

Tesis Doctoral

Estratigrafía, evolución paleoambiental y tectosedimentaria de la Cuenca del río La Troya (Paleógeno y neógeno, precordillera de La Rioja)

Tedesco, Ana M.

2006

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor de la
Universidad de Buenos Aires en el área de Ciencias
Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca
Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser
acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the Master's and Doctoral Theses Collection of the Central Library
Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by
the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Tedesco, Ana M.. (2006). Estratigrafía, evolución paleoambiental y tectosedimentaria de la
Cuenca del río La Troya (Paleógeno y neógeno, precordillera de La Rioja). Facultad de Ciencias
Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

http://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis_n4038_Tedesco

Cita tipo Chicago:

Tedesco, Ana M.. "Estratigrafía, evolución paleoambiental y tectosedimentaria de la Cuenca
del río La Troya (Paleógeno y neógeno, precordillera de La Rioja)". Tesis de Doctor. Facultad de
Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2006.

http://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis_n4038_Tedesco

EXACTAS
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

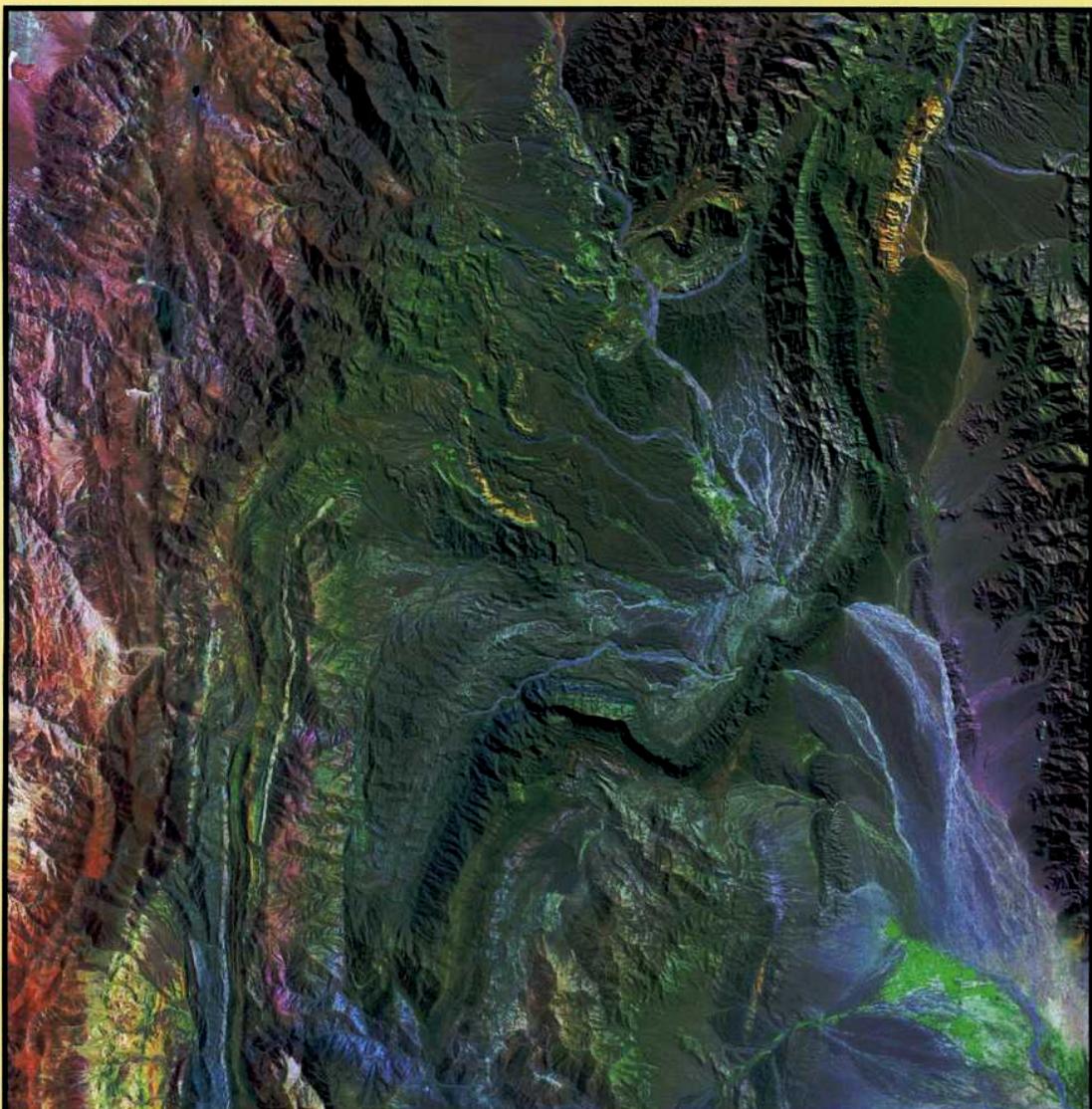
Universidad de Buenos Aires

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Universidad de Buenos Aires

FCE y su BIBLIOTECA

Estratigrafía, evolución paleoambiental
y tectosedimentaria de la Cuenca del
río La Troya
(Paleógeno y Neógeno,
Precordillera de La Rioja)



76662 TOMO I

Tesis Doctoral
Ana M. Tedesco
Director: Carlos O. Limarino
2006

TOMO I

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

CAPÍTULO II. UBICACIÓN

CAPÍTULO III. INVESTIGADORES ANTERIORES

CAPÍTULO IV. METODOLOGÍA

IV.1 Actividades de gabinete preliminares

IV.2 Trabajo de campo y actividades de gabinete

IV.3 Confección de perfiles sedimentológicos

IV.3.1 Caracterización de los depósitos fluviales

Superficies Limitantes

IV.3.2 Elementos arquitecturales

IV.3.2.1 Descripción de los elementos arquitecturales

IV.3.2.1.1 Elementos arquitecturales formados dentro de los canales

IV.3.2.1.2 Elementos arquitecturales de planicie de inundación

IV.4 Estudios petrográficos

CAPÍTULO V. MARCO TECTÓNICO Y ESTRATIGRAFÍA DE LA REGIÓN

V.A Marco tectónico de la Cuenca de La Troya

V.B Sinopsis estratigráfica

Cuadro estratigráfico

V.C Basamento preterciario de la Cuenca de La Troya

V.C.1 Basamento precámbrico cristalino

Formación Espinal

V.C.2 Sedimentitas paleozoicas de plataforma

Formación Cerro Totora

Formación La Flecha

Grupo Trapiche

Formación Las Vacas

Formación Trapiche

Formación Punilla

Formación Volcán

Formación Panacán

Granito Cerro Imán

V.C.3 Estratos rojos de edad mesozoica

Formación Santo Domingo	49
Formación Ciénaga del Río Huaco	52
V.D Estratigrafía paleógena y neógena de la Cuenca de La Troya	57
	59
CAPÍTULO VI. DEPÓSITOS PREOROGÉNICOS <i>Sedimentación fluvial-eólica de bancos rojos</i>	
VI.A Formación Puesto La Flecha	
Antecedentes	59
Litología y distribución	59
Perfil de la Formación Puesto La Flecha en la quebrada homónima	60
Desarrollo paleoambiental de la Formación Puesto La Flecha	75
Relaciones estratigráficas y edad	76
VI.B Formación Vallecito	
Antecedentes	78
Litología y distribución	79
Perfil de la Formación Vallecito en Nacimientos	80
Evolución paleoambiental de la Formación Vallecito	93
Relaciones estratigráficas y edad	94
	97
CAPÍTULO VII. DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS	
VII.A <i>Sedimentación fluvial, lacustre terrígena y primeras manifestaciones de volcanismo oligoceno</i>	97
VII.A.1 Formación Quebrada de la Montosa	
Antecedentes	97
Litología y distribución	97
Perfil de la Formación Quebrada de La Montosa en la quebrada homónima	98
Desarrollo paleoambiental de la Formación Quebrada de La Montosa	106
Relaciones estratigráficas y edad	107
VII.A.2 Formación Vinchina	
Antecedentes	108
Litología y distribución	108
Perfil de la Formación Vinchina en la quebrada de La Flecha	111
Evolución paleoambiental de la Formación Vinchina	147
Relaciones estratigráficas y edad	149
VII.A.3 Formación Zapallar	
Antecedentes	151
Litología y distribución	151
Perfil de la Formación Zapallar en el área del río La Flecha	152
Desarrollo paleoambiental de la Formación Zapallar	161
Relaciones estratigráficas y edad	161

TOMO II

VII.B. Volcanismo mioceno y sedimentación sin e intereruptiva	164
Formación Cerro Morado	164
Antecedentes	164
Litología y distribución	165
Perfil de la Formación Cerro Morado en las nacientes del río Guandacol	169
Evolución paleoambiental de la Formación Cerro Morado	194
Relaciones estratigráficas y edad	195
VII.C. Series conglomerádicas sintectónicas pliocenas	197
Formación El Corral	197
Antecedentes	197
Litología y distribución	198
La Formación El Corral en Agua del Corral	200
Miembro de Lutitas y Limolitas	200
Perfil de la Formación El Corral en la quebrada del río Yanso y en La Cueva	207
Miembro La Cueva	207
Miembro Quebrada del Río Yanso	219
Evolución Paleoambiental de la Formación El Corral en La Cueva y en la quebrada del río Yanso	224
La Formación El Corral en la quebrada del río Los Hornos	227
Evolución paleoambiental de la Formación El Corral en la quebrada del río Los Hornos	232
La Formación El Corral al pie de la sierra de Maz	232
Miembro Tamberías	233
Relaciones estratigráficas y edad	236

CAPÍTULO VIII. PROCEDENCIA	237
Introducción	237
Primera parte- <i>Unidades prepliocenas</i>	238
Metodología	238
Formaciones Puesto La Flecha y Vallecito	241
Formación Quebrada de La Montosa	244
Formación Vinchina	246
Formación Zapallar	248
Formación Cerro Morado	253
Procedencia de las unidades de edad prepliocena de la Cuenca de La Troya a partir de los análisis composicionales	256
Segunda parte- <i>Formación El Corral, Plioceno</i>	258
Metodología	258
La Formación El Corral en La Cueva	263
Quebrada del río Yanso	264
Quebrada del río Los Hornos	267
Mina de carbón El Carnizal y pie del margen occidental de la sierra de Maz	268
Procedencia de la Formación El Corral en la Cuenca de La Troya a partir de los análisis composicionales	271
CAPITULO IX.TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN	272
Estado I- Preorogénico de cuenca hambrienta -Formación Puesto La Flecha (poscretácico superior- Eoceno)	273
Estado II- Período orogénico de cuenca hambrienta -Formación Vallecito (Eoceno)	276
Estado III- Período sinorogénico de arco volcánico- Formación Montosa (50 Ma)	277
Estado IV- Período sinorogénico de convergencia oblicua- Formaciones Vinchina y Zapallar (50-28 Ma)	279
Estado V- Período sinorogénico de antepaís con arco volcánico- Formación Cerro Morado (18 Ma)	284
Estado VI- Período sinorogénico de antepaís- Formación El Corral (Plioceno)	286
CAPITULO X. CONCLUSIONES	288
AGRADECIMIENTOS	291
BIBLIOGRAFÍA	292
Apéndice de edades	304

Capítulo I

INTRODUCCIÓN

En el noroeste de la República Argentina, como resultante de la Orogenia Andina, fue formado un dilatado conjunto de cuencas intermontanas, cuyo registro estratigráfico ilustra acabadamente la evolución pre, sin y postorogénica de las cuencas continentales vinculadas al antepaís terciario.

Dentro de este contexto la Cuenca de La Troya (fig. II.1), ubicada en la parte sur de la Precordillera riojana y la parte más septentrional de la de San Juan, ocupa una extensión aproximada de 1200 km². Esta área depositacional, activa desde el Eoceno hasta el presente, muestra un relleno casi continuo que constituye un ejemplo clave para comprender el funcionamiento y la evolución de las cuencas de antepaís vinculadas al ascenso de la Cordillera de los Andes y Precordillera. En este sentido, el gran espesor de sedimentitas terciarias acumuladas en esta cuenca (más de 7000 m) han hecho considerar a la región de La Troya como un antepaís caracterizado por elevadas tasas de subsidencia (Reynolds, 1987; y Reynolds et al. 1990). La relación entre la Cuenca de la Troya y el antepaís andino parece evidente, sin embargo, el considerar el relleno terciario de esta área simplemente como formado en una cuenca de antepaís resulta una simplificación aceptable solo a una escala regional. Como será mostrado en esta tesis, los casi 7000 m de sedimentos arriba señalados resultaron de un régimen mucho más complejo que se prolongó desde el Eoceno hasta nuestros días. De esta forma, aunque la cuenca está claramente relacionada a una tectónica compresiva, ha pasado por diferentes estados evolutivos tales como de cuenca de retroarco (Eoceno), antepaís y antepaís fragmentado (Eoceno Superior- Mioceno Superior) y *piggy-back* (Plioceno a la actualidad).

En virtud de lo expuesto anteriormente, uno de los objetivos principales de esta tesis es el identificar los estadios evolutivos de la cuenca, describiendo los paleoambientes sedimentarios que caracterizaron cada una de las unidades que la conforman. Las rocas terciarias aquí estudiadas corresponden a las formaciones Puesto La Flecha (Caselli *et al.*, 2002), Vallecito (Borello y Cuerda, 1968), Quebrada de la Montosa (definida en este trabajo), Vinchina (Turner, 1964), Zapallar (Furque, 1972a), Cerro Morado (Borello y Cuerda, 1968) y El Corral (Furque, 1963).

Más allá de la importancia tectosedimentaria de esta cuenca, son numerosos aún los problemas estratigráficos que el área presenta. Los estudios previos focalizados dentro del Terciario de la Cuenca de la Troya (Zuccolillo, 1963; Furque, 1972; Reynolds, 1987 y Reynolds *et al.* 1990) han demostrado la gran extensión regional y espesor de las secuencias neógenas y paleógenas, proponiendo, al mismo tiempo, diversos esquemas estratigráficos. Sin embargo, en los últimos años, ocurrieron cambios sustanciales en el conocimiento de la estratigrafía de la región (Tripaldi, 2001; Caselli *et al.*, 2002 y Ciccioli, 2003), y de hecho, como será mostrado más adelante parte de la secuencia terciaria ha sido reubicada dentro del Mesozoico.

A modo de síntesis los objetivos de la presente Tesis incluyen:

1. Establecer una correcta estratigrafía de las unidades terciarias presentes en el área de estudio.
2. Efectuar estudios paleoambientales de las formaciones sedimentarias a partir de la determinación de facies y asociaciones de facies.
3. Realizar estudios petrográficos para identificar el ambiente tectónico del área de aporte de cada una de las unidades estudiadas.
4. Determinar edades de las distintas formaciones a través de dataciones llevadas a cabo con métodos radimétricos.
5. Definir la cantidad y el tipo de eventos magmáticos que tuvieron lugar dentro de la cuenca.

6. Proponer un esquema estratigráfico secuencial enfocado en la respuesta de los distintos sistemas sedimentarios a las variaciones del nivel de base (estableciendo los factores que pudieron controlar esas variaciones).
7. Construir un esquema de evolución de la Cuenca de La Troya a partir de la correlación de los datos obtenidos.

El presente trabajo fue llevado a cabo dentro del marco de la Beca Interna de Posgrado de CONICET. Los trabajos de campo fueron realizados durante el período de julio de 2003 a marzo de 2006.

Capítulo II

UBICACIÓN

El área de estudio se encuentra localizada casi en su totalidad al norte de la provincia de La Rioja, dentro del Departamento de Coronel Felipe Varela ocupando solo una pequeña porción al este de la provincia de San Juan. Abarca el extremo septentrional de la provincia geológica de Precordillera central y parte de las Sierras Pampeanas. La limitan los paralelos 29° 35' y 29° 5' de latitud sur y los meridianos 68° 30' y 69° longitud oeste (fig. II.1). Al norte, se alzan los bloques de basamento pampeano de las Sierras de Umango y Espinal y al este el de la Sierra de Maz. Al oeste, la Sierra de La Punilla, perteneciente a la Precordillera, conforma una importante barrera topográfica que alcanza alturas de más de 4800 metros.

El acceso a la zona está dado por la ruta nacional 40, a través de la cual se llega al poblado de Guandacol. Esta comarca, es el punto de partida hacia las localidades seleccionadas para realizar los perfiles de detalle que son las siguientes (fig. II.2):

1. Puesto La Flecha
2. Quebrada de la Montosa
3. Nacimientos
4. Sierra de Maz
5. Quebrada del río Yanso
6. Agua del Corral
7. Nacientes del río Guandacol

Quebrada del río Yanso, puesto La Flecha y quebrada de La Montosa

La quebrada del río Yanso se encuentra 7 Km. al NNO de Guandacol. Aparece en el margen izquierdo del camino de ripio que lleva hacia ella. En la quebrada del río

Yanso se hallan expuestas los miembros La Cueva y Quebrada del Río Yanso de la Formación El Corral.

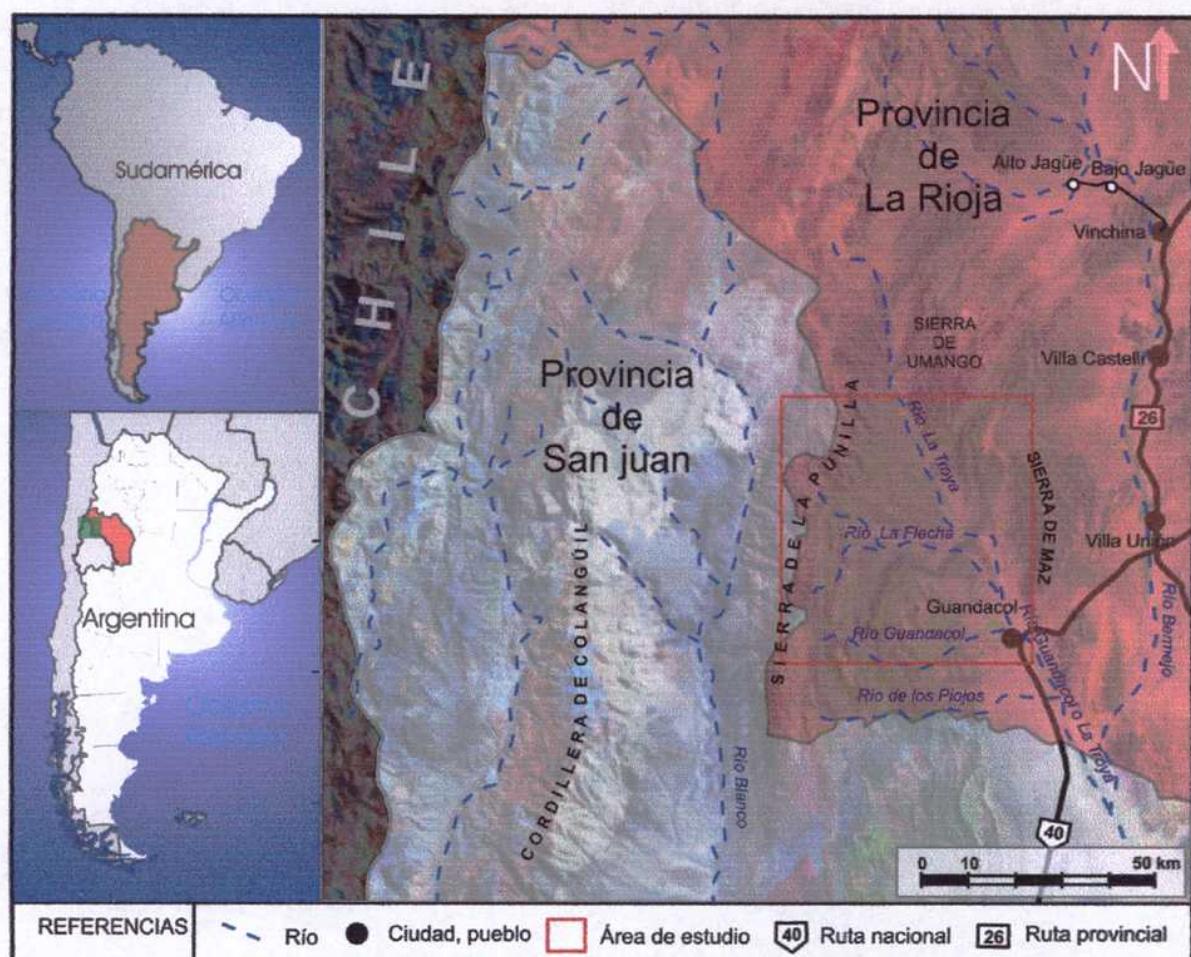


Figura II. 1. Mapa de ubicación

El mismo camino que lleva al río Yanso sigue hacia el norte y lleva al puesto La Flecha (a 15 Km. de Guandacol). Al oeste del puesto se encuentra el ingreso a la quebrada del río La Flecha. Allí se pueden apreciar los mejores afloramientos de las formaciones Puesto La Flecha y Vallecito. Por otro lado, en este lugar se tiene un perfil continuo que incluye a las formaciones Montosa, Vinchina y Zapallar. Aguas arriba del río La Flecha (pasando el puesto Angulos) se encuentra la quebrada de La Montosa, donde se halla el perfil tipo de la formación homónima.

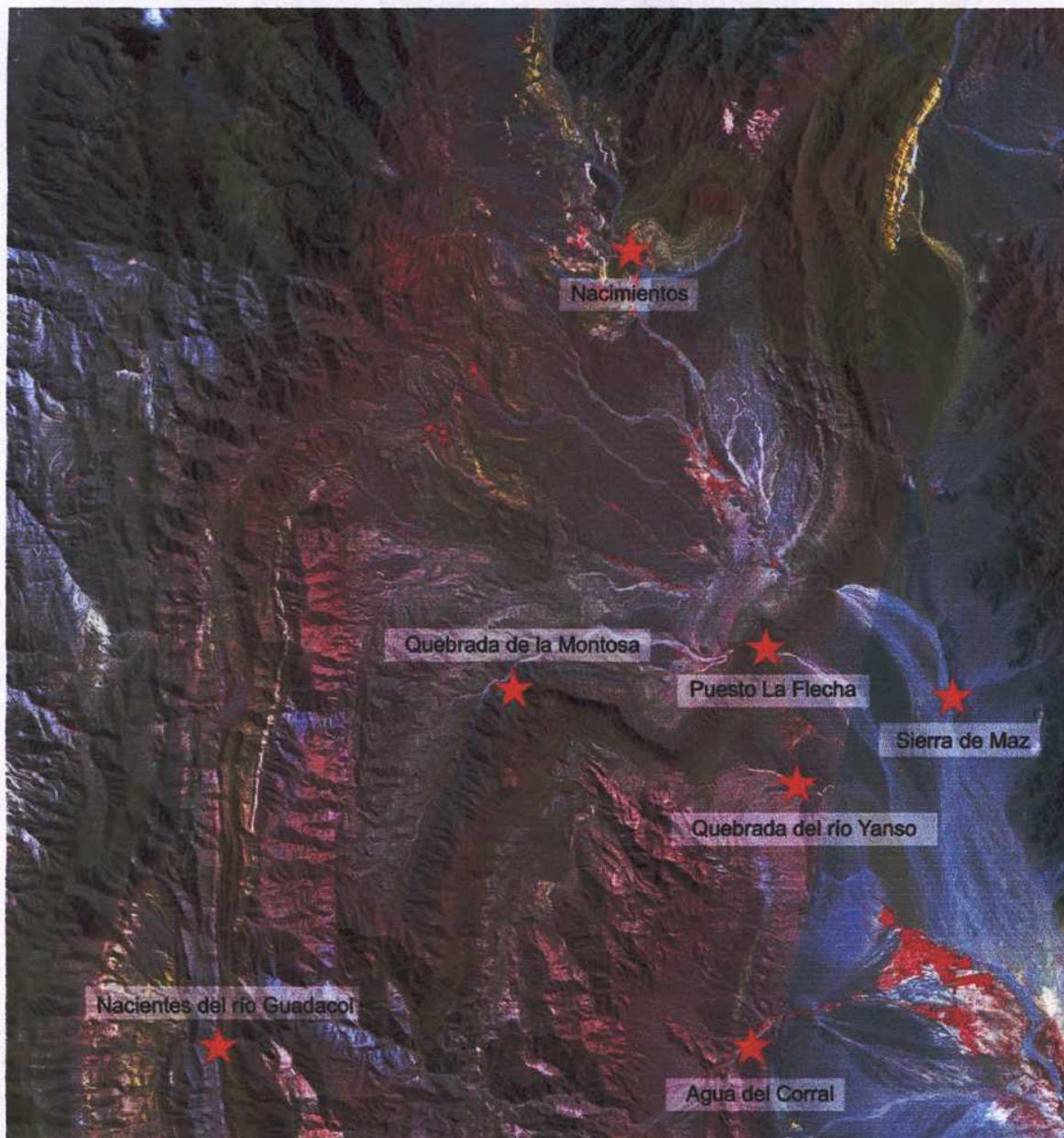


Figura II.2 Mapa de ubicación de las localidades seleccionadas para realizar los perfiles de detalle.

Nacimientos

Continuando por el mismo camino que llega hasta el puesto La Flecha, siguiendo 4 kilómetros más al norte, se llega a Las Juntas. Este es el acceso a las localidades de La Brea, Zapallar, Chunchico y a los parajes La Cueva y Nacimientos. Atravesando esta

senda, se pueden observar muy buenos afloramientos de las formaciones Vallecito, Vinchina, Zapallar, y El Corral (Miembro La Cueva).

Sierra de Maz

Existen dos líneas sísmicas que cruzan el camino de Guandacol al puesto La Flecha. Ambas tienen dirección ENE hacia la Sierra de Maz. Sin embargo, la línea ubicada entre los 29° 24' 45,4" LS y los 68° 32' 25,2" LO es la que lleva a los afloramientos terciarios del Miembro Tamberías de la Formación El Corral, sobre los que se realizó uno de los perfiles.

Agua del Corral

En esta localidad Furque (1963) definió a la Formación El Corral. Se ubica a 7,5 km al ESE de Guandacol desde donde se puede acceder por el camino de ripio que lleva al Hostal San Bernardo.

Nacientes del río Guandacol

El río Guandacol nace de la unión del río de la Bolsa y de la quebrada Colorada. Allí se hallan los principales afloramientos del área de la Formación Cerro Morado. El acceso hasta ahí es con UNIMOG o con animales. Se puede ingresar a través de la quebrada de Los Sapitos, 30 Km. al este, por el cauce del mismo río. Otra manera de llegar es pasando por el Cerro Guachi que se encuentra 20 Km. al sur de la quebrada Colorada, aunque desde allí solo se puede acceder con animales.

Capítulo III

INVESTIGADORES ANTERIORES

El primer trabajo realizado sobre el área de estudio data de 1891 y fue un mapa del noroeste argentino a escala 1:1.000.000 efectuado por Brackebusch (en Furque, 1972).

Años más tarde, Groeber (1940) elaboró un mapa de similar escala de la provincia de La Rioja. En este trabajo, el autor, incluyó una breve descripción de las unidades agrupadas por edades.

En 1963, Furque realizó la Hoja Geológica 17b de Guandacol, en el sector sur del área de estudio, en la que describió y mapeó a las unidades mostradas en el cuadro estratigráfico de la figura III.1 y en la que definió a las formaciones El Áspero y El Corral. El mismo año, Zuccolillo (1963) publicó su Tesis llevada a cabo en el sector norte de la Cuenca de la Troya en la que incluyó a la Formación Toro Negro definida por Turner (1960) en el área de Vinchina, al norte de la zona aquí estudiada. Por otro lado, Zuccolillo (1963) definió en este trabajo a las formaciones La Cueva y Chunchico (fig. III.2)

Posteriormente, Furque (1965) relevó la geología de la región de Cerro Bolsa, un informe preliminar que contenía ya el mapa de la Hoja Geológica 16 b (Cerro La Bolsa) (Furque, 1972a), publicada tiempo después. En el artículo previo a la hoja, fueron mapeadas las formaciones Vinchina y Zapallar y fue definida por primera vez la formación terciaria Chunchico con una breve caracterización de sus depósitos. Estos trabajos son, hasta la actualidad, los únicos que mencionan a dicha unidad.

Tiempo después, Borrello y Cuerda (1968) definieron al Grupo Río Huaco en el área comprendida entre Huaco y Jachal (provincia de San Juan). Este grupo, comprendía a las formaciones Cauquenes, Vallecito y Cerro Morado. Años después,

Furque (1979) al realizar la hoja geológica Jachal por reglas de prioridad estratigráfica cambió el nombre del Grupo Río Huaco por el de Grupo del Áspero.

Era	Período	Formaciones
CENOZOICO	Cuartario	Acarreo actual Terrazas fluviales de cultivo Conos de deyección modernos Conos de deyección antiguos aterrazados
		Depósitos de Bolsón
		Formación Las Trancas
	Terciario	Formación El Corral
MESOZOICO	Triásico	Formación El Áspero
PALEOZOICO	Pérmico	Formación Ojo de Agua
	Carbonico	Formación Panacán Formación Volcán
	Devónico	Formación Chavela Formación Ramadita
		Formación La Punilla Intrusión granítica y granodiorítica
	Ordovícico	Formación Río Blanco Formación Yerba Loca
		Grupo Trapiche
		a) Estratos Trapiche b) Lutitas Las Plantas c) Conglomerados Las Vacas
		Guaicamayo San Juan

Figura III.1. Cuadro estratigráfico de la Hoja 15c (Guandacol) (Furque, 1963)

Los estudios paleomagnéticos llevados a cabo en quebrada de Las Juntas por Reynolds *et al.* (1987) sobre las formaciones Vinchina y Zapallar, fueron de singular importancia, ya que determinaron la edad del límite entre estas unidades y estipularon también una edad para el inicio de la deformación en el sector occidental de la cuenca. Poco después, Reynolds *et al.* (1990) continuaron el estudio de estas dos unidades publicando sus perfiles en la misma quebrada. En este trabajo, los autores, dividieron a la Formación Vinchina en cuatro miembros de los cuales interpretaron los ambientes

de deposición a los que otorgaron respectivamente distintas edades de formación. El mismo tipo de estudios y conclusiones fueron obtenidas para la Formación Zapallar.

Era	Período	Formaciones
CENOZOICO	Cuartario	Aluviones actuales Conos de deyección Terraza pleistocena
	Terciario Estratos Mio-Pliocenos	Formación Chunchico (Araucanense)
		Formación Toro Negro (Aracanense)
		Formación La Cueva (Calchaquense?)
		Formación Vinchina (Calchaquense)
MESOZOICO	Triásico	Formación La Cienaguita
PALEOZOICO	Pérmico	Formación Saucito
	Carbonífero	Formación Veladero
	Devónico	Devónico inferior
PROTEROZOICO	Precámbrico	Basamento Cristalino

Figura III.2. Cuadro estratigráfico realizado por Zuccolillo (1963)

Asimismo, Tabbut *et al.* (1987, en Reynolds *et al.* 1990) aportaron nuevos datos radimétricos de las unidades terciarias de la Precordillera sanjuanina y riojana entre los cuales se incluyeron edades para la Formación Vinchina en la quebrada de La Troya.

Años después, Re y Barredo (1993) llevaron a cabo correlaciones magnetoestratigráficas de las formaciones terciarias las provincias de San Juan, La Rioja y Catamarca.

Zambrano *et al.* (1996) estudiaron luego la estratigrafía y las estructuras del sector occidental a la localidad de Guandacol. Su trabajo contenía mapas estructurales y geológicos de la zona, en especial de los afloramientos de la caliza de la Formación San Juan (aqui tratada como Formación Cerro Totora).

Pocos años después, Aguirre (1999) efectuó su trabajo final de licenciatura estudiando a la Formación Patquía de edad pérmica (correspondiente a las formaciones aquí referidas como Ciénaga del Río Huaco- Cretácico, Puesto la Flecha- Oligoceno- Mioceno- y Vallecito- Mioceno). El área involucrada en este trabajo, corresponde a los alrededores de la quebrada de La Flecha, teniendo como límite sur al río Yanso y como límite norte a la margen izquierda de la quebrada de Las Juntas.

La Formación Vallecito aflorante en el Cordón de La Flecha, fue incluida por primera vez dentro del área por Tripaldi (2001), dentro de su tesis doctoral, quien realizó sobre la misma estudios estratigráficos y paleoambientales de detalle. Por otra parte, Chernicoff y Nash (2001) llevaron a cabo un mapa estructural de la región que comprende los 29° y los 30° de latitud sur y 68°30' y 69° de longitud oeste, a partir de datos de relevamientos magnetométricos e imágenes satelitales.

Los paleoambientes sedimentarios y la procedencia de la Formación Vinchina fueron estudiados por Tripaldi *et al.* (2001), en la quebrada de La Troya (al norte del área de estudio, en las cercanías de la localidad de Vinchina). Por su parte, Limarino *et al.* (2001) establecieron un control tectónico para los sistemas fluviales allí interpretados.

