tranquitas y Yecua.

A partir del estudio de la distribución espacial que muestran las diferentes asociaciones de facies vinculadas genéticamente, y de la comparación con sistemas de acumulación existentes, se confeccionaron modelos tridimensionales para cada uno de los ambientes depositacionales presentes en las unidades de interés. Los cuales pretenden representar la configuración simplificada de cada sistema, como también así comprender las relaciones estratigráficas establecidas en los mismos.

Dentro de las unidades de estudio, se definieron 4 sistemas de acumulación de origen continental, dos sistemas fluviales, un sistema lacustre somero, y finalmente un sistema deltaico. A continuación, se brinda la descripción y caracterización de los distintos modelos de acumulación reconocidos.

8.1- SISTEMAS FLUVIALES

8.1.1- SISTEMAS FLUVIALES ENTRELAZADOS

Distribución y arreglo

Los sistemas fluviales entrelazados ocupan la totalidad de los afloramientos definidos aquí como Formación Tranquitas. Los mismos constituyen las secciones inferiores de las localidades de Quebrada Galarza (QG), Piquirenda Viejo (PV), San Pedrito (SP), y Río Bermejo (RB).

Este modelo de acumulación se compone principalmente la asociación de facies de *canales entrelazados (Scent)*, que se relacionan vertical y lateralmente con la asociación de *depósitos de planicie (Fdip)* (Figura 8.1.A-B).

Las acumulaciones de estos sistemas fluviales están representadas por canales de 0,5 -7 metros de espesor, y expresiones laterales que alcanzan los 150 metros de extensión, que intercalan con depósitos de las planicies de inundación con una distribución espacial restringida. Los canales entrelazados normalmente

muestran un apilamiento vertical y lateral conformando fajas de canales multiepisódicas que pueden alcanzar hasta 20 metros de espesor, que se hallan delimitados por superficies basales cóncavas erosivas (ver Capítulo 7).

Las paleocorrientes medidas en dos localidades para estos sistemas (perfiles RB y SP), muestran una orientación preferencial en sentido SSE (Figura 8.1.C).

Dinámica del sistema

Los canales de este sistema de acumulación, constituyen fajas de múltiples canales móviles de baja sinuosidad, dominados por cargas de lecho arenosas, que conformaban sistemas fluviales de diseños entrelazados (Rust, 1977; Schumm, 1986; Miall, 1996; Gibling, 2006). Internamente, las fajas muestran un patrón repetitivo de canales que se bifurcan a través de barras longitudinales de carácter transitorio (Bristow & Best, 1993) (Figura 8.1.A). Como se mencionó anteriormente, las fajas de canales habrían tenido una alta movilidad cambiando repentinamente de ubicación dentro de la planicie aluvial (Friend, 1983; Adams & Bhattacharya, 2005).

Durante los períodos de inundación, los canales transportaban una alta carga de sedimento arenoso llenando rápidamente sus cauces, lo que provocaba la avulsión de los mismos hacia sectores adyacentes dentro de la planicie aluvial. Los sedimentos eran transportados como carga de lecho en dunas de crestas rectas a sinuosas, que se acumulaban conformando barras longitudinales simples y/o compuestas con una fuerte componente de acreción frontal, definidas como barras entrelazadas o "*braid-bars"* (Allen, 1983; Bridge, 2003) (Figura 8.1.A).

Las planicies de inundación de composición fango-limosas, se habrían desarrollado en las inmediaciones de las fajas de canales (Figura 8.1.A). Estas se caracterizan por estructuras laminares y un pobre desarrollo de rasgos edáficos, evidenciando la falta de exposición a procesos de meteorización y de pedogénesis, probablemente relacionados a procesos de erosión y sepultamiento rápidos de las mismas. Debido a la alta movilidad y erosión de los canales, el potencial de preservación de las planicies habría sido realmente bajo (Steel & Thompson, 1983; Miall, 1996; Bridge, 2003).

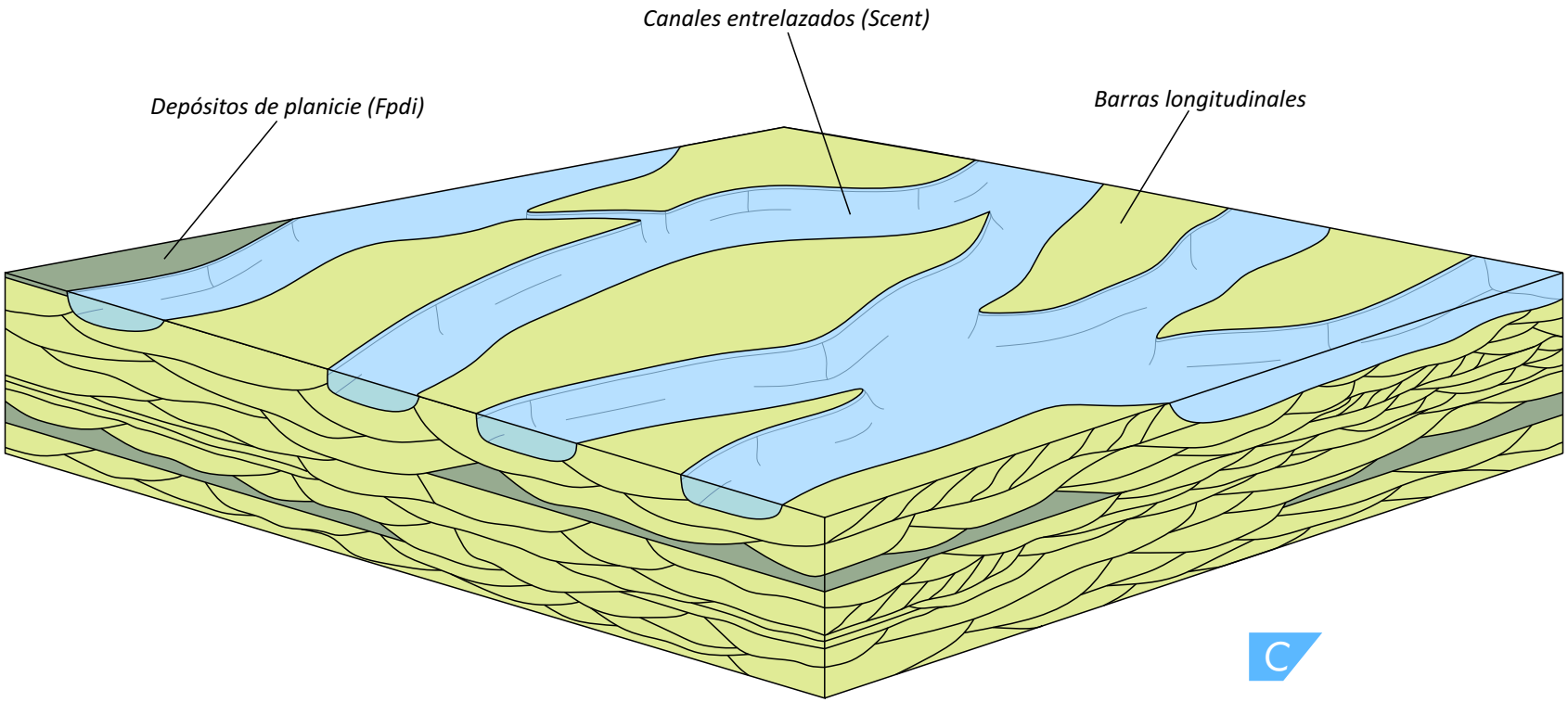
Los sistemas de acumulación donde dominan depósitos de relleno de canales de diseños entrelazados en detrimento del grado de preservación de las planicies de inundación, son interpretados como sistemas fluviales entrelazados o de tipo *braided*. Estos depósitos se desarrollan en sectores proximales a intermedios respecto a su área fuente (Rust, 1977; Klausen *et al.*, 2014), donde los sistemas presentan pendientes moderadas a altas, con cargas de sedimentos relativamente altas, y cambios repentinos en la configuración de su descarga (Schumm, 1986).

Modelos de acumulación

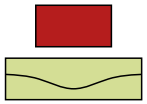
Figura 8.1

Sistemas fluviales entrelazados

A



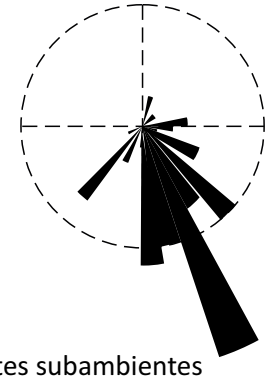
B



Depósitos de planicie (Fpdi)

Canales entrelazados (Scent)

C



A. Esquema general de acumulación de los sistemas fluviales entrelazados - En el esquema se observa la distribución de los diferentes subambientes
B. Unidades sedimentarias presentes en el modelo de acumulación de sistemas fluviales entrelazados
C. Diagrama de paleocorrientes - Notese a orientación preferencial en dirección SSE

8.1.2- SISTEMAS FLUVIALES MEANDROSOS

Distribución y arreglo

Este tipo de sistema fluvial se encuentra ampliamente distribuido dentro del áreas de estudio, siendo el sistema de acumulación de mayor representatividad. Sus depósitos abarcan prácticamente la totalidad de los afloramientos de la Formación Yecua, en las localidades de Río Parapertí (RP), Quebrado Victoria Oeste (QCV-B), El Palmar Oeste (EPW), Piquirenda Viejo (PV), Río Iruya (RI), y la sección superior de las localidades de San Pedrito (SP), Río Bermejo (RB) y Charagua (CH).

Este modelo de acumulación se compone mayormente por asociaciones de facies de relleno de *canales meandrosos (Scmen)*, que se relacionan espacialmente con *depósitos de planicie* (*Fpdi*) (Figura 8.2.A). El dominio espacial de estas asociaciones permitió realizar una caracterización en intervalos de mayor y menor agradación de estos sistemas fluviales.

Las acumulaciones se hallan integradas por depósitos de canales y planicies de inundación. Los canales tienen espesores de 1,2 - 6 metros, y extensiones laterales de hasta 250 metros, éstos intercalan lateral y verticalmente con depósitos de las planicies de inundación de espesores variables (ver Capítulo 7).

Dentro de los intervalos que componen este sistema de acumulación se observa un cambio en sentido vertical, en algunas localidades, de las proporciones en que participan cada una de las asociaciones de *canales meandrosos* (*Scmen*) y los *depósitos de planicie* (*Fpdi*). De esta manera, se reconoce una disminución en sentido vertical de las proporciones de depósitos de planicie, marcado por el aumento gradual de las asociaciones de canales. Por otro lado, dentro del área de estudio se observan cambios en las proporciones en que participa y se distribuye este sistema de acumulación, notándose una disminución de los mismos en sentido de Sur a Norte (ver Capítulo 10).

Las paleocorrientes medidas en diferentes localidades para estos sistemas, muestran una orientación preferencial en sentido ENE y SSE. Si bien las paleocorrientes medidas en los canales son mayormente hacia noreste (Figura 8.2.C), las mismas no son del todo confiables debido a que fueron realizadas mayormente sobre las secciones de los canales (debido a la ausencia de estructuras sedimentarias) y los afloramientos no siempre poseen un corte exactamente transversal a la paleocorrientes de los canales.

Dinámica del sistema

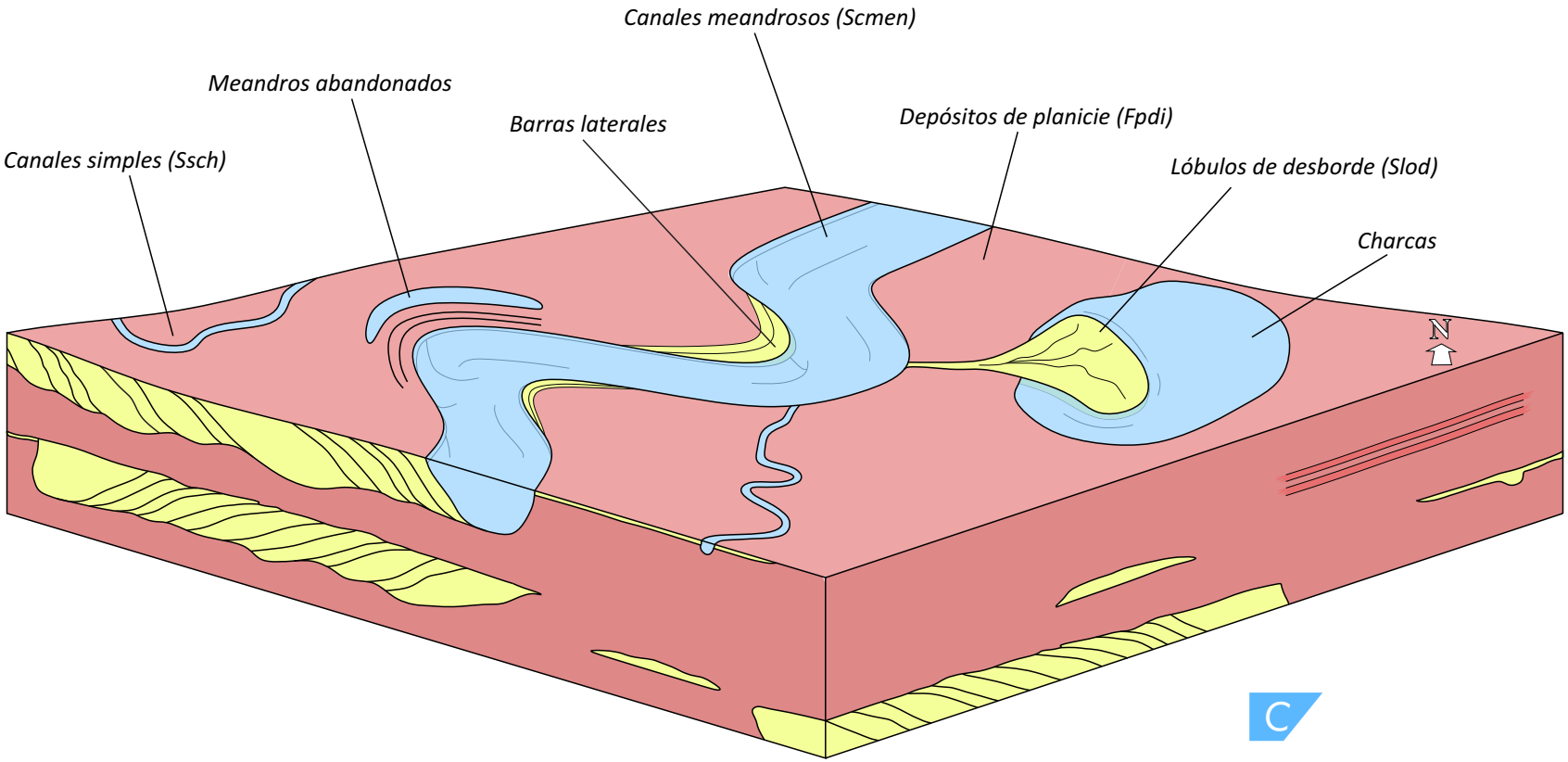
Los canales de este sistema de acumulación, constituyen mayormente fajas de canales simples, de moderada a alta sinuosidad, de carga de mixta (fango-arenosa), y una importante acreción lateral dada por

Modelos de acumulación

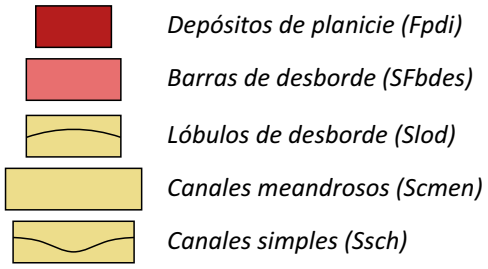
Figura 8.2

Sistemas fluviales meandrosos

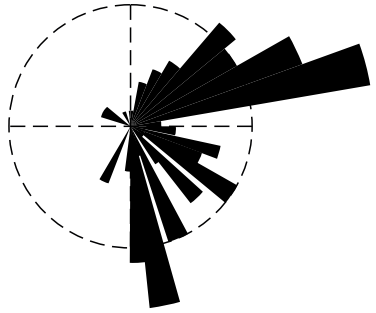
A



B



C



A. Esquema general de acumulación de los sistemas fluviales meandrosos - En el esquema se observa la distribución de los diferentes subambientes
B. Unidades sedimentarias presentes en el modelo de acumulación de sistemas fluviales meandrosos
C. Diagrama de paleocorrientes - Notese a orientación preferencial en dirección ENE y SSE

la acumulación de barras laterales o *point-bars* (Miall, 1996). En muchas ocasiones se observa la presencia de intraclastos pelíticos como una carga residual de lechos, como resultado de la erosión de las planicies de inundación laterales a los sistemas fluviales, mientras éste migra por sobre la planicie de inundación (ver Capítulo 7).

Por su parte, los depósitos de planicie de inundación eran formados a partir de los eventos de desbordamiento de los canales principales y períodos de inundación de sectores topográficamente bajos de las planicies de inundación. En este contexto, se originaban desbordes con provocaban la construcción de lóbulos de desbordamiento o explayamiento (*Slod*) y canales secundarios o de desborde (*Ssch*). Los eventos de inundación también formaban acumulaciones en pequeños cuerpos de agua dominados por facies heterolíticas y fangolitas de grano fino (Figura 8.2.A-B).

Como se mencionó, los canales se movilizaban sobre las planicies de inundación por mecanismos de migración lateral y avulsión, en condiciones de gradación moderadas a altas (Bristow & Best, 1993). De este modo, las planicies adquirían una relativa estabilidad y resistencia a la erosión posiblemente favorecidas por el abandono de los canales durante su migración, por agradación o por incisión localizada de la faja de canal, generando un aumento del potencial de preservación y un aumento en la madurez de los suelos de las planicies (Røe & Hermansen, 1993; Reinfelds & Nanson, 1993).

Hacia el norte del área de estudio, la falta de evidencias de acreción lateral de los canales pone de manifiesto una perdida en la capacidad de movilización sobre las planicies de inundación, generando el apilamiento (*stacking*) de los canales con márgenes de gran estabilidad, que quedan rodeados por asociaciones de granulometrías finas. El aumento de las proporciones de esmectita y caolinita de los depósitos finos, posiblemente se deba a un aumento de las condiciones de humedad en las planicies de ampliamente vegetadas y a una disminución en la energía de los cursos de agua, otorgándole estabilidad de los canales.

Este sistema de acumulación, donde predominan fajas de canales meandrosos con una alta preservación de depósitos de planicie de inundación, son interpretados como sistemas fluviales desarrollados en sectores distales (Rust, 1977; Klausen *et al.*, 2014). Como se verá más adelante, los cambios que presenta este sistema depositacional tanto en dirección sur-norte como en la vertical, hace presumir que existen cambios en las tasas de generación de espacios de acumulación con respecto al aporte de sedimentos (ver Capítulo 10).

8.2- SISTEMA DE GRANDES HUMEDALES INTRACONTINENTALES (*INLAND WETLANDS*)

8.2.1- SISTEMAS LACUSTRES SOMEROS

Distribución y arreglo

Los depósitos que caracterizan los ambientes lacustres se encuentran representados en afloramientos de la Formación Yecua, en el sector norte del área de estudio. Sus depósitos abarcan la totalidad de los afloramientos de la Formación Yecua en las localidades de La Angostura (LA – 200 metros) y Río Grande Abapó (RGAP – 85 metros), y en menor medida, en la sección inferior de la Formación Yecua en la localidad de Charagua (CH – 35 metros).

A partir de estos perfiles se desarrolló el modelo de acumulación de este paleoambiente, definiendo los procesos depositacionales que intervinieron en cada uno de los subambientes presentes. Para ello se realizó un análisis sedimentológico detallado en conjunto con los procesos tafonómicos que tuvieron lugar en su formación (ver Capítulos 4, 6 y 7).

Este sistema de acumulación se compone mayormente por asociaciones de facies de *depósitos sublitorales lacustres (Flam), asociación de shoreface lacustre (Ssho), asociación de foreshore arenoso (Ssdf)* y *asociación de foreshore fangoso (Fmdf)* (Figura 8.3.A-C), que se relacionan verticalmente a través de arreglos somerizantes de espesores muy variables (1,5 – 15 m), y extensiones laterales de hasta 150 metros.

Las sedimentitas que dan inicio a estas sucesiones corresponden a la asociación de depósitos sublitorales lacustres (*Flam*), las cuales fueron acumuladas en ambientes dominados por procesos de decantación en sectores sublitorales del sistema. Estas pasan verticalmente a la asociación de *shoreface* lacustre (*Ssho*), que ponen de manifiesto el retrabajo de los sedimentos por la acción del oleaje, marcando el inicio de los subambientes litorales. Las acumulaciones de *shoreface* gradan a depósitos de las asociaciones de *foreshore* arenoso (*Ssdf*) y fangosos (*Fmdf*), que constituyen las planicies de *foreshore* en sectores litorales a supralitorales del ambiente lacustre, y que son delimitadas por las fluctuaciones de la línea de costa (Figura 8.3.A).

Dinámica del sistema

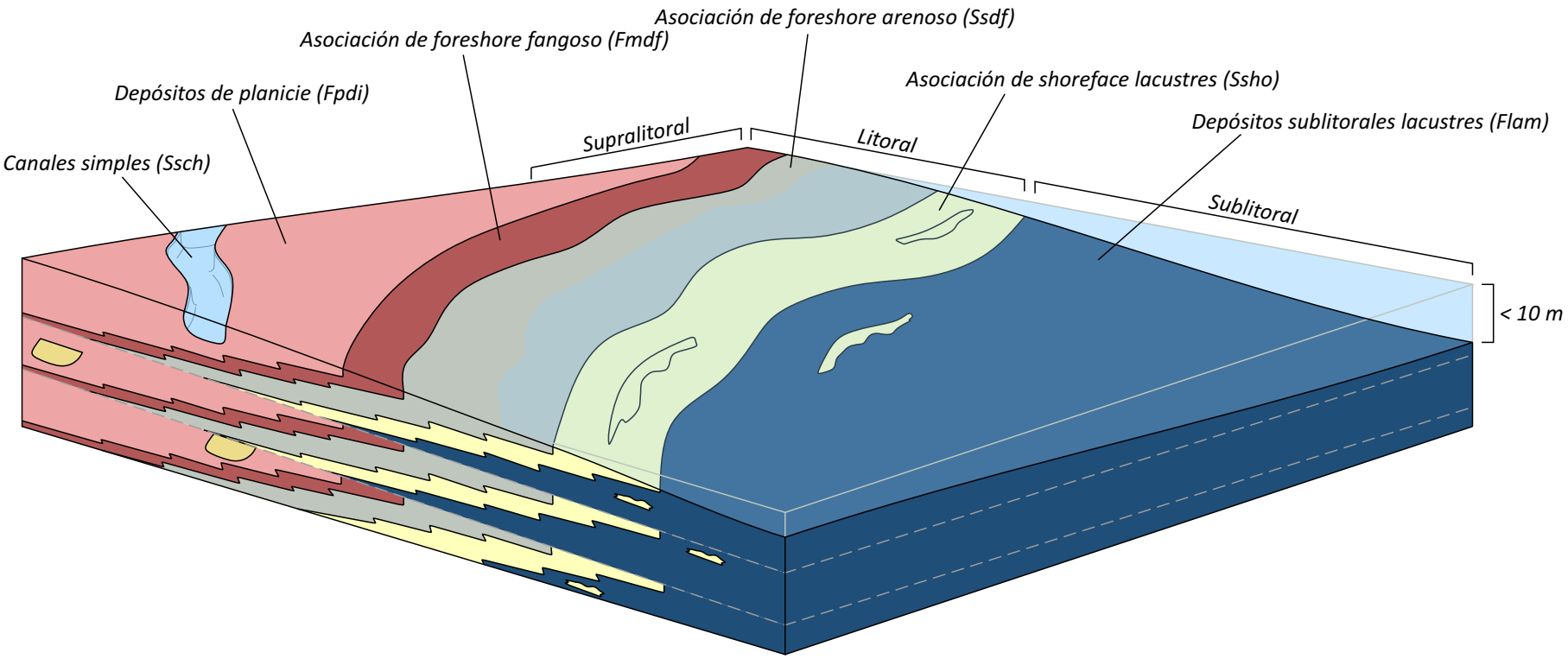
Los sistemas lacustres son definidos como cualquier cuerpo de agua continental que ocupa una depresión en la superficie terrestre y que adquiere dimensiones apreciables, mayores que una charca (*pond*) y lo suficientemente profundo como para que la vegetación (excluyendo la vegetación subacuática)

Modelos de acumulación

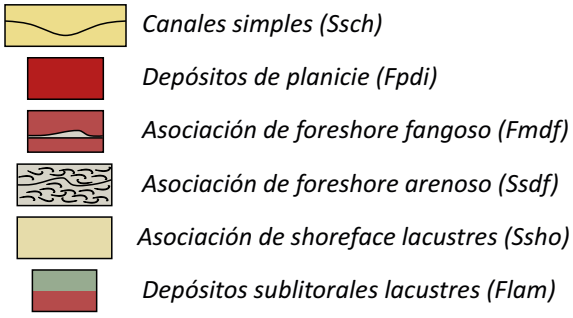
Figura 8.3

Sistemas lacustres someros

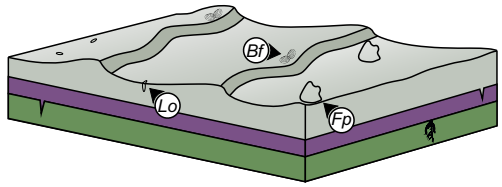
A



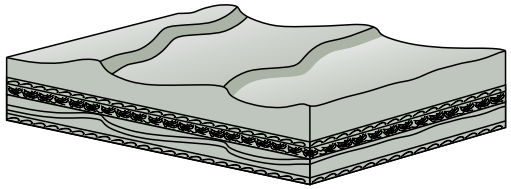
B



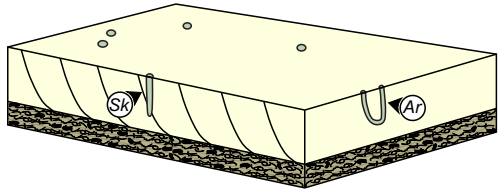
C



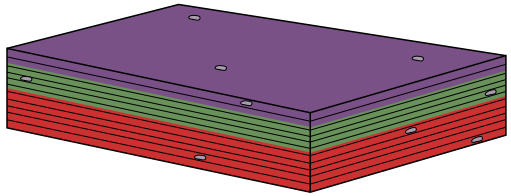
Asociación de foreshore fangoso (Fmdf)



Asociación de foreshore arenoso (Ssdf)



Asociación de shoreface lacustres (Ssho)



Depósitos sublitorales lacustres (Flam)

A. Esquema general de acumulación de los sistemas lacustres someros (grandes humedales) - En el esquema se observa la distribución de los diferentes subambientes
B. Unidades sedimentarias presentes en el modelo de acumulación de sistemas lacustres someros
C. Reconstrucción esquemática de los subambientes de los sistemas lacustres someros - Notese las estructuras sedimentarias y biogénicas

enraíce completamente en la zona cubierta por el agua en toda su extensión (Bates & Jackson, 1987). Existen numerosos sistemas de clasificación para los sistemas lacustres, que serán abordados en detalle en el Capítulo 9.

Comúnmente, a modo de simplificar su descripción, los ambientes lacustres suelen dividirse en dominios o cinturones ambientales que se distribuyen de forma aproximadamente concéntrica (Gierlowski-Kordesch & Kelts, 1994). Estos dominios pueden tener dimensiones muy variables de un sistema a otro, y están condicionados por los procesos físicos, físico-químicos y biológicos de cada sistema. Por lo tanto, podemos subdividir los sistemas lacustres desde el margen hacia el centro en: *supralitoral, litoral, sublitoral, talud* y *cuenca* (Glenn & Kelts, 1991; Hutchinson, 1957; Kelts, 1988; Gierlowski-Kordesch & Kelts, 1994). La identificación de estos cinturones ambientales resulta sencilla en ambientes actuales, sin embargo, dependiendo del grado de desarrollo, pueden no aparecer tan claramente representados en el registro sedimentario, pudiendo presentarse muy pocas diferencias entre las zonas supralitorales y de cuenca del sistema, o bien no estar representados algunos de los subambientes.

En la *zona supralitoral (o palustre)* dominan los rasgos de exposición subaérea y de vegetación enraizada, y es normalmente controlada por oscilaciones en el nivel freático. La *zona litoral (lacustre marginal)* se trata de un subambiente dominado por procesos fóticos y de buena oxigenación, normalmente afectados por el oleaje. Una de las características más distintivas es la presencia de rasgos que reflejan exposiciones subaéreas periódicas por oscilaciones en el nivel del agua en varias escalas temporales. La *zona sublitoral*, constituye el sector que se mantiene constantemente bajo condiciones inundadas, en las que no se registran evidencias de exposición subaérea, pero que, sin embargo, se encuentra dominada por procesos fóticos y de oxigenación, limitados en muchas oportunidades por la turbidez del agua. Esta zona podría ser afectada periódicamente por el alcance de los efectos de olas de tormenta. La *zona de talud* no siempre se encuentra presente, de hallarse, constituye una zona de *by-pass* en la sedimentación. Finalmente, la *zona de cuenca (o pelágica)* corresponde a las zonas centrales de los sistemas lacustres y las más profundas, se ubican fuera del alcance del oleaje y están generalmente dominadas por procesos afóticos y de anoxia, y por procesos de decantación y precipitación en los que ocasionalmente llegan flujos turbidíticos.

La identificación de asociaciones de facies asignadas a diferentes procesos de acumulación y las relaciones espaciales que éstas mantienen entre sí, marcan el desarrollo de un sistema lacustre organizado en arreglos somerizantes.

La asociación de depósitos sublitorales lacustres *(Flam)* caracteriza a las sedimentitas más profundas de este sistema de acumulación, en los cuales predominaban los procesos de decantación en un

ambiente de baja energía a partir de flujos de hipopicnales (*overflows*), en períodos donde la profundidad de los cuerpos de agua eran lo suficientemente elevadas (~10 m) para que los sedimentos en suspensión decantaran acumulándose en el fondo. En general estos depósitos laminados suelen estar compuestos por sedimentos silicoclásticos finos (alóctonos) y algunos fangos con proporciones menores de micrita (autóctonos), que en algunos casos particulares pueden concentrar materia orgánica en bajas cantidades (restos esqueléticos de algas y organismos planctónicos). Las láminas discretas de carbonato indican generalmente procesos de precipitación química por saturación de las aguas, aumento de la temperatura del agua, o por precipitación bioinducida en momentos de explosiones (*blooms*) de determinadas algas que se encuentran en la superficie del agua (Arribas *et al.*, 2004; Fregenal Martínez & Meléndez, 2010). Esporádicamente, se conservan niveles de areniscas con techos ondulados transportadas a partir de flujos de tipo hiperpicnales (*underflows*) o por tormenta (Fregenal Martínez & Meléndez, 2010).

Más allá de las estructuras sedimentarias laminadas que ponen de manifiesto el carácter decantativo y/o de débiles corrientes tractivas que generaron estos depósitos, es importante destacar el contenido fosilífero de esta unidad, donde esporádicamente se observan microfósiles de ostrácodos y foraminíferos (plantónicos). Por otra parte, la presencia de restos fósiles de vertebrados correspondientes a peces (siluriformes y teleósteos), tortugas, y cocodrilos (*Mourasuchus* sp.) dentro de esta asociación, representan en conjunto con los microfósiles, una asociación faunística de ambiente de afinidad dulceacuícola desarrollada en climas cálidos a templados (Cione *et al.*, 2005; Días-Nicolaídis & Coimbra, 2008; Vizcaíno *et al.*, 2012; Bona *et al.*, 2013; Tineo *et al.*, 2015). La falta de preservación de restos orgánicos blandos es consecuente con ambientes de poca profundidad (< 10 m) y altas temperaturas, donde predominan los procesos de oxidación y descomposición (Elder, 1985; Ferber & Wells, 1995).

Verticalmente, los depósitos de grano fino gradan a *depósitos de shoreface lacustres (Ssho)* que corresponden a sedimentos retrabajados por la acción del oleaje, marcando el inicio de subambientes litorales (Figura 8.3.A). La presencia de acumulaciones discretas de estos depósitos, son interpretadas como el retrabajo *in situ* de sedimentos depositados previamente por otros procesos, como respuesta a la ausencia de mareas y a pendientes más bien tendidas, lo cual favorece el área de influencia del oleaje. Otro de los factores que seguramente condiciona la continuidad y abundancia de estos depósitos es la morfología de la línea de costa de los cuerpos de agua, ya que márgenes irregulares provocarán una restricción en la extensión lateral de estos depósitos, desarrollando cordones separados lateralmente por sedimentos fangosos. Los depósitos de esta unidad sedimentaria se hallan constituidos por sedimentitas silicoclásticas y mixtas (*Sp - Stn - SMSbv – Sr - Sw - SMSod - CMS*) acumuladas en bancos (*shoals*) y/o playas por sobre el nivel de olas de buen tiempo (Milroy & Wright, 2002; Keighley *et al.*, 2003; Mc Glue *et al.*, 2010; Tänavsuu-Milkeviciene & Sarg, 2012; Norsted *et al.*, 2015).

La presencia de bioclastos en muchos de los niveles de composiciones mixtas es realmente llamativa, encontrándose mayormente representados por organismos desarticulados y fragmentados, que muestran distintos arreglos tafonómicos donde las valvas se agrupan formando apilamientos (*stacking*), y en algunos casos nidos (*nesting*), con disposiciones muy variables con respecto a la estratificación (de concordantes a oblicuas). Por su parte, las litologías con presencia de ooides fueron analizadas composicional y petrográficamente (ver Capitulo 5), de los cuales se interpreta que fueron formadas bajo condiciones hidrodinámicas de energía moderada intermediadas por el desarrollo de películas de algas o bacterias (*biofilms*) alrededor de los granos (Plee *et al.*, 2008). En forma intermitente ocurren eventos de alta energía que producen una fuerte agitación del agua por acción del oleaje (Swyridczuk *et al.*, 1979, 1980; Strasser, 1986). Se desprende de esto que, tanto los depósitos de areniscas mixtas silicoclásticas con ooides (*SMSod*) como las areniscas mixtas aloquímicas (*CMS*) con abundantes bioclastos, representan los depósitos originados a partir del retrabajo *in situ* de sedimentos por la acción intermitente del oleaje sobre el *shoreface* lacustre, que posteriormente son acumulados en bancos (*shoals*) y/o playas (Milroy & Wright, 2002; Keighley *et al.*, 2003; Días *et al.*, 1988; Carvalho *et al.*, 2000; Cohen & Thkavaouin, 1987).

Las márgenes del sistema lacustre están compuestas principalmente por planicies fangosas (*mudflats*) y planicies arenosas (*sandflats*), donde quedan registradas las fluctuaciones de menor frecuencia del nivel del lago (Figura 8.3.A).

Los depósitos de *foreshore* arenosos *(Ssdf)* mayoritariamente se encuentran caracterizados por niveles de areniscas mixtas silicoclásticas con bivalvos (*SMSbv*), areniscas con laminación ondulítica (*Sr-Sw*), areniscas con laminación horizontal (*Sh*) a laminación de bajo ángulo (*Sl*), y en menor medida por areniscas masivas (*Sm*). Los niveles que concentran bioclastos, muestran mayormente niveles con arreglos anidados y en pavimento (ver Capítulo 6 y 7), que representan eventos de concentración formados por un breve retrabajamiento hidráulico (Kidwell, 1991). Las acumulaciones en pavimento fueron originadas por corrientes unidireccionales con una fuerza mayor al coeficiente de arrastre necesario para sostener las valvas convexas hacia arriba. Las estructuras asociadas (*Sh – Sl – Sr - Sw*) a los depósitos en pavimento soportan la idea de que estas acumulaciones son originadas por la transición de flujos tractivos supercríticos a subcríticos de pocos centímetros de espesor y de corrientes de baja competencia en las fases de capa plana a óndula. Por otro lado, las concentraciones anidadas son originadas por corrientes oscilatorias con acción de un oleaje muy débil (Allen, 1992). Estos depósitos son interpretados como acumulaciones de *foreshore*, donde las condiciones de alto régimen de flujo de las corrientes de *swash* y *backwash* dan lugar a la formación de sedimentitas con estructuras estratificadas (*Sh – Sl*) y con concentraciones de bioclastos (*SMSbv*).

Los depósitos finos de las planicies de *foreshore* fangosas *(Fmdf)* se habrían generado durante las etapas de crecida-caída del nivel del agua, donde los flujos laminares pierden su capacidad de transporte, en áreas con topografía plana cubiertas por el crecimiento de vegetación superficial en las márgenes del lago (Abels *et al.*, 2009a, 2009b). Si el aporte de sedimento es elevado, se generan depósitos de areniscas con laminaciones ondulíticas y facies heterolíticas. Los rasgos sedimentológicos que denotan exposición subaérea (grietas de desecación) y edafización son características dominantes de esta asociación, correspondiéndose con la faja que frecuentemente se encharca y deseca por cambios en el nivel freático, o bien por la llegada de agua por escorrentía superficial no canalizada. Es común que las estructuras primarias queden obliteradas por la acción de raíces y la bioturbación de organismos tolerantes al estrés hídrico. Los depósitos arcillosos suelen presentar variaciones de coloración y moteados que delatan alteraciones composicionales de las arcillas debido a la exposición subaérea.

En el marco de las características señaladas, el sistema de acumulación estudiado puede ser interpretado como una red de sistemas lacustres someros o como un sistema de grandes humedales (pantanos) con desarrollo de lagos, lagunas, charcas y zonas palustres, desarrollados bajo un clima subtropical a tropical. Según la subdivisión ambiental, este sistema se halla constituido por rasgos pertenecientes a zonas supralitorales, litorales (*foreshore* - *shoreface*) y sublitorales (Figura 8.3.A). La falta de rasgos mareales y características propias de ambientes con afinidad marina, sitúan a estos sistemas en ambientes intracontinentales (*inland*).

A modo de síntesis, la zona supralitoral constituye la franja más externa de estos sistemas de acumulación, que se caracteriza por presentar una topografía muy plana colonizada por vegetación, que es sometida recurrentemente a procesos de exposición subaérea y edafización, e inundaciones a partir de oscilaciones del nivel freático o por escorrentía superficial no canalizada. Dado que comparte muchas características con los depósitos más externos de la zona litoral, resulta muy difícil su diferenciación. Este tipo de subambiente puede alcanzar grandes extensiones, relacionadas tanto a los ambientes lacustres someros como a las planicies de inundación de los sistemas fluviales meandrosos.

La zona litoral constituye la zona ambientalmente más compleja del sistema lacustre, dada la gran variedad de mecanismos y procesos de acumulación de sedimentos. Este subambiente es sometido a oscilaciones del nivel del lago a distintas escalas temporales, desde oscilaciones estacionales anuales (alta frecuencia) a oscilaciones de ciclos de caída-aumento del nivel de períodos prolongados (menor frecuencia). Las asociaciones que la caracterizan, fueron formadas en condiciones subácueas afectadas por oleaje, descargas de corrientes canalizadas y no canalizadas, y con interacciones de superficies recurrentes de exposición subaérea. También constituye una zona fótica bien oxigenada en las que se dan las condiciones adecuadas para el desarrollo de una intensa actividad biológica.

La disponibilidad de material bioclástico en tenores de abundancia relativamente altos, son atribuidos a eventos de mortalidad en masa de bivalvos. Existen varias formas de explicar estos eventos de mortalidad, los más estudiados en la bibliografía corresponden a eventos de tormenta, cambios en la anoxia del agua, cambios de salinidad, cambios en el pH, entre muchos otros. Trabajos recientes evidencian grandes mortalidades en masas de corbiculidos en ambientes lacustres a causa de cambios en la profundidad del agua, donde se demuestra que eventos drásticos de desecación de los cuerpos de agua de baja profundidad generan mortalidad en masa de los individuos de esta familia (White & White, 1977; Morgan *et al.*, 2003; Werner & Rothhaupt, 2008). El cambio de temperatura del agua es otro de los factores altamente perjudiciales para el modo de vida de estos moluscos, donde tan solo con un aumento de la temperatura del agua comprendido entre los 15 – 20°C al cabo de un periodo breve de tiempo (28 días), se observa una mortalidad en masa de estos bivalvos del 98% (Wittmann *et al.*, 2012). Por otra parte, la existencia de niveles que conservan individuos en posición de vida, evidencian pulsos súbitos cargados de sedimentos en suspensión que produjeron el sofocamiento inmediato (evento obruptivo) y la muerte *in situ* (Seilacher, 1982; Brett & Seilacher, 1991), originados durante eventos de crecida de los sistemas fluviales, donde se produce un considerable aumento del aporte de sedimento y agua hacia los sistemas lacustres.

Por otro lado, la zona sublitoral constituye el sector del sistema lacustre que se encuentra por fuera del alcance del oleaje, pero puede ser afectado por olas de tormenta. Al encontrarse a profundidades someras (< 10 m) todavía preserva condiciones de oxigenación relativamente altas. En estos sectores las plantas aún son capaces de enraizarse, aunque pueden ocurrir también crecimientos de carofitas. Los sedimentos que la caracterizan son fangosos, principalmente laminados, con cantidades más bien bajas de materia orgánica. La acumulación de sedimento se genera principalmente a partir de la decantación de sedimentos que son transportados por flujos hipopicnales (*overflows*), aunque también son habituales niveles de sedimentos arenosos transportados por flujos hiperpicnales (*underflows*), corrientes gravitacionales, o de tormenta. Es llamativo que no se generen mantos de carbón en ambientes tan propicios para la productividad orgánica, esto es a raíz de que existen condiciones de alta oxigenación en ambientes poco profundos, sumado a una alta tasa de aporte de sedimento evidenciada por las características composicionales de las arcillas (ver Capítulo 5).

El tiempo de respuesta de un sistema lacustre a variaciones de cualquier orden de magnitud en los factores de control, es muy corto y se refleja de forma inmediata en su dinámica, y la probabilidad de que la modificación quede incorporada al registro sedimentario es alta. Los factores de control que determinan la red multidimensional de procesos que configura un sistema lacustre, su dinámica y evolución sedimentaria, son los mismos que para todos los sistemas lacustres, con la salvedad de que cada uno de los

factores interactúa de distinta manera e intensidad, y a distintas escalas temporales (Fregenal Martínez & Meléndez, 2010).

La superposición de sucesiones somerizantes descriptas evidencia una alta recurrencia de factores de control, tanto alocíclicos como autocíclicos, donde el clima y la tectónica habrían constituido los controles alocíclicos principales que actuaron a distintas escalas temporales (ver Capítulo 9). Por ejemplo, un período prolongado de tiempo con déficit en las precipitaciones, puede generar en estos sistemas con bajos gradientes topográficos, cambios significativos en los niveles de agua, sometiendo grandes superficies a condiciones de exposición subaérea.

La presencia de ciclos menores, como son la mortalidad en masa de moluscos, la acumulación de depósitos finos dentro de las planicies y los rasgos de exposición subaérea asociados a las zonas supralitorales, es interpretada como cambios de mayor frecuencia controlados por factores climáticos estacionales (cambios en la temperatura y el régimen de lluvia) (ver Capítulo 9).

8.2.2- SISTEMAS DELTAICOS DE PEQUEÑA ESCALA

Distribución y arreglo

Los sistemas deltaicos de pequeña escala solamente han sido reconocidos dentro de la Formación Yecua en la localidad de La Angostura (LA).

Este modelo de acumulación se compone principalmente por la asociación de facies de *prodelta (Fpro), barras de desembocadura (Sdmb), canales distributarios termininales (Stdch)* y *planicies deltaicas subácueas (FSpdel)*, que se relacionan verticalmente a través de una sucesión somerizante de entre 9 – 15 metros, y extensiones laterales de 35 metros (Figura 8.4.A).

Las sedimentitas basales que dan inicio a estas sucesiones corresponden a depósitos de *prodelta* (*Fpdel*) los cuales fueron acumulados en ambientes dominados por procesos de decantación y vinculados a corrientes diluidas de origen fluvial. Los depósitos de prodelta gradan verticalmente a depósitos de *barras de desembocadura (Sdmb),* marcando el inicio e instauración del frente deltaico. Estos depósitos pasan vertical y lateralmente a depósitos de *canales distributarios terminales (Stdch)* generados por procesos de origen fluvial, donde estas acumulaciones erosionan parcialmente los depósitos de barras de desembocadura. Finalmente, la sucesión culmina con depósitos de la *planicie deltaica subácueas (FSpdel).* La estrecha relación que mantienen los depósitos de planicie subácuea y de canales distributarios con las asociaciones de planicie lacustres (*Ssdf - Fmdf*), sugieren que la acumulación de estos sistemas se produjo en sectores próximos a la desembocadura de los canales distributarios.

Las acumulaciones dejadas por este sistema son cubiertas por la asociación de *depósitos sublitorales lacustres (Flam)*, marcando una superficie transgresiva evidenciada por el arreglo progradacional-retrogradacional de los subambientes de acumulación (Fielding, 2010).

Dinámica del sistema

Los sistemas deltaicos son por definición, protuberancias formadas a partir de un sistema fluvial ingresando a un cuerpo de agua, en una zona deprimida de la cuenca, donde el aporte de sedimento es mayor que los procesos (oleaje o marea) que pueden redistribuirlos dentro de la cuenca. Por lo general, los depósitos deltaicos poseen una geometría definida por tres elementos que fueron denominados como *planicie deltaica (topset)*, *frente deltaico (foreset)* y *prodelta (bottomset)* (Scruton, 1960).

La morfología de los sistemas deltaicos, y arquitectura de sus depósitos constituyentes, se encuentran condicionados por la intensidad en que participan los procesos fluviales, de oleaje y de mareas (Coleman & Wright, 1975; Galloway, 1975). En relación a la intensidad en que estos tres factores de control influencian los procesos de acumulación, los sistemas deltaicos pueden ser clasificados como deltas fluvio-dominados, dominados por oleaje o dominados por mareas (Galloway, 1975) (Figura 8.4.C).

Las características morfológicas de las planicies deltaicas, frente deltaico y prodelta varían significativamente dependiendo de las características del sistema de alimentación (*feeder system*), la profundidad del cuerpo de agua y la distribución de sedimentos, bajo diferentes condiciones climáticas, tectónicas y fisiográficas (McPherson *et al.*, 1987; Postma, 1990). Postma (1990), propone un sistema de clasificación empírico para los sistemas deltaicos fluvio-dominados, basado en las características y los patrones de afluencia del sistema de alimentación, y la profundidad del cuerpo de agua que recibe el aporte de sedimento. En este sentido, se establecen 4 patrones de sistemas de alimentación denominadas como *feeder systems* de tipo A – D (Figura 8.4.D), y la profundidad del cuerpo de agua se diferencia como profundos y someros (Figura 8.4.D). Dentro de los sistemas someros se reconocen 2 tipos sistemas deltaicos, i) los sistemas deltaicos de tipo *Gilbert,* caracterizados sedimentos de granulometrías gruesas con un buen desarrollo del frente deltaico (*foreset*); y ii) los *shoal water deltas,* desarrollados en cuerpos muy someros (< 20 m), donde generalmente el sistema deltaico carece de un buen desarrollo de los depósitos del frente deltaico (Figura 8.4.D).

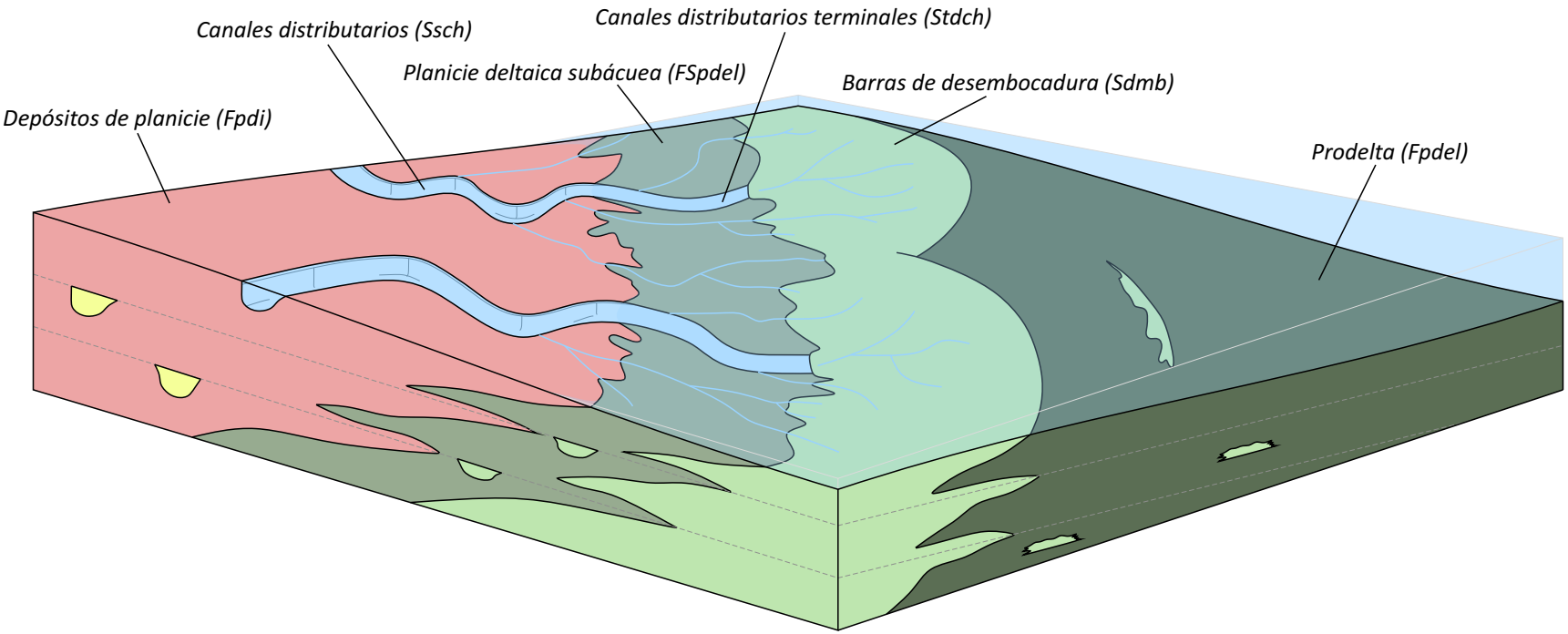
La identificación de asociaciones de facies asignadas a diferentes procesos de acumulación y las relaciones espaciales que éstas mantienen entre sí, marcan el desarrollo de un sistema deltaico con una clara sucesión somerizante (Figura 8.4.A-B). A su vez, se relacionan espacialmente con depósitos vinculados a procesos fluviales y lacustres, en el que se observa un arreglo progradacional-retrogradacional de los subambientes de acumulación evidenciando de este modo una superficie transgresiva.

Modelos de acumulación

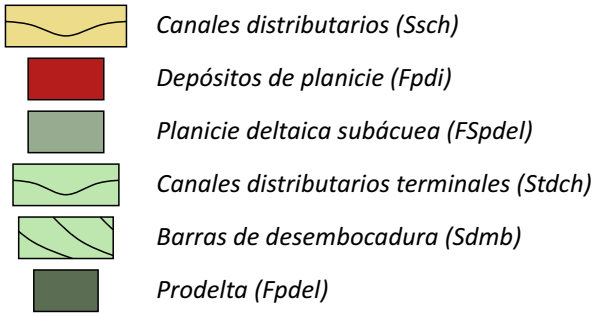
Figura 8.4

Sistemas deltaicos de pequeña escala

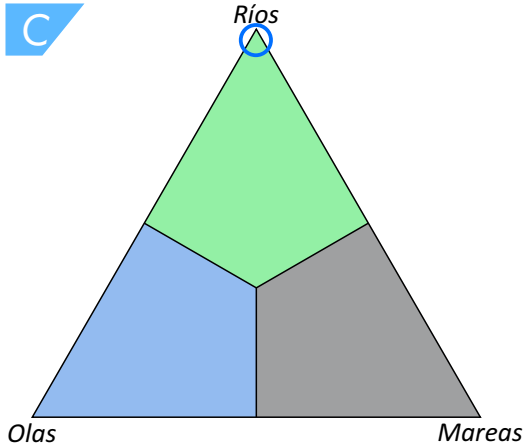
A



B



C



D

Sistema alimentador	Tipo A	Tipo B	Tipo C	Tipo D
Aguas muy someras (Shoal water deltas)	Fricción		Fricción / Suspensión	
Aguas más profundas (Deltas tipo Gilbert)	Gravedad		Gravedad / Suspensión	

A. Esquema general de acumulación de los sistemas deltaicos de pequeña escala - En el esquema se observa la distribución de los diferentes subambientes
B. Unidades sedimentarias presentes en el modelo de acumulación de sistemas deltaicos de pequeña escala
C. Sistema de clasificación ternario según los procesos dominantes (modificado de Galloway, 1975) - Sistema estudiado (circulo azul)
D. Clasificación para sistemas fluvio-dominados según el sistema alimentados y la profundidad del agua (modificado de Postma, 1990) - Sistema estudiado (rectangulo azul)

Los sistemas lacustres con sedimentación litoral siliciclástica, reciben el sedimento a través de sistemas aluviales que forman un tipo u otro de sistema deltaico. Las corrientes entrantes que transportan grandes cantidades de sedimento, al ponerse en contacto con el cuerpo de agua, expanden su flujo perdiendo competencia y capacidad de transporte soltando la carga, al mismo tiempo que la magnitud de la carga impide que los procesos litorales puedan retrabajarla y redistribuirla eficazmente. Los contrastes de densidad entre estos dos determinarán las características del flujo, definiendo si el flujo entrante es más denso (hiperpicnales), de igual densidad (homopicnales) o de menor densidad (hipopicnales) que el cuerpo de agua. No obstante, muchos de estos flujos (o plumas) muestran comportamientos hipo e hiperpicnales al mismo tiempo (Nemec, 1995; Kineke *et al.*, 2000; Bhattacharya, 2006). En función de las diferencias de salinidad, de la cantidad de sedimento aportado y, del gradiente topográfico del margen lacustre se pueden desarrollar diferentes tipos de acumulaciones deltaicas con geometrías, dinámicas y evoluciones sedimentarias diferentes (Van Alstine, 2004; Fregenal Martínez & Meléndez, 2010).

Durante el desarrollo del frente deltaico, las barras de desembocadura se formaban a partir de importantes descargas de material arenoso transportado por cursos fluviales dentro de ambientes litorales lacustres con bajo gradiente. Cuando el flujo pierde su confinamiento cesa su movimiento, generando que el material arenoso se organice construyendo dunas o barras con estratificaciones entrecruzadas. Por su parte, los materiales de grano fino son transportados en suspensión mediante plumas boyantes que se dispersaban radialmente hacia los depocentros, y acumulan estos sedimentos a través de procesos de decantación. Estos cambios en el comportamiento del flujo se interpretan como variaciones en la densidad, donde el flujo dominante era de tipo friccional (hiperpicnal), y a medida que este depositaba su carga fluvial gruesa, la fina era puesta en suspensión causando un flujo hipopicnal. Con frecuencia, a los sectores más distales del frente deltaico llegaban flujos densos arenosos subácueos (*underflow*) los cuales generan un *bypass* en la sedimentación de las barras de desembocadura, erosionando y depositando los materiales en el prodelta (Mulder & Syvitski, 1995; Parsons *et al.*, 2001).

El desarrollo de planicies subácueas se halla vinculado a las condiciones de las descargas del sistema fluvial. Durante los eventos de crecidas, las planicies subácueas recibían material pelítico y arenoso proveniente de los desbordamientos de los canales. Por otra parte, durante las etapas de cese del aporte, dominaban procesos de oleaje de baja energía que retrabajaban los depósitos formando trenes de ondulas de oscilación en los techos de las capas. En esta planicie se desarrollaban canales distributarios terminales que modificaban continuamente su posición dentro de la planicie, de acuerdo a mecanismos de migración y/o avulsión del canal (Hopkins, 1985; Li & Bhattacharya, 2014). Internamente, los canales distributarios acumulaban sedimento arenoso en formas de dunas o barras con estratificaciones entrecruzadas (*Ss*), con

capas con óndulas y laminadas de distintos tipos (*Sh - Sl – Sr - Sw- Src*), y estructuras de deformación hidroplástica relacionadas a una sedimentación rápida.