Poco después, Limarino *et al.* (2002) dataron las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Cerro Morado en el Cerro Guachi determinando su edad miocena para las rocas hasta ese momento pensadas como triásicas. Cerca de esta localidad, en las nacientes del río Guandacol, Barreda *et al.* (2003) encontraron el primer registro palinológico del miembro inferior de la Formación Cerro Morado. En este trabajo, se sugiere la presencia de ingestiones marinas en la base de la Formación Cerro Morado.

Simultáneamente, Caselli *et al.* (2002) definieron y describieron a La Formación Puesto la Flecha en la quebrada homónima, diferenciando aún más los bancos rojos que forman la base de la secuencia meso-cenozoica.

Estudios más recientes, realizados por Ciccioli (2003) y Ciccioli *et al.* (2005) en la misma quebrada, extendieron a la formación cretácica Ciénaga del Río Huaco hasta la zona de estudio. Esta unidad fue definida originalmente en la provincia de San Juan, en la localidad que lleva su nombre. Ciccioli (2003), por su parte, estudió algunas de las unidades terciarias del lugar, como la Formación Puesto La Flecha, sobre la que realizó un perfil, y las formaciones Vinchina y Zapallar. Por otro lado, Tedesco (2003) llevó cabo estudios paleoambientales y de proveniencia de las sedimentitas de la Formación El Corral, desarrollando perfiles de la misma sobre el río Yanso, en el centro del área de estudio. En ese trabajo, se determinaron las edades relativas de alzamiento de los diferentes frentes de corrimiento pertenecientes a la Precordillera central en base a estudios petrográficos.

Finalmente, Tedesco y Limarino (2005) hicieron una revisión de las unidades terciarias en el área de Zapallar hasta La Cueva, en especial con respecto a la Formación Chunchico (Zuccolillo, 1963). El cuadro estratigráfico que, además, se corresponde con el propuesto en este trabajo, es mostrado en la figura III.3.

Zuccolillo (1963)	Furque (1972)	Tedesco y Limarino (2005)
	Fm. El Corral	
Fm. Chunchico	Fm. Chunchico	
Fm. Toro Negro	Fm. Zapallar	
Fm. La Cueva	Fm. Vinchina	Fm. Vinchina
Fm. Cienaguita	Fm. El Aspero (Miembro sedimentario)	
Fm. Saucito	Fm. Ojo de Agua	

Figura III.3. Cuadro estratigráfico del terciario del norte de la Cuenca de La Troya (Tedesco y Limarino, 2005)

Capítulo IV

METODOLOGÍA

IV.1 Actividades de gabinete preliminares

La metodología empleada en el presente trabajo, consistió, en primer lugar, en la obtención de información básica para el desarrollo de esta tesis. Con esta finalidad, se realizó una recopilación bibliográfica de carácter geológico regional, sedimentológico y tectónico del área. Paralelamente, mediante el uso de imágenes satelitarias ETM y ASTER, y de fotografías aéreas a escala 1:50.000 (corridas de 1965 del Instituto Geográfico Militar, números: 2969- 47- 18 al 24, 2969- 409- 12 al 17, 2969- 410- 13 al 15 y 2969- 411- 6 al 14) se efectuó un bosquejo geológico preliminar.

Con base en lo antes dicho, se seleccionaron los mejores perfiles para caracterizar a las diferentes unidades terciarias de la región durante el desarrollo del trabajo de campo. Las secciones elegidas incluyeron:

1. Perfil del río La Flecha (Quebrada de La Flecha)
2. Perfil del río La Flecha (Quebrada de La Montosa)
3. Perfil del Nacimientos
4. Perfil de la quebrada del río Yanso
5. Perfil de Agua del Corral
6. Perfil de las Nacientes del río Guandacol

IV.2 Trabajo de campo y actividades de gabinete

Los trabajos de campo incluyeron el levantamiento de perfiles sedimentológicos y estratigráficos de detalle; la realización de mapas geológicos, estructurales y de facies; el muestreo para estudios petrográficos de rocas sedimentarias; la recolección de muestras de unidades volcánicas; y la realización de estudios de paleocorrientes.

Asimismo, las actividades de gabinete comprendieron:

1. La confección de los perfiles sedimentológicos, con el objeto de identificar las principales facies y asociaciones de facies sedimentarias que componen a las unidades.
2. La elaboración de mapas de Asociaciones de Facies
3. La realización del mapa geológico del área .
4. La descripción y estudio de las secciones delgadas de rocas, tanto sedimentarias como volcánicas.
5. La identificación de las áreas de procedencia de las areniscas.
6. La interpretación de los paleoambientes sedimentarios correspondientes a cada formación.
7. La elaboración de modelos paleogeográficos y tectosedimentarios para la Cuenca de La Troya.

IV.3 Confección de perfiles sedimentológicos

La metodología básica utilizada para el estudio paleoambiental de las formaciones terciarias de la Cuenca de La Troya fue la confección de perfiles sedimentológicos. En el caso de las unidades originadas por sistemas fluviales, dominantes dentro de la región, los estudios fueron enriquecidos mediante la definición de elementos arquitecturales. En este caso, la metodología utilizada fue la propuesta por Allen (1983), Miall (1985 y 1996) y Bridge (1993). Con el fin de mejorar la interpretación e identificación de los elementos, se estableció una jerarquía de superficies limitantes, descripta a continuación.

IV.3.1 Caracterización arquitectural de los depósitos fluviales

Superficies limitantes

Los depósitos formados dentro de ambientes de deposición clásticos, pueden ser asignados a grupos; basados principalmente en la escala de tiempo representada

por los mismos, o en el tiempo total involucrado en su formación y en la de sus superficies limitantes. Si se tiene en cuenta a este segundo parámetro, las superficies limitantes, el tiempo representado por las mismas equivale al intervalo de recurrencia de los procesos depositacionales (Miall, 1996).

Las superficies limitantes pueden ser jerarquizadas por su geometría, extensión areal y asociaciones de litofacies características (Miall, 1996). Por otro lado, los mismos términos jerárquicos pueden ser aplicados a los estratos basados en la escala relativa de los mismos y en su superposición (Bridge, 1993).

La terminología adoptada en este trabajo (mostrada en la fig. IV.1) es básicamente la propuesta por Miall (1985, en Miall, 1996), con las modificaciones realizadas por Tripaldi *et al.* (2001) para las superficies de cuarto orden.

8	Discordancias regionales		
7	Límites de secuencia de extensión regional		Planas o base de valle incidido
6	Superficie de extensión regional		Plana o valle incidido
5	Base de fajas de canales		Plana o ligeramente cóncava
4	c	Superficies que limitan grandes litosomas dentro de la planicie de inundación (p.e., lóbulos de desbordamiento)	Plana o convexa
	b	Superficies basales de canales menores Bases de flujos gravitatorios	Cóncava
	a	Tope de macroformas preservadas	Plana o convexa
3	Inclinaciones de 5-20° en la dirección de acreción		Planas o irregulares
2	Límites de cosefs		Planas o ligeramente irregulares
1	Límites de sets		Planas

Figura IV.1 Modelo jerárquico de superficies limitantes. Modificado de Miall (1996) y de Tripaldi *et al.* (2001)

Miall (1985; en Miall, 1996) definió 8 órdenes de superficies limitantes. Los intervalos de tiempo involucrados por estas superficies decrecen respectivamente con

los órdenes. De este modo, las superficies de primero y segundo orden (fig. IV.2) representan límites dentro de depósitos de microformas y mesoformas. Las de *primer orden* fueron definidas originalmente por Allen (1983). Representan límites de sets de estratificaciones entrecruzadas. Aparentemente hay muy poca o ninguna erosión interna en estos límites, y caracterizan la sedimentación virtualmente continua de trenes de formas de lecho del mismo tipo.

Las superficies de *segundo orden* son límites de cosets (en el sentido de McKee y Weir, 1953). Indican cambios en la dirección de flujo, pero no quiebres importantes. Las litofacies por encima y por debajo de la superficie son diferentes, sin embargo, la superficie no está, por lo común, marcada por truncamientos importantes en la estratificación u otras evidencias de erosión.

Las superficies de tercer y cuarto orden son definidas cuando la reconstrucción arquitectural indica la presencia de macroformas, incluyendo depósitos de acreción lateral y macroformas de acreción corriente abajo.

Las superficies de *tercer orden* (fig. IV.2) son superficies erosivas que inclinan con bajo ángulo (normalmente menor a 15°), dentro de las macroformas; y que pueden truncar los entrecruzamientos. Pueden estar cubiertas por pelitas y seguidas por brechas intraclásticas. Las asociaciones de facies por encima y por debajo de la superficie son similares. Indican reactivaciones dentro de las macroformas, pero no cambios importantes en el estilo sedimentario u orientación de la formas de lecho.

Las superficies de *cuarto orden* (fig. IV.2) son típicamente planas o cóncavas hacia arriba. Truncan a las superficies de menor orden, aunque en algunos casos estas pueden ser localmente paralelas a esta superficie limitante, indicando que son superficies de acreción lateral o corriente abajo. Pueden limitar el tope de macroformas ("superficies 4a", para Tripaldi et al. 2001); las superficies basales de pequeños canales, tales como los de desbordamiento ("superficies 4b" para Tripaldi et al. 2001); y los litosomas individuales generados por los depósitos de lóbulos de desbordamiento dentro de las planicies de inundación ("superficies 4c" para Tripaldi et

al. 2001). Por otro lado, pueden contener superficies de tercer orden separando depósitos acrecionales dentro de las macroformas.

Las superficies de segundo, tercero y cuarto orden en la clasificación de Miall estarían incluidas en las de segundo orden de Allen (1983).

Las superficies de *quinto orden* (fig. IV.2) son aquellas que limitan fajas de canales y complejos de rellenos de canales. Son en general planas a ligeramente cóncavas hacia arriba. Pueden estar señaladas por un relieve de corte y relleno local, y por los depósitos residuales gravosos de la base de los canales. Estas superficies son las de tercero orden de Allen (1983). Si un horizonte de suelo se encuentra relacionado a un canal específico, indicando un desarrollo contemporáneo, este horizonte, dentro de la planicie de inundación, debe ser clasificado como una superficie de quinto orden.

Ante la existencia de sistemas fluviales multicanales, la erosión producida por los canales de mayor tamaño originará superficies de quinto orden. Por otra parte, los rellenos de canales menores dentro del complejo estarán limitados por superficies de cuarto orden.

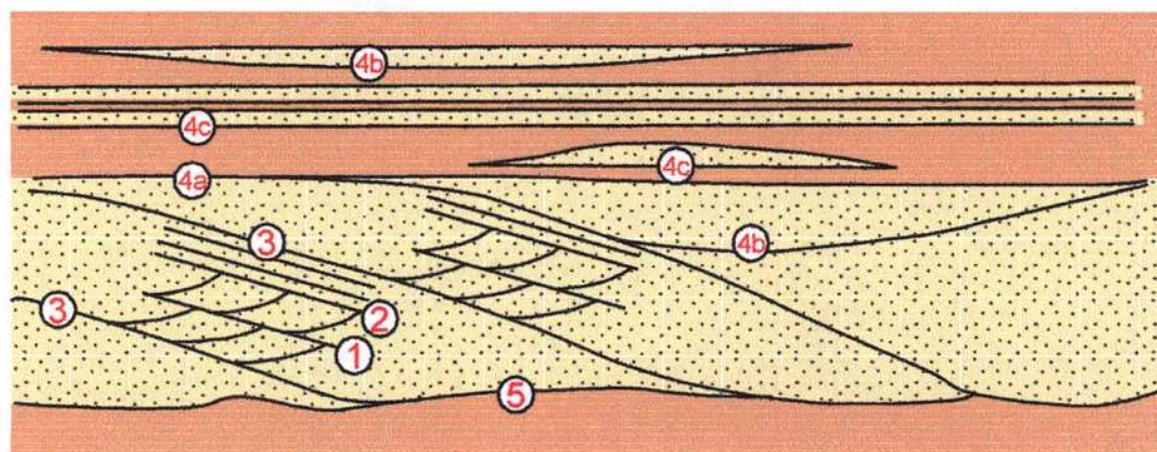


Figura IV.2 Esquema de las superficies limitantes (jerarquías de primero a quinto orden) utilizadas en esta tesis.

Las superficies de sexto orden definen grupos de canales o paleovalles y limitan unidades estratigráficamente mapeables tales como miembros o submiembros.

Las superficies de séptimo orden encierran litosomas mayores representando discretos eventos alogénicos (tectónicos o eustáticos). Muchos límites de secuencia constituyen superficies de orden siete, y es común que se encuentren marcados por importantes contrastes litológicos.

Las superficies de octavo orden son discordancias regionales que se desarrollan como respuesta a eventos geológicos de escala continental o global.

IV.3.2 Elementos arquitecturales

Los elementos arquitecturales son, según Miall (1996), los componentes de un sistema depositacional equivalentes en tamaño, o más pequeños, que el relleno de un canal, y más grandes que las unidades que forman facies individuales. Deben estar caracterizados por asociaciones de facies distintivas, geometrías internas, formas externas y por perfiles verticales. El término es utilizado por este autor para unidades encerradas entre superficies limitantes de tercero a quinto orden.

IV.3.2.1 Descripción de los elementos arquitecturales

Aquí solo se hará una breve reseña de los elementos arquitecturales utilizados en este trabajo, basados en los definidos por Miall (1996). Estos elementos serán descriptos en mayor detalle durante las descripciones de asociaciones de facies de cada formación.

En primer lugar, se identificaron litofacies cuya nomenclatura está basada en el código propuesto por Miall (1978; en Miall, 1996; fig. IV.3). Luego, estas litofacies se agruparon en asociaciones con las cuales se definieron los diferentes elementos arquitecturales. Los mismos, a grandes rasgos, pueden ser divididos en: 1) aquellos

correspondientes a canales y 2) aquellos que pertenecen a la planicie de inundación.

Los elementos arquitecturales aquí utilizados, resumidos en la figura IV.4, fueron:

IV.3.2.1.1 Elementos arquitecturales formados dentro de los canales

Elemento CH (Canales)

El elemento CH fue definido por Miall (1988, en Miall, 1996) para los depósitos de relleno de canales simples que no pueden ser subdividido en otros componentes (elementos arquitecturales).

Los canales principales están separados por superficies de quinto orden. Sin embargo, pueden existir canales de menor jerarquía dentro del sistema fluvial, (canales secundarios) que están limitados por superficies de cuarto orden.

La geometría de los canales es definida por su profundidad, relación ancho/rofundidad (A/P) y sinuosidad. Dentro del elemento arquitectural CH pueden haber otros elementos arquitecturales como SB, GB, etc.

Elemento GB (Formas de lecho y barras gravosas)

El elemento GB (Miall, 1996) está definido por las litofacies Gh, Gp y Gt que son el resultado de los tres principales tipos de barras gravosas. características del elemento GB. Los depósitos más simples son los mantos gravosos delgados, de márgenes lobados y con unos pocos clastos de espesor (litofacies Gh). Las litofacies Gp y Gt corresponden por su parte a la migración de barras gravosas con crestas rectas y crestas sinuosas respectivamente.

Descripción	Interpretación
Pelitas laminadas	Decantación en un ambiente tranquilo
Pelitas con laminación ondulítica	Migración de ondulitas, bajo régimen de flujo
Pelitas masivas	Decantación en un ambiente tranquilo
Areniscas con estratificación horizontal	Lecho plano, bajo régimen de flujo
Areniscas con laminación ondulítica de corriente	Migración de ondulitas de corriente, bajo régimen de flujo
Areniscas con laminación ondulítica de oleaje	Migración de ondulitas de oleaje, bajo régimen de flujo
Areniscas con laminación ondulítica	Migración de ondulitas, bajo régimen de flujo
Areniscas con laminación heterolítica	Alternancia de períodos corrientes tractivas de baja energía con períodos de merma de la corriente.
Areniscas masivas	Rápida deposición o flujos hiperconcentrados
Areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar	Migración de megaóndulas de crestas rectas, bajo régimen de flujo
Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa	Migración de megaóndulas con crestas sinuosas, bajo régimen de flujo
Margas masivas	Depósitos evaporíticos
Margas laminadas	Depósitos evaporíticos
Yeso laminado	Depósitos evaporíticos
Brechas intracísticas	Depósitos residuales de canal
Areniscas guijarrosas con estratificación entrecruzada tabular planar	Migración de megaóndulas o barras de crestas rectas
Areniscas guijarrosas con estratificación entrecruzada en artesa	Migración de megaóndulas o barras de crestas sinuosas
Areniscas guijarrosas masivas	Flujos hiperconcentrados o flujos normales
Conglomerados con estratificación horizontal	Migración de barras gravosas longitudinales
Conglomerados con estratificación tabular planar	Migración de barras gravosas transversales
Conglomerados con clastos imbricados	Núcleos de barra/ barras longitudinales
Ortoconglomerados clasto-soportados masivos	Migración de barras gravosas longitudinales/ depósitos residuales de canal
Ortoconglomerados matriz-soportados masivos	Depositos de flujos granulares (mecanismo de soporte de clastos: presión dispersiva)
Paraconglomerados matriz-soportados masivos	Depósitos de flujos de detritos (mecanismo de soporte de clastos: resistencia de la matriz)

Figura IV.3 Cuadro de código de las litofacies utilizadas en este trabajo (basado en el propuesto por Miall (1996))

Elemento SG (Depósitos de flujos sedimentarios gravitatorios)

Este elemento aparece como angostos lóbulos elongados o como mantos multiepisódicos (Miall, 1996). Las litofacies características son: Gmm, Gmg, Gci y Gcm. Este tipo de depósitos se halla formado por flujos de detritos y mecanismos relacionados. Los bancos individuales tienen un espesor medio de 0,5 -3 m.

Los depósitos de estos flujos tiene base no erosiva e irregular. Cada evento ocupa pasivamente canales preexistentes o la topografía irregular formada por los flujos gravitatorios previos. Internamente, pueden mostrar un amplio rango de texturas y fábricas, siendo la estructura caótica la predominante. No obstante, las gradaciones, tanto normal como inversa, son comunes.

Elemento SB (Formas de lecho arenosas)

El elemento SB (Miall, 1996) se encuentra constituido por formas de lecho arenosas de alto y bajo régimen de flujo; tales como las dunas o megaóndulas de crestas sinuosas (litofacies St), las ondas de arena o megaóndulas de crestas rectas y formas de lecho transversales (litofacies Sp), el lecho plano de alto régimen de flujo (litofacies Sh y Sl) y las ondulitas (litofacies Sr).

Elemento DA (Macroformas de acreción corriente abajo)

Este elemento se utiliza para referirse a complejos de barras que se hallan conformados por varios cosets orientados a favor de la corriente (Miall, 1996). Estas formas de lecho se encuentran dinámicamente relacionadas unas con otras, y separadas por superficies internas limitantes que inclinan moderadamente ($<10^\circ$) en el sentido de la corriente. Las superficies que encierran sets o cosets de las litofacies Sp, St, Sh, Sl o Sr, corresponden a superficies de segundo y tercer orden.

Elemento	Símbolo	Principal asociación de litofacies	Geometría
Canales (<i>Channels</i>)	CH	Cualquier combinación	Lentes o mantos, base erosiva cóncava hacia arriba, escala y forma altamente variables, superficies internas erosivas de 3º orden comunes.
Formas de lecho y barras gravosas (<i>Gravel bars and bedforms</i>)	GB	Gm, Gp, Gt	Lentes, mantos; usualmente cuerpos tabulares; comúnmente interdigitados con SB.
Flujos sedimentarios gravitatorios (<i>Sediment gravity flow</i>)	SG	Gmm, Gmg, Gci y Gcm	Lóbulos, mantos, típicamente interdigitados con GB
Formas de lecho arenosas (<i>Sandy bedform</i>)	SB	Sp, St, Sh, Sl, Sr	Lentes, mantos, cuñas; aparecen como rellenos de canales, lóbulos
Macroformas de acreción corriente abajo (<i>Downstream-accretion macroforms</i>)	DA	Sp, St, Sh, Sl, Sr	Lentes apoyadas sobre una base plana o canalizada; con superficies internas erosivas de 3º orden, cóncavas hacia arriba; y superficies limitantes superiores de 4º orden.
Macroformas de acreción lateral (<i>Lateral-accretion macroform</i>)	LA	Sp, St, Sh, Sl, Sr (comunes Gm, Gp, Gt)	Cuñas, mantos, lóbulos; caracterizados por superficies internas de acreción lateral de 3º orden.
Mantos de arena laminados (<i>Laminated sand sheet</i>)	LS	Sh, Sl (menos comunes, Sp, Sr)	Mantos

Figura IV.4. Elementos arquitecturales de canal utilizados en este trabajo, basados en Miall (1996)

Elemento LA (Depósitos de acreción lateral)

Este elemento es utilizado para barras que acrecen lateralmente que se encuentran adherida a los márgenes de los ríos (Miall, 1996). Estas barras generan un elemento arquitectural distintivo, caracterizado por superficies limitantes moderadamente inclinadas de tercer orden, de gran escala, correspondientes a sucesivos incrementos de crecimiento lateral.

La geometría interna y la composición de litofacies del elemento LA es altamente variable, y depende de la geometría del canal y de la carga de lecho.

Elemento LS (Mantos de arenas laminados)

Los mantos de arena laminados (litoformaciones Sh y Sl - Miall, (1996) con litoformaciones Sp, St y Sr subordinadas), han sido interpretados como producto de crecidas rápidas que depositan arena bajo condiciones de lecho plano de alto régimen de flujo.

Los mantos de arena individuales se apoyan sobre superficies erosivas planas a levemente irregulares. La extensión lateral de cada uno de estos mantos puede ser de más de 100 m. En los bordes, se adelgazan y pasan a unidades de tamaño de grano más fino dominadas por areniscas fangosas con litoformación Sr que representan los márgenes de mantos de inundación individuales.

IV.3.2.1.2 Elementos Arquitecturales De Planicie De Inundación

Los depósitos formados fuera de los canales fluviales principales pueden ser clasificados dentro de dos amplias categorías (Miall, 1996):

1. Depósitos relativamente gruesos formados por desbordes del flujo con carga de lecho del canal, constituyendo *albardones* y depósitos de canales y lóbulos de desbordamiento.
2. Depósitos finos formados en ambientes de baja energía, producidos durante crecidas efímeras en manto y/o encarcamientos permanentes de la planicie de inundación.

Dentro del ambiente de planicie de inundación, Miall (1996), determinó cinco elementos arquitecturales. Los mismos son descriptos a continuación y son resumidos en la figura IV.5.

Albardón (levee)	LV	Fl	Cuñas de hasta 10 m de espesor, 3 km de ancho	Desbordes por crecidas
Canal de desbordamiento (crevasse channel)	CR	St, Sr	Canales de unos pocos '100 m de ancho, 5 m de profundidad y 10 km de longitud.	Ruptura del margen del canal principal
Lóbulo de desbordamiento (crevasse splay)	CS	St, Sr, Sm, Fl	Lentes de 10x10 km, 2-6 m de espesor	Progradación de cuerpos tipo delta a partir de canales de desbordamiento dentro de la planicie de inundación.
Finos de planicie de inundación (floodplain fines)	FF	Fl, Fm, Fr	Mantos, pueden tener varios km de extensión lateral, '10 de m de espesor	Depósitos de flujos en manto que desbordan, encharcamientos y pantanos dentro de la planicie de inundación
Canales abandonados	CH(F)	Fl, Fm, Fr	Canales comparables en escala con los canales activos	Relleno de canales abandonados.

Figura IV.5 Elementos arquitecturales descriptos por Miall (1996) para las planicies de inundación.

Depósitos de gruesos de la planicie de inundación

Elemento LV (Depósitos de albardón)

Los depósitos de albardones se encuentran constituidos por areniscas y limolitas con laminación ondulítica o masivas, rítmicamente estratificadas, que se encuentran conformando unidades de unos pocos decímetros de espesor (Miall, 1996).

Elemento CR (Depósitos de canal de desbordamiento)

Los depósitos de canales de desbordamiento (elemento CR- Miall, 1996) son cuerpos lenticulares, separados de los sedimentos finos de planicie por superficies de cuarto orden. Internamente se encuentran constituidos por areniscas de grano medio a fino con estratificación entrecruzada y laminación ondulítica (Litofacies St, Sr).

Depósitos de lóbulos de desbordamiento (Elemento CS)

Estos depósitos del elemento CS (Miall, 1996) forman cuerpos con forma de lente de hasta 10 km de longitud y 5 km de ancho. En las zonas proximales son atravesados por los canales alimentadores (canales de desbordamiento) y en sus márgenes se interdigitan con depósitos finos de planicie. Las superficies que limitan a este elemento son de cuarto orden.

Los depósitos de lóbulos de desbordamiento están constituidos típicamente por areniscas de grano medio a fino con abundantes estructuras tractivas, marcas de raíces y bioturbación. Son comunes la laminación ondulítica y las estructuras entrecruzadas, así como también la litofacies Fl constituida por laminaciones de arcillas y limos. Estas litofacies componen estratos delgados separados por abundantes superficies de no deposición o leves erosiones (superficies de tercer orden).

Depósitos clásticos de grano fino

Esta categoría incluye: 1) a los depósitos de tipo manto formados por decantación a partir de las crecidas, 2) a los depósitos formados por encarcamientos dentro de la planicie de inundación y 3) a los rellenos de canales abandonados. La estratificación es tabular y cada unidad individual de depósitos de planicies de inundación se extiende lateralmente por cientos de metros y a menudo por kilómetros.

Elemento FF (Finos de planicie de inundación)

El elemento FF (Miall, 1996) se halla constituido por unidades mantiformes de varios cientos de metros a varios kilómetros de extensión lateral. Estas unidades pueden tener considerables variaciones litológicas verticales, reflejando el hecho de que la superficie depositacional era plana y que era realmente susceptible a pequeños cambios en los procesos de deposición. La sedimentación puede producirse a partir

de eventos separados, como inundaciones individuales, o por decantación continua en pantanos o encharcamientos. Cuando hay exposición subaérea estacional o hay desecación por largos períodos de tiempo, los procesos de desecación o la acción pedogénica puede ser importante, y este elemento puede estar interdigitado con paleosuelos.

Elemento FF(CH) (Rellenos de canales abandonados)

La unidad arquitectural FF(CH) (Miall, 1996) se forma cuando un canal es abandonado. Las litofacies resultantes son de grano fino, encontrándose comúnmente carbón y otros remanentes orgánicos.

IV.4 Estudios petrográficos

Para determinar las áreas de aporte vinculadas a la deposición de las formaciones terciarias de la Cuenca de La Troya se realizaron estudios petrográficos poniendo especial énfasis en las modas detríticas. Con este fin se realizaron secciones delgadas de un total de 80 muestras de las sedimentitas terciarias de toda la cuenca.

Los conteos petrográficos se llevaron a cabo mediante el método Gazzzy-Dickinson por medio del cual los cristales mayores a 62 micrones que se encuentran formando parte de fragmentos líticos se cuentan como fragmentos monominerales.

Luego las areniscas fueron clasificadas según Folk *et al.* (1970)

Capítulo V

MARCO TECTÓNICO Y ESTRATIGRAFÍA DE LA REGIÓN

V.A MARCO TECTÓNICO DE LA CUENCA DE LA TROYA

El margen de Sudamérica limitado por los paralelos 27° y 33° de latitud Sur se encuentra, desde el Mioceno, bajo un régimen tectónico compresivo. Este régimen tectónico está dado por la subducción de la placa oceánica de Nazca por debajo del margen occidental del continente americano. En particular, el segmento antes mencionado se caracteriza por la subducción subhorizontal definida por Jordan *et al.* (1983).

La subducción subhorizontal produjo la última estructuración de las provincias geológicas de Precordillera y Sierras Pampeanas. Como consecuencia de esta deformación se generaron diversas cuencas dentro de las cuales se encuentra la Cuenca de La Troya (Reynolds, 1987; Reynolds *et al.* 1989). Esta cuenca (fig. V.1) está en el extremo norte de la Precordillera Central en el punto en el que se encuentra con el lineamiento de Valle Fértil (límite oeste de las Sierras Pampeanas Occidentales).

El límite con esta última, está dado en la superficie por el lineamiento de Valle Fértil, cuyos afloramientos más septentrionales están representados por la Sierra de Maz que se encuentra al este de la zona de estudio. La cuenca, a su vez, se encuentra limitada en su sector occidental por el último corrimiento de la Faja Plegada y Corida de la Precordillera Central. Al norte del sector aquí estudiado, estas dos grandes estructuras convergen generando una gran complejidad estructural.

Mientras que la deformación de la FPC de Precordillera avanza hacia el este más o menos paralela al frente de corrimientos, la deformación de las Sierras Pampeanas, no lo hace sistemáticamente de la misma forma. Su deformación se vio favorecida por la

presencia de estructuras pre- Cenozoicas, que afectaban a su basamento. De esta manera, cuando la Precordillera, por su litología, responde a la deformación desarrollando una faja plegada y corrida de piel fina (no la Precordillera Oriental, la cual precisamente involucra basamento), las Sierras Pampeanas lo hacen reactivando e invirtiendo fallas lísticas de alto ángulo con inclinación hacia el oeste, que involucran al basamento y que eran previas a la deformación terciaria.

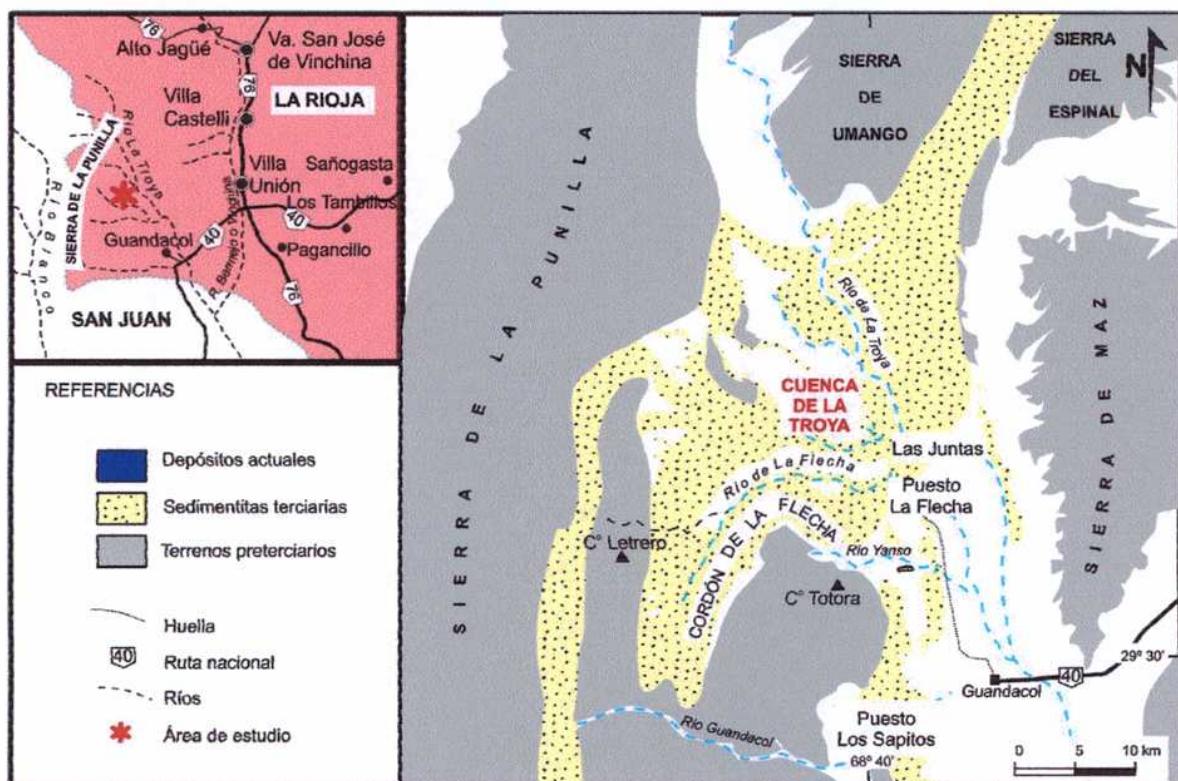


Figura V.1 Mapa de la Cuenca de La Troya

Estos dos estilos estructurales poseen vergencias opuestas: hacia el oriente, la Precordillera y, hacia el occidente, las Sierras Pampeanas. Ambas unidades, se encuentran actualmente activas y delimitan la cuenca del Bermejo dentro de la que se incluye la Cuenca del La Troya.