En el marco de las características señaladas, el sistema de acumulación estudiado puede ser clasificado como un sistema deltaico de baja profundidad fluvio-dominado o *shoal water deltas* (Postma, 1990; Smith, 1991; Kvacek *et al.*, 2004; Fregenal Martínez & Meléndez, 2010). Este sistema se habría construido principalmente como resultado de eventos de descarga fluvial densas dentro de un sistema lacustre de baja profundidad (Figura 8.4.D).

Estos deltas adquieren una marcada forma de lobada con desarrollo de estructuras de corrientes en sentido radial (Figura 8.4.A). Los mismos pueden estar compuestos por un único lóbulo o coexistir varios lóbulos subacuáticos, en respuesta a procesos de avulsión. La avulsión lateral es un proceso frecuente dado el poco espacio de acomodación que presentan los sistemas lacustres.

Estos lóbulos no presentan la estructuración en *foresets* inclinados típicos de deltas de tipo *Gilbert* (Figura 8.4.D), aunque tienen superficies internas inclinadas (< 10°) que reflejan la progradación del lóbulo. Los cambios laterales de facies muestran una estrecha relación con asociaciones litorales y sublitorales del sistema lacustre. Posiblemente durante las etapas de cese de aporte fluvial, el oleaje puedo haber retrabajado los depósitos deltaicos modificando levemente la morfología del lóbulo, distribuyendo y concentrando parte de los sedimentos en las acumulaciones de *shoreface* o de *nearshore* lacustre (Melchor, 2007; Johnson & Graham, 2004; Kvacek *et al.*, 2004; Fregenal Martínez & Meléndez, 2010).

Estos deltas tienden a desarrollar planicies deltaicas con canales distributarios estables de bajo gradiente y con una alta carga en suspensión fina, que quedaban rodeados por planicies fangosas palustres y de pantanos. El funcionamiento intermitente de estos sistemas, favoreció la colonización de organismos y el desarrollo de estructuras biogénicas de abundancia e intensidad variable. Los cambios intermitentes en el aporte-cese de sedimento, se interpretan como el producto de variaciones estacionales en la descarga de los sistemas fluviales (climas tropicales estacionales), y actividad tectónica en las áreas de cabecera de los sistemas fluviales (mayor aporte de sedimentos).

Las características de la arquitectura y secuencialidad estratigráfica de estos sistemas están controladas tanto por estas oscilaciones alocíclicas como por autocíclicas (avulsión), las cuales reflejan variaciones de diferentes magnitudes en el nivel del sistema lacustre (Melchor, 2007; Johnson & Graham, 2004).

8.3- CONSIDERACIONES FINALES

De lo expresado en este capítulo, y a modo de síntesis, se pudo definir que dentro de las unidades analizadas se reconocieron 4 sistemas de acumulación. El primero de los sistemas descriptos corresponde a los sistemas fluviales entrelazados, los cuales se hallaban conformados por canales de tipo *braided* (trenzados), que se relacionaban con las planicies de inundación, tanto lateral como verticalmente. Durante los períodos de inundación, los canales transportaban una alta carga de sedimento arenoso llenando rápidamente sus cauces, provocando la avulsión de los mismos y subsecuente erosión de las planicies aluviales. Estos sistemas se habrían desarrollado en sectores proximales a intermedios con respecto a su área fuente, donde las paleocorrientes de estos sistemas indican una fuerte dirección de transporte hacia el SSE.

El segundo sistema depositacional corresponde a los fluviales meandrosos. Dicho modelo de acumulación, se caracteriza por el predominio de canales meandrosos con una alta preservación de los depósitos de planicie de inundación. Los canales se movilizaban sobre las planicies de inundación por mecanismos de migración lateral y avulsión, en condiciones de gradación moderadas a altas, lo que permitió que las planicies adquieran una relativa estabilidad y resistencia a la erosión, generando un aumento del potencial de preservación y un aumento en la madurez de los suelos. Estos sistemas fluviales se habrían desarrollado en sectores distales con respecto a su área de fuente, donde las paleocorrientes indican una fuerte dirección de transporte hacia el ENE y SSE. Los cambios que presenta este sistema depositacional, tanto en dirección sur-norte como en la vertical, hace presumir que existen variaciones en las tasas de generación de espacios de acumulación con respecto al aporte de sedimentos.

El tercer y el cuarto sistema de acumulación, corresponde a los sistemas lacustres someros y los sistemas deltaicos de pequeña escala respectivamente. Los mismos se reconocen principalmente en el sector norte del área de estudio. Estos forman parte de una compleja red hídrica, en donde ambos sistemas interactúan entre sí en forma dinámica y constante. Los sistemas lacustres someros se hallan constituidos por rasgos característicos de las zonas supralitorales, litorales (*foreshore* - *shoreface*) y sublitorales, de clima subtropical a tropical. Donde la superposición de sucesiones somerizantes descriptas evidencian una alta recurrencia de estos ambientes en el tiempo, controlada tanto por factores alocíclicos como autocíclicos.

Por su parte, los sistemas deltaicos de pequeña escala corresponden a sistemas fluvio-dominados, los cuales se habrían construido principalmente como resultado de eventos de descargas fluviales densas dentro de un sistema lacustre de baja profundidad. Estos deltas de formas lobadas radiales, podían estar constituidos por un único lóbulo o coexistir varios lóbulos subacuáticos, en respuesta a procesos de

avulsión, que durante las etapas de cese de aporte fluvial, el oleaje pudo haber retrabajado los depósitos deltaicos modificando levemente la morfología del lóbulo, distribuyendo y concentrando parte de los sedimentos en las acumulaciones de *shoreface* o de *nearshore* lacustre.

Abels H.A., Abdul Aziz H., Calvo J.P. & Tuenter E., (2009a). Shallow lacustrine carbonate microfacies document orbitally paced lake-level history in the Miocene Teruel Basin (North-East Spain). *Sedimentology*. (56): 399–419.

Abels H.A., Abdul Aziz H., Ventra D. & Hilgen F.J., (2009b). Orbital climate forcing in mudflat to marginal lacustrine deposits in the miocene teruel basin (northeast spain). *Journal of Sedimentary Research.* (79): 831–847.

Adams M.M. & Bhattacharya JP., (2005). No change in fluvial style across a sequence boundary, Cretaceous Blackhawk and Castlegate Formations of central Utah, USA. *Journal of Sedimentary Research*. 75 (6): 1038-1051.

Allen J.R.L., (1982). Sedimentary Structures: Their character and physical basis. *Elsevier Science Publishers, Amsterdam.*

Allen J.R.I., (1992). Taphonomy: Transport - Hydrodynamics. En Briggs D.E.G. & Crowther P.R. (Eds.): Palaeobiology: A synthesis. *Blackwell Science Publishers, Oxford, United Kingdom*. 237-230.

Arribas M.E.; Bustillo A. & Tsige M., (2004). Lacustrine chalky carbonates: origin, physical properties and diagenesis (Paleogene of the Madrid Basin, Spain). *Sedimentary. Geology*. (166): 335-351.

Bates R.L. & Jackson J.A., (1984). Dictionary of Geological Terms. *American Geological Institute, Anchor Press/Doubleday, New York*. 571pp.

Bhattacharya J.P, (2006). Deltas. En Walker R.G. & Posamentier H., (Eds.): Facies Models revisited. *SEPM Special Publication*. (84): 237-292.

Bona P., Riff D. & Gasparini Z., (2013). Late Miocene crocodylians from northeast Argentina: new approaches about the austral components of the Neogene South American crocodylian fauna*. Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth and Environmental Science.* (103): 1–20.

Brett C.E. & Seilacher A., (1991). Fossil Lagerstätten: A taphonomic consequence of event sedimentation. En Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. (Eds.): Cycles and Events in Stratigraphy. *Springer, Berlin, Germany.* 284–297.

Bridge J.S., (2003). Rivers and floodplains: Forms, processes, and sedimentary record. *Blackwell Science Publishers, Oxford, United Kingdom*.

Bristow C.S. & Best J.L., (1993). Braided rivers: perspectives and problems. *Geological Society of London, Special Publications*. 75 (1): 1-11.

Carvalho M.D., Mundim Praça U., Da Silva-Telles Jr.A.C., Jahnert R.J. & Dias J.L., (2000). Bioclastic carbonate lacustrine facies models in the Campos Basin (Lower Cretaceous), Brazil. En Gierlowski-Kordesch E. & Kelts K. (Eds.): Lake Basins through space and time. *AAPG Studies in Geology*. (46): 245-255.

Cione A.L., Casciotta J.R., Azpelicueta M.M., Barla M.J. & Cozzuol M.A., (2005). Peces marinos y continentales del Mioceno del área Mesopotámica Argentina, procedencia estratigráfica y relaciones biogeográficas. En Aceñolaza F.G. (Ed.): Temas de la Biodiversidad del Litoral Fluvial Argentino. *INSUGEO, Miscelánea.* (14): 49–64.

Cohen A.S. & Thouin C. (1987). Nearshore carbonate deposits in Lake Tanganyika*. Geology*. (15): 414-418.

Coleman J.M. & Wright L.D., (1975). Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. En Broussard M.L. (Ed.): Deltas, Models for Exploration. *Houston Geological Society*. 99-149.

Dias J.L., Oliveira J.Q. & Vieira J.C., (1988). Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, rift phase of Campos Basin, offshore Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. 18 (3): 252-260.

Dias-Nicolaidis D. & Coimbra J.C., (2008). Perissocytheridea carrenoae sp. nov. (Crustacea, Ostracoda) and associated calcareous microfauna from Yecua Formation (Miocene), Bolivia. *Revista Brasilera de Paleontología.* (3): 179–186.

Elder R.L., (1985). Principles of Aquatic Taphonomy with Examples from the Fossil Record. *Thesis, University of Michigan.* 336 pp. (unpublished).

Ferber C.T., & Wells N.A., (1995). Paleolimnology and taphonomy of some fish deposits in "Fossil" and "Uinta" Lakes of the Eocene Green River Formation, Utah and Wyoming. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* (117): 185-210.

Fielding C.R., (2010). Planform and Facies Variability in Asymmetric Deltas: Facies Analysis and Depositional Architecture of the Turonian Ferron Sandstone in the Western Henry Mountains, South-Central Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research.* (80): 455-479.

Fregenal Martínez M.A. & Meléndez N., (2010). Lagos y sistemas lacustres. En Arche A. (Ed.): Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. *Consejo Superior De Investigaciones Científicas, Madrid, España*. 262-299.

Friend P.F., (1983). Toward the field classification of alluvial architecture or sequence. En Collinson J.D. & Lewin J. (Eds.): Modern and Ancient Fluvial Systems. *International Association of Sedimentology, Special Publications*. (6): 345-354.

Galloway W.E., (1975). Process framework for describing the morphologie and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. En Broussard M.L. (Ed.): Deltas, Models for Explorations. Houston. *Geological Society of London*. 87-98.

Gibling M.R., (2006). Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research.* (76): 731–770.

Gierlowski-Kordesch E. & Kelts K, (1994). Global Geological Record of Lake Basins. *Cambridge University Press, Cambridge.*

Glenn C. & Kelts K., (1991). Sedimentary rythms in lake deposits. En Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. (Eds.): Cyles and events in stratigraphy. *Springer-Verlag, Berlin*. 188-221.

Hopkins J.C, (1985). Channel-fill deposits formed by aggradation in deeply scoured superimposed distributaries of the Lower Kootenai Formation (Cretaceous). *Journal of Sedimentary Petrology.* (55): 42-52.

Hutchinson G.E., (1957). A Treatise on Limnology. Geography, Physics and Chemistry. *John Wiley and Sons, New York.*

Johnson C.L. & Graham S.A., (2004). Sedimentology and reservoir architecture of a synrift lacustrine delta, southeastern Mongolia. *Journal of Sedimentary Research*. 74 (6): 770-785.

Keighley D., (2008). A lacustrine shoreface succession in the Albert Formation, Moncton Basin, New Brunswick. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. 56 (4): 235–258.

Keighley D., Flint S., Howell J., & Moscariello A., (2003). Sequence stratigraphy in lacustrine basins: a model for part of the Green River Formation (Eocene), Southwest Uinta Basin, Utah, USA. *Journal Of Sedimentary Research*. 73 (6): xxx-xxx.

Kelts K., (1988). Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction. En Fleet A., Kelts K. & Talbot M. (Eds.): Lacustrine Petroleum Source Rocks. *Geological. Society of London, Special Publications.* (40): 3-26.

Kidwell S.M., (1991). The stratigraphy of shell concentrations. En Allison P.A. & Briggs D.E.G. (Eds.): Taphonomy,

Releasing the Data Locked in the Fossil Record. S*pringer, London, United Kingdom*. 211–290.

Kineke G.C., Woolfe K.J., Kuehl S.A., Milliman J.D., Dellapenna T.M. & Purdon R.G., (2000). Sediment export from the Sepik River, Papua New Guinea: Evidence for a divergent dispersal system. *Continental Shelf Research*. (20): 2239-2266.

Klausen T.G., Ryseth A.E., Helland-Hansen W., Gawthorpe R. & Laursen I., (2014). Spatial and temporal changes in geometries of fluvial channel bodies from the Triassic Snadd Formation of offshore Norway. *Journal of Sedimentary Research*. 84 (7): 567-585.

Kvacek Z.; Bohme M.; Dvorak Z.; Konzalova M.; Mach K.; Prokop J. & Rajchl M. (2004). Early Miocene freshwater and swampy ecosystems of the Most Basin (northern Bohemia) with particular reference to the Bílina Mine section. Journal Czech Geological. Society. (49): 1-40.

Li Y. & Bhattacharya J.P., (2014). Facies Architectural Study of a Lower-Delta-Plain Distributary Channel System in the Ferron Notom Delta, Southern Utah. *Sedimentology.* (61): 1452-1483.

McGlue M.M., Soreghan M.J., Michel E., Todd J.A., Cohen A.S., Mischler J., O'Connell C.S., Castañeda O.S., Hartwell R.J., Lezzar K.E & Nkotagu H.H., (2010). Environmental controls on shell-rich facies in tropical lacustrine rifts: a view from Lake Tanganyika's litoral. *PALAIOS*. (25): 426–438.

McPherson J.G., Shanmugan G. & Moiola R.J., (1987). Fan deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. *Bulletin American Association of Petroleum Geology.* (99): 331-340.

Melchor R.N. (2007). Changing lake dinamics and sequence stratigraphy of synrift lacustrine strata in a half-graben: an example from the Triassic Ischigualasto-Villa Unión Basin. *Sedimentology.* (54): 1417-1446.

Miall A.D., (1996). The geology of fluvial deposit: Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. *Springer Verlag, Berlin*. 582pp.

Milroy P.G. & Wright V.P., (2002). Fabrics, facies control and diagénesis of lacustrine ooids and associated grains from the Uppr Triassic, southwest England. *Geological Journal.* (37): 35-53.

Morgan D.E., Keser M., Swenarton J.T. & Foertch J.F., (2003). Population dynamics of the Asiatic calm, Corbicula fluminea (Muller) in the lower Conneticut River: establishing a foothold in New England. *Journal Shellfish Res*. (22): 193-203.

Mulder T. & Syvitski J.P.M., (1995). Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharge to the world's oceans. *Journal of Geology*. (103): 285-298.

Nemec W., (1995). The dynamics of deltaic suspension plumes, En Oti M.N. & Postma G. (Eds.): Geology of Deltas. *Rotterdam, Balkema.* 31-93.

Norsted B.A., Carroll A.R. & Smith M.E., (2015). Initiation of Eocene lacustrine sedimentation in the Greater Green River Basin: Luman Member of the Green River Formation. En Smith M.E. & Carroll A.R. (Eds.): Stratigraphy and Paleolimnology of the Eocene Green River Formation, Western USA: *Springer, Berlin, Germany*. 13–30.

Parsons J.D., Bush J.W.M. & Syvistski J.P.M., (2001). Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology*. (48): 465-478.

Plee K., Ariztegui D., Martini R. & Davaud E., (2008). Unravelling the microbial role in ooid formation - results of an in situ experiment in modern freshwater Lake Geneva in Switzerland. *Geobiology.* (6): 341-350.

Postma G., (1990). Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. *Internacional Association of Sedimentology, Special Publication.* (10): 13-27.

Reinfelds I. & Nanson G., (1993). Formation of braided river floodplains, Waimakariri River, New Zealand. *Sedimentology*. 40 (6): 1113-1127.

Røe S.L. & Hermansen M., (1993). Processes and products of large, Late Precambrian sandy rivers in northern Norway. *En Marzo M. & Puigdefabregas C. (Eds.): Special Publication International Association of Sedimentologists.* (17): 151-166.

Rust B.R., (1977). Depositional models for braided alluvium. En Miall A.D. (Ed.): Fluvial Sedimentology. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir.* (5): 605-625.

Schumm S.A., (1986). River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology.* (101): 279-294.

Scruton P.C., (1960). Delta building and the deltaic sequence. En Shepard F.P., Phleger F.B. & Van Andel T.H. (Eds.): Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico: Tulsa, Oklahoma. *American Association of Petroleum Geologists*. 82-102.

Seilacher A., (1982). General remarks about event deposits. En Einsele G. & Seilacher A. (Eds.): Cyclic and Event Stratification. *Springer Verlag, New York.* 161–173.

Smith D.G., (1991). Lacustrine deltas: Canadian landform examples. *The Canadian Geographer / Le Géographe canadien.* 35(3): 311–316.

Steel R.J. & Thompson D.B., (1983). Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ('Bunter'pebble beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology*. 30 (3): 341-367.

Strasser A., (1986). Ooids in Purbeck limstones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*. (33): 711-727.

Swyridczuk K.; Wilkinson B.H. & Smith G.R., (1979). T e Pliocene Glenns Ferry Oolite: Lakemargin carbonate deposition in the southwestern Snake River Plain. *Journal Sedimentary Petrology.* 49 (3): 995-1004.

Swyridczuk K.; Wilkinson B.H. & Smith G.R., (1980): T e Pliocene Glenns Ferry Oolite-II: Sedimentology of oolitic lacustrine terrace deposits. *Journal Sedimentary Petrology.* 50 (4): 1237-1248.

Tänavsuu-Milkeviciene K. & Sarg J.F., (2012). Sedimentology of the world class organic-rich lacustrine system, piceance basin, colorado. En Smith M.E. & Carroll A.R. (Eds): Stratigraphy and Paleolimnology of the Green River Formation, Western USA. *Springer, Dordrecht Heidelberg, New York, London, United Kingdom.* 153-182.

Tineo D.E., Bona P., Pérez L.M., Vergani G.D., González G., Poiré D.G., Gasparini Z.N. & Legarreta P., (2015). Palaeoenvironmental implications of the giant crocodylian Mourasuchus (Alligatoridae, Caimaninae) in the Yecua Formation (late Miocene) of Bolivia. *Alcheringa.* (39): 224-235.

Van Alstine J.M., (2004). Controls on lacustrine delta stratigraphy: influences of water density contrast and bottom gradient at a river mouth. *Geological Society of America, Abstracts with Programs.* 36 (5): 35.

Vizcaíno S.F., Cassini G.H., Toledo N. & Bargo M.S., (2012). On the evolution of large size in mammalian herbivores of Cenozoic faunas of Southern South America. En Patterson B. & Costa L. (Eds.): Bones, Clones and Biomes: The History and Geographs of Recent Neotropical Mammals. *University of Chicago Press, Chicago, IL.* 76–101.

Werner S. & Rothhaupt K.O., (2007). Effects of the invasive bivalve Corbicula fluminea on settling juveniles and other benthic taxa. *Journal of the North American Benthological Society*. (26): 673–680.

White S.W. & White S.J., (1977). The effect of reservoir fluctuations on populations of Corbicula manilensis (Pelecypoda: Corbiculidae). *Proceedings of the Oklahoma Academy of Science*. (57):106–109.

Wittmann M.E., Sudeep C., Reuter J.E., Schladow S.G., Allen B.C. & Webb K.J., (2012). The Control of an Invasive Bivalve, Corbicula fluminea, Using Gas Impermeable Benthic Barriers in a Large Natural Lake. *Environmental Management*. (49): 1163–1173.

CAPÍTULO 9

SISTEMAS LACUSTRES DE GRANDES HUMEDALES (*LARGE WETLANDS*)

Los sistemas lacustres, desde los orígenes de la cultura humana siempre han despertado un fuerte interés, lo que ha conducido a que estos sistemas sean profusamente estudiados por distintas disciplinas y áreas del conocimiento, a lo largo de la historia. En las últimas décadas, las evidencias del cambio climático global han generado una enorme cantidad de estudios en numerosos lagos actuales, con la intención de realizar reconstrucciones paleoclimáticas recientes, ya que el registro sedimentario de estos sistemas es altamente sensible a los cambios de origen climático, con distintas resoluciones temporales. El descubrimiento de cuencas petroleras y otros recursos naturales de interés económico asociados a depósitos lacustres, han generado en las últimas décadas una gran cantidad de trabajos geológicos, por lo que el conocimiento de estos ambientes ha aumentado notablemente.

Este capítulo tendrá como objetivo enfatizar los estudios sobre la dinámica que mantiene un sistema lacustre con su sustrato subyacente. En términos evolutivos, existen muchos mecanismos que les posibilitan a los sistemas lacustres persistir durante millones de años, por lo que distintos tipos de lagos permitirán responder diferentes preguntas de índole paleolimnológicas (Cohen, 2003). Debido a los múltiples factores geológicos y biológicos que participan en el origen, dinámica y evolución de estos ambientes, resulta difícil poder definir, clasificar y modelizar de manera sencilla estos sistemas.

Dada la compleja naturaleza de los sistemas lacustres, no siempre resulta fácil diferenciar o definir qué tiene en común un lago, una laguna o una charca (*pond*), más allá de ser cuerpos de agua continentales. En este sentido, existen distintas propuestas de diferentes autores que intentan definir qué es un lago. Una de las primeras propuestas es la de Lincoln *et al.* (1982), quienes definieron a un lago como *"un cuerpo de agua estancada dulce o salina, sin corriente apreciable, que suele presentar una estrecha playa periférica carente de vegetación debido a la acción del oleaje"*. Según Margalef (1983), *"los lagos son masas de agua que alcanzan o rebasan cierta profundidad mínima, suficiente para el establecimiento de una termoclina durante el período de estratificación"*. Bates & Jackson (1987) definieron a los lagos como *"cualquier cuerpo de agua continental que ocupa una depresión en la superficie de la tierra y tiene un tamaño apreciable, mayor que un charca y demasiado profundo como para permitir que la vegetación (excluyendo la vegetación subacuática) enraíce completamente en la zona cubierta por el agua en toda su extensión"*. Finalmente, González Bernáldez (1992) define a un lago como *"una masa de agua continental*

de considerable tamaño, con menores características de flujo que el río y, a causa de su gran volumen, menor contacto relativo, y menos dependencia e interacción con el medio terrestre que la laguna y otros humedales". A pesar de estas definiciones, en la naturaleza los lagos, lagunas y charcas, forman parte de un espectro continuo en el que puede resultar fácil distinguir entre los extremos, pero las diferenciaciones entre charcas/lagunas o lagunas/lagos, puede resultar muy poco clara (Fregenal Martínez & Meléndez, 2010).

Dado el alcance de la complejidad de estos sistemas, es que se conciben a los sistemas lacustres como un entramado o red multidimensional, formada por múltiples procesos y factores de control relacionados entre sí en forma dinámica. Estos evolucionan a lo largo de la historia de los sistemas, de modo que el cambio de uno o varios de los factores de control induce a cambios en los otros (Valero *et al*., 1992; Gierlowski-Kordesch & Kelts, 1994). Los procesos y factores que construyen el complejo entramado de esta red, comprende la participación de sedimentos de origen silicoclástico y químicos, la actividad biológica, la biota, la profundidad, la energía, la composición del agua, la anoxia, la estratificación de aguas, ciclos solares y acción del viento, entre otros, que se encuentran ligados a los factores de control principales como son el régimen climático y la tectónica.

Estas concepciones implican una gran heterogeneidad y relevancia para estos ambientes, lo que ha dado origen a una reciente disciplina especifica de estudios de sistemas lacustres actuales y del registro fósil, denominada **limnogeología** (Gierlowski-Kordesch & Kelts, 1994; 2000). Actualmente no existen sistemas de clasificación o convención tradicional que permitan describir a los sistemas lacustres desde un punto de vista limnogeológico, por lo que es recomendable estudiar las sucesiones sedimentarias de estos ambientes, en términos de los parámetros de control que participan en el origen y evolución de los mismos.

9.1- CLASIFICACIÓN

El estudio sobre los orígenes y evolución de los sistemas lacustres ha intrigado a los científicos desde hace más de 100 años (Davis, 1882, 1887; Penck, 1882, 1894; Russell, 1895; Supan, 1896). Uno de los primeros trabajos, en el que se propone un sistema de clasificación para los sistemas lacustres es el de Hutchinson (1957), que consta de 11 categorías basadas según su origen (Tabla 9.1). Este fue y es utilizado por muchos otros autores (Sly, 1978; Wetzel, 1981, 2000; Hakanson & Jannson, 1983; Cole, 1983; Burgis & Morris, 1987; Lerman *et al*., 1995; Cohen, 2003). Por su parte, Carroll & Bohacs (1995, 1999) proponen una clasificación basada en cómo interactúan los principales factores de control, donde se propone que el equilibro relativo entre el aporte de sedimento + agua (control principalmente climático) con respecto al espacio de acomodación (control principalmente tectónico) controlaran la ocurrencia, distribución, las

Clasificación de Sistemas Lacustres

Tabla 9.1

Clasificación de Hutchinson (1957)

Mecanismo de cierre de la Cuenca			Duración temporal	Resolución temporal	Escala espacial
Glacial y periglacial	Cuencas glaciales con hielo	Lagos englaciales	S	L	V
		Lagos subglaciales	L	?	V
		Lagos supraglaciales	S	H	S
		Lagos proglaciales	S-I	H	V
	Cuencas glaciales sin hielo	Lagos de circos, valles, *glint* y fiordos	S	H	S
	Diques glaciales	Lagos de morenas y *kettle*	S	H	S
	Cuencas periglaciales	Lagos termokársticos	S	I-H	S
Tectónico	Cuencas divergentes	Lagos de *rift*	L-VL	I-H	L
	Cuencas convergentes	Lagos de *foreland*	L-VL	I-H	L
		Lagos de *back-arc*	L-VL	H	VL
	Cuencas transtensionales y transpresionales		L	I-H	M-L
	Cuencas cratónicas	Lagos intracratónicos	VL	L	L-VL
Fluvial		*Plunge pools*	S	I-H	S
		Lagos de planicies de inundación	S-I	L	V
		Lagos *oxbow*	VS-S	L	S
		Lagos de planicies deltaicas	S-I	L	M-L
Costeros		Lagos de barrera	S	L	V
Volcánicos		Lagos de cráter	I-L	VH	S-M
		Lagos de diques de lava	S-I	L-I	V
Eólicos		Lagos de deflación	S/I	L	S
		Lagos de campo de dunas	S	L	S
Disolución		Lagos kársticos	V	H	S-M
Diques de deslizamientos			VS-S	H?	V
Impacto de meteoritos			L	VH	S-M
Artificiales			VS?	H	V

Tabla 9.1. Sistema de clasificación de Hutchinson (1957) basado en el origen de los sistemas lacustres - *Duración temporal*: VS = muy corto (< 10^3 años), S = corto (< 10^4 años), I = intermedio (10^4 a 10^5 años), L = largo (10^5 a 10^7 años), VL = muy largo (> 10^7 años). *Resolución temporal*: L = bajo (décadas a siglos), H = alto (anual). *Escala espacial*: S = chicos (< 10^2 km^2), M = medianos (10^2 a 10^4 km^2), L = grandes (10^4 a 10^5 km^2), VL = muy grandes (> 10^5 km^2), V = varía considerablemente.

características y la arquitectura estratigráfica de los sistemas lacustres. Es así que, basados en estos criterios genéticos, estos autores proponen clasificar a los lagos en 3 categorías (*underfilled, balanced-fill* y *overfilled*). Muchos otros autores han propuesto distintos tipos de clasificaciones basadas según su origen por actividad geológica con relación y sin relación al agua (Margalef, 1983), basados en la estratificación de aguas (amícticos, monomícticos, dimícticos, polimícticos o meromícticos), otros basados en la composición de los sedimentos acumulados (silicoclásticos, carbonáticos, salinos, orgánicos o mixtos), según el contenido de materia orgánica y nutrientes (oligotróficos, distróficos o eutróficos), según su contexto climático (glaciales, periglaciales, templados húmedos, subtropicales, tropicales, áridos o desérticos), según su morfometría (relación área / profundidad) o por su balance hídrico (abiertos, cerrados perennes o cerrados efímeros - Eugster & Kelts, 1983) (Tabla 9.2).

Como se mencionó anteriormente y como se acaba de describir, existen infinidad de posibilidades para clasificar a los sistemas lacustres según el criterio que cada uno quiera ponderar. Si a lo dicho, se introduce la variable del tiempo en el estudio de los sistemas lacustres, es normal esperar que la complejidad de los mismos aumente considerablemente, ya que existen sistemas con tiempos de residencia medios y otros con tiempos de residencia largos, que a lo largo de su historia geológica y ambiental, pueden pasar por distintas etapas dependiendo de las características o criterios que se evalúen.

Es por este motivo que en este capítulo solo se detallarán las categorías más relevantes de distintos tipos de clasificación, que caractericen de la forma más completa posible los paisajes del sistema lacustre estudiado en este trabajo de tesis.

9.1.1- CLASIFICACIÓN TECTÓNICA

Los procesos tectónicos han sido responsables del origen y evolución de incontables ejemplos de sistemas lacustres a lo largo de la historia, generando los lagos más profundos, los más largos y los más viejos de nuestro planeta. Los sistemas lacustres asociados a cuencas tectónicas, se encuentran muy bien representados en el registro sedimentario en comparación con otros tipos de depósitos lacustres, ya que tienen la capacidad de generar y preservar grandes espesores de sedimentos acumulados.

Los lagos tectónicos revisten su origen y evolución en la combinación de uno o más factores y procesos tectónicos (compresivos, distensivos y/o transformantes), por lo que muchas veces resulta realmente difícil atribuirles un origen específico. Aquí se describirán brevemente los sistemas lacustres relacionados a cuencas tectónicas compresivas de tipo *foreland*, tomando como premisa que esta categorización solo se utiliza para situar a estos sistemas en un contexto que hace alusión a los procesos de formación y evolución de los mismos.

Clasificación de Sistemas Lacustres

Tabla 9.2

Cuadro de clasificaciones simplificado - Fregenal Martínez & Meléndez (2010)

Sistema de Clasificación	Tipo de Sistema Lacustre	
Origen	Actividad geológica	Actividad tectónica
		Actividad eólica
		Procesos costeros
		Actividad volcánica
		Deslizamientos
		Impacto de meteoritos
	Actividad del agua	Glaciales y periglaciales
		Kársticos
		Asociado a humedales
		Actividad fluvial
	Antropogénicos	
Mezcla de agua	Amícticos	
	Monomícticos	
	Dimícticos	
	Polimícticos	
	Meromícticos	
Composición	Silicoclásticos	
	Carbonáticos	
	Salinos	
	Orgánicos	
	Mixtos	
Materia orgánica y nutrientes	Oligotróficos	
	Distróficos	
	Eutróficos	
Contexto climático	Glaciares	
	Periglaciares y deglaciados	
	Templados húmedos	
	Subtropicales y tropicales húmedos	
	Áridos, semi-áridos y desérticos	
Balance hidrológico	Abiertos	
	Cerrados perennes	
	Cerrados efímeros	

Tabla 9.2. Cuadro de clasificaciones simplificado de sistemas lacustres Fregenal Martínez & Meléndez (2010) - Basado en otros sistemas de clasificación como e.g. en los de Margalef (1983) y Eugster & Kelts (1983)

9.1.1.1- *Sistemas lacustres de cuencas de Antepaís (Foreland)*

Los lagos asociados a procesos de compresión, a menudo se encuentran en los márgenes continentales convergentes, como consecuencia de la subducción de placas. En este tipo de ámbitos se puede generar una gran variedad de cuencas, pero solo un subconjunto limitado es importante en la formación de sistemas lacustres. En primera instancia, durante la compresión se desarrollan fajas plegadas y corridas que provocan el avance del frente orogénico hacia el interior del continente, provocando una flexión y subsidencia por carga tectónica, dando lugar así a el origen de las cuencas de antepaís o *foreland* (DeCelles & Giles, 1996).

Dentro de estos sistemas, a menudo se generan depresiones en los depocentros de *foredeep* y *back-bulge*, que conformarían los lugares propicios para el desarrollo de lagos o pantanos (Figura 9.1.A). En estas cuencas la subsidencia puede alcanzar profundidades considerables (de orden de miles de metros), sin embargo, los grandes volúmenes de sedimentos producidos por lo general, impiden la formación de cuencas topográficamente profundas. Es por esta razón, que la mayoría de los sistemas lacustres de cuencas de antepaís son superficiales (decenas de metros de profundidad de agua), y muchos son para la mayor parte de su historia sistemas de pantanos muy poco profundos (Castle, 1990).

Las depocentros de *foredeep* normalmente experimentan una subsidencia acelerada acompañada por la flexión de la corteza adyacente, donde la subsidencia decrece con el tiempo. Estos comportamientos se ven reflejados como cambios en los niveles de los sistemas lacustres si la sedimentación es incapaz de ajustarse a los ritmos de la subsidencia. Es por esta razón, que los sistemas lacustres desarrollados en estos depocentros son más fácilmente identificables en climas relativamente áridos, donde el aporte de sedimento no alcanza las regiones centrales de la cuenca y donde el cierre topográfico se puede desarrollar (Cohen, 2003).

Por su parte, en climas húmedos las cuencas de *foreland* se caracterizan por el desarrollo de sistemas fluviales con formación de pantanos y humedales (e.g. Bañados de Izozog y del Chaco, Bolivia). Los depocentros de *back-bulge* comúnmente tienden a rellenarse de sedimento con mayor facilidad, dado como resultado lagos y pantanos someros y efímeros (e.g. Pantanal de Mato Grosso do Sul, Brasil). El desarrollo de sistemas lacustres en este tipo de cuencas por lo general presenta grandes dimensiones areales, otorgándole a estos lagos y pantanos una forma circular a ovalada muy distintiva.

Uno de los ejemplos de sistemas lacustres de cuencas de antepaís más estudiados en el registro sedimentario es el de las cuencas de Uintah y Green River (Eoceno temprano a medio), ubicada en los estados de Wyoming, Utah y Colorado en los Estados Unidos (Fouch, 1975; Johnson, 1985; Ruble & Philp, 1998; Carroll & Bohacs, 1999; Bohacs *et al*., 2000; Rhodes, 2002; Keighley *et al*., 2003; Morgan *et al*., 2003;

Pietras & Carroll, 2006; Smith *et al*., 2008; Davis *et al*., 2009; Schomacker *et al.*, 2010; Birgenheier & Vanden Berg, 2011; Buchheim *et al*., 2012; Tänavsuu-Milkeviciene & Sarg, 2012, Boak *et al*., 2013; Burton *et al*., 2014; entre muchos otros).

9.1.2- SISTEMAS LACUSTRES FLUVIALES

Los lagos fluviales son cuerpos de agua formados por el efecto de la dinámica del drenaje de los sistemas fluviales. Estos representan el 8% de la superficie total de los lagos del planeta, y solo el 0,3% del volumen mundial (Meybeck, 1995). Estos tipos de lagos son casi invariablemente superficiales (Herdendorf, 1990). Los lagos de origen fluvial más grandes del mundo (> 500 km^2) raramente superan los 20 metros de profundidad. Más allá de sus dimensiones, los lagos fluviales son elementos comunes en los abanicos aluviales, las planicies de inundación y los sistemas deltaicos.

Los sistemas fluviales producen un cierre topográfico a partir del socavamiento del lecho que genera depresiones topográficas o por construcciones de represas sedimentarias; muchos de estos lagos fueron formados en lapsos temporales relativamente cortos (Baker, 1973).

La agradación de depósitos a partir de los procesos sedimentarios se produce de manera desigual dentro de un valle fluvial, lo que explica la considerable variedad de entornos en los que el agua estancada puede llegar a ser acumulada. Los depósitos de desbordamientos (*crevasse splay*), canales abandonados, albardones (*levees*), barras de los canales, entre otros, son elementos propicios para crear una topografía cerrada dentro de una planicie de inundación. Además de los elementos mencionados, los eventos de inundación estacionales que se generan a menudo en grandes sistemas fluviales (e.g. Río Amazonas, Río Paraná, entre otros), generan grandes sistemas lacustres temporales dentro de sus planicies de inundación.

Las tasas de agradación pueden variar en varios órdenes de magnitud, incluso dentro del mismo sistema fluvial en un mismo intervalo de tiempo (Bridge & Leeder, 1979). Sin embargo, la extensión del relieve topográfico en la porción activa de los valles aluviales es bastante limitada. Las planicies de inundación experimentan velocidades de agradación mucho menores que las de su entorno, por lo que en este proceso, los sistemas fluviales generan elevaciones topográficas locales que hacen que el sedimento se desvíe hacia las zonas bajas (avulsión). Este tipo de sistemas se constituye a partir de una combinación de procesos, dados por un nivel de aguas subterráneas muy somero o surgente y por los eventos de crecida estacionales que provocan la inundación generalizada de las planicies de inundación locales. Este tipo de lagos son comunes cuando los sistemas fluviales adyacentes permanecen estables durante largos períodos de tiempo (Smith, 1983; Sippel *et al*., 1992).

Los lagos de canales abandonados (ox*bow lakes*) se forman a partir de canales que migran a través de la planicie de inundación, y donde muchos meandros se vuelven extremadamente sinuosos, siendo éstos propensos a ser abandonados por el flujo del río que busca ser canalizado en forma directa dentro del valle. La falta de subsidencia local de estos pequeños lagos y las planicies que lo rodean, limitan su vida a unos pocos cientos a miles de años (Lewis & Lewin, 1983; Kozarski *et al*. 1988). El espesor de sedimento, la geometría y el área que presentan estos depósitos lacustres en el registro, serán el reflejo directo de la geometría original del canal.

También es común encontrar sistemas lacustres desarrollados dentro de las planicies deltaicas, donde la sedimentación de los canales distributarios puede generar localmente un cierre topográfico en numerosos lugares dentro de la planicie. La profundidad y persistencia de estos lagos es controlada por la interacción entre el aporte de sedimento, avulsión del sistema, sedimentación orgánica y la tasa de subsidencia (Elliot, 1974). La mayoría de estos lagos son superficiales (profundidades < 10 m), aunque pueden ocupar grandes áreas dentro de las planicies de inundación (e.g. los lagos del delta de Mississippi, Atchafalaya, Mackenzie, deltas del Nilo, entre otros). Los ciclos lacustres individuales de antiguos lagos de planicies deltaicas rara vez superan los 30 metros de espesor (Falkner & Fielding, 1993; Fielding, 1984).

9.1.3- SISTEMAS LACUSTRES DE ZONAS TROPICALES Y SUBTROPICALES

Estos sistemas lacustres se desarrollan en áreas geográficas que se caracterizan por un control climático estacional de regiones tropicales a subtropicales o de régimen monzónico, que desarrollan en zonas deprimidas, lagos con patrones de drenaje complejos y difusos que sufren recurrentemente la alternancia de periodos de inundación y de desecación, de distintas escalas temporales.

Ocupan enormes extensiones en las latitudes tropicales y subtropicales húmedas del planeta y suelen presentar una gran densidad de lagos y lagunas de tamaños variables (Fregenal Martínez & Meléndez, 2010). Normalmente estos sistemas lacustres se pueden asociar a sistemas fluviales (e.g. Esteros de Iberá), o ser simplemente grandes regiones de humedales producto del afloramiento de aguas subterráneas de acuíferos regionales (e.g. Everglades, Estados Unidos). Los sistemas de humedales actualmente ocupan grandes extensiones de nuestro planeta, inclusive probablemente en el pasado durante épocas más cálidas, donde los cinturones climáticos tropicales y subtropicales eran mayores, estos sistemas hayan abarcado extensiones muchos más significativas.

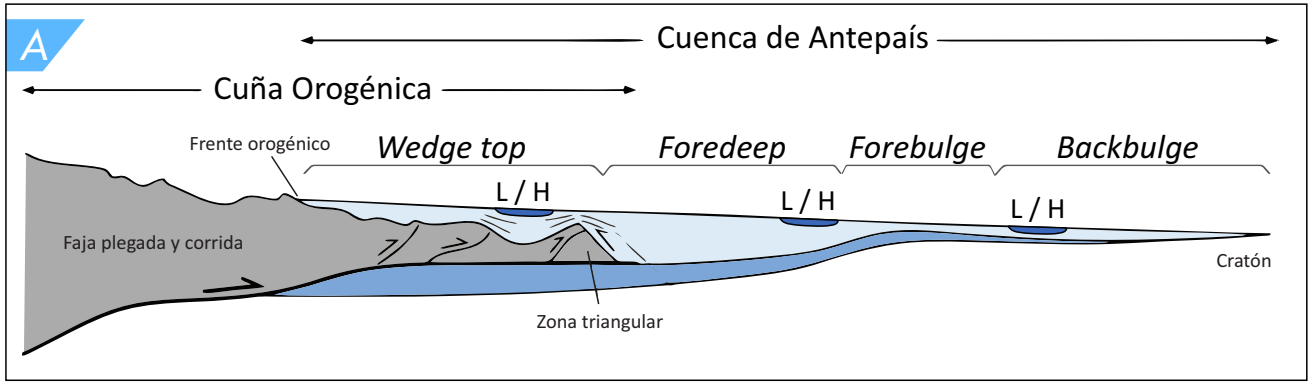
9.1.4- MODELOS ESTRATIGRÁFICOS SECUENCIALES EN AMBIENTES LACUSTRES

Durante la década de los 90 la aplicación de la estratigrafía secuencial a cuencas lacustres, ha permitido generar modelos predictivos en cuanto a los tipos de secuencias que se pueden generar dentro

Clasificación de Sistema Lacustres

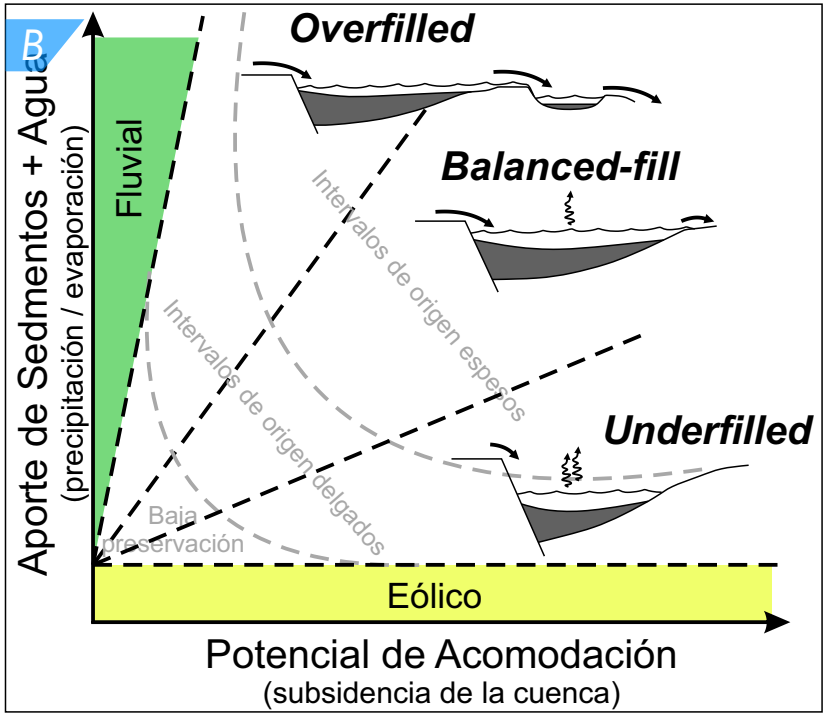
Figura 9.1

Clasificación tectónica - Sistemas lacustres de cuencas de foreland

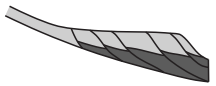
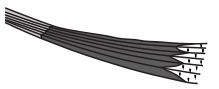


A. Clasificación tectónica de sistemas lacustres en cuencas de antepaís; (L/H) lugares propicios para el desarrollo de lagos o humedales - modificado de Horton & DeCelles (1997)

Modelos Estratigráficos Secuenciales en Ambientes Lacustres



B. Diagrama de fases de los distintos tipos de cuencas lacustre en función del aporte de sedimento + agua y el potencial de acomodación - modificado de Carroll & Bohacs (1999)

Asociación de Facies Lacustres	Patrón de Apilamiento	Estructuras Sedimentarias	Litologías	Materia Orgánica	Esquema Secuencial
C **Fluvio-lacustres (*overfilled*)**	Parasecuencias poco expresadas	*Físicas y Biogénicas*: ondulas, dunas, capas planas, rizolitos, bioturbaciones (epi e infaunales)	Pelitas, margas, areniscas, coquinas, carbón, pelitas negras	Biota de agua dulce (plantas terrestres, carofitas y otras algas acuáticas)	
	Arreglos dominantemente progradacionales			COT bajo a moderado (kerógeno tipo I-III)	
Profundidad fluctuante (*balanced-fill*)	Parasecuencias claramente expresadas	*Físicas y Biogénicas*: capas planas, óndulas (corriente, oleaje y viento), estromatolitos, pisolitos, oncolitos, grietas de desecación y bioturbaciones (epifaunales)	Margas, pelitas, limolitas, areniscas, grainstone, wackstone, micrita	Biota tolerante a cambios de salinidad (algas acuáticas y plantas terrestres)	
	Arreglos agradacionales y progradacionales			COT moderado a alto (kerógeno tipo I)	
Evaporíticas (*underfilled*)	Parasecuencias poco a claramente expresadas	*Físicas, Químicas y Biogénicas*: óndulas escalantes (corriente), capas planas, estromatolitos, *cumulate textures*	Pelitas, evaporitas, limolitas, areniscas, grainstone, boundstone, conglomerados	Biota halofítica (algas y bacterias)	
	Arreglos dominantemente agradacionales			COT bajo a alto (kerógeno tipo I)	

C. Atributos y características de los tipos principales de cuecas lacustres - modificado de Bohacs *et al.* (2000)

de estas cuencas (actuales y del registro fósil), como así también la arquitectura estratigráfica de sus rellenos y los cortejos sedimentarios que la componen (Carroll & Bohacs, 1995, 1999; Bohacs *et al*., 2000).

Como se mencionó anteriormente, este tipo de clasificación contempla la influencia combinada del aporte de sedimento, suministro de aguas (nivel del lago y nivel freático), y la generación de espacio de acomodación (Figura 9.1.B). Donde el aporte de sedimento y aguas están estrechamente ligados al balance hidrológico de la cuenca, los cuales dependen del clima. Por otro lado, el espacio de acomodación es el volumen generado por debajo del cierre de la cuenca lacustre (*outlet o spillpoint*), dicha superficie depende de la subsidencia, es decir, de la dinámica y evolución tectónica, y de la topografía de la cuenca lacustre. Esta clasificación ha logrado sistematizar en forma sencilla la combinación de los factores alocíclicos mayores que determinan la distribución espacial y recurrencia de las asociaciones de facies y elementos arquitecturales descriptos para los sistemas lacustres.

Basados en estos criterios, dichos autores proponen 3 tipos de sistemas lacustres diferentes con una arquitectura estratigráfica específica, como así también su modelo de acumulación. Estas se denominan como cuencas *overfilled* (fluvio-lacustres), *balanced-fill* (profundidad fluctuante) y *underfilled* (evaporíticas) (Figura 9.1.C). Debido a cambios climáticos y/o tectónicos (subsidencia), las cuencas evolucionan pasando de un tipo de sistema a otro a través de una variedad de escalas temporales (Lambiase, 1990).

Las principales limitaciones de este modelo son la falta de resoluciones temporales y espaciales de cada una de las sucesiones propuestas, como así también la ciclicidad de estas secuencias, y la falta de consideraciones de otros sistemas depositacionales que pueden coexistir y estar ligados genéticamente.

A continuación, se abordará brevemente a los sistemas lacustres de tipo *balanced-fill* por ser el modelo de arquitectura estratigráfica que mejor se ajusta a los depósitos estudiados en este trabajo de tesis.

9.1.4.1- *Sistemas lacustres de balanced-fill*

Las cuencas lacustres de tipo *balanced-fill* ocurren cuando las tasas de aporte de sedimento + agua y el espacio de acomodación se encuentran aproximadamente en equilibrio durante el tiempo de desarrollo de la secuencia sedimentaria. El ingreso de agua al sistema es suficiente como para llenar periódicamente el espacio disponible, pero no siempre coincide con el flujo de salida. Como resultado, se producen fluctuaciones del nivel de los sistemas lacustres en respuesta a cambios climáticos.

Este tipo de sistemas permanecen hidrológicamente cerrados durante la depositación en los estadios de *lowstand* y abiertos durante los estadios de *highstand* (Bohacs *et al*., 2000). Sus secuencias depositacionales registran la combinación progradante de sedimentos clásticos y la agradación de sedimentos mayoritariamente químicos debido a ciclos de desecación. Los carbonatos en estos sistemas generalmente son abundantes, por lo que sus secuencias y parasecuencias depositacionales se asemejan a las de ambientes marinos someros, o bien están representadas por sedimentos de composiciones mixtas (carbonáticos-silicoclásticos). Estos depósitos generalmente tienen un enriquecimiento en materia orgánica debido a la combinación de una óptima producción primaria, a una profundidad media del agua, la estratificación química del agua y a las tasas de sedimentación fluctuante.

Las superficies de inundación (TS) generalmente se hallan bien expresadas a partir de contrastes litológicos (Bohacs *et al*., 2000). Por su parte, los límites de secuencia tienden a ser marcados por grandes cambios de los ambientes de depositación, con superficies de erosión o incisión. En cuencas lacustres someras, los estadios de *lowstand* acumulan *sets* de parasecuencias agradacionales relativamente delgados, de composición silicoclásticas o carbonáticas dominantes, y con evidencias de desecación. En cambio, los sistemas lacustres profundos acumulan parasecuencias agradacionales relativamente potentes, con depósitos turbiditicos en las regiones más profundas de la cuenca.

Los tractos transgresivos (TST) tienden a ser relativamente gruesos y bien desarrollados, con un marcado arreglo retrogradacional y pequeñas superficies de erosión basal. Los depósitos de *highstand* varían desde relativamente delgados a moderadamente gruesos, con un arreglo agradacional bien desarrollado a levemente progradacional, y suelen ser carbonáticos a silicoclásticos dominados, acumulados durante condiciones hidrológicas abiertas (Bohacs *et al*., 2000).

Se interpreta que las variaciones en el nivel del lago se encuentran estrechamente relacionadas a el aporte de sedimento + agua desde los sistemas fluviales bajo condiciones de un sistema lacustre abierto en forma intermitente, es decir, cuando el aporte de sedimento y agua cesa por parte de los ríos, el nivel del lago cae. El poder erosivo de los ríos y el aporte de sedimentos se verán disminuidos con la caída en el nivel del sistema lacustre, pero aumentarán durante el ascenso del nivel del mismo. Esto contrasta con las asunciones realizadas para las secuencias depositacionales marinas someras (Bohacs *et al*., 2000).

9.2- FACTORES DE CONTROL

Como se mencionó anteriormente, los ambientes lacustres constituyen complejos sistemas que deben su origen a la combinación de múltiples procesos y factores de control relacionados entre sí de forma dinámica, y que evolucionan a lo largo del tiempo de la vida de un sistema lacustre. De manera tal

que el cambio de uno o varios de los factores induce cambios en otros factores de control (Valero *et al*., 1992; Gierlowski-Kordesch & Kelts, 1994).

Podemos agrupar a los factores de control en 3 categorías mayores, que serán los condicionantes primarios que van a determinar las características básicas y la dinámica de cada sistema lacustre: 1) el clima, 2) el contexto geológico, y 3) la productividad orgánica. Si bien son considerados como factores principales, estos mismos dependen de otros factores que van a condicionar indefectiblemente sus características; e.g. como en el caso de clima, el cual depende de la posición geográfica en que nos encontremos, de su relación con accidentes orográficos y de la influencia de factores orbitales y cósmicos (Gierlowski-Kordesch & Kelts, 1994).

De la combinación de estos factores de control y de las distintas variables que lo componen, resultan de una forma u otra, todos los demás factores y procesos que finalmente determinaran la evolución y la dinámica sedimentaria de una cuenca lacustre.

En este capítulo se expondrán brevemente estos factores principales, que controlan en forma directa las diferencias a gran escala que observamos en los patrones de sedimentación de estos sistemas (Figura 9.2.A).

9.2.1- CLIMA

El clima, probablemente constituye el factor de control de la sedimentación que interviene en forma más directa en la dinámica de un lago. De su combinación con otras variables dependen en forma directa las precipitaciones, la temperatura, la insolación, los vientos, las tormentas, y las variaciones estacionales.

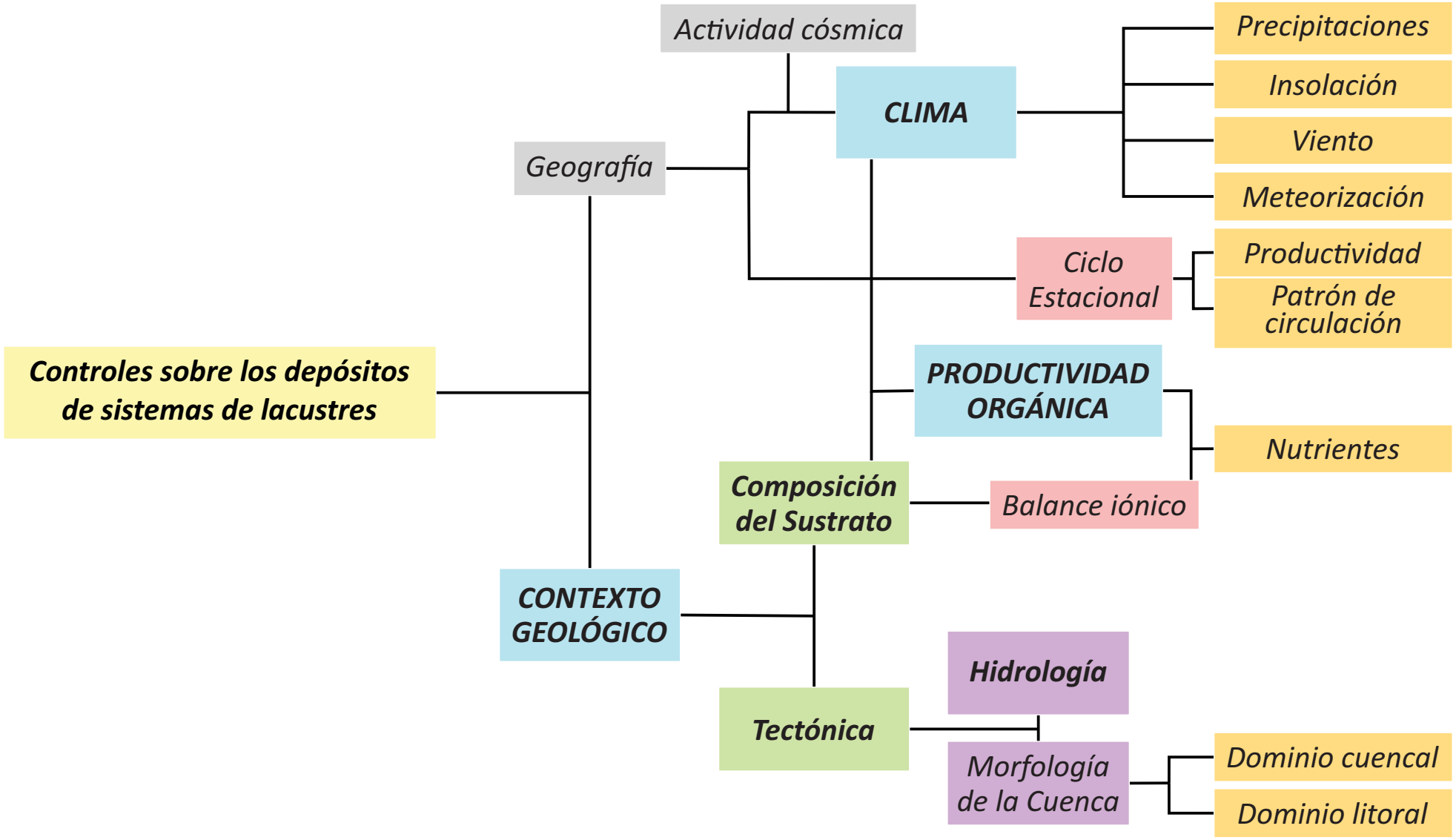
El régimen y la cantidad de precipitaciones condicionan la cantidad de agua disponible en los sistemas, ya sea en forma directa por lluvias y drenajes superficiales, o bien por aporte indirecto de drenajes subterráneos. Este comportamiento físico del agua sumado a la temperatura, juegan un papel fundamental en el balance hídrico del sistema, como resultado de la diferencia entre el aporte de aguas (superficiales y/ subterráneas) y la salida de agua del sistema por evaporación o por drenajes, desde el lago hacia otros puntos de la cuenca. A su vez, las *precipitaciones* condicionan el desarrollo de la cobertura vegetal, el desarrollo del suelo y las tasas de erosión y de meteorización, que producirán el sedimento detrítico de la cuenca. Por su parte, la *temperatura* también condiciona muchas de las reacciones químicas que producen sedimentos (bioinducidas o no), la relación de densidad entre el agua que entra al sistema y el agua propia del lago, determinando el patrón de distribución espacial de sedimentos (Weirich, 1986), y

Factores de Control

Figura 9.2

Controles generales sobre la sedimentación lacustre

A



A. Cuadro de las relaciones dinámicas entre factores de control y su jerarquización que determinaran los procesos de sedimentación dentro de los sistemas lacustres - modificado de Gierlowski-Kordesch & Kelts (1994)

de otras condiciones que de una forma u otra intervienen en la dinámica del sistema (e.g. desarrollo de hielo).