Según Re (1996), Jordan *et al.* (1999) y Jordan *et al.* (2001) la cuenca del Bermejo ha sufrido numerosos cambios en la ubicación de su depocentro. En su trabajo, Re, menciona una migración del depocentro desde el norte hacia el sur y, luego nuevamente hacia el norte, en donde se concentran los mayores espesores de la cuenca, de más de 200 km. Jordan *et al.* (2001), por otro lado, han postulado cuatro estadios en la historia de la cuenca: el primero, en el cual se inicia la cuenca entre los 20 y 19 Ma vinculado al levantamiento de la Cordillera Frontal y que lleva al segundo estadio, que los autores denominan de “cuenca de antepaís simple”, en el cual la cuenca se comporta como una cuenca de antepaís ideal, con el máximo espesor hacia el frente de los corrimientos y el eje de subsidencia desplazándose en la dirección de avance del orógeno. Este estadio perdura hasta aproximadamente los 8-7 Ma y durante el mismo la faja plegada y corrida de Precordillera empieza a migrar hacia el este. En un tercer estadio, la cuenca es simétrica, hasta los 6,5 Ma. Cuando comienza el cuarto estadio que corresponde a la “cuenca de antepaís asimétrica fracturada”. La cuenca simétrica del tercer estadio, podría haber sido originada al disponerse la placa de Nazca por primera vez subhorizontal por debajo del antepaís originando en el mismo una longitud de onda muy amplia de ascenso o subsidencia, en cualquier caso, los estratos de la cuenca del Bermejo serían un rasgo de menor longitud de onda sobreimpuesto al efecto anterior. En el cuarto estadio, la cuenca deja de comportarse de modo elástico, y comienza a fracturarse a través de la rotación de grandes sistemas de fallas del basamento.

Hasta aquí se han presentado los conocimientos hasta el momento acerca de la Cuenca de La Troya, sin embargo, como se verá a continuación, los nuevos datos obtenidos en esta tesis harán rever las edades y estratigrafía de la misma.

V.B SINOPSIS ESTRATIGRÁFICA

Para el presente trabajo de tesis doctoral fue levantado un mapa geológico a escala 1:70.000 en el que se encuentran representada la columna estratigráfica casi completa desde el Precámbrico hasta el actual (fig. V.2).

Las rocas más antiguas de la región están representadas por metamorfitas de alto grado, gneisses y diferentes tipos de esquistos de la Formación Espinal (Turner, 1964) de edad precámbrica.

Las formaciones Cerro Totora (Astini y Vaccari, 1996) y las calizas de la Formación La Flecha (Baldis et al., 1981) del Cámbrico afloran al sur del área de estudio. Estas rocas no se encuentran en contacto con metamorfitas precámbricas.

Sobre el río Guandacol, se expone parte el Grupo Trapiche (Furque, 1963), de edad ordovícica, integrado por las formaciones Las Vacas y Trapiche. Los afloramientos de las dos primeras formaciones de este grupo son de mucha menor importancia que los de la Formación Trapiche. Esta unidad, forma un importante alto topográfico al oeste de la zona de estudio.

La Sierra de la Punilla expone a las metamorfitas de bajo grado de la Formación Punilla (Furque, 1963- Devónico).

El Paleozoico Superior aflora tanto en el norte como en el sur de la zona estudiada. Está representado por las formaciones Volcán y Panacán (Furque, 1963) y por el Granito Cerro Imán de edad pérmica. La Formación Volcán es de edad carbonífera superior, mientras que la Formación Panacán pertenece al Pérmico.

El Mesozoico está representado por las formaciones Santo Domingo (Fauqué y Caminos, 2002) y Ciénaga del Río Huaco (Limarino et al., 2000). La primera corresponde al

Triásico superior- Jurásico inferior y, la segunda, al Cretácico superior. Ambas son estan conformadas por areniscas y pelitas rojas. Su diferenciación en el campo es difícil.

Sobre las sedimentitas mesozoicas se dispone de manera homoclinal la Formación Puesto La Flecha (Caselli *et al.* 2002). Esta unidad del Eoceno es la más antigua dentro del Terciario de la zona. La Formación Puesto La Flecha forma parte de los bancos rojos que se pueden observar, por ejemplo, al pie del Cordón de La Flecha.

La Formación Vallecito (Borrello y Cuerda, 1968) se encuentra integrada por areniscas con estratificación entrecruzada de gran porte de origen eólico. Por encima de esta unidad aparecen las areniscas y pelitas verdes de la Formación Quebrada de la Montosa, definida en este trabajo, de edad Eocena. Los límites entre estos dos conjuntos rocosos son transicionales.

La Formación Vinchina (Turner, 1964) se presenta sobre la Formación Quebrada de la Montosa. Se encuentra conformada por areniscas, pelitas y conglomerados de color rojo pálido. Las dataciones obtenidas en la presente Tesis ubican a la Formación Vinchina dentro del Eoceno.

Sobreyace a la Formación Vinchina, la Formación Zapallar (Furque, 1972). Esta conformada por areniscas, pelitas y conglomerados blanquecinos. A partir de edades radimétricas hechas en un nivel tobáceo del tope de esta unidad, se le atribuye una edad Oligocena.

		Unidad	
Cenozoico	Holoceno	Depósitos fluviales y de abanicos aluviales	
	Pleistoceno	Depósitos de abanicos aterrazados	
	Plioceno	FM. EL CORRAL	Mbro. Tamberías
			Mbro. Quebrada del Río Yanso
			Mbro. La Cueva
			Mbro. De Limolitas y Lutitas
	Mioceno Inferior	FM. CERRO MORADO	Mbro. Volcánico
			Mbro. Sedimentario
	Eoceno-Oligoceno	FM. ZAPALLAR	
			Mbro. Superior
		FM. VINCHINA	Mbro. Inferior
Paleógeno	Eoceno	FM. QUEBRADA DE LA MONTOSA	
		FM. VALLECITO	
		FM. PUESTO LA FLECHA	
Mesozoico	Cretácico	FM. CIENAGA DEL RÍO HUACO	
	Triásico superior- Jurásico inferior	FM. SANTO DOMINGO	
	Pérmico	GRANITO CERRO IMÁN	
	Carbonífero Superior	FM. PANACÁN	
	Devónico	FM. VOLCÁN	
	Ordovícico	GRUPO TRAPICHE	Fm. Trapiche
			Fm. Las Vacas
Paleozoico	Cámbrico	FM. LA FLECHA	
		FM. CERRO TOTORA	
	Precámbrico	FM. ESPINAL (COMPLEJO METAMÓRFICO DE MAZ/ COMPLEJO METAMÓRFICO UMANGO)	

Figura V.2 Cuadro estratigráfico de la Cuenca de La Troya.

Todas las unidades terciarias desde la Formación Puesto La Flecha hasta la Formación Zapallar son concordantes formando una secuencia homoclinal, con límites transicionales a partir de la Formación Vallecito.

En las nacientes del río Guandacol aflora la Formación Cerro Morado (Borrello y Cuerda, 1968). Se apoya sobre 50 metros de pelitas y conglomerados rojos que sobreyacen a la Formación Vallecito. La correlación de estos bancos rojos es compleja. En el Cerro de la Burra, perteneciente al Cordón de La Flecha, se observa esta misma relación. Según la estratigrafía observada en la quebrada de La Flecha y en las Juntas los bancos rojos podrían pertenecer tanto a Formación Vinchina como a la Formación Zapallar.

La Formación Cerro Morado ha sido datada en el Cerro Guachi, pocos kilómetros al sur de los afloramientos del área de estudio (provincia de San Juan) por Limarino *et al.* 2002. Las edades obtenidas son de aproximadamente 18 Ma (Mioceno Inferior).

Todas estas unidades son sobreyaciadas discordantemente por la Formación El Corral (Furque, 1963). Esta unidad, en la que predominan los conglomerados, ha sido dividida en esta Tesis en cuatro miembros: el miembro de Lutitas y Limolitas, el miembro La Cueva, de ortoconglomerados verdes; el miembro Quebrada del Yanso, constituida por conglomerados rojos; y el miembro Tamberías de conglomerados grises.

La Formación El Corral fue atribuido al Plioceno por Furque (1963) por relaciones estratigráficas.

El Pleistoceno aparece representado por abanicos aluviales aterrazado por los sistemas fluviales actuales. Por otro lado, se halla afectado por numerosos fallamientos producidos por la neotectónica del área (Ciccioli *et al.*, 2003).

V.C BASAMENTO PRE-TERCIARIO DE LA CUENCA DE LA TROYA

El basamento preterciario de la Cuenca de La Troya puede ser dividido en tres unidades morfoestructurales mayores que son las siguientes: 1) Basamento cristalino Precámbrico, 2) Sedimentitas de plataforma paleozoicas, y 3) Estratos rojos de edad mesozoica. Las unidades estratigráficas que integran cada uno de estos tres conjuntos son descriptas brevemente a continuación.

V.C.1 BASAMENTO CRISTALINO PRECÁMBRICO

FORMACIÓN ESPINAL (Turner, 1964)

Los afloramientos de las rocas más antiguas de la región, se encuentran ubicados en la parte septentrional y oriental del área estudiada. Estas rocas de edad precámbrica, se hallan representadas por el extremo sur de las sierras de Umango, El Espinal y Maz (fig. V.3).

Esta unidad fue definida por Turner (1964). Está constituida por mármoles, esquistos, gneises cuarzo micáceos, anfibolitas, metatonalitas, margas y areniscas impuras.

La Formación Espinal ha sido datada radimétricamente por Varela *et al.* (2003) y Vujovich *et al.* (2005) quienes obtuvieron un rango de edades de entre 1800Ma (Sierra de Maz) y de 1100Ma (Sierra del Espinal).

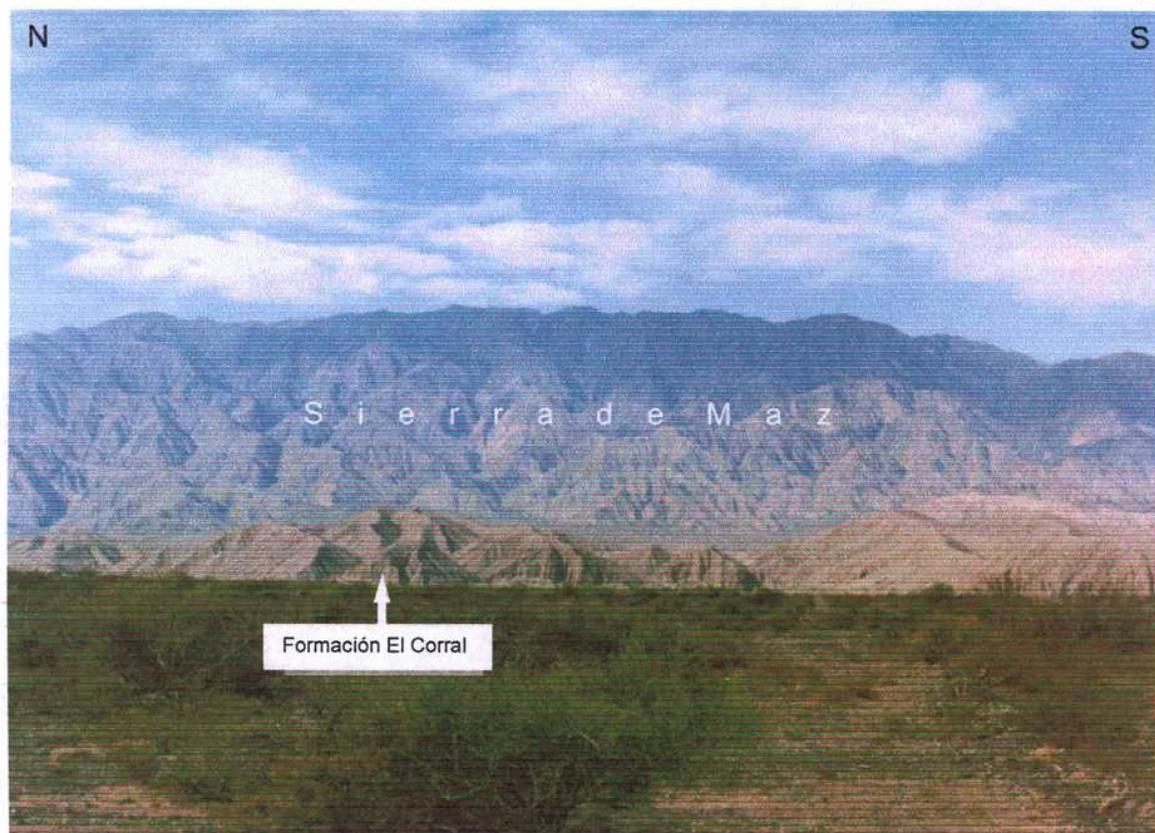


Figura V.3 Vista de la ladera oeste de la Sierra de Maz formada en su mayor parte por las metamorfitas de la Formación Espinal. Por delante aparecen afloramientos terciarios del miembro Tamberías de la Formación El Corral.

V.C.2 SEDIMENTITAS PALEOZOICAS DE PLATAFORMA

FORMACIÓN CERRO TOTORA (Astini y Vaccari, 1996)

Cámbrico Inferior tardío

La Formación Cerro Totora fue definida por Astini y Vaccari (1996). La sección tipo aflora en el cerro homónimo que se encuentra 9 km al oeste de la localidad de Guandacol. En este sector, tiene un espesor de 350 m. Su base no aflora. Se encuentra en contacto

tectónico al este con el Miembro Quebrada del Río Yanso de la Formación El Corral (Limarino *et al.*, 2000) y al oeste con la Formación La Flecha (Baldis *et al.*, 1981).

Esta unidad fue subdividida por Astini y Vaccari (1996) en los siguientes miembros: 1) el Miembro inferior clástico-calcáreo, formado por una intercalación de pelitas limosas y areniscas finas rojizas, generalmente laminadas con bancos dolomíticos tabulares; 2) el Miembro medio Yesoso, constituido por sucesiones que de varios metros de espesor de yeso, intercalados con bancos calcáreos laminados grises y blanquecinos; y 3) el Miembro superior silicoclástico, de color morado a rojizo, conformado por limolitas y areniscas finas laminadas interestratificadas con margas y calizas finamente laminadas.

Al mismo tiempo, Astini y Vaccari (1996), atribuyeron la generación de este conjunto sedimentario a ambientes hipersalinos supramareales y de plataforma somera.

Esta unidad ha sido atribuída al Cámbrico inferior tardío en base a su contenido de Olenellidos (Vaccari, 1988).

FORMACIÓN LA FLECHA (Baldis *et al.*, 1981)

Cámbrico Superior

Se incluye dentro de esta unidad a calizas de color gris claro hasta blanquecino, intensamente fracturadas, que conforman el Filo Blanco y parte del Cerro Totora, en el centro sur del área estudiada (fig. V.4).

Estas rocas fueron originalmente nominadas por Baldis *et al.* (1981) aflorando en la mayor parte de la Precordillera Oriental y Central de San Juan y La Rioja. Tiene un espesor de 500 m y se encuentra intensamente tectonizada en el área de estudio. Se encuentra constituida por calizas, dolomitas y chert.

Keller *et al.* (1989; en Bordonaro, 2003) interpretaron los ambientes de esta unidad como conformados por ciclos de somerización que varían entre ambiente submareales a supramareales en plataformas dominadas por mareas.

La edad de la formación es cámbrica superior debido a la presencia de trilobites (Keller *et al.*, 1994; en Bordonaro 2003)



Figura V.4 Calizas de la Formación La Flecha en contacto con las pelitas rojas de la Formación Ciénaga del Río Huaco en la quebrada del río Yanco.

GRUPO TRAPICHE- (Furque, 1972b)

Ordovícico Superior

Este conjunto rocoso fue inicialmente descripto y nominado por Furque (1963) al realizar la Hoja geológica 17b (Guandacol) como formación Trapiche. Este autor, dividió a la

unidad en: "Conglomerado de las Vacas", "Lutita de las Plantas" y "Estratos del Trapiche". Esta subdivisión fue realizada en base a las diferencias litológicas, la fauna encontrada en los diferentes conjuntos rocosos y en las relaciones estratigráficas de las mismas. Posteriormente, Furque (1972b) elevó el rango estratigráfico de estas unidades y definió el Grupo Trapiche conformado por las formaciones Las Vacas, Las Plantas y Trapiche.

Años después, Astini (1998) propuso una nueva subdivisión para el Grupo Trapiche basada en las relaciones estratigráficas de sus unidades. En este trabajo, el autor, propuso la diferenciación de dos unidades mayores limitadas por discontinuidades: las aloformaciones Plantiano y Trapichiano. De esta manera, la Aloformación Plantiano incluye a la Formación Las Vacas y la Aloformación Trapicheano a la Formación Trapiche. La Formación Las Plantas, definida por Furque (1972a y b) es disminuida de rango en este trabajo y queda incluida dentro de la Formación Las Vacas subdividida en tres miembros: el Miembro conglomerados macizos y olistostromas basales, el Miembro lutitas Las Plantas y el Miembro conglomerados estratificados.

Dentro del área de estudio solo aflora el Miembro de Conglomerados macizos de la Formación Las Vacas y la Formación Trapiche.

Formación Las Vacas:

En el área de estudio aparecen los afloramientos más septentrionales de la Formación Las Vacas que se ubican en los márgenes del río Guandacol, en las cercanías del cerro Piedra Blanca. Esta unidad posee un espesor de 90 m y se encuentra conformada por paraconglomerados con estratificación poco definida, compuestos principalmente por clastos de cuarzo y calizas redondeados de hasta 5 cm de diámetro (fig. V.5).

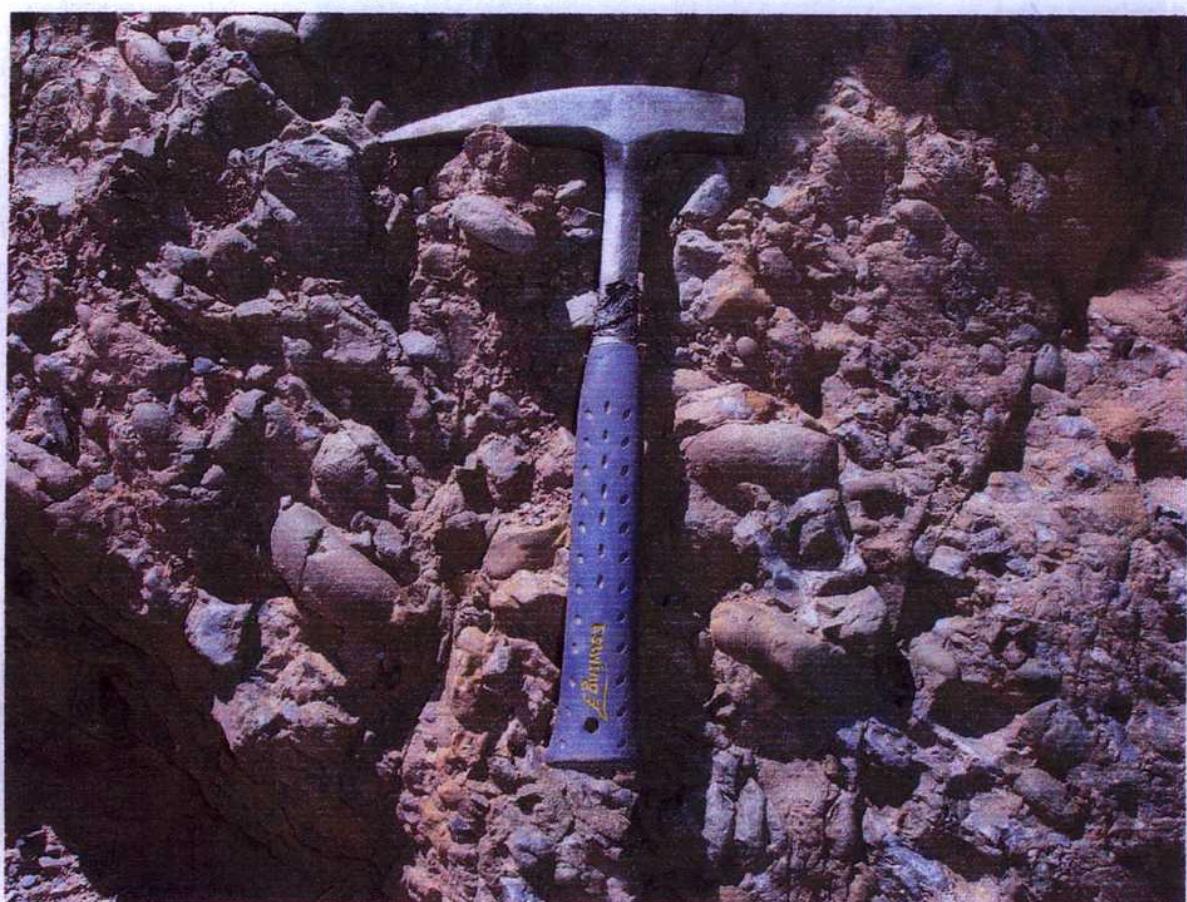


Figura V.5 Detalle de los conglomerados de la Formación Las Vacas aflorantes en las márgenes del río Guandacol.

La base de la unidad se caracteriza por una discordancia erosiva que corta distintos niveles estratigráficos. En el área de estudio, la Formación Las Vacas se apoya sobre las calizas de la Formación La Flecha.

Astini (1998) y Cuerda *et al.* (2004) atribuyen el origen del Miembro de los conglomerados macizos a deslizamientos de bloques y flujos de detritos en los márgenes de cuencas extensionales producidas durante la fase Guandacólica de naturaleza extensional.

Sobre la base del contenido fosilífero, integrado por graptofaunas diversos autores (Furque, 1972a y b; Astini y Brussa, 1996 y Cuerda *et al.*, 2004) han propuesto una edad caradociana inferior para esta unidad.

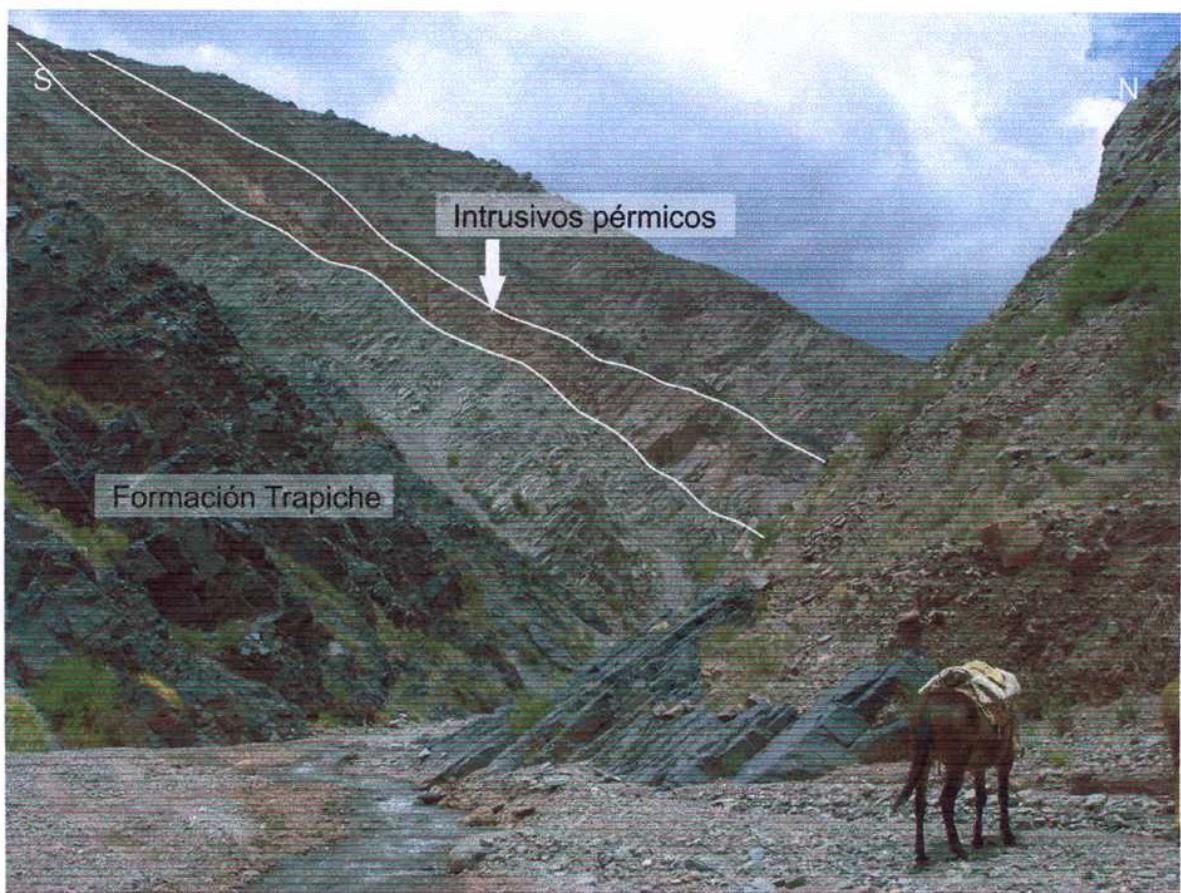


Figura V.6 La Formación Trapiche en la quebrada del río Guandacol.

Formación Trapiche

Esta unidad aflora en una amplia faja de orientación norte-sur dentro del sector occidental del área de estudio formando un cordón serrano de hasta 3600 metros de altura constituido por los cerros Letrero, Piedra Blanca y Barrancas. Está conformada por cuarcitas y wackes metamorfizados, y esquistos (fig.V.6).

En el área estudiada, la formación se encuentra bien expuesta a lo largo del curso medio del río Guandacol, donde privan los esquistos de mediano a alto grado. El intenso metamorfismo y deformación producido por la intrusión del Granito del Cerro Imán.

FORMACIÓN PUNILLA- (Furque, 1963)

Devónico

Furque (1963) utilizó el nombre de Formación Punilla para incluir a una serie de metamorfitas de bajo grado aflorantes al oeste del área de la Hoja Geológica de Guandacol. Posteriormente, este conjunto rocoso fue reconocido por el mismo autor (Furque, 1972a y b; Furque, 1979) en las regiones de Jachal y Cerro La Bolsa

Esta unidad aflora en la sierra de la Punilla que conforma el mayor alto topográfico al oeste del área de estudio (fig. V.7). Su orientación es norte-sur y las máximas elevaciones están dadas por los cerros La Bolsa, El Cepo, Cebado, Mesada y Tambillos que alcanzan alturas entre 4700 m y 3600 m.

Furque (1979) estimó un espesor para la unidad de aproximadamente 4000 m. Litológicamente, la parte inferior de la Formación Punilla, se encuentra conformada por areniscas dominantemente cuarzosas de color blanco que por meteorización aparecen negras azuladas. Estas areniscas se encuentran bien estratificadas y alternan con delgados bancos pelíticos de color verde claro. Los bancos de areniscas poseen hasta 1 m de espesor. Las pelitas se hallan laminadas y forman estratos de escala centimétrica. Poseen restos vegetales mal conservados (Furque, 1963).

La base de la formación presenta ortoconglomerados gruesos constituidos por clastos muy bien redondeados de areniscas y lutitas de color verde oscuro, con una matriz arenosa mediana de composición silícea.

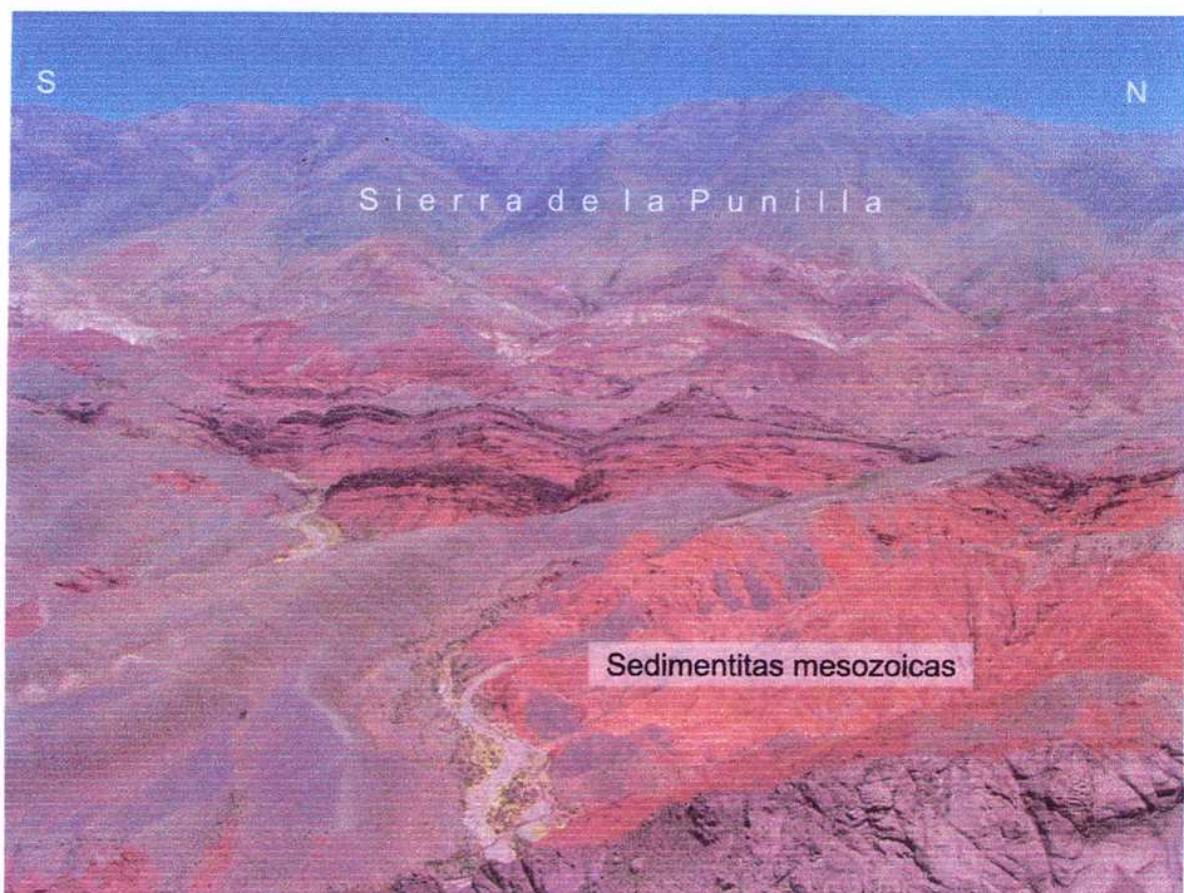


Figura V.7 Vista hacia el oeste de la sierra de la Punilla (Formación Punilla) en las nacientes del río Guandacol. Obsérvese como la falla inversa que levanta la sierra ha montado a la secuencia devónica sobre los bancos rojos pertenecientes a sucesiones mesozoicas .

La base de la unidad no se observa dentro de la región. En las nacientes del río Guandacol, la Formación Punilla, se encuentra en contacto tectónico con las sedimentitas carboníferas y terciarias. Al norte de la zona de estudio, las bajadas cuatemarias cubren a la unidad no pudiéndose observar relaciones estratigráficas con otras unidades.

La Formación Punilla fue atribuida por Furque (1963, 1972a y b, 1979) al Devónico, en base a su contenido paleontológico y a sus relaciones estratigráficas.

FORMACIÓN VOLCÁN- (Furque, 1963)

Carbonífero- Pérmico Inferior temprano

La Formación Volcán fue definida y por primera vez descripta por Furque (1963), al realizar la hoja de Guandacol.

La Formación Volcán aflora ampliamente dentro del área de estudio. En el sector norte, aparece al oeste de la sierra de Umango (fig. V.8), con rumbo longitudinal. Al este, es expuesta por las fallas de rumbo NNO-SSE asociadas al lineamiento de Valle Fértil. En el sector sur, aflora con orientación norte sur en dos fajas paralelas: una faja al este del cordón de La Flecha (fig. V.9) y la otra al oeste del frente serrano formado por los cerros Barrancas, Letrero y Piedra Blanca.

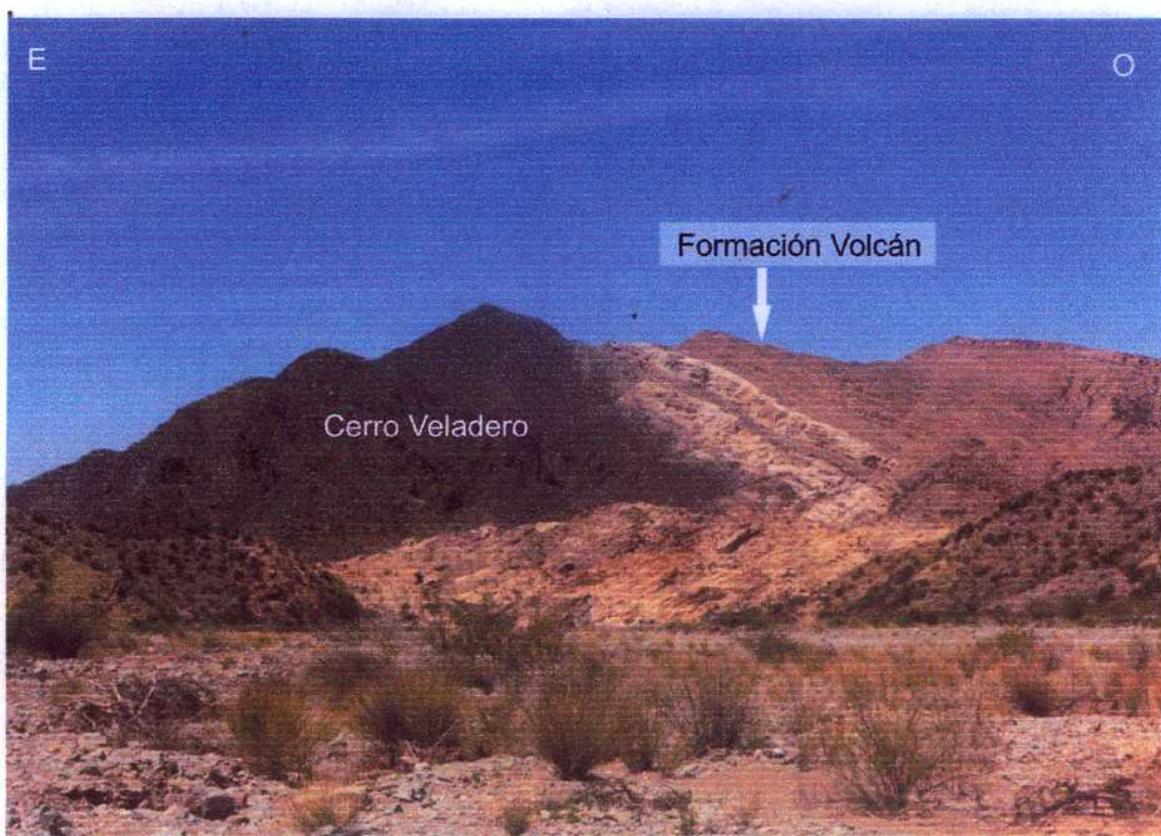


Figura V.8 Afloramientos de la Formación Volcán al norte de Nacimientos, sobre la margen derecha del río La Troya. Las areniscas arcósicas de esta unidad se apoyan sobre el cerro Veladero.

Este conjunto rocoso ha sido dividido en dos secciones (Césari *et al.*, 1999). La sección inferior, de 80 m de espesor, está compuesta por diamictitas, areniscas muy finas y capas de carbón. La sección superior (arcósica) posee un espesor de 190 m y se halla constituida por areniscas gris blanquecinas, areniscas gruesas y conglomerados con esporádicas intercalaciones de andesitas.

Esta unidad fue inicialmente atribuida al Carbonífero por Furque (1963, 1972a y b, 1979). Más recientemente, Césari *et al.* (1999) reportaron granos de polen y esporas de los géneros *Vittatina*, *Fusacolpites*, *Striatoabietites*, *Protohaploxylinus* y *Weylandites*, que indicarían una edad Pérmico Inferior temprano. A esta microflora se agregan los restos de plantas pertenecientes a la Zona NBG del Carbonífero Superior.

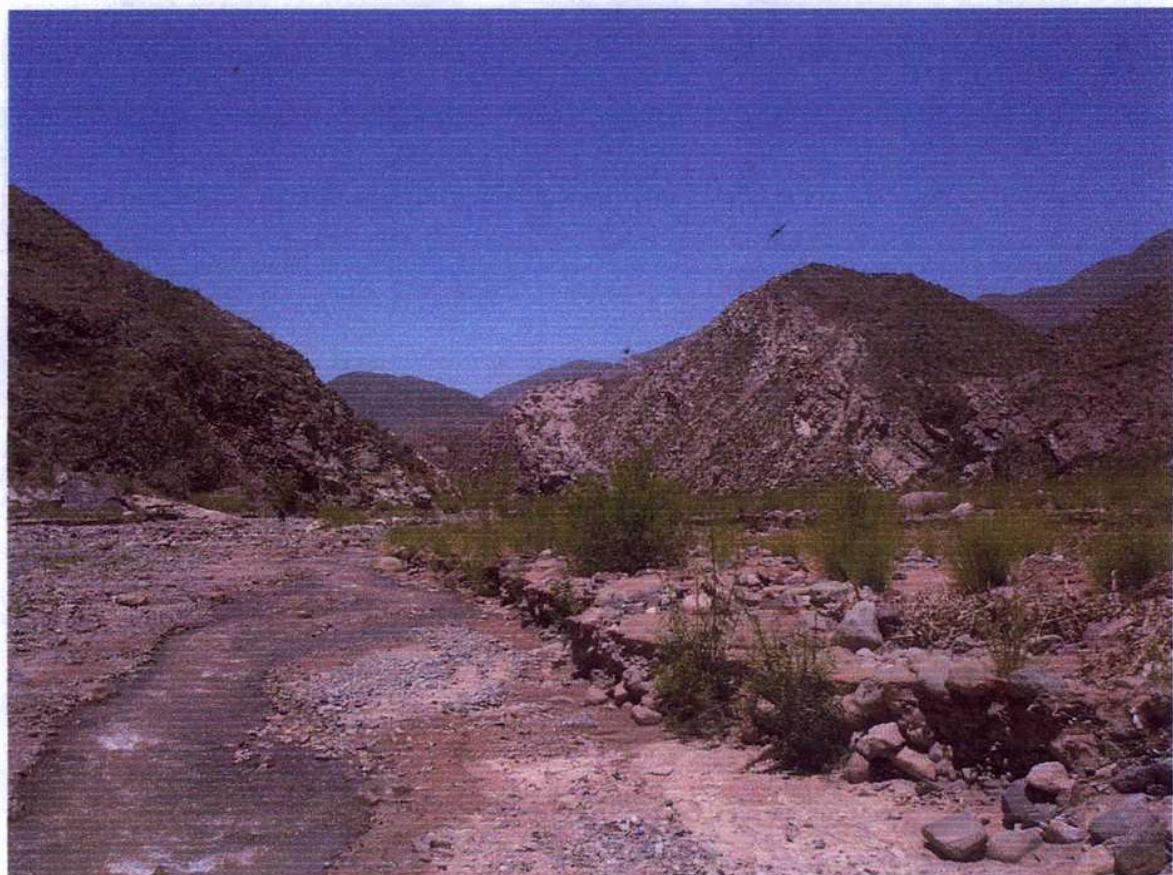


Figura V.9 Afloramientos de la Formación Volcán en la margen derecha del río Guandacol.

FORMACIÓN PANACÁN- (Furque, 1963)

Pérmico

La Formación Panacán fue definida por Furque (1963). Este autor separó a las sedimentitas carboníferas en dos unidades: la Formación Volcán a la que asignó por su contenido fosilífero al Carbonífero inferior, y la Formación Panacán que atribuyó al Carbonífero superior. Años más tarde el mismo autor (Furque, 1972a; 1979), continuó asignando a la unidad aquí tratada la misma edad, por sus características estratigráficas (Furque, 1972) y por sus fósiles (Furque, 1979). Posteriormente, Césari *et al.* (1999) obtuvieron una datación de niveles estratigráficos pertenecientes al techo de la Formación Volcán, registrando para la misma una edad pérmica inferior temprana que acota la antigüedad de la formación suprayacente.

Esta unidad es expuesta a lo largo de casi toda la cuenca. Los mejores afloramientos se encuentran al este de la parte sur del Cordón de La Flecha, desde el río Guandacol hasta la quebrada del río Yanso (fig. V.10). Las exposiciones más septentrionales se encuentran al oeste de la sierra de Urmango, en la margen occidental del río La Troya (fig. V.11). En la mina de carbón El Camízal, entre el Cordón de La Flecha y la sierra de Maz, aparece la Formación Panacán, intensamente tectonizada, apoyada sobre el basamento metamórfico. Al oeste del área de estudio, se apoya de manera concordante sobre la Formación Trapiche.

Esta unidad está formada por una alternancia de bancos de areniscas finas de color amarillo verdoso con pelitas grises, ocasionalmente carbonosas. Las areniscas son las rocas más abundantes, se trata de arenitas arcósicas de tamaño de grano variable, aunque predominan las de grano grueso. Conforman bancos de geometría tabular y espesores de hasta 30 cm, los que internamente exhiben distintos tipos de entrecruzamientos, y con menor frecuencia estratificación plana. Por su parte las pelitas conforman bancos fuertemente tabulares de hasta 20 cm de potencia los que se presentan tanto masivos como laminados.

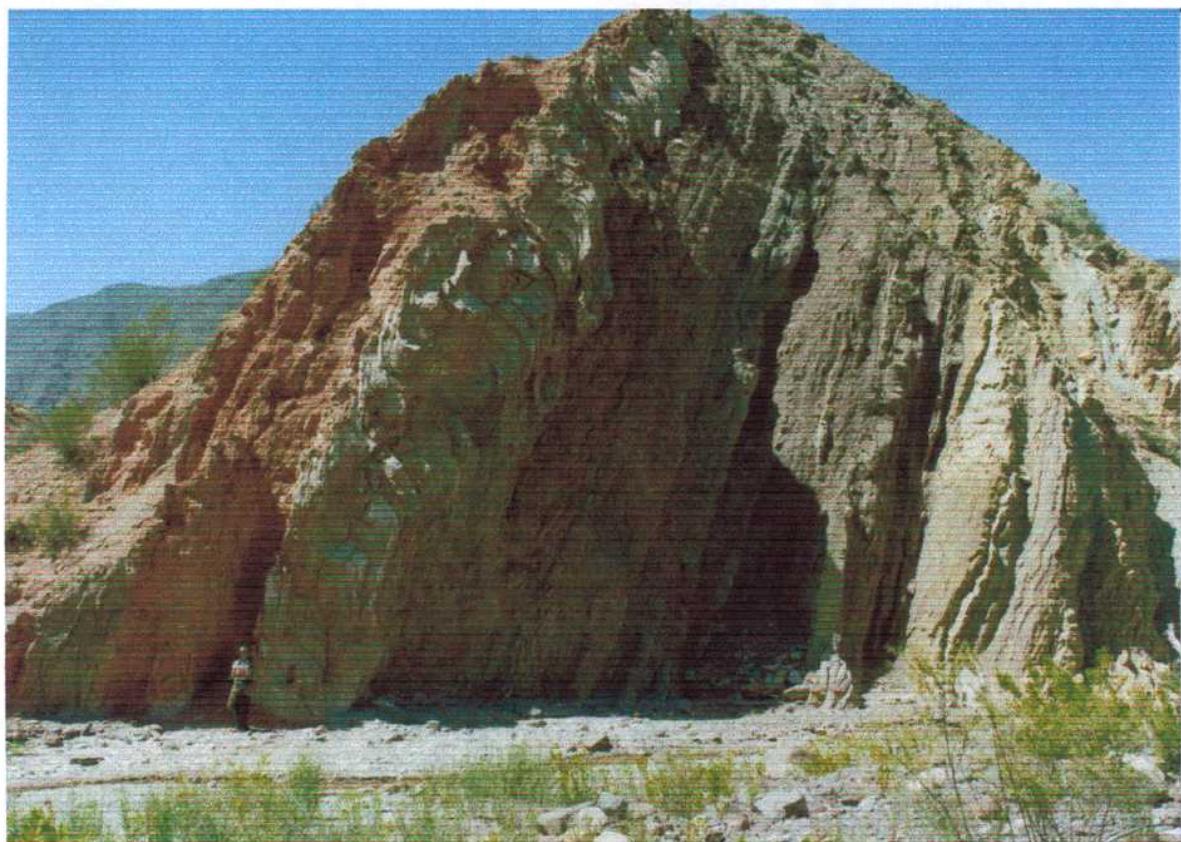


Figura V.10 Afloramientos de la Formación Panacán en la margen derecha del río Guandacol.

De acuerdo a Furque (1963, 1972a y b, y 1979) las sedimentitas de esta formación han sido atribuidas a un ambiente continental fluvial, caracterizado por la presencia de fajas de canales intercaladas con depósitos de planicies de inundación.

Las características de esta unidad en el área analizada confirman plenamente las observaciones de Furque. Sin embargo es posible reconocer dos conjuntos litológicos en la unidad: 1) intervalos donde claramente predominan las capas arenosas y los bancos de sabulitas, probablemente generados en sistemas fluviales entrelazados y 2) tramos en los que se desarrollan secuencias granodecrescentes que se inician con areniscas gruesas y

culminan con pelitas, estos niveles muy probablemente resulten de la migración lateral de canales meandrosos y sus planicies asociadas.

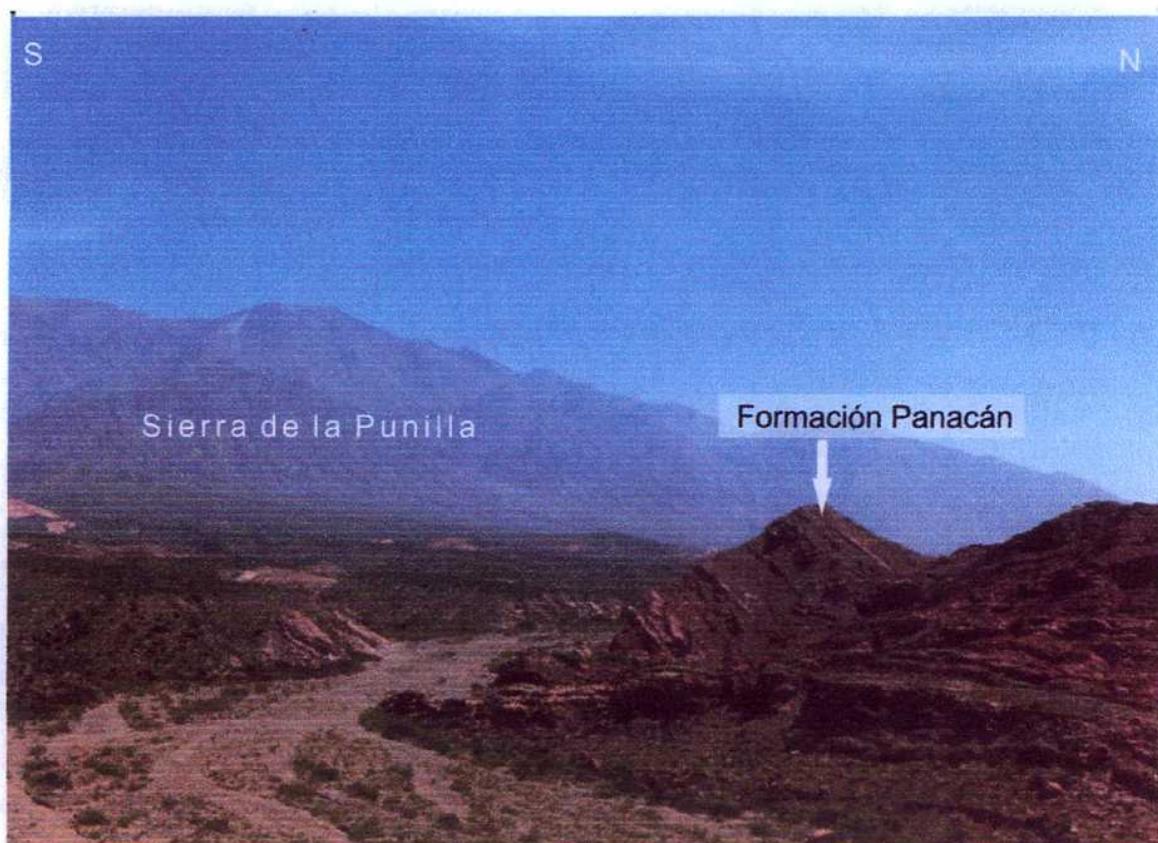


Figura V.11 La Formación Panacán en las márgenes del río La Troya al norte de Nacimientos.

La Formación Panacán se apoya concordantemente sobre la Formación Volcán en casi toda la cuenca. Sin embargo, en algunos sectores aislados, los contactos son tectónicos. En las nacientes del río Yanso, se apoya tectónicamente sobre la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico) y en la mina El Carrizal sobre la Formación Espinal (Precámbrico)

Inicialmente, las sedimentitas que componen este conjunto fueron situadas dentro del Carbonífero superior por Furque (1963, 1972, 1979) quien pudo determinar esta edad a través de fósiles marinos hallados en un nivel estratigráfico de la parte superior de la

Formación Volcán (Furque, 1963), infrayacente a la unidad aquí tratada. Posteriormente, Césari et al. (1999), hallaron dentro del techo de la misma formación una asociación palinológica con los géneros: *Vittatina*, *Fusacolpites*, *Striatoabietites*, *Protohaploxylinus* y *Weylandites*. La presencia de tres de estos géneros (*Vittatina*, *Fusacolpites* y *Weylandites*) y la ausencia de otros, como *Lueckisporites* o *Lunatisporites* ha hecho que dichos autores, en la Formación Volcán asignaran a esta formación una edad pérmica inferior temprana extendiendo esta edad a los estratos de la Formación Panacán.

GRANITO CERRO IMÁN- Furque (1963)

Pérmico

El Cerro Imán, de 3980 s.n.m., forma parte de un discreto grupo de cuerpos plutónicos que afloran cerca de las nacientes del río Guadacol, al SO del área de estudio. Cuando Furque (1963) realizó la hoja geológica de Guadacol, asignó a estos granitoides una edad post- ordovícica, ya que intruían a la Formación Trapiche.

Con respecto a la petrografía de estos cuerpos, Furque (1963) y Reijenstein (2006), observaron una clara estructura zonal en el granitoide Imán con un núcleo blanquecino con megacristales de feldespato pertítico, y una zona externa de color rosado y menor tamaño de grano. Acomañando a esta zonación fue descripto un metamorfismo de contacto que hornfilió a las sedimentitas de la roca de caja.

Con respecto a la edad, nuevas dataciones $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ realizadas por Fauqué (2006) asignan a estos cuerpos graníticos al Pérmico (276 ± 17 Ma).

V.c.3 ESTRATOS ROJOS DE EDAD MESOZOICA

FORMACIÓN SANTO DOMINGO- (Fauqué y Caminos, 2002)

Triásico superior-Jurásico

Esta unidad fue originalmente incluida por Limarino *et al.* (1990) dentro del conjunto de bancos rojos aflorantes en las nacientes del río Peñón y en la quebrada de Santo Domingo, al que denominaron informalmente "sedimentitas triásicas". El hallazgo realizado, años mas tarde, por Caminos *et al.* (1995), de restos de troncos: *Rhexoxylon* sp. Cf *Rhexoxylon piatnitzkyi* y *Taxaceoxylon* sugirió una edad triásica superior (a jurásica temprana?). Esta edad fue posteriormente acotada por las dataciones Ar⁴⁰/Ar³⁹ de 214 ± 7,2 Ma (Triásico Tardío) obtenidas por Coughlin (2002) en un basalto que encontrado estratigráficamente por encima de los fósiles antes mencionados.

Tiempo después, Fauqué y Caminos (2002) denominaron al conjunto rocoso de edad triásica Formación Santo Domingo y a las sedimentitas cretácicas las incluyeron dentro de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Limarino *et al.*, 2000).

Limarino *et al.* (1990) habían dividido originalmente a las "sedimentitas triásicas" en cinco facies. Posteriormente, Ciccioli *et al.* (2005), obtuvieron una edad maastrichtiana para depósitos que atribuyeron a la Formación Ciénaga del Río Huaco. La similitud de estas rocas con las de las dos facies cuspidales los bancos rojos triásicos de Limarino *et al.* (1990) hizo que Limarino *et al.* (2005) reubicaran a las facies superiores (C y D) de la Formación Santo Domingo en la Formación Ciénaga del Río Huaco.

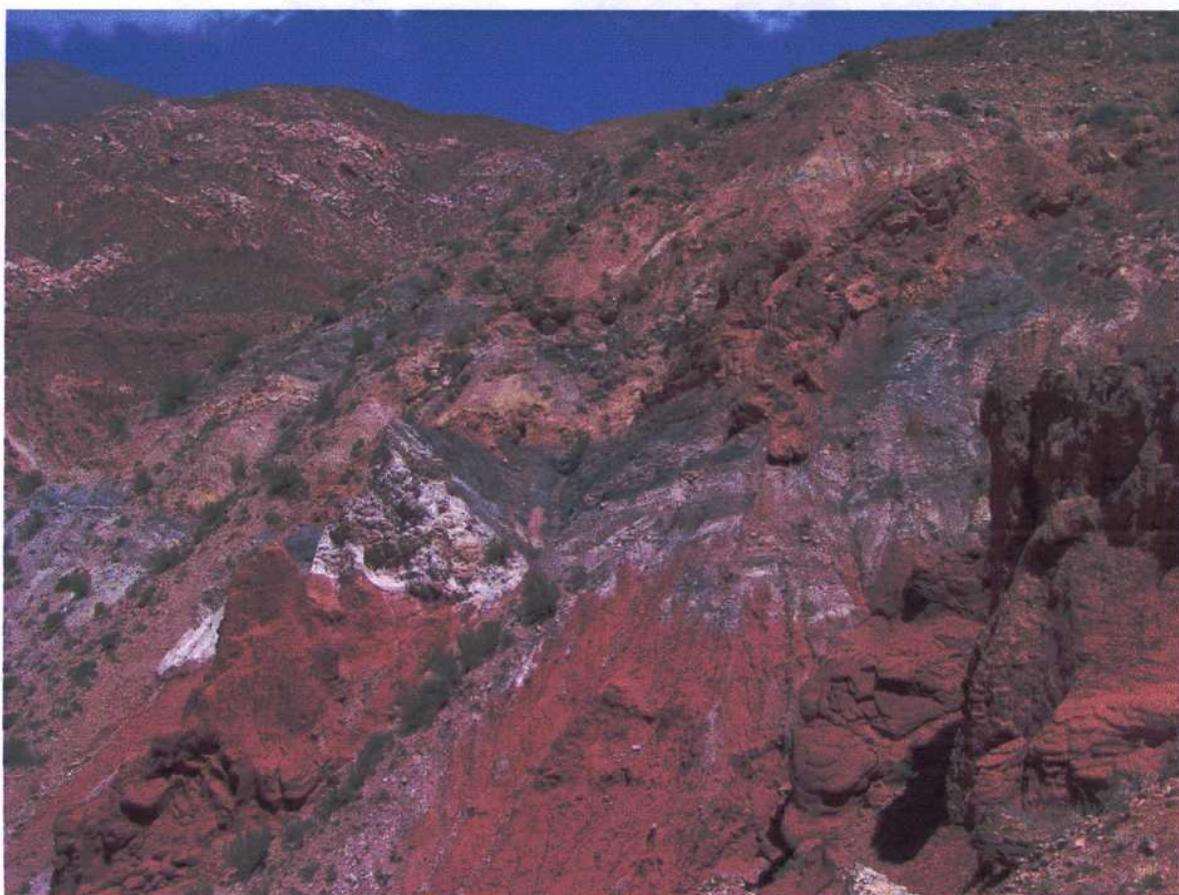


Figura V.12 Pelitas rojas laminadas intercaladas con bancos de areniscas blancas de la Formación Santo Domingo en las nacientes del río Guandacol.

La Formación Santo Domingo aflora dominante en las márgenes de la Cuenca de La Troya. Al oeste, aparece en las nacientes del río Guandacol formando el núcleo del anticlinal surcado por la quebrada Colorada y la quebrada de La Puerta (fig V.12). Al este, se encuentra conformando, junto con las formaciones Ciénaga del Río Huaco y Puesto La Flecha, parte de los bancos rojos que afloran en la parte inferior de la ladera del Cordón de La Flecha. Finalmente, los afloramientos más septentrionales se hallan al norte de Nacimientos, en la margen occidental de la sierra de Umango (fig V.13 y 14). Allí, la unidad alcanza su máximo espesor.

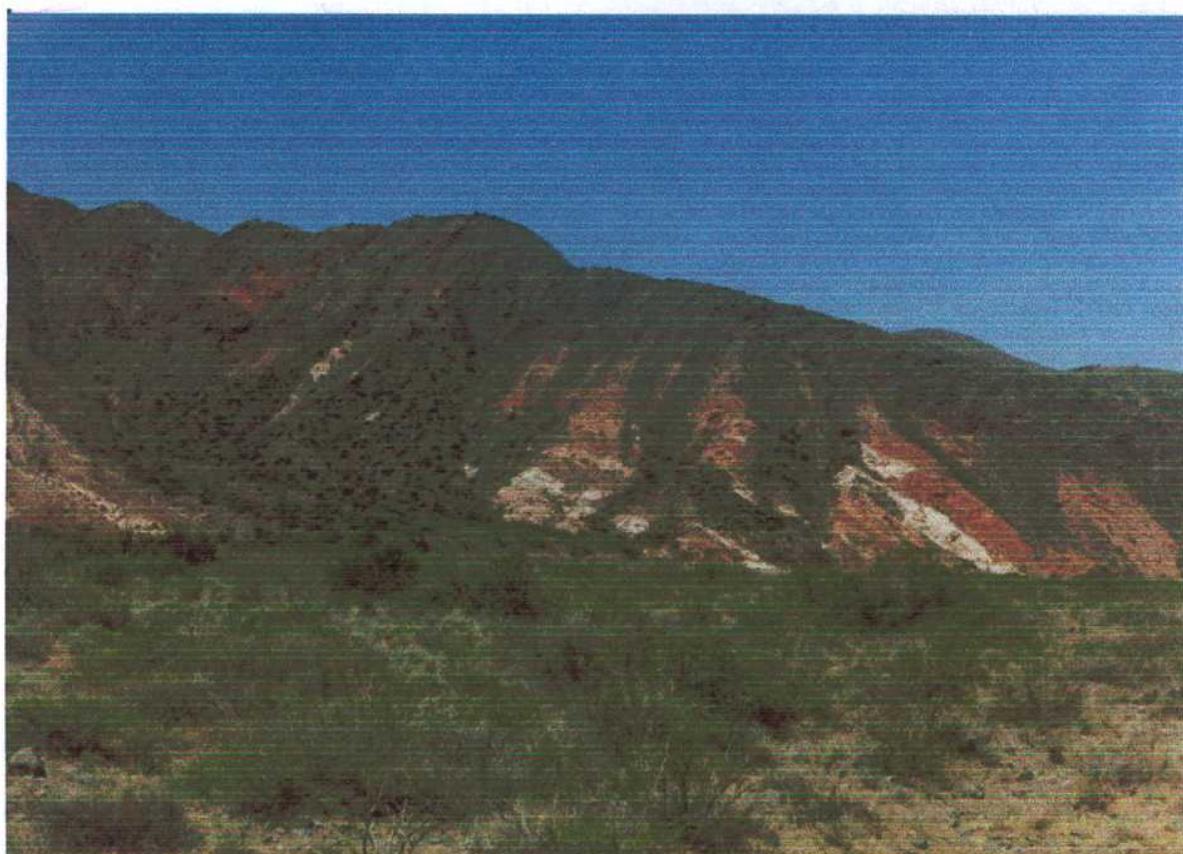


Figura V.13 Pelitas rojas laminadas intercaladas con bancos de areniscas blancas de la Formación Santo Domingo en al oeste de la Sierra de Umango.

La Formación Santo Domingo está integrada dominante por areniscas blanquecinas a rosadas, pelitas rojas y volcanitas. La parte inferior se encuentra conformada por pelitas rojas laminadas de hasta 2 m de espesor que intercalan bancos tabulares de hasta un metro de espesor de areniscas feldespáticas blancas con abundantes entrecruzamientos y estratificación horizontal. Esta sección inferior alcanza un espesor en el área de estudio de aproximadamente 70 metros.

El intervalo que se encuentra por encima de las sedimentitas anteriores tiene un espesor de 50 m y se encuentra dominado por pelitas rojas laminadas. Por encima de las pelitas rojas laminadas afloran las volcanitas. Forman cuerpos de hasta 15 m

de espesor conformados por riolitas, dacitas y andesitas, que marcan un volcanismo bimodal característico.

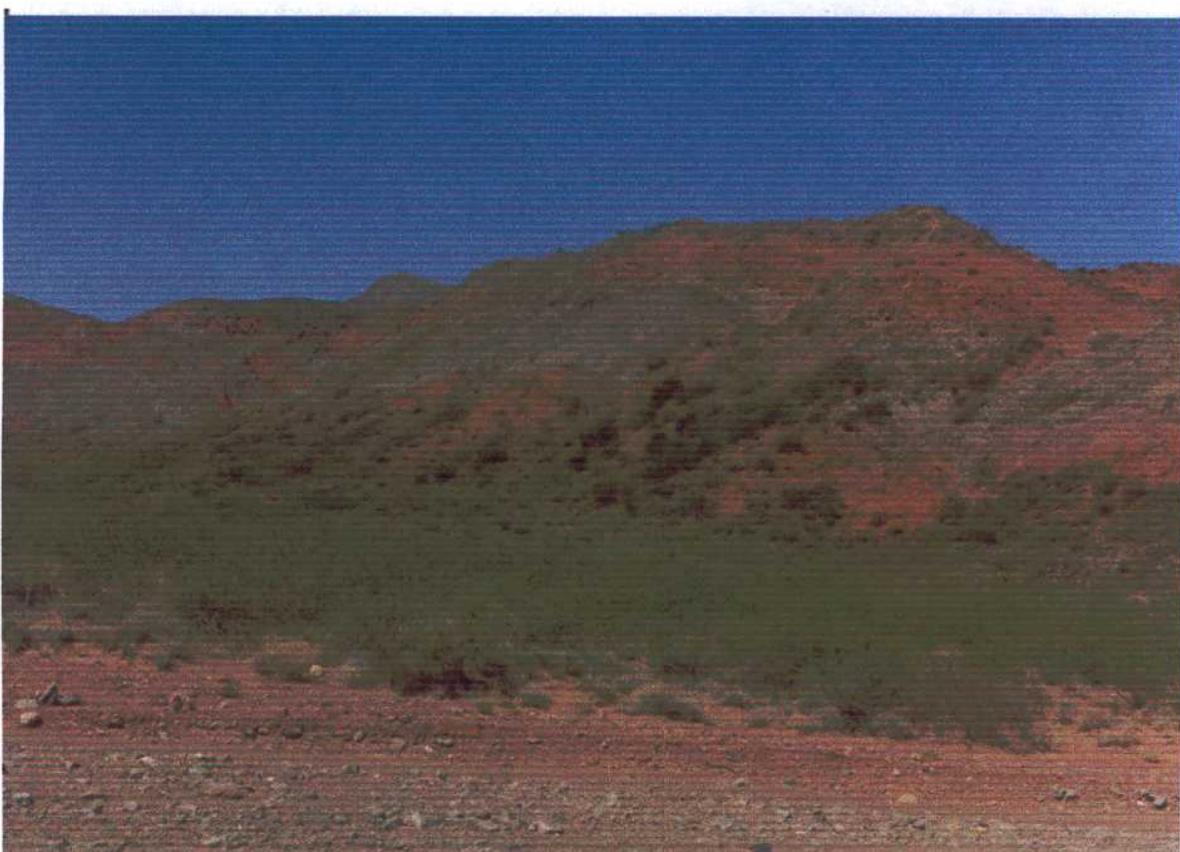


Figura V.14 Pelitas rojas laminadas intercaladas con volcanitas ácidas y mesosilícicas de la Formación Santo Domingo en al oeste de la Sierra de Umango.

La Formación Santo Domingo es cubierta, mediante una discordancia angular de bajo grado por la Formación Ciénaga del Río Huaco.

FORMACIÓN CIÉNAGA DEL RÍO HUACO- (Limarino et al, 2000)

Albiano-Cenomaniano

Las rocas aquí incluidas en la Formación Ciénaga del Río Huaco fueron por largo tiempo referidas al “Paganzo II” (Bodenbender, 1987 y Bodenbender, 1911; en Limarino et

al., 2000) y consideradas, en consecuencia, de edad pérmica. Posteriormente, Bracaccini (1946), realizó el primer estudio estratigráfico detallado de esta secuencia en el área del anticlinal de Huaco, en la provincia de San Juan, y las incluyó dentro de lo que denominó "Complejo de areniscas y areniscas arcillosas rojas (Carbonífero Superior- Pérmico)" que agrupaba a esta secuencia con las actuales formaciones Patquia, Clénaga del Río Huaco, Puesto La Flecha y Vallecito. Años más tarde, Furque (1963), propuso la denominación de Formación Ojo de Agua en la que incluyó al complejo y la correlacionó con el "Piso II de los Estratos de Paganzo" (Pérmico).

La Formación Ojo de Agua fue luego propuesta por Limarino *et al.* (1988) como miembros de la Formación Patquia.

Algunos años más tarde, Chaia (1990) y Pérez *et al.* (1993) hallaron ostrácodos y carofitas de edad cretácica, en niveles estratigráficos de la parte superior del Miembro Ojo de Agua. Por esta razón, los estratos rojos, fueron divididos en una parte inferior pérmica y en una superior del Cretácico.

Poco después, Jordan *et al.* (1993), obtuvieron dataciones radimétricas de una toba de la parte superior de los bancos rojos transicionales a la Formación Vallecito (que se encuentra estratigráficamente por encima de la unidad aquí tratada) en cercanías de El Fiscal, que aportaron una edad oligocena-miocena para los mismos.