El régimen de *vientos* determinará en forma directa la magnitud y la constancia del oleaje que se pueden producir en los cuerpos de agua, además de ser el mecanismo principal de los procesos de mezcla de la columna de agua, siempre y cuando otros factores se lo permitan (e.g. morfometría del lago).

Las variaciones estacionales de cada uno de estos factores intervienen en forma directa en diferentes procesos, como son las mezclas y estratificación de aguas, concentración de sedimentos (ritmitas), proliferación de algas (*algal blooms*), entre decenas de otros procesos.

Estas variables climáticas suelen tener una correlación en los estudios de concentraciones de elementos y de minerales de arcillas depositados en los sistemas lacustres (e.g. Yemane *et al*., 1996; Yuretich *et al*., 1999). Lagos desarrollados en climas fríos y secos a menudo tienen un dominio de arcillas de tipo clorita-illita (Cohen, 2003). Bajo condiciones de mayor humedad y cálidas del ambiente, los iones son liberados de los minerales dejando como producto arcillas pobres en cationes, como la caolinita (Cohen, 2003).

Todos estos procesos y factores que dependen en forma directa del clima se verán modificados a medida que el mismo evolucione y se modifique, por lo que constituye uno de los factores de control primordiales en la formación, desarrollo y evolución de los sistemas lacustres, modificando su registro sedimentario a diferentes escalas temporales.

9.2.2- CONTEXTO GEOLÓGICO

El contexto geológico comprende a la actividad tectónica, las características morfológicas de la cuenca (relieve topográfico y morfometría), y la composición del sustrato, las cuales cumplen un rol fundamental en las tasas de sedimentación y la geoquímica de los sedimentos de un sistema lacustre (Fregenal Martínez & Meléndez, 2010).

La *actividad tectónica* constituye el mecanismo por el cual se genera el espacio de acomodación por diferentes tipos de subsidencias, y que por consiguiente determinará la conservación final del registro sedimentario, tanto a corto como a largo plazo. Los procesos tectónicos pueden dejar una fuerte impronta en el diseño geométrico, los patrones de drenaje y del registro sedimentario de las cuencas lacustres, por sí mismos o a partir de la relación con otros procesos y factores de control. De este modo, el registro sedimentario reflejará los episodios de actividad tectónica, los cambios en las tasas de subsidencia, cambios

morfológicos causados por actividad tectónica, el levantamiento de áreas fuentes, y los cambios hidrológicos que marcan el modo en que los sedimentos son incorporados a la cuenca (Cohen, 2003).

El *relieve topográfico* constituye uno de los factores de control más importantes, ya que controla las tasas de aporte de sedimento a los sistemas lacustres. Los lagos se forman en áreas topográficamente deprimidas generadas a partir de procesos tectónicos y geomorfológicos activos, que dependerán de la relación con otros factores como son la composición litológica del sustrato, el clima, y los procesos sedimentarios activos dentro de la cuenca. Las morfologías generadas participan en forma decisiva en la hidrología del sistema, controlando el modo y el tiempo en que se reparte de manera efectiva el agua dentro de la cuenca (Cohen, 1990; Soreghan & Cohen, 1996; Strecker *et al*., 1999; Gawthorpe & Leeder, 2000). De ello también depende la conexión o desconexión de los sistemas lacustres con la red de drenaje regional, es decir, la conformación de sistemas endorreicos cerrados, y de sistemas exorreicos abiertos regionalmente.

La *morfometría* de los sistemas lacustres tienen una gran relevancia en la dinámica sedimentaria y en la arquitectura estratigráfica del registro sedimentarios. Es decir, el mismo volumen de agua con la misma composición, tendrán comportamientos totalmente diferentes en un sistema profundo de poca extensión, que en un sistema someros de gran superficie areal. Desde un punto de vista físico, la distribución de la temperatura de la columna de agua, la capacidad de la columna de agua para mezclarse, la influencia del oleaje, el alcance de la luz solar, la distribución y dimensiones de los cinturones ambientales entre otros, dependerán de la morfometría de los sistemas lacustres.

La *composición del sustrato* determina la hidroquímica (pH, Eh, salinidad) del agua de las cuencas hidrográficas y la composición de los sedimentos que llega a los sistemas lacustres, y condicionará la formación y distribución de las facies sedimentarias. Por ejemplo, los solutos disueltos y la capacidad de amortiguamiento del sistema lacustre, determinarán los tipos de minerales autigénicos que se formarán dentro del lago. La composición del sustrato junto con el clima, regularán las tasas de escurrimiento superficial y de aguas subterráneas dentro de la cuenca hidrográfica, controlando en forma directa factores tales como la porosidad y permeabilidad (Reid & Frostick, 1986).

9.2.3- PRODUCTIVIDAD ORGÁNICA

La productividad orgánica (o biota) y su dinámica ecológica, son factores que tienen un gran impacto en la acumulación de sedimentos. Los sistemas lacustres y sus ecosistemas asociados dependerán de la región biogeográfica en la que se encuentren, es decir controlados principalmente por factores climáticos y evolutivos. Los distintos procesos derivados de la dinámica ecológica intervendrán en forma directa en la sedimentación o lo harán influyendo en forma indirecta, a través de las tasas de producción de

restos y materia orgánica, frecuencia y características de los *algal blooms*, ciclos del carbono y nutrientes (nitrógeno y fósforo), procesos y ciclos de eutrofización, la abundancia y diversidad de organismos productores de sedimento carbonático y silíceo, presencia de organismos bioturbadores, densidad y distribución de cobertura vegetal, entre muchos otros.

Las tasas de producción de materia orgánica primaria dentro de los sistemas lacustres, comúnmente están asociadas a cambios en las cantidades de desechos orgánicos sedimentados en los fondos, y que no son disueltos o consumidos por organismos heterótrofos. Estas tasas de producción de carbono orgánico y carbonatos de calcio están fuertemente relacionadas con la carga de nutrientes. Esta relación en muchas oportunidades se ve reflejada en el registro de isotopos estables de carbono (Schelske & Hodell, 1991, Hodell *et al*., 1998). Sin embargo, existen numerosas diferencias en la eficacia del consumo por parte de los organismos heterótrofos y la solubilidad de diferentes tipos de materia orgánica que impiden que las tasas de flujos orgánicos se interpreten como señales numéricas (*proxies*) directas de la productividad (Hicks *et al*., 1994). Estos dependen de la profundidad del agua, la circulación vertical, el agregado y resuspención de partículas, de la formación de *pellets* fecales, y el pastoreo de animales (Haberyan, 1985; Pilskaln & Johnson, 1991; Zohary *et al*., 1998).

9.3- CICLICIDAD

Las cuencas lacustres normalmente exhiben en sus secuencias depositacionales repeticiones cíclicas de sus arreglos de facies. Este tipo de características se ha comprobado a lo largo de todo el mundo, tanto para sistemas actuales como para el registro fósil. Estos patrones cíclicos se correlacionan con variaciones en el nivel de los sistemas lacustres a distintas escalas temporales, los cuales tienen una fuerte relación a escala geográfica de los registros climáticos.

Los distintos grados de resolución de los depósitos nos permitirán realizar con mayor o menor precisión, la reconstrucción paleoclimática que generaron los cambios en el nivel de agua asignados a distintos eventos climáticos de jerarquías muy diferentes. Es decir, ciclos de pequeña escala pueden estar reflejando ciclos de expansión – contracción de los márgenes del lago, mientras que ciclos de mayor escala podrían indicar cambios en el estado hidrológico de los sistemas lacustres.

Es este apartado examinaremos los principales aspectos de la dinámica climática mediante el uso de series temporales, que permitirán interpretar los diferentes ciclos depositacionales de diferentes escalas temporales que podemos encontrar dentro del estudio de los sistemas lacustres.

9.3.1- CICLOS DE "EL NIÑO"

El Niño corresponde a uno de los fenómenos a corto plazo que afecta gran parte del sistema climático del mundo, involucrando cambios importantes en la circulación oceánica y atmosférica, vinculados a la posición de zonas de alta presión subtropicales que se encuentran sobre los océanos.

Las regiones orientales de Océano Pacífico, a lo largo de las costas de América del Sur, están marcadas por la combinación de corrientes ascendentes (*upwelling*) de aguas frías de los mares y el descenso de masas de aire, que producen una pronunciada aridez a lo largo del margen occidental del continente sudamericano. Por otro lado, en el margen occidental del Océano Pacífico Sur, la convergencia de aguas superficiales cálidas y el ascenso de masas de aire inestables, generan el desarrollo de climas húmedos a lo largo el noreste de Oceanía y sureste asiático. Este fenómeno donde las masas de aire ascendentes elevan la humedad al oeste y las masas de aire descendentes aumentan la aridez al este de la cuenca del Pacífico Sur, es conocido como la *Circulación Walker* (Trenberth & Solomon, 1994).

Por razones que se desconocen con precisión, la circulación de Walker se rompe periódicamente, dando como resultado la inversión en las relaciones de presión a través del océano, acompañado por un debilitamiento en los procesos de *upwelling* y a un calentamiento anormal de las temperaturas superficiales del mar. Este fenómeno es conocido como "El Niño", el cual es un fenómeno climático tropical a subtropical de Océano Pacífico, que tiene grandes implicancias, ya que afecta a los sistemas climáticos de latitudes medias, como así también a los océanos Atlántico e Índico.

Los eventos de El Niño tienen una recurrencia temporal aproximada de 3 a 8 años, la cual genera, dependiendo de la latitud, cambios en la precipitaciones y condiciones de sequias anormales, grandes tormentas y cambios en la productividad marina.

Distintos estudios paleolimnológicos de alta resolución han encontrado indicadores de eventos de paleoinundaciones y cambios en las paleoprecipitaciones, que han podido utilizarse para determinar la ocurrencia o periodicidad del fenómeno de El Niño y otras variaciones cuasi-periódicas en las condiciones atmosféricas. Ejemplos de esto se ha hallado en la laguna de Pallacocha (Ecuador) donde los registros obtenidos por testigos del centro de la cuenca, muestran un enorme grado de resolución de los años de El Niño con la ocurrencia de depósitos turbiditicos desarrollados durante el siglo XX (Rodbell *et al*., 1999). En este mismo lago se registró que el fenómeno de El Niño, tal cual lo conocemos, llega hasta los 5000 años AC. En cambio, durante el Pleistoceno tardío – Holoceno temprano, la recurrencia de los depósitos turbiditicos era de 15 años.

Se han encontrado evidencias de El Niño en depósitos lacustres donde hoy la influencia de este fenómeno es muy débil, lo que sugiere que han existido cambios en la teleconexiones climáticas globales para este fenómeno con el tiempo (Cohen, 2003).

9.3.2- CICLOS DE ACTIVIDAD SOLAR

Es sabido que desde el Holoceno tardío han existido cambios en la temperatura media global, en el orden de decenas a centenas de años. Estas han sido asignadas a múltiples factores como: cambios en la actividad solar, erupciones volcánicas, concentraciones de gases de efecto invernadero e inestabilidades entre el acoplamiento de los océanos y la atmósfera (Rind & Overpeck, 1993; Kirby *et al*., 2001).

A través de estudios paleolimnológicos, se han evidenciado series temporales cíclicas correlacionadas con cambios en la actividad solar de distintos órdenes temporales. Los casos más estudiados y corroborados estadísticamente son el ciclo de *Schwabe* (cada 11 años), el ciclo de *Hale* (cada 22 años), el ciclo *Gleisburg* (cada 80-90 años), y el ciclo de *Suess* (cada ~200 años). Estos ciclos parecen generar cambios en las temperaturas y en las precipitaciones a lo largo de todo el planeta, aunque muchas de las razones de estas correlaciones son parcialmente comprendidas (Lean *et al*., 1995; Lean, 1996).

Existen dos eventos a escala centenaria durante el Holoceno tardío que han sido atribuidos a cambios en la actividad solar. Uno de ellos es el período cálido medieval (1000-1300 DC), y el otro corresponde a la pequeña edad de hielo (1300-1850 DC). Ambos eventos han sido registrados en depósitos lacustres de alta resolución, en el que se observan cambios en indicadores geoquímicos, magnéticos y paleoecológicos (Barber *et al*., 1999). Otro ejemplo de oscilaciones de cambios climáticos es conocido como ciclo de *Bond* (7-10 ka), el cual implica episodios de enfriamiento climático global (Bond *et al*., 1993; Broecker, 1994).

9.3.3- CICLOS DE MILANKOVITCH

En términos de escala de tiempo prolongados, la radiación solar total que nuestro planeta recibe varía como resultado de cambios cíclicos en las distancias y orientación de la tierra con respecto al sol. Este fenómeno es conocido como ciclos de *Milankovitch* (Milankovitch, 1920, 1930; Hays *et al*., 1976; Berger, 1978; Imbrie & Imbrie, 1980).

La orbita de la Tierra es elíptica y el grado en que esta elipse varía es conocido como “excentricidad”. Cuanto más excéntrica sea la órbita del planeta, mayor será la cantidad total de radiación de onda corta que recibirá durante el período del año que está más cerca del sol. Esto genera un aumento

en las variaciones estacionales del calentamiento de un hemisferio y las disminuye en el otro. Esta situación varía en ciclos regulares comprendidos entre 100-400 ka (Imbrie & Imbrie, 1980).

Los cambios producidos en el ángulo de inclinación del eje de rotación del planeta respecto del plano de órbita, varían en forma regular entre los 22-24,5° cada 41 ka, el cual es conocido como "oblicuidad". Los ciclos de oblicuidad causan una mayor estacionalidad durante períodos de mayor inclinación, aumentando la duración de la luz del día de verano en el polo orientado hacia el sol durante la inclinación máxima (Imbrie & Imbrie, 1980).

Por otra parte, la distancia que existe entre la Tierra y el sol en cualquier momento del año es controlada por la orientación del eje de rotación del planeta, el cual varía cíclicamente en el espacio cada 19-23 ka; este fenómeno es conocido como "precesión" (Imbrie & Imbrie, 1980). Estos cambios en la orientación del eje de rotación determinan el momento en que la distancia entre la Tierra y el sol es mínima o máxima, aumentando o disminuyendo la diferencia entre las temperaturas de invierno y verano de cada hemisferio.

Las diferentes variables de los ciclos de Milankovitch contribuyen a los cambios en el balance de insolación, solar sobre la superficie de la Tierra, especialmente en latitudes altas. Más allá de esto, una teoría derivada de las contribuciones de cada uno de estos ciclos a la oscilación en la insolación no siempre concuerda con el registro de las fluctuaciones climáticas a largo plazo, es decir, la variable más grande para determinar la radiación de verano en los polos corresponde a la oblicuidad. Por lo que es de esperar que se registren ciclos de aproximadamente 41 ka que dominen el patrón de cambio climático a largo plazo, sin embargo, esto no ocurre (Cohen, 2003).

Los cambios que se identifican tanto para los registros isotópicos de sistemas lacustres como para registros isotópicos de aguas profundas y testigos de hielo (Raymo, 1997), apoyan la idea que las variaciones climáticas de periodos glaciales – interglaciales durante el Cuaternario ocurren cada 100 ka, a pesar de que los ciclos de excentricidad son pequeños en amplitud y se encuentran fuera de fase para explicar el patrón real de variaciones paleoclimáticas.

Se han propuesto varias ideas para intentar explicar estas discrepancias. Algunos investigadores sostienen que la excentricidad orbital es responsable en última instancia de los ciclos 100 ka encontrados en los registros, pero que las retroalimentaciones internas entre los océanos, la atmósfera y las capas de hielo causan retrasos en cómo y cuándo se expresan estos ciclos (Imbrie *et al.*, 1993). Otros, proponen que existe un ciclo de 100 ka en la inclinación orbital del planeta, causado por la interacción gravitatoria de la Tierra con respecto a otros planetas del sistema solar (Muller & MacDonald, 1997a, 1997b). Finalmente,

una tercera postura dice que existe la posibilidad de que estos ciclos de 100 ka estén ligados a patrones combinados de pulsos de frecuencia y amplitud de cambios en la oblicuidad (Liu, 1999).

A la hora de comparar estos cambios paleoclimáticos con los registros sedimentarios de paleolagos pre-Cuaternarios, resulta difícil tener precisiones temporales que permitan realizar correlaciones entre sistemas lacustres. Es por esto, que el estudio de los distintos ciclos hallados en las secuencias depositacionales lacustres debe hacerse en forma generalizada. Muchas secuencias lacustres antiguas muestran evidencias de fluctuaciones cíclicas del nivel del lago de diferentes duraciones, con ciclos de alta frecuencia agrupados en ciclos de mayor duración. Muchas veces el análisis temporal de espesores de ciclos de alta y baja frecuencia permiten obtener evidencias de correlación con los ciclos de Milankovitch (Juhász *et al*., 1997, 1999), y en otras oportunidades resulta difícil establecer la periodicidad de los ciclos (Dam & Surlyk, 1993; Stollhofen *et al*., 1999).

9.4- HUMEDALES (*WETLANDS*)

Para poder interpretar en forma detallada los paisajes que caracterizan los depósitos de la Formación Yecua, es necesario comprender los elementos que constituyen los sistemas de grandes humedales intracontinentales (*inland wetlands*). Para tal fin, a continuación, se definirá qué son los humedales, cuáles son sus principales características, distribución, hidrología, y registro sedimentario. Además, se brinda una caracterización detallada de uno de los principales ejemplos actuales de grandes humedales intracontinentales, como es el caso del Pantanal de Mato Grosso do Sul en Brasil.

9.4.1- CARACTERÍSTICAS GENERALES

Los humedales o *wetlands* son zonas deprimidas que se encuentran saturadas o inundadas por agua durante periodos de tiempo prolongados, lo que les confiere propiedades y características distintivas a los suelos y a la vegetación que se desarrollan en estas áreas.

Los humedales en la actualidad y a lo largo del desarrollo de la civilización humana, han representado una de las fuentes primarias de agua dulce alrededor de todo el mundo, además de ser una fuente sustentable para la agricultura, ganadería, energía hidroeléctrica, generación de combustibles fósiles, entre muchas otras utilidades.

En los últimos años, se ha comprobado que estos ambientes desempeñan un papel clave en el sistema ambiental global a través de la transferencia, transformación y almacenamientos de materiales y energía, interviniendo en los ciclos climáticos. Se observa que estos tienen la capacidad de regular el dióxido de carbono y metano (gases de invernadero), constituyendo un componente crítico en el ciclo del

carbono, que como bien sabemos tienen implicancias climáticas significativas a nivel global (Aber *et al*., 2012).

Los humedales proporcionan el hábitat y la alimentación para diversas especies, participan en la recarga de aguas subterráneas, proporcionan controles en la erosión y sedimentación entre sistemas adyacentes, mejoran la calidad del agua filtrando sedimento y metales, y participan en la distribución de nutrientes de diferentes ecotonos (Keddy, 2000; Mitsch & Gosselink, 2000; Greb *et al*., 2006). Además, los humedales constituyen barreras significativas en la mitigación de efectos catastróficos, como grandes inundaciones y tormentas.

Los humedales se encuentran generalmente en la interfase entre los ecosistemas terrestres y los sistemas acuáticos (mares y lagos profundos), o bien pueden presentarse en forma aislada donde el sistema acuático cercano suele ser un acuífero subterráneo (Mitsch & Gosselink, 2015). Estas relaciones a su vez dependen de la confluencia de parámetros de las condiciones terrestres, hidrológicas y climáticas únicos, que darán lugar a la formación de humedales en diferentes regiones del mundo.

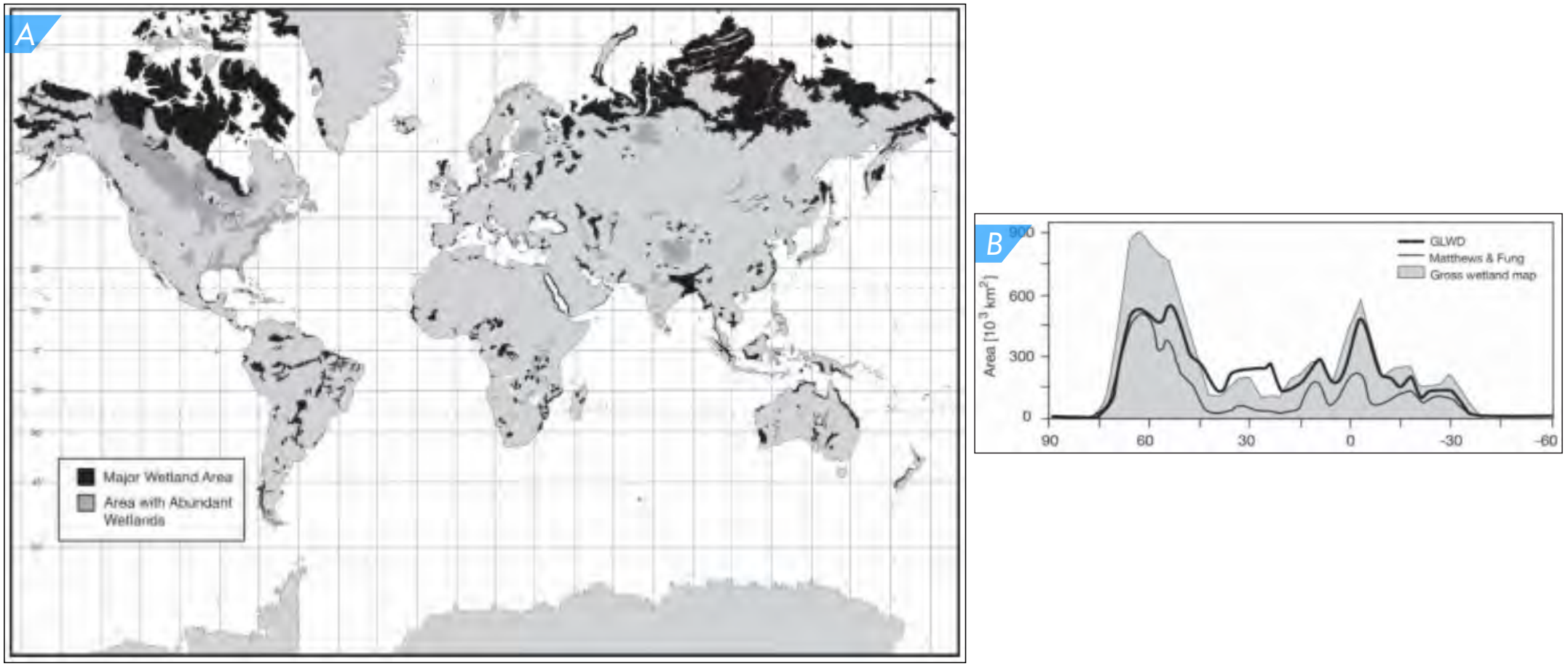
Se calcula que los humedales existentes en la actualidad ocupan entre 7 – 12 millones de km^2, lo que equivale al 5 – 10 % de la superficie terrestre. Diferentes organizaciones estiman que durante el siglo XX se han perdido más de la mitad de los humedales del mundo, afectados principalmente por la actividad humana (Mitsch & Gosselink, 2015). La sensibilización cultural y social moderna frente a valores de protección medioambiental, tanto ecológicos como paisajísticos, ha convertido a muchos sistemas de humedales y lagos en áreas de interés natural y cultural, en regiones protegidas por diversas figuras legales nacionales e internacionales que gestionan estos ambientes con fines conservacionistas.

Es posible hallar ambientes de humedales en todos los continentes, a excepción de la Antártida, y bajo cualquier condición climática, desde los trópicos hasta las tundras. La mayor concentración de humedales actuales del mundo se encuentra en las regiones boreales y tropicales del planeta, y en menor medida en las zonas templadas (Figura 9.3.A-B).

9.4.1.1- *Definición y términos*

Los humedales presentan muchos rasgos distintivos, entre los que se destaca la presencia de agua y eventos de inundación durante períodos considerables de tiempo, con condiciones de suelos y organismos únicos, especialmente con desarrollo de vegetación adaptada a los suelos saturados. Muchos términos han sido acuñados para referirse a estos ambientes a lo largo de varios siglos, muchos de los cuales se utilizan hoy en día con frecuencia en forma correcta o en forma incorrecta (*swamp, marsh, fen, mire, bog,* entre otros).

Distribución de humedales en el mundo



A. Mapa de distribución general de humedales en el mundo - tomado de Mitsch & Gosselink (2015)
B. Distribución latitudinal de humedales basado en los trabajos de Matthews & Fung (1987) y Lehner & Döll (2004) - tomado de Mitsch & Gosselink (2015)

En la actualidad no se ha desarrollado una definición de humedal que resulte satisfactoria para todos los usuarios, ya que el significado de humedal depende de los objetivos y el campo de interés. Un geólogo, un hidrogeólogo, un biólogo, un ecólogo, un sociólogo, un economista, un político o un abogado, pueden formular diferentes acepciones. Las discrepancias existentes son el resultado natural de las diversas formas en que las disciplinas individuales se relacionan con los humedales. En los últimos años, se han desarrollado numerosas definiciones por parte de la comunidad científica, agencias federales y organizaciones internacionales, a partir de un tratado internacional conocido como la *Convención de Ramsar* (Ramsar, 1971). De dicha convención se establece que:

> *"Los humedales son zonas de pantanos, ciénagas, turberas o agua, naturales o artificiales, permanentes o temporales, con aguas estáticas o fluidas, dulces, salobres o saladas, incluidas en zonas marinas, ribereñas y costeras, de hasta 6 metros de profundidad".*

En este punto, cabe aclarar que la profundidad puede exceder el límite de los 6 metros, como ocurre en el Pantanal de Mato Grosso do Sul durante las épocas de inundaciones (ver apartado 9.4.2). Por otro lado, la morfometría de los cuerpos de agua es de pendientes suaves y tendidas.

A lo largo de los años se han utilizado varios términos para describir los diferentes tipos o elementos de los humedales. Actualmente existen 40 términos en uso, lo que ha llevado a que estos se utilicen en forma incorrecta o de múltiples maneras, debido a una falta de estandarización. Cada uno de los términos tiene un significado específico para algunas personas, otros son ampliamente utilizados tanto por científicos como por laicos.

Los humedales holocenos se han clasificado de múltiples maneras en las últimas décadas, con trabajos realizados en diferentes continentes, utilizando una serie de términos para clasificar a los humedales sobre la base de la hidrología, la geografía y la flora, entre otros criterios. Desafortunadamente, las definiciones y terminologías variables pueden conducir a un uso incierto o equivocado de análogos al interpretar la paleoecología de los antiguos humedales. Por tal motivo, en este trabajo de tesis solo explicaremos la terminología general desarrollada por Keddy (2000) y adaptada por Greb *et al*. (2006), donde se define a: 1) un *acuatic wetland* de aguas poco profundas, como humedales dominados por vegetaciones sumergidas bajo condiciones de inundación continua; 2) un *marsh*, como humedales dominados por vegetaciones herbáceas emergentes arraigadas en sustratos minerales; 3) un *swamp*, como humedales boscosos desarrollados sobre sustratos minerales; 4) un *fen*, como humedales dominados por vegetación herbácea o arbustiva desarrollada sobre sustratos de turba; y 5) un *mire*, como bosques desarrollados sobre sustrato de turbas o mejor conocidas como turberas boscosas. No obstante, es

necesario indicar que en las partes centrales de los depocentros lacustres de los humedales, el fondo podría estar desprovisto de vegetación.

Estos términos generales pueden tener una amplia gama de significados, pero sirven de punto de partida para la discusión de paleoambientes de humedales. Términos acuñados por otras clasificaciones como humedales marinos, estuarinos, ribereños, palustres, lacustres, costeros o interiores (*inland*), son muy interesantes y resultan de mucha utilidad a la hora de describir los distintos tipos de atributos que presentan los humedales en el estudio del registro fósil. Cabe destacar que las múltiples clasificaciones de humedales actuales que existen, están diseñadas específicamente para diferentes propósitos, por lo que utilizar propiedades de cada una de estas resulta de utilidad para describir claramente los paleoambientes de humedales.

9.4.1.2- *Hidrología*

La hidrología de los humedales crea las condiciones fisicoquímicas únicas, que hacen que estos ecosistemas sean diferentes de otros sistemas terrestres bien drenados y de sistemas acuáticos profundos. Las distintas vías hidrológicas como la precipitación, escorrentía superficial, agua subterránea, las mareas y el desbordamiento de sistemas fluviales, transportan nutrientes y energía hacia y desde los humedales. La profundidad del agua, los patrones de flujo, la duración y frecuencia de las inundaciones, influyen en la bioquímica de los suelos, constituyendo los factores decisivos en la constitución biológica de los humedales.

El clima y la geomorfología de la cuenca constituyen los principales factores que controlaran la hidrología de los humedales. Los cambios hidrológicos de un humedal modifican en forma directa los procesos fisicoquímicos que se llevarán adelante. Por ejemplo, la disponibilidad de oxígeno y su ciclo químico relacionado, la disponibilidad de nutrientes, el pH, la salinidad, la presencia de sulfuros de hidrógeno, entre muchos otros. La pérdida de agua (*outflow*) de los humedales a menudo elimina materiales bióticos y abióticos del sistema, como ser carbono orgánico disuelto, salinidad excesiva, toxinas, excesos de sedimentos y detritos, entre otros.

El patrón estacional del nivel de agua del sistema (hidroperíodo), es característico y diferente para cada tipo de humedales. La repetición de su patrón año a año asegura la estabilidad del sistema, definiendo el ascenso y descenso del nivel del agua (en superficie o subterránea) a través del balance entre todas las fuentes de ingreso y egreso de agua al sistema. Se utilizan una gran cantidad de términos para describir cualitativamente la estacionalidad de un humedal (e.g. inundaciones estacionales, inundaciones intermitentes), como así también el tiempo de duración (e.g. permanentemente inundados) y la frecuencia de las inundaciones (Mitsch & Gosselink, 2015).

En humedales estuarinos y costeros marinos se observan fluctuaciones diarias y mensuales asociadas con las mareas. Las mareas junto con la configuración de la línea de costa, la pendiente del terreno y el aporte de agua dulce, juegan un papel importante en el desarrollo de los humedales ubicados a lo largo de la interfaz continente-océano, influyendo en la composición (salinos o salobres) y distribución. Los procesos de mareas sumergen suelos y plantas costeras, y depositan, erosionan y redistribuyen los sedimentos en patrones predecibles (Mitsch & Gosselink 2000).

En las regiones costeras influenciadas por la acción de mareas, seguida por inmersiones de agua salada, proporcionan las condiciones propicias para el desarrollo de marismas en climas fríos y manglares en regiones tropicales (van den Bergh *et al*., 2004). En zonas de estuarios, la mezcla de agua dulce y salada proporcionan las condiciones ideales para el desarrollo de pantanos salobres.

Por su parte, los humedales desarrollados en el interior de los continentes (*inland wetlands*) tienden a exhibir patrones estacionales de hidroperíodos basados en precipitaciones, fenómenos meteorológicos (e.g. tormenta), deshielo, desbordes de ríos, entre otros. Los sistemas de manantiales suelen tener poca capacidad de almacenamiento, por lo que se ven afectados rápidamente por los fenómenos meteorológicos, mientras que los sistemas de humedales ribereños tienen mayor capacidad de almacenamiento y responden en forma lenta a estos fenómenos. Dichos hidroperíodos de humedales muestran condiciones medias sobre una cuenca más grande, tendiendo a reflejar los patrones estacionales en el suministro de agua de la misma (Aber *et al*., 2012).

Las condiciones estacionales, dependiendo del tipo de humedal, no son iguales año tras año, variando según el clima y las condiciones antecedentes, existiendo varios ejemplos que muestran cambios hidrológicos de distintos órdenes de magnitud temporal. Los niveles de agua de la mayoría de los humedales generalmente no son estables, y los mismos fluctúan en forma estacional, diaria, semi-diaria o impredeciblemente (Mitsch & Gosselink, 2000).

9.4.1.3- *Registro sedimentario*

Muchos humedales se caracterizan por ocupar tierras bajas y depresiones naturales, por lo que tienen un potencial relativamente alto de preservación, y no es sorprendente que gran parte del registro fósil de flora y fauna terrestre se encuentren asociados a humedales. Los depósitos de humedales representan la mezcla de materiales autóctonos y alóctonos de diferentes sistemas sedimentarios y biológicos. Dado estos atributos, cabe destacar la importancia de los humedales a lo largo del tiempo geológico, por lo que es importante reconocer a la hora de abordar el estudio de su registro fósil, la existencia de muchos tipos diferentes de humedales, y que a la vez, estos han ido evolucionando a lo largo del tiempo (Greb *et al*., 2006).

En la actualidad, su conocimiento es relativamente limitado desde el punto de vista sedimentológico, por lo que no han sido definidos como sistemas sedimentarios independientes con características propias. No existen modelos depositacionales concretos de diferentes tipos de humedales, más allá de los esfuerzos realizados por algunos autores en los últimos años (Wright & Platt, 1995; Davies-Vollum & Wing, 1998; Wright *et al*., 2000; Alonso-Zarza & Calvo, 2000; Horrocks *et al*., 2000; Deocampo, 2002; Liutkus & Ashley, 2003; Dunagan & Turner, 2004). Aun así, el término humedales (*wetlands*) está comenzando a aparecer con mayor frecuencia en la literatura limnológica para referirse a determinados tipos de asociaciones y secuencias de facies lacustres y fluvio-lacustres.

Sedimentología de humedales costeros

En el trabajo de Wright & Platt (1995) se propone un modelo de depositación para ambientes de humedales costeros fuertemente influenciados por los procesos mareales, en el que se relaciona la agradación y progradación de sedimentos con la frecuencia y duración de los eventos de inundación, diferenciando eventos estacionales anuales (palustres) y semi-diurnos (mareales) (Figura 9.4.A-B).

Estos autores reconocieron secuencias agradacionales y progradación de planicies de mareas, que reflejan características sedimentarias somerizantes vinculadas a rasgos de exposición subaéreas (Figura 9.4.A). Esta exposición progresiva, son el resultado de la evolución vertical del hidrograma semi-diurno en ciclotemas de calizas peritidales de planicies de marea.

Por su parte, los modelos palustres (Figura 9.4.B), muestran un gradiente ambiental relacionado con la elevación y la variación del hidroperíodo anual. Este gradiente crea diferencias en el drenaje que se asemejan a el desarrollo de una catena de suelos (mismo material parental y clima), donde se observan fluctuaciones significativas en las condiciones reductoras y oxidantes. En este sentido, dentro de un ciclotema podemos ver la evolución vertical de las catenas, desde condiciones mal drenadas (rasgos hidromórficos) a bien drenadas.

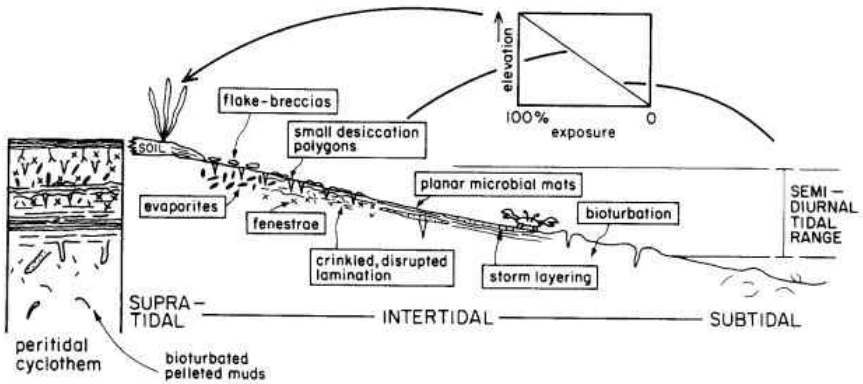
Sedimentología de humedales ribereños

En el trabajo de Wright *et al*. (2000) se propone un modelo de asociaciones de facies que representan un sistema de humedales ribereños estacionales asociados a un sistema fluvial meandroso. Estos autores identifican variaciones estacionales de inundación y topográficas en la planicie de inundación, que dio como resultado la formación de tres tipos de facies fangosas (Figura 9.4.C-D).

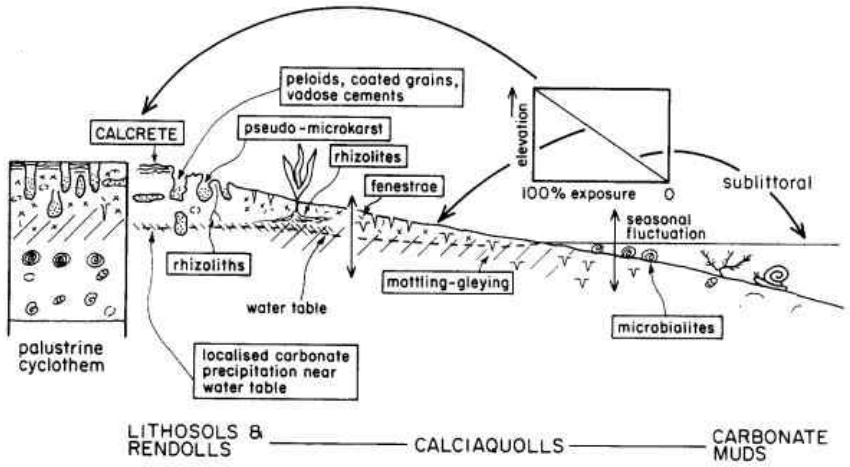
Este trabajo propone utilizar el concepto básico de las catenas de suelos, pero sin que el gradiente sea lo suficientemente elevado para generar cambios de facies. En este contexto, las variaciones

Sedimentología de humedales costeros - Wright & Platt (1995)

A



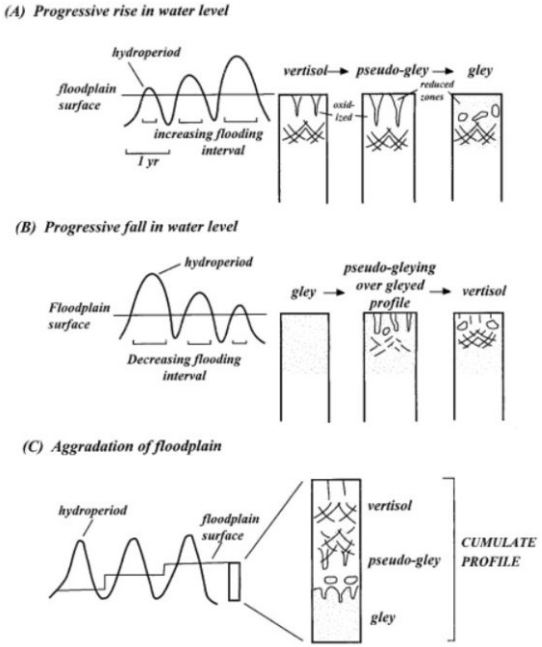
B



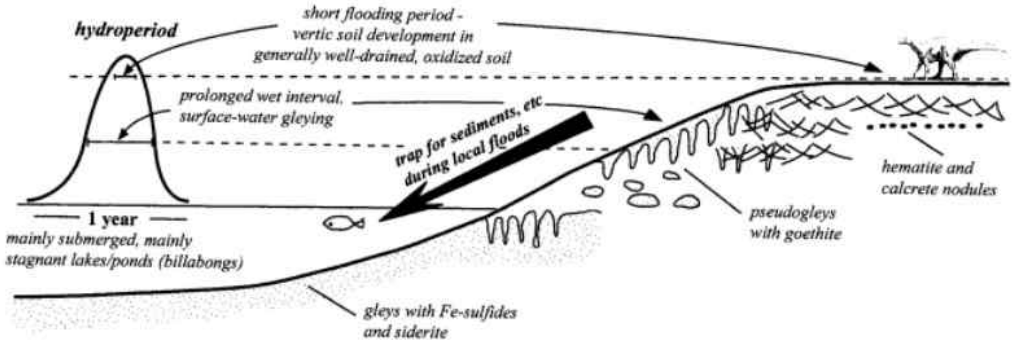
A. Ciclotemas e hidroperíodos de humedales desarrollados en ambiente peritidales - tomado de Wright & Platt (1995)
B. Ciclotemas e hidroperíodos desarrollados en sistemas palustres costeros con desarrollo de suelos - tomado de Wright & Platt (1995)

Sedimentología de humedales ribereños - Wright et al. (2000)

C



D



C. Distintos escenarios posibles para la superposición de suelos en ambientes de humedales: *A*)y *B*) a partir de variaciones en los regímenes de inundaciones; *C*) como resultado de la agradación de inundaciones - tomado de Wright *et al.* (2000).
D. Modelo de acumulación de humedales estacionales de *Wealden* (*Isle of Wight*)- tomado de Wright *et al.* (2000)

estacionales en el nivel del agua habrían exagerado las diferencias topográficas menores (Figura 9.4.D). Según estos autores las variaciones anuales del nivel del agua de los humedales ribereños, generan que las zonas más bajas de las llanuras de inundación, estén sometidas por tiempos prolongados (hidroperíodo largo), a diferencia de las regiones de las planicies que se hallan más elevadas (hidroperíodo corto). Estas diferencias en los tiempos de inundación para cada uno de los sectores de la planicie de inundación, le habría otorgado características distintivas a cada uno de ellos.

En este sentido, se habría generado una catena de suelos, desde suelos hidromórficos (*gleys*) hasta suelos bien drenados (calcretes y óxidos), pasando por suelos con rasgos mixtos (*pseudogleys*) (Figura 9.4.D). Las transiciones verticales entre estos 3 tipos de suelos, reflejaran los cambios sutiles en la duración de las inundaciones en las planicies agradadas (perfiles acumulados - Figura 9.4.C).

Sedimentología de humedales de clima semi-áridos

Por otra parte, en los trabajos de Alonso-Zarza & Calvo (2000), Liutkus & Ashley (2003) y Dunagan & Turner (2004), se describen diferentes tipos de asociaciones de facies que caracterizan a modelos depositacionales de sistemas lacustres someros y humedales desarrollados en climas áridos a semi-áridos.

Alonso-Zarza & Calvo (2000), proponen 3 asociaciones de facies que caracterizan ambientes lacustres carbonáticos (Figura 9.5.A). Estos sistemas habrían estado formados por lagos someros de agua dulce, rodeados por praderas extensas de carofitas y juncos, que localmente desarrollaban sistemas de pantanos (Figura 9.5.B). Este sistema era atravesado eventualmente por sistemas fluviales, como resultado de la actividad tectónica (subsidencia), por un aumento en las precipitaciones, por una disminución del nivel freático o por la combinación de estas tres variables.

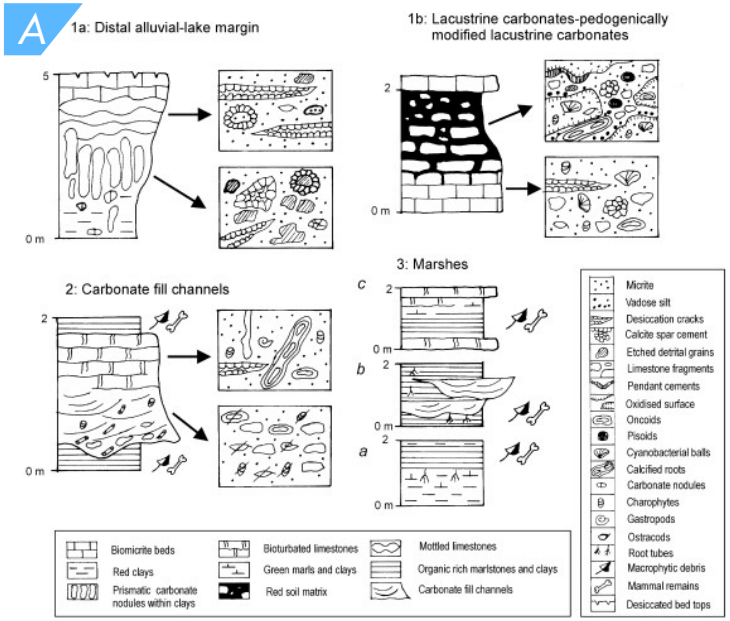
Por su parte, Liutkus & Ashley (2003) proponen por primera vez en la literatura un modelo de acumulación para sistemas de humedales de agua dulce de climas semi-áridos. Estos autores reconocieron distintas litologías representadas por: sedimentos terrosos (*earthy sediment*), pelitas cerosas (*waxy claystone*), diatomitas, carbonatos y areniscas. Sobre la base del color, la composición, los microfósiles y las estructuras de las facies sedimentarias, determinaron distintos subambientes dentro del complejo de humedales (Figura 9.5.C-D). A partir de las variaciones verticales y laterales de las litofacies, determinaron la presencia de siete subambientes depositacionales distintos (Figura 9.5.C).

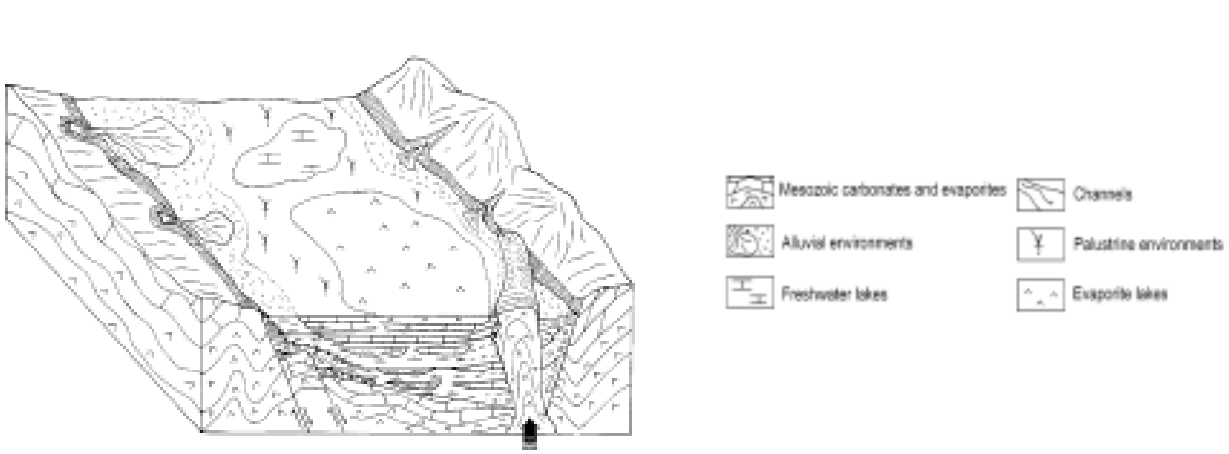
Según estos autores, estos sistemas de humedales persistieron en el tiempo durante aproximadamente 103 años. Durante los periodos húmedos, los humedales habrían acumulado sedimentos arcillosos, y durante los periodos secos concentraron sedimentos terrosos. Las fuentes de agua de este sistema, provendría principalmente de manantiales, aguas subterráneas y ríos efímeros. La composición

Registro Sedimentario de Humedales

Figura 9.5

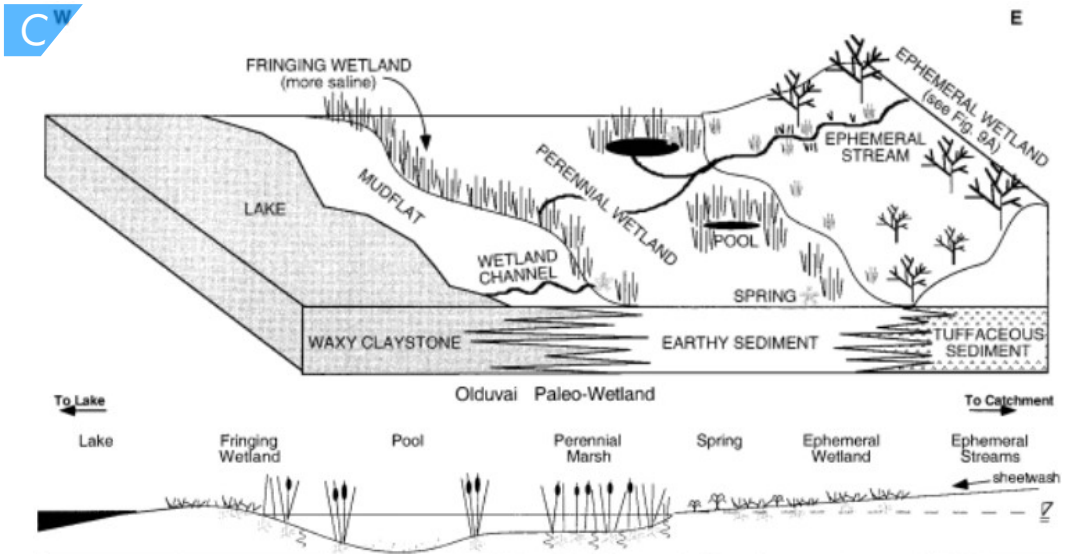
Sedimentología de humedales de climas semi-áridos





2. Reconstrucción paleogeográfica de sistemas lacustres y palustres para el Mioceno del graben de Teruel (España) - tomado de Alonso-Zarza & Calvo (2000)

1. Asociaciones de facies que componen el sistema de humedales de clima semi-árido - tomado de Alonso-Zarza & Calvo (2000)



3. Modelos de acumulación generalizado de humedales de clima semi-árido - tomado de Liutkus & Ashley (2003).

D

	Fringing Wetland	Pool	Perennial Marsh	Spring	Ephemeral Wetland	Ephemeral Streams
Sedimentología	Limolitas y areniscas	Pelitas y diatomitas	Pelitas	Carbonatos y tufas	Pelitas	Vaques
Composición	Interestratificados I/S, illita, esmectita, zeolitas	Esmectita, polvo silicio, fragmento de plantas, diatomeas	Esmectita e illita detríticas, interestratificados I/S, fragmentos de plantas, sílice biogénica	Carbonatos	Esmectita, illita e I/S	Areniscas mal seleccionadas
Características pedogenéticas y físicas	Rizolitos, grietas de desecación, huellas, estructuras de escurrimiento	grietas de desecación, materia orgánica, pocos carbonatos	Huellas, rastrilladas, tubos de insectos	Rizoconcreciones carbonáticas	Grietas de desecación y huellas	Estructuras de escurrimiento, estratificación entrecruzada y secuencias granodecrecientes
Aporte de sedimento	Aporte detrítico elevado (eólico y lacustre), minerales autigénicos de arcillas y sales	Aporte detrítico de arcillas y limos, sílice biogénica	Aporte de areniscas y limolitas fluviales y eólicas, sílice biogénica	Minerales autigénicos	Aporte de detritos aluviales, flujos efímeros, transporte eólico	Aporte eólico y fluvial
Biología	Juncos bajos	Diatomeas, algas, esponjas y peces	Diatomeas salobres, plantas hidrofíticas	Diatomeas y algas	Pastos, juncos y arbustos	Arbustos y árboles
Características asociadas	evaporitas y canales pequeños	Raíces silicificadas, fragmentos de plantas, alta diversidad de diatomeas	Rizolitos y bioturbaciones intensas, nódulos de carbonato	carbonatos fenestrales, rizoconcreciones	Bioturbaciones y nódulos de carbonato	Bases erosivas

4. Cuadro con las principales características de los diferentes subambientes depositacionales de los humedales semi-áridos - modificado de Liutkus & Ashley (2003)

esmectítica de los depósitos sugiere que estos humedales sufrieron inundaciones recurrentes durante periodos cortos de tiempo (algunos años), en un contexto prolongado (miles de años) de contracción del sistema.

9.4.2- *INLAND WETLAND* MODERNOS: PANTANAL DE MATO GROSSO DO SUL

Uno de los humedales regionales (*large wetlands*) más grande del mundo es el Pantanal de Mato Grosso en la gran cuenca del Río Paraguay-Paraná, en el estado de Mato Grosso do Sul, Brasil (Por, 1995; Heckman, 1998; Da Silva & Girard, 2004; Harris *et al*., 2005; Junk & Nunes de Cunha, 2005; Ioris, 2012). El Pantanal se extiende a lo largo de la frontera de Brasil, Bolivia y Paraguay, con una superficie de 160.000 km^2 (Figura 9.6.A). Esta región es particularmente conocida por la gran biodiversidad de su flora y de su papel como santuario de la vida silvestre (Heckman, 1998; Lopes *et al*., 2007). La distribución espacial de las distintas comunidades vegetales es heterogénea y está controlada principalmente por los patrones de inundaciones estacionales, la topografía y el tipo de suelo (Pinder & Rosso, 1998). Sus lagos someros, se encuentran entre los cuerpos permanentes de agua (perennes) en el Pantanal, además de la subregión conocida como Paraguai-Corixo Grande (Magalhães, 1992).

Las secuencias estratigráficas de los lagos someros de Pantanal pueden proporcionar una herramienta única a través de la cual se puede observar muchas de las respuestas a los cambios climáticos y ambientales que sufren los sistemas de humedales tropicales. Más allá de representar una región de múltiples intereses científicos, el conjunto de datos limnogeológicos del Pantanal generalmente se limita a unos pocos trabajos, por lo que comprender las relaciones internas de este complejo sistema de humedales resulta aún hoy muy difícil.

9.4.2.1- *Marco geológico*

El Pantanal se encuentra en una cuenca de baja altitud (~200 m.s.n.m), la cual se caracteriza por una forma elíptica elongada en sentido norte-sur, sísmicamente activa (Assine & Soares, 2004). Su origen es explicado por algunos autores, a partir de la tectónica andina y la generación de una cuenca de antepaís que tiene su desarrollo en estas regiones, ubicando a el pantanal dentro del depocentro más distal conocido como *backbulge* (Horton & DeCelles, 1997; Cohen, 2003; Chase *et al*.,2010) (Figura 9.1.A y 9.6.B). Otros autores sugieren que la depresión en la que se encuentra Pantanal, se formó a través de procesos de extensión originados por movimientos entre la región de *forebulge* con el cinturón Neoproterozoico de Paraguai.

Independientemente de su origen tectónico, los depósitos de la cuenca de Pantanal alcanzan al menos los 500 metros de espesor de sedimentos cuaternarios (Ussami *et al*., 1999). A pesar de que una

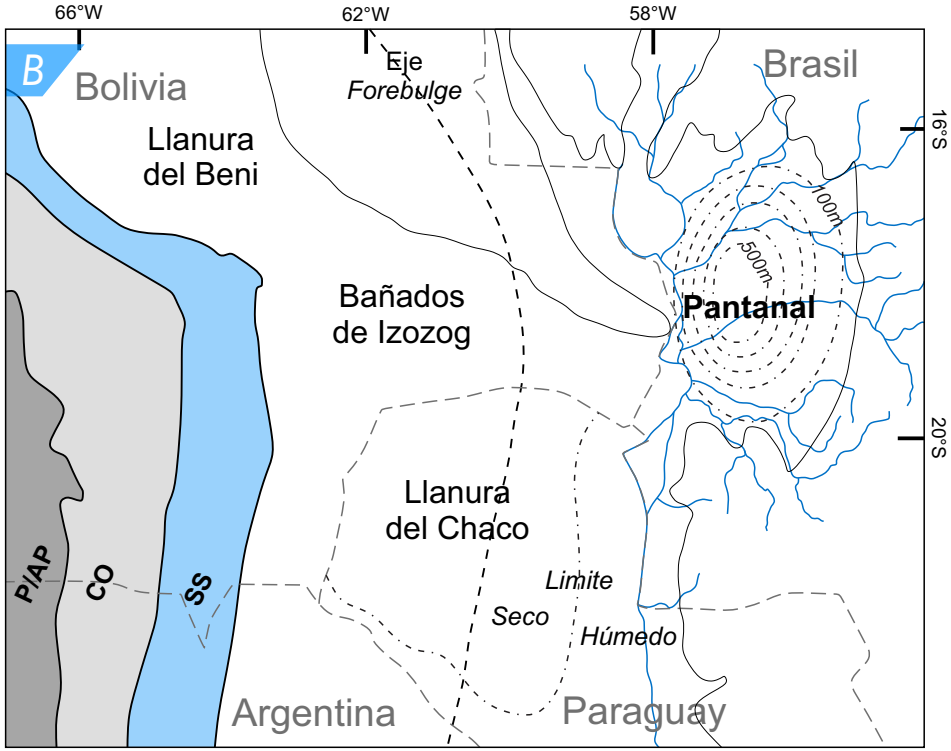
Pantanal de Mato Grosso

Figura 9.6

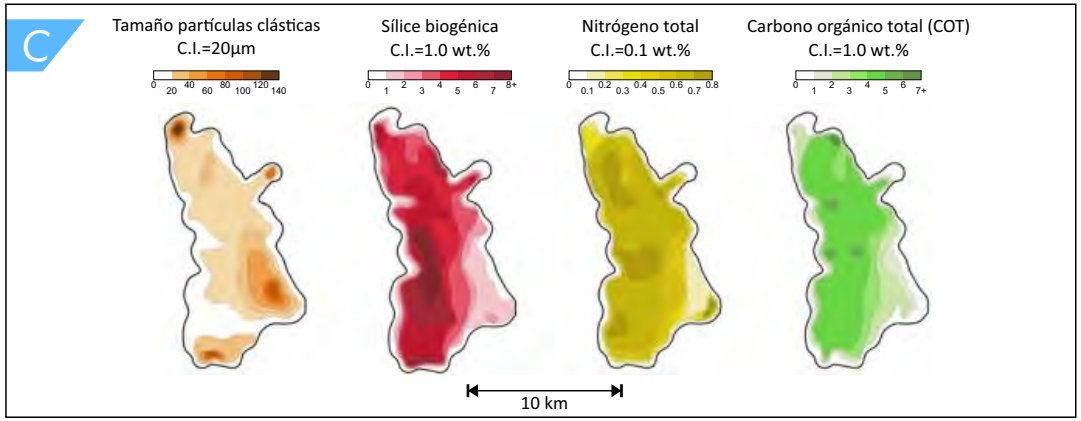
e.g. Grandes humedales intracontinentales actuales (Inland Wetland)



A. Cuenca de Pantanal



B. Mapa que muestra la posición relativamente distal de los sistemas de humedales en los depocentros de *foredeep* (Llanura del Chaco) y *backbulge* (Pantanal), en relación al frente orogénico de los andes centrales - modificado de Cohen (2003)



C. Mapa de concentración de tamaños de partículas, sílice biogénica, nitrógeno total y carbono orgánico total de Lago Mandioré (Pantanal) - tomado de McGlue *et al*. (2011)

serie de tendencias de fallas son evidentes en la cuenca, el Lineamiento Transbrasiliano con rumbo noreste-suroeste es el más significativo, alterando el curso del Río Paraguay en varios lugares (Assine & Soares, 2004). Muchos ríos importantes llegan a Pantanal desde las tierras altas del norte y del este, formando extensos *megafans* de bajo gradiente (Assine & Silva, 2009), y en asociación con estos se desarrollan una gran variedad de ambientes lacustres de diferentes características (salobres y de agua dulce), en la región conocida como Nhecolandia (Tricart, 1982; Barbiéro *et al*., 2002).

9.4.2.2- *Clima*

Como se mencionó anteriormente, Pantanal abarca un área de aproximadamente 160.000 km2, de las cuales 130.000 km2 son inundadas anualmente. La latitud tropical y la migración estacional de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ – Grodsky & Carton, 2003) controlan los patrones climáticos en Pantanal, con temperaturas medias anuales del orden de los 25°C, y precipitaciones anuales variables fuertemente estacionales mayores a 1.000 mm. La mayoría de las precipitaciones (>70%) caen durante una prolongada estación húmeda que dura desde finales de octubre hasta principios de abril. La evapotranspiración supera la precipitación durante la mayor parte del año, con áreas que experimentan una pérdida anual neta de aproximadamente 300 mm (Alfonsi & Paes de Camargo, 1986).

Un cambio en la dirección del viento acompaña el cambio de estaciones, ya que en el verano austral son del noroeste, mientras que los vientos en el invierno austral son predominantemente del este-noreste. En los últimos 40 años, las velocidades del viento de la estación seca son de 5 - 6 m/s cerca de los lagos de estudio, mientras que las velocidades durante la estación de lluvias son comparativamente más lentas (McGlue *et al*., 2011).

9.4.2.3- *Hidrología*

La hidrología de Pantanal es controlada por los ciclos de inundación que se producen en la cuenca del Río Paraguay, así como también a la combinación de precipitaciones y la evapotranspiración. Un fenómeno particular ocurre durante los ciclos de inundación anual del Río Paraguay, en el cual se genera un efecto retardado en el avance de la inundación de norte a sur, alterando el estado del curso principal en más de 5 metros, durante varios meses del año (Hamilton *et al*., 1997).

Un complejo entramado de canales tributarios conecta al Río Paraguay con la infinidad de cuerpos de agua, que tienen un intercambio netamente marcado durante las épocas de inundación, que ocurren comúnmente varios meses después de las precipitaciones máximas. Durante estos ciclos de inundación se produce una retención importante de agua en el sector norte de Pantanal, a partir de diferentes mecanismos de la planicie de inundación, que incluyen el desborde de los cursos de agua, el estancamiento

de agua por flujos impedidos en las planicies, y la acumulación de aguas de lluvia en suelos densamente vegetados (Hamilton, 1999).

9.4.2.4- *Limnología*

Los lagos presentes en Pantanal comparten una serie de características limnológicas en común como producto de los eventos de inundación, que incluyen patrones hidroquímicos (CO_3 > Si > Ca), columna de agua completamente oxigenada, baja conductividad, pH débilmente alcalino, formas elongadas con *fetch* (longitud rectilínea máxima de una masa de agua superficial, que es uniformemente afectada en dirección y fuerza del viento, generando a su vez oleaje) de hasta 25 km, profundidad promedio de 3,5 metros, sin estratificación de aguas. La distribución de sedimentos varía en cada lago, pero normalmente en las zonas más profundas (> 2,5m) se depositan pelitas de coloraciones verdes oscuras (Figura 9.6.C). Las fracciones tamaño arena son comunes, concentrándose hacia los márgenes de los cuerpos de agua. Los flujos provenientes del Río Paraguay normalmente forman sistemas deltaicos arenosos con áreas de hasta 40 Km^2. Se observan barras de arenas paralelas a la línea de costa (McGlue *et al*., 2011).

Cualquier discusión sobre los procesos limnogeológicos en las llanuras de inundación de Pantanal debe considerar la variabilidad de las aguas exhibida durante el paso del pulso de inundación, ya que condicionan fuertemente la hidroquímica, morfometría y los procesos sedimentarios. La llegada del pulso de inundación después del verano provoca que las superficies de los lagos, las distancias de *fetch* y los gradientes batimétricos alcancen sus valores máximos, al mismo tiempo que las velocidades del viento alcanzan su máxima intensidad. Esta combinación genera un efecto importante en el desarrollo de oleaje y en la resuspención de sedimentos (McGlue *et al*., 2011). El impacto del oleaje se ve representado por la formación de barras arenosas paralelas a la línea de costa y a la formación de playas de arena. Estas características son bien conocidas para lagos de costas con alta energía (Adams & Wesnousky, 1998).

Los ciclos de agua de muchos lagos tropicales de planicies de inundación, dependen de la filtración del agua subterránea o de flujos terrestres, cuando se superan las condiciones del umbral de los cursos de agua (Cohen 2003). Por el contrario, los flujos que ingresan a los lagos de Pantanal son vinculados al Río Paraguay a través de canales secundarios. Estos afluentes no solo influyen en el ciclo del agua, sino que también afectan la sedimentología de los cuerpos de agua. Los canales imparten un control de primer orden sobre la velocidad del flujo y la carga de lecho que llegan a los lagos, mientras que los flujos no confinados son más difusos, permitiendo que la vegetación y los suelos de las planicies actúen como trampas de sedimento. Los cuerpos arenosos deltaicos ocupan amplias zonas en los lagos y son componentes claves de la arquitectura moderna de facies, que están genéticamente vinculados al paso del pulso de inundación (McGlue *et al*., 2011).

Los estudios realizados por McGlue *et al*. (2011), demuestran que el tamaño promedio de las partículas silicoclásticas corresponde a la fracción limosa, con concentraciones de granulometrías arenosas hacia los márgenes de los lagos, y con acumulaciones de materiales más finos en las zonas más profundas. Estos autores interpretan una variación estacional trifásica que vincula la hidroquímica, la morfometría y la sedimentología lacustre, con cambios climáticos regionales. Se estima que los niveles de los lagos descienden por lo menos 0,6 metros anualmente, debido solo a procesos de evaporación. El aislamiento completo de los cuerpos de agua ocurre generalmente durante el verano, lo que sugiere que las precipitaciones directas y el aporte de agua subterránea, tienen un efecto menos significativo para la morfometría y batimetría que los pulsos de inundación fluviales.

Los procesos fluviales y lacustres controlan el desarrollo de facies orgánicas en los grandes lagos de Pantanal. Los solutos fluviales proporcionan una fuente clave de nutrientes que ayudan a controlar la productividad de algas dentro de los lagos. La vegetación se desarrolla comúnmente a lo largo de los márgenes de cada uno de los lagos, donde durante la estación seca quedan expuestos a procesos de descomposición (Furch *et al*., 1983). Otro fenómeno que atenta contra la preservación de materia orgánica es la resuspención de sedimentos, el cual libera del fondo de los lagos nutrientes y materia orgánica, aumentado su tiempo de exposición a la degradación por la actividad aeróbica (Forsberg *et al*., 1988; Henrichs, 1992).

A lo largo de intervalos cortos de tiempo, el cambio climático en las cabeceras del Río Paraguay es claramente un mecanismo importante que podría conducir a cambios significativos en la sedimentación de los lagos. Las condiciones climáticas que promueven los pulsos de inundaciones más fuertes y la profundización de los cuerpos de agua, están dadas a partir del avance de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), la cual genera puntos de entrada fluviales adicionales a los lagos, crea deltas marginales efímeros, y favorece la acumulación de sedimentos finos a partir de procesos de decantación en las zonas más profundad de los lagos. Por el contrario, los niveles bajos de agua en los lagos son asociados a la disminución de precipitaciones efectivas en la cabecera del Río Paraguay, lo que genera incisiones incipientes de canales con depósitos de lóbulos de explayamiento en las zonas más profundas de los cuerpos de agua, precipitación de carbonatos, exposición subaérea de los depósitos lacustres marginales, y procesos de oxidación y degradación de materia orgánica.

El Pantanal fue clasificado en base a los estudios realizados por McGlue *et al*. (2011) como un sistema lacustre de planicies de inundación, con tasas de sedimentación muy variables (Cohen, 2003).

9.5- *INLAND WETLAND* FÓSIL: EL PANTANAL DE LA FORMACIÓN YECUA

A partir del análisis sedimentológico de detalle realizado en estas localidades, se definió un modelo de acumulación para los sistemas de grandes humedales intracontinentales (*inland wetlands*), caracterizando los procesos depositacionales que intervinieron en cada uno de los subambientes (ver Capítulo 8).

Se interpreta aquí que los depósitos de la Formación Yecua que caracterizan los sistemas lacustres de grandes humedales se encuentran representados en el sector norte del área de estudio, más precisamente en las localidades de La Angostura (LA), Río Grande Abapó (RGAP) y Charagua (CH). Estos afloramientos se hallan alineados en una transecta de 180 km de extensión en sentido Norte-Sur sobre la serranía de Charagua (Figura 9.7.A-D).

9.5.1- PARASECUENCIAS

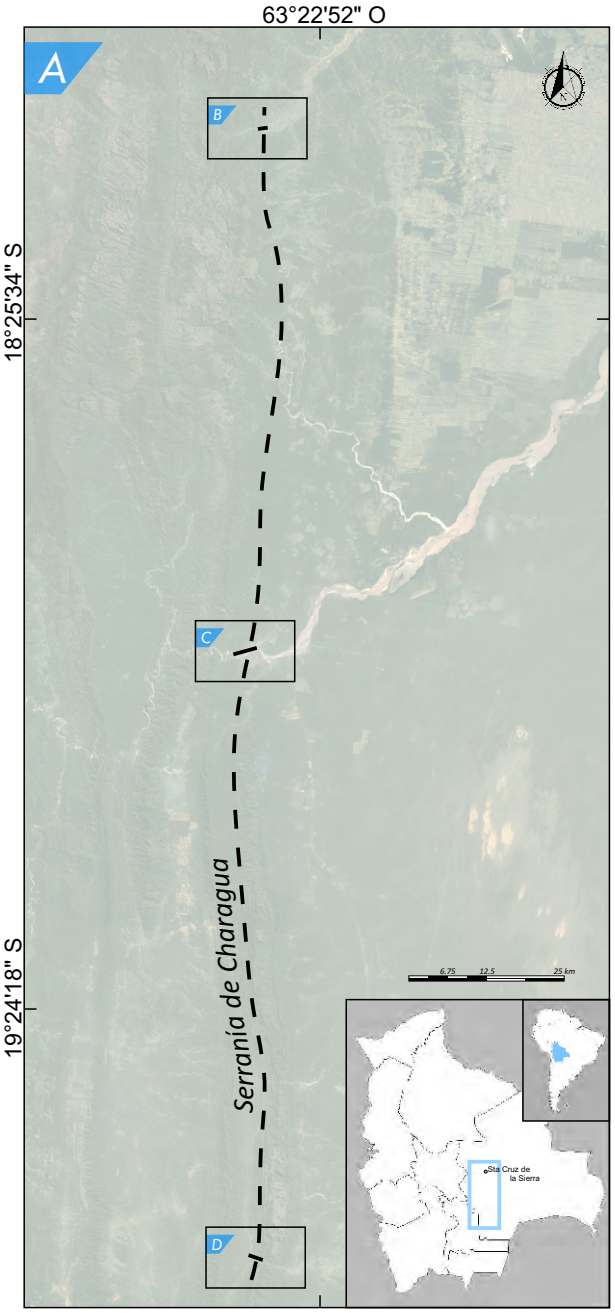
Las parasecuencias son sucesiones de estratos, genéticamente relacionados entre sí, con un arreglo interno somerizante, limitadas en su base y en su techo por superficies de inundación (FS) (van Wagoner *et al*., 1988). En coincidencia con el concepto de parasecuencia, las asociaciones de facies interpretadas para el sistema depositacional bajo estudio se presentan característicamente en forma de sucesiones verticales de espesores muy variables (1,5 a 15m), con arreglos internos somerizantes. Cada sucesión inicia con la asociación de depósitos sublitorales lacustres (*Flam*), la cual fue interpretada como acumulaciones de subambientes dominados por procesos de decantación, que representan los sectores más profundos del sistema (sublitorales), con profundidades que no superan los 10 metros. Estas gradan verticalmente a depósitos de la asociación de *shoreface* lacustre (*Ssho*), el cual podría ser dividido en un *lower shoreface* dominado por facies heterolíticas y *upper shoreface* dominado por facies de areniscas mixtas, que ponen de manifiesto el retrabajo de los sedimentos por la acción del oleaje, marcando el inicio de los subambientes litorales. Las acumulaciones de *shoreface* gradan verticalmente a depósitos de las asociaciones de *foreshore* arenoso (*Ssdf*) y fangoso (*Fmdf*), que constituyen las planicies de los sectores litorales a supralitorales en los sistemas lacustres someros de humedales, y que son delimitadas por las fluctuaciones de la línea de costa (Figura 9.8.A).

Dado que, tanto los depósitos de la asociación *Flam* como de la asociación *Fmdf,* son facies de granulometrías finas y similares, en muchas oportunidades las superficies de inundación que limitan a las parasecuencias son muy difíciles de identificar. Durante las inundaciones es posible que buena parte de los depósitos de planicies (*Ssdf* - *Fmdf*) sean erodados y retrabajados. Los niveles de coloraciones verdosas (condiciones de anoxia) presentes dentro de la asociación *Flam*, o en algunas oportunidades la presencia de

El Pantanal de la Fm Yecua

Figura 9.7

Localidades y afloramientos



A. Localidades análizadas sobre la Serranía de Charagua - Transecta de 180 km



Afloramiento de humedales intracontinentales

B. Afloramientos de sistemas de humedales de la Formación Yecua en la localidad de La Angostura (LA), Santa Cruz, Bolivia



C. Afloramientos de sistemas de humedales de la Formación Yecua en la localidad de Río Grande Abapó (RGAP), Santa Cruz, Bolivia



D. Afloramientos de sistemas de humedales de la Formación Yecua en la localidad de Charagua (CH), Santa Cruz, Bolivia

niveles con mayor contenido de materia orgánica, pueden ser interpretados con un origen más profundo que el resto de los depósitos.

La evolución de los ciclos somerizantes comienza con: a) el aumento relativo del nivel del agua, el cual produce la interrupción de la progradación silicoclástica y permite la colonización de organismos dulceacuícolas dominada principalmente por ostrácodos; b) durante el nivel máximo de inundación, dominan los procesos de decantación a partir de los sedimentos que se encuentran en suspensión, y se expande la fauna de vertebrados a lo largo de las áreas inundadas; c) ante la llegada de sedimentos terrígenos a la cuenca (tanto material fangoso como arenoso), comienza a cambiar la relación entre la tasa de aporte de sedimento en función del espacio de acomodación, por lo que se acentúan los procesos de mayor energía dominados principalmente por el oleaje, donde se generan acumulaciones mixtas (silicoclásticas-carbonáticas), con fragmentos esqueletales de invertebrados y ooides; d) al continuar aumentando las tasas de aporte, se hacen notorios los procesos de exposición subaérea y la colonización por parte de moluscos y plantas en las márgenes del sistema. Finalmente, d) un nuevo evento de inundación inicia un nuevo ciclo depositacional con patrones de apilamiento vertical similares a el descripto anteriormente (Figura 9.8.B).

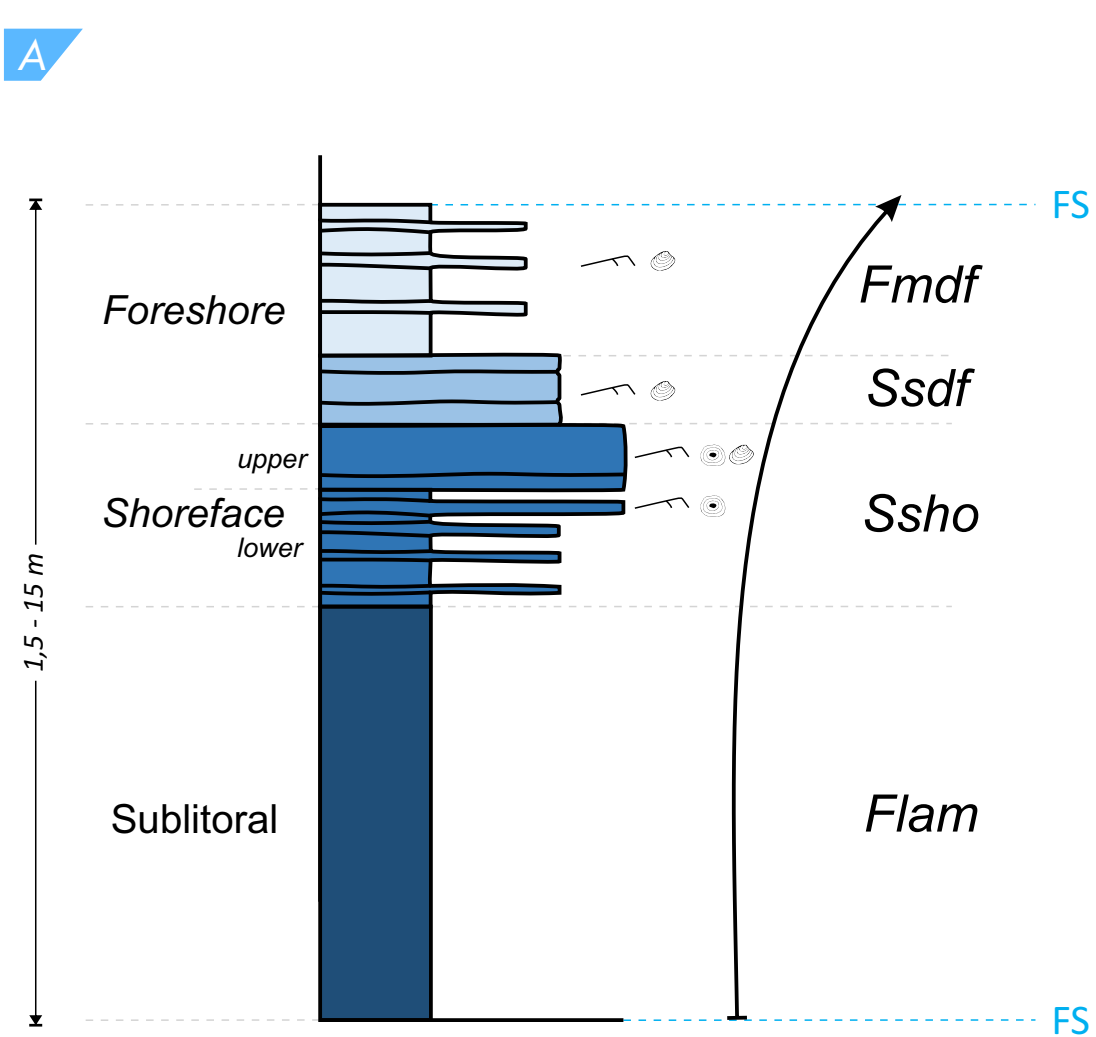
Los conjuntos de parasecuencias genéticamente relacionadas muestran un arreglo vertical de tipo agradacional a levemente progradacional, lo que revela una relación entre las tasas de aporte y las tasas de acomodación en equilibrio (tasa aporte / tasa acomodación $\simeq 1$). Este patrón de apilamiento puede ser asociado a un contexto estratigráfico secuencial de alta acomodación (HST), donde los sedimentos tienen cada vez mayor capacidad de llenar el espacio disponible debido a un leve aumento en el aporte de sedimento o una leve disminución en la subsidencia (van Wagoner *et al*., 1988).

9.5.2- CAMBIOS EN EL NIVEL DEL AGUA

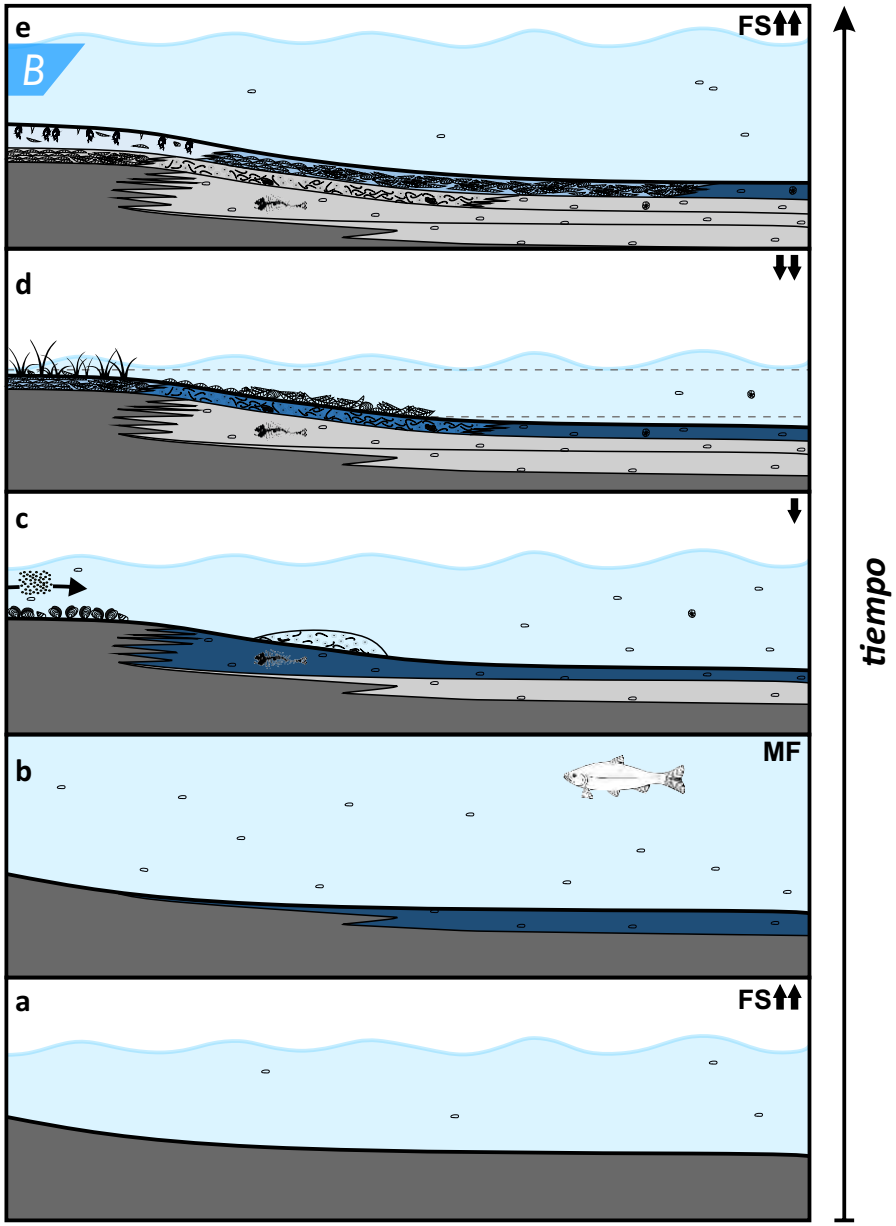
Tomando como base el arreglo somerizante de las parasecuencias y la posición que representa dentro del sistema cada una de las asociaciones de facies (subambientes), se pudo establecer en forma relativa cómo habrían cambiado a lo largo del tiempo las profundidades del agua dentro de los sistemas lacustres someros de humedales. En este contexto, las fluctuaciones en el nivel de los cuerpos de agua a pequeña escala pueden resultar en la inundación o desecación de grandes áreas de la cuenca (Platt & Wright, 1991).

A lo largo de los afloramientos de las tres localidades mencionadas (LA, RGAP y CH), se observan intervalos (parasecuencias) que muestran arreglos somerizantes con diferentes características faciales que responden a modificaciones paleoambientales de ciclos compuestos, que pueden ser interpretados como alteraciones de distintos órdenes de magnitud en el nivel del agua de los sistemas. Para poder caracterizar

Arreglo somerizante y superficies de inundación



A. Arreglo somerizante y superficies de inundación (FS) de las parasecuencias reconocidas



B. Evolución de los ciclos somerizantes de los sistemas lacustres de humedales de la Formación Yecua - Modelo conceptual

con mayor precisión estos cambios, se realizó una valoración interpretativa de las variaciones relativas del nivel del agua, a partir de arreglo de las asociaciones de facies en la vertical. De este modo se llevó a cabo una curva gráfica teórica, que muestra los cambios relativos del nivel del agua, donde se estableció un ordenamiento de las distintas asociaciones de facies según su profundidad: *Flam >>Ssho>>Ssdf>Fmdf>Fpdi* (Figura 9.9.A-B).

9.5.3- CICLICIDAD

A partir del análisis e interpretación de la dinámica de las distintas parasecuencias, se pudo evidenciar que existen cambios internos que respondes a variaciones relativas en el nivel del agua de los sistemas, que ponen de manifiesto 3 magnitudes diferentes, representadas por conjuntos de asociaciones de facies que muestran patrones cíclicos con distintas jerarquías: 1) Los patrones cíclicos de **magnitud 1**, responden a variaciones limitadas por superficies de inundación de mayor escala temporal, y corresponden a los limites propios de las parasecuencias (superficies de inundación - FS); 2) los ciclos de **magnitud 2**, corresponden a cambios que muestran variaciones en la profundidad del nivel del agua, evidenciado por repeticiones cíclicas entre las asociaciones de facies *Flam* y *Ssho*; y por último, 3) los ciclos de **magnitud 3**, corresponden a repeticiones cíclicas dadas entre las asociaciones de facies *Ssdf* y *Fmdf*, que evidencian cambios en el nivel del agua con una alta resolución temporal (Figura 9.10.A).

El forzamiento climático orbital, en muchos ejemplos del registro fósil de sistemas lacustres a lo largo del planeta, se muestra como el impulsor más plausible de los cambios paleoambientales (a esta escala de trabajo), condicionando los patrones locales de sedimentación. Algunos de estos ejemplos confirman el papel concomitante de los ciclos de Milankovitch en el cambio climático a largo plazo (Arthur *et al*., 1985; Sageman, 1985, Krijgsman *et al*., 1994; Barberá *et al*., 1996; Sierro *et al*., 2000; Abdul Aziz *et al*., 2003a, 2003b; Abels *et al*., 2009, 2009b). Para corroborar este tipo de hipótesis sería necesario realizar estudios magnetoestratigráficos y geocronológicos detallados que permitan obtener valores de edad confiables para cada orden de ciclicidad reconocido.

9.5.4- CAMBIOS COMPOSICIONALES

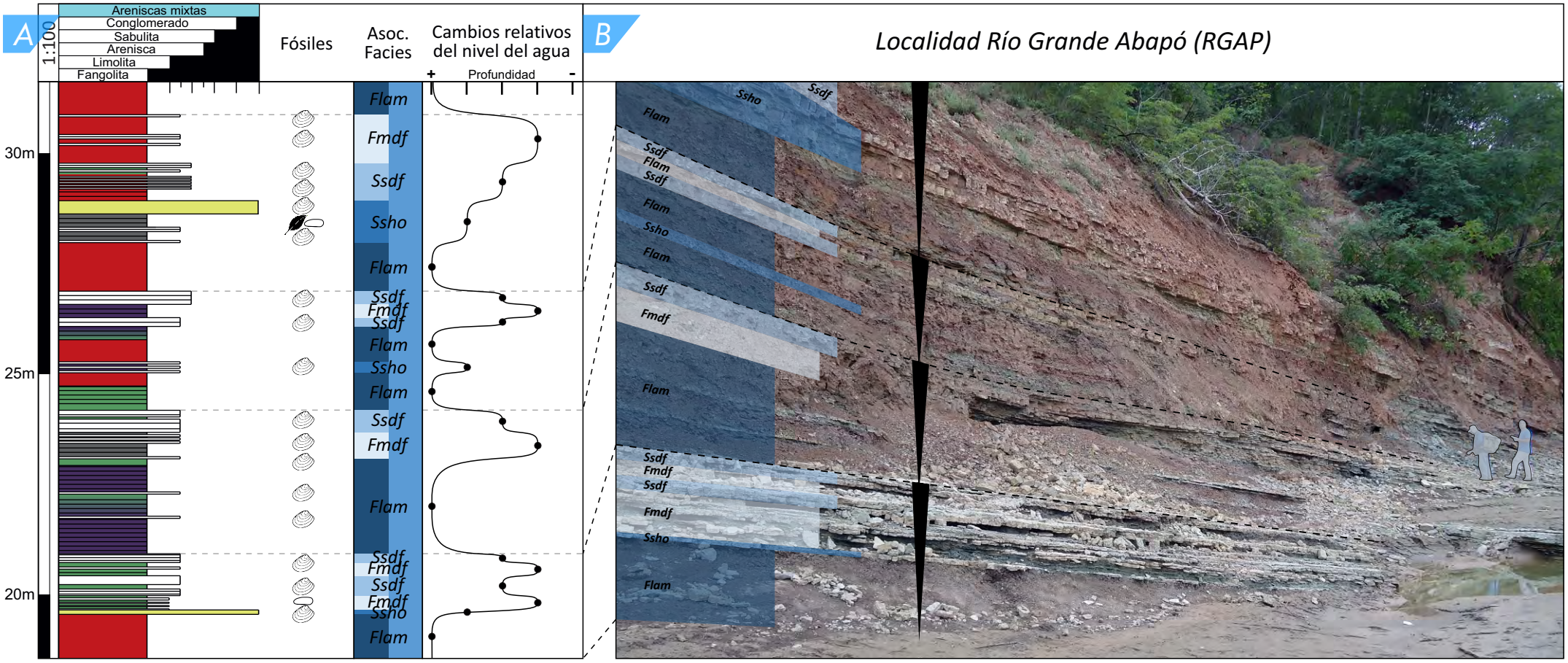
Se realizó el muestreo de las cuatro asociaciones de facies que componen la sucesión somerizante en cinco parasecuencias, obteniendo como resultado una misma tendencia composicional, tanto en los resultados de roca total como en las arcillas.

Los contenidos de roca total reflejan las características granulométricas de las asociaciones facies, con mayor contenido en arcillas (illita, esmectita, caolinita, clorita e interestratificados I/S) en el ambiente sublitoral (*Flam*) y de planicies fangosas (*foreshore*), en donde predominan las sedimentitas de grano fino

Cambios del nivel del agua

Figura 9.9

Localidad de Río Grande Abapó, Santa Cruz, Bolivia

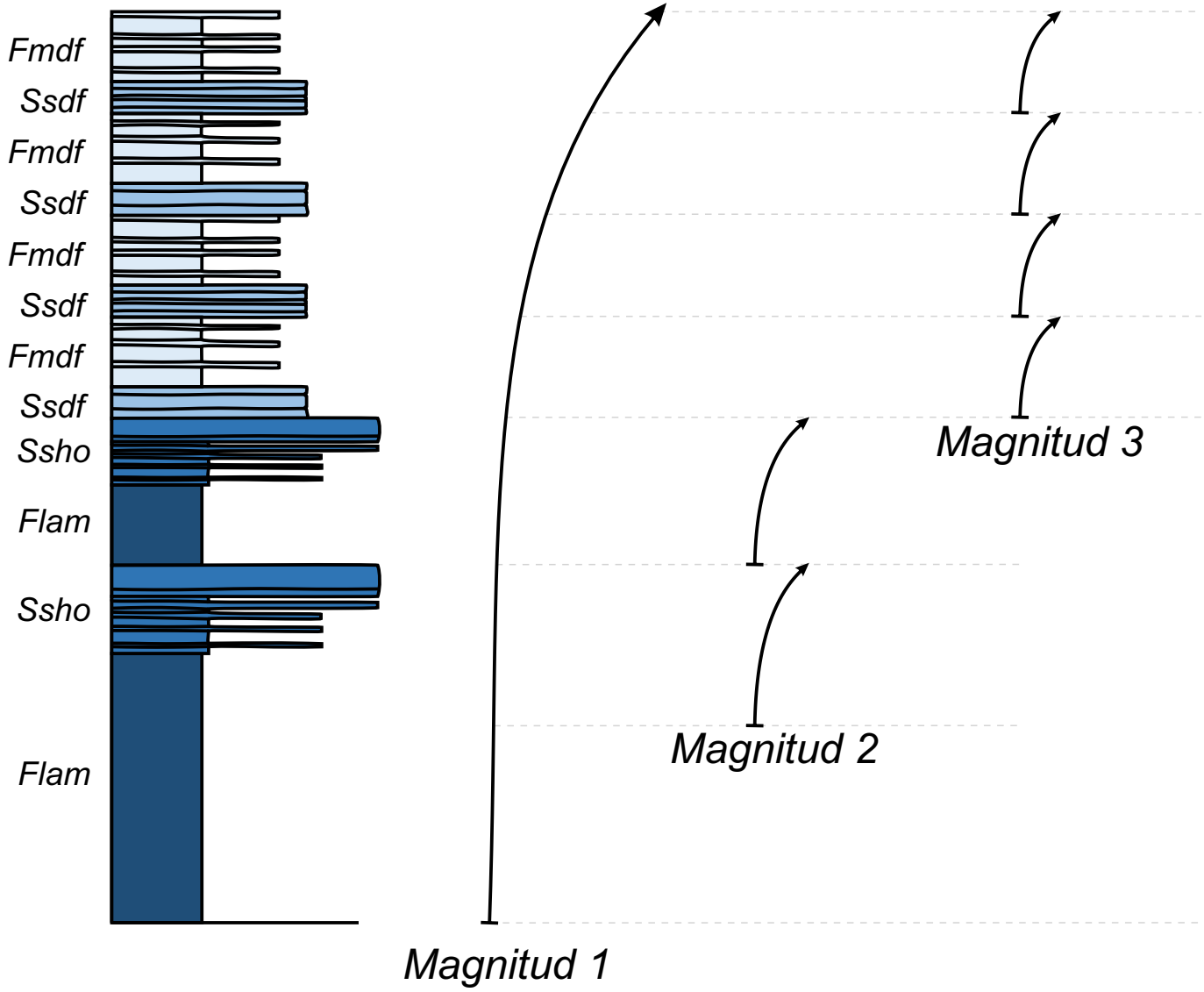


A. Cambios relativos del nivel del agua a partir del patrón de apilamiento vertical (*Flam >>Ssho>>Ssdf>Fmdf>Fpdi*) - Sección inferior del perfil RGAP

B. Afloramientos de la localidad RGAP - notese el arreglo vertical agradacional de las parasecuencias reconocidas

Ciclos de magnitud 1, 2 y 3

A



A. Parasecuencia con ciclos internos somerizantes de 3 magnitudes diferentes de los cambios relativos del nivel del agua, de los sistemas lacustres someros - nótese el patrón de apilamiento vertical de las asociaciones de facies, que muestras cíclicos con distintas jerarquías

(Figura 9.11.A). En contraposición, se observa un aumento significativo del cuarzo en las asociaciones de facies litorales (*Ssho* - *Ssdf*), principalmente en las planicies arenosas (*foreshore*), y en menor medida en la asociación de *shoreface* lacustre (Figura 9.11.A). Es interesante destacar el alto contenido carbonático que muestran las asociaciones litorales de *Ssdf* y *Ssho*. Esta última, presenta valores preponderantes de calcita, debido a que en esta unidad sedimentaria predominan las litofacies mixtas por sobre el resto de la sedimentitas (Figura 9.11.A, Figura 9.12.G-I).

Con respecto a los minerales de las arcillas, el arreglo somerizante de las parasecuencias también muestra sutiles cambios en el contenido de las fases minerales presentes (Figura 9.11.A). Así, es posible apreciar un mayor contenido de illita en la asociación sublitoral (*Flam*), y un progresivo descenso del contenido de esta mismas hacia el tope de la parasecuencia, pasando por cada uno de los subambientes (Figura 9.11.A). Por su parte, la caolinita no muestra variaciones significativas a través de las parasecuencias, mientras que la esmectita (junto con los interestratificados I/S con alto contenido de capas expansivas) muestra un aumento de su contenido de base a tope, alcanzando valores considerables en las asociaciones de *foreshore* (Figura 9.11.A).

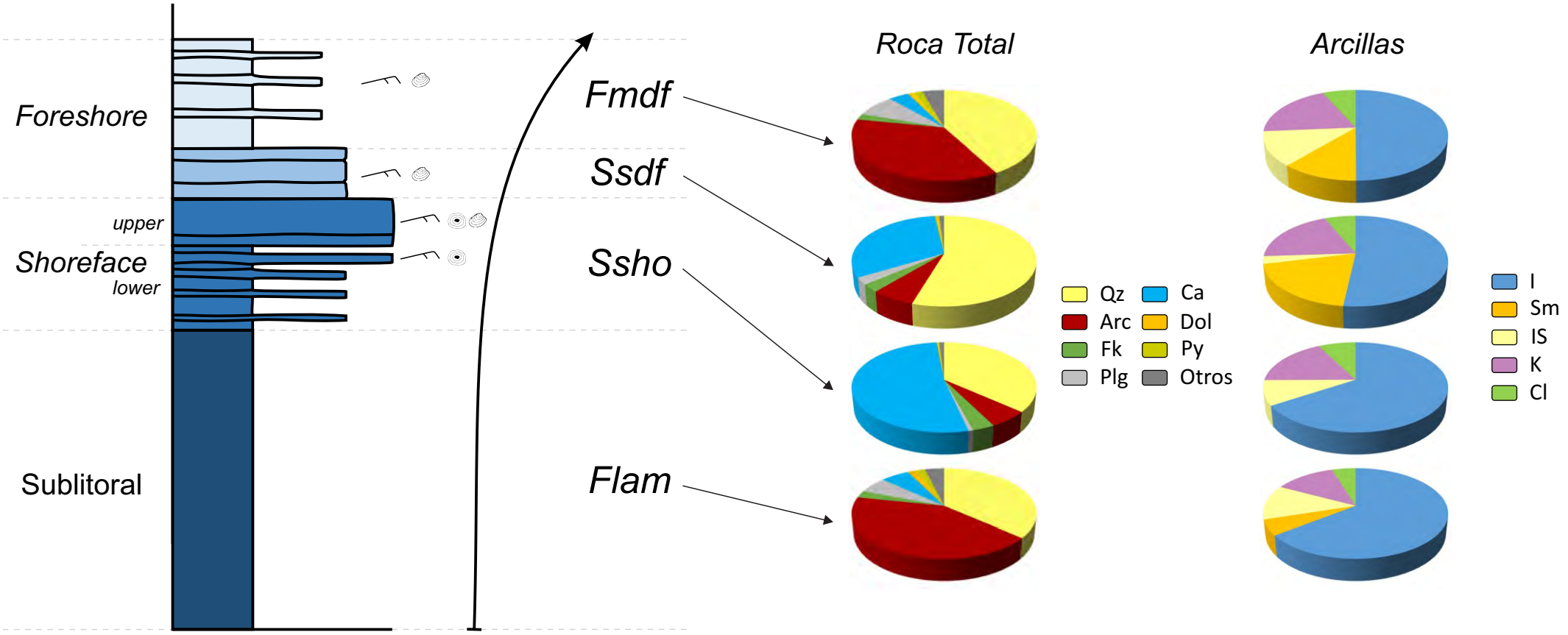
El estudio de los minerales de las arcillas a través de microscopia electrónica de barrido (MEB) permitió el reconocimiento de la forma, disposición y tamaño de estos componentes, indispensables para deducir el grado de cristalinidad (Brindley & Brown, 1980) con respecto a los resultados obtenidos mediante DRX, con la finalidad de discutir el origen de las arcillas, ya sea detrítico o autigénico (Worden & Morad, 2003).

En este sentido, la caolinita muestras granos muy pequeños (5 – 10 µm), con bordes redondeados, los cuales pueden ser interpretados como parte de la matriz (Figura 9.12.B). A partir del análisis de los espectros de dispersión de energía de rayos *X* (EDS), se corroboró que estos minerales eran de caolinita (Figura 9.12.C). El hecho de que no se reconozcan las típicas texturas autigénicas en el crecimiento de los cristales de este mineral (e.g. vermes de caolinita), como así también cristales pseudoexagonales bien desarrollados, constituyen evidencias claras que señalan un origen detrítico para la caolinita (Keller, 1977; Cravero *et al*., 2001; Raigemborn *et al*., 2014). Este hecho, podría estar relacionado con la erosión de materiales parentales (e.g. planicies de inundación con desarrollo de suelos) con presencia de caolinita, aunque no se puede descartar que este mineral se asocie a un ciclo de sedimentación anterior (unidades pre-neógenas).

Mediante el análisis de los difractogramas de muestras orientadas (Figura 9.12.A, Figura 9.13.A y D), se advierte que la reflexión 001 para la caolinita es relativamente ancha, criterio que es utilizado para desestimar un origen autigénico de este mineral (Cravero *et al*., 2001; Raigemborn *et al.,* 2014). Teniendo

Diagramas composicionales - DRX

A



A. Cambio composicional (DRX en roca total y arcilla) de las parasecuencias reconocidas - nótese el aumento de esmectita en función de detrimento de illita hacia los topes de las parasecuencias

en cuenta las condiciones paleoclimáticas imperantes durante la sedimentación, de subtropicales a tropicales, con regímenes estacionales entre condiciones de mayor y menor humedad (Tineo *et al.,* 2015), es posible que la caolinita sea un componente de origen autigénico en los suelos, y que haya sido erosionada y transportada como carga en suspensión/fondo por los sistemas fluviales activos hasta el lugar de sedimentación (Chamley, 1989; Thiry, 2000).

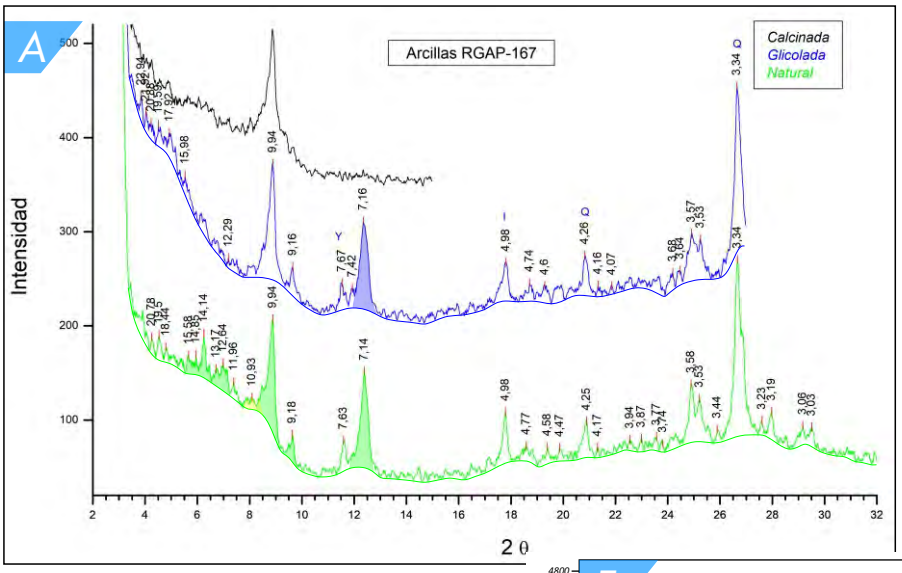
De acuerdo a lo observado en los resultados de rayos *X* en muestra orientada, la illita presenta un mayor grado de cristalización en las reflexiones basales 001 (Figura 9.12.A). En este aspecto, se observa un leve incremento de los contenidos de capas expansivas (I/S < 15 % S), coincidente con una leve asimetría hacia los menores ángulos de la línea de reflexión 001, desde los depósitos sublitorales (*Flam*) a supralitorales (*Fmdf*). Este leve incremento de capas expansivas, está asociado a un mayor contenido de esmectita (Sm + I/S con más del 85% de capas expansivas), la cual también muestra un mayor grado de cristalinidad hacia los términos superiores de las parasecuencias (compara Figura 9.13.A y D).

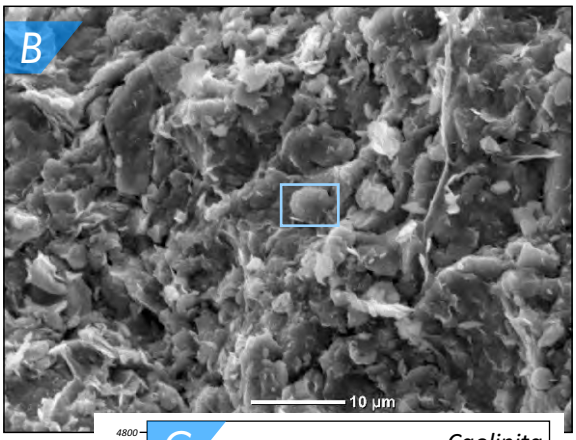
Al analizar las muestras mediante MEB, en conjunto con los espectros de dispersión de energía de rayos *X* (EDS), se advierte que la mayor parte de los minerales de las arcillas estaría asociado a componentes illíticos (Figura 9.12.D-E). En parte, se reconoce una disposición de agregados (20 – 30 µm) cara – cara (Figura 9.12.D), comúnmente interpretados como de origen detrítico (O'Brien, 1971; Weaver, 1989).

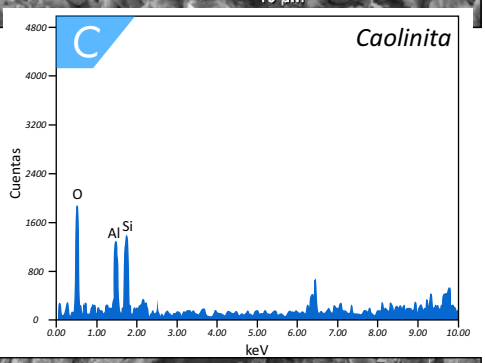
A partir de los resultados obtenidos, se puede inferir que la presencia de illita estaría relacionada a procesos de meteorización física del área fuente de sedimento, producto de la erosión de rocas con alto contenido de componentes micáceos/illíticos, asociados a condiciones templadas a frías (Nesbitt & Young, 1984; Thiry, 2000). Como se mencionó en el Capítulo 5, la presencia de rocas paleozoicas con alto contenido de illita, como es el caso de la Formación Los Monos, puede considerarse como una potencial fuente de aporte.

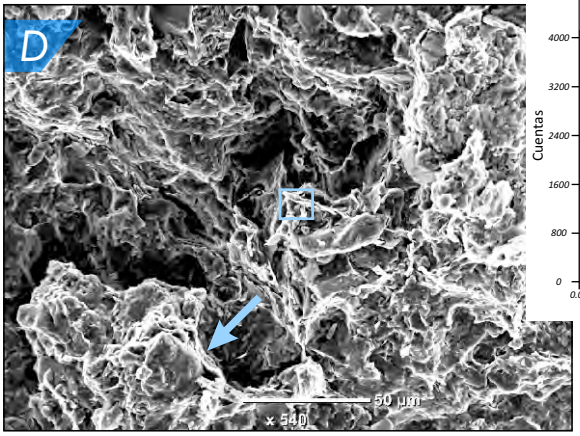
Asociados a los agregados de composición illítica, se observan componentes delicados que definen una disposición borde – cara (Figura 9.13.C), textura que permite inferir un origen autigénico (Weaver, 1989). Sumado a estas evidencias, se observan clastos de feldespatos que muestran rasgos de alteración incipiente, en donde es posible observar el crecimiento de cristales de reemplazo autigénico sobre las caras de los granos feldespáticos de origen detrítico (Figura 9.12.F). Sobre la base de las características texturales descriptas, en coincidencia con el alto contenido de esmectita en los resultados de DRX, puede asumirse que los minerales de reemplazo son de composición esmectítica (esmectita + interestratificados illita/esmectita con más de 85% de capas expansivas) y de origen autigénico.