Finalmente, Limarino *et al.* (2000), tras un estudio estratigráfico detallado, dieron el nombre de Formación Ciénaga del Río Huaco a la parte media de edad cretácica de estos bancos rojos en el área del anticlinal de Huaco, que yace en discordancia sobre los estratos de la Formación Patquia y que es cubierta por conglomerados y areniscas terciarias.

La Formación Ciénaga del Río Huaco está caracterizada en el área de estudio por conformar un conjunto de estratos rojos, representados por una alternancia de bancos lenticulares de areniscas y tabulares de pelitas rojas laminadas.

Los principales afloramientos de estas rocas, se encuentran en la base del sinclinal que forma el Cordón de la Flecha, con rumbo este- oeste y norte- sur. Por otro lado, en el centro oeste del sector estudiado, la tectónica ha expuesto delgadas fajas de esta formación en forma de un pequeño sinclinal buzante hacia el oeste noroeste que incluye únicamente a esta unidad y a la Formación Panacán y en contacto tectónico con la Formación San Juan por medio de una falla inversa de alto ángulo.

Su espesor en el área es variable y resulta difícil de medir por los diversos modos en que aflora y a las variaciones en su rumbo e inclinación (al este del sinclinal de La Flecha, las inclinaciones hacia el oeste son menores a 30° y al sur del mismo superan los 70° con inclinaciones intermedias en el sector occidental donde aparentemente aparece con mayor espesor). Sin embargo, Ciccioli (2003) ha medido un espesor de 122 metros en la Quebrada de La Flecha. Este espesor podría ser considerado mínimo para los afloramientos de este trabajo.

Participan de esta formación: delgados bancos de conglomerados finos, areniscas, pelitas, calizas y delgados niveles de yeso. Los conglomerados son escasos y se ubican preferentemente en la base de la unidad, se trata de ortoconglomerados polimícticos que exhiben abundantes clastos de cuarzo, acompañados por fragmentos de granito, rocas metamórficas esquistosas y sedimentitas.

Las areniscas, de color rojo, son preponderantemente finas y muy finas, ocasionalmente micáceas, se estratifican en bancos tabulares delgados hasta medianos. Las pelitas son las rocas más abundantes en la unidad, si bien predominan las arcilitas y limolitas de color rojo intenso, esporádicamente aparecen pelitas gris verdosas hasta negras finamente laminadas (fig. V.15).

Finalmente niveles evaporíticos representados por margas, calizas y delgados niveles de yeso completan la unidad.

Esta formación se encuentra se encuentra a lo largo de casi toda la cuenca concordantemente con la Formación Santo Domingo. El contacto entre ambas unidades es difícil de diferenciar debido a la enorme similitud litológica existente entre las mismas.

Las sedimentitas de esta unidad han sido interpretadas como depósitos de ríos efímeros, probablemente correspondientes a sistemas de barrales, asociados a cuerpos de agua especialmente hacia el techo de la unidad. Según Limarino *et al.* (2000), la presencia de *Pediastrum*, un alga Chlorococcal de agua dulce encontrada en los niveles de pelitas negras ubicados en la parte superior de esta formación, indica que estos sedimentos se depositaron en un cuerpo de agua dulce, somero y de baja salinidad. Apoya también esta interpretación la presencia de foraminíferos de conchilla calcárea, asociados a ostrácodos, anormalmente desarrollados característicos de este tipo de ambiente. La Formación Puesto La Flecha (Caselli *et al.*, 2002), de edad terciaria, se apoya sobre la Formación Ciénaga del Río Huaco produciendo una discordancia erosiva. Este contacto aflora a lo largo de todo el sindinal de la Flecha.

Los estratos aquí tratados han sido correlacionados, por su posición estratigráfica, con la formación Ciénaga del Río Huaco, nominada por Limarino *et al.* (2000) en el área de La Ciénaga (San Juan). Su edad fue determinada por medio de palinofósiles, con asociaciones esporopolínicas y de ostrácodos y carophitas vinculadas al Cenomaniano y al Maastrichtiano (se encontraron esporas como *Foveotriletes margaritae*, *Gabonisporis vigourouxii*, *Zlivisporis blanensis*, *Efedripites jansonii*, *Crassitriapertites* spp. y *?Florscuetzia* sp característicos del Cenomaniano, y tipos polínicos como *Crassitriapertites* sp., *Foveotriletes margaritae* y *Cranwellia* del Campaniano- Maastrichtiano).

Durante los trabajos de campo de la presente Tesis se encontró un nivel tobáceo dentro de los afloramientos de la Formación Ciénaga del Río Huaco en los afloramientos cercanos a Nacimientos (29° 11' 49,5" LS / 68° 43' 03" LO) aportó una edad de $108,1 \pm 4,4$ Ma (Albiano) por el método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ en roca total (ver Apéndice de edades). Esta nueva edad

permite ajustar los datos obtenidos a partir del contenido de palinomorfos a una edad albiana-cenomaniana.

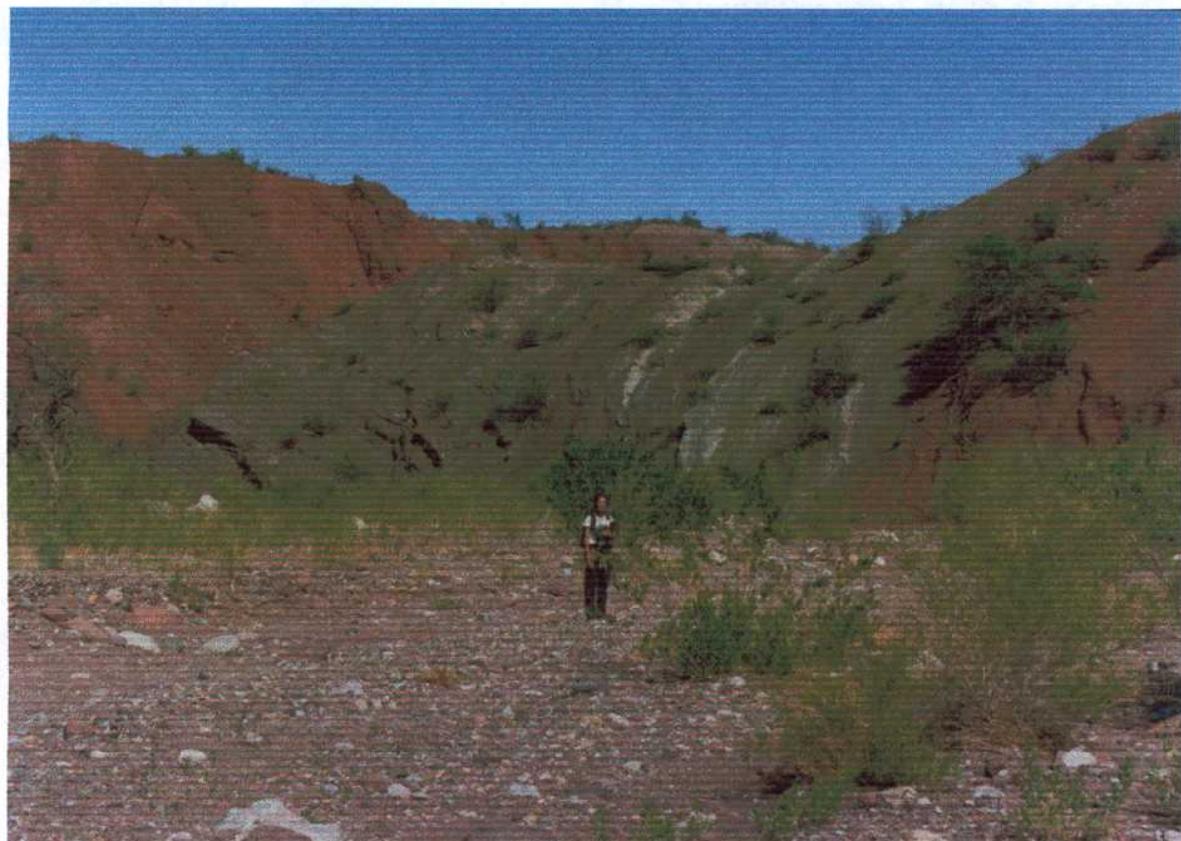


Figura V.15 Pelitas varicolores de la Formación Ciénaga del Río Huaco en las márgenes del río Yanso.

V.D ESTRATIGRAFÍA PALEÓGENA Y NEÓGENA DE LA CUENCA DE LA TROYA

En esta tesis, el registro terciario, es dividido en dos secciones: “*Depósitos preorogénicos*” y “*Depósitos sinorogénicos*”.

Los *depósitos preorogénicos* corresponden a aquellos que se produjeron con anterioridad al levantamiento Andino. Incluyen a la serie de bancos rojos que se encuentran conformando el inicio de la sedimentación en la Cuenca de la Troya.

Las unidades que forman este conjunto son: la Formación Puesto La Flecha (Caselli *et al.*, 2002) de edad paleocena y la Formación Vallecito (Borrello y Cuerda, 1968) del Oligoceno. Estas sedimentitas se caracterizan por la presencia dominante de sedimentos pelíticos y arenosos.

Los *depósitos sinorogénicos* han sido divididos de acuerdo a sus características tectosedimentarias en tres grupos principales: 1) Sedimentación fluvial, lacustre terrígena y primeras manifestaciones de volcanismo oligoceno, 2) Volcanismo mioceno y sedimentación sin e intereruptiva y 3) Series conglomerádicas sintectónicas pliocenas.

El primer conjunto incluye a las formaciones Quebrada de la Montosa, Vinchina y Zapallar. La Formación Quebrada de la Montosa, definida en este trabajo, se halla constituida por pelitas laminadas y psamitas con estructuras entrecruzadas de color verde con numerosas intercalaciones de volcanitas.

Las formaciones Vinchina (Turner, 1964) y Zapallar (Furque, 1972a y b) constituyen el mayor espesor sedimentario dentro de los depósitos sinorogénicos. Están conformadas por areniscas, pelitas y conglomerados de colores castaño rojizos. De base a techo aumenta progresivamente el tamaño de grano, conforme al levantamiento del frente orogénico vinculado al levantamiento cordillerano.

La Formación Cerro Morado (Borrello y Cuerda, 1968) se halla vinculada a volcanitas y sedimentitas de ambientes transicionales producidos por posibles ingestiones marinas.

Esta unidad refleja la aparición de nuevos centros volcánicos miocenos cercanos a la Cuenca de la Troya.

La Formación El Corral (Furque, 1963) representa a las series conglomerádicas sinorogénicas pliocenas. Este conjunto se encuentra integrado por cuatro miembros caracterizadas por diferentes litologías y facies.

Los capítulos VI y VII ampliarán la descripción de todas estas unidades.

Capítulo VI

DEPÓSITOS PREOROGÉNICOS

Sedimentación fluvial-eólica de bancos rojos

VI.A FORMACIÓN PUESTO LA FLECHA (Caselli *et al.* 2002)

Paleoceno

Antecedentes

Inicialmente, al realizar la hoja geológica 17b (Guandacol), Furque (1963), incluyó a la Formación Puesto La Flecha dentro del conjunto de estratos rojos de la región. En aquel trabajo, las sedimentitas de esta unidad, se incluían dentro de la Formación Ojo de Agua, a la que Furque (1963) atribuía una edad pérmica. Años más tarde, Chaía (1990) la asignó al Cretácico.

Jordan *et al.* (1993) diferenciaron por primera vez a este conjunto de los otros bancos rojos cuando dataron una toba en lo que llamaron “estratos rojos no nominados”. Los autores estudiaron a la secuencia en las localidades de El Fiscal y Río Blanco (provincia de San Juan).

Tiempo después, Caselli *et al.* (2002) trabajaron en esta unidad en el puesto La Flecha (dentro del área de estudio). Allí definieron el perfil tipo y propusieron el nombre homónimo para la formación.

Litología y distribución

La Formación Puesto La Flecha aparece siempre asociada a la base de la Formación Vallecito (fig. VI.1). Aflora en la ladera oriental de todo el Cordón de la Flecha, desde el Cerro de La Burra hasta el puesto La Flecha donde desaparece para volver a exponerse a la altura de la mina El Carrizal. Hacia el norte, se muestra en Nacimientos y hacia el suroeste en las nacientes del río Guandacol.

Con 55 m de espesor, se halla constituida por una alternancia de areniscas y pelitas de color rojo ladrillo. En el área de estudio se encuentra su holoestratotipo, definido por Caselli *et al.* (2002).

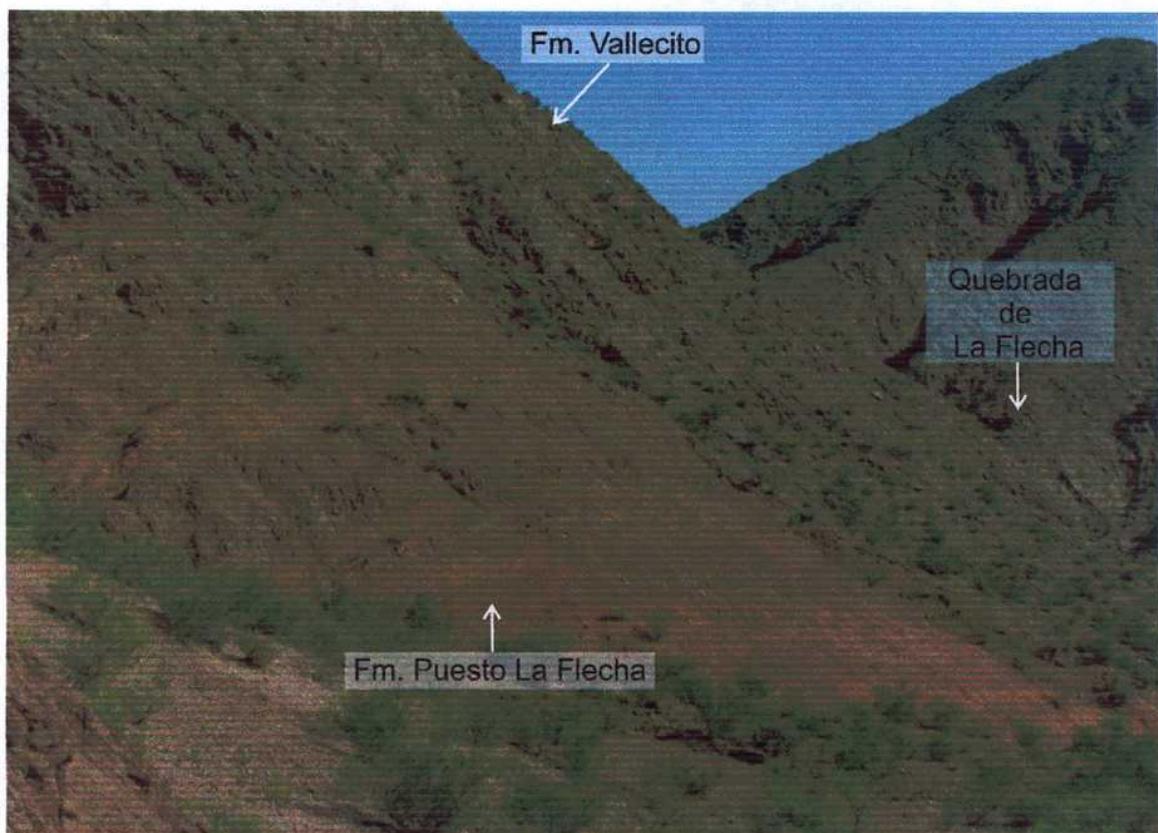


Figura VI.1. Afloramientos de la Formación Puesto La Flecha en la quebrada de La Flecha, por encima se apoya en discordancia erosiva la Formación Vallecito.

En este trabajo se realizó un perfil de detalle (fig. VI.3) en la quebrada de La Flecha, cuyas asociaciones de facies se describen a continuación.

PERFIL DE LA FORMACIÓN PUESTO LA FLECHA EN LA QUEBRADA DE LA FLECHA

La Formación Puesto La Flecha se apoya sobre las areniscas eólicas del techo de las sedimentitas cretácicas de la Formación Ciénaga del río Huaco. El contacto entre estas dos unidades es ligeramente erosivo.

La formación tratada en esta sección está compuesta principalmente por areniscas y pelitas rojo ladrillo. En los afloramientos del puesto homólogo poseen un espesor de 55 m. En ellos se pueden observar claramente dos grandes ciclos grano y estratocrecientes que varían su espesor lateralmente.

Para una mejor caracterización sedimentológica y paleoambiental la formación ha sido dividida en 4 asociaciones de facies que son mostradas y sintetizadas en las figuras VI.2 y 3 y son descriptas a continuación.

	Lito facies	Subambientes	Evolución
	Gem	Barra de desembocadura de sistemas fluviales de moderada energía sobre margen de lago evaporítico sobresaturado en carbonato de calcio.	Margen de lago clástico-evaporítico
	Fl, Fr, Mm, Sm, Sr	Planicie fangosa salina	Centro de lago clástico evaporítico
	Ym	Saline pan	Ciclos de expansión y contracción de lago clástico evaporítico
	Fl/Ym	Planicie fangosa	
	She, Sm, Sr	Planicie arenosa	
	Fl, Fr	Planicie fangosa	Ciclos de expansión contracción lago clástico estímero
	Srw, Sr/Fl, Sm	Planicie arenosa	

Figura VI.2 Cuadro sintetizando las asociaciones de facies de la Formación Puesto La Flecha en la quebrada de La Flecha.

Perfil de la Formación Puesto La Flecha en la quebrada homónima

Unidad

Asociación de Facies

Color

Litología

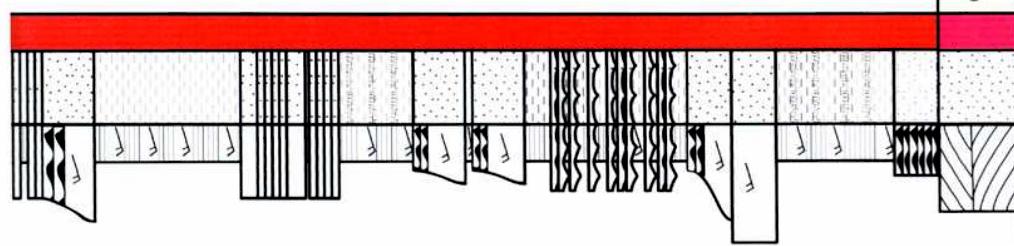
Estructuras sedimentarias

REFERENCIAS

	Heterolíticas
	Laminación ondulítica
	Laminación ondulítica ascendente
	Estratificación entrecruzada tabular planar
	Masivo
	Margas
	Conglomerados
	Yeso
	Pelitas

LA FLECHA

PF4



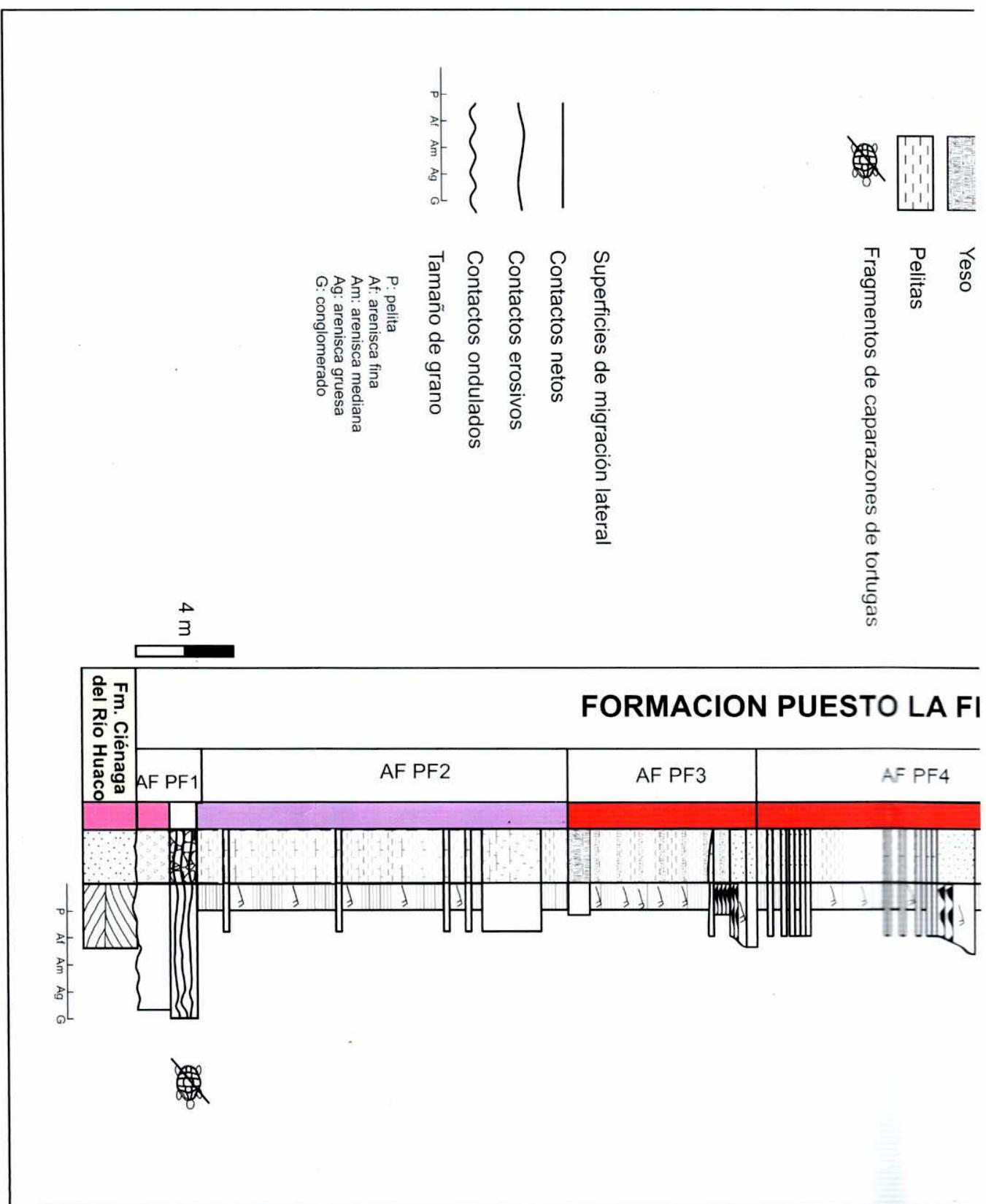


Figura VI.3 Perfil de la Formación Puesto La Flecha en la quebrada de La Flecha

Asociación de Facies PF1 (AF PF1)

Descripción

La asociación de facies PF1 es de naturaleza monolitológica y se encuentra conformada por clasto-ortoconglomerados de 1 a 5 m, aunque el espesor de la asociación de facies varía lateralmente en forma considerable hasta desaparecer. Internamente están formados por bancos de hasta 10 cm de espesor con base plana erosiva, de estructura masiva que se encuentran separados por particiones pelíticas de hasta 5 cm de espesor. Estos clasto-ortoconglomerados (lito facies Gcm, fig. VI.4) se caracterizan por la presencia de numerosos fragmentos de caparazones y huesos de tortugas. Los bioclastos son angulosos y tienen hasta 5 cm de diámetro.

En la figura VI.5 se observan las placas dérmicas de tortugas acompañadas por una matriz conformada por componentes carbonáticos no esqueletales como intraclastos, peloídes y oolitas partidas por compactación. El cemento está formado principalmente por esparita primaria con textura bladed (fig. VI.6) y en forma secundaria por silt vadoso formando textura geopetal (fig. VI.7) rellenando en las porosidad intraparticulares de las placas dérmicas.

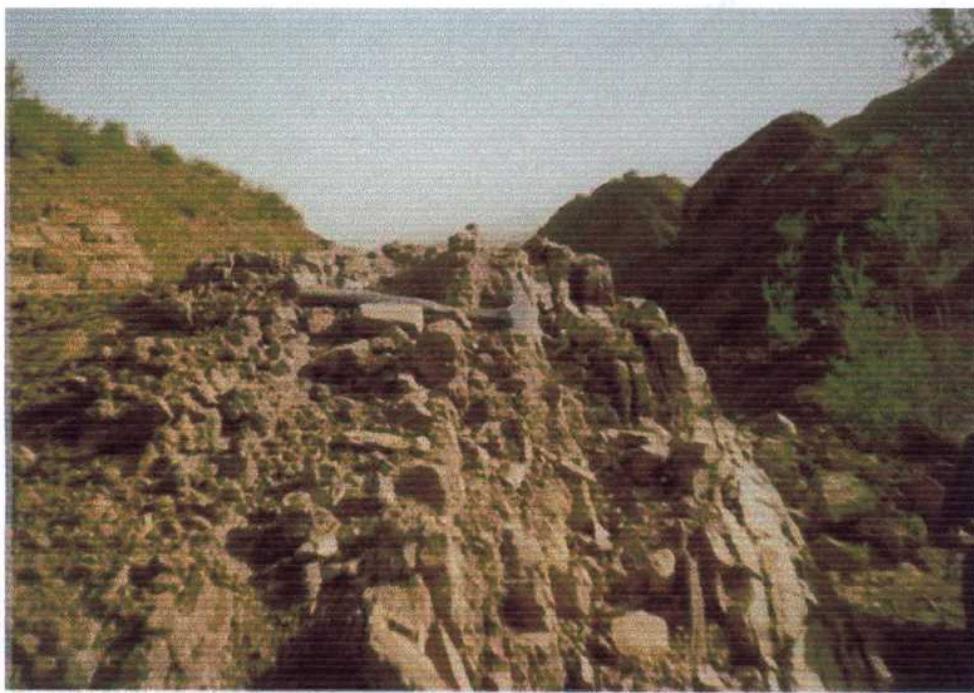


Figura VI. 4 Clasto-ortoconglomerados con restos de caparazones de tortugas de la facies PF1 de la Formación Puesto La Flecha.

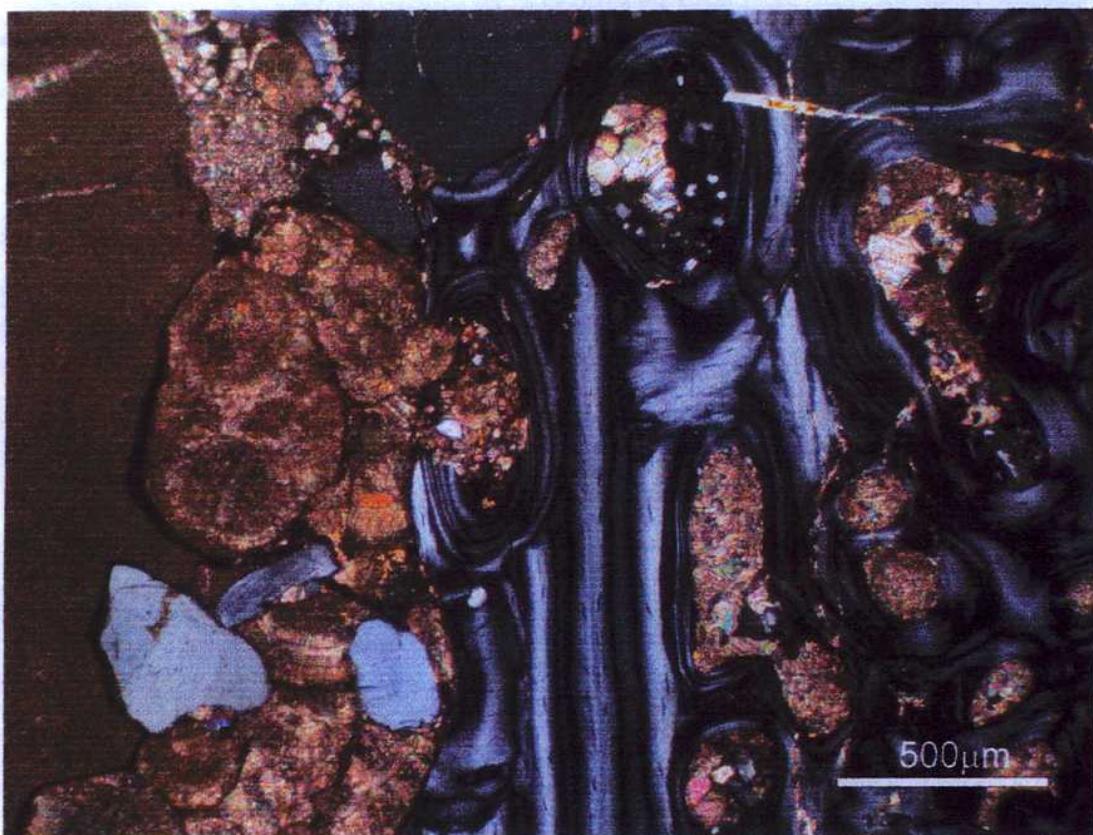


Figura VI. 5. Vista al microscopio de las placas dérmicas de tortugas de la AF PF1. A la derecha se pueden observar intraclastos con micrita, y oolitas partidas por la compactación de la roca, además de epiclastos de cuarzo subangulosos y plagioclásas con pátinas de óxidos de hierro.

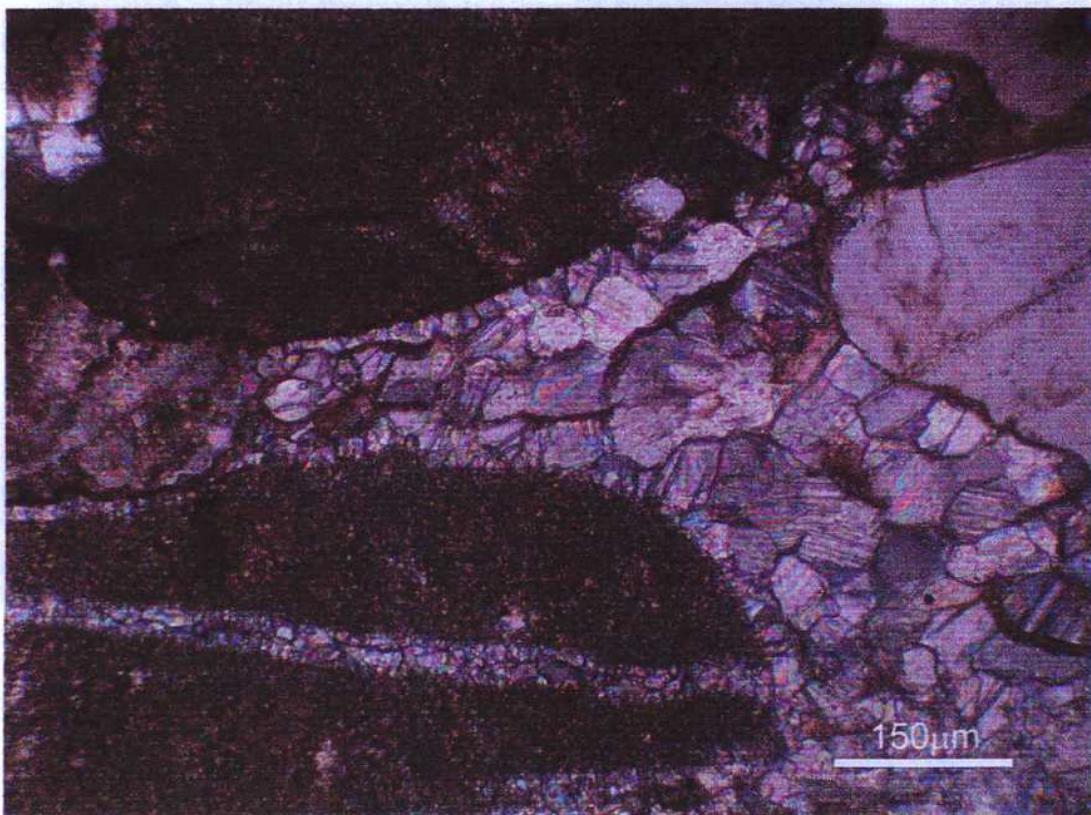


Figura VI.6. Cemento esparítico con textura bladed entre intraclastos micríticos y fragmentos de cuarzo en la matriz de los conglomerados con placas dérmicas de tortugas de la AF PF1.



Figura VI.7. Cemento con textura geopetal dentro de las placas de tortugas AF PF1.

En algunos casos, por debajo de los conglomerados bioclásticos aparecen brechas intraformacionales con espesores de hasta 2 metros compuestas por fragmentos angulosos de areniscas rojas de 1 a 3 cm de diámetro (fig. VI.8). La base es erosiva a irregular con un relieve de hasta 1 metro.



Figura VI.8 Brechas intraformacionales en la base de la Asociación de facies PF1 de la Formación Puesto La Flecha.

Interpretación

La AF PF1 es aquí interpretada como el resultado de barras de desembocadura generadas a partir de corrientes fluviales efímeras de moderada energía marcados por la poca erosión de las placas dérmicas de tortugas (fig. VI.9).

La concentración monoespecífica de restos de tortugas en esta unidad ha sido interpretada por de la Fuente *et al.* (2003) (figuras VI.10 y 11) como indicadora de una mortalidad masiva producida por cambios estacionales marcados. Las acumulaciones se habrían originado en períodos de sequía cuando los organismos se concentraban al secarse por completo los cuerpos de agua. Si estos momentos de sequía eran lo suficientemente grandes, las tortugas se morían y se producía la descomposición de las partes blandas. Durante las crecidas se produciría el transporte de las placas dérmicas y fragmentos óseos, incorporados a la corriente tractiva como clastos. Cada intervalo centimétrico representaría un evento de crecida de marcada continuidad lateral.

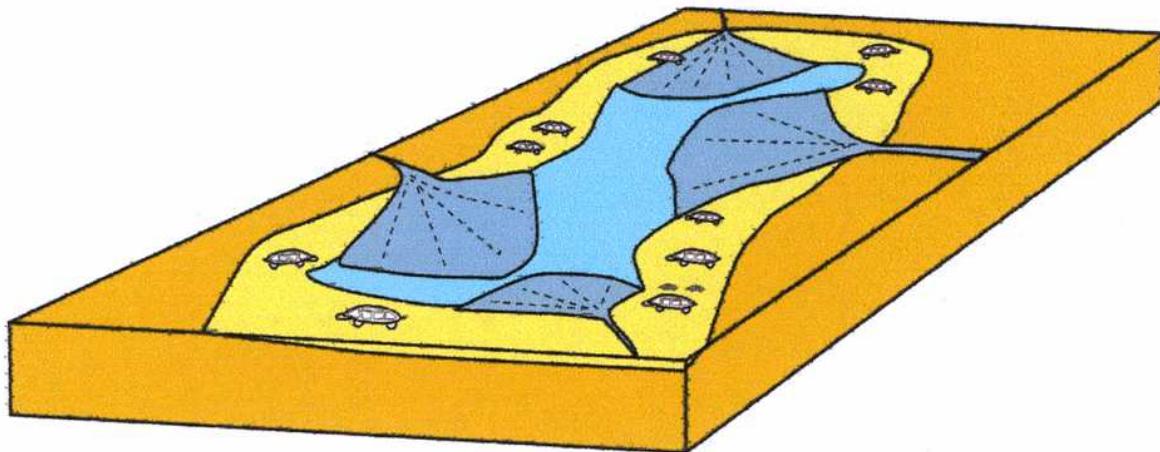


Figura VI.9 Esquema de la asociación de facies PF1 en la quebrada de La Flecha.

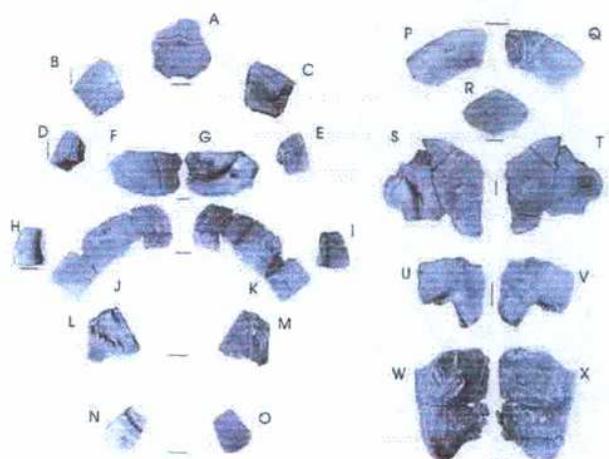


Figura VI.10 Restos de "*Podocnemis*" *argentinensis* ubicados en vista dorsal y ventral. Tomado de de la Fuente *et al.* (2003).

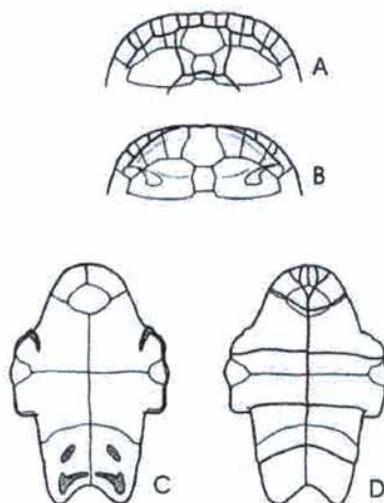


Figura VI.11 Reconstrucción tentativa de los caparazones de tortugas encontrados en la base de la Formación Puesto La Flecha. Tomado de de la Fuente *et al.* (2003).

Por otra parte, la presencia de oolitas en la matriz de los conglomerados que contienen a las placas dérmicas de tortugas indica aguas cálidas sobresaturadas en carbonato de calcio en aguas agitadas por oleaje, probablemente retrabajadas por las corrientes fluviales que generaron los conglomerados.

La cementación indica que en un principio las placas dérmicas estuvieron expuestas subaéreamente donde se generó la textura geopetal, típica de la zona

diagenética vadosa. La textura bladed, por otro lado indica una cementación esparítica primaria posterior, asociada a la zona diagenética de agua dulce (Tucker, 1991).

Asociación de Facies PF2 (AF PF2)

Descripción

La AF PF2 se halla constituida por facies de pelitas de color violáceo claro (fig. VI.12). Las pelitas poseen laminación paralela y laminación ondulítica (litofacies Fl y Fr) y alternan con escasos bancos de margas masivas de 10 cm de espesor con altos contenidos de carbonato (litofacies Mm, fig. VI.13). Las areniscas son masivas o con laminación ondulítica (litofacies Sm y Sr) y en algunos casos preservan ondulitas en el techo.

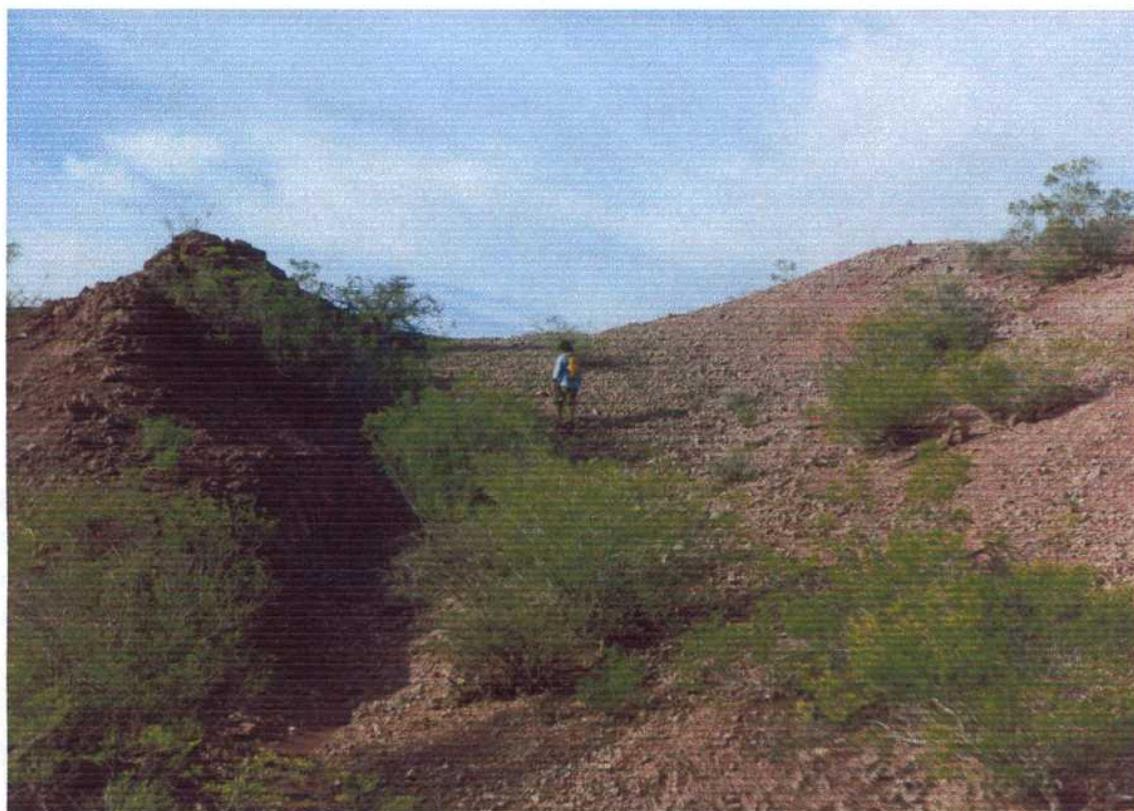


Figura VI.12 Alternancia de bancos de areniscas finas y pelitas de la asociación de facies PF2 de la Formación Puesto La Flecha.

Interpretación

Las pelitas de la AF PF2 son interpretadas aquí como un cuerpo de agua estanco. Los depósitos de margas se originaron por corrientes tractivas de baja energía. El alto contenido en carbonatos estaría dado por altas concentraciones de sales producidas normalmente en la planicie fangosa salina (*saline mudflat*) en sistemas efímeros (Tunbridge, 1984; Hubert y Hyde, 1982 y Hardie *et al.*, 1978).



Figura VI.13 Bancos masivos de margas interestratificados con pelitas laminadas en la asociación de facies PF2.

Asociación de Facies PF3 (AF PF3)

Descripción

La AF PF3 está formada por ciclos granocrecientes de entre 8 y 12 metros de espesor. La base esta formada por bancos de yeso masivo (litofacies Ym) de hasta 2 m de potencia (fig. VI.14). Por encima aparecen bancos con marcada ciclicidad de pelitas laminadas que intercalan cada 30 cm bancos de yeso masivo de escala centimétrica

(litofacies Fm/Ym, fig. VI.15). Sobre estos depósitos se dispone hasta 1 metro de areniscas con laminación flaser (litofacies She, fig. VI.16) que intercalan niveles de areniscas finas de hasta 10 cm de espesor masivas o con laminación ondulítica (litofacies Sm y Sr). El ciclo culmina con bancos de areniscas medianas con estructuras similares a los anteriores, pero mayor espesor (hasta 80 cm). Este último intervalo contiene un nivel tobáceo de 10 cm de espesor (fig. VI.17).

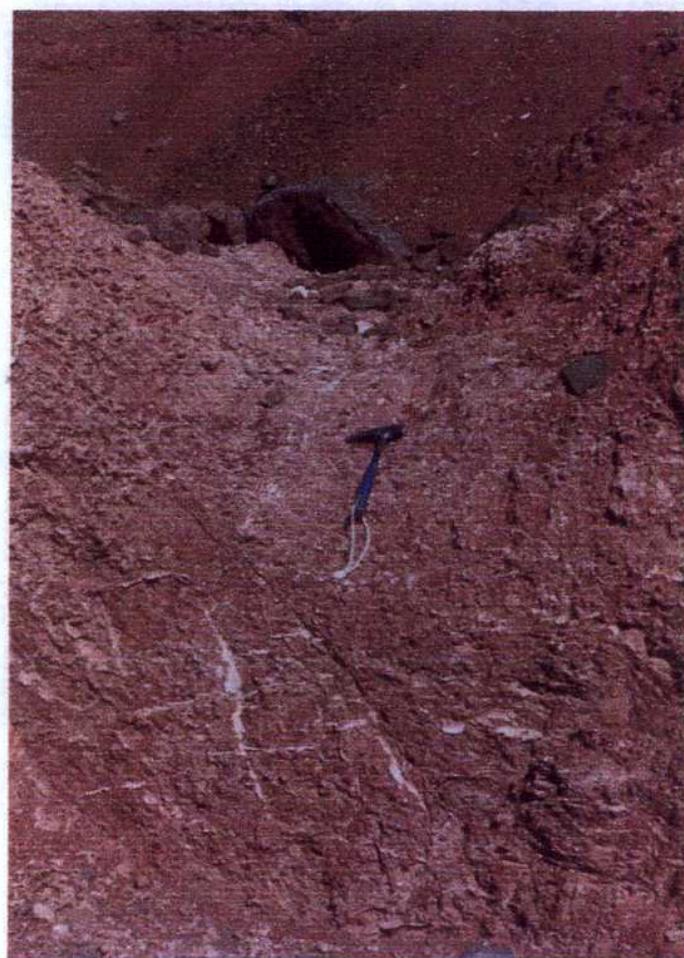


Figura VI.14 Facies de yeso masivo de la base de la asociación de facies PF3 de la Formación Puesto La Flecha

Los ciclos siguientes de la AF PF3 presentan litofacies similares, aunque las facies finas iniciales carecen de evaporitas.



Figura VI.15 Pelitas laminadas con yeso de la asociación de facies PF3 (Formación Puesto La Flecha)



Figura VI.16 Areniscas con laminación flaser. Base de los ciclos grano crecientes de la asociación de facies PF3.

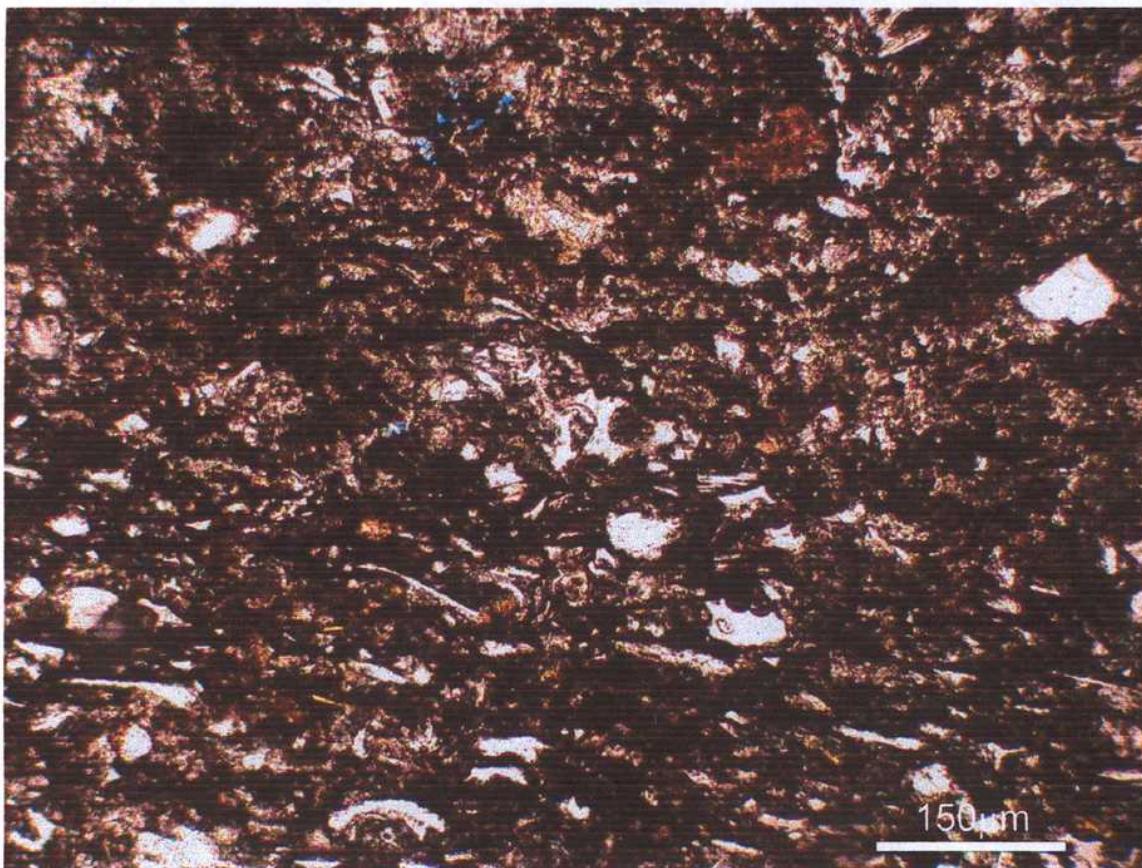


Figura VI.17 Vista al microscopio con nícoles paralelos del nivel tobáceo de la asociación de facies PF3. En la sección delgada se pueden observar los fragmentos de trizas.

Interpretación

La base de la AF PF3 es aquí interpretada como depósitos evaporíticos de *saline pan* (Simpson *et al.*, 2004). Las pelitas con yeso superiores estarían originadas por períodos de decantación de pelitas en un cuerpo de agua estanco y períodos de evaporación. Estos procesos caracterizan a las facies de planicie fangosa salina (*saline mudflat*). La yuxtaposición de estos depósitos se habría originado por una pequeña contracción del lago.

Posteriormente la aparición de estructuras flaser y el aumento de capas tabulares arenosas estaría producida por crecidas en manto de los sistemas alimentadores del lago entre los cuales se produjo una lluvia de cenizas volcánicas dejando por resultado el nivel tobáceo. Estas facies son propias de la planicie arenosa (*sandflat*) (Tunbridge, 1984; Hubert y Hyde, 1982 y Hardie *et al.*, 1978).

Asociación de Facies PF4 (AF PF4)

Descripción

La AF PF4 está conformada por un gran ciclo grano y estrato creciente de 25 metros formado por una alternacia de bancos de areniscas finas y pelitas. Las pelitas presentan laminación paralela y ondulítica (litolas F1 y Fr) e intercalan bancos de hasta 50 cm de espesor de areniscas finas con laminación ondulítica de oleaje (litolas Srw, fig. VI.18), por encima de los cuales aparecen bancos de 20 cm de espesor granodecrescentes. Internamente, están formados por una alternancia de bancos (de entre 2 y 5 cm de potencia) de areniscas finas con pelitas con laminación ondulítica (litolas Sr y Fr, fig. VI.19b).

En el centro, la AF PF4, presenta ciclos menores granocrecientes de 3 m de potencia (fig. VI.19a). Estos ciclos son netamente arenosos. El metro basal se halla constituido por estratos lenticiformes, de base y techo netos, formados por areniscas finas con laminación ondulítica de oleaje (litolas Srw). Sobre estas areniscas finas se apoyan 2 m de areniscas gruesas con estructura masiva (litolas Sm) con base plana neta y techo ondulado.



Figura VI.18 Bancos de areniscas finas con laminación ondulítica de la asociación de facies PF4.



Figura VI.19 Asociación de facies PF4 a) Ciclos grano crecientes y b) alternancia de bancos de areniscas finas y pelitas.

Por encima aparecen nuevamente pelitas laminadas y alternancia de bancos arenosos masivos (lito facies Sm) con ondulitas simétricas en el techo bancos de pocos centímetros de pelitas (fig. VI.20).



Figura VI.20 Asociación de Facies PF4 de la Formación Puesto La Flecha. Alternancia de bancos de areniscas finas y pelitas.

La **AF PF4** culmina con bancos lentiformes de hasta 2 metros de potencia de areniscas medianas con laminación ondulítica (litofacies Sr).

Interpretación

Las pelitas de la **AF PF4** caracterizan depósitos de planicie fangosa (*mudflat*). Los bancos tabulares arenosos intercalados entre el material fino serían el producto de crecidas en manto. La tendencia granodecreciente marca la energía decreciente de las mismas.

El incremento hacia el techo del contenido arenoso en la asociación de facies se vincula a contracciones del lago con progradación de canales (ciclos granocrecientes) que conforma nuevamente a planicies arenosas (Tunbridge, 1984; Hubert y Hyde, 1982 y Hardie *et al.*, 1978).

Desarrollo paleoambiental de la Formación Puesto La Flecha

La Formación Puesto La Flecha se encuentra conformada por depósitos de sistemas lacustre efímeros (fig. VI.21).

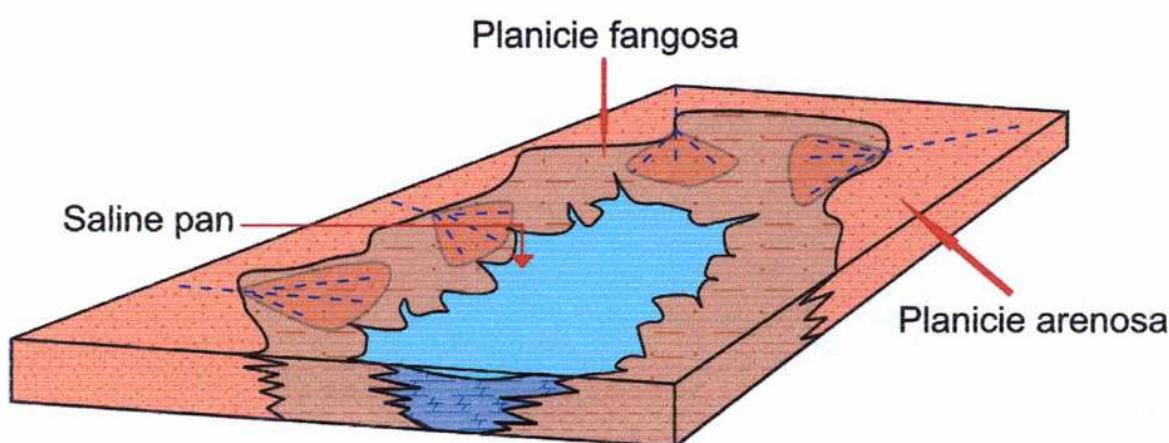


Figura VI.21 Esquema de los subambientes encontrados en la Formación Puesto La Flecha

La unidad se inicia con depósitos de sistemas de canales de moderada energía caracterizados por la presencia de numerosos fragmentos de placas dérmicas y huesos

de tortugas, producidos por períodos de sequía y de crecidas controlados por cambios estacionales.

Sobre estos conglomerados se disponen las pelitas con margas de la planicie fangosa salina de la AF PF2. Este ordenamiento de estratos se debe a una expansión del lago efímero. Sobre la AF PF2 se apoyan bancos de yeso del inicio de la AF PF3, producidos por una expansión aún mayor del lago. Sin embargo, la tendencia general posterior de la AF PF3 es a una contracción pasando de depósitos de *salt pan* a depósitos de planicie arenosa, con una expansión menor y contracción en la sección superior de la asociación de facies.

Relaciones estratigráficas y edad

La Formación Puesto La Flecha se encuentra apoyada homoclinalmente sobre la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico). El contacto entre ambas unidades es discordante y se encuentra señalado por brechamiento y acción edáfica en el techo de la formación infrayacente, que indican un hiato no depositacional.

La Formación Vallecito, sobre yace homoclinalmente a esta formación. El límite entre ambas unidades está marcado por una discordancia erosiva (fig. VI. 22).

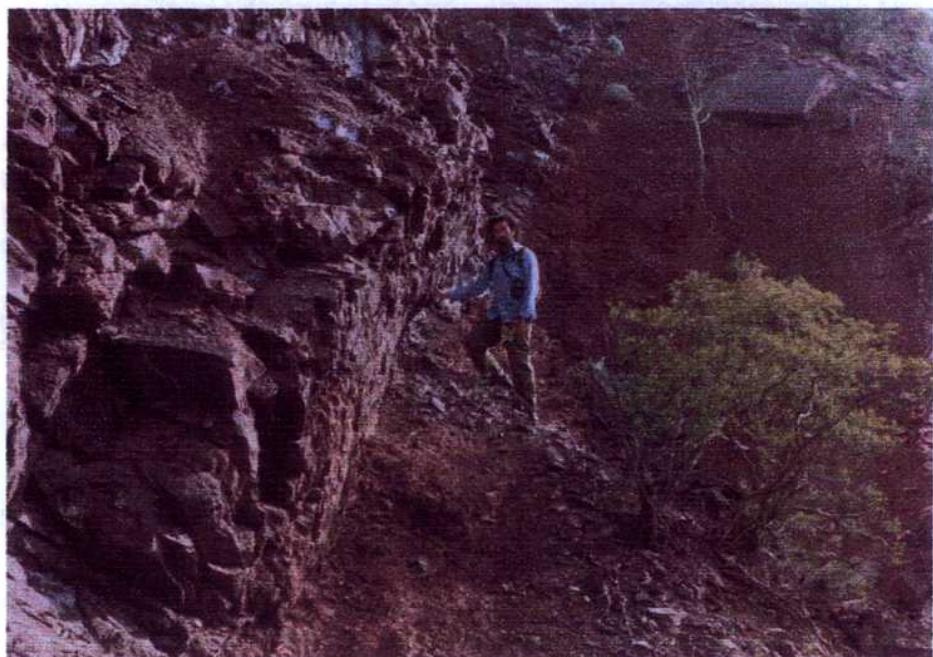


Figura VI.22 Contacto erosivo entre las formaciones Puesto La Flecha y Vallecito

Esta secuencia, ha sido correlacionada por Caselli *et al.* (2002) con los "estratos rojos no nominados" datados y descriptos por Jordan *et al.* (1993) cuyas dataciones realizadas en El Fiscal y Río Blanco, han dado edades de $32 \pm 2,6$ Ma y $21,5 \pm 2,5$ Ma (Oligoceno- Mioceno inferior).

Por su parte Ciccioli (2003) y de la Fuente *et al.* (2003) hallaron restos de caparazones de tortugas en la base de la Formación Puesto La Flecha, en el puesto homónimo. Estos restos, correspondientes a la especie *cf. Podocnemis argentinensis* (de la Fuente *et al.*, 2003) solo son conocidos en la Formación Maíz Gordo de edad paleocena superior- eocena inferior (*sensu* Pascual *et al.* 1981). De esta manera, de la Fuente *et al.* (2003), atribuyó una edad pre-oligocena para la unidad.

Las dataciones obtenidas en el presente trabajo del techo de la Formación Vallecito (ver Apéndice I) apoyan la antigüedad obtenida por el contenido fósil. Por un lado, este conjunto rocoso se encuentra contenido entre las sedimentitas cretácicas de $108,1 \pm 4,4$ Ma (Albiano-Aptiano) y la Formación Quebrada de La Montosa en la cual se obtuvo una edad de $50,7 \pm 1,5$ Ma (Eoceno inferior) por lo que la Formación Puesto La Flecha estaría restringida a este período de tiempo. Estas edades discrepan de las obtenidas por Jordan *et al.* (1993). Sin embargo, no es clara la procedencia de las muestras datadas por estos autores en las cercanías de El Fiscal, pudiendo no corresponder a la misma unidad.

VI.A FORMACIÓN VALLECITO (Borrello y Cuerda, 1968)

Eoceno

Antecedentes

Bracaccini (1946) fue el primero en reconocer y describir a esta unidad en el área de la Ciénaga del Vallecito (provincia de San Juan). Este autor, incluyó al conjunto rocoso aquí tratado dentro del "Grupo de las areniscas eólicas" y les atribuyó una edad triásica. Estas mismas psamitas fueron estudiadas, años más tarde, por Borrello y Cuerda (1968) quienes definieron al Grupo Río Huaco que incluía a las eolianitas de la Formación Vallecito.

Por otra parte, Furque (1963, 1972), al realizar las hojas geológicas de Guandacol y Cerro La Bolsa incluyó a esta unidad dentro de la Formación El Áspero y la atribuyó también al Triásico. Posteriormente, los bancos rojos con estratificación entrecruzada de gran porte del miembro sedimentario de la Formación El Áspero, fueron correlacionados con la Formación Vallecito en el área Jachal-Huaco por Furque (1979). Por otro lado, por las reglas de prioridad estratigráfica, Furque (1979), propuso el reemplazo del término Grupo Río Huaco por el del Grupo del Áspero, incluyendo a la Formación Vallecito dentro del mismo.

Tiempo después, Tripaldi (2001), recorrió la continuidad estratigráfica de la Formación Vallecito desde La Ciénaga del Vallecito, en la provincia de San Juan, hasta el puesto La Flecha, dentro de la zona de esta Tesis. En este trabajo se dividió informalmente a la unidad en dos miembros. El miembro inferior comprendía una monótona secuencia de areniscas finas y muy finas con sets de escala grande y gigante de estratificación entrecruzada. El miembro superior está compuesto en su base por areniscas guijarroosas gris verdosas, en las que predominan las estructuras entrecruzadas en artesa y el desarrollo de paleocanales.

En el presente trabajo, el miembro superior de areniscas guijarroosas gris verdoasas, ha quedado incluido dentro de una nueva unidad formacional definida aquí

como Formación Quebrada de la Montosa, incluida dentro de los depósitos sinorogénicos del Capítulo VII.

Litología y distribución

Los principales afloramientos de la Formación Vallecito, dentro del área de estudio, se encuentran en el núcleo del Cordón de la Flecha. Otros afloramientos menores se hallan al norte de Nacimientos (fig. VI.23), en el margen oriental de la sierra de La Punilla, forma una serie de pequeños pliegues y, finalmente en las nacientes del río Guandacol donde es expuesta en una faja de orientación norte- sur.

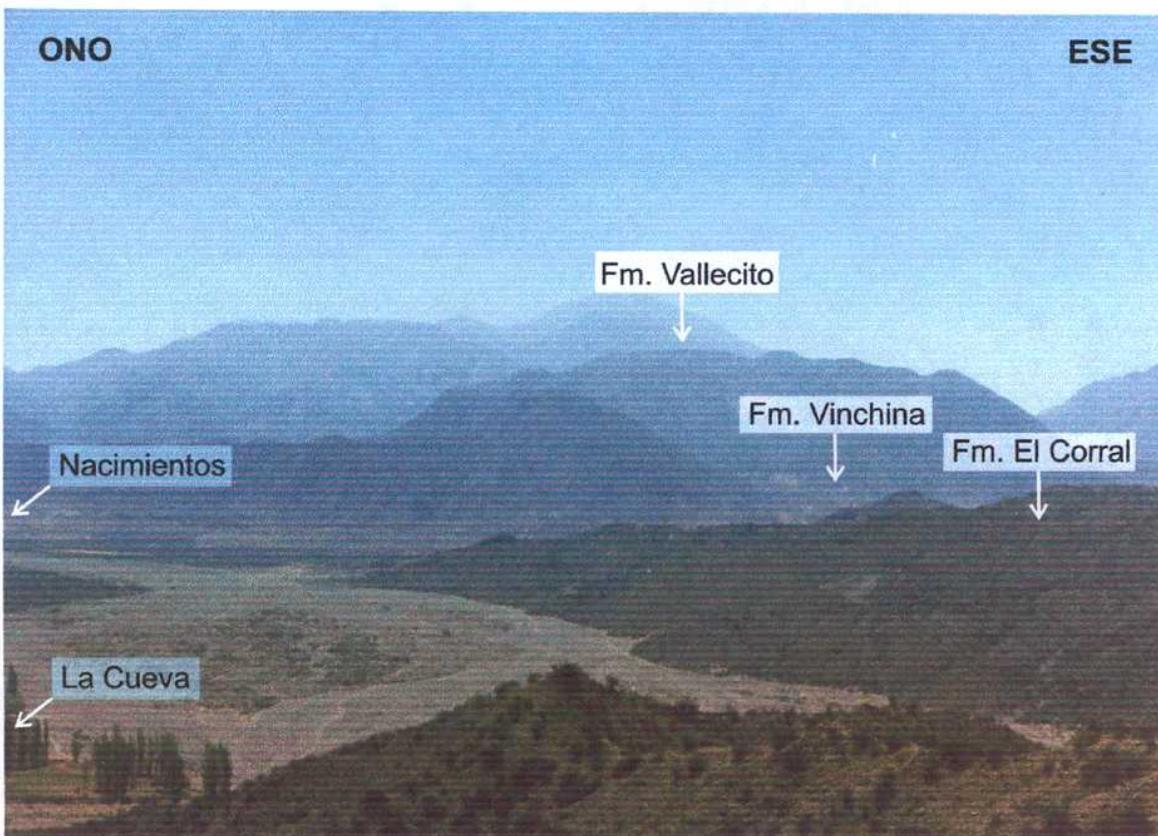


Figura VI.23 Afloramientos de la Formación Vallecito al noreste de Nacimientos.

Dentro del área estudiada en la presente tesis posee un espesor que varía entre 400 m (en las nacientes del río Guandacol y en Nacimientos) y 1000 metros en la quebrada de La Flecha. Está compuesta principalmente por areniscas, medianas a finas,

con estratificación entrecruzada de gran porte. Como componentes menores aparecen niveles de conglomerados volcánicos, areniscas guijarrosas y muy escasas pelitas.

Las sedimentitas de esta unidad, han sido interpretadas por Bracaccini (1946) como de origen eólico y recientemente caracterizadas por Tripaldi (2001) y Tripaldi y Limarino (2005) como depositadas en un ambiente eólico de valles intermontanos. Esta autora realizó un estudio estratigráfico y paleoambiental detallado de este conjunto en la quebrada de la Flecha e identificó 6 asociaciones de facies.

VI.2. PERFIL DE FORMACIÓN VALLECITO

La Formación Vallecito en los alrededores de Nacimientos es atravesada por el río La Troya. En este lugar, los afloramientos expuestos por el río permitieron realizar un perfil de 400 metros. Esta sección (fig. VI.24) ha permitido reconocer un total de 6 asociaciones de facies (fig. VI. 25) que serán descriptas a continuación.