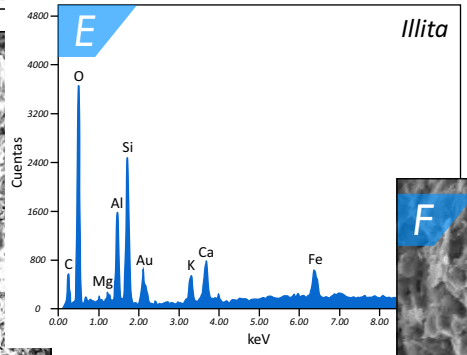
Depósitos sublitorales lacustres (Flam)

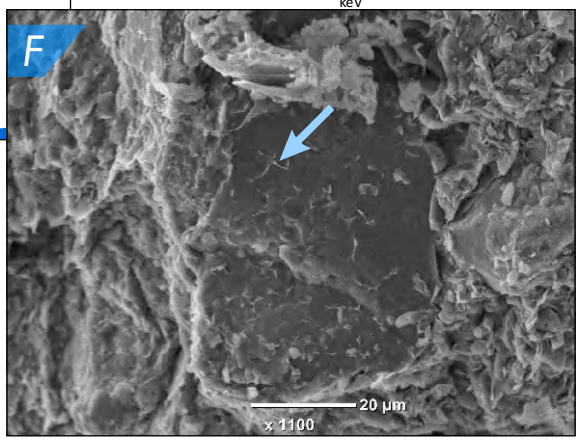






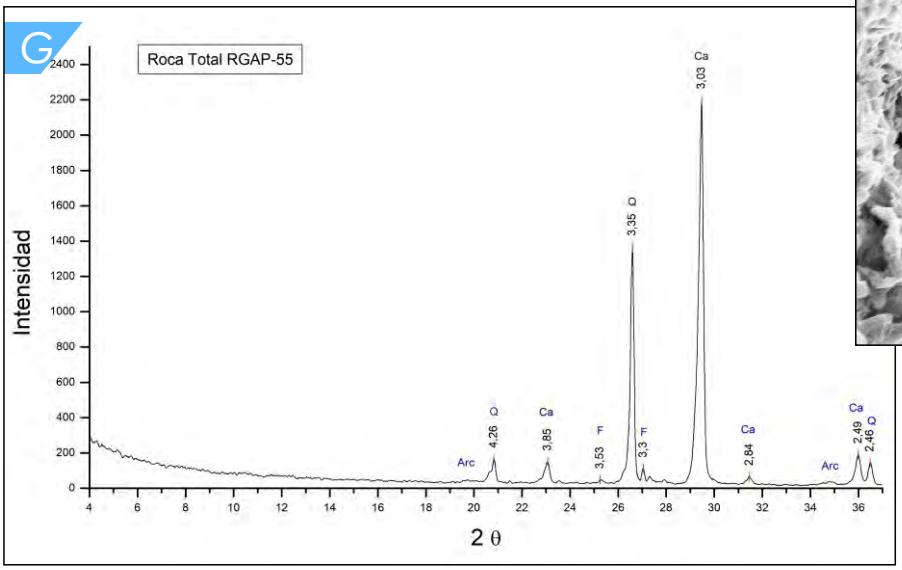


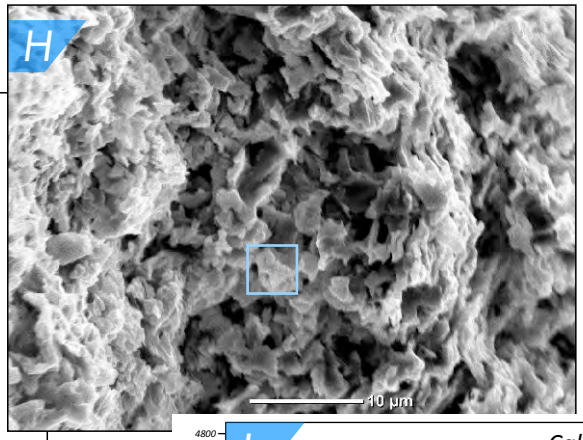


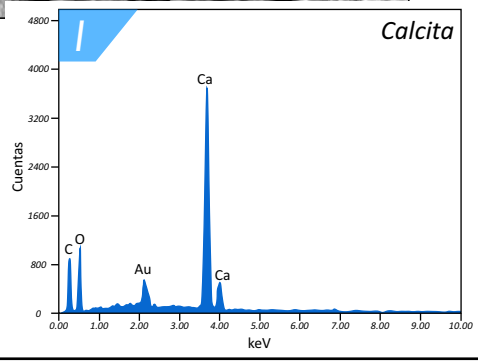


A. Difractograma de muestra orientada - nótese el alto contenido de illita y caolinita por sobre el escaso contenido de esmectita. B. Imagen MEB con partículas de caolinita de origen detrítico (cuadro celeste). C. EDS de caolinita (muestra RGAP-167). D. Imagen MEB de illita de origen detrítico - nótese la disposición tangencial de la illita (flecha celeste). E. EDS de illita (muestra RGAP-167). F. Crecimiento autigénico de esmectita según feldespato alcalino (flecha celeste)

Asociación de shoreface lacustre (Ssho)

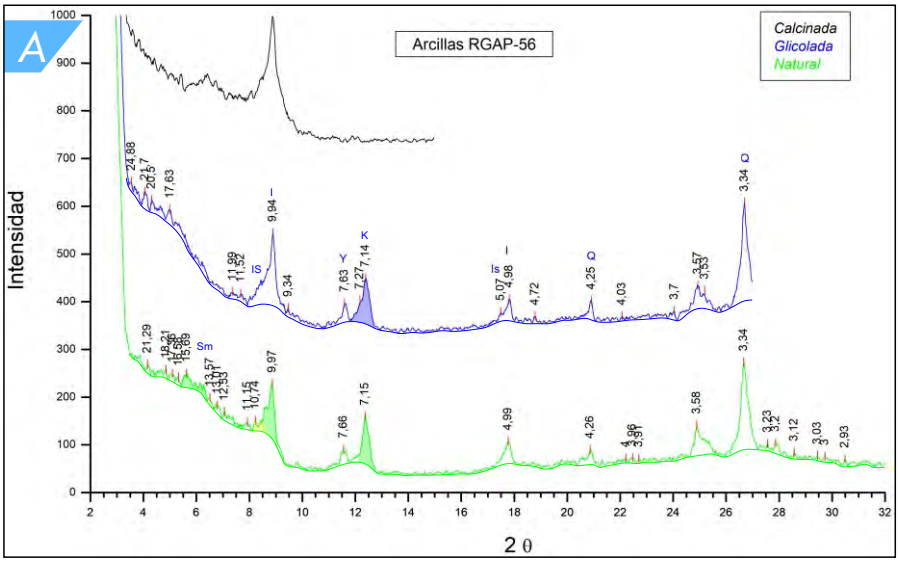


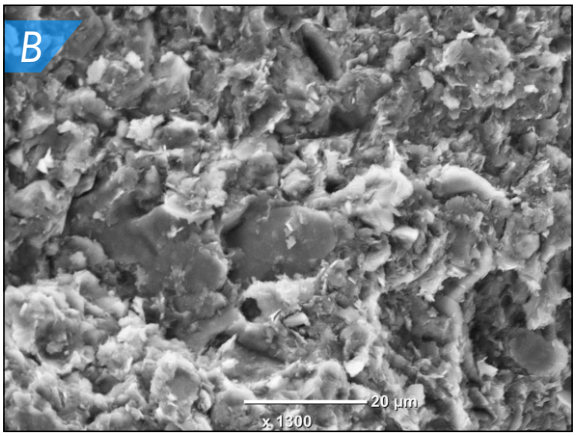


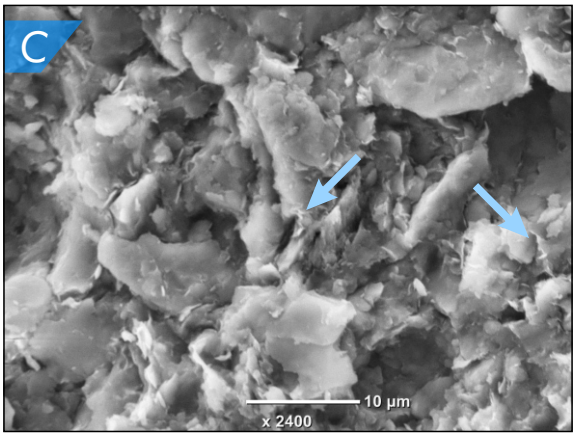


A. Difractograma de roca total con alto contenido de calcita.
B. Imagen MEB de calcita micrítica (cuadro celeste).
C. EDS de calcita (muestra RGAP-55).

Asociación de foreshore arenoso (Ssdf)

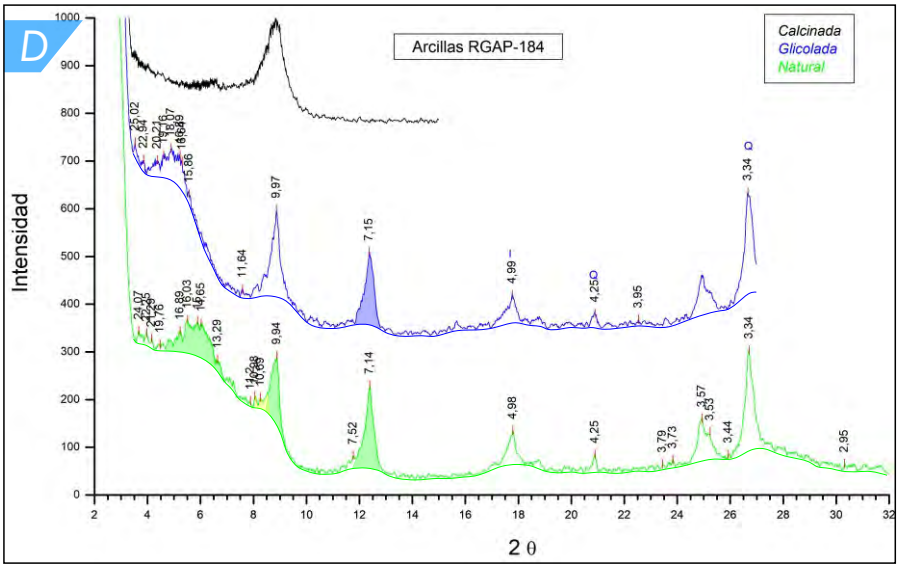


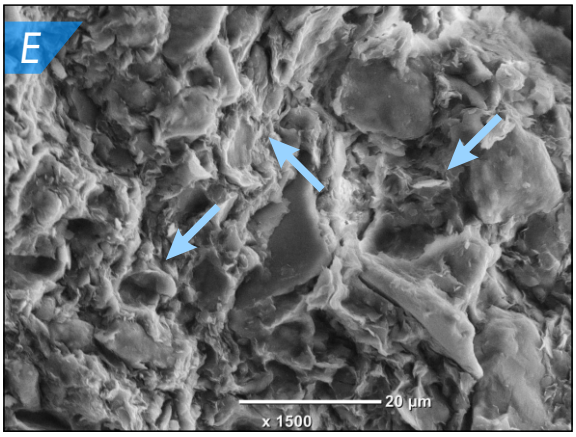


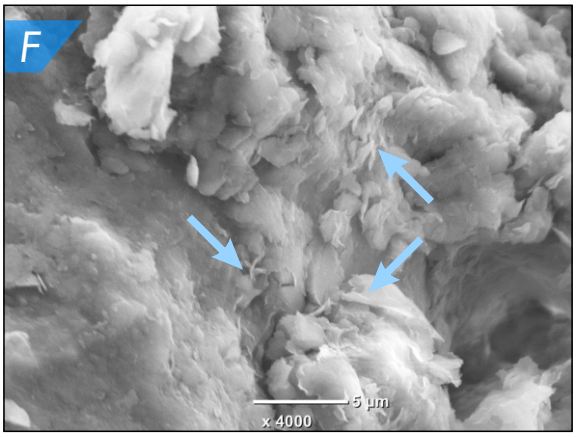


A. Difractograma de muestra orientada - nótese la presencia de illita/IS, caolinita, clorita y esmectita en forma subordinada. B. Imagen MEB con partículas de arcillas de origen detrítico (predominio de illita). C. Imagen MEB de detalle con crecimiento autigénico de esmectita / IS (flechas celestes).

Asociación de foreshore fangoso (Fmdf)







D. Difractograma de muestra orientada - nótese la presencia de esmectita de mayor cristalinidad, illita/IS, caolinita y clorita. E. Imagen MEB de detalle con crecimiento autigénico de esmectita (flechas celestes). F. Imagen MEB de detalle con cristales delicados de esmectita de origen autigénico (flechas celestes).

Velde & Meunier (2008) han resumido las diferentes reacciones entre los minerales de las arcillas, en suelos sometidos a diferentes condiciones geoquímicas. Entre estas reacciones, se destaca la transformación de la illita a esmectita a partir de la perdida de cationes de potasio (K+), durante periodos recurrentes de humedecimiento - secado (e.g. regímenes climáticos estacionales). El enriquecimiento en minerales de composición esmectítica hacia el techo de las parasecuencias, sumado a las evidencias que sustentan un origen autigénico de los mismos, sugieren que estos depósitos fueron controlados principalmente por factores paleoambientales, y no a procesos diagenéticos mayores (e.g. soterramiento y exhumación de los depósitos).

Como se discutió en el Capítulo 5, la clorita constituye un componente minoritario de las unidades en estudio. Los resultados obtenidos de los análisis de DRX de las parasecuencias, muestra que este mineral no presenta variaciones significativas (Figura 9.11.A). Cabe destacar que durante los análisis de MEB-EDS, no se han podido identificar cristales de clorita. Por estos motivos, no puede discutirse si la presencia de este mineral corresponde a un origen autigénico o detrítico.

9.6- CONSIDERACIONES FINALES

A lo largo del desarrollo de este capítulo, se describieron las principales características y clasificaciones de los ambientes lacustres, además de definir cuáles son los principales factores de control que intervienen en el origen, morfología y ciclicidades internas de estos sistemas. De modo similar, se realizó una caracterización sobre las distintas áreas del conocimiento de los ambientes de humedales, detallando específicamente el funcionamiento hidrológico y el registro sedimentario que dejan este tipo de sistemas. En este último sentido, se brindó una breve descripción sobre los diferentes modelos de acumulación de humedales existentes en la literatura, relacionados principalmente a los costeros y a aquellos desarrollados en climas semi-áridos.

Por su parte, se ha hecho hincapié en comprender el funcionamiento de los grandes sistemas de humedales intracontinentales (*inland wetlands*), desarrollados en climas húmedos de regiones tropicales a subtropicales.

Estos ecosistemas han sido objeto de estudio de muchos investigadores, de distintas disciplinas relacionadas a las ciencias naturales, los cuales han logrado avances significativos en el conocimiento (principalmente biológicos, hidrológicos y climáticos). Estos ambientes son de gran importancia, tanto para la vida humana como para la vida silvestre.

En los últimos años, desde un punto de vista geológico-sedimentológico, muy pocos autores han publicado trabajos que intentan explicar el funcionamiento de este tipo de sistemas. Uno de los más

destacados es el de McGlue *et al*. (2011), quienes han realizado avances en el conocimiento de las características hidrológicas, climáticas y limnológicas, que afectan la dinámica interna de los sedimentos y compuestos orgánicos, que actualmente rigen en los ambientes lacustres del gran sistema de humedales de Pantanal de Mato Grosso do Sul (Brasil).

Durante el desarrollo de esta tesis, se han descripto y caracterizado distintos elementos del registro fósil (Capítulos 4, 5, 6 y 7), que permitieron realizar un modelo de acumulación para los sistemas de extensos humedales intracontinentales de climas tropicales a subtropicales (Capítulo 8). A través del arreglo vertical de los diferentes subambientes depositacionales relacionadas genéticamente, se reconocieron superficies de inundación. Estas superficies delimitan la base y el techo de parasecuencias de espesores variables (1,5 a 15m).

Las parasecuencias en su conjunto, presentan un arreglo vertical de tipo agradacional a levemente progradacional, patrón de apilamiento generalmente asociado a un contexto estratigráfico secuencial de alta acomodación (HST). En estos, los sedimentos progresivamente adquieren mayor capacidad de llenar el espacio disponible, debido a un leve aumento en el aporte de sedimento o una leve disminución en la subsidencia (ver Capítulo 10).

A partir del análisis e interpretación de la dinámica interna de las distintas parasecuencias, se pudo evidenciar que existen cambios que responden a variaciones relativas en el nivel del agua de los sistemas, y que ponen de manifiesto 3 magnitudes diferentes de éstas. Estos se encuentran representados por conjuntos de asociaciones de facies, que muestran patrones cíclicos de distintas jerarquías.

En este contexto, se comprueban cambios composicionales de los argilominerales dentro de cada una de las parasecuencias, donde principalmente se observa de base a techo un aumento de los minerales esmectíticos en detrimento de los illíticos.

Las evidencias obtenidas mediante el análisis de DRX y MEB-EDS, constatan el origen detrítico de los minerales illíticos, el cual se relaciona a procesos de meteorización física del área fuente de sedimento, posiblemente de unidades paleozoicas (e.g. Formación Los Monos). Por su parte, se asigna inicialmente un origen autigénico a la caolinita, vinculado a el desarrollo de suelos en las planicies de inundación, que posteriormente fueron erosionados por los sistemas fluviales, transportando estos minerales hasta los sistemas lacustres (origen detrítico). Finalmente, se pudo determinar que los minerales esmectíticos se formaron a expensas de los minerales illíticos y feldespáticos, evidenciando un origen autigénico de estos minerales en los sistemas lacustres. Este proceso habría estado controlado principalmente por factores paleoclimáticos estacionales.

En conclusión, la presencia de los cambios cíclicos observados, indudablemente registran las variaciones de los umbrales climáticos. Éstas posiblemente sirvan para separar condiciones de mayor y menor humedad, las que a través de forzamientos estacionales habrían actuado durante periodos de tiempos específicos, con distintos órdenes de resolución.

Desde un punto de vista tectónicos, las tasas de aporte y subsidencia de la cuenca aparentemente se mantuvieron a valores constantes (Uba *et al*., 2006, 2007, 2009). Si esta condición realmente hubiese sido así, se puede aseverar que la mayor parte de las variaciones paleoambientales registradas, están vinculadas a cambios climáticos. Sin embargo, no se puede descartar que la subsidencia desempeñó un papel fundamental en el cierre del sistema, controlando la diferencia de elevaciones entre las salidas de agua y los depocentros. Hecho que influye en forma directa, en el área y en las variaciones cíclicas de mayor jerarquía del sistema (arreglo del conjunto de parasecuencias). A su vez, jugó un papel fundamental controlando las áreas de aporte, condición que se ve reflejada en los argilominerales con composiciones principalmente illíticas.

Las hipótesis planteadas sobre los factores alocíclicos (climáticos y tectónicos) que controlan los diferentes patrones cíclicos observados, claramente necesitan ser reforzadas con estudios de mayor detalle. En este sentido, los ciclos sedimentarios deberían ser examinados e interpretados en términos de forzamientos climáticos astronómicos, a partir de análisis composicionales detallados (geoquímicos y mineralógicos), de calibración de curvas magnéticas, y datos geocronológicos precisos.

Abdul Aziz H., Sanz-Rubio E., Calvo J.P., Hilgen F.J. & Krijgsman W., (2003a). Palaeoenvironmental reconstruction of a middle Miocene alluvial fan to cyclic shallow lacustrine depositional system in the Calatayud Basin (NE Spain). *Sedimentology*. (50): 211–236.

Abdul Aziz H., Krijgsman W., Hilgen F.J., Wilson D.S. & Calvo J.P., (2003b). An astronomical polarity timescale for the late middle Miocene based on cyclic continental sequences. *Journal of Geophysical Research.* (108). DOI: 10.1029/ 2002JB001818.

Abels H.A., Abdul Aziz H., Calvo J.P. & Tuenter E., (2009a). Shallow lacustrine carbonate microfacies document orbitally paced lake-level history in the Miocene Teruel Basin (North-East Spain). *Sedimentology*. (56): 399–419.

Abels H.A., Abdul Aziz H., Ventra D. & Hilgen F.J., (2009b). Orbital climate forcing in mudflat to marginal lacustrine deposits in the miocene teruel basin (northeast spain). *Journal of Sedimentary Research.* (79): 831–847.

Aber J.S, Pavri F. & Aber S.W., (2012). Wetland environments: A global perpective. *Wiley-Blackwell, Oxford, United Kingdom*. 474 pp.

Adams K.D. & Wesnousky S.G., (1998). Shoreline processes and age of the Lake Lahontan high-stand in the Jessup embayment, Nevada. *Geological Society of America Bulletin.* (110): 1318–1332.

Alfonsi R.R. & Paes de Camargo M.B., (1986). Condicoes Climáticas para a Regiao do Pantanal Mato-Grossense. En Boock A. (Ed): Anais do 1° Simpósio sobre Recursos Naturais e Sócio-Economico do Pantanal. *EMBRAPA-CPAP*. (5): 29–42.

Alonso Zarza A.M., (2003). Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*. (60): 261–298

Alonso-Zarza A.M. & Calvo J.P., (2000). Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. (160): 1–21.

Arthur M.A., Dean W.E., Pollastro R.M., Claypool G.E. & Scholle P.A., (1985). Comparative geochemical and mineralogical studies of two cyclic transgressive pelagic limestone units, Cretaceous Western Interior Basin, U.S. En Pratt L.M., Kauffman E.G. &. Zelt F.B (Eds.): Fine-Grained Deposits and Biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence of Cyclic Sedimentary Processes. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 2nd Annual Midyear Meeting.* (4): 16-27.

Assine M.L. & Silva A., (2009). Contrasting fluvial styles of the Paraguay River in the northwestern border of the Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology*. (113): 189–199.

Assine M.L. & Soares P.C., (2004). Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. *Quaternary International.* (114): 23–34.

Baker V.R., (1973). Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula flooding in eastern Washington. *Geological Society of America, Special Publications.* 144 pp.

Barber K.E., Battarbee R.W., Brooks S.J., Eglinton G., Haworth E.Y., Oldfield F., Stevenson A.C., Thompson R., Appleby P.G., Austin W.E.N., Cameron N.G., Ficken K.J., Golding P., Harkness D.D., Holmes J.A., Hutchinson R., Lishman J.P., Maddy D., Pinder L.C.V., Rose N.L. & Stoneman, R.E., (1999). Proxy records of climate change in the UK over the last two millenia: documented change and sedimentary records from lakes and bogs. *Journal Geological Society of London.* (156): 369–380.

Barberá X., Cabrera L., Marzo M. & Ripepe M., (1996). Sedimentación lacustre y ciclicidad de las sucesiones fluvio–lacustres del Oligoceno superior del sector SE de la cuenca del Ebro. *Geogaceta*. (20): 1072–1073.

Barbiéro L., de Querioz Neto J.P., Ciomai G., Sakamoto A.Y., Capellari B., Fernandes E. & Valles V., (2002). Geochemistry of water and ground water in the Nhecolandia, Pantanal of Mato Grosso, Brazil: variability and associated processes. *Wetlands*. (22): 528–540.

Bates R.L. & Jackson J.A., (1987). Glossary of Geology. *American Geological Institute, 3 ed.*

Berger A., (1978). Long-term variation of daily insolation and Quaternary climate changes. *Journal of the Atmospheric Sciences*. (35): 2362–2367.

Birgenheier L.P. & Vanden Berg M.D., (2011). Core-based integrated sedimentologic, stratigraphic, and geochemical analysis of the oil shale bearing Green River Formation, Uinta Basin, Utah. 19 pp.

Boak J., Poole S., Sarg J.F. & Tanavsuu-Milkeviciene K., (2013). Evolution of Lake Uinta as defined by mineralogy and eochemistry of the Green River Formation in Colorado. *En Unconventional Resources Technology Conference.* 10 pp.

Bohacs K.M., Carroll A.R., Neal J.E. & Mankiewicz P.J., (2000). Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic– geochemical framework. En Gierlowski-Kordesch E.H. & Kelts K.R. (Eds.): Lake Basins Through Space and Time. *AAPG Studies in Geology*. (46): 3–33.

Bond G., Broecker W., Johnsen S., McManus J., Labeyrie L., Jouzel J. & Bonani G., (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*. (365): 143–147.

Bridge J.S. & Leeder M.R., (1979). A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology*. (26): 617–644.

Brindley G.W. & Brown G., (1980). Crystal structure of clay minerals and their X-ray identification. *Minerogical Society, Monographs, Oxford University Press, London.* (5): 495 pp.

Broecker W.S., (1994). Massive iceberg discharge as triggers for global climatic change. *Nature.* (372): 421–424.

Buchheim H.P., Awramik S.M., Leggitt V.L., Demko T.M., Lamb-Wozniak K. & Bohacs K.M., (2012). Abstract: Large Lacustrine Microbialite Bioherms from the Eocene Green River Formation: Stratigraphic Architecture, Sequence Stratigraphic Relations, and Depositional Model. *En AAPG Hedberg Conference: Microbial Carbonate Reservoir Characterization.*

Burgis M.J. & Morris P., (1987). Te Natural History of Lakes. *Cambridge University Press, Cambridge.*

Burton, D., Woolf, K., & Sullivan, B. (2014). Lacustrine depositional environments in the Green River Formation, Uinta Basin: Expression in outcrop and wireline logs. *AAPG Bulletin*. 98(9): 1699–1715.

Buurman P., (1980). Paleosols in the Reading Beds (Paleocene) of Alum Bay, Isle of Wight, U.K. *Sedimentology.* (27): 593–606.

Carroll A.R. & Bohacs K.M., (1995). A stratigraphic classification of lake types and hydrocarbon source potential: Balancing climatic and tectonic controls. En Noe-Nygaard M. & Christensen U.W. (Eds.): Abstract volumen. *First International Limno-Geological Congress, Copenhagen, University of Copenhagen.* 18–19.

Carroll A.R. & Bohacs K.M., (1999). Stratigraphic classifcation of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls. *Geology.* (27): 99-102.

Castle J.W., (1990). Sedimentation in Eocene Lake Uinta (Lower Green River

Formation), Northeastern Uinta Basin, Utah. En Katz B. (Ed.): Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogues. *AAPG Memoirs.* (50): 243–263.

Chamley H., (1989). Clay Sedimentology. *Springer, Berlin*. 623 pp.

Chase C.G., Sussman A.J. & Coblentz D.D., (2010). Curved Andes: Geoid, forebulge, and flexure. *Lithosphere*. (1): 358–363.

Cohen A.S., (1990). Tectono-stratigraphic model for sedimentation in Lake Tanganyika, Africa. En Katz B.J (Ed.): Lacustrine Basin Exploration - Case Studies and Modern Analogs. *AAPG Memoirs*. (50): 137-150.

Cohen A.S., (2003). Paleolimnology: T e History and Evolution of Lake Systems. *Oxford University Press, Oxford*. 526pp.

Cole G.A., (1983). Textbook of Limnology. *Waveland Press, 3 ed, Illinois.*

Cravero F., Dominguez E. & Iglesias S., (2001). Genesis and applications of the Cerro Rubio kaolin deposit, Patagonia (Argentina). *Applied Clay Science.* (18): 157–172.

Da Silva C.J. & Girard P., (2004). New challenges in the management of the Brazilian Pantanal and catchment area. *Wetlands Ecology and Management* (12): 553–561.

Dam G. & Surlyk F., (1993). Cyclic sedimentation in a large wave- and stormdominated anoxic lake: Kap Stewart Formation (Rhaetian-Sinemurian), Jameson Land, East Greenland. En Posmentier H., Summerhayes C.P., Haq B.U., & Allen G.P. (Eds.): Sequence Stratigraphy and Facies Associations. *International Association of Sedimentologists, Special Publications.* (18): 419–448.

Davies-Vollum K.S. & Wing S.L., (1998). Sedimentological, Taphonomic, and Climatic Aspects of Eocene Swamp Deposits (Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming). *Palaios*. (13): 28-40.

Davis W.M., (1882). On the classification of lake basins. *Proceedings of the Boston Society of Natural History.* (21): 315– 381.

Davis W.M., (1887). On the classification of lake basins. *Science.* (10): 142.

Davis S.J., Mulch A., Carroll A.R., Horton T.W. & Chamberlain C.P., (2009). Paleogene landscape evolution of the central North American Cordillera: Developing topography and hydrology in the Laramide foreland. *Geological Society of America Bulletin*. 121(1-2): 100-116.

De Magalhães N.W., (1992). Conheca o Pantanal. *Terragraph Artes e Informática, São Paulo.*

DeCelles P.G. & Giles K.A., (1996). Foreland basin systems. *Basin Research*. (8): 105–123.

Deocampo D.M., (2002). Sedimentary processes and litofacies in lake-margin groundwater-fed wetlands in east Africa. *SEPM Special Publication*. (73): 295-308.

Dunagan S.P. & Turner C.E., (2004). Regional paleohydrologic and paleoclimatic settings of wetland/lacustrine depositional systems in the Morrison Formation (Upper Jurassic), Western Interior, USA. *Sedimentary Geology*. (167): 269-296.

Elliot T., (1974). Interdistributary bay sequences and their genesis. *Sedimentology*. (21): 611–622.

Eugster H.P. & Kelts K., (1983). Lacustrine chemical sediments. En Goudie A.S. (Ed.): Chemical Sediments and Geomorphology - Precipitates and Residua in the Near-Surface Environment. *Academic Press, London.* 321-368.

Falkner A.J. & Fielding C.R., (1993). Geometrical facies analysis of a mixed influence deltaic system: the Late Permian German Creek Formation, Bowen Basin, Australia. En Marzo M. & Puigdefãbregas, C. (Eds.): Alluvial Sedimentation. Int. *International Association of Sedimentologists, Special Publications.* (17): 195–209.

Fielding C.R., (1984). Upper delta plain lacustrine and fluviolacustrine facies from the Westphalian of the Durham coalfield, NE England. *Sedimentology*. (31): 547–567.

Forsberg B.R., Devol A.H., Richey J.E., Martinelli L.A. & Dos Santos H., (1988). Factors controlling nutrient concentrations in Amazon floodplain lakes. *Limnology and Oceanography*. (33): 41–56.

Fouch T.D., (1975). Lithofacies and related hydrocarbon accumulations in Tertiary strata of the western and central Uinta basin, Utah. *En Rocky Mountain Association of Geologists, Symposium.* (1): 163–173.

Fregenal Martínez M.A. & Meléndez N., (2010). Lagos y sistemas lacustres. En Arche A. (Ed.): Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. *Consejo Superior De Investigaciones Científicas, Madrid, España*. 262-299.

Furch K., Junk W.J., Dieterich J. & Kochert N., (1983). Seasonal variation in the major cation (Na, K, Mg, and Ca) content of the water of Lago Camaleao, an Amazonian floodplain lake near Manaus, Brazil. *Amazoniana.* (8): 75–89.

Gawthorpe R.L. & Leeder M.R., (2000). Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*. (12): 195-218.

Gierlowski-Kordesch E. & Kelts K. (1994). Global Geological Record of Lake Basins. *Cambridge University Press, Cambridge.*

Gierlowski-Kordesch E. & Kelts K., (2000). Lake Basins through space and time. *AAPG Studies in Geology*. (46).

González Bernáldez F., (1992). Los paisajes del agua: terminología popular de los humedales. En Reyero J.M. (Ed.): *Madrid.*

Greb S.F., DiMichele W.A. & Gastaldo, R.A., (2006). Evolution and importance of wetlands in earth history. En Greb S.F. & DiMichele W.A. (Eds.): Wetlands through time. *Geological Society of America, Special Paper.* (399): 1–40. DOI: 10.1130/2006.2399(01).

Grodsky S.A. & Carton J.A., (2003). The Intertropical Convergence Zone in the South Atlantic and the Equatorial Cold Tongue. *American Meteorological Society.* (16): 723-733.

Haberyan K.A., (1985). The role of copepod fecal pellets in the deposition of diatoms in Lake Tanganyika. *Limnology and. Oceanography*. (30): 1010–1023.

Håkanson L. & Jansson M., (1983). Principles of Lake Sedimentology. *Springer-Verlag, Berlin.*

Hamilton S.K., (1999). Potential effects of a major navigation project (Paraguay-Parana Hidrovia) on inundation in the Pantanal floodplains. *River Research and Applications.* (15): 289–299.

Hamilton S.K., Sippel S.J., Calheiros D.F. & Melack J.M., (1997). Ananoxic event and other biogeochemical effects of the Pantanal wetland on the Paraguay River. *Limnology and Oceanography.* (42): 257–272.

Harris M.B., Tomas W., Mourao G., DaSilva C.J., Guimaraes E., Sonoda F. & Fachim E., (2005). Safeguarding the Pantanal wetlands: Threats and conservation initiatives. *Conservation Biology*. (19): 714–720.

Hays J., Imbrie J. & Shackleton N., (1976). Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science.* (194): 1121–1132.

Heckman C.W., (1998). The Pantanal of Poconé. *Kluwer, Den Haag.*

Henrichs S.M., (1992). Early diagenesis of organic matter in marine

sediments: progress and perplexity. *Marine Chemistry*. (39): 119–149.

Herdendorf C.E., (1990). Distribution of the world's large lakes. En Tilzer M.M. & Serruya C. (Eds.): Large Lakes. *Springer-Verlag, New York.* 3–38.

Hicks R.E., Owen C.J. & Aas P., (1994). Deposition, resuspension, and decomposition of particulate organic matter in the sediments of Lake Itasca, Minnesota, USA. *Hydrobiologia*. (284): 79–91.

Hodell D.A., Schelske C.L., Fahnenstiel G.L. & Robbins L.L., (1998). Biologically induced calcite and its isotopic composition in Lake Ontario. *Limnology and Oceanography.* (43): 187–199.

Horrocks M., Ogden J., Nichol S.L., Alloway B.V. & Sutton D.G., (2000). Palynology, sedimentology and environmental significance of Holocene swamps at northern Kaitoke, Great Barrier Island, New Zealand. *Journal of the Royal Society of New Zealand.* (30) 27-47.

Horton B.K. & DeCelles P.G. (1997). The modern foreland basin system adjacent to the central Andes. *Geology*. (25): 895–898.

Hutchinson G.E., (1957). A Treatise on Limnology: Geography, Physics and Chemistry. *J. Wiley and Sons, New York, USA.*

Imbrie J. & Imbrie J.Z., (1980). Modeling the climate response to orbital variations*. Science*. (207): 943–952.

Imbrie J., Berger A., Boyle E.A., Clemens S.C., Duffy A., Howard W.R., Kukla G., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Molfino B., Morley J.J., Peterson L.C., Pisias N.G., Prell W.L., Raymo M.E., Shackleton N.J. & Toggweiller J.R., (1993). On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100,000 year cycle. *Paleoceanography*. (5): 699–735.

Ioris A.A.R., (2012). Tropical Wetland Management: The South-American Pantanal and the International Experience. *Ashgate Publishing Ltd., Farnham, England.* 351 pp.

Johnson R.C., (1985). Early Cenozoic history of the Uinta and Piceance Creek basins, Utah and Colorado, with special reference to the development of Eocene Lake Uinta (Strat, DE). *En Flores R.M. & Kaplan S.S. (Eds.): Cenozoic Paleogeography of West-Central United States, Rocky Mountain Section, SEPM.* 247–276.

Juhász E., Kovács L.O., Müller P., Tóth-Makk A., Phillips L. & Lantos M., (1997). Climatically driven sedimentary cycles in the Late Miocene sediments of the Pannonian Basin. *Tectonophysics*. (282): 257–276.

Juhász E., Phillips L., Müller P., Ricketts B., Tóth-Makk A., Lantos M. & Kovács L.O., (1999). Late Neogene sedimentary facies and sequences in the Pannonian Basin, Hungary. En Durand B., Jolivet L., Horvath F. & Séranne M. (Eds.): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. *Geological Society of London, Special Publications.* (156): 335–356.

Junk W.J. & Nunes de Cunha C., (2005). Pantanal: A large South American wetland at a crossroads. *Ecological Engineering.* (24): 391–401.

Junk WJ, Nunes Da Cunha K, Wantzen KM, Petermann P, Strussmann C, Marques MI, Adis J (2006) Biodiversity and its conservation in the Pantanal of Mato Grosso, Brazil. *Aquatic Sciences.* (68): 278–309.

Keddy P.A., (2000). Wetland ecology—Principles and conservation. *Studies in Ecology, Cambridge, United Kingdom, Cambridge University Press.* 614 pp.

Keighley D., Flint S., Howell J., & Moscariello A., (2003). Sequence stratigraphy in lacustrine basins: a model for part of the Green River Formation (Eocene), Southwest Uinta Basin, Utah, USA. *Journal Of Sedimentary Research*. 73 (6): 987-1006.

Keller W.D., (1977). Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin-IV. Georgia kaolin and kaolinizing source rocks. *Clays Clay Minerals*. (25): 311-345.

Kirby M.E., Mullins H.T., Patterson W.P. & Burnett A.W., (2001). Lacustrine isotopic evidence for multidecadal natural climate variability related to the circumpolar vortex over the northeast United States during the past millennium. *Geology*. (29): 807–810.

Kozarski S., Gonera P. & Antczak B., (1988). Valley floor development and paleohydrological changes: the Late Vistulian and Holocene history of the Warta River (Poland). En Lang G. & Schlüchter C. (Eds.): Lake, Mire and River Environments. *Balkema, Rotterdam*. 185–203.

Schomacker E.R., Kjemperud A.V., Nystuen J.P. & Jahren J.S., (2010). Recognition and significance of sharp-based mouth-bar deposits in the Eocene Green River Formation, Uinta Basin, Utah. *Sedimentology*. 57(4): 1069–1087.

Krijgsman W., Langereis C.G., Daams R. & van der Meulen A.J., (1994). Magnetostratigraphic dating of the middle Miocene climate change in the continental deposits of the Aragonian type area in the Calatayud–Teruel basin (Central Spain). *Earth and Planetary Science Letters.* (128): 513–526.

Lambiase J.J., (1990). A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences incontinental rift basins. En Katz B.J. (Ed.): Lacustrine Basin Exploration—Case Studies and Modern Analogues. *AAPG Memoirs*. (50): 265-276.

Lean J., (1996). Reconstruction of past solar variability. En Jones P.D., Bradley R.S. & Jouzel J. (Eds.): Global Environmental Change. *Nato ASI Series, Advanced Science Institutes Series, Springer.* (41): 519–532.

Lean J., Beer J. & Bradley R., (1995). Reconstruction of solar irradiance since 1610; implications for climate change. *Geophysical Research Letters*. (22): 3195–3198.

Lerman A., Imboden D. & Gat J., (1995). Physics and Chemistry of Lakes. *Springer-Verlag, Berlín.*

Lewis G.W. & Lewin J., (1983). Alluvial cutoffs in Wales and the Borderlands. En Collinson J.D. & Lewin J. (Eds.): Modern and Ancient Fluvial Systems. *International Assocation of Sedimentologists, Special Publications*. (6): 145–154.

Lincoln R.J., Boxshall G.A. & Clark P.F., (1982). A dictionary of ecology, evolution and systematics. *Cambridge University Press, Cambridge, UK.*

Liu H.S., (1999). Insolation changes caused by combination of amplitude and frequency modulation of the obliquity. *Journal Geophysical Research.* (104): 25,197–25,206.

Liutkus C.M. & Ashley G.M., (2003). Facies model of a semiarid freshwater wetland, Olduvai Gorge, Tanzania. *Journal of Sedimentary Research.* 73(5): 691-705.

Lopes I, Minõ C, Del Lama S., (2007). Genetic diversity and evidence of recent demographic expansion in waterbird populations from the Brazilian Pantanal. *Journal of Biology*. (67): 849–857.

Magalhães N.W., (1992). Conheça o Pantanal. *Terragraph, Sao Paulo, Brazil.*

Margalef R., (1983). Limnología. *Omega, Barcelona, España.*

McGlue M.M., Silva A., Corradini F.A., Zani H., Trees M.A., Ellis G.S., Parolin M., Swarzenski P.W., Cohen A.S. & Assine M.L., (2011). Limnogeology in Brazil's ''forgotten wilderness'': a synthesis from the large floodplain lakes of the Pantanal. *Journal of Paleolimnology.* (46): 273–289.

Meybeck M., (1995). Global distribution of lakes. En Lerman A., Imboden D.M. & Gat J. (Eds.): Physics and Chemistry of Lakes. *Springer-Verlag, New York, USA*. 1–35.

Milankovitch M., (1920). The orie mathématique des phénomenes thermiques produits par la radiation solaire. *Gauthier-Villars, Paris.*

Milankovitch M., (1930). Mathematische Klimalchre und Astronomische Theorie der Klimaschwankungen. *Handbuch des Klimatologie. Borntrager, Berlin.*

Mitsch W.J. & Gosselink J.G., (2000). Wetlands. *Van Nostrand Reinhold, 2 eds, New York, USA.* 539 pp.

Mitsch W.J & Gosselink J.G., (2015). Wetlands. *Wiley, 5 eds, New Jersey, USA.* 747 pp.

Morgan C.D., Chidsey Jr.T.C., McClure K.P., Bereskin S.R. & Deo M.D., (2003). Reservoir characterization of the lower Green River Formation, Uinta basin, Utah. 140 pp.

Muller R.A. & MacDonald G.J., (1997a). Glacial cycles and orbital inclination. *Science*. (277): 215–218.

Muller R.A. & MacDonald G.J., (1997b). Spectrum of 100kyr glacial cycle. Orbital inclination, not eccentricity. *Proceedings of the National Academy of Sciences.* (94): 8329–8334.

Nesbitt H.W. & Young G.M., (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica.* (48): 1523–1534.

O'Brien N.R., (1971). Fabric of kaolinite and illite floccules. *Clays and Clay Minerals*. (19): 353-359.

Penck A., (1882). Die Vergletsherung der deutschen Alpen, ihre Uraschen, periodische Wiederkekr und ihr Einfluss auf die Bodengestaltung. J.A. Barth, Leipzig.

Penck A., (1894). Morphologie der Erdoberflache. *Engelhorn, Stuttgart.*

Pietras J.T. & Carroll A.R., (2006). High-Resolution Stratigraphy of an Underfilled Lake Basin: Wilkins Peak Member, Eocene Green River Formation, Wyoming, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*. 76(11): 1197–1214.

Pilskaln C. & Johnson T.C., (1991). Seasonal signals in Lake Malawi sediments. *Limnology and Oceanography.* (36): 544–557.

Pinder L. & Rosso S., (1998). Classification and ordination of plant formations in the Pantanal of Brazil. *Plant Ecology*. (136): 151–165.

Platt N.H. & Wright V.P., (1991). Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. En Anadón P., Cabrera L. & Kelts K. (Eds.): Lacustrine Facies Analysis. *International Association of Sedimentologists, Special Publications.* (13): 57-74.

Por F.D., (1995). The Pantanal of Mato Grosso (Brazil). *Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.* 122 pp.

Raigemborn M.S., Gómez-Peral L.E., Krause J.M. & Matheos S.D., (2014). Controls on clay minerals assemblages in an early paleogene nonmarine succession: Implications for the volcanic and paleoclimatic record of extra-andean patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. (52): 1-23.

Ramsar (1971). Convention on Wetlands of International Importance especially as Waterfowl Habitat. The Ramsar Convention Manual. A Guide to the Convention on Wetlands *Ramsar Convention Secretariat, Gland, Switzerland.* (4): 114 pp. URL: http://www.ramsar.org/lib/lib_manual2006e.pdf

Raymo M., (1997). The timing of major climate terminations. *Paleoceanography.* (12): 577–585.

Reid I. & Frostick L.E., (1986). Slope processes, sedimentation derivation and landform evolution in a rift valley basin, northern Kenya. En Frostick L.E., Renaut R.W., Reid I. & Tiercelin J.J. (Eds.): Sedimentation in the African Rifts. *Geological Society, Special Publications.* (25): 99–111.

Rhodes M., (2002). Lacustrine Stratigraphy and Strontium Isotope Geochemistry of the Laney Member, Green River Formation, southwestern Wyoming.

Rind D. & Overpeck J., (1993). Hypothesized causes of decade to century scale climate variability: climate model results. *Quaternary Sciences review*. (12): 357–374.

Rodbell D.T., Seltzer G.O., Anderson D.M., Abbott M.B., Enfield D.B. & Newman J.H., (1999). An ~15,000-year record of El Niño-driven alluviation in Southwestern Ecuador. *Science.* (283): 516–520.

Ruble T.E. & Philp R.P., (1998). Stratigraphy, depositional environments and organic geochemistry of source-rocks in the Green River petroleum system , Uinta basin , Utah. *En Pitman J.K. & Carroll A.R. (Eds.): Modern and Ancient Lake Systems: New Problems and Perspectives. Utah Geological Association, Guidebook*. (26): 289–328.

Russell I.C., (1895). Lakes of North America; a Reading Lesson for Students of Geography and Geology. *Ginn, Boston*.

Sageman B.B., (1985). High-resolution stratigraphy and paleobiology of the Hartland Shale Member: Analysis of an oxygen-deficient epicontinental sea. En Pratt L.M., Kauffman E.G., & Zelt F.B. (Eds.): Fine-Grained Deposits and Biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence of Cyclic Sedimentary Processes. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 2nd Annual Midyear Meeting, Golden, Colorado, USA*. 110-121.

Schelske C.L. & Hodell D.A., (1991). Recent changes in productivity and climate of Lake Ontario detected by isotopic analysis of sediments. *Limnology and Oceanography.* (36): 961–975.

Sierro F.J., Ledesma S., Flores J.A., Torrescusa S. & Martínez Del Olmo W., (2000). Sonic and gamma-ray astrochronology: cycle to cycle calibration of Atlantic climatic records to Mediterranean sapropels and astronomical oscillations. *Geology.* (28): 695–698.

Sippel S.J., Hamilton S.K. & Melack J.M., (1992). Innundation area and morphometry of lakes on the Amazon River floodplain, Brazil. *Archiv fur Hydrobiologie Journal.* (123): 385–400.

Sly P.G., (1978). Sedimentary processes in lakes. En Lerman A. (Ed.): Lakes: Chemistry, Geology, Physics. *Springer-Verlag, New York, USA.* 65–89.

Smith D.G., (1983). Anastomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada. En Collinson J.D. & Lewin J. (Eds.): Modern and Ancient Fluvial Systems. *International Association of Sedimentologists, Special Publications.* (6): 155–168.

Smith M.E., Carroll A.R. & Singer B.S., (2008). Synoptic reconstruction of a major ancient lake system: Eocene Green River Formation, western United States. *Geological Society of America Bulletin.* 120(1-2): 54–84.

Soreghan M.J. & Cohen A.S., (1996). Textural and compositional variability across litoral segments of Lake Tanganyika: the effect of asymmetric basin structure on sedimentation in large rift lakes. *AAPG Bulletin*. (80): 382–409.

Stollhofen H., Frommerz B. & Stanistreet I.G., (1999). Volcanic rocks as discriminants in evaluating tectonic versus climatic control on depositional sequences, Permo-Carboniferous

continental Saar-Nahe Basin. *Journal of Geological Society of London.* (156): 801–808.

Strecker U., Steidtmann J.R. & Smithson S.B., (1999). A conceptual tectonostratigraphic model for seismic facies migration in a fluvio-lacustrine extensional basin. *AAPG Bulletin*. (83): 43-61.

Supan A.G., (1896). Grundzuge der physischen Erdkunde. *Veit, Leipzig.*

Tänavsuu-Milkeviciene K. & Sarg J.F., (2012). Evolution of an organic-rich lake basin - stratigraphy, climate and tectonics: Piceance Creek basin, Eocene Green River Formation. *Sedimentology*, 59(6): 1735–1768.

Thiry M., (2000). Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth-Science Review*. (49): 201-221.

Tineo D.E., Bona P., Pérez L.M., Vergani G.D., González G., Poiré D.G., Gasparini Z.N. & Legarreta P., (2015). Palaeoenvironmental implications of the giant crocodylian Mourasuchus (Alligatoridae, Caimaninae) in the Yecua Formation (late Miocene) of Bolivia. *Alcheringa.* (39): 224-235.

Trenberth K.E. & Solomon A., (1994). The Global Heat Balance: Heat transports in the atmosphere and ocean. *Climate Dynamics*. (10): 107-134.

Tricart J., (1982). El Pantanal: Un ejemplo del impacto de la geomorfologia sobre el medio ambiente. *Geografia*. (7): 37–50.

Uba C.E., Heubeck C. & Hulka C., (2006). Evolution of the late Cenozoic Chaco Foreland Basin, southern Bolivia. *Basin Research*. (18): 145-170.

Uba C.E., Strecker M.R. & Schmitt A.K., (2007). Increased sediment accumulation rates and climatic forcing in the Central Andes during the late Miocene. *Geology.* (35): 979-982.

Uba C.E, Kley J., Strecker M.R. & Schmitt A.K., (2009). Unsteady evolution of the bolivian Subandean thrust belt: The role of enhanced erosion and clastic wedge progradation. *Earth and Planetary Science Letters.* (281): 134-146.

Ussami N., Shiraiwa S., Dominguez J.M.L., (1999). Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: the Pantanal wetland, SW Brazil. *Tectonics.* (18): 25–39.

Valero B., Gierlowski-Kordesch E. & Kelts K., (1992). Multi-Dimensional Lacustrine Lattice. *Abstracts IGCP-GLOPALS Annual Meeting, Madrid.* (324): 62-63.

van den Bergh J.C.J.M., Barendregt A. & Gilbert A.J., (2004). Spatial ecological-economic analysis for wetland management: Modelling and scenarioevaluation of land use. *Cambridge University Press, Cambridge, UK.* 239 pp.

van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S. & Hardenbol J., (1988). An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A. & van Wagoner J.C. (Eds.): Sea Level Changes: an Integrated Approach. *SEPM Special Publication.* (42): 39–45.

Velde B. & Meunier A., (2008). The Origin of Clay Minerals in Soils and Weathered Rocks. *Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag.* 406 pp.

Weaver C.E., (1989). Clays, Muds, and Shales. Developments in *Developments in Sedimentology, Elsevier Science*. (44): 818 pp.

Weirich F.H., (1986). The record of density-induced underflows in a glacial lake. *Sedimentology*. (33): 261–277.

Wetzel R.G., (1981). Limnología. *Omega, Barcelona, España.*

Wetzel R.G., (2000). Limnology: Lake and River Ecosystems. *Academic Press, San Diego, USA.*

Worden R.H. & Morad S., (2003). Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. *International Association of Sedimentologists, Special Publications.* (34): 3–41.

Wright V.P. & Platt N.H., (1995). Seasonal wetlands carbonate sequences and dynamic catenas: a re-appraisal of palustrine limestones. *Sedimentary Geology.* (99): 65-71.

Wright V.P., Taylor K.G. & Beck V.H., (2000). The paleohydrology of Lower Cretaceous seasonal wetlands, Isle of Wight, Southern, England. *Journal Sedimentary Research.* 70 (3): 619-632.

Yemane K., Kahr G. & Kelts K., (1996). Imprints of post-glacial climates and palaeogeography in the detrital clay mineral assemblages of an Upper Permian fluviolacustrine Gondwana deposit from northern Malawi. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* (125): 27–49.

Yuretich R., Melles M., Sarata B. & Grobe H., (1999). Clay minerals in the sediments of Lake Baikal: a useful climate proxy. *Journal Sedimentary Research*. (69): 588–596.

Zohary T., Pollingher U., Hadas O. & Hambright K.D., (1998). Bloom dynamics and sedimentation of Peridinium gatunense in Lake Kinneret. *Limnology and Oceanography.* (43): 175–186.

CAPÍTULO 10

EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA Y LAS INGRESIONES MIOCENAS

En este capítulo se abordará el análisis espacial y temporal de los depósitos de las unidades estudiadas en este trabajo de tesis, con la finalidad de proponer un modelo paleogeográfico para cada uno de los intervalos analizados.

A su vez, se realizará una breve recopilación bibliográfica con las propuestas más recientes sobre el contexto de las ingresiones marinas que afectaron al continente sudamericano durante el Mioceno, en relación con la región de los Andes Centrales. En este sentido, se mencionarán las diferentes interpretaciones realizadas por otros autores, y las realizadas en este trabajo, sobre los depósitos de la Formación Yecua.

10.1- PALEOGEOGRAFÍA

A partir del análisis de la distribución en el espacio – tiempo de los sistemas de acumulación, se realizó la reconstrucción paleogeográfica para la sucesión sedimentaria estudiada.

El patrón de apilamiento vertical de las diferentes localidades relavadas, permitió definir los cambios que podrían subdividir a la Formación Yecua en una sección inferior y una sección superior. Por su parte, la Formación Tranquitas mantiene patrones de apilamiento vertical constantes.

Con los datos obtenidos se elaboraron modelos regionales de evolución paleogeográfica, que muestran la distribución espacial de los diferentes paleoambientes depositacionales. A escala regional, dentro del área de estudio se reconocen superficies que limitan intervalos, donde se producen cambios significativos vinculados a variaciones entre las tasas de aporte y acomodación de sedimentos.

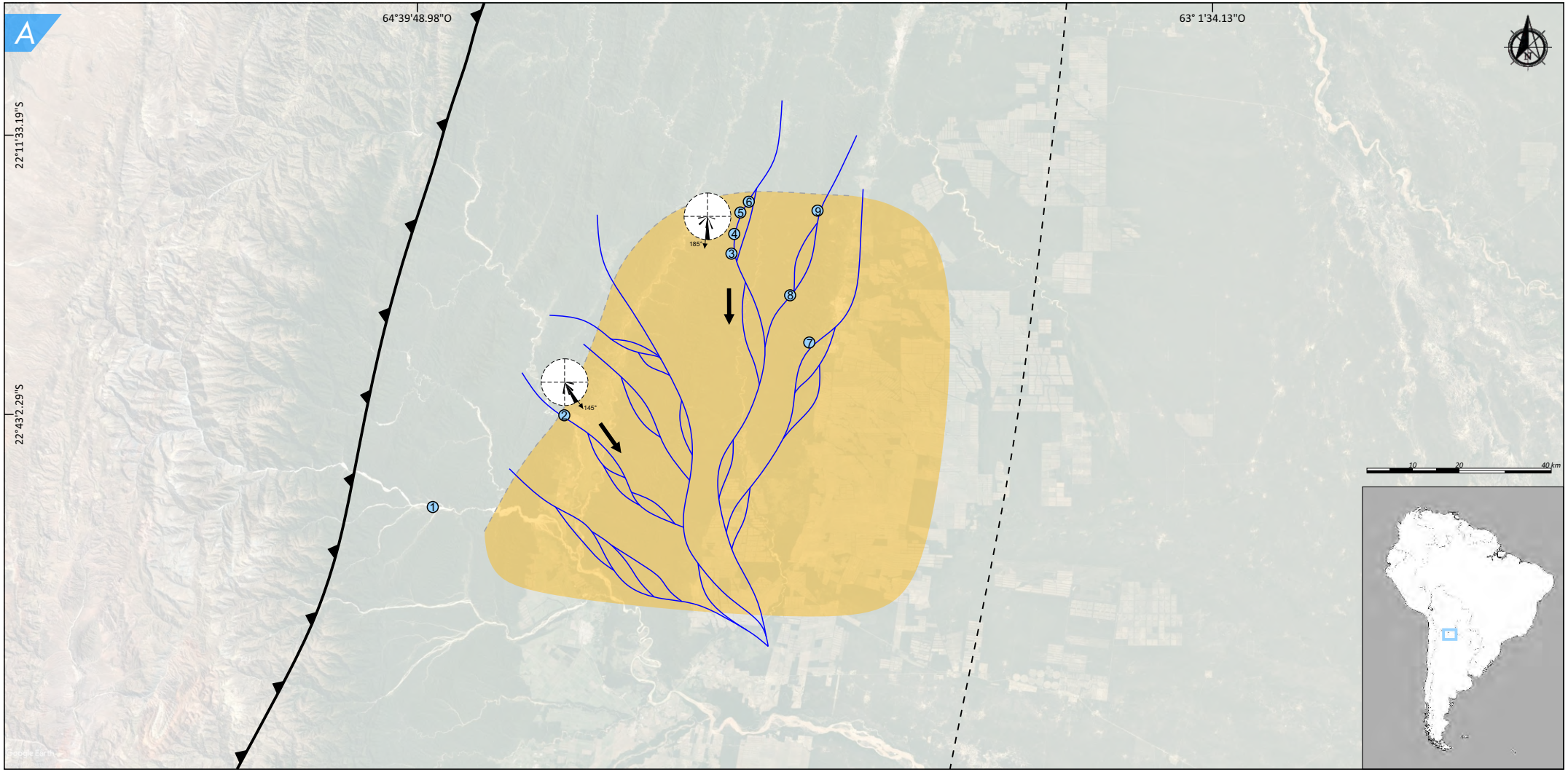
10.1.1- FORMACIÓN TRANQUITAS

El intervalo de rocas que representa a la Formación Tranquitas, se integra principalmente por sistemas fluviales entrelazados de carga arenosa (ver Capítulo 8). La base del mismo se encuentra representada por una superficie neta, claramente identificable, que ponen en contacto a través de una discordancia angular, los depósitos fluviales de la Formación Tranquitas con los depósitos pre-Neógenos.

Reconstrucción Paleogeográfica

Figura 10.1

Formación Tranquitas



Localidades

① Río Iruya
② Río Bermejo
③ San Pedrito 1
④ San Pedrito 2
⑤ San Pedrito 3
⑥ San Pedrito 4
⑦ Qda Galarza
⑧ Río Tartagal
⑨ Piquirenda Viejo

Estructuración Miocena *(DeCelles et al., 2012)*

- Frente Orogénico
- Eje aproximado de *forebulge*

Sistema de acumulación

- Sistemas fluviales entrelazados
- Limite de depositación
- Cursos fluviales
- Paleocorrientes de cursos fluviales

A. Reconstrucción paleogeográfica de la Formación Tranquitas

Las mayores potencias se encuentran hacia el sureste del área de estudio, donde alcanza espesores de hasta 300 metros (Sur de la Sierra de Aguaragüe). En dirección al noroeste, este intervalo reduce progresivamente sus espesores alcanzando potencias de 100-150 metros (Sierra de Desecho Chico, Sierra del Candado), para finalmente acuñarse hasta desaparecer por completo. Las paleocorrientes medidas en diferentes localidades presentan una tendencia generalizada en sentido sur-sureste (Figura 10.1.A).

Las acumulaciones de estos sistemas fluviales normalmente muestran un apilamiento vertical y lateral, conformando fajas de canales multiepisódicas que pueden alcanzar hasta 20 metros de espesor, que se hallan delimitadas por superficies basales cóncavas erosivas (ver Capítulo 7). Estas acumulaciones presentan una relación de proporción de canales con respecto a los depósitos de planicie de inundación (relación C/P) muy alta, donde los depósitos de relleno de canales alcanzan proporciones de 80-100%. Dada esta particularidad, estos depósitos conforman fajas de canales amalgamados en una proporción elevada, asociados a una baja preservación de las planicies de inundación.

El registro sedimentario de esta unidad, sugiere condiciones de acumulación con tasas de aporte que superan notablemente las tasas de acomodación (tasa aporte/acomodación >>1). A pesar de estas condiciones, este sistema presenta patrones de acumulación verticales de tipo agradacionales. A partir de estas condiciones, podemos inferir que los sistemas de acumulación se desarrollaron en un contexto donde el nivel de base se hallaba relativamente bajo (Marriot, 1999), con sistemas fluviales que intentaban alcanzar un perfil de equilibrio, en un contexto estratigráfico secuencial de *baja acomodación* (LST) (Marriot, 1999; Keighley, 2003; Catuneanu, 2006).