Perfil de la Formación Vallecito en La Cueva

Asociación de Facies	Color	Litología	Estructuras sedimentarias
Fm. Vinchina			

Referencias

Estratificación entrecruzada tabular planar



Estratificación entrecruzada en artesa



Estratificación horizontal



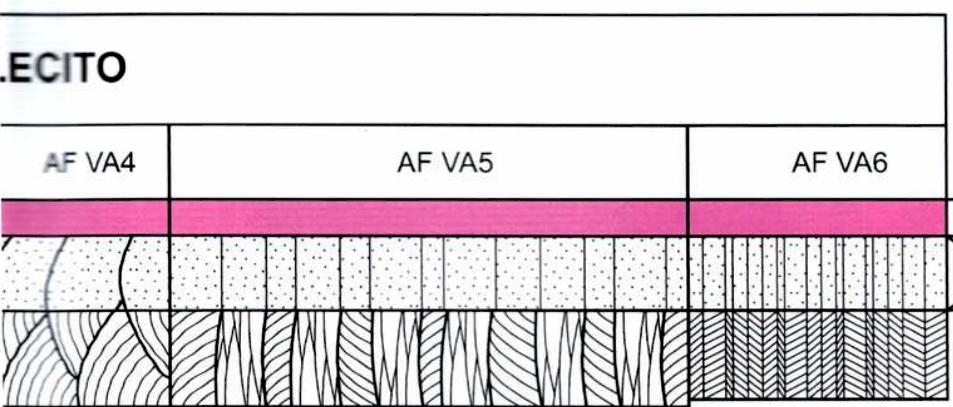
Estratificación en cuña



Areniscas



VALLECITO





Areniscas

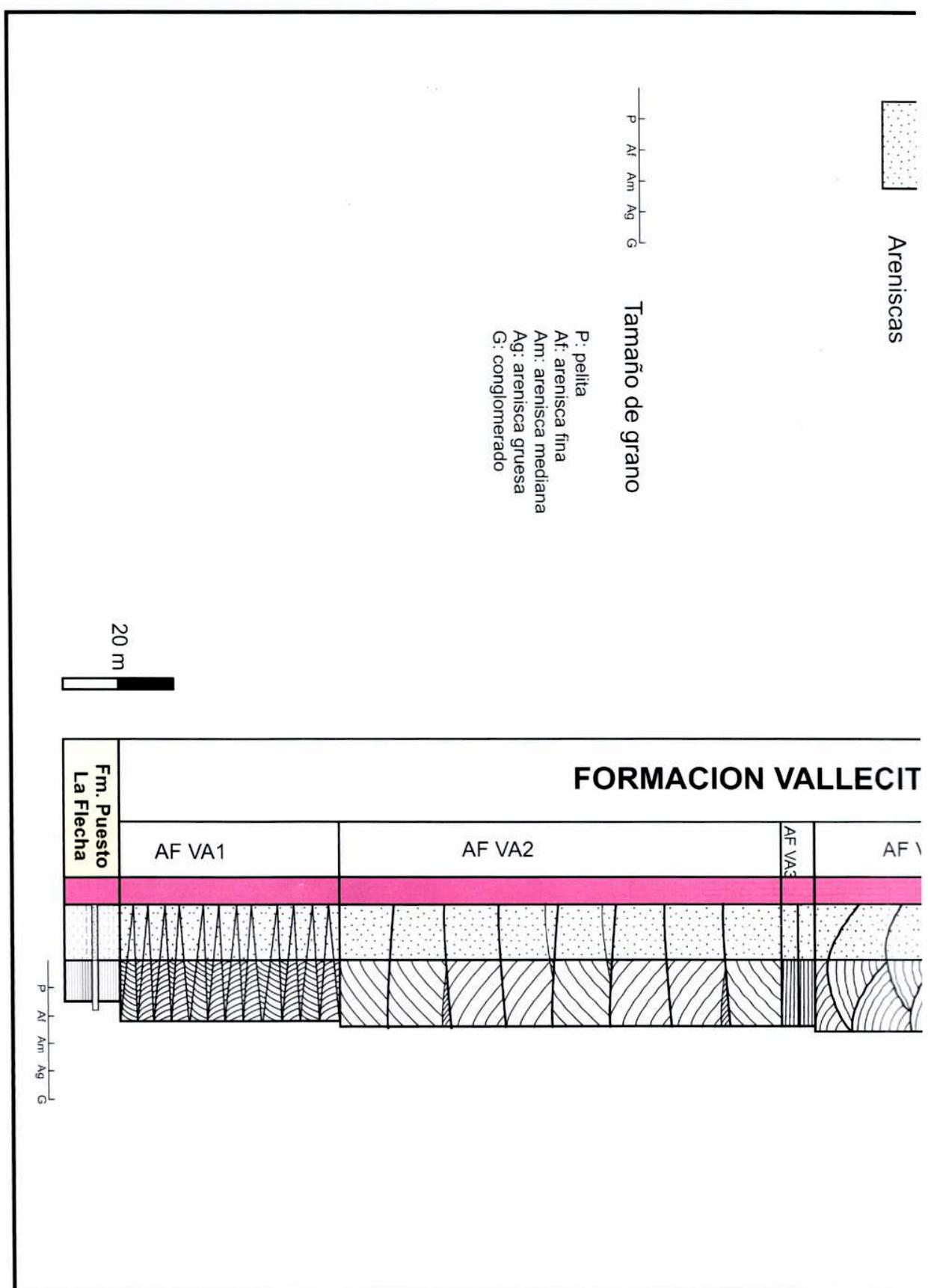


Figura VI.24 Perfil de la Formación Vallecito en La Cueva

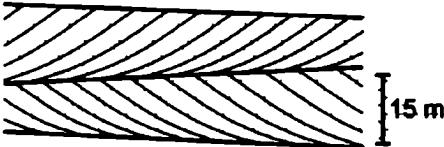
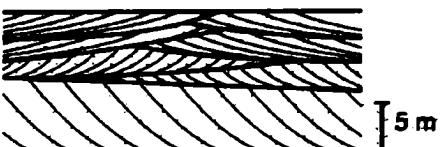
Esquema arquitectural	Interpretación
	Migración de dunas de crestas altamente sinuosas
	Migración de draas con crestas levemente sinuosas
	Manto eólico o extraduna
	Migración de dunas de crestas altamente sinuosas
	Migración de draas con dunas de crestas sinuosas sobreimpuestas
	Migración de dunas crecientes de crestas rectas

Figura VI.25 Cuadro esquemático de las asociaciones de facies de la Formación Vallecito mostrando los principales patrones arquitecturales.

Asociación de facies VA1 (AF VA1)

Descripción

La AF VA1, con un espesor de 40 m⁺, cubre en discordancia erosiva a la AF PF4 de la Formación Puesto La Flecha. El plano de discordancia muestra escaso relieve caracterizado por suaves irregularidades.

Dominan en la presente sección las areniscas finas hasta medianas que como carácter distintivo muestran el apilamiento de sets entrecruzados en cuña (similar al *zig-zag cross stratification* descripto por Hunter y Rubin, 1983- fig. VI.26). Cada set, limitado por superficies de Brokfield (1977) de segundo orden, mide entre 20 y 80 cm de potencia exhibiendo bases cóncavas hacia arriba. Internamente las capas frontales muestran frecuentemente una rítmica alternancia de finas (láminas de varios milímetros) y mediana hasta gruesas (láminas de hasta 1cm). Este ordenamiento claramente evidencia la superposición cíclica de procesos de caída de granos (*grainfall deposits* de Hunter, 1977a) y avalancha de grano (*grainflow deposits* de Hunter, 1977a).

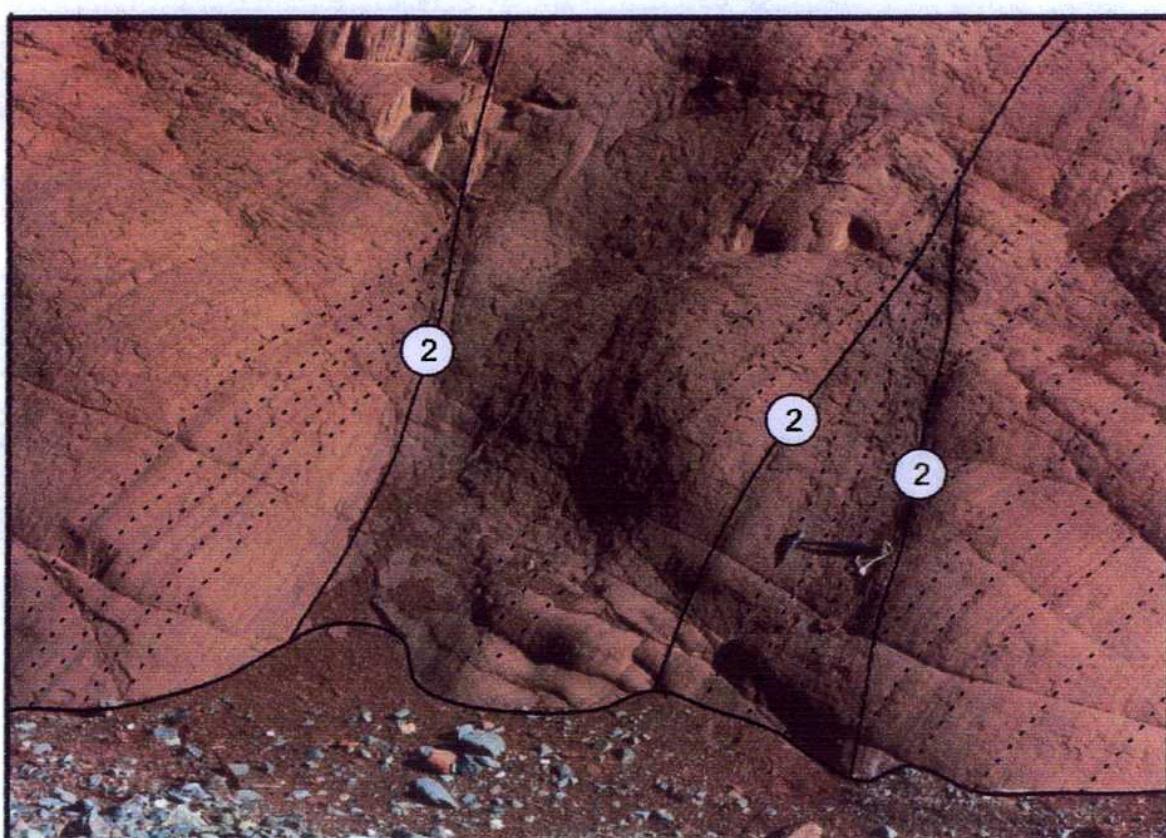


Figura VI.26 Asociación de facies VA1 de la Formación Vallecito mostrando artesas pequeñas y estratificación entrecruzada tipo zig-zag cuyos sets se encuentran limitados por superficies de orden 2 (Brokfield, 1977).

Desde el punto de vista arquitectural son frecuentes las superficies de segundo y tercer orden de Brookfield (1977) y escasas las de primer orden

Interpretación

La AF VA1 es aquí interpretada como originada en campos de dunas con escasa participación de áreas de interduna (fig. VI.27). La migración de dunas de crestas altamente sinuosas es claramente sugerida por la geometría en zig-zag que muestra los sets en planos paralelos al flujo u oblicuos estratificación entrecruzada en artesa.

La ausencia de superficies limitantes de primer orden que en este estado de desarrollo, el campo de dunas, no mostró formas mayores como draas o períodos de deflación y erosión (Tripaldi, 2001).

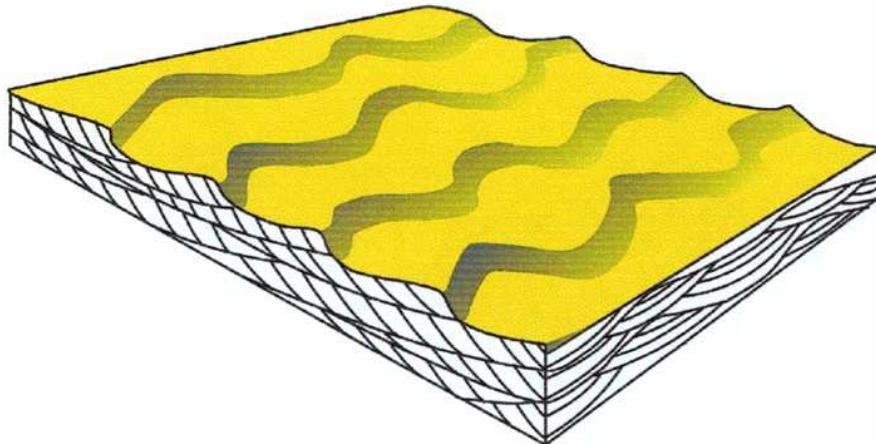


Figura VI.27 Esquema interpretativo de la asociación de facies VA1 formada por dunas de crestas altamente sinuosas. En vista lateral se observa la estratificación en zig-zag.

Asociación de facies VA2 (AF VA2)

Descripción

Con una potencia de 80 metros, la **AF VA2**, se encuentra constituida por areniscas finas con estratificación entrecruzada de escala grande y gigante. Cada set

muestra espesores comprendidos entre 7 y 15 m conformando una secuencia groseramente creciente en lo relativo a los espesores de los sets (fig. VI.28).

En esta asociación de facies, pueden verse claramente las superficies limitantes definidas por Brookfield (1977). Las superficies de primer orden que atraviesan a esta facies son planas y delimitan cuerpos de 15 metros de espesor. Los sets son acuñados y sus bases cóncavas están delimitadas por superficies de segundo orden. En los topes de los cuerpos delimitados por las superficies de primer orden aparecen sets menores de pocos metros de ancho y de hasta un metro de potencia.

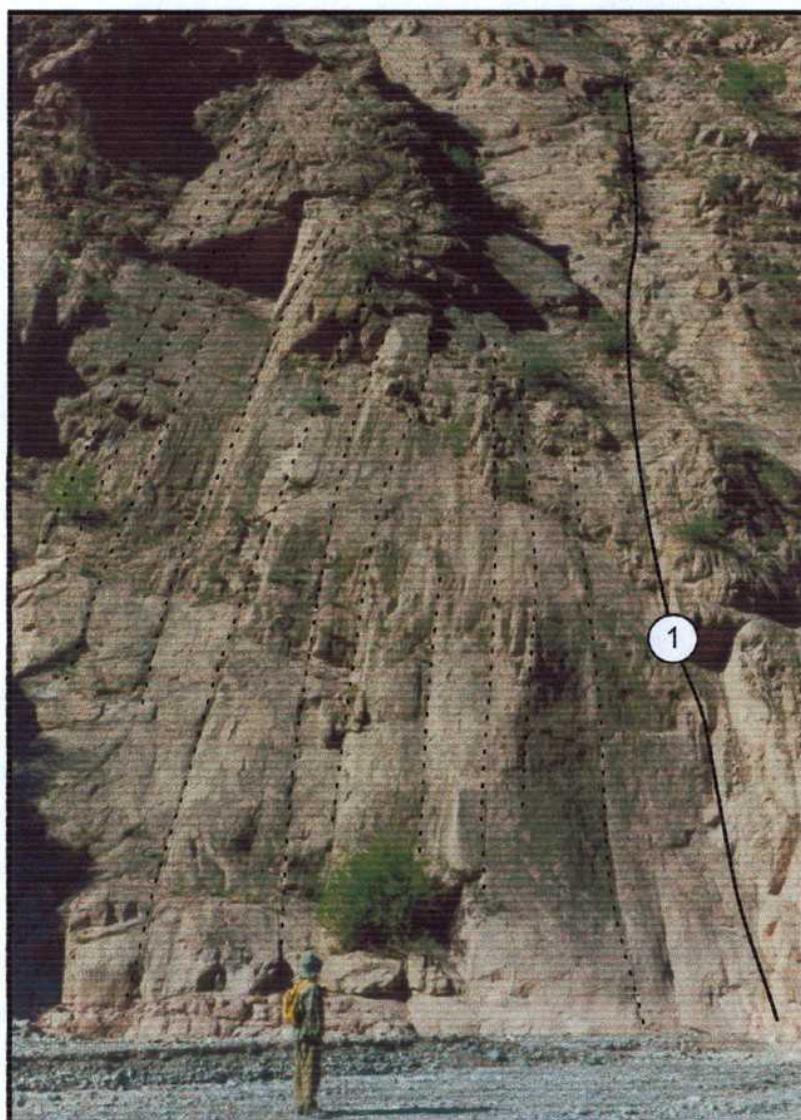


Figura VI.28 Asociación de facies VA2 de la Formación Vallecito. Nótese la presencia de sets de estratificación entrecruzada de gran espesor.

Interpretación

Los sets de estratificación entrecruzada de gran escala se han interpretado como generados por la migración de *draas* cuya presencia indicaría campos eólicos con gran disponibilidad de arena (Tripaldi, 2001). Dentro de este modelo (fig. 29), las superficies de primer orden de Brookfield (1977) indicarían el ascenso de sucesivos trenes de *draas*. Se descarta aquí que las superficies de primer orden representen etapas de estabilización y defacción del desierto debido a la falta de paleosuelos, facies lacustres, depósitos fluviales u hoyos de deflación asociados a las superficies. Internamente, las superficies de 1^{er} orden, cortan a las de segundo orden que marcan la base de sets de menor porte, asociados a la migración de dunas.

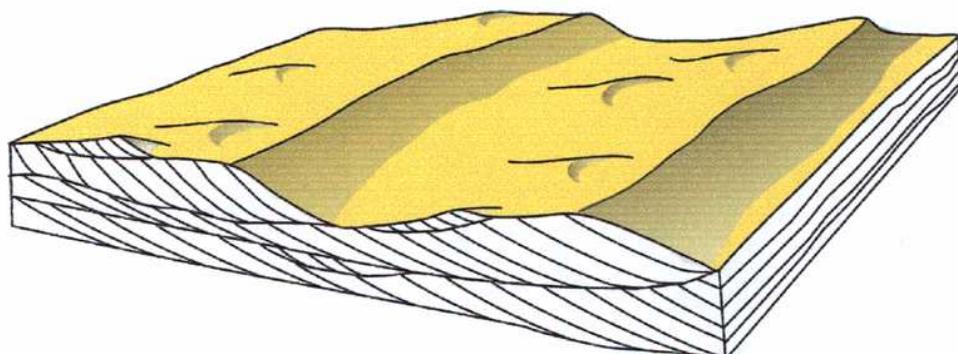


Figura VI.29 Modelo tridimensional de la asociación de facies VA2 resultado de la migración de *draas* de crestas levemente sinuosas.

Asociación de facies VA3 (AF VA3)

Descripción

La AF VA3 (fig. VI.30) tiene un espesor de 6 metros. Está formada por areniscas finas hasta medianas con laminación paralela o de bajo ángulo (litofacies Sh o Si) donde internamente las láminas son masivas o poseen microgradación inversa. Es notable la

falta de sets entrecruzados de escala grande y mediana, así como también de superficies de truncamiento de 1^{er} y 2^{do} orden. Solo esporádicas superficies de 3er orden indican episodios de limitada deflación y reactivación.

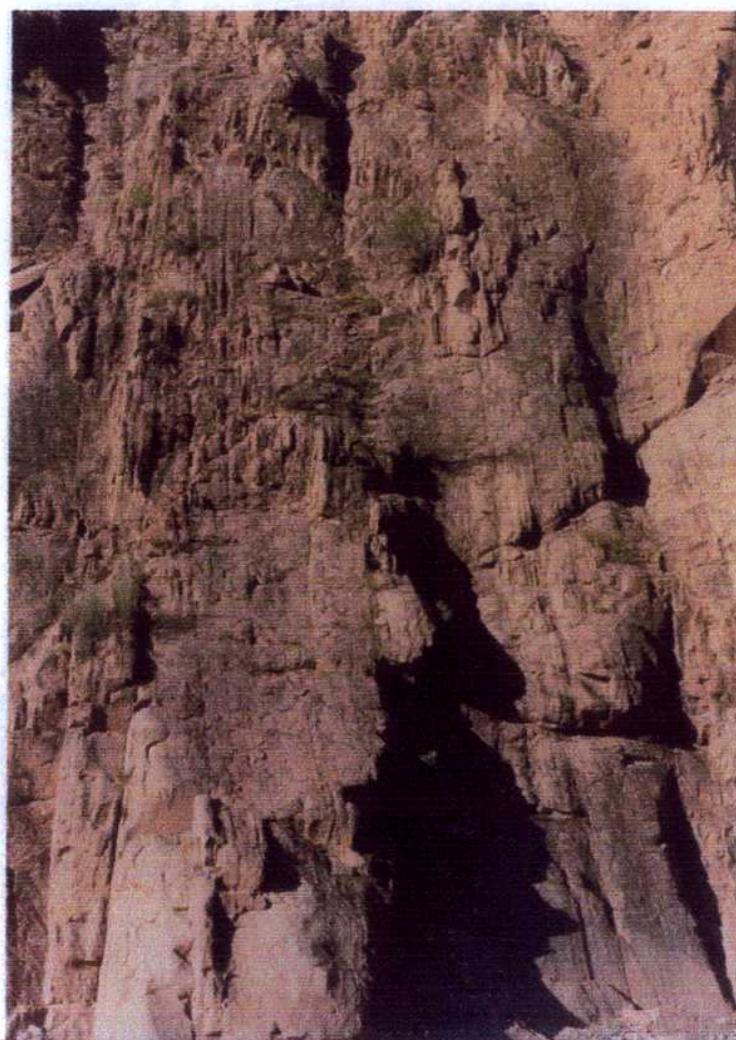


Figura VI.30 Asociación de facies VA3 de la Formación Vallecito.

Interpretación

Las areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo y horizontal han sido interpretadas aquí como formadas en el manto eólico periférico al campo de dunas (Fryberger *et al.* 1979, Kocurek y Nelson, 1986; Tripaldi, 2001 y Tripaldi *et al.*, 2005).

Cada lámina con microgradación inversa sería el resultado de la migración de ondas eólicas, que al acrecicionar verticalmente producen la estratificación horizontal

(Hunter, 1977 a y b; Tripaldi, 2001). Esas ondulitas habrían migrado sobre una superficie de bajo relieve que conforma el manto eólico o extraduna (fig. VI.31). Por otro lado, cuando las láminas son masivas, podrían estar originadas tanto por migración de ondulitas como por lecho plano de alto régimen de flujo (Clemmensen y Abrahamse, 1983).

Si bien los depósitos de interduna suelen ser similares, Tripaldi (2001) y Tripaldi *et al.* (2005), han distinguido ambos subambientes por el espesor de los depósitos, ya que por lo general los depósitos de interduna no muestran espesores superiores a los 2 metros.

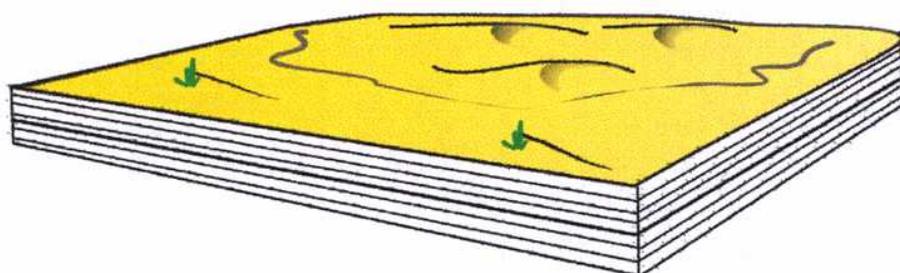


Figura VI.31 Modelo esquemático del manto eólico representado por la asociación de facies VA3 de la Formación Vallecito.

Asociación de facies VA4 (AF VA4)

Descripción

La AF VA4, de hasta 30 m de espesor, está formada por arenas finas y medianas que exhiben estratificación entrecruzada en artesa de escala grande. Los sets pueden alcanzar hasta 5 m de potencia exhibiendo bases cóncavas hacia arriba. Superficies de primer orden limitan paquetes de hasta 7 m de espesor. Estas

superficies truncan a otras de segundo y tercer orden (fig. VI.32). Debido al gran espesor de las artesas la estratificación tipo zig-zag que caracteriza a las dunas de la AF VA1 es aquí reemplazada por artesas de mayor tamaño y mejor definidas

Interpretación

Las artesas de escala grande vinculadas a la AF VA4 corresponden a dunas crecientes fuertemente sinuosas (fig. 33). Los sets se encuentran separados uno del otro por superficies de segundo orden de Brookfield (1977) que indican la migración de dunas sobre dunas.

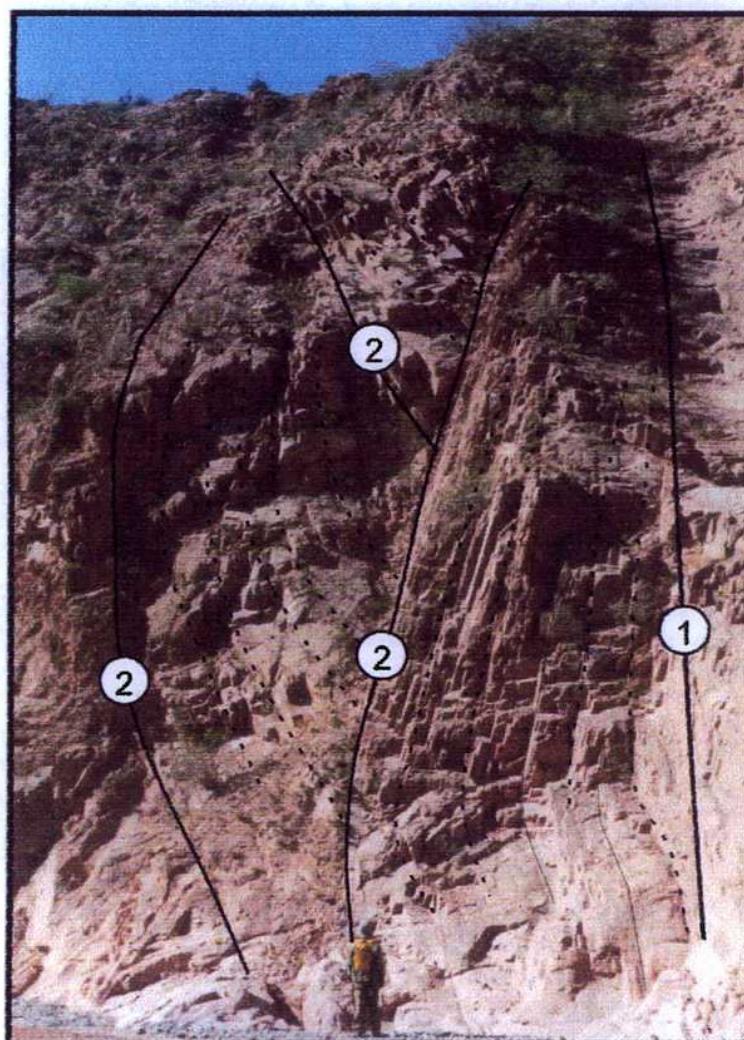


Figura VI.32 Sets entrecruzados con base fuertemente cóncava de las dunas de la asociación de facies VA4 de la Formación Vallecito. El techo está marcado por una superficie de orden 1 de Brookfield (1977) que separa a esta asociación de la AF VA5.

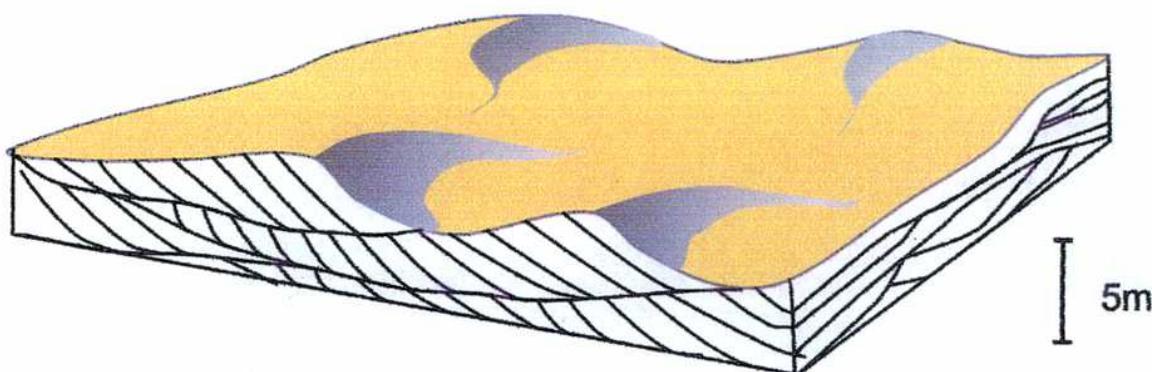


Figura VI.33 Sets entrecruzados con base fuertemente cóncava de las dunas de la asociación de facies VA4 de la Formación Vallecito. El techo está marcado por una superficie de orden 1 de Brokfield (1977) que separa a esta asociación de la AF VA5.

Asociación de facies VA5 (AF VA5)

Descripción

Esta asociación de facies se halla constituida por areniscas finas y medianas, alcanzando un espesor de hasta 70 metros. Presenta una alternancia de grandes sets de estratificación entrecruzada de escala gigante, de hasta 6 m de potencia, con techo y base planos que forman superficies de primer orden.

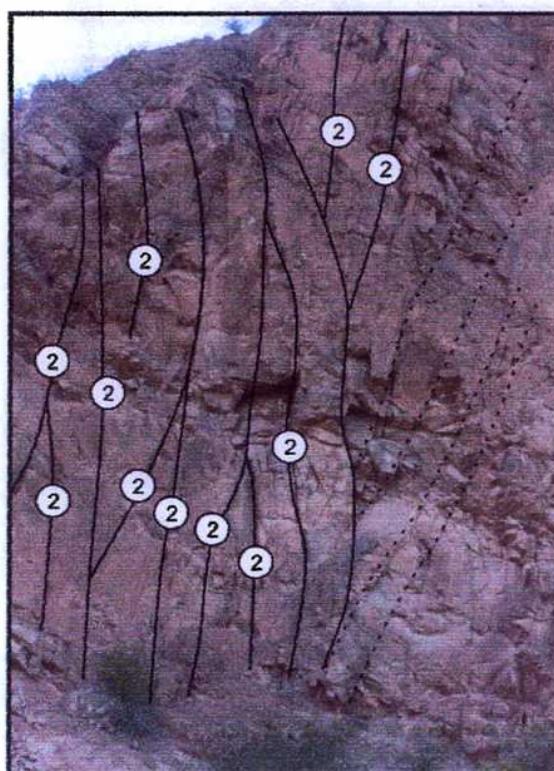


Figura VI.34 Asociación de facies VA5 de la Formación Vallecito. Nótese la presencia de artesas y estratificación de tipo zig-zag (limitadas por superficies de segundo orden).

Sobre los megasetes antes mencionados disponen 10 a 20 metros de cosets donde claramente predominan las geometrías en cuña o zig-zag, en la que cada set tiene hasta 70 cm y se encuentra delimitado por superficies de segundo orden cóncavas (fig. VI.34).

Interpretación

Los sets de estratificación entrecruzada de gran escala se han interpretado como generados por la migración de *aklés* de crestas sinuosas. Los *aklés* son megaformas asociadas a campos eólicos con gran disponibilidad de arena. Las formas menores sobreimpuestas a los sets entrecruzados han sido reconocidas por diversos autores (Rubin y Hunter, 1983; Kocurek, 1988, Mountney y Howell, 2000 y Tripaldi, 2001) e interpretadas como dunas que migran sobre la cara de barlovento de los draas.

La arquitectura de estas dunas (estratificación entrecruzada de tipo zig-zag) indica que estas formas de lecho habrían mostrado crestas altamente sinuosas (fig. VI.35).

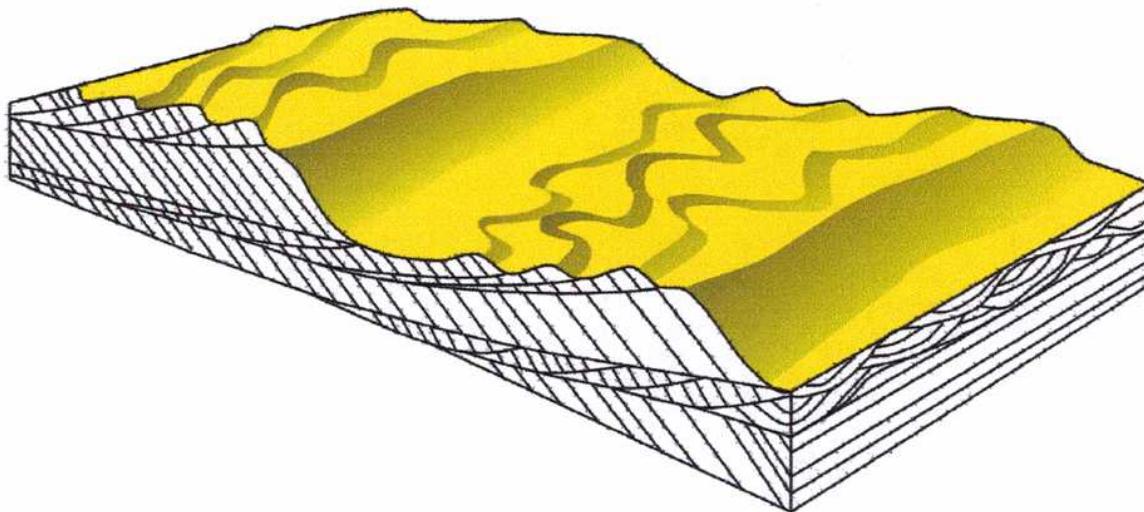


Figura VI.35 Esquema arquitectural de la AF VA5 de la Formación Vallecito en La Cueva.