10.1.2- FORMACIÓN YECUA

10.1.2.1- *Sección inferior*

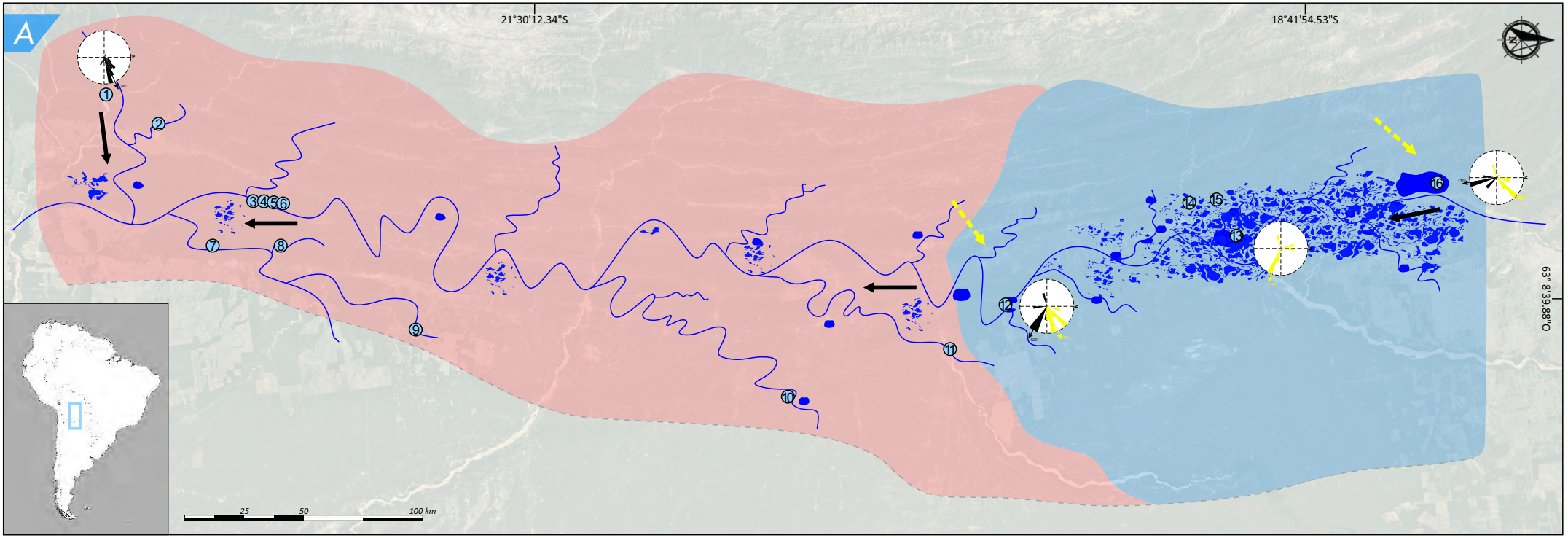
La base de este intervalo se encuentra representada por una superficie neta, definida a partir de un cambio abrupto de los sistemas depositacionales. Esta superficie basal, claramente identificable en todos los sectores del área de estudio, pone en contacto los depósitos fluviales entrelazados de las formaciones Petaca y Tranquitas, con los depósitos fluvio-lacustres de la Formación Yecua.

En los afloramientos de los sectores centro y sur del área de estudio, el intervalo se halla conformado principalmente por sistemas fluviales meandrosos de moderada a alta sinuosidad, mientras que hacia el sector norte el intervalo se integra por depósitos fluvio-lacustres de grandes humedales intracontinentales (Figura 10.2.A). Las mayores potencias se encuentran hacia el oeste del área de estudio, donde alcanza espesores de hasta 400-550 metros (Sierra de Pintascayo, Sierra de Desecho Chico, Sierras del Candado). Progresivamente los espesores de este intervalo se acuñan en dirección al este, hasta

Reconstrucción Paleogeográfica

Figura 10.2

Formación Yecua - Sección inferior



Localidades

① Río Iruya
② Río Bermejo
③ San Pedrito 1
④ San Pedrito 2
⑤ San Pedrito 3
⑥ San Pedrito 4
⑦ Qda Galarza
⑧ Piquirenda Viejo
⑨ El Palmar Oeste
⑩ Qda Victoria Oeste
⑪ Río Parapetí
⑫ Charagua
⑬ Río Grade Abapó
⑭ Río Grande Tatarenda B
⑮ Río Grande Tatarenda D
⑯ La Angostura

Sistema de acumulación

- Sistemas de grandes humedales
- Sistemas fluviales meandrosos de moderada a alta sinuosidad
- Cuerpos de agua
- Cursos fluviales
- Limite de depositación
- Paleocorrientes de cursos fluviales
- Paleocorrientes de vientos

A. Reconstrucción paleogeográfica de la sección inferior de la Formación Yecua

alcanzar espesores de aproximadamente 100-200 metros (Serranía de Charagua, Sierra de Aguarague-Tartagal, Madrejones, Mandeyapecua). Las paleocorrientes medidas suelen poseer una alta dispersión de los datos, propia de los sistemas fluviales meandrosos de alta sinuosidad. Sin embargo, es posible determinar una orientación preferencial de los cursos fluviales con su mayor desarrollo dentro del cuadrante sureste.

Como se mencionó anteriormente, los depósitos identificados en los sectores centro y sur del área de estudio corresponden a sistemas fluviales meandrosos que muestran un patrón de apilamiento vertical con un arreglo inicialmente agradacional que pasa progresivamente a progradacional. El dominio espacial de las asociaciones facies permitió realizar una caracterización en tramos de mayor y menor agradación de los sistemas fluviales, que para esta sección quedan definidos a partir de cambios en sentido vertical de las proporciones en que participan las asociaciones de relleno de canales y de planicies de inundación. En este contexto, se observa que los depósitos de relleno de canales presentan una relación C/P baja a moderada, donde los valores muestran una tendencia creciente con proporciones del 20 al 55% (localidad RI). Esta disposición vertical sugiere un aumento progresivo en la tasa de aporte de sedimento, desarrollado dentro de un contexto donde la generación de espacio de acomodación comienza a ser superada por el aporte de sedimento.

Durante los estadios iniciales de este intervalo, la acumulación de sedimentos por parte de los sistemas fluviales se habría concentrado en la región occidental del área de estudio, en sectores más proximales al frente orogénico, desarrollados en las porciones distales de los depocentros de *foredeep* de la cuenca de antepaís. A su vez, la acumulación habría migrado desde el sur hacia el norte dentro de la región occidental, para posteriormente expandirse hacia los sectores más orientales, ocupando los depocentros de *forebulge* y *backbulge*, manteniendo la misma tendencia en dirección al norte.

En el sector centro-sur, los sistemas fluviales habrían aumentado progresivamente su tasa de agradación, generando un aumento en el gradiente e incremento el número de canales por faja. Esta progradación que se desarrollaba en dirección al sur-sureste, habría migrado hacia las cabeceras de los sistemas fluviales ubicadas al oeste (frente orogénico andino) y al norte (Cratón Amazónico) del área de estudio. En este contexto, en estadios avanzados de la evolución para este intervalo, en la región nororiental (localidades CH, RGAP y LA), se desarrollaba un complejo y gran sistema de humedales, con desarrollo de importantes depósitos lacustres, los cuales se caracterizan por presentar un arreglo vertical de tipo agradacional a levemente progradacional.

A modo de síntesis, se puede ver que la base de este intervalo corresponde a una superficie neta generada a partir de un cambio abrupto en los sistemas de acumulación. Esta representa un marcado

cambio en el diseño fluvial, de modo que pone en contacto en forma abrupta, depósitos fluviales meandrosos con gran desarrollo de planicies fluviales (distales), por encima de depósitos fluviales entrelazados (proximales). Estos cambios pueden ser vinculados a un ascenso relativo del nivel de base (Quirk, 1996; Marriot, 1999), con lo cual, en dicho caso la superficie basal puede ser interpretada como una superficie transgresiva (ST) (Marriot, 1999; Posamentier & Allen, 1999; Catuneanu, 2006). Por otra parte, la acumulación de sedimentos con arreglos inicialmente agradacionales que progresivamente se hacen progradacionales, permite suponer dicha acumulación se habría desarrollado en un contexto estratigráfico secuencial de *alta acomodación* (HST) (Marriot, 1999; Keighley, 2003; Catuneanu, 2006).

10.1.2.2- *Sección superior*

La base de este intervalo está representada por una superficie definida a partir de un cambio significativo, señalado por el aumento en las proporciones y espesor del registro vertical de los depósitos de relleno de canales en detrimento de los depósitos de planicie de inundación (Marriott, 1999), o por el pasaje de los sistemas lacustres de humedales a sistemas fluviales (Keighley, 2003). Estos cambios pueden estar vinculados a un descenso relativo del nivel de base (Marriot, 1999; Keighley, 2003).

Este intervalo comprende depósitos de sistemas fluviales meandrosos de alta a moderada sinuosidad que muestran una relación C/P alta en el sector sur, que progresivamente pasa a una relación C/P moderada en la región norte del área de estudio. Al igual que en la sección inferior de la Formación Yecua, la sección superior alcanza sus mayores espesores hacia el oeste, donde registra espesores de hasta 150-200 metros (Sierra de Pintascayo, Sierra de Desecho Chico, Sierras de San Antonio). Este intervalo se acuña progresivamente hacia los sectores orientales del área de estudio, donde alcanza espesores de 50 a 100 metros (Serranía de Charagua, Sierra de Aguarague-Tartagal, Madrejones, Mandeyapecua). Del mismo modo que la sección inferior, las paleocorrientes medidas poseen una alta dispersión de los datos, pudiendo establecer de todos modos una orientación muy marcada dentro del cuadrante sureste (Figura 10.3.A).

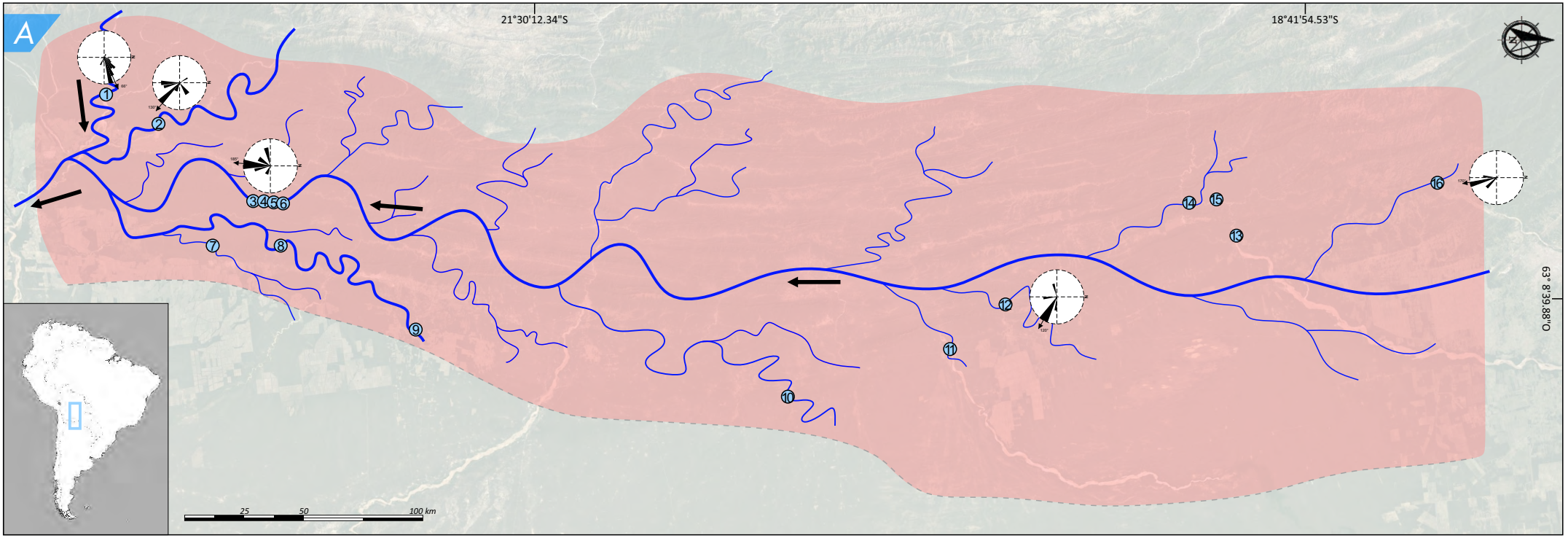
Los depósitos de relleno de canales identificados en este intervalo presentan una relación C/P de alta a moderada. Como se mencionó anteriormente, los valores muestran una tendencia creciente en sentido norte-sur, donde las proporciones varían del 50 al 85%. Esta tendencia sugiere un aumento progresivo en la tasa de aporte de sedimento en este sentido, en condiciones de bajas tasas de acomodación durante la acumulación de los depósitos de los sistemas fluviales de este intervalo, en todos los afloramientos de la cuenca.

Con lo dicho, podemos inferir que la base de la sección superior corresponde a una superficie identificada a partir de un aumento significativo de las relaciones C/P o por el pasaje de los sistemas

Reconstrucción Paleogeográfica

Figura 10.3

Formación Yecua - Sección superior



Localidades

① Río Iruya
② Río Bermejo
③ San Pedrito 1
④ San Pedrito 2
⑤ San Pedrito 3
⑥ San Pedrito 4
⑦ Qda Galarza
⑧ Piquirenda Viejo
⑨ El Palmar Oeste
⑩ Qda Victoria Oeste
⑪ Río Parapetí
⑫ Charagua
⑬ Río Grade Abapó
⑭ Río Grande Tatarenda B
⑮ Río Grande Tatarenda D
⑯ La Angostura

Sistema de acumulación

Sistemas fluviales meandrosos de moderada a alta sinuosidad

Limite de depositación

Cursos fluviales

Paleocorrientes de cursos fluviales

A. Reconstrucción paleogeográfica de la sección superior de la Formación Yecua

lacustres de humedales a fluviales. Esta superficie pone de manifiesto una disminución en el espacio de acomodación, lo que puede ser vinculado a un descenso relativo del nivel de base (Marriot, 1999), con lo cual, en dicho caso la superficie basal puede ser interpretada como un límite de secuencia (SB) (Wright & Marriott, 1993; Marriot, 1999; Keighley, 2003; Catuneanu, 2006). El arreglo de este intervalo, donde los sistemas fluviales intentan alcanzar el equilibrio, aumentando significativamente las proporciones de los rellenos de canal, permite suponer que dichas acumulaciones se habrían desarrollado en un contexto estratigráfico secuencial de *baja acomodación* (LST) (Marriot, 1999; Keighley, 2003; Catuneanu, 2006).

10.1.3- CONSIDERACIONES PRELIMINARES

A modo de resumen, dentro de las unidades estudiadas se identificaron, diferenciaron y reconstruyeron 3 estadios evolutivos (intervalos) dentro de un marco de evolución regional, para el Mioceno de la Cuenca de Antepaís del Chaco. Estos fueron identificados a partir del diseño de superposición estratigráfica de los sistemas de acumulación, limitados por superficies estratigráficas con significado secuencial (Figura 10.4.A-D).

El primer intervalo corresponde a los depósitos fluviales de tipo entrelazados de la Formación Tranquitas, que se distribuyen con un patrón de apilamiento vertical de tipo agradacional. La base de este intervalo se encuentra caracterizada por una superficie de erosión fluvial de escala regional, que representa un límite de secuencia (SB). Este estadio evidencia condiciones donde el aporte, proveniente principalmente desde el norte del área de estudio, supera significativamente el espacio de acomodación, lo que permite inferir que este intervalo se desarrolló bajo un contexto donde el nivel de base se encontraba relativamente bajo (LST) (Figura 10.4.A y D).

El segundo intervalo corresponde a la sección inferior de la Formación Yecua, la cual representa la instauración de sistemas de grandes humedales intracontinentales con desarrollo de subambientes principalmente fluvio-lacustres de climas húmedos subtropicales a tropicales. La base de este intervalo corresponde a una superficie neta generada por un cambio abrupto en los sistemas de acumulación, donde se hallan en contacto depósitos fluvio-lacustres distales por encima de depósitos fluviales proximales (primer intervalo). Estos cambios pueden ser vinculados a un ascenso relativo del nivel de base, por lo que la base de este intervalo puede interpretarse como una superficie transgresiva (ST). Los depósitos acumulados en este estadio, provenientes principalmente desde el nor-noroeste, presentan un arreglo interno agradacional a progradacional lo que permite inferir que se desarrollaron bajo un contexto estratigráfico secuencial de alta acomodación (HST) (Figura 10.4.B y D).

Finalmente, el tercer intervalo corresponde a la sección superior de la Formación Yecua, que representa la expansión y el dominio de los sistemas fluviales meandrosos, con áreas de aporte

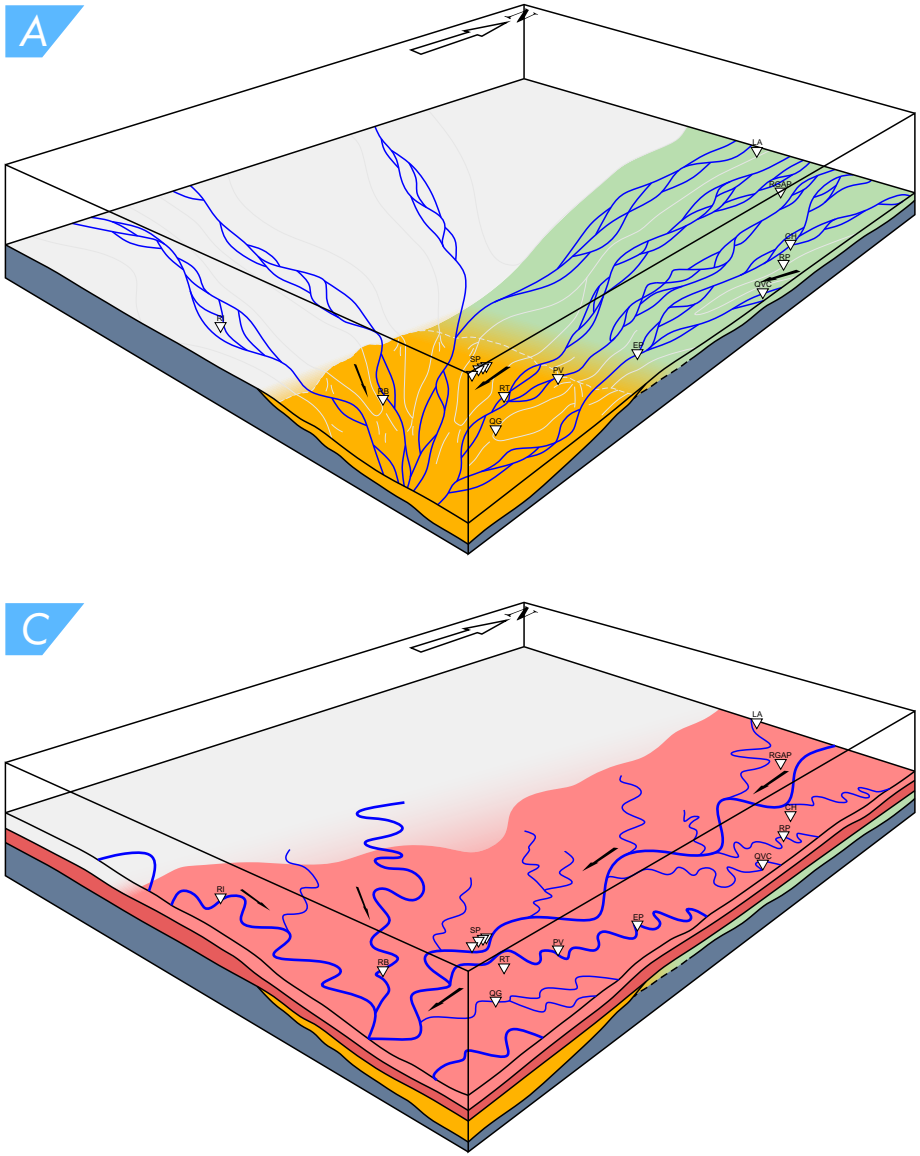


Figura 10.4. Esquema de evolución espacial y estratigráfica de los diferentes episodios de reconstrucción paleogeográfica - A. Distribución espacial de la Formación Tranquitas (intervalo 1). B. Distribución espacial de la sección inferior de la Formación Yecua (intervalo 2). C. Distribución espacial de la sección superior de la Formación Yecua (intervalo 3). D. Esquema estratigráfico vertical, superficies y curva de nivel de base.

provenientes del cuadrante noroeste. La base de este estadio es identificada a partir del aumento significativo de las relaciones de C/P o por el pasaje de sistemas lacustres a netamente fluviales. Esta superficie pone de manifiesto un descenso relativo del nivel de base, el cual puede ser interpretado como un límite de secuencia (SB). En este sentido, los sistemas fluviales habrían intentado alcanzar el equilibrio aumentado significativamente las proporciones de rellenos de canal bajo un contexto estratigráfico secuencial de baja acomodación (LST) (Figura 10.4.C-D). El tope del tercer intervalo se encuentra asociado a un nuevo aumento del nivel de base (ST), que puede ser interpretado como la base de la Formación Tariquía.

10.2- INGRESIONES MARINAS MIOCENAS

En las ultimas décadas, las ingresiones marinas miocenas en el continente sudamericano han sido objeto de debate por diversos autores, y relacionadas a múltiples controversias, no existiendo al día de la fecha una opinión consensuada. La compresión temporal y espacial de las ingresiones marinas no es una cuestión trivial, ya que potencialmente han sido importantes para el desarrollo de la biodiversidad de las distintas faunas modernas que conocemos en América del Sur.

En el pasado se han propuesto hipótesis contrapuestas de los ecosistemas (ambientes marinos vs ambientes dulceacuícolas), que se desarrollaron en diferentes cuencas sudamericanas durante el Mioceno. Las transgresiones marinas de mayor extensión propuestas para estos tiempos se conocen con el nombre de “Paranaense” y “Amazónica” o “Caribeana”, las cuales habrían ocupado gran parte del territorio de Argentina, Uruguay, Paraguay, Bolivia, Perú, Brasil, Ecuador, Colombia y Venezuela (von Ihering, 1927; Räsänen *et al.*, 1995; Webb, 1995; Ramos & Alonso, 1995; Hoorn, 1996; Marshall & Lundberg, 1996; Paxton & Crampton, 1996).

Todavía existen en la literatura innumerables controversias e incertidumbre sobre las ingresiones marinas que afectaron a América del Sur durante el Mioceno (por ejemplo, en el grado de conectividad regional, el número de eventos transgresivos, si existió o no un mar epi-continental a través de las depresiones tectónicas generadas durante la tectónica andina o heredadas, entre otras). Varios de los modelos depositacionales propuestos más recientemente, comienzan a compartir puntos en común. Como ser en ese sentido, la complejidad de los sistemas que tuvieron lugar, y la dificultad para definir en forma concreta el registro sedimentario de la influencia marina en diferentes sectores del continente sudamericano.

Es por estos motivos, en el presente capítulo se desarrollarán las principales hipótesis que actualmente tienen mayor aceptación, con el objeto de realizar una comparación entre las ingresiones

miocenas y los paleoambientes desarrollados en la Cuenca de Antepaís del Chaco (Sierras Subandinas Australes), dentro del contexto paleogeográfico regional de Sudamérica.

10.2.1- INGRESIÓN CARIBEANA

10.2.1.1- *Análisis espacio-temporal de los depósitos*

La ingresión marina Caribeana (o Amazónica) (Räsänen *et al.*, 1995; Webb, 1995) o la influencia de ella, ha sido postulada por diversos autores para diferentes intervalos estratigráficos del Mioceno principalmente dentro de la región de la Amazonia Occidental. Recientemente, algunos autores han optado por modelos depositacionales con características compartidas entre sistemas marinos y sistemas continentales dulceacuícolas, donde los indicadores paleoambientales marinos y no-marinos, se encuentran estrechamente intercalados o se presentan como conjuntos mixtos retrabajados en el registro sedimentarios (Gingras *et al.*, 2002a; Hovikoski *et al.*, 2007a; Hovikoski *et al.*, 2010).

A partir del estudio de los depósitos terciarios para la región occidental de la Amazonia, se determinaros 3 intervalos estratigráficos (Hoorn *et al.*, 2010):

(i) El *"Intervalo I"* ocupa gran parte de las cuencas Amazónicas Subandinas desarrolladas en los territorios de Colombia (Cuenca Amazónica Colombiana, Cuenca de Llanos y Cuenca de Putumayo), Ecuador (Cuenca de Oriente), Perú (Cuenca de Marañon), y Brasil (Cuenca de Solimões y Cuenca de la Amazonia del Este). La edad del mismo, se estima entre ~24 – 16 Ma (Oligoceno tardío – Mioceno temprano). Esta gran cuenca de orientación principalmente norte-sur, drenaba hacia el norte en dirección al mar Caribe, no habiendo progresado significativamente hacia el este de Amazonia. Esta región se encontraba principalmente dominado por sistemas fluviales y lacustres de ambientes semi-áridos que progresivamente pasaban a ambientes lacustres y pantanosos de humedales de clima húmedo (Hoorn *et al.*, 2010). A partir del registro de polen de manglares y foraminíferos, diversos autores confirman la existencia de una ingresión marina para este intervalo dentro de las formaciones de Pebas y Carbonera (Cuenca de Llanos), que afectaron una amplia extensión a pesar de su corta duración (Hoorn 1993a, 1994a; Bayona *et al.*, 2007b).

(ii) El *"Intervalo II"* o *"fase Pebas"* se le asigna una edad comprendida entre los ~16 – 11,3 Ma (Mioceno tempano tardío – Mioceno tardío temprano), y abarca gran parte de las cuencas Amazónicas Subandinas desarrolladas en los territorios de Colombia (Cuenca Amazónica Colombiana, Cuenca de Llanos y Cuenca de Magdalena), Ecuador (Cuenca de Oriente y Cuenca de Cuenca), Perú (Cuenca de Marañón), y Brasil (Cuenca de Solimões y Cuenca de la Amazonia del Este). Durante el Mioceno medio la región se encontraba dominada por sistemas de humedales integrados por lagos, pantanos, embalses, ríos y

ambientes fluvio-mareales (Hoorn *et al.*, 2010). Actualmente se piensa que los procesos de marea desempeñaron un papel significativo, indicando períodos de conexión prolongada entre el mar y los sistemas deposicionales anteriormente mencionados, en un contexto donde las fases de agua salobre eran temporalmente menos significativas que las fases de agua dulce (Hovikoski *et al.*, 2005, Hoorn *et al.*, 2006, 2010). Este intervalo, principalmente dominado por sistemas de agua dulce habrían mantenido una conexión limitada con el mar, quedando expuesta a la influencia marina Caribeana (Vonhof *et al.*, 2003). Las interpretaciones sobre el alcance e influencia de las ingresiones marinas, se efectuaron principalmente a partir de datos de polen de manglares, microfósiles (foraminíferos), trazas fósiles afines a aguas salobres y saladas, y un único dato isotópico que revela condiciones de salinidad meso-oligohalina (Gingras *et al.*, 2002a; Hovikoski *et al.*, 2007a, 2010).

(iii) El *"Intervalo III"* o *"fase Acre"* se le asigna una edad comprendida entre los ~11,3 - 7 Ma (Mioceno tardío), la cual ocupa gran parte de las cuencas Amazónicas Subandinas desarrolladas en los territorios de Colombia (Cuenca de Llanos y Cuenca de Putumayo), Ecuador (Cuenca de Oriente), Perú (Cuenca de Madre de Dios y Cuenca de Marañón), y Brasil (Cuenca de Solimões, Cuenca de Acre y Cuenca de la Amazonia del Este). Las sedimentitas del Mioceno tardío correspondientes a este intervalo, se depositaron en ambientes dominados principalmente por sistemas fluviales, deltaicos y estuarinos (Hoorn *et al.*, 2010; Hovikoski *et al.*, 2010). El registro fósil se haya dominado por vertebrados continentales, lo que ha llevado a algunos autores a interpretar este intervalo como de origen completamente continental (Campbell *et al.*, 2006; Cozzuol 2006; Latrubesse *et al.*, 2007). Además de las características estacionales reconocidas en estos depósitos (Westaway 2006), otros autores han identificado patrones atribuibles a fenómenos mareales (Räsänen *et al.* 1995; Gingras *et al.* 2002b; Hermoza 2004; Roddaz *et al.* 2006b; Rebata *et al.* 2006; Hovikoski *et al.*, 2005, 2007b, 2008, 2010; Hoorn *et al.*, 2010).

Existen fenómenos mareales registrados en sistemas de agua dulce, como sucede en la actualidad en los afluentes de baja energía del río Amazonas. Se corroboró que a distancias de hasta 800 km aguas arriba de su desembocadura en el mar (Archer, 2005; Kvale & Archer, 2007), se producen fenómenos durante los eventos de corrientes de mareas excepcionales, y a pesar del bajo potencial de preservación que tendrían éstas firmas mareales, en afluentes de muy baja energía (e.g. río Xingu) podrían registrarse corrientes mesotidales en un ambiente de agua dulce (Kvale & Archer, 2007). De este modo, algunos autores han explicado la presencia de depósitos mareales de agua dulce para la "*fase Acre*", en las cuencas de Madre de Dios y Acre (Hovikoski *et al.*, 2007b,2010).

10.2.1.2- *Paleogeografía de la ingresión Caribeana*

A partir de evidencias biogeográficas y geológicas, actualmente se piensa que durante el Mioceno temprano – Mioceno medio, la ingresión marina Caribeana habría alcanzado diferentes regiones de la Amazonía Occidental, a través del corredor formado por las cuencas de Llanos (Colombia) – Maturín – Barinas – Oriental (Venezuela) (Hoorn *et al.* 1995; Villamil 1999; Guzman & Fisher, 2006; Wesselingh & Macsotay 2006; Bayona *et al.* 2007). Algunos autores, han especulado con la posibilidad de que exista una vía directa a través de los Andes ecuatorianos, que conecte la Amazonia Occidental en forma directa con el Océano Pacífico, pero solo en forma restringida (Steinmann *et al.*, 1999). La presencia, la magnitud y la duración de esta posible conexión con el Pacífico requiere de una investigación mucho más exhaustiva.

El origen de la influencia marina propuesta por algunos autores para la Amazonia Occidental durante el Mioceno tardío, hoy en día es incierta. El levantamiento de los Andes Orientales (Colombia) y el levantamiento de la Cordillera de la Costa (Venezuela) para este intervalo temporal, habría cerrado las antiguas vías de ingreso a través del norte (Hoorn *et al.*, 1995, 2010; Díaz de Gamero, 1996; Potter, 1997; Lundberg *et al.*, 1998, Albert *et al.*, 2006). El posible corredor Pacífico ecuatorial para estos tiempos, también se encontraría cerrado (Steinmann *et al.*, 1999). El actual río Amazonas, habría establecido su conexión con el Océano Atlántico a los ~11 Ma (Figueiredo *et al.*, 2009). Algunos autores consideran a esta última cuenca como una posible vía de ingreso, para justificar la hipótesis de la existencia de influencia mareal en la región de la Amazonia Occidental, durante los eventos transgresivos del Mioceno (Hovikoski *et al.*, 2010).

10.2.2- INGRESIÓN PARANAENSE

10.2.2.1- *Análisis espacio-temporal de los depósitos*

A partir de los estudios realizados desde principios del siglo XX (von Ihering, 1919, 1927) sobre los depósitos sedimentarios de la Formación Paraná (Herbst *et al*., 1976) y su registro fosilífero, se ha evidenciado, la existencia de una trasgresión marina durante el Mioceno para gran parte del litoral argentino.

Según diversos autores, la ingresión marina Paranaense cubrió la mayor parte de la Cuenca Chaco-Paranaense (Camacho, 1967; Herbst & Zabert, 1987; Aceñolaza & Aceñolaza, 2000), la región oriental de Patagonia (Haller, 1978; Scasso *et al.*, 2001), la cuencas del Colorado, Macachín y del Salado (Salso, 1966), la región sur-occidental del Uruguay (Formación Camacho), el norte de las Sierras Pampeanas (Bertolino *et al.*, 2002), para finalmente extenderse hacia oeste hasta alcanzar la región de Cuyo y el NOA argentino, en las provincias geológicas de la Cordillera Frontal (Formación Chinches - Jordan *et al.*, 1996), Cordillera

Oriental (formaciones Anta, Palo Pintado, San José, Río Salí), Sistema de Santa Bárbara (Formación Anta) y las Sierras Subandinas (Formación Yecua).

Del mismo modo que ocurre con la región de la Amazonia Occidental, existen controversias con los modelos paleoambientales (marinos *vs.* continentales) propuestos para la región de cuyo y el noroeste argentino. Recientemente, diversos autores han optado por modelos con características compartidas entre sistemas marinos y dulceacuícolas, donde los indicadores paleoambientales marinos y no-marinos se encuentran estrechamente intercalados.

Gran parte de las conjeturas realizadas, se hacen sobre la base del análisis de microfósiles. El hallazgo de foraminíferos de afinidad marina y salobres, ha aventurado a una gran cantidad de investigadores a vincular diferentes depósitos miocenos de las regiones de Cuyo y el NOA con la ingresión Paranaense. Un ejemplo de esto, es la presencia de los restos fósiles del foraminífero *Ammonia beccarii,* interpretado como un indicador de ambientes marinos someros de aguas de salinidades reducidas (salobre). Dicho foraminífero, es utilizado por diversos autores para realizar una correlación entre las formaciones Yecua, Anta, San José y Paraná, validando de este modo la existencia de una conexión de estas regiones con la ingresión marina Paranaense (Russo & Serraiotto, 1978; Palma, 1978; Bertels & Zabert, 1978; Zabert, 1982; Bossi & Palma, 1982; Bossi *et al.*, 1999; Alonso, 2000).

La mayor parte de estos trabajos, coinciden en que estos depósitos fueron acumulados en ambientes lacustres de tipo *playa-lake* (barreales) y marinos marginales (*sabkha*), dentro de una extensa franja litoral de ambientes mixtos poco profundos (marinos-continentales) que eran expuestos a los fenómenos de mareas extraordinarias (Bossi & Palma, 1982; Gebhard *et al.*, 1974; Russo & Serraioto, 1978; Gavrilof, 1990; Cione *et al.*, 1995; Pérez *et al.*, 1996; Hernández *et al.*, 2005; Alonso, 2000).

Por su parte, la Formación Paraná es interpretada a partir de su microfauna, como depósitos marinos poco profundos y ambiente litorales mixtos, con rangos de salinidad variable (usualmente hiposalinos), desarrollados en climas tropicales a subtropicales (Herbst & Zabert, 1987; Pérez, 2013; Marengo, 2015). Los niveles superiores de esta unidad en la localidad de Diamante (sur de la provincia de Entre Ríos), presentan la mayor diversidad de foraminíferos miliolidos, lo que reflejaría condiciones de salinidad normales. Las condiciones descriptas para este intervalo de la Formación Paraná, reflejan que la trasgresión habría alcanzado su máxima profundidad (Marengo, 2015). En base al contenido fósil (macro y microfósiles) y a una datación Sr^{87}/Sr^{86}, la edad de la Formación Paraná es considerada entre los ~15 – 9,47 Ma (Mioceno Medio – Mioceno tardío) (Pérez *et al.*, 2013; Marengo, 2015).

10.2.2.2- *Paleogeografía de la ingresión Paranaense*

Los límites geográficos de la ingresión marina Paranaense han sido ampliamente debatidos en las últimas décadas (Boltovskoy, 1979; Marshall *et al.* 1993; Hernández *et al.* 2005; Hovikoski *et al.* 2007; Wesselingh, 2006a, 2006b; Wesselingh *et al.* 2006; Ruskin *et al.* 2011). Sobre la base de la evidencias biogeográficas y geológicas, actualmente se asume que durante el Mioceno medio – Mioceno tardío, la ingresión marina Paranaense habría ocupado principalmente los sectores orientales de Patagonia y la Cuenca Chaco-Paranaense, alcanzado las regiones de Cuyo (provincias de San Juan y Mendoza) y NOA (provincias de La Rioja, Catacamarca, Tucumán, Salta, Jujuy, Santiago del Estero, Chaco y Formosa) (e.g. Boltovskoy, 1979, 1991; Marshall *et al.* 1993; Ramos & Alonso, 1995, Ruskin *et al.* 2011).

La ingresión marina Paranaense inició su avance a través de las cuencas fluviales del Río Colorado y el Río de La Plata cubriendo la mayor parte de la Cuenca Chaco-Paranaense. Los afloramientos de la Formación Paraná en las barrancas de la provincia de Entre Ríos, dan muestras fehacientes de su existencia. Estos son interpretados como depósitos marinos litorales de salinidad variable (Herbst & Zabert, 1987; Aceñolaza & Aceñolaza, 2000, Pérez, 2013; Marengo, 2015). La transgresión habría continuado su avance en dirección al norte, extendido por el territorio paraguayo (Weins, 1996) hasta encontrarse con el limite del Alto de Asunción (Fernández Garrasino, 1989). Por su parte, en la región noreste de Patagonia se desarrollaba una plataforma marina poco profunda representada por la Formación Puerto Madryn (Haller, 1978; Scasso *et al.*, 2001).

La trasgresión Paranaense, habría invadido también las región cuyana y noroeste argentino a través de las depresiones de los actuales ríos Salado y Dulce en Santiago del Estero (Uliana & Biddle, 1988; Alonso, 2000), extendiéndose hacia el sur por la provincia de San Juan (Formación Chinches), y hacia el norte por la actual Sierra de Aconquija (Gavriloff & Bossi, 1992a; 1992b). En su extensión más occidental, habría alcanzado los sectores del valle de Santa María y los valles Calchaquíes (Palma, 1978; Hernández *et al.*, 1991). En dirección a el norte, la ingresión habría avanzado por el valle del río Salí en Tucumán (Formación Río Salí) y por la actual Sierra de Mojotoro, dique de Cabra Corral y Alemania en Salta (Formación Anta) (Gebhard *et al.*, 1974; Russo & Serraioto, 1978; Galli *et al.*, 1996; Reynolds *et al.*, 2000; Hernández *et al.*, 2005). Finalmente, habría seguido su camino a través de las Sierras Subandinas hacia el territorio boliviano por las sierras de Aguaragüe (Ayaviri, 1967; Alonso, 2000) hasta alcanzar posiblemente los alrededores de Santa Cruz de la Sierra (Marshall *et al.*, 1993), hecho que se discutirá en el siguiente apartado.

10.2.3- EL CONTEXTO PALEOGEGRÁFICO DE LA FORMACIÓN YECUA

10.2.3.1- *Antecedentes recientes*

En los últimos años, diferentes autores han intentado demostrar el carácter marino de los depósitos de la Formación Yecua (Marshall *et al.*, 1993, Hernández *et al.*, 2002, 2005; Hulka *et al.*, 2006; Uba *et al.*, 2009). Estas asunciones han sido realizadas principalmente sobre la base del contenido fosilífero hallado (fundamentalmente invertebrados y microfósiles), al igual que muchas de las interpretaciones realizadas en otras cuencas miocenas de la región Subandina sudamericana. En este sentido, se analizarán tres de las más recientes y destacadas contribuciones al respecto.

1) Uno de los trabajos más relevantes sobre los depósitos vinculados a las ingresiones marinas del Mioceno, es el de Hernández *et al.* (2005). Estos autores, analizaron el contenido faunístico de la Formación Yecua en las serranías de Charagua y Mandeyapecua (200 km de extensión). A lo largo de los distintos afloramientos de estas serranías, identificaron fauna marina restringida y continental lacustre, caracterizadas esencialmente por bivalvos (*Corbicula* sp., *Ditypodon* sp., *Goodallia* sp., *Tellina* sp., *Senis* cf. *elongatus*, *Cymbophora* sp., cf. *Corbula* sp., cf. *Cyrena* sp.), gastrópodos (*Turritella*, *Gyrodes* sp., *Natica* sp.) foraminíferos (*Globigerina* sp., *Gyroidina* sp., *Rotalia* sp., cf. *Rotalia beccarii*, *Ammonia beccarii*), ostrácodos (*Cyprideis* sp., *Cyprideis* aff. *floridana*, *Bythocypris* sp.), braquiópodos (*Orbiculoidea* sp.), cirrípedos (*Balanus* sp.), y fragmentos de peces y cangrejos indeterminados. Estos autores determinaron que la mayoría de los foraminíferos hallados corresponden a géneros marinos estenohalinos (salinidades de hasta 34-36 ‰).

Sobre la base del contenido faunístico descripto, estos autores proponen un ambiente marino abierto para la región norte de la Cuenca de Antepaís del Chaco (próximo a la localidad de Santa Cruz de la Sierra), y que progresivamente en dirección al sur, las condiciones adquieren un carácter restringido (Serranía de Mandeyapecua). La trasgresión marina identificada en la Formación Yecua por estos autores, es interpretada proveniente desde el norte, y datada en 7,72 Ma (Mioceno tardío). Esta habría seguido las depresiones generadas por la tectónica andina contemporánea, inundando los depocentros de *foredeep* de las cuencas de antepaís Subandinas. De este modo, establecieron que no existen evidencias que sustente la hipótesis de una conexión entre las ingresiones provenientes desde el norte (ingresión Caribeana) y la ingresión Paranaense. Donde la ingresión Caribeana habría alcanzado los 22° de latitud sur, y la ingresión Paranaense solo habría alcanzado los 26° S.

De acuerdo a distintas dataciones y el registro fosilífero, determinaron dos eventos de máxima inundación: El primero de ellos, (i) durante los 15 - 13 Ma (Mioceno medio), el cual fue controlado por la conjunción del aumento del nivel del eustático global, características tectónicas mesozoicas heredadas, y patrones de subsidencia local, producto de la carga tectónica originada por el levantamiento de la

Cordillera Oriental y la Cordillera Principal. El segundo evento de trasgresión, (ii) habría ocurrido durante los 10 - 5 Ma (Mioceno tardío), el cual se hallaba estrechamente relacionado con el aumento de la carga tectónica, producto del levantamiento de la faja plegada y corrida Subandina.

Finalmente, estos autores concluyen que la falta de datos que corroboren una conexión entre las ingresiones marinas para estas latitudes sugieren que los mares Caribe y Paranaense no estuvieron conectados durante ninguno de los dos episodios de nivel del mar alto. El *gap* de depósitos marinos entre 22° - 26° de latitud sur, es interpretado en este trabajo, como el resultado de controles tectónicos sobre las trasgresiones.

2) Hulka *et al.* (2006), a partir del análisis de datos litológicos y paleontológicos, interpretaron a los depósitos de la Formación Yecua, como depósitos de ambientes marinos costeros, poco profundos, de clima semi-árido, y con desarrollo de zonas pantanosas, lagunas costeras, arroyos y planicies con influencia de mareas.

Dichos autores, relacionan los depósitos marinos de esta unidad con el aumento del nivel eustático global para el Mioceno medio – Mioceno tardío, interrumpido temporalmente por una regresión significativa entre los 10,5 – 10 Ma (Haq *et al.*, 1988). Por tal motivo, estos autores asumen que los depósitos marinos, corresponderían al intervalo temporal del Mioceno medio (14 – 10,5 Ma) o del Mioceno tardío (10 - 7 Ma). A partir de correlaciones estratigráficas en sentido norte-sur, apoyan la hipótesis de la existencia de una disminución de la influencia marina hacia el sur y el oeste.

En este trabajo se plantean tres escenarios posibles para justificar la presencia de depósitos marinos en la Formación Yecua: (i) a través de una conexión entre la Cuenca de antepaís del Chaco y el mar Paranaense durante le Mioceno medio-Mioceno tardío, (ii) a través de una conexión con ingresión marina Caribeana proveniente desde la Cuenca Amazónica durante el Mioceno medio, y finalmente (iii) que las facies marina de la formación Yecua representa la conexión entre las ingresiones Paranaense y Caribeana, a través de la Cuenca de Paraguay, durante el Mioceno medio-Mioceno tardío.

La primera de la hipótesis es descartada rápidamente por estos autores, ya que no existen evidencias de depósitos marinos en las regiones centro-sur de la Cuenca de antepaís del Chaco. Por otra parte, encuentran similitudes y discrepancia entre los géneros y especies de la fauna de foraminíferos, ostrácodos y bivalvos hallada en la Formación Yecua (ver cuadro comparativo, Fig. 16 – Hulka *et al.*, 2006), y los correspondientes a las faunas de las cuencas Chaco-Paranaense (Formación Paraná) y de la Amazónica Occidental (Formación Pebas/ Solimões).

A partir del estudio de foraminíferos, establecieron que las incursiones marinas identificadas en la Formación Yecua ocurrieron entre los 14 y 7 Ma, a través de una posible conexión con Cuenca de Madre de Dios, a lo largo de las depresiones de las cuencas de antepaís Subandinas. Sin embargo, no descartan la hipótesis de una posible conexión entre la Cuenca de antepaís del Chaco y la ingresión Paranaense, a través de la actual región del Chaco Paraguayo. Debido a que las facies marinas de la Formación Yecua pueden estar ligadas a estos dos posibles escenarios, estos autores consideran que la hipótesis de que exista un mar intracontinental en factible.

3) Uba *et al.* (2009), basados en el análisis sedimentológico, isotópico, paleontológico e icnológico, establecieron que los depósitos de la Formación Yecua corresponden a la interdigitación de ambientes marinos marginales, litorales y lacustres. Esta interpretación es apoyada por la presencia de cirrípedos, estromatolitos, foraminíferos (*Ammonia beccarii*) y trazas fósiles de *Ophiomorpha* isp. La presencia del foraminífero, en relación a las trazas fósiles y las facies sedimentarias descriptas, es interpretada como de ambientes fluvio-lacustres a marinos marginales de agua salobre.

Otra de las características descriptas, es la presencia de datos isotópicos con relaciones $\delta^{13}C$ negativas (entre -3,8 ‰ y -2 ‰) en los depósitos marinos. Estos valores, a pesar de ser negativos, son interpretados por estos autores como pertenecientes a condiciones marinas. La presencia de areniscas con abundantes bioclastos (bivalvos marinos - *Tellina* sp.), en asociación con cirrípedos y trazas fósiles de *Ophimorpha* isp, son asignadas a zonas marinas costeras de alta energía. Los arreglos granocrecientes que presentan estos depósitos, son entendidos como la progradación de la línea de costa desde los sectores de *shoreface* hacia el *foreshore* bajo la acción del oleaje, en un ambiente marino somero.

Por su parte, los depósitos de ambientes lacustres y de planicies aluviales, presentan grietas de desecación, yeso primario, raíces de plantas, fósiles de ostrácodos y bivalvos de agua dulce, sumado a la presencia de trazas fósiles de la icnofacies de *Scoyenia*. Las asociaciones de facies continentales mantienen relaciones isotópicas $\delta^{13}C$ con valores negativos más altos que los anteriormente mencionados, comprendidos entre -16,7 ‰ y -5 ‰. Las evidencias sedimentológicas e icnológicas de los depósitos dulceacuícolas aportadas por estos autores, sugieren condiciones de exposición subaéreas periódicas.

A pesar de que los datos isotópicos de carbono y oxigeno están lejos de ser concluyentes, estos autores proponen a partir de la combinación de valores isotópicos menos negativos, en conjunto con la presencia de elementos fósiles caracterizados como marinos (foraminíferos, cirrípedos e icnofósiles) (ver Capítulo 6), la existencia de al menos 4 episodios breves de ingresiones marinas, pero fuertemente representadas para los Andes Centrales durante el Mioceno tardío.

Para justificar la presencia de estos eventos transgresivos en los depósitos de la Formación Yecua, se plantean dos escenarios posibles: (i) a través de la Cuenca Amazónica Occidental (ingresión Caribeana), o (ii) a partir de una conexión con el mar Paranaense a través del sur de Bolivia.

10.2.3.2- *El presente trabajo de tesis*

Durante el desarrollo de las diferentes metodologías analíticas empleadas en el estudio y comprensión del registro sedimentario y fosilífero de los depósitos de la Formación Yecua, no se ha encontrado ningún indicio determinante para asumir la existencia de influencias marinas en la región de los Andes Centrales. Por el contrario, se han definido distintos modelos de acumulación de ambientes continentales, que representan un complejo entramado de elementos fluvio-lacustres que conforman una gran red hídrica con el desarrollo de ambientes de extensos humedales intracontinentales (*inland wetlands*).

A partir del análisis bibliográfico de las distintas cuencas Neógenas sudamericanas, y de los depósitos correlacionables con la Formación Yecua, se han podido reconocer amplias similitudes con los sistemas de acumulación estudiados en este trabajo de tesis. En este sentido, resulta factible pensar que durante el Mioceno medio – Mioceno tardío, existió un sistema de grandes humedales intracontinentales que se extendían por gran parte de América del Sur (Figura 10.5.A).

Este sistema de "*mega-humedales*", se encuentra constituido por diferentes subambientes depositacionales representados por: (i) sistemas fluviales principalmente meandrosos, (ii) sistemas lacustres someros con desarrollo de pequeños sistemas deltaicos, (iii) planicies recurrentemente inundadas, y (iv) zonas anegables con desarrollo de ambientes pantanosos y palustres, que presentaban una marcada estacionalidad y recurrencia temporal (ver Capítulos 8 y 9).

Esta compleja red interdigitada de subambientes continentales dulceacuícolas, constituyó un vasto sistema intracontinental desarrollado principalmente bajo climas tropicales a subtropicales, que proporcionó las vías propicias para la migración y diversificación de especies a lo largo del continente sudamericano.

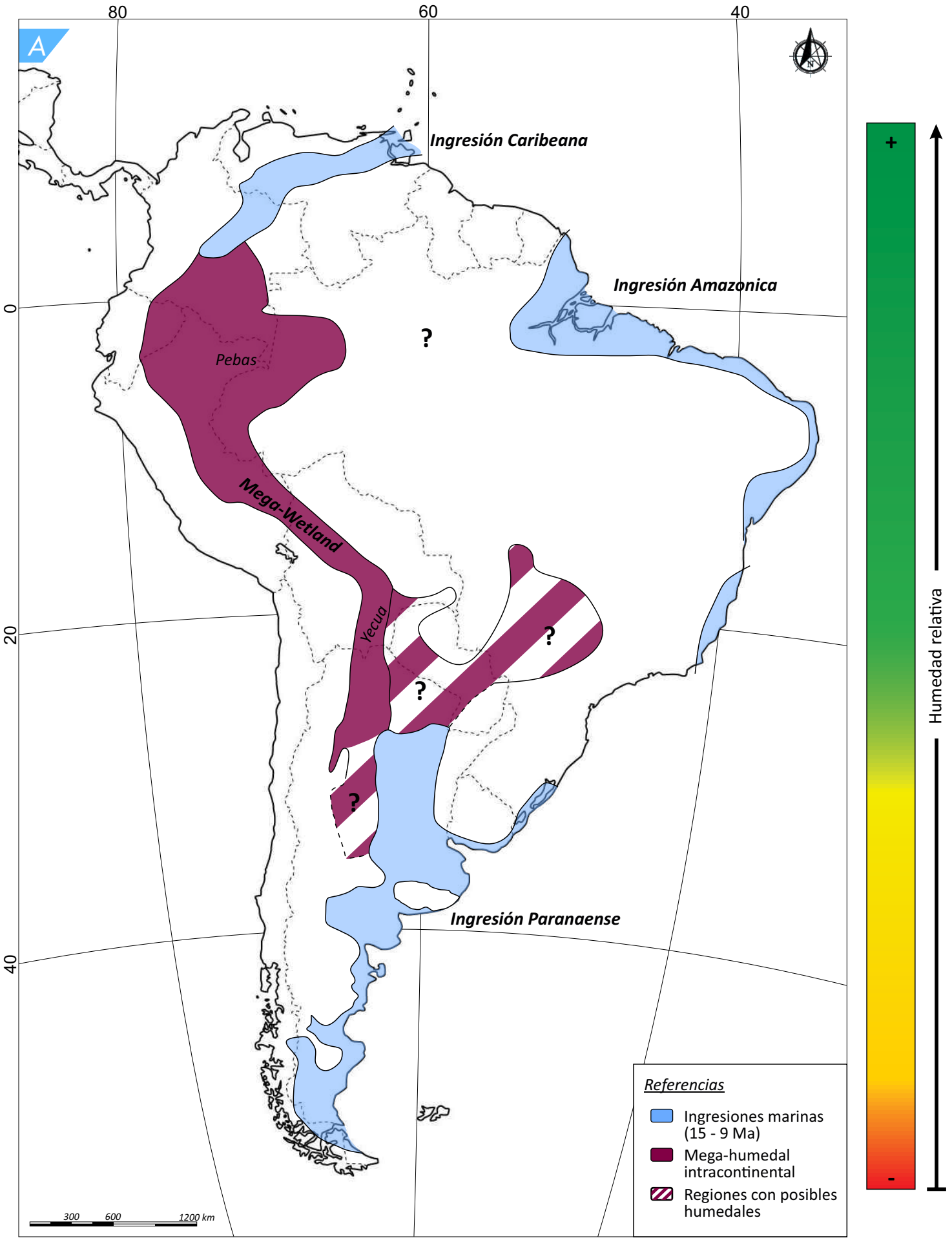
10.3- CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS Y PALEOAMBIENTALES FINALES

Como hemos visto a lo largo de este capítulo, las ingresiones marinas en el continente Sudamericano durante el Mioceno, han dado a lugar a una gran cantidad de trabajos científicos, que han intentado dilucidar las controversias sobre el verdadero alcance de sus extensiones y su ubicación

Reconstrucción Paleogeográfica

Figura 10.5

Mioceno medio - Mioceno tardío



A. Reconstrucción paleogeográfica para America del Sur - Mioceno medio - Mioceno tardío

cronológica precisa (Räsänen *et al.*, 1995; Webb, 1995; Ramos & Alonso, 1995; Hoorn, 1996; Paxton *et al.*, 1996; Marshall & Lundberg, 1996; Hernández *et al.*, 2002, 2005; Hulka *et al.*, 2006; Uba *et al.*, 2009).

De acuerdo con lo propuesto por Hoorn *et al.* (2010), y a las evidencias obtenidas durante el desarrollo de este trabajo de tesis, la hipótesis de la existencia de un mega-humedal intracontinental parece ser una de las explicaciones más razonables y coherentes. Aquí se plantea la existencia de un mega-humedal intracontinental, que no solo tuvo su desarrollo en la región de la Amazonia Occidental (Hoorn *et al.*, 2010), sino que se extendía hacia al sur con certeza hasta el noroeste argentino (Figura 10.5.A). Este mega-humedal desarrollado en América del Sur, durante el Mioceno medio – Mioceno tardío, fue sin duda alguna uno de los ambientes de humedales intracontinentales más grandes de la historia geológica de nuestro planeta.

Como sabemos, este tipo de sistemas depositacionales son controlados por múltiples factores de control, pero principalmente por el marco tectónico y climático (ver Capítulo 9). Con respecto al contexto tectónico, es sabido que, para el Mioceno de la región de los Andes Centrales de Sudamérica, la carga tectónica originada por el levantamiento de la cordillera, produjo en forma continua la subsidencia del antepaís, desarrollando de este modo numerosas cuencas de tipo *foreland* a lo largo del continente.

Durante el Oligoceno tardío al Mioceno temprano, se establecieron sistemas fluviales a partir del aporte de sedimentos provenientes de la cadena andina y del cratón Amazónico. Para aquel entonces ya existía una división en estos sectores de las cuencas hídricas que drenaban hacia los mares del Caribe y Paranaense.

La instauración de los sistemas de fluvio-lacustres que conformaban el mega-humedal ocurrió durante el Mioceno medio – Mioceno tardío, y donde alcanzó su máxima extensión. El aporte de agua y sedimentos a este gran sistema provenía, principalmente de los Andes, aunque el cratón Amazónico siguió siendo una fuente de suministro adicional a través de sistemas fluviales menores. Como resaltan múltiples autores, una de las características más destacadas de este entorno fue la alta diversificación de la fauna de vertebrados acuáticos e invertebrados.

A partir del Mioceno tardío se establece la conexión del actual Río Amazonas con el Océano Atlántico. El levantamiento y avance del frente orogénico andino durante el Mioceno tardío, generó la progradación progresiva de los ambientes sedimentarios proximales hacia el antepaís, obteniendo como resultado el drenado y desaparición del mega sistema de humedales intracontinentales. Para este entonces, los sistemas fluviales se fusionaron originando lo que hoy conocemos como las cuencas hídricas de los ríos Amazonas y Paraná.

La existencia de un sistema de mega-humedales intracontinental que ocupó gran parte del continente sudamericano durante el Mioceno, puede ser la respuesta a muchos de los interrogantes y controversias que hoy en día se siguen discutiendo. Este tipo de sistema interconectaba las cuencas marinas que tuvieron lugar durante el Mioceno sudamericano, proporcionando una vía para la diversificación de especies que se adaptaban a vivir en estos ambientes continentales de agua dulce.

Muchos de los rasgos sedimentarios, geoquímicos y paleontológicos, que en la actualidad se intentan explicar con la influencia marina, pueden ser perfectamente explicados por el desarrollo de este tipo de ambientes. Un ejemplo de ello, es el registro de cambios isotópicos y/o la presencia de fósiles salobres (foraminíferos), que pueden ser atribuidos a los cambios generados por la marcada estacionalidad que presentan este tipo de ambientes, que favorece muchas veces cambios composicionales del agua retenida en los sistemas lacustres. La presencia de rasgos mareales puede deber su origen a la gran extensión superficial que presenta este mega sistema continental.

La naturaleza de este complejo ambiente intracontinental bajo la influencia de un clima cálido y húmedo, así como su transición al presente, todavía plantea innumerables interrogantes que quedan sin resolver.

Aceñolaza F.G. & Aceñolaza G.F., (2000). Trazas fósiles del Terciario marino de Entre Ríos (Formación Paraná, Mioceno medio), República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina*. (64): 209–233.

Albert J.S., Lovejoy N.R. & Crampton W.G.R., (2006). Miocene tectonism and the separation of cis- and trans-Andean river basins: Evidence from Neotropical fishes. *Journal South Amerin Earth Science*. (21): 14–27.

Alonso R., (2000). El Terciario de la Puna en tiempos de la ingresión marina paranense. *En Aceñolaza F.G. & Herbst R. (Eds): El Neógeno de Argentina. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica.* (14): 18 pp.

Archer A.W., (2005). Review of Amazonian depositional systems. *En Blum M., Marriott S. & Leclair S. (Eds.): Fluvial Sedimentology VII. Special Publication of the International Association of Sedimentologists.* (35): 17–39.

Ayaviri A., (1967). Estratigrafía del Subandino Meridional. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos (inédito), Informe N° 1215*: 121 pp.

Bayona G., Cortés M., Jaramillo C., Ojeda G., Aristizabal J. & Reyes A., (2007a). La Deformación Pre-Neógena de la Cordillera Oriental, definida por depósitos de antepaís. *Boletín de Geología.* (29): 51–59.

Bayona G., Jaramillo C., Rueda M., Reyes-Harker A. & Torres V., (2007b). Paleocene - Middle Miocene flexural-margin migration of the non-marine Llanos foreland basin of Colombia. *Ciencia, Tecnología y Futuro*. (3): 141–160.

Bertels A. & Zabert L.L., (1980). Microfauna del Grupo Santa María (Terciario Superior) en las Provincias de Catamarca y Tucumán, República Argentina. *II Congreso Argentino de Paleontología y I Congreso Latinoamericano de Paleontología, Buenos Aires, Argentina*. (3): XX pp.

Bertolino S.R., Poiré D.G. & Carignano C., (2002). Modelos paleoambientales de la Formación Saguión, Córdoba, Argentina. *IX Reunión Argentina de Sedimentología, Córdoba, Argentina.* XX pp.

Bossi G.E. & Palma M., (1982). Reconsideración de la estratigrafía del valle de Santa María, provincia de Catamarca, Argentina. *V Congreso Latinoamericano de Geología.* (1): 155-172.

Bossi G., Muruaga C. & Gavriloff I., (1999). Sierras Pampeanas. *XIV Congreso Geológico Argentino.* (1): 329-360.

Boltovskoy E., (1979). Paleooceanografía del Atlántico sudoccidental desde el Mioceno, según estudios foraminiferológicos. *Ameghiniana*. 16 (3-4): 357-389.

Camacho H.H., (1967). Las transgresiones del Cretácico Superior y Terciario de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina.* 22 (4): 253-280.

Campbell K.E., Frailey C.D. & Romero-Pittman L., (2006). The PanAmazonian Ucayali Peneplain, late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* (239): 166–219.

Catuneanu O., (2006). Principles of Sequence Stratigraphy. *Elsevier, Amsterdam.* 387 pp.

Cione A.L., Vergani G., Starck D. & Herbst R., (1995). Los peces del Mioceno de la quebrada de la Yesera, provincia de Salta, Argentina. Su valor como indicadores ambientales y su antigüedad. *Ameghiniana*. 32(2): 129-140.

Cozzuol M., (2006). The Acre vertebrate fauna: Age, diversity, and geography. *Journal South Amerin Earth Science*. (21): 185–203.

Diaz de Gamero M.I., (1996). The changing course of the Orinoco River during the Neogene: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* (123): 385–402.

Figueiredo J., Hoorn C., van der Ven P. & Soares E., (2009). Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology*. (37): 619–622.

Galli C.I., Hernández R.M. & Reynolds J.H., (1996). Análisis paleoambiental y ubicación geocronológica del Subgrupo Metán (Grupo Orán, Neógeno) en el Río Piedras, departamento Metán, Salta, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras*. (12): 99–107.

Gavrilof I.J.C., (1990). Estudio bioestratigráfico del Mioceno superior de la provincia de Tucumán. *Trabajo Seminario Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán (inédita).*

Gavriloff I.J.C. & Bossi G.E., (1992ª). Revisión general, análisis facial, correlación y edad de las formaciones San José y Rio Salí, Mioceno Medio. *Acta Geológica Lilloana*. 17 (2):5-43.

Gavriloff I.J.C. & Bossi G.E., (1992b). Las facies lacustres de las formaciones San José y Río Salí (Mioceno medio), NO argentino y su relación con la ingresión marina Paranense. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología.* (1): 78-87.

Gebhard J.A., Gíudici A.R. & Oliver Gascón J., (1974). Geología de la comarca entre el río Juramento y arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina.* 19 (3): 359-375.

Gingras M.K., Räsänen M.E., Pemberton S.G. & Romero L.P., (2002a) Ichnology and sedimentology reveal depositional characteristics of bay margin parasequences in the Miocene Amazonian foreland basin. *Journal of Sedimentary Research.* (72): 871–883.

Gingras M.K., Räsänen M.E. & Ranzi A. (2002b). The significance of bioturbated inclined heterolithic stratifi cation in the southern part of the Miocene Solimões Formation, Rio Acre: Amazonia Brazil. *Palaios.* (17): 591–601.

Guzman J. & Fisher W., (2006). Early and Middle Miocene depositional history of the Maracaibo Basin, western Venezuela. *AAPG Bulletin*. (90): 625–655.

Haller M.J., (1978). Estratigrafía de la región al poniente de Puerto Madryn, Provincia del Chubut, República Argentina. *VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Argentina.*

Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*. (235): 1156–1167.

Herbst R. & Zabert L.L., (1987). Microfaunas de la Formación Paraná (Mioceno superior) de la cuenca Chaco-Paranense (Argentina). *Facultad de Ciencias Exactas, Naturales y Agrimensura.* (7): 165–206.

Herbst R., Santa Cruz J.N. & Zabert L.L., (1976). Avances en el conocimiento de la estratigrafía de la Mesopotamia Argentina, con especial referencia a la Provincia de Corrientes. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*. (7): 101-121.

Hermoza W., (2004). Dynamique tectono-sédimentaire et restauration séquentielle du retro-bassin d'avant-pays des Andes centrals. *PhD thesis, University of Paul Sabatier de Toulouse.* (3): 296 pp.

Hernández R.M., Disalvo R. & Reynolds J., (1991). Determinación cronoestratigráfica sobre los sedimentos Neógenos en la cuenca del Noroeste, Provincia de Salta, Argentina. *ARPEL (abstract).*

Hernández R., Jordan T., Dalenz Farjat A., Echavarría L., Idelman B. &

Reynolds J., (2002). Edades, distribución, controles tectónicos y eustáticos de las ingresiones marinas Paranaense y Caribeana en el sur de Bolivia y Argentina. *V Congreso Latinoamericano de Paleontología. Santa Cruz de la Sierra, Bolivia.*

Hernández R.M., Jordan T.E., Dalenz Farjat A., Echavarría L., Idleman B.D. & Reynolds J.H., (2005). Age, distribution, tectonics, and eustatic controls of the Paranaense and Caribbean marine transgressions in southern Bolivia and Argentina. *Journal of South American Earth Sciences.* (19): 495-512.

Hoorn C., (1993a). Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: Results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. (105): 267–309

Hoorn C., (1994a). Fluvial palaeoenvironments in the intracratonic Amazonas Basin (Early Miocene-early Middle Miocene, Colombia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. (109): 1–54.

Hoorn C., Guerrero J., Sarmiento G. & Lorente M., (1995). Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology*. 23(3):237-240.

Hoorn C., (1996). Miocene Deposits in the Amazonian Foreland Basin. Technical comments. *Science*. (273): 122.

Hoorn C., Aalto R., Kaandorp R.J.G. & Lovejoy N.R., (2006). Miocene semidiurnal tidal rhythmites in Madre de Dios, Peru: Comment. *GSA, Forum. Geology; doi: 10.1130/G22115.1.*

Hoorn C., Wesselingh F.P., Hovikoski J. & Guerrero J. (2010). The development of the Amazonian mega-wetland (Miocene; Brazil, Colombia, Peru, Bolivia). *En Hoorn C. & Wesselingh F.P. (Eds.): Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past. Blackwell Publishing*. 467 pp.

Hovikoski J., Räsänen M.E., Gingras M., Roddaz M., Brusset S. & Hermoza W., (2005). Miocene semidiurnal tidal rhythmites in Madre de Dios, Peru. *Geology*. (33): 177–180.

Hovikoski J., Gingras M., Räsänen M., Rebata L., Guerrero J. & Ranzi A., (2007a). The nature of Miocene Amazonian epicontinental embayment: High-frequency shifts of the low-gradient coastline. *GSA Bulletin*. (119): 1506–1520.

Hovikoski J., Räsänen M., Gingras M., Lopez S., Ranzi A. & Melo J., (2007b). Palaeogeographical implications of the Miocene Quendeque Formation (Bolivia) and tidally-influenced strata in the southwestern Amazonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. (243): 23–41.

Hovikoski J., Räsänen M.E., Gingras M., Ranzi A., Melo J., (2008). Tidal and seasonal controls in the formation of late Miocene IHS deposits, western Amazonian Foreland Basin. *Sedimentology*. (55): 499–530.

Hovikoski J., Wesselingh F.P., Räsänen M., Gingras M. & Vonhof H.B., (2010). Marine influence in Amazonia: evidence from the geological record Amazonia. *En Hoorn C. & Wesselingh F.P. (Eds.): Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past. Blackwell Publishing*. 467 pp.

Hulka C., Gräfe K.-U., Sames B., Ubas C., & Heubeck C., (2006). Depositional setting of the middle to late Miocene Yecua Formation of the Chaco Foreland Basin, southern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*. (21): 135-150.

Jordan T.E., Tamm V., Figueroa G., Flemings P.B., Richards D., Tabbutt K. & Cheatam T., (1996). Development of the Miocene Manantiales foreland basin, Principal Cordillera, San Juan, Argentina. *Revista Geológica de Chile.* 23 (1): 43–79.

Keighley D., Flint S., Howell J., & Moscariello A., (2003). Sequence stratigraphy in lacustrine basins: a model for part of the Green River Formation (Eocene), Southwest Uinta Basin, Utah, USA. *Journal Of Sedimentary Research*. 73 (6): 987-1006.

Kvale E. & Archer A., (2007). Paleovalley fills: Trunk vs. tributary. *AAPG Bulletin*. (91): 809–821.

Latrubesse E., da Silva S., Cozzuol M. & Absy M., (2007). Late Miocene continental sedimentation in southwestern Amazonia and its regional signifi cance: Biotic and geological evidence. *Journal of South American Earth Sciences.* (23): 61–80.

Lundberg J.G., Marshall J.G., Guerrero J., Horton B., Malabarba M.C.S.L. & Wesselingh F., (1998). The stage for neotropical fish diversification: a history of tropical South American rivers. En Malabarba L.R., Reis R.E., Vari R.P., Lucena Z.M.S. & Lucena C.A.S. (Eds.): Phylogeny and Classification of Neotropical Fishes. Porto Alegre, Brazil. *EDIPUCRS*. 13–48.

Marengo H., (2015). Neogene Micropaleontology and Stratigraphy of Argentina. *Springer International Publishing*. 228 pp.

Marriott S.B., (1999). The use of models in the interpretation of the effects of base level change on alluvial architecture. Fluvial Sedimentology VI, *Special Publication of the International Association of Sedimentologists.* (28): 271-281.

Marshall L.G. & Lundberg J.G., (1996). Miocene Deposits in the Amazonian Foreland Basin. *Technical comment, Science*. (273): 123-124.

Marshall L.G., Sempere T. & Gayet M., (1993). The Petaca (Late Oligocene-Early Miocene) and Yecua (Late Miocene) formations of the subandean-Chaco basin, Bolivia, and their tectonic significance. *Documents Laboratoire Géologique Lyon.* (125): 291-301.

Palma R., (1978). Estratigrafía y sedimentología de la quebrada de Arca Yaco (Tolombón, Provincia de Salta, Argentina). *Acta Geológica Lilloana*. 15(1): 79-104.

Paxton C.G.M., Crampton W.G.R. & Burgess P., (1996). Miocene deposits in the Amazonian Foreland Basin. *Technical comment, Science*. (273): 123.

Pérez D.J., Ottone G. & Ramos V.A., (1996). La Ingresión marina miocena en la Provincia de San Juan: sus implicancias paleogeográficas. *XIII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Argentina.* (1): 385–398.

Pérez L.M., (2013). Nuevo aporte al conocimiento de la edad de la Formación Paraná, Mioceno de la provincia de Entre Ríos, Argentina. *Publicación Especial, Asociación Paleontológica Argentina.* (14): 7–12.

Pérez L.M., Griffin M. & Manceñido M., (2013). Los macro invertebrados de la Formación Paraná: historia y diversidad de la fauna bentónica del Mioceno marino de Entre Ríos, Argentina. *Publicación Especial, Asociación Paleontológica Argentina.* (14): 56–70.

Posamentier H.W. & Allen G.P., (1999). Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Concepts and Applications. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Concepts in Sedimentology and Paleontology*. (7): 210 PP.

Potter P.E., (1997). The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: A natural history. *Journal of South American Earth Sciences.* (10): 331–344.

Quirk D.G., (1996). 'Base profile': a unifying concept in alluvial sequence stratigraphy. *Geological Society of London, Special Publications.* 104 (1): 37-49.

Ramos V. & Alonso R.N., (1995). El Mar Paranense en la Provincia de Jujuy.

Revista del Instituto de Geología y Minería. (10): 73-80.

Räsänen M.E., Linna A.M., Santos J.C.R. & Negri F., (1995). Late Miopcene Tidal deposits in the Amazonian foreland basin. *Science*. (269): 386-390.

Rebata L., Gingras M., Räsänen M. & Barberi M., (2006). Tidalchannel deposits on a delta plain from the Upper Miocene Nauta formation, Marañon Foreland Sub-basin, Peru. *Sedimentology*. (53): 971–1013.

Reynolds J.H., Galli C.I., Hernández R.M., Idleman B.D., Kotila J.M., Hilliard R.V. & Naeser C.W., (2000). Middle Miocene tectonic development of the transition zone, Salta province, northwest Argentina: magnetic stratigraphy from the Metán subgroup, Sierra de González. *Geological Society of America Bulletin*. (112): 1736–1751

Roddaz M., Viers J., Brusset S., Baby P., Boucayrand C. & Herail G., (2006). Controls on weathering and provenance in the Amazonian foreland basin: Insights from major and trace element geochemistry of Neogene Amazonian sediments. *Chemistry Geology*. (226): 31–65.

Ruskin B.G., Dávila F.M., Hoke G.D., Jordan T.E., Astini R.A. & Alonso R., (2011). Stable isotope composition of middle Miocene carbonates of the Frontal Cordillera and Sierras Pampeanas: did the Paranaense seaway flood western and central Argentina?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. (308): 293–303.

Russo A. & Serraiotto A., (1979). Contribución al conocimiento de la estratigrafía terciaria en el noroeste argentino. *VIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Argentina.* (1): 731-748.

Salso J.H., (1966). La cuenca de Macachín, provincia de La Pampa. Nota preliminar. *Revista de la Asación Geológica Argentina.* (21): 107–117.

Scasso R.A., McArthur J.M., Del Río C.J., Martínez S. & Thirlwall M.F., (2001). 87Sr/86Sr Late Miocene age of fossil mollusks in the 'Entrerriense' of the Valde ´s Peninsula (Chubut, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*. (14): 319–329.

Steinmann M., Hungerbühler D., Seward D. & Winkler W., (1999). Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach. *Tectonophysics*. (307): 255–279.

Uba C.E, Hasler C.A., Buatois L.A., Schmitt A.K. & Plessen B., (2009). Isotopic, paleontologic, and ichnologic evidence for late Miocene pulses of marine incursions in the Central Andes. *Geology*. (37): 827-830.

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

Villamil T., (1999). Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocentre evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. (153): 239–275.

von Ihering H., (1919). Consideraciones generales sobre las formaciones sedimentarias cretácico-terciarias de la Patagonia. *Physis, Revista de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales.* (4): 545-550.

von Ihering H., (1927). Die Geschichte des Atlantischen Ozeans. 237 pp.

Vonhof H.B., Wesselingh F.P., Kaandorp R.J.G., Davies G.R., van Hinte J.E. & Guerrero J., (2003). Paleogeography of Miocene Western Amazonia: isotopic composition of molluscan shells constrains the infl uence of marine incursions. *Geological Society of America Bulletin*. (115): 983–993

Webb S.D., (1995). Biological implications of the Middle Miocene Amazon Seaway. *Science*. (269): 361-362.

Wesselingh F.P., (2006a). Miocene long-lived lake Pebas as a stage of mollusc radiations, with implications for landscape evolution in western Amazonia. *Scripta Geologica*. (133). 458 pp.

Wesselingh F.P., (2006b) Long-lived lake molluscs as island faunas: a bivalve perspective. *En Renema W. (Ed.): Biogeography, Time and Place: Distributions, Barriers and Islands. Dordrecht, Springer*. 275–314

Wesselingh F.P. & Macsotay O., (2006). Pachydon hettneri (Anderson, 1928) as indicator for Caribbean-Amazonian lowland connections during the Early-Middle Miocene. *Journal of South American Earth Sciences*. (21): 49–53.

Wesselingh F.P., Guerrero J., Räsänen M., Romero Pitmann L. & Vonhof H., (2006). Landscape evolution and depositional processes in the Miocene Amazonian Pebas lake/wetland system: evidence from exploratory boreholes in northeastern Peru. *Scripta Geologica*. (133): 323–361.

Westaway R., (2006). Late Cenozoic sedimentary sequences in Acre state, southwestern Amazonia: Fluvial or tidal? Deductions from the IGCP 449 fieldtrip. *Journal of South American Earth Sciences*. (21): 120–134

Zabert L.L., (1982). Nonion demens (Bik), foraminífero bentónico en el Mioceno del valle de Santa María (Tucumán) y Selva (Santiago del Estero), Argentina. *II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Corrientes, Argentina*. (1): 183-196.

CAPÍTULO 11

CONCLUSIONES

En este capítulo se expondrá una síntesis de los resultados y conclusiones más sobresalientes a las cuales se arribó durante el desarrollo de este trabajo de tesis doctoral.

1) A partir del relevamiento de **11 perfiles sedimentológicos de detalle,** realizados a lo largo del área de estudio, se pudo constatar la continuidad de las unidades litoestratigráficas de las formaciones Yecua y Tranquitas, y la relaciones que éstas mantienen con las unidades supra e infrayacente. También se evidenciaron los cambios internos, tanto verticales como laterales, que presentan estas unidades.

   Es así que, se propone utilizar términos litoestratigráficos que caractericen, de la forma más representativa posible, a los depósitos sinorogénicos terciarios correspondientes a la Cuenca de Antepaís del Chaco (*Chaco foreland basin*), en el ámbito de las Sierras Subandinas Australes (o Subandino Sur), tanto en territorio argentino como boliviano.

   De este modo, se considera al **Grupo Chaco** como la entidad de mayor jerarquía, el cual se encuentra constituido por las formaciones **Petaca, Tranquitas, Yecua, Tariquía, Guandacay y Emborozú**. Cada una de estas unidades, puede presentar variaciones en la distribución de facies y las asociaciones de las mismas, que representan el desarrollo de distintos tipos de ambientes, dependiendo de su posición dentro de la cuenca. Obviamente, es considerado el carácter diacrónico de estas unidades, el cual está sujeto a la migración que ha sufrido esta cuenca de antepaís durante el ciclo orogénico andino.

   Se estableció que la Formación Yecua puede ser subdividida en 2 secciones (inferior y superior), a partir de cambios en los ambientes depositacionales y/o en la arquitectura de las unidades sedimentarias. Aun así, estos cambios no son lo suficiente para determinar dos unidades litoestratigráficas de menor jerarquía.

   Con lo dicho, se propone eliminar por sinonimia los términos “Areniscas Superiores”, “Terciario Subandino (inferior, medio y superior)” y “Estratos Jujeños”.

Eliminar por sinonimia los términos “Miembro Areniscas Calcáreas (o Serie Gris Neta)” y “Miembro Serie de Transición (o Serie Gris Azulada)”.

Eliminar el indebido uso de términos como “Formación Chaco” y “Grupo Orán”, los cuales corresponden a otras regiones del NOA.

2) A partir del análisis sedimentológico fueron identificadas **30 facies sedimentarias**, las que atañen en su mayoría a depósitos de origen epiclástico, con la salvedad que una de las facies (*areniscas y pelitas tobáceas*) tiene un origen volcaniclástico.

   Desde el punto de vista composicional, se identificaron componentes terrígenos silicoclásticos extracuencales y componentes carbonáticos intracuencales. En función de la abundancia de estos componentes, las facies fueron diferenciadas en silicoclásticas (24 facies) y mixtas (4 facies). Cabe destacar que las facies silicoclásticas, constituyen las rocas más abundantes y ampliamente distribuidas dentro del área de estudio, mientras que las facies mixtas solo se encuentran representadas en secuencias depositacionales en el sector norte.

3) A partir del análisis de **difracción de rayos *X*** de **roca total**, fue posible determinar que el cuarzo es la fase mineral más abundante, tanto en las facies finas como en las psamíticas.

   Se verificó que hacia el sector norte del área de estudio (principalmente LA y RGA), existe una disminución en los contenidos de cuarzo como producto de un aumento en las proporciones de los minerales de las arcillas y la calcita. Estos se encuentran asociados al predominio de facies pelíticas y mixtas, por sobre las facies silicoclásticas psamíticas.

   Por su parte, se identificaron los minerales de feldespatos (plagioclasas y feldespatos alcalinos), los que se hallan representados a lo largo de toda el área de estudio, pero en proporciones escasas a muy escasas.

4) Del análisis de **difracción de rayos *X*** de las **fracciones finas,** es posible observar el predominio de la illita por sobre el resto de los argilominerales, en todas las localidades.

   Si bien se observan interestratificados I/S con bajo y alto contenido de capas expansivas, en términos generales, estos componentes se presentan en bajas cantidades (< 15%). Los contenidos de esmectita se mantienen en proporciones escasas a moderadas (<20%) a lo largo de toda el área de estudio. La caolinita se halla en cantidades escasas a muy escasas, mostrando un mayor contenido dentro de la Formación Yecua en el sector norte (LA y RGAP). Por su parte, la clorita se encuentra muy escasamente representada, con valores promedios inferiores al 5%. Cabe resaltar la

presencia de niveles con contenidos de clinoptilolita moderados a abundantes (17 – 29%) en 4 localidades del sector sur (PV, SP, RB y RI).

Al analizar con detenimiento la illita y los interestratificados I/S con bajo contenido de capas expansivas (< 15%), a través de los índices de cristalinidad, se pudo determinar que las muestras corresponden al campo de la mesodiagénesis. En contraposición, los interestratificados I/S con alto contenido de capas expansivas (> 85%) se agrupan con las esmectitas, ya que muestran una baja cristalinidad debido a la presencia de reflexiones basales amplias y de baja intensidad. A raíz de estas observaciones, estos componentes se asocian a condiciones de diagénesis temprana o eodiagénesis.

Por otro lado, la esmectita junto a los interestratificados I/S con alto contenido de capas expansivas, se asocian a condiciones de intemperismo de los ambientes depositacionales. Es bien conocido que la esmectita es el producto de la alteración de materiales de origen volcaniclástico, especialmente la alteración/hidrólisis del vidrio volcánico y de feldespatos, por lo tanto, se considera un origen autigénico para los mismos.

Por su parte, la presencia caolinita en el sector norte del área de estudio, es factible que se deba a condiciones de mayor humedad, y por lo tanto un mayor grado de meteorización química, a partir de las fases feldespáticas y la lixiviación de los iones sodio y potasio, favoreciendo de esta forma la generación de caolinita por sobre la de esmectita. A medida que nos movemos hacia el sur es posible notar un detrimento de la caolinita con respecto a la esmectita, lo que podría estar indicando cambios en las condiciones de humedad en este sentido.

También se reconocieron variaciones en el tiempo (cambios en la vertical), al pasar de la Formación Tranquitas a la Formación Yecua, produciéndose dentro de esta última un incremento del contenido de caolinita. Posiblemente, esto también esté indicando cambios en las condiciones de humedad.

5) Del análisis **petrográfico de las areniscas silicoclásticas**, de acuerdo con los criterios de Folk *et al*. (1970), las muestras pertenecientes a ambas formaciones corresponden a subfeldarenitas, y en menor medida sublitoarenitas. Por su parte, según la clasificación de Dott (1964 - modificada por Pettijohn *et al.*, 1972), las muestras son consideradas como arenitas subarcósicas y vaques feldespáticos principalmente, y en menor medida como arenitas sublíticas.

Del análisis **petrográfico de las areniscas mixtas**, según la clasificación de Álvarez Trentini & Schwarz (2016), la mayor parte de las mismas se encuentran en el campo de las areniscas mixtas

silicoclásticas (*SMS*) y areniscas mixtas fangosas carbonáticas (*CMmS*), y en menor medida, en los campos de las areniscas mixtas aloquímicas (*CMS*), areniscas aloquímicas fangosas micríticas (*CmS*), areniscas fangosas mixtas (*MmS*) y areniscas aloquímicas (*CS*).

6) Se llevó a cabo el análisis de procedencia de los componentes detríticos.

a) **Procedencia de Areniscas Silicoclásticas:** A partir del estudio petrográfico y el conteo estadístico de clastos, se llevó adelante el análisis de procedencia en rocas psamíticas. Para ello, se utilizaron los diagramas ternarios de Dickinson *et al.* (1983), en los que se relaciona la composición modal de las areniscas con el ambiente tectónico de las áreas de aporte.

De la representación gráfica en el diagrama Qt - Ft – Lt, se obtuvo que las muestras se concentran principalmente en los campos definidos como interior cratónico y orógeno reciclado. Por su parte, en el diagrama Qm – Ft – Lt, las muestras se ubican principalmente en el campo de interior cratónico, en menor medida en los campos de continental transicional y orógeno reciclado (cuarzoso).

Inicialmente, a partir de los diagramas de composición modal, se desprende que el aporte principal de las areniscas de la Formación Tranquitas sería proveniente de un área cratónica, y que las areniscas de la Formación Yecua, provendrían tanto de un área cratónica como de un área orogénica reciclada (cuarzosa). Según la interpretación de estos autores, el alto contenido de cuarzo monocristalino estaría indicando una intensa erosión de un cratón de bajo relieve, a través de superficies continentales con gradientes bajos. Por otro lado, es sabido que muchas areniscas cuarzosas pueden ser el resultado de numerosos ciclos de transporte y erosión, en donde cada uno de estos ciclos, contribuye al incremento progresivo del redondeamiento de los clastos y a la pérdida de minerales inestables.

Aunque el análisis de las petrofacies de areniscas comúnmente refleja el contexto tectónico de las áreas de aporte, los efectos de la intemperie, el transporte de sedimentos y la diagénesis, son factores que contribuyen a la composición de estas rocas en grados variables. Por tal motivo, el análisis de procedencia debe ser integrado no solo por su composición, sino también por el análisis de datos de paleocorrientes, paleoambientales y paleoclimáticos.

b) **Procedencia de Arcillas Detríticas**: La presencia de argilominerales con caracteres que indican gran variabilidad en los datos dentro del campo de la diagénesis, en relación con el grado de cristalinidad y la cantidad de capas expansivas para una misma unidad, indican orígenes contrastantes.

De este modo, se asume un origen detrítico de la illita como así también de los interestratificados I/S con bajo contenido de capas expansivas (<15%).

Teniendo en cuenta que al momento de la depositación de las formaciones Tranquitas y Yecua, las unidades paleozoicas estaban exhumadas, y en particular las unidades con alto contenido de materiales illíticos (como el caso de la Formación Los Monos), es posible considerar a estas unidades como una posible fuente de estos minerales. La falta de estudios mineralógicos de las arcillas de estas unidades, no permiten realizar una correcta discusión sobre estas hipótesis.

El hecho que domine la illita por sobre otros argilominerales, podría atribuirse a un control paleoclimático, tanto en el área fuente como en los ambientes depositacionales. La razón por la cual los materiales illíticos sean los minerales de las arcillas dominantes, indudablemente evidencia condiciones de baja alteración química y/o un corto tiempo de residencia, en relación a una alta tasa de denudación y aporte de sedimentos. Esto pone de manifiesto que la tectónica habría tenido el rol de mayor importancia por sobre otros factores de control (e.g. climático). Por tal motivo, los argilominerales no reflejen en su totalidad las condiciones climáticas asociadas a los paleoambientes depositacionales.

7) El análisis del **registro fósil** de la Formación Yecua, permitió identificar la presencia de una asociación fósil compuesta por **10 taxones** y **4 parataxones**, donde se pudo corroborar la distribución homogénea de dicha asociación fósil, principalmente en las localidades pertenecientes al sector norte del área de estudio (LA, RGAP y CH).

Se determinó el patrón de los diferentes modos de preservación del registro fósil en el área de estudio, donde los atributos tafonómicos (mortandad, bioestratinomía y fosil-diagénesis) permitieron inferir la existencia de un control de fondo en la cuenca, que replicó las condiciones depositacionales en forma sostenida en el tiempo. Estos factores de control habrían generado la mortalidad en masa de las paleocomunidades de invertebrados, quedando así a disposición de los diferentes agentes de transporte, hasta su posterior acumulación y sepultamiento. En este proceso, los restos esqueletales habrían estado expuestos a condiciones de abrasión y fragmentación. En forma simultánea se habría producido la selección del material, que posteriormente fue depositado y acumulado con distintos arreglos tafonómicos (orientación). Finalmente, una vez sepultado el material fósil, habría quedado expuesto a condiciones de disolución y recristalización de los compuestos que conforman los esqueletos, por parte de las soluciones circundantes en la roca, las que constituyen pruebas claras de los procesos de alteración por corrosión.

Las evidencias fósiles halladas, establecen los elementos principales de la biota de ambientes continentales de climas subtropicales a tropicales, con desarrollo de sistemas fluvio-lacustres propios de grandes humedales.

En último lugar, a partir del análisis paleoautoecológico de los componentes fósiles reconocidos, sumado a las características de los depósitos en que fueron hallados, se propuso un **modelo paleoecológico conceptual** para el área de estudio.

8) A partir de agrupar diferentes facies sedimentarias vinculadas genéticamente y con un significado paleoambiental, se pudo identificar y caracterizar **14 asociaciones de facies**. La totalidad de las unidades sedimentarias reconocidas, fueron atribuidas a diferentes ambientes de origen continental. A pesar de esta condición, las asociaciones de facies presentes fueron subdivididas, según su afinidad paleoambiental, en **tres grupos**.

   El primer grupo, se encuentra representado por los depósitos sublitorales lacustres (*Flam*), la asociación de *shoreface* lacustre (*Ssho*), la asociación de *foreshore* arenosa (*Ssdf*) y la asociación de *foreshore* fangosa (*Fmdf*). Éstas caracterizan diferentes subambientes depositacionales afines a ambientes lacustres someros de grandes humedales.

   El segundo grupo, se integra por depósitos de prodelta (*Fpdel*), barras de desembocadura (*Sdmb*), canales distributarios terminales (*Stdch*), y de planicies deltaicas subácueas (*FSpds*). En este segundo caso, las asociaciones de facies mencionadas se vinculan a ambientes deltaicos desarrollados en cuerpos lacustres.

   Finalmente, el tercer grupo incluye los depósitos de canales simples (*Ssch*), canales meandrosos (*Scmen*), canales entrelazados (*Scent*), barras de desembocadura (*SFbdes*), lóbulos de desborde (*Slod*), y depósitos de planicie (*Fpdi*). En este último grupo, la combinación de diferentes asociaciones de facies permitió caracterizar los distintos tipos de sistemas fluviales presentes.

   En definitiva, los primeros dos grupos de unidades sedimentarias, se encuentran representados solamente en los sectores más septentrionales del área de estudio. Por su parte, los depósitos del tercer grupo de asociaciones de facies, se caracterizan por encontrarse ampliamente representados en toda el área de estudio.

9) A partir de integrar los distintos análisis mencionados hasta el momento, se reconocieron **4 sistemas de acumulación**.

El primero de los sistemas descriptos corresponde a los **sistemas fluviales entrelazados**, los cuales se hallan conformados por canales de tipo *braided*, que se relacionan con las planicies de inundación, tanto lateral como verticalmente. Durante los períodos de inundación, los canales transportaban una alta carga de sedimento arenoso llenando rápidamente sus cauces provocando la avulsión de los mismos y subsecuente erosión de las planicies aluviales. Dichos sistemas se habrían desarrollado en sectores proximales a intermedios con respecto a su área fuente, donde las paleocorrientes de estos sistemas indican una fuerte dirección de transporte hacia el SSE.

El segundo sistema depositacional pertenece a los **sistemas fluviales meandrosos**. El mencionado sistema de acumulación, se caracteriza por el predominio de canales meandrosos con una alta preservación de los depósitos de planicie de inundación. Los canales se movilizaban sobre las planicies de inundación por mecanismos de migración lateral y avulsión, en condiciones de gradación moderadas a altas, lo que permitió que las planicies adquieran una relativa estabilidad y resistencia a la erosión, generando un aumento del potencial de preservación y un aumento en la madures de los suelos. Estos sistemas fluviales se habrían desarrollado en sectores distales con respecto a su área de fuente, donde las paleocorrientes indican una fuerte dirección de transporte hacia el E y SSE. Los cambios que presenta este sistema depositacional, tanto en dirección norte-sur como en la vertical, hizo presumir la existencia de cambios en las tasas de generación de espacios de acumulación con respecto al aporte de sedimentos.

El tercer sistema de acumulación, atañe a los **sistemas lacustres someros**. Estos se hallan constituidos por rasgos característicos de las zonas supralitorales, litorales (*foreshore* - *shoreface*) y sublitorales, de clima subtropical a tropical. Donde la superposición de sucesiones somerizantes descriptas evidencian una alta recurrencia de estos ambientes en el tiempo, controlada tanto por factores alocíclicos como autocíclicos.

Finalmente, el cuarto sistema de acumulación concierne a los **sistemas deltaicos de pequeña escala** fluvio-dominados, los cuales se habrían construido principalmente como resultado de eventos de descargas fluviales densas dentro de un sistema lacustre de baja profundidad. Estos deltas de formas lobadas radiales, podían estar constituidos por un único lóbulo o coexistir varios lóbulos subacuáticos, en respuesta a procesos de avulsión; asimismo, durante las etapas de cese de aporte fluvial, el oleaje pudo haber retrabajado los depósitos deltaicos modificando levemente la morfología del lóbulo, distribuyendo y concentrando parte de los sedimentos en las acumulaciones de *shoreface* o de *nearshore* lacustre.

10) Se pudo establecer que la relación directa de varios elementos de estos sistemas depositacionales, forman parte de una compleja red hídrica de humedales intracontinentales, en donde los elementos de sistemas interactúan entre sí en forma dinámica y constante. Estos fueron reconocidos principalmente en el sector norte del área de estudio.

    A partir de ello, se describió y caracterizó por primera vez en la literatura, un modelo de acumulación detallado para el registro fósil, de los **sistemas de grandes humedales intracontinentales (*inland wetlands*), de climas tropicales a subtropicales.**

11) A través del arreglo vertical de los diferentes subambientes depositacionales relacionados genéticamente, se reconocieron superficies de inundación. Estas superficies delimitan la base y el techo de **parasecuencias** de espesores muy variables (1,5 a 15m).

12) A través del análisis e interpretación de la dinámica interna de las distintas parasecuencias, se logró evidenciar que existen cambios que responden a variaciones relativas en el nivel del agua de los sistemas, y que ponen de manifiesto **3 magnitudes** diferentes de éstas. Se encuentran representados por conjuntos de asociaciones de facies, que muestran **patrones cíclicos** de distintas jerarquías.

13) A partir del análisis de DRX y MEB-EDS, se comprobaron **cambios composicionales** de los argilominerales dentro de las parasecuencias, donde principalmente se observó de base a techo un aumento de los minerales esmectíticos en detrimento de los illíticos.

    Las evidencias obtenidas mediante el análisis de DRX y MEB-EDS, constatan el origen detrítico de los minerales illíticos, el cual se relaciona a procesos de meteorización física del área fuente de sedimento, posiblemente de unidades paleozoicas (e.g. Formación Los Monos). Por su parte, se asigna inicialmente un origen autigénico a la caolinita, vinculado al desarrollo de suelos en las planicies de inundación, que posteriormente fueron erosionados por los sistemas fluviales, transportando estos minerales hasta los sistemas lacustres (origen detrítico). Finalmente, se pudo determinar que los minerales esmectíticos se formaron a expensas de los minerales illíticos y feldespáticos, evidenciando un origen autigénico de estos minerales en los sistemas lacustres. Este proceso habría estado controlado principalmente por factores paleoclimáticos estacionales.

14) A raíz de los cambios observados en el desarrollo de los depósitos lacustres de humedales intracontinentales, se verifica que los **factores de control (alocíclicos)** preponderantes habrían sido principalmente **climáticos**, y en menor medida controlados por el **contexto geológico** (tectónica y composición del sustrato).

Indudablemente se registran variaciones de los umbrales climáticos interpretadas a partir de cambios composicionales y en los niveles relativos del nivel del agua. Es probable que sirvan para separar condiciones de mayor humedad de otras de menor humedad, las que a través de forzamientos estacionales habrían actuado durante periodos de tiempos específicos, con distintos órdenes de resolución.

Sin embargo, no se puede descartar que la tectónica (subsidencia) desempeñó un papel fundamental en la configuración de los sistemas, controlando la diferencia de elevaciones entre las salidas de agua y los depocentros (cierre del sistema), hecho que influye en forma directa, en el área y en las variaciones cíclicas de mayor jerarquía del sistema (arreglo del conjunto de parasecuencias). A su vez, jugó un papel fundamental controlando las áreas de aporte, acontecimiento que se ve reflejado en los argilominerales con composiciones principalmente illíticas.

Estas hipótesis claramente necesitan ser reforzadas con estudios de mayor detalle, donde los ciclos sedimentarios reconocidos sean examinados e interpretados en términos de forzamientos climáticos astronómicos, a partir de análisis composicionales detallados (geoquímicos y mineralógico), de calibración de curvas magnéticas, y datos geocronológicos precisos.

15) Dentro de las unidades estudiadas se identificaron, diferenciaron y reconstruyeron **3 estadios evolutivos** (intervalos), en un marco de evolución regional para el Mioceno de la Cuenca de Antepaís del Chaco. Éstos fueron identificados a partir del diseño de superposición estratigráfica de los sistemas de acumulación, limitados por superficies estratigráficas con significado secuencial.

El **primer intervalo** corresponde a los depósitos fluviales de tipo entrelazados de la Formación Tranquitas, que se distribuyen con un patrón de apilamiento vertical de tipo agradacional. La base de este intervalo se encuentra caracterizada por una superficie de erosión fluvial de escala regional, que representa un límite de secuencia (SB). Dicho estadio evidencia condiciones donde el aporte, proveniente esencialmente desde el norte del área de estudio, supera significativamente el espacio de acomodación, lo que permite inferir que este intervalo se desarrolló bajo un contexto donde el nivel de base se encontraba relativamente bajo (LST).

El **segundo intervalo** pertenece a la sección inferior de la Formación Yecua, la cual representa la instauración de sistemas de grandes humedales intracontinentales con desarrollo de subambientes principalmente fluvio-lacustres de climas húmedos subtropicales a tropicales. La base de este intervalo corresponde a una superficie neta generada por un cambio abrupto en los sistemas de acumulación, donde se hallan en contacto depósitos fluvio-lacustres distales por encima de

depósitos fluviales proximales (primer intervalo). Los mencionados cambios pueden ser vinculados a un ascenso relativo del nivel de base, por lo que la base de este intervalo puede interpretarse como una superficie transgresiva (ST). Los depósitos acumulados en este estadío, provenientes principalmente desde el nor-noroeste y oeste, presentan un arreglo interno agradacional a progradacional lo que permite inferir que se desarrollaron bajo un contexto estratigráfico secuencial de alta acomodación (HST).

Finalmente, el **tercer intervalo** corresponde a la sección superior de la Formación Yecua, que representa la expansión y el dominio de los sistemas fluviales meandrosos, con áreas de aporte provenientes del noroeste. La base de este estadío es identificada a partir del aumento significativo de las relaciones de C/P o por el pasaje de sistemas lacustres a netamente fluviales. Dicha superficie pone de manifiesto un descenso relativo del nivel de base, el cual puede ser interpretado como un límite de secuencia (SB). En este sentido, los sistemas fluviales habrían intentado alcanzar el equilibrio aumentando significativamente las proporciones de rellenos de canal bajo un contexto estratigráfico secuencial de baja acomodación (LST). El tope del tercer intervalo se encuentra asociado a un nuevo aumento del nivel de base (ST), que puede ser interpretado como la base de la Formación Tariquía.

16) Por último, en relación a las ingresiones marinas que afectaron al continente Sudamericano durante el Mioceno, las evidencias obtenidas durante el desarrollo de este trabajo de tesis, permiten postular la hipótesis de la existencia de un mega-humedal intracontinental, en lugar de la llegada de una lengua de mar a la región de los Andes Centrales.

    Este mega-humedal intracontinental, se habría desarrollado desde la región de la Amazonia Occidental hasta el noroeste argentino, durante el Mioceno medio – Mioceno tardío.

17) Este tipo de sistemas depositacionales, son controlados principalmente por el contexto tectónico y climático. Con respecto al contexto tectónico, es sabido que, para el Mioceno en la región de los Andes Centrales de Sudamérica, la carga tectónica originada por el levantamiento de la cordillera, produjo en forma continua la subsidencia del antepaís, desarrollando de este modo numerosas cuencas de tipo *foreland* a lo largo del continente.

    Durante el Oligoceno tardío al Mioceno temprano, se establecieron sistemas fluviales a partir del aporte de sedimentos provenientes de la cadena andina y del cratón Amazónico. Para aquel entonces, ya habría existido una división en estos sectores de las cuencas hídricas que drenaban hacia los mares del Caribe y Paranaense.

La instauración de los sistemas de fluvio-lacustres que conformaban el mega-humedal, habría ocurrido durante el Mioceno medio – Mioceno tardío, donde alcanzó su máxima extensión. El aporte de agua y sedimentos a este gran sistema provenía principalmente de los Andes, a pesar que el cratón Amazónico siguió siendo una fuente de suministro adicional a través de sistemas fluviales menores.

Desde el Mioceno tardío se establece la conexión del actual río Amazonas con el Océano Atlántico. El levantamiento y avance del frente orogénico andino durante el Mioceno tardío, generó la progresiva migración de los ambientes sedimentarios proximales hacia el antepaís, obteniendo como resultado el drenado y desaparición del mega sistema de humedales intracontinentales. Para este entonces, los sistemas fluviales se fusionaron originando lo que hoy conocemos como las cuencas hídricas de los ríos Amazonas y Paraná.

18) La hipótesis de la existencia de un sistema de mega-humedales intracontinental que ocupó gran parte del continente sudamericano durante el Mioceno, puede ser la respuesta a muchos de los interrogantes y controversias que hoy en día se siguen discutiendo. Este tipo de sistema habría interconectado las cuencas marinas que tuvieron lugar durante el mioceno sudamericano, proporcionando una vía para la diversificación de especies que se adaptaban a vivir en estos ambientes continentales de agua dulce.

    En resumidas cuentas, la naturaleza de éste complejo ambiente intracontinental, bajo la influencia de un clima cálido y húmedo, así como su transición al presente, todavía plantea innumerables interrogantes que quedan sin resolver.

ANEXOS

ANEXO 1

PEFILES SEDIMENTOLÓGICOS

A- LOCALIDADES RELEVADAS

A1.1- Perfil La Angostura (LA)

A1.2- Perfil Río Grande Abapó (RGAP)

A1.3- Perfil Charagua (CH)

A1.4- Perfil Río Parapetí (RP)

A1.5- Perfil Quebrada Victoria Oeste (QVCB)

A1.6- Perfil El Palmar Oeste (EPW)

A1.7- Perfil Piquirenda Viejo (PV)

A1.8- Perfil Quebrada Galarza (QG)

A1.9- Perfil San Pedrito (SP)

- A.1.9.1- Perfil San Pedrito 1 (SP1)
- A.1.9.3- Perfil San Pedrito 3 (SP3)
- A.1.9.4- Perfil San Pedrito 4 (SP4)

A1.10- Perfil Rio Bermejo (RB)

A1.11- Perfil Rio Iruya (RI)

Perfiles Sedimentológicos

Referencias

- Masiva
- E. Entrecruzada Planar
- E. Entrecruzada Tangencial
- E. Entrecruzada Sigmoidal
- E. Entrecruzada en Artesas
- E. Horizontal / L. Horizontal
- E. Entrecruzada de Bajo Ángulo
- Laminación Ondulítica
- Convoluta

- *Arenicolites*
- *Skolithos*
- *Planolites*
- Trazas de Insectos
- Huellas Vertebrado
- Grietas de Desecación
- Óndulas Corriente
- Óndulas Oscilación
- Óndulas Interferencia

- Fragmentos de Carbón
- Rizolitos/Rizoconcreciones
- Briznas Vegetales
- Rastros de Azufre
- Nódulos CO3
- Intraclastos Pelíticos
- Moteados/Barnices
- Muñecos de Tosca
- Muñecos de Loess
- Venas de Yeso

- Ooides
- Foraminíferos
- Ostrácodos
- Bivalvos
- Gastrópodos
- Crustáceos
- Escamas de Peces
- Pez Óseo
- Vertebrado
- *Mourasuchus* sp.

Facies Sedimentarias (texturas)

G: Areniscas Sabulíticas

SG: Areniscas Sabulíticas

S: Areniscas

Htaa-Hta: Heterolítica *Flaser*

Ht: Heterolítica *Wavy*

Htp-Htpp: Heterolítica Lenticular

L: Limolitas

F: Fangolitas

SMS: Areniscas Mixtas Silicocláticas

CMS: Areniscas Mixtas Aloquímicas

CMmS: Areniscas Mixtas Fang. Carb.

T: Areniscas y Pelitas Tobáceas

Calc: Calcretes

(estructuras)

m: masiva

p: e.e. planar

tn: e.e. tangencial

s: e.e. sigmoidal

t: e.e. en artesas

h: le. horizontal

b: bioturbado

l: e.e. bajo ángulo / l. horizontal

r-w: l. ondulítica

rc: l. ondulítica escalonada

d: e. convoluta / l. convoluta

bv: con bivalvos

od: con ooides

Asociaciones de Facies (AF)

S. Lacustres

- *Flam*
- *Ssho*
- *Ssdf*
- *Fmdf*

S. Deltaicos

- *Fpdel*
- *Sdmb*
- *Stdch*
- *FSpds*

S. Fluviales

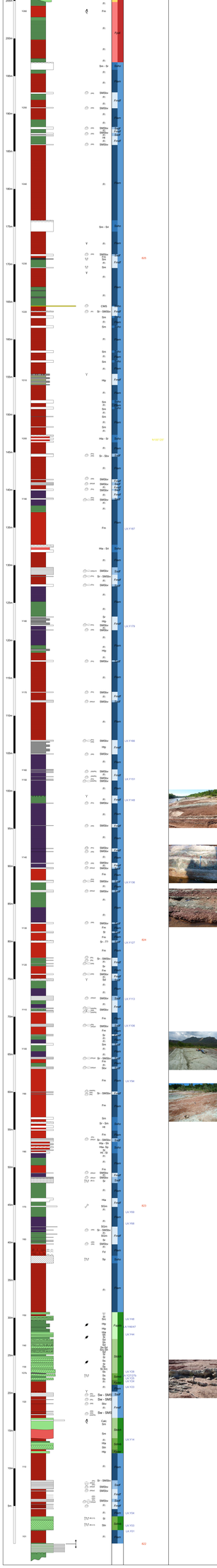
- *Ssch*
- *Scmen*
- *Scent*
- *SFbdes*
- *Slod*
- *Fpdi*

PERFIL LA ANGOSTURA

David Eric Tineo



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA | CONICET



PERFIL RÍO GRANDE ABAPÓ

David Eric Tineo

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA | CONICET



Conglomerado | Grainstone | Sabulita | Packstone | Arenisca | Wackestone | Limolita | Mudstone | Fangolita

Escala 1:100

Nivel	Fósiles	Facies	AF	Muestra	GPS	Rbz
85m						
238		SMSod			158	
		SMSod		RGAP.236		
		Sr - SMSod		RGAP.235		
		SMSod	Ssho	RGAP.232		
		Fl				
80m 230		SMSod		RGAP.230		
		Fl		RGAP.228		
		SMSod	Fmdf			
	(AN)	SMSbv				
		Fl	Flam			
	(AN)	SMSbv	Ssdf			
		Fl	Flam			
	(AN)	Sr - SMSbv	Ssdf	RGAP.223		
		Fl				
		Fm	Flam			
75m	(Al)	SMSbv				
	(Al)	SMSbv				
	(Al)	SMSbv				
		Fl				
		Sr				
220		Fl				
	(Al)	SMSbv	Fmdf			
		Sr				
	(Al)	Fl				
		SMSbv				
		Fl				
70m	(Al)	Fm				
		SMSbv				
		Fl				
		Fl - T?		RGAP.215		
		Fm	Flam			
	(AN/PA)	Sr - SMSbv	Ssdf	RGAP.213		
		Fm	Flam	RGAP.212		
65m 210	(AN)	SMSbv				
	(AN)	Fm				
	(AN)	SMSbv	Fmdf			
	(AN)x2	SMSbv				
	(AN)x3	SMSbv	Ssdf			
200	(AN)	SMSbv	Fmdf			
	(AN)	SMSbv				
	(Al)	Fl				
		Fm				
		Fl -T?				
		Fm	Flam			
60m		Fl - T?		RGAP.193		
		Fm				
190		Fl				
	(AN)		Fmdf			
	(AN)2	SMSbv	Ssdf			
	(AN)	Fl	Fmdf	RGAP.184		
	(Al)	SMSbv				
	(AN)					
		Fm	Flam			
55m 180	(AN)x2	SMSbv		RGAP.180	157	
	(PA)x3	Sri - SMSbv	Ssdf			N260/16
	(AN)x4	SMSbv				
		Fm	Flam	RGAP.177		
	(AN)	SMSbv				
	(AN)	SMSbv	Fmdf	RGAP.173		
		Fl				
170		Sm				
	(AN)x4	SMSbv	Ssdf			
50m		Fm				
			Flam			
				RGAP.167		
	(Al)	Fl			156	
	(AN)	SMSbv				
		Fl				
160	(AN)	SMSbv	Fmdf			
45m	(AN)	SMSbv		RGAP.151		
150		Fm	Flam	RGAP.150		
	(AN)	SMSbv	Ssdf	RGAP.149		
		Fl	Fmdf			
	(AN)	SMSbv	Ssdf			
	(AN)	SMSbv	Fmdf			
		Fm	Flam			
40m						
140	(PA)	SMSbv	Ssdf	RGAP.140		
	(AN)x5	SMSbv	Fmdf	RGAP.135		
	(AN)	Fm	Flam			
130	(AN/PA)	SMSbv	Ssdf			
	(AN)	Fl	Flam			
		SMSbv	Ssdf	RGAP.128		
	(AN)x2	SMSbv	Fmdf			
	(AN)	Sm	Ssdf			
			Fmdf			
35m		Fm	Flam	RGAP.122		
120	(UPA)	SMSbv	Ssdf			
	(AN)	Fl	Fmdf	RGAP.117		
	(AN)x3	SMSbv	Ssdf	RGAP.114		
	(Al)	Sr - SMSbv	Fmdf	RGAP.111		
110	(AN)	SMSbv				
		Fm	Flam			
	(AN)	SMSbv				
30m	(AN/PA)	SMSbv	Fmdf			
	(AN)	Fm				
100	(AN/PA)	SMSbv	Ssdf			
	(AN)	SMSbv	Fmdf	RGAP.98		
	(Al)	Fl				
		CMS	Ssho	RGAP.96		
	(AN)x2	Fl	Fmdf	RGAP.95		
	(AN)	SMSbv				
		Fm	Flam	RGAP.91		
90	(AN)x3	SMSbv	Ssdf	RGAP.90		
	(AN)x2	SMSbv	Fmdf			
		Fl	Ssdf			
		Fm				
	(AN)	SMSbv	Fmdf			
25m		Fm				
		Fl	Flam	RGAP.82	154	
80	(AN)x2	SMSbv	Ssdf	RGAP.79		
	(AN)x3	SMSbv		RGAP.72		
	(AN)	Fl				
70	(AN)	SMSbv		RGAP.69		
		Fm	Fmdf			
	(AN)	SMSbv				
		Fl				
	(AN)	SMSbv				
60		Fl	Flam			
	(AN)x4	SMSbv	Ssdf			
	(AN)	SMSbv	Fmdf			
	(AN)x3	SMSbv	Ssdf			
20m		Sr - SMSbv	Fmdf	RGAP.56		
		CMS	Ssho	RGAP.55		
		Fm	Flam	RGAP.54		
	(AN)	Sr - SMSbv	Fmdf			
50	(AN/PA)	SMSbv	Ssho	RGAP.47		
		CMS				
	(AN)x3	SMSbv				
40	(AN)	SMSbv	Fmdf	RGAP.37		
	(AN/PA)	SMSbv				
	(AN)	SMSbv				
30	(AN/PA)	Fm	Flam			
	(AN)	SMSbv	Ssdf			
15m		Fl	Flam			
	(AN)x2	SMSbv	Fmdf			N260/20
	(AN)					
		Fm	Flam	RGAP.22		
20	(AN)	SMSbv	Ssdf	RGAP.21		
		Fl	Flam			
			Ssdf			
	(AN)	SMSbv	Flam			
10m			Ssdf			
	(AN)x4	SMSbv				
			Flam			
		Fl				
	(AN)	SMSbv	Ssdf			
		Fl	Flam			
	(AN)x3	SMSbv	Ssdf			
5m		Fl	Fmdf			
	(AN)	SMSbv	Ssdf			
	(AN)x3	SMSbv	Fmdf	RGAP.10		
10	(AN)	SMSbv	Ssdf	RGAP.07		
		Fl	Fmdf			
			Flam			
			Ssdf			
	(AN)	SMSbv	Flam			
	(AN)	Fl	Fmdf		153	
			Flam			

Fotos











PERFIL CHARAGUA



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA | CONICET

Escala 1:100 | Nivel | Fósiles | Facies | AF | Muestra | GPS | Rbz | Fotos



PERFIL RÍO PARAPETÍ

David Eric Tineo



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA | CONICET

Escala 1:100

Nivel

Conglomerado, Grainstone, Sabulita, Packstone, Arenisca, Wackestone, Limolita, Mudstone, Fangolita

Fósiles

Facies

AF

Muestra

GPS

Rbz

Fotos

75m
70m
120
65m
60m
55m
50m
110
45m
40m
35m
100
30m
25m
90
20m
15m
80
10m
70
60
5m

Sl-St Ssch
Fl Fpdi
Ss-St
Ss Scmen
Sm
St Ssch
Fm Fpdi
St Ssch
Fl Fpdi
Ht SFbdes
Sl Slod
Fl Fmdf
Calc Ssho
Fl Flam
Sm
Sm Ssho
Ht - T? RP.106
Hta
Fm Flam
Stn
St Scmen
Ht SFbdes
Fl Fpdi
St Scmen
St
Fm
Sl Fmdf
Fl
Sl-St Stdch
Sl
Hta Ssdf
Sl
Sm Ssho
Htp
Hta Flam
Fl
Sm Ssho
Ht
Calc Ssho
Fl Flam
Calc
Sl
Fl Ssho
Sm
Fl
Sr Ssdf
Sm
Fl
Sl
Fl Fmdf
Sm
Ht
Fl
Calc
Ht
Sm Ssho
Fl
Sm
Ht
Sm Flam
Fm
Calc
Hta
Calc Ssho
Hta
Ht
Fm Fpdi

GPS 342
GPS 341
GPS 340
Rbz N100°/23°
RP.56
GPS 339



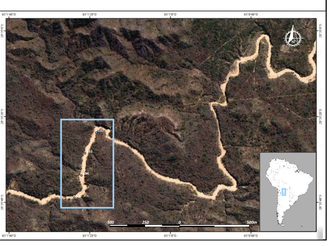






PERFIL Qda VICTORIA OESTE

David Eric Tineo



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA | CONICET

Escala 1:100

Nivel

Conglomerado, Arenisca, Limolita, Fangolita, Sabulita, Grainstone, Packstone, Wackestone, Mudstone

Fósiles

Facies

AF

Muestra

GPS

Rbz

Fotos

55m
50m
45m
40m
35m
30m
25m
20m
15m
10m
5m

80
70
60
50
40

Sm Fm St Fm St Fm St Htpp Fl Fl Fm Calc St Calc Fm Htp Stn SGh-SGg Stn Ht Fm Ht Fm Fm Calc Sm Fm Sm Fm Ht Ss Fl (Al) SGh-Sh Fl Ss Fm Htp Sm Htp Ht Sm Sm Fm SGs Hta SGs

Scmen *Fpdi* *Scmen* *Fpdi* *Scmen* *Fpdi* *Scmen* *Fpdi* *Fpdi* *Scmen* *Fpdi* *SFbdes* *Ssch* *SFbdes* *Fpdi* *SFbdes* *Fpdi* *Ssch* *Fmdf* *Ssho* *Flam* *Ssho* *Flam* *Ssho* *Flam* *Ssho* *Flam* *Ssho*

GPS 135

QVC-B.74
QVC-B.73
QVC-B.72
QVC-B.70
QVC-B.65
QVC-B.63
QVC-B.58
QVC-B.53
QVC-B.50
QVC-B.48
N212°/27°
QVC-B.40
QVC-B.38
GPS 134











PERFIL EL PALMAR OESTE

David Eric Tineo



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA | CONICET

Escala 1:100

Nivel

Conglomerado | Cretácico
Arenisca | Terciario
Arcillolita | Mioceno
Limolita | Plioceno
Paleógeno

Fósiles

Facies

AF

Muestra

GPS

Rbz

Fotos

130m
125m
120m
115m
110m
105m
100m
95m
90m
85m
80m
75m
70m
65m
60m
55m
50m
45m
40m
35m
30m
25m
20m
15m
10m
5m

200
190
180
170
160
140
130
120
110
100

Sm
Fm
Sm
Fm
Sm
Fm
Sm
St
Fm
Sm
Sm
Fm
Sm
Fm
St
Fm
St
Fm
Sm
Fl
Fm
Sm
St
Fm
Sm
Sm-Fl
St
Ht
St
Fl
Sm
St
Stn
Sm
Sm
Fl
Sm
Ht
Stn
Fm
Sm
St
Sm
Sm
Fm
Sm
Fl
Sm
Fm
Sm
Fl
Stn
Fm
Stn
Fm
St
Fm
Sm
Fm
St
Sm
Sm
Sm
Fm
St
Sm
Fm
St
Sm
Sm
St
Sm-St
St

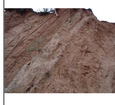
Facies: Fpdl, Scrs, Sacn, SFcplns, Sbcl, Stcd

EPW.188
EPW.187
EPW.180
EPW.173
EPW.161
EPW.160
EPW.140
EPW.137
EPW.129
EPW.126
EPW.120
EPW.117
EPW.116
EPW.113
EPW.108
EPW.106
EPW.104
EPW.103
EPW.102

GPS 169
GPS 168
N290°/53°
N293°/60°
GPS 166/7
GPS 165
N294°/62°
GPS 164
N295°/66°









PERFIL PIQUIRENDA VIEJO

David Eric Tineo



UNIVERSIDAD NACIONAL DE SALTA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES

Escala 1:100

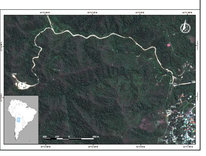
Litología
Arenisca
Limolita
Arcilla

Estructuras sedimentarias
Estratificación cruzada
Laminación paralela
Ondulitas
Bioturbación
Nódulos
Concreciones
Fósiles

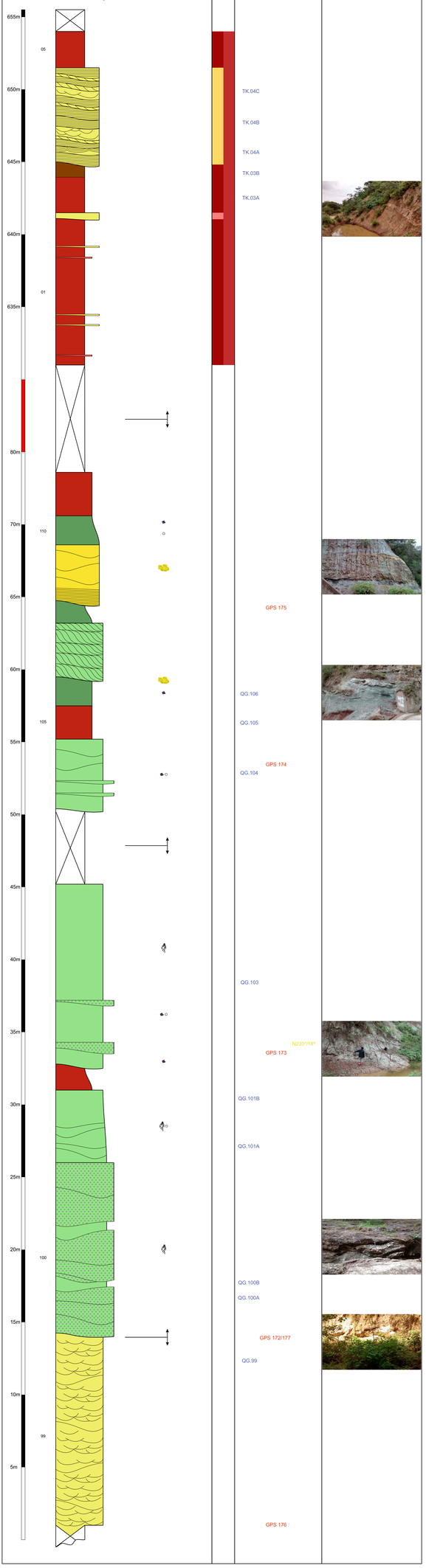
Formación / Unidad | Nivel | Litología | Facies | AP | Muestra - GPS | Rbo | Fotos

PERFIL Qda GALARZA

David Eric Tineo

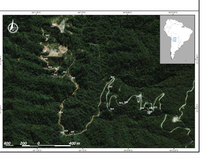


UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA | CONICET



PERFIL SAN PEDRITO 1

David Eric Tineo



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA | CONICET

Escala 1:100 | Nivel | Fósiles | Facies | AF | Muestra | GPS | Rbz | Fotos

Conglomerado | Grainstone
Sabulita | Packstone
Arenisca | Wackestone
Limolita | Mudstone
Fangolita

105m
100m
95m
90m
85m
80m
75m
70m
65m
60m
55m
50m
45m
40m
35m
30m
25m
20m
15m
10m
5m

40
30
20
10
01

Fm Fldi
Sm Ssth
Fm Fldi
Sm Sstl
Fm Fldi
Sm Sstl
Fm Fldi
Ht SFbdes
Sm Scmen
Fm Sscl
Sm Sscl
Fm Fldi
Sm Scmen
Fm Fldi
Sm Scmen
Ht SFbdes
Sm Sstl
Fm Fldi
Ht SFbdes
Sm Scmen
Fm Fldi
Ht SFbdes
Sm Sstl
Fm Fldi
Sm Sstl
Fm Fldi
Sm-Sl Sfod
Fm Fldi
Lm Scmen
Sm
Fm Fldi
Sm Sstl
Fm Fldi
Sm Sstl
Fm Fldi
Sm Sstl
Fm Fldi
Fl Fldi
Sl-Stn
Sl-Stn Scent
Sl-Stn
Fl Fldi
Sl-Stn
Sl-Stn Scent
Sl-Stn
Fl Fldi
Sm Scent

GPS 359
SP1.31
SP1.12
GPS 358
GPS 357
SP1.03
N292°/67°
SP1.02
GPS 356







PERFIL SAN PEDRITO 3

David Eric Tineo



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
CONICET

Escala 1: 100 | Nivel | Litofacies | Facies | AF | Muestra | GPS | Rbz | Fotos

Litofacies: Arenisca, Limolita, Arcilla, Fosforita, Conglomerado, Tobas











PERFIL SAN PEDRITO 4

David Eric Tineo



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
CONICET

Escala 1:100 | Nivel | Conglomerado, Arenisca, Limolita, Fangolita, Caliza, Evaporita, Paleosuelo, Tobas | Fósiles | Facies | AF | Muestra | GPS | Rbz | Fotos

845m
840m
839m
835m
830m
825m
820m
815m
810m
805m
105m
100m
95m
90m
85m
80m
75m
70m
65m
60m
55m
50m
45m
40m
35m
30m
25m
20m
15m
10m
5m

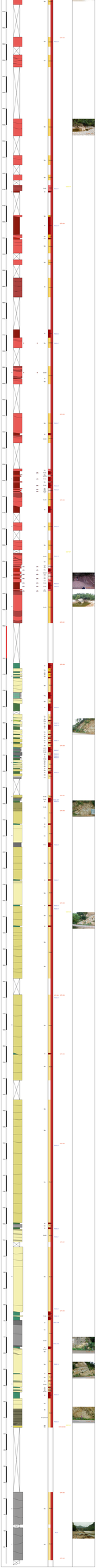
St-Sln
Fm
Lm
Fm
Ll
St
Sln
Lm-Fm
Fm
Lm
St
St
Sln
Sln
Fm
Lm
Ht
Lm
Ht
Sln
St
Ss
Lm
Fm
Sm
Sm
Fm
Sm
Fl
St-Sln
Sl-Sln
Sl
Sln
Sln
St
St
St-Sln
St-Sln
Sln-Sm
Fl-Ll
Sl
Fl-Ll
Sln-Sm
Ll
Sl
Ll
Sl
Sm-Sl
Fm
Sln-Sl
Sln-Sl
Sln-Sl
Sln-Sl
Sln-Sl
Sln-Sl
Sln
St
Sl
Sh
Sln
Ss-Sw-Sl-Sh
Lm-Sm
Sln-Sl
Fm-Ll
Sl

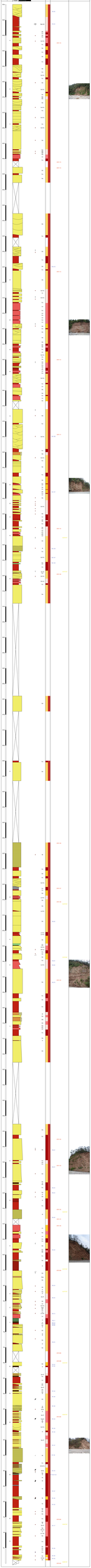
Soco
Soco
Fm
Soco
Soco
Soco

PERFIL RÍO BERMEJO

Ideal for Trace







ANEXO 2

DATOS DEL ANÁLISIS COMPOSICIONAL

A- DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Tabla5.1- Perfil La Angostura (LA)

Tabla5.2- Perfil Río Grande Abapó (RGAP)

Tabla5.3- Perfil Charagua (CH)

Tabla5.4- Perfil Río Parapetí (RP)

Tabla5.5- Perfil Quebrada Victoria Oeste (QVC-B)

Tabla5.6- Perfil El Palmar Oeste (EPW)

Tabla5.7- Perfil Piquirenda Viejo (PV)

Tabla5.8- Perfil Quebrada Galarza (QG)

Tabla5.9- Perfil San Pedrito (SP)

Tabla5.10- Perfil Rio Bermejo (RB)

Tabla5.11- Perfil Rio Iruya (RI)

B- MODAS COMPOSICIONALES

Tabla5.12- Composición Areniscas Silicoclásticas y Mixtas

Difracción de Rayos X

Tabla 5.1

Perfil La Angostura (LA)

	Roca Total									Arcillas					
Muestra	Qz %	Arc %	Fk %	Plg %	Ca %	Dol %	Py %	Zeo %	Otr %	I %	Sm %	IS %	Zeo %	K %	Cl %
LA-Y187	A	A	ME	ME	E	-	ME	-	E	55	2	7	-	9	4
LA-Y179	E	E	Tr	Tr	MA	-	-	-	Tr	-	-	-	-	43	7
LA-Y166	ME	E	Tr	Tr	MA	Tr	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-
LA-Y151	E	E	ME	ME	MA	Tr	Tr	-	ME	24	8	7	-	15	3
LA-Y148	M	A	ME	E	E	ME	ME	-	ME	39	4	11	-	9	4
LA-Y136	A	A	E	E	M	Tr	Tr	-	E	47	5	6	-	8	3
LA-Y127	MA	ME	ME	ME	A	Tr	-	-	Tr	20	13	9	-	5	2
LA-Y118	M	A	ME	E	E	ME	ME	-	E	33	4	18	-	9	4
LA-Y113	Tr	E	Tr	Tr	MA	Tr	-	-	ME	30	9	9	-	4	5
LA-Y106	A	E	Tr	Tr	A	-	-	-	ME	35	7	12	-	7	3
LA-Y94	A	A	ME	E	ME	ME	ME	-	E	42	3	9	-	11	5
LA-Y69	MA	M	ME	E	Tr	Tr	-	-	ME	6	22	3	-	1	-
LA-Y68	MA	A	ME	E	Tr	Tr	-	-	ME	5	22	-	-	2	1
LA-Y48	MA	ME	ME	-	E	Tr	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-
LA-Y46-47	MA	M	ME	ME	Tr	Tr	-	-	ME	7	22	2	-	1	-
LA-Y44	MA	E	ME	-	M	Tr	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-
LA-Y28	MA	ME	ME	-	A	Tr	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-
LA-Y27bis	MA	M	ME	ME	Tr	Tr	-	-	Tr	7	20	2	-	4	1
LA-Y27	MA	ME	E	Tr	A	Tr	-	-	Tr	64	-	-	-	12	6
LA-Y25	MA	E	Tr	Tr	E	-	-	-	Tr	30	14	-	-	5	2
LA-Y24	A	A	Tr	ME	E	ME	Tr	-	E	47	5	6	-	9	3
LA-Y23	M	A	ME	ME	A	ME	Tr	-	E	39	5	10	-	11	3
LA-Y14	MA	A	ME	ME	ME	ME	-	-	E	19	10	5	-	12	4
LA-Y04	E	A	ME	E	M	ME	ME	-	E	50	4	12	-	5	3
LA-Y03	MA	M	ME	-	M	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-
LA-Y01	A	A	ME	E	ME	-	ME	-	E	40	7	5	-	8	3

Difracción de Rayos X

Tabla 5.2

Perfil Río Grande Abapó (RGAP)

	Roca Total									Arcillas					
Muestra	Qz %	Arc %	Fk %	Plg %	Ca %	Dol %	Py %	Zeo %	Otr %	I %	Sm %	IS %	Zeo %	K %	Cl %
RGAP - 236	MA	M	Tr	Tr	M	-	-	-	Tr	37	4	11	-	12	5
RGAP - 235	A	ME	-	Tr	A	Tr	Tr	-	ME	-	-	-	-	-	-
RGAP - 232	A	E	ME	Tr	A	Tr	Tr	-	ME	48	-	21	-	10	6
RGAP - 230	A	E	Tr	Tr	A	Tr	Tr	-	ME	66	-	34	-	-	-
RGAP - 228	M	E	Tr	Tr	MA	Tr	Tr	-	Tr	19	10	19	-	9	3
RGAP - 223	MA	E	ME	Tr	A	-	-	-	Tr	26	8	20	-	7	4
RGAP - 215	E	E	Tr	Tr	MA	-	Tr	-	Tr	31	6	15	-	8	6
RGAP - 213	A	E	Tr	Tr	MA	Tr	-	-	Tr	45	-	21	-	10	7
RGAP - 212	A	A	ME	ME	E	Tr	ME	-	ME	31	5	27	-	8	3
RGAP - 193	M	A	E	ME	M	ME	-	-	ME	28	10	5	-	10	2
RGAP - 184	MA	A	ME	E	ME	-	ME	-	ME	23	10	6	-	11	5
RGAP - 180	MA	E	Tr	ME	E	Tr	-	-	Tr	24	12	3	-	8	4
RGAP - 177	A	A	ME	E	E	Tr	ME	-	ME	42	6	9	-	10	2
RGAP - 173	M	M	Tr	ME	MA	Tr	Tr	-	ME	27	10	11	-	10	2
RGAP - 167	A	A	ME	E	E	ME	ME	-	ME	36	6	6	-	11	6
RGAP - 151	M	E	Tr	Tr	MA	Tr	-	-	Tr	38	5	18	-	6	6
RGAP - 150	A	A	ME	ME	ME	ME	E	-	ME	22	11	3	-	11	4
RGAP - 149	A	ME	Tr	-	A	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-
RGAP - 140	A	MA	ME	E	ME	ME	ME	-	ME	39	5	18	-	8	3
RGAP - 135	E	E	-	Tr	MA	Tr	Tr	-	Tr	27	3	46	-	5	3
RGAP - 128	A	E	ME	Tr	A	Tr	Tr	-	Tr	37	6	9	-	10	5
RGAP - 122	MA	A	ME	E	ME	ME	ME	-	ME	38	6	11	-	8	7
RGAP - 117	A	ME	ME	Tr	A	-	-	-	Tr	22	15	20	-	-	-
RGAP - 114	A	A	E	ME	ME	Tr	ME	-	ME	41	4	8	-	10	8
RGAP - 111	A	MA	ME	E	ME	ME	ME	-	ME	45	6	14	-	7	2
RGAP - 98	A	ME	ME	Tr	A	-	-	-	Tr	33	9	-	-	13	3
RGAP - 96	A	ME	ME	-	MA	-	-	-	Tr	63	-	-	-	17	2
RGAP - 95	A	A	ME	ME	ME	ME	ME	-	ME	40	5	15	-	10	4
RGAP - 91	A	A	ME	E	ME	Tr	ME	-	ME	53	3	13	-	8	4
RGAP - 90	A	ME	ME	-	MA	-	-	-	Tr	18	21	-	-	-	-
RGAP - 82	A	A	-	ME	ME	Tr	ME	-	E	30	5	23	-	9	4
RGAP - 79	E	E	-	Tr	MA	Tr	-	-	Tr	38	7	9	-	9	3
RGAP - 72	MA	A	ME	ME	ME	ME	ME	-	ME	-	-	-	-	-	-
RGAP - 69	M	A	E	E	ME	Tr	ME	-	ME	49	5	12	-	5	3
RGAP - 56	A	A	ME	E	E	ME	ME	-	E	39	4	10	-	13	4
RGAP - 55	A	E	ME	Tr	MA	-	-	-	Tr	43	-	14	-	11	11
RGAP - 54	A	A	Tr	ME	ME	Tr	Tr	-	ME	57	3	6	-	9	4
RGAP - 47	E	E	Tr	-	MA	Tr	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-
RGAP - 37	E	E	-	Tr	MA	Tr	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-
RGAP - 22	A	A	ME	ME	E	Tr	ME	-	ME	61	2	7	-	10	2
RGAP - 21	E	E	Tr	Tr	MA	Tr	Tr	-	Tr	47	6	13	-	6	2
RGAP - 10	M	E	Tr	Tr	MA	Tr	-	-	Tr	47	-	-	-	19	7
RGAP - 07	A	A	ME	E	Tr	Tr	ME	-	ME	23	8	6	-	17	3

Difracción de Rayos X

Tabla 5.3

Perfil Charagua (CH)

	Roca Total									Arcillas					
Muestra	Qz %	Arc %	Fk %	Plg %	Ca %	Dol %	Py %	Zeo %	Otr %	I %	Sm %	IS %	Zeo %	K %	Cl %
CHS-Y104	MA	ME	Tr	ME	E	-	-	-	Tr	25	6	10	-	15	6
CHS-Y96	A	ME	ME	Tr	A	Tr	-	-	ME	32	6	8	-	12	5
CHS-Y95B	MA	ME	ME	ME	ME	Tr	-	-	Tr	32	8	8	-	10	5
CHS-Y95A	MA	ME	ME	Tr	Tr	-	-	-	Tr	13	17	5	-	6	2
CHS-Y93	MA	E	Tr	ME	ME	ME	Tr	-	Tr	16	15	6	-	4	5
CHS-Y84	A	A	ME	ME	ME	Tr	ME	-	ME	39	11	13	-	2	1
CHS-Y81	MA	ME	Tr	ME	E	-	-	-	Tr	13	18	5	-	5	1
CHS-Y70	A	A	ME	ME	ME	ME	ME	-	ME	36	12	2	-	3	4
CHS-Y66	MA	ME	Tr	ME	ME	-	-	-	Tr	23	15	-	-	5	3
CHS-Y62	MA	E	Tr	ME	Tr	Tr	Tr	-	ME	23	15	4	-	4	3
CHS-Y60	MA	E	Tr	ME	M	ME	Tr	-	Tr	13	18	7	-	3	2
CHS-Y58	MA	ME	Tr	ME	E	Tr	Tr	-	Tr	13	18	6	-	3	3
CHS-Y54	MA	E	Tr	ME	A	Tr	-	-	ME	13	19	2	-	2	2
CHS-Y49	M	A	E	E	ME	Tr	ME	-	E	8	23	-	-	-	-
CHS-Y48	MA	E	Tr	ME	E	ME	-	-	ME	18	18	4	-	1	2
CHS-Y45	MA	ME	Tr	Tr	A	Tr	-	-	Tr	16	17	6	-	4	2
CHS-Y44	MA	M	Tr	ME	Tr	Tr	Tr	-	Tr	14	20	1	-	1	1
CHS-Y43	MA	ME	ME	ME	E	-	Tr	-	Tr	12	18	3	-	4	2
CHS-Y37	MA	ME	ME	-	M	ME	-	-	Tr	45	-	55	-	-	-
CHS-Y36	A	A	ME	E	ME	Tr	Tr	-	ME	36	13	1	-	3	3
CHS-Y35	A	E	E	ME	A	-	Tr	-	ME	29	8	17	-	7	4
CHS-Y34	MA	A	ME	ME	ME	Tr	ME	-	ME	41	9	9	-	3	2
CHS-Y33	A	E	Tr	Tr	A	-	-	-	Tr	45	7	12	-	5	3
CHS-Y32	MA	E	M	ME	ME	-	Tr	-	ME	45	8	7	-	4	4
CHS-Y31	MA	E	ME	Tr	ME	Tr	-	-	Tr	5	22	3	-	1	1
CHS-Y25	A	A	Tr	E	ME	ME	Tr	-	ME	31	15	-	-	2	3
CHS-Y20	MA	E	Tr	ME	M	-	-	-	Tr	29	12	5	-	6	3
CHS-Y16	MA	E	Tr	ME	-	Tr	-	-	Tr	12	19	5	-	2	3
CHS-Y15	A	A	ME	ME	ME	ME	Tr	-	ME	45	8	7	-	4	4
CHS-Y13	MA	ME	ME	Tr	A	-	-	-	Tr						
CHS-Y10	MA	ME	ME	-	E	-	-	-	Tr	24	15	18	-	-	-
CHS-Y05	MA	Tr	ME	-	M	-	-	-	Tr						
CHS-Y04	MA	E	E	Tr	ME	-	-	-	ME	8	20	3	-	3	1
CHS-Y03B	MA	E	ME	ME	ME	-	-	-	Tr	4	22	2	-	2	1
CHS-Y02	A	A	Tr	ME	A	Tr	Tr	-	ME	43	8	14	-	4	3

Difracción de Rayos X

Tabla 5.4

Perfil Río Parapetí (RP)

	Roca Total									Arcillas					
Muestra	Qz %	Arc %	Fk %	Plg %	Ca %	Dol %	Py %	Zeo %	Otr %	I %	Sm %	IS %	Zeo %	K %	Cl %
RP-123	MA	ME	ME	Tr	A	-	-	-	Tr	19	15	8	-	1	6
RP-122	MA	A	Tr	ME	ME	ME	Tr	-	ME	42	10	-	-	2	7
RP-120	A	ME	Tr	Tr	MA	-	-	Tr	ME	20	10	19	6	5	2
RP-117	A	A	Tr	ME	ME	Tr	ME	-	ME	54	4	13	-	1	8
RP-106	MA	M	ME	E	ME	Tr	Tr	-	ME	33	12	6	-	3	4
RP-104	A	A	ME	ME	ME	Tr	ME	-	ME	37	10	4	-	4	5
RP-101	MA	M	ME	ME	ME	Tr	Tr	-	ME	37	8	5	-	8	5
RP-99	MA	ME	Tr	ME	M	-	-	-	Tr	23	12	6	-	9	4
RP-80	MA	A	ME	ME	E	Tr	Tr	-	ME	30	14	5	-	2	2
RP-79	MA	ME	ME	-	E	-	-	-	Tr	41	8	11	-	5	2
RP-57	MA	E	ME	ME	Tr	Tr	Tr	-	ME	14	14	17	-	4	4
RP-56	A	ME	Tr	ME	A	-	-	-	Tr	39	6	-	-	8	11

Difracción de Rayos X

Tabla 5.5

Perfil Qda. Victoria Oeste (QVC-B)

	Roca Total									Arcillas					
Muestra	Qz %	Arc %	Fk %	Plg %	Ca %	Dol %	Py %	Zeo %	Otr %	I %	Sm %	IS %	Zeo %	K %	Cl %
QVC-B-74	MA	A	ME	ME	E	Tr	Tr	-	ME	40	6	4	-	12	4
QVC-B-73	M	A	ME	E	A	ME	Tr	-	E	49	3	4	-	11	6
QVC-B-72	A	A	Tr	ME	A	ME	ME	-	ME	49	5	3	-	9	4
QVC-B-70	MA	ME	Tr	Tr	ME	-	-	-	Tr	32	8	8	-	8	6
QVC-B-65	E	E	Tr	Tr	MA	ME	Tr	-	ME	16	10	16	-	6	8
QVC-B-63	A	A	Tr	ME	M	Tr	Tr	-	ME	32	5	20	-	10	3
QVC-B-58	MA	ME	ME	ME	ME	-	-	-	Tr	16	17	2	-	5	1
QVC-B-53	MA	ME	ME	ME	ME	-	-	-	Tr	33	8	14	-	8	3
QVC-B-50	MA	M	ME	ME	Tr	Tr	Tr	-	ME	44	6	13	-	5	5
QVC-B-48	E	MA	ME	ME	E	ME	ME	-	E	58	3	6	-	7	5
QVC-B-40	A	E	ME	ME	A	-	-	-	ME	28	10	7	-	10	4
QVC-B-38	MA	ME	Tr	Tr	A	-	-	-	Tr	24	12	15	-	4	2

Difracción de Rayos X

Tabla 5.6

Perfil El Palmar Oeste (EPW)

	Roca Total									Arcillas					
Muestra	Qz %	Arc %	Fk %	Plg %	Ca %	Dol %	Py %	Zeo %	Otr %	I %	Sm %	IS %	Zeo %	K %	Cl %
EPW-188	MA	ME	ME	ME	ME	Tr	-	-	Tr	9	21	1	-	1	2
EPW-187	A	A	ME	ME	E	Tr	-	-	ME	17	18	5	-	1	1
EPW-180	MA	E	Tr	ME	Tr	-	-	-	Tr	11	20	2	-	2	2
EPW-173	MA	M	Tr	ME	ME	-	-	-	ME	28	14	3	-	4	2
EPW-161	MA	ME	Tr	Tr	E	-	-	-	Tr	9	21	2	-	1	2
EPW-160	MA	A	ME	ME	ME	-	-	-	E	13	20	4	-	-	2
EPW-140	MA	ME	ME	Tr	Tr	-	-	-	Tr	16	17	4	-	3	3
EPW-137	A	A	ME	E	ME	ME	-	-	ME	30	13	1	-	4	4
EPW-129	A	A	ME	E	ME	ME	-	-	E	20	17	1	-	2	2
EPW-126	MA	A	Tr	E	ME	-	-	-	ME	22	16	4	-	3	2
EPW-120	MA	E	ME	Tr	ME	-	-	-	Tr	4	23	1	-	1	1
EPW-117	MA	M	Tr	ME	Tr	-	-	-	ME	59	4	9	-	6	2
EPW-116	MA	E	ME	ME	M	-	-	-	Tr	7	21	1	-	2	1
EPW-113	MA	E	ME	ME	Tr	-	-	-	Tr	4	23	1	-	-	-
EPW-108	MA	E	Tr	Tr	-	-	-	-	Tr	3	24	-	-	1	1
EPW-106	A	A	ME	E	ME	-	-	-	ME	15	20	-	-	-	2
EPW-104	MA	E	Tr	ME	E	-	-	-	Tr	3	24	1	-	-	-
EPW-103	MA	E	Tr	ME	Tr	-	-	-	ME	5	23	-	-	-	1
EPW-102	A	A	ME	ME	ME	-	-	-	ME	17	19	1	-	1	1

Difracción de Rayos X

Tabla 5.7

Perfil Piquirenda Viejo (PV)

	Roca Total									Arcillas					
Muestra	Qz %	Arc %	Fk %	Plg %	Ca %	Dol %	Py %	Zeo %	Otr %	I %	Sm %	IS %	Zeo %	K %	Cl %
PV-39	MA	ME	Tr	ME	Tr	-	ME	-	Tr	25	15	8	-	2	2
PV-32	A	A	ME	ME	E	-	-	-	ME	43	9	4	-	2	7
PV-31	-	MA	ME	E	E	-	-	-	E	2	24	-	-	1	1
PV-30	MA	M	ME	ME	Tr	-	-	-	Tr	38	13	6	-	1	1
PV-27	A	A	ME	ME	E	-	Tr	ME	ME	19	17	8	-	2	1
PV-22	MA	ME	Tr	Tr	-	-	Tr	-	Tr	38	10	8	-	4	2
PV-21	A	E	A	Tr	ME	-	-	-	Tr	10	20	6	-	1	1
PV-19	MA	A	Tr	E	E	-	ME	-	ME	47	10	5	-	1	2
PV-12	A	A	ME	ME	E	-	Tr	-	ME	11	21	3	-	1	1
PV-11	MA	ME	Tr	ME	M	-	-	-	Tr	8	22	3	-	1	1
PV-06	MA	M	ME	E	E	-	-	-	ME	21	15	7	-	4	3
PV-05	MA	E	Tr	Tr	ME	-	Tr	-	Tr	13	20	2	-	2	1
PV-04	MA	A	ME	ME	Tr	-	-	-	ME	27	10	11	-	5	5
PV-03	MA	E	Tr	ME	Tr	-	-	-	Tr	20	18	4	-	1	1
PV-02	MA	A	ME	ME	ME	-	-	-	ME	34	10	6	-	6	4
PV-01B	MA	A	Tr	E	ME	-	-	-	ME	20	15	4	-	-	9
PV-01A	MA	ME	Tr	Tr	-	E	-	-	Tr	23	14	8	5	3	2
PV2-37	MA	ME	E	ME	Tr	-	-	-	Tr	19	11	5	29	1	1
PV2-36	MA	E	Tr	ME	Tr	-	-	-	Tr	23	16	7	-	1	1
PV2-31	MA	ME	Tr	Tr	Tr	-	-	-	ME	38	11	14	-	1	1
PV2-27	MA	ME	Tr	Tr	Tr	-	-	-	Tr	23	16	-	7	1	2
PV2-26	MA	A	ME	E	ME	-	-	-	ME	39	13	5	-	1	2
PV2-24	MA	E	Tr	ME	ME	-	-	-	Tr	13	21	4	-	-	-
PV2-19	A	A	ME	ME	E	-	-	-	ME	11	20	3	-	1	1
PV2-18	MA	A	ME	ME	ME	-	-	-	ME	74	3	8	-	-	3
PV2-17	A	A	ME	ME	M	-	ME	-	ME	49	12	-	-	1	1
PV2-15	MA	E	Tr	ME	ME	-	-	-	Tr	20	12	7	17	1	3
PV2-10	MA	E	Tr	ME	Tr	Tr	-	-	Tr	5	22	1	2	-	1
PV2-05	MA	ME	ME	E	Tr	ME	-	-	Tr	12	19	1	8	-	1
PV2-03	MA	A	ME	E	ME	-	-	-	ME	32	11	9	7	1	2
PV2-01	A	A	ME	E	ME	-	-	-	ME	30	16	3	-	1	2
PV3-23	A	MA	ME	ME	ME	-	ME	-	ME	47	6	6	-	9	2
PV3-22	MA	ME	Tr	Tr	Tr	-	-	-	Tr	14	6	5	-	27	2
PV3-18	MA	ME	Tr	Tr	Tr	-	-	-	Tr	31	2	9	-	23	3
PV3-17	A	M	ME	ME	A	-	-	-	ME	43	7	14	-	5	3
PV3-10	MA	ME	Tr	Tr	Tr	-	-	-	Tr	6	3	5	-	38	1
PV3-08	MA	E	ME	Tr	Tr	-	Tr	-	Tr	7	5	5	-	32	2
PV3-07	MA	E	ME	ME	Tr	-	ME	-	Tr	4	10	4	-	10	16
PV3-06	MA	ME	ME	-	Tr	-	-	-	Tr	1	1	-	-	46	1
PV3-05	MA	E	ME	Tr	Tr	-	-	-	Tr	2	6	-	-	37	1
PV3-03	MA	E	Tr	Tr	Tr	-	Tr	Tr	Tr	2	5	1	-	37	1

Difracción de Rayos X

Tabla 5.8

Perfil Qda Galarza (QG)

	Roca Total									Arcillas					
Muestra	Qz %	Arc %	Fk %	Plg %	Ca %	Dol %	Py %	Zeo %	Otr %	I %	Sm %	IS %	Zeo %	K %	Cl %
TK - 04C	MA	ME	Tr	ME	ME	-	-	-	Tr	26	12	15	-	3	3
TK - 04B	MA	ME	Tr	Tr	A	-	-	-	Tr	21	16	14	-	-	-
TK - 04A	MA	E	Tr	ME	E	-	-	-	Tr	41	9	14	-	-	4
TK - 03B	MA	M	ME	ME	ME	ME	Tr	-	ME	17	19	4	-	-	2
TK - 03A	A	A	Tr	ME	ME	ME	Tr	-	ME	31	14	5	-	2	2

Difracción de Rayos X

Tabla 5.9

Perfil San Pedrito (SP)

	Roca Total									Arcillas					
Muestra	Qz %	Arc %	Fk %	Plg %	Ca %	Dol %	Py %	Zeo %	Otr %	I %	Sm %	IS %	Zeo %	K %	Cl %
SP1-31	MA	E	Tr	ME	ME	ME	ME	-	Tr	-	-	-	-	-	-
SP1-13	MA	A	ME	ME	ME	ME	ME	-	ME	57	5	8	-	1	7
SP1-12	MA	ME	Tr	ME	ME	Tr	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-
SP1-03	MA	ME	Tr	-	-	-	-	-	Tr	22	13	25	-	-	-
SP1-02	A	A	ME	ME	E	-	ME	-	ME	51	2	36	-	2	1
SP2-04	MA	E	ME	-	-	-	-	-	Tr	40	8	28	-	-	-
SP2-03	MA	E	ME	-	-	ME	Tr	-	Tr	32	7	29	-	2	2
SP2-02	MA	ME	Tr	-	E	Tr	-	-	Tr	19	7	24	-	13	2
SP2-01	MA	E	ME	-	ME	-	-	-	Tr	12	8	42	-	4	2
SP3-35B	MA	ME	ME	ME	Tr	-	-	-	Tr	100	-	-	-	-	-
SP3-35A	MA	E	ME	ME	-	-	-	-	ME	72	3	12	-	-	1
SP3-34	MA	ME	ME	-	-	-	-	-	Tr	27	13	21	-	-	-
SP3-31	MA	ME	Tr	-	-	-	-	-	Tr	10	15	29	-	-	-
SP3-24	MA	E	E	-	-	ME	-	-	ME	31	4	53	-	-	-
SP3-18	MA	-	Tr	-	-	-	-	-	Tr	15	7	58	-	-	-
SP3-16	MA	-	-	-	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-
SP3-15	MA	E	E	-	-	ME	-	-	ME	29	16	7	-	-	-
SP3-14	MA	-	-	-	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-
SP3-13B	MA	-	-	-	E	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-
SP3-13A	MA	ME	Tr	-	-	-	-	-	Tr	25	15	15	-	-	-
SP3-12	MA	ME	ME	-	-	-	-	-	Tr	51	5	30	-	-	-
SP3-11	MA	ME	Tr	-	E	-	-	-	Tr	100	-	-	-	-	-
SP4C-12	MA	E	ME	ME	ME	Tr	-	-	ME	26	16	-	-	2	3
SP4C-09	MA	ME	Tr	ME	E	-	-	-	Tr	20	17	6	-	1	2
SP4C-08	MA	E	ME	ME	E	-	-	-	ME	29	12	12	-	3	2
SP4C-07	MA	M	Tr	ME	E	ME	-	-	ME	59	7	-	-	2	5
SP4B-13	MA	ME	ME	Tr	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-
SP4B-11	MA	ME	Tr	-	-	-	-	-	Tr	-	17	30	-	-	-
SP4B-08	MA	E	ME	Tr	-	ME	-	-	ME	100	-	-	-	-	-
SP4B-05	MA	ME	ME	-	-	-	-	-	Tr	-	25	-	-	-	-
SP4-08B	MA	ME	ME	-	-	-	-	-	Tr	-	12	51	-	-	-
SP4-08A	MA	ME	-	-	M	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-
SP4-07	MA	E	ME	M	-	-	-	-	ME	17	14	9	17	-	-
SP4-06	MA	ME	Tr	-	-	-	-	-	Tr	60	6	16	-	-	-
SP4-05	MA	ME	ME	-	-	Tr	-	-	Tr	59	5	21	-	-	-
SP4-04	MA	E	ME	-	-	-	-	-	Tr	73	-	27	-	-	-
SP4-03	MA	ME	Tr	-	E	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-

Difracción de Rayos X

Tabla 5.10

Perfil Río Bermejo (RB)

	Roca Total									Arcillas					
Muestra	Qz %	Arc %	Fk %	Plg %	Ca %	Dol %	Py %	Zeo %	Otr %	I %	Sm %	IS %	Zeo %	K %	Cl %
RB(A) - 56	MA	E	ME	ME	M	Tr	-	-	ME	45	-	31	-	7	5
RB(A) - 51	MA	ME	Tr	ME	-	-	-	-	Tr	31	10	11	-	1	8
RB(A) - 48	MA	A	ME	E	-	-	-	-	ME	52	5	6	-	4	6
RB(A) - 42	A	A	ME	E	-	ME	-	-	ME	56	5	3	-	1	10
RB(A) - 41	MA	E	Tr	ME	-	-	-	-	Tr	39	10	3	-	2	7
RB(A) - 37	MA	E	Tr	Tr	-	-	-	-	Tr	41	6	12	-	4	7
RB(A) - 28	A	A	ME	E	ME	ME	ME	-	ME	25	12	8	-	6	3
RB(A) - 26	MA	A	ME	E	Tr	ME	ME	-	ME	44	9	3	-	4	5
RB(A) - 20	MA	ME	Tr	Tr	-	-	-	-	Tr	42	8	9	-	3	5
RB(A) - 18	MA	E	ME	ME	E	-	-	-	Tr	70	-	-	-	3	12
RB(A) - 05	MA	M	ME	E	ME	ME	-	-	ME	34	9	6	-	3	8
RB(A) - 04	MA	M	Tr	E	-	ME	-	-	ME	28	12	6	-	5	4
RB(A) - 01	MA	E	Tr	ME	M	-	-	-	Tr	49	-	17	-	12	6
RB(B) - 84	A	A	Tr	E	ME	ME	E	-	ME	51	2	28	-	3	3
RB(B) - 79	MA	ME	ME	ME	-	-	-	ME	Tr	100	-	-	-	-	-
RB(B) - 78	MA	A	ME	E	ME	-	ME	-	ME	31	11	14	-	1	4
RB(B) - 71	MA	E	Tr	ME	-	-	-	ME	Tr	54	5	8	-	6	4
RB(B) - 67	MA	E	Tr	ME	ME	-	-	ME	ME	100	-	-	-	-	-
RB(B) - 65	MA	ME	Tr	ME	M	-	-	ME	Tr	100	-	-	-	-	-
RB(B) - 64	E	MA	ME	E	E	ME	ME	-	ME	90	-	-	-	3	2
RB(B) - 63	MA	E	ME	E	-	-	-	ME	ME	48	8	-	-	4	5
RB(B) - 54	MA	ME	ME	ME	-	-	-	-	Tr	100	-	-	-	-	-
RB(B) - 53	MA	E	Tr	ME	-	M	Tr	-	ME	52	-	-	15	4	12
RB(B) - 47	MA	E	ME	E	-	ME	-	ME	ME	21	7	17	29	1	2
RB(B) - 46	MA	E	Tr	ME	E	-	Tr	ME	ME	100	-	-	-	-	-
RB(B) - 45	MA	E	ME	E	Tr	Tr	ME	-	Tr	80	-	-	-	3	7
RB(B) - 39	MA	E	Tr	ME	E	-	Tr	-	Tr	100	-	-	-	-	-
RB(B) - 37	MA	E	Tr	ME	ME	-	-	-	Tr	100	-	-	-	-	-
RB(B) - 35	A	A	ME	E	ME	ME	Tr	-	ME	51	6	15	-	1	4
RB(B) - 34	MA	ME	ME	ME	-	-	-	-	Tr	32	10	26	-	1	1
RB(B) - 30	MA	ME	Tr	ME	Tr	-	-	-	Tr	51	7	21	-	-	-
RB(B) - 25	MA	ME	Tr	Tr	-	-	-	-	Tr	100	-	-	-	-	-
RB(B) - 22	MA	E	ME	E	-	Tr	ME	-	Tr	54	5	10	-	1	7
RB(B) - 21	MA	ME	Tr	ME	Tr	-	-	-	Tr	42	5	37	-	-	-
RB(B) - 20	MA	ME	ME	ME	ME	-	-	-	Tr	100	-	-	-	-	-
RB(B) - 19	A	A	ME	E	-	-	-	-	ME	49	-	16	18	-	8
RB(B) - 18B	MA	ME	ME	ME	-	-	-	-	Tr	50	5	22	-	-	5
RB(B) - 18A	MA	ME	Tr	ME	E	-	-	-	Tr	21	9	33	-	3	3
RB(B) - 14	MA	ME	ME	ME	-	-	-	-	Tr	49	4	35	-	-	-
RB(B) - 05	A	A	ME	E	-	ME	-	-	ME	86	-	-	-	1	5
RB(B) - 03	MA	E	Tr	ME	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-
RB(B) - 01	MA	ME	Tr	ME	Tr	E	-	ME	Tr	-	-	-	-	-	-

Difracción de Rayos X

Tabla 5.11

Perfil Río Iruya (RI)

	Roca Total									Arcillas					
Muestra	Qz %	Arc %	Fk %	Plg %	Ca %	Dol %	Py %	Zeo %	Otr %	I %	Sm %	IS %	Zeo %	K %	Cl %
RI3-87	A	A	ME	E	ME	-	Tr	-	ME	50	6	3	-	6	6
RI3-86	MA	ME	Tr	Tr	M	-	-	-	Tr	62	-	-	-	11	8
RI3-80	A	A	ME	E	E	-	ME	-	ME	18	16	4	-	4	2
RI3-60	MA	E	Tr	ME	E	-	-	-	ME	43	5	10	-	4	10
RI3-59	A	A	ME	E	ME	ME	Tr	-	ME	34	12	4	-	2	4
RI3-58	MA	E	Tr	ME	-	-	-	-	ME	37	10	6	-	5	3
RI3-36	MA	ME	Tr	ME	E	-	-	-	ME	51	5	4	-	6	6
RI3-35	MA	E	Tr	ME	Tr	-	-	-	ME	42	5	4	-	8	9
RI2-212	MA	ME	-	ME	E	-	-	-	ME	36	10	10	-	5	2
RI2-198	MA	E	Tr	E	-	-	-	-	Tr	11	19	4	-	3	2
RI2-168	MA	E	-	ME	-	-	-	-	ME	12	20	2	-	2	1
RI2-157	MA	E	Tr	ME	-	-	-	-	ME	44	8	5	-	5	4
RI2-129	MA	E	ME	ME	Tr	-	-	-	ME	30	12	4	-	6	3
RI2-127	MA	E	ME	ME	Tr	Tr	Tr	-	ME	43	7	7	-	7	4
RI2-126	MA	A	Tr	E	Tr	-	-	-	ME	35	10	6	-	7	3
RI2-104	M	M	E	M	E	Tr	Tr	-	ME	3	24	2	-	-	-
RI2-93	MA	ME	Tr	ME	Tr	-	-	-	ME	28	15	4	-	2	3
RI2-88	A	A	ME	E	ME	ME	ME	-	ME	25	-	12	-	32	-
RI2-87	A	A	ME	E	ME	ME	ME	-	ME	27	4	8	-	22	2
RI2-80	MA	M	ME	E	ME	Tr	ME	-	ME	26	14	8	-	4	2
RI2-79	MA	ME	Tr	ME	Tr	Tr	-	-	ME	52	2	15	-	3	10
RI2-61	MA	ME	Tr	ME	-	-	-	-	ME	37	4	19	-	8	6
RI2-57	MA	E	Tr	ME	Tr	-	-	-	ME	28	13	4	-	4	3
RI2-54	MA	A	Tr	E	Tr	Tr	-	-	ME	65	-	13	-	6	5
RI2-53	MA	E	Tr	ME	Tr	Tr	-	-	ME	39	11	6	-	1	5
RI2-48	MA	ME	Tr	ME	Tr	-	-	-	ME	36	8	9	-	6	5
RI2-39	MA	A	ME	E	Tr	Tr	-	-	ME	40	8	7	-	7	4
RI2-34	MA	A	ME	E	ME	Tr	-	-	ME	44	9	6	-	3	4
RI2-33	MA	ME	Tr	ME	-	-	-	-	ME	55	5	2	-	6	4
RI2-25	MA	E	ME	ME	Tr	-	-	-	ME	10	20	3	-	2	1
RI2-14	MA	E	Tr	ME	-	-	-	-	ME	17	16	3	-	6	2
RI2-11	MA	M	Tr	ME	Tr	-	-	-	ME	31	4	7	-	22	2
RI2-10	A	A	ME	E	ME	Tr	ME	-	ME	50	-	14	-	15	3
RI2-09	MA	A	ME	E	ME	-	-	-	ME	68	-	11	-	5	6
RI2-08	A	A	ME	E	ME	Tr	-	-	ME	3	23	2	-	2	-
RI2-03	MA	ME	Tr	ME	Tr	-	-	-	ME	24	15	3	-	2	3
RI1-61	MA	ME	Tr	ME	Tr	Tr	-	-	ME	19	17	4	-	3	2
RI1-60	A	A	ME	E	Tr	-	-	-	ME	43	6	14	-	7	3
RI1-52	MA	M	Tr	E	ME	Tr	-	-	ME	15	21	2	-	-	-
RI1-49	MA	M	ME	ME	Tr	Tr	-	-	ME	1	25	-	-	-	-
RI1-48	MA	E	Tr	ME	Tr	-	-	ME	ME	28	9	9	17	2	3
RI1-43	MA	E	Tr	ME	Tr	-	-	-	ME	17	18	3	-	2	2
RI1-39	MA	E	ME	ME	-	-	-	-	ME	3	24	-	-	-	-
RI1-38	MA	M	Tr	E	ME	Tr	-	-	ME	21	15	1	-	4	3
RI1-37	MA	E	Tr	ME	Tr	-	-	-	ME	34	10	2	-	10	1
RI1-36	MA	E	Tr	ME	Tr	-	-	-	ME	1	25	-	-	-	-
RI1-33	MA	E	Tr	ME	E	-	-	-	ME	5	22	2	-	1	1
RI1-32	MA	M	Tr	E	Tr	Tr	-	-	ME	8	21	3	-	3	1
RI1-31	E	A	E	M	E	ME	-	-	E	-	25	-	-	-	-
RI1-30	M	A	ME	ME	A	Tr	-	-	ME	-	25	-	-	-	-
RI1-27	MA	A	ME	E	ME	Tr	-	-	ME	29	9	2	-	12	4
RI1-26	MA	E	Tr	ME	Tr	Tr	-	-	ME	12	18	2	-	5	1
RI1-25	A	A	ME	E	Tr	-	-	-	ME	19	15	4	-	6	3
RI1-21	MA	E	Tr	ME	ME	Tr	-	-	ME	12	20	3	-	1	1
RI1-20	MA	A	Tr	E	-	-	-	-	ME	30	12	9	-	3	3
RI1-17	MA	E	E	ME	E	Tr	-	-	ME	21	16	5	-	2	2
RI1-16	MA	E	Tr	E	ME	Tr	-	-	ME	20	16	8	-	2	2
RI1-08	MA	M	Tr	E	ME	Tr	-	-	ME	29	12	1	-	8	2
RI1-05	MA	E	Tr	ME	Tr	Tr	-	-	ME	20	18	1	-	2	2
RI1-02	MA	M	ME	E	ME	Tr	-	-	ME	21	17	4	-	3	1

Modas Composicionales

Tabla 5.12

Componentes Areniscas Silicoclásticas y Mixtas

Localidad	Unidad	Muestra	Qm	Qp	Qt	Fk	Plg	Ft	Ls	Lv	Lt	Aloquímicos	Matriz	Micrita
LA	Yecua	LA-03	60	10	69	16	1	17	8	2	10	0	3	0
		LA-25	58	9	67	12	1	13	2	0	2	0	18	0
		LA-48	73	9	82	11	0	11	4	2	5	0	1	0
		LA-127	67	5	73	10	1	11	2	0	2	8	7	0
RGAP	Yecua	RGAP-55	42	1	43	0	0	0	6	0	6	50	0	2
		RGAP-96	61	4	65	3	0	3	0	0	0	32	0	0
		RGAP-117	51	4	55	8	0	8	2	0	2	34	0	0
		RGAP-149	40	1	41	2	0	2	0	0	0	27	0	30
		RGAP-229	5	0	5	0	0	0	0	0	0	95	0	0
CH	Yecua	CHS-03	80	6	86	8	0	8	3	0	3	3	0	0
		CHS-10	76	5	82	12	0	12	3	0	3	0	3	0
		CHS-20	76	7	83	7	0	7	2	0	2	3	4	0
		CHS-45	79	5	85	4	0	4	2	0	2	0	0	10
		CHS-96	85	2	88	2	0	2	2	0	3	2	0	5
RP	Yecua	RP-79	77	6	84	6	0	6	3	0	3	0	2	5
		RP-99	76	6	82	3	1	3	5	1	6	0	0	8
		RP-120	82	3	85	6	1	7	3	0	3	5	0	1
		RP-123	80	3	84	6	0	7	5	0	5	0	3	1
QVC	Yecua	QVC-B-40	75	4	79	3	0	3	6	0	7	6	0	6
		QVC-B-53	76	8	84	6	0	6	5	0	5	0	5	0
		QVC-B-58	70	10	81	10	0	10	6	1	7	0	2	0
		QVC-B-70	77	9	86	7	0	7	5	0	5	0	2	0
EPW	Yecua	EPW-104	67	6	73	5	0	5	2	0	3	0	20	0
		EPW-120	64	6	70	7	0	7	4	0	4	0	19	0
		EPW-161	66	10	76	12	0	12	10	0	10	0	2	0
		EPW-180	44	2	46	0	0	0	9	0	9	0	45	0
PV	Tranquitas	PV3-05	68	2	70	11	0	11	3	0	3	0	16	0
		PV3-10	72	9	81	5	0	5	3	0	3	0	11	0
		PV3-22	83	4	87	4	0	4	3	0	3	0	6	0
	Yecua	PV-01A	63	9	71	9	0	9	7	0	7	0	13	0
		PV-21	72	3	75	2	0	3	1	0	1	0	21	0
		PV-39	75	7	82	9	1	10	3	0	3	0	6	0
		PV2-10	72	3	75	7	1	8	4	0	4	0	13	0
		PV2-24	36	2	38	9	0	9	1	0	1	0	52	0
QG	Yecua	TK1002-04B	78	6	84	5	0	5	6	0	6	0	5	0
SP	Tranquitas	SP1-03	83	6	89	4	0	4	2	0	2	0	5	0
	Yecua	SP1-12	87	2	89	2	0	3	3	0	4	0	5	0
		SP1-31	64	2	66	8	0	9	2	0	2	0	23	0
	Tranquitas	SP2-02	47	10	57	4	0	5	0	0	0	0	38	0
	Tranquitas	SP3-11	76	7	83	6	0	6	1	0	1	0	10	0
		SP3-18	72	8	80	4	1	5	0	0	0	0	15	0
		SP3-35B	84	5	89	5	1	6	2	0	2	0	3	0
	Tranquitas	SP4-03	80	4	84	7	0	7	1	0	1	0	8	0
		SP4-08B	82	8	90	5	0	6	1	0	1	0	4	0
		SP4B-13	73	5	79	5	0	5	0	0	0	0	16	0
	Yecua	SP4C-09	75	6	80	6	0	6	3	0	3	0	11	0
RB	Tranquitas	RB(A)-20	64	6	71	7	0	7	3	0	3	0	20	0
		RB(A)-56	74	4	78	6	0	6	2	0	2	0	14	0
	Yecua	RB(B)-01	72	5	78	11	1	12	1	0	1	0	10	0
		RB(B)-18B	63	2	65	9	0	10	1	0	1	0	24	0
		RB(B)-30	80	4	84	8	0	8	1	0	1	0	7	0
		RB(B)-65	72	2	74	10	0	10	3	0	3	0	13	0
		RB(B)-79	79	3	82	9	1	9	1	0	1	0	8	0
RI	Yecua	RI1-17	63	1	64	6	0	6	1	0	1	0	29	0
		RI1-33	57	2	59	9	0	9	2	0	2	0	30	0
		RI1-61	46	3	49	16	0	16	2	0	2	0	33	0
		RI2-03	54	4	58	8	0	8	1	0	1	0	33	0
		RI2-25	46	0	47	12	0	12	1	0	1	0	40	0
		RI2-61	59	4	62	8	0	8	2	0	2	0	28	0
		RI2-79	66	4	70	4	0	4	2	0	2	0	24	0
		RI2-168	60	5	65	2	1	3	3	1	4	0	28	0
		RI2-212	58	11	70	9	0	9	9	0	9	0	12	0



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

CONICET