Asociación de facies VA6 (AF VA6)

Descripción

La facies 6 tiene un espesor de 35 metros. Está formada por sets de hasta 2 metros de espesor los que muestran límites planos y paralelos de estratificación entrecruzada tabular planar (fig. VI.36). Internamente los sets muestran diferentes tipos de caras frontales. El más abundante consiste en láminas de hasta 0,8 cm de areniscas finas que exhiben contactos angulares con las bases de los sets. Un segundo tipo está constituido por láminas de hasta 1,2 cm de areniscas medianas y gruesas. En una vista paralela a la corriente, estas capas, suelen acuñarse hacia la base de los sets. Por otro lado, si la vista es perpendicular a la corriente, conforman "bolsillos" de hasta 5 cm de potencia y 30 cm de continuidad lateral. Finalmente, es común, la presencia de capas fuertemente asintóticas a la base que interdigitan con las previamente descriptas hacia la parte media del set.



Figura VI.36. Asociación de facies VA6 de la Formación Vallecito. Sets de estratificación entrecruzada tabular planar. Obsérvese como las capas de areniscas medianas y gruesas, correspondientes a flujos de granos, alternan con láminas de areniscas finas formadas a partir de la caída de granos.

Interpretación

La estratificación entrecruzada tabular planar en la AF VA6 indica la presencia de dunas crecientes de crestas rectas donde los paquetes entrecruzados se hallan separados por superficies de orden 2 (Brookfield, 1977) que indican el ascenso de sucesivos trenes de dunas.

La muy probable ausencia de draas estaría señalada por la falta de superficies de 1^{er} orden y de sets entrecruzados de escala gigante. Los distintos tipos de capas frontales identificados señalan la alternancia de procesos de caída de granos (capas milimétricas de areniscas finas), de flujo de granos (capas acuñadas que forman bolsillos en plano perpendicular al viento) y, finalmente, ascenso de ondulitas (capas fuertemente asintóticas).

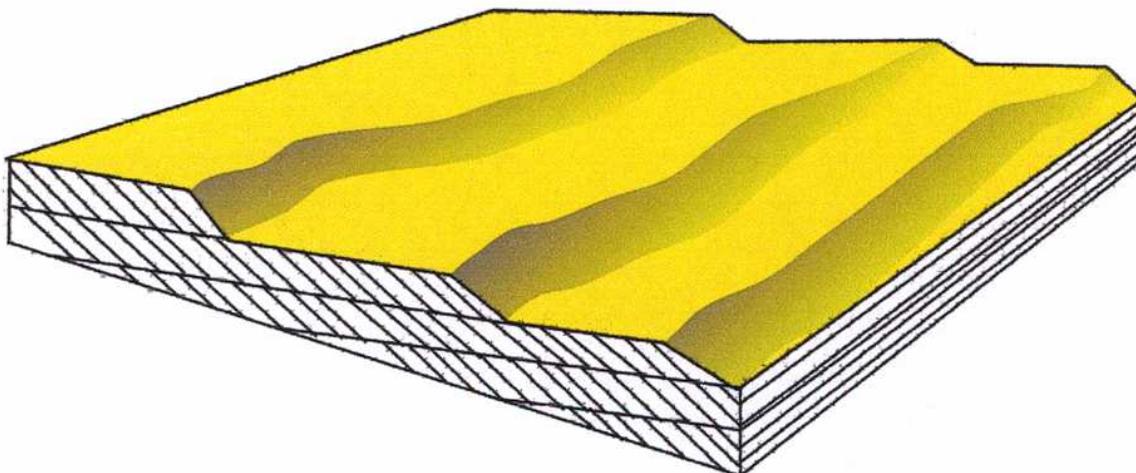


Figura VI.37 Esquema arquitectural de las dunas crecientes de crestas rectas de la AF VA6 de la Formación Vallecito

Evolución paleoambiental de la Formación Vallecito

Los depósitos asociados a la Formación Vallecito en el área de la cuenca de La Troya han sido intensamente estudiados por Tripaldi (2001) y Tripaldi *et al.* (2005) quienes atribuyen su formación a campos eólicos intermontanos.

En el área de La Cueva el perfil comienza con las eoleanitás apoyadas sobre los depósitos lacustres efímeros de la Formación Puesto La Flecha. El contacto es erosivo.

El perfil comienza con la AF VA1 correspondiente a dunas crecientes con crestas sinuosas originadas en un ambiente con disponibilidad de arena moderada. Sobre esta asociación de facies aparece la AF VA2 caracterizada por la presencia de *draas* con crestas levemente sinuosas. El paso de una asociación de facies a la siguiente estaría vinculado a un mayor aporte de material arenoso que produjo un crecimiento del campo eólico.

La aparición de la AF VA3 por encima de los depósitos de *draas* vinculada a un manto eólico podría estar asociada a una migración de campo de dunas. Las asociaciones de facies VA4 y VA5 se apoyan sobre la AF VA3 indicando la reactivación del sistema eólico en el lugar.

Finalmente, las dunas crecientes de crestas rectas de la AF VA6 representarían una disminución en la disponibilidad de arena que precede a la interrupción total del sistema eólico cuando irrumpen los sistemas fluviales de la Formación Vinchina.

Relaciones estratigráficas y edad

Este conjunto de rocas se encuentra aflorando en contacto neto erosivo sobre las areniscas y pelitas rojas de la Formación Puesto La Flecha. Es sobreyacida alternativamente por las formaciones Quebrada de la Montosa y Vinchina. El límite con estas unidades es transicional (fig. VI.38)

Bracaccini (1946) y Furque (1963, 1972), estudiaron inicialmente a esta unidad y le asignaron, por correlaciones con secuencias aflorantes en Mendoza, una edad triásica. Años más tarde, Chaía (1990) y Perez et al. (1993) hallaron microflora cretácica en niveles estratigráficos que se encontraban estratigráficamente por debajo de las eolianitas (Formación Ciénaga del Río Huaco, Limarino et al., 2000) por lo cual, la Formación Vallecito (nominada ya por Borrelo y Cuerda en 1968) no podía ser más antigua que el Cretácico.

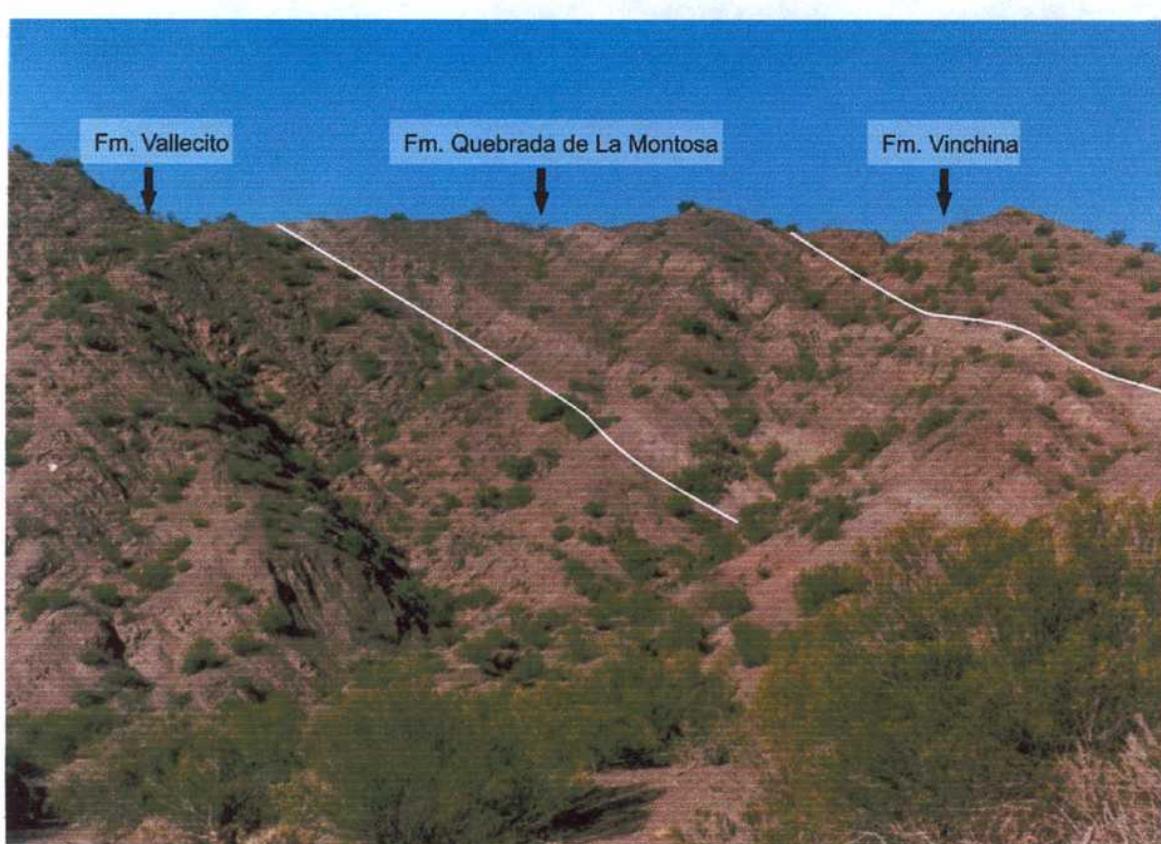


Figura VI.38 Contacto transicional entre las formaciones Vallecito y Quebrada de la Montosa en Las Juntas.

Tiempo después, Jordan *et al.* (1993) realizaron dataciones radimétricas de tobas intercaladas en niveles infrayacentes esta unidad ("estratos rojos no nominados" de Jordan *et al.*, 1993), obteniendo una edad máxima para la misma de $21,6 \pm 0,8$ Ma. En el mismo trabajo los autores dataron un clasto de andesita perteneciente a la Formación Cerro Morado (que susuprayace a la Formación Vallecito en sus afloramientos más australes) aportó una edad de $13,4 \pm 1,6$ Ma. De esta manera, acotaron la edad de la Formación Vallecito al Oligoceno superior- Mioceno.

Años más tarde, Limarino *et al.* (2001) reportaron la datación de dos niveles de andesitas ubicados en la base de la Formación Cerro Morado en el Cerro Guachi (provincia de San Juan), que dieron como resultado edades de $17,6 \pm 0,5$ y $18,3 \pm 0,7$ Ma, según los cuales, la Formación Vallecito sería más antigua que el Mioceno inferior.

En la presente Tesis se obtuvo una edad de $50,7 \pm 1,5$ Ma (Eoceno) para la Formación Quebrada de La Montosa, a partir de la datación de un nivel piroclástico

encontrado en Las Juntas (ver Apéndice I de edades). Esta unidad sobreyace a la Formación Vallecito y, por tanto, indicaría una edad más antigua o aproximadamente igual para este conjunto. Si bien esta datación se contrapone con los resultados expuestos por Jordan *et al.* (1993), el hecho de que la Formación Vallecito sea más antigua que el Mioceno es también apoyado por las dataciones obtenidas en esta Tesis para las Formaciones Vinchina y Zapallar ($34,1 \pm 1$ Ma y $28,4 \pm 1,2$ Ma respectivamente) que la sobreyacen dentro de la Cuenca del Río La Troya.

CAPÍTULO VII

DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS

VII.A SEDIMENTACIÓN FLUVIAL, LACUSTRE TERRÍGENA Y PRIMERAS MANIFESTACIONES DE VOLCANISMO EOCENO Y OLIGOCENO

VII.A.1 FORMACIÓN QUEBRADA DE LA MONTOSA

Eoceno

Antecedentes

En este trabajo se propone el nombre formacional Quebrada de la Montosa para una sucesión de areniscas y pelitas de color verde que afloran en el margen occidental del Cordón de La Flecha.

Tripaldi (2001) estudió a la Formación Vallecito en la quebrada de La Flecha e incluyó al conjunto sedimentario aquí tratado como un miembro superior de la unidad.

En el presente trabajo se propone su elevación de rango estratigráfico de la unidad ya que posee características propias que la hacen claramente distingible de las unidades que la infra y suprayacen. Por otro lado, la identificación de estas rocas resulta clave para la reconstrucción de la historia tectonosedimentaria y magmática de la comarca.

Litología y distribución

La Formación Quebrada de La Montosa aflora en el área de la Cuenca de La Troya como un conjunto sedimentario de color verde que aflora a lo largo del Cordón de La Flecha (fig.VII.A.1).

Su espesor es altamente variable siendo máximo en los cerros del Toro y Pelado donde alcanza los 250 m y paulatinamente va disminuyendo hacia el norte, alcanzando unos 100 m de potencia en la quebrada de La Flecha y menos de 40 m en Las Juntas. Al norte de esta quebrada la formación desaparece.

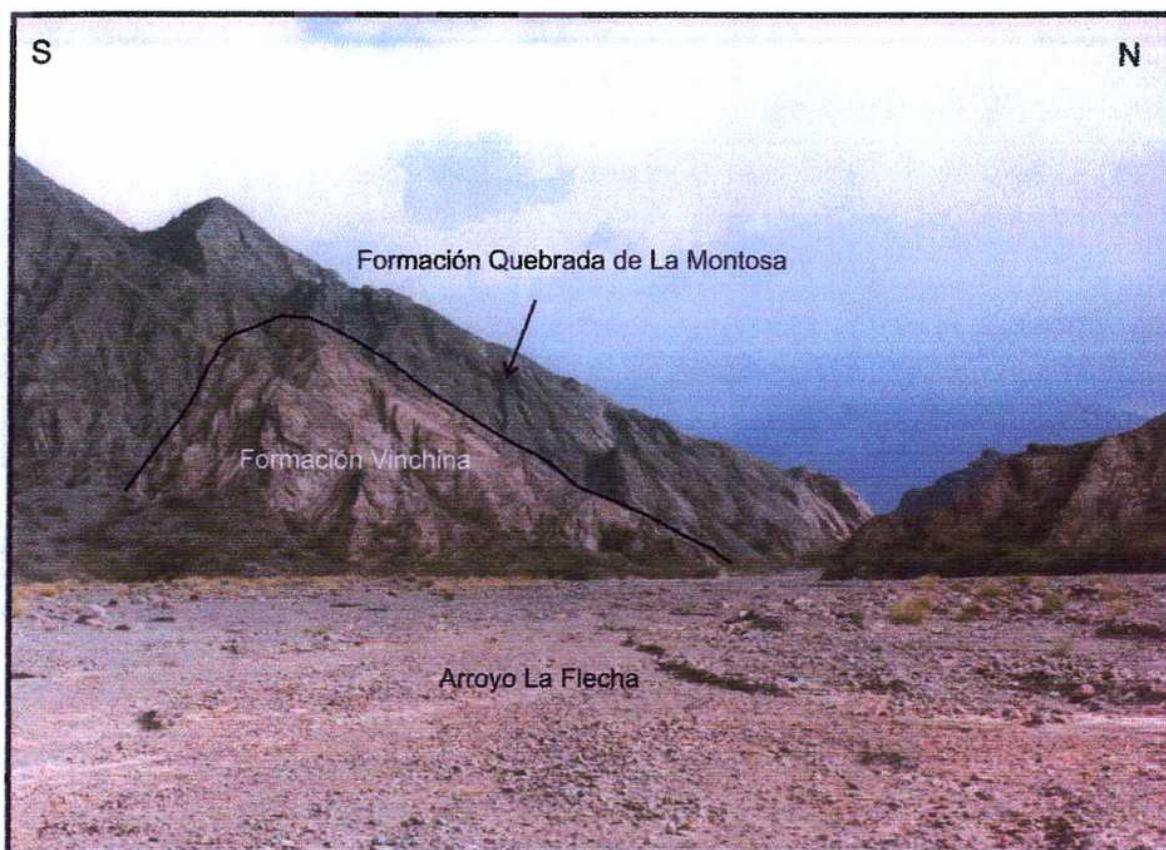


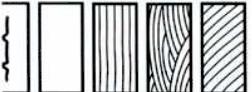
Figura VII.A.1 Formación Quebrada de la Montosa sobre la margen derecha del río La Flecha (bancos verdes de la izquierda). Por encima, aparece en contacto transicional la Formación Vinchina.

PERFIL DE LA FORMACIÓN QUEBRADA DE LA MONTOSA EN LA QUEBRADA HOMÓNIMA

En la quebrada de La Montosa se encuentran las mejores exposiciones de la unidad, que alcanzan un espesor de 230 metros. Esta formada por areniscas gris verdosas muy duras y compactas, raramente brechosas.

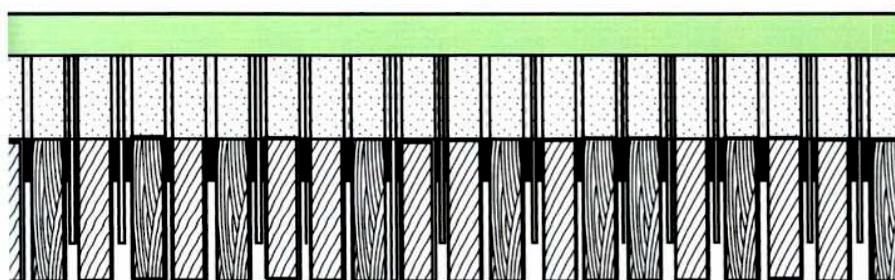
Un perfil esquemático de la unidad aparece representado en la figura VII.A.2. Como allí puede verse, tres asociaciones de facies han sido reconocidas en la formación (fig. VII.A.3)

Perfil de la Formación Quebrada de La Montosa en la Quebrada homónima

REFERENCIAS	Unidad	Asociación de Facies	Color	Litología	Estructuras sedimentarias
	Fm. Vinchina	AF 3			
 Estratificación entrecruzada tabular planar Estratificación entrecruzada en artesa Estratificación horizontal Masivo Grietas de desecación					

MONTOSA

AF 3



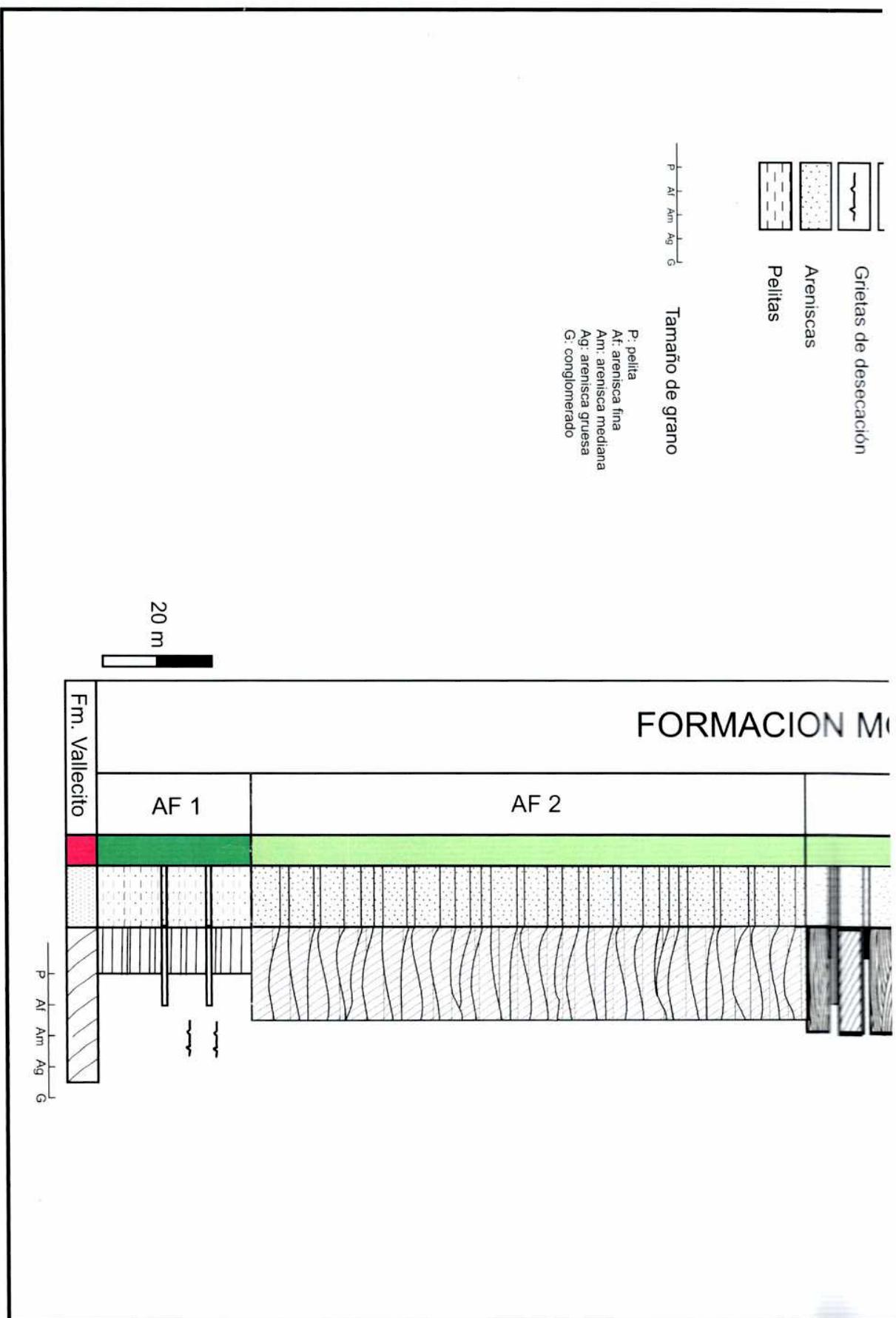


Figura VII.2 Perfil esquemático de la Formación Quebrada de La Montosa

Litofacies	Subambientes	Subambientes	Ambientes
Sh, Src		Sandflat	Ambientes lacustres efímeros dominados por facies de sedimentitas clásticas
Fl, Fm		Mudflat	
Sp	SB	Canales	Sistemas fluviales entrelazados arenosos de baja energía
Fl, Fm, Sm	FF, CS	Planicies	Sistemas fluviales "divagantes" (wandering)
Sp, St	CH	canales	

Figura VII.A.3 Síntesis de las diferentes asociaciones de facies, litofacies, subambientes y ambientes encontrados en el perfil de la Formación Quebrada de la Montosa en la quebrada homónima.

Asociación de facies QM1 (AF QM1)

Descripción

La AF QM1 se apoya sobre las areniscas verdes con entrecruzamientos de gran escala de la Formación Vallecito. Esta asociación de facies posee un espesor de aproximadamente 25 metros y se caracteriza por la presencia de areniscas gris verdosas, raramente moradas, que intercalan pelitas moradas.

Los estratos de areniscas presentan dos tipos bien diferenciados de estructuras sedimentarias. Por un lado, bancos tabulares de hasta 7 cm de espesor, exhibiendo laminación horizontal caracterizada por sutiles variaciones granulométricas entre láminas (litofacies Sh). En este caso es frecuente la lineación por partición en los planos de estratificación. Un segundo tipo de estructura corresponde a laminación ondulítica de corriente (litofacies Src) generalmente de tipo ascendente. En raros casos aparecen lentes de fango intercalados dentro de las láminas entrecruzadas, confiriendo un aspecto heterolítico a la estratificación.

Los niveles pelíticos exhiben laminación paralela o son masivos (litofacies Fl y Fm). En algunos casos las pelitas presentan grietas de desecación bien desarrolladas

(fig. VII.A.4). Estos cuerpos se estratifican formando bancos delgados y muy delgados, de hasta 5 centímetros de espesor.



Figura VII.A.4 Grietas de desecación en las pelitas de la AF QM1 de la Formación Quebrada de la Montosa.

Interpretación

La AF QM1 se interpreta como depósitos lacustres efímeros dominados por facies de sedimentitas clásticas (fig VII.A.5). Las litofacies Src y Sh se habrían generado en un ambiente de una planicie arenosa o sandflat (Tundbridge, 1984; Hubert y Hyde, 1982; y Hardie *et al.*, 1978) por corrientes tráctivas que ingresaban a un cuerpo lacustre de poca profundidad. En este contexto, la existencia de condiciones de alto régimen de flujo aparecen representadas por areniscas con laminación horizontal y lineación *parting* asociada, mientras que las areniscas con laminación ondulítica corresponden a corrientes de baja energía y bajo régimen de flujo.

Las pelitas laminadas y masivas corresponderían en buena parte a deposición en una planicie fangosa (*mudflat*) y se habrían originado por corrientes tractivas de muy baja velocidad o por decantación en un cuerpo de agua estanco. Las grietas de desecación, por su parte, indican la eventual exposición subaérea de estas planicies arenopelíticas.

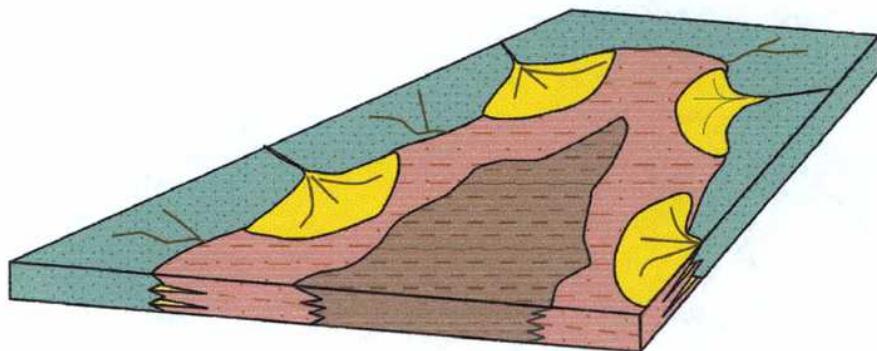


Figura VII.A.5 Esquema de los sistemas lacustres efímeros dominante mente clásticos de la AF QM1.

Asociación de facies QM2 (AF QM2)

Descripción

La asociación de facies **QM2** se encuentra representada por una monótona sección de 90 m compuesta por areniscas gris verdosas. Internamente, estas areniscas, que composicionalmente corresponden a litoarenitas feldespáticas y feldarenitas líticas, muestran bancos lenticulares amalgamados de hasta 1,5 m de espesor separados por superficies de orden 4b (fig. VII.A.6). A simple vista aparentan ser masivos, pero al observarlos con detenimiento presentan estratificación entrecruzada tabular planar (lito facies Sp) y forman el elemento arquitectural SB. Los canales menores y las superficies que marcan sus bases son cortadas por superficies irregulares de 5^o orden.

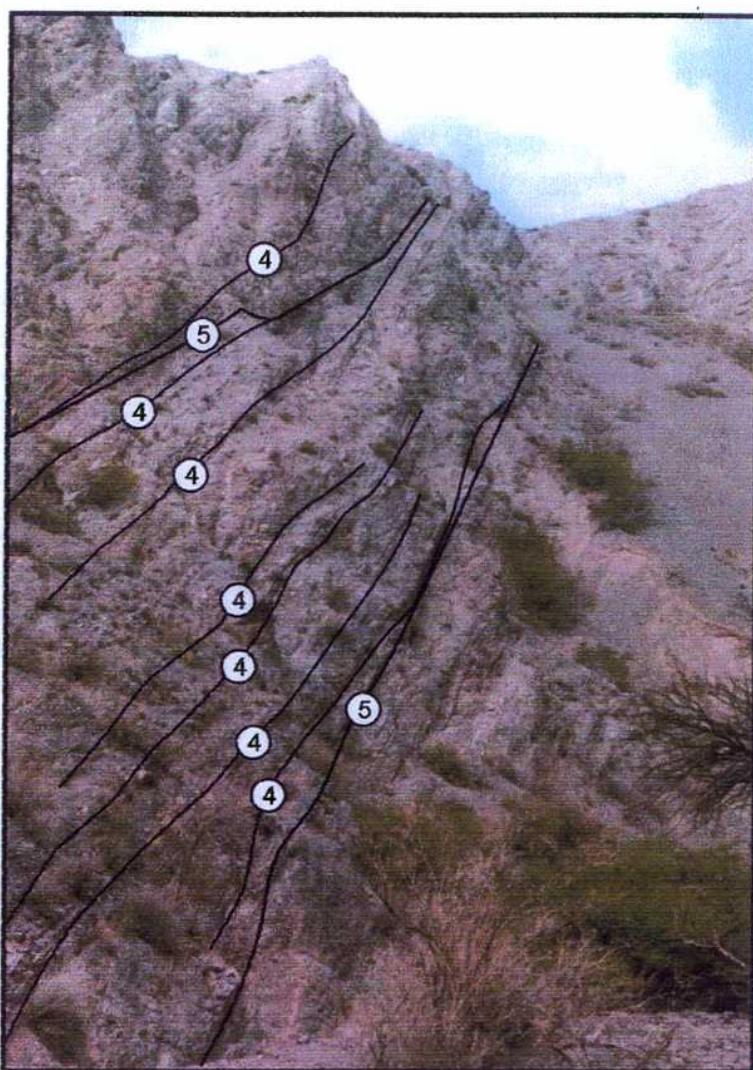


Figura VII.6 Bancos lenticulares amalgamados de la AF QM2 de la Formación Quebrada de la Montosa. Las lentes amalgamadas se encuentran separadas por superficies de orden 4 que son cortadas por superficies de 5^º orden.

Interpretación

Los bancos amalgamados con estratificación entrecruzada de la AF QM2 se interpretan aquí como sistemas fluviales entrelazados arenosos de baja energía (Miall, 1996) dominados por la migración de mesoformas corriente abajo correspondientes a megaóndulas de crestas rectas (fig. VII.A.7).

El apilamiento de paleocanales limitados por superficies de orden 4b, claramente indica procesos de avulsión reiterados. Las superficies de orden 5, que limitan intervalos de paleocanales, indican períodos de estabilización de la red fluvial.

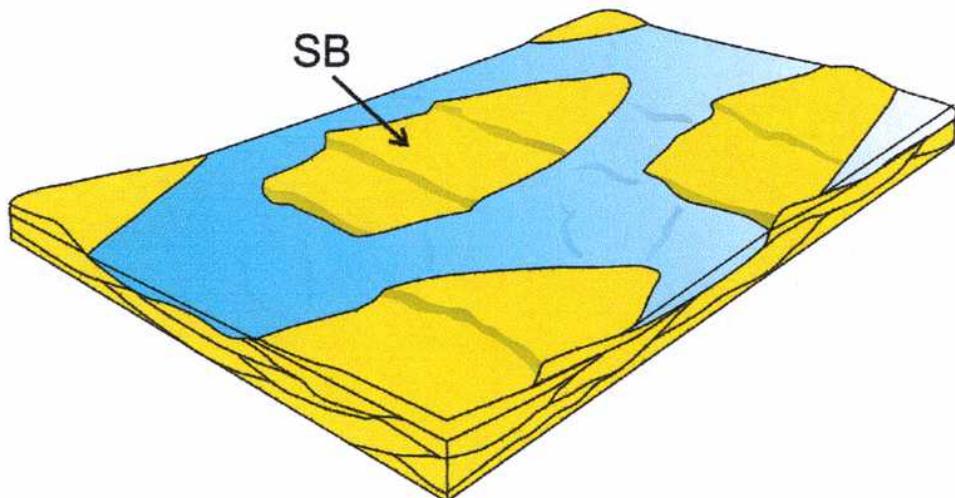


Figura VII.A.7 Esquema de los sistemas fluviales entrelazados arenosos dominados por mesoformas de crestas rectas de la AF QM2 de la Formación Quebrada de la Montosa.

Asociación de facies QM3 (AF QM3)

Descripción

Integran esta asociación de facies dos conjuntos bien definidos. Por un lado, aparecen fajas de canales arenosos de hasta 4 metros de espesor con geometría tabular a lentiforme. Las fajas de canales están formadas por el elemento arquitectural CH integrado por fajas de canales limitadas en su base por superficies de orden 5. Internamente, cada faja de canales se encuentran formada por canales lenticulares amalgamados separados entre si por superficies de 4to orden. Estos canales presentan estructuras entrecruzadas de tipo tabular planar y en artesa (litofacies Sp y St que forman el elemento arquitectural SB).

Por otro lado, alternan con los depósitos arenosos de fajas de canales facies finas compuestas por pelitas laminadas (litofacies Fl) interestratificadas con areniscas finas masivas (litofacies Sm- fig. VII.A.8). Estos últimos depósitos forman los elementos arquitecturales FF y CS.

Sobre esta asociación de facies se apoyan en contacto erosivo ortoconglomerados polimicticos (con clastos de hasta 7 cm de diámetro) de la Formación Vinchina. La superficie de erosión ha formado relieves de hasta 50 centímetros.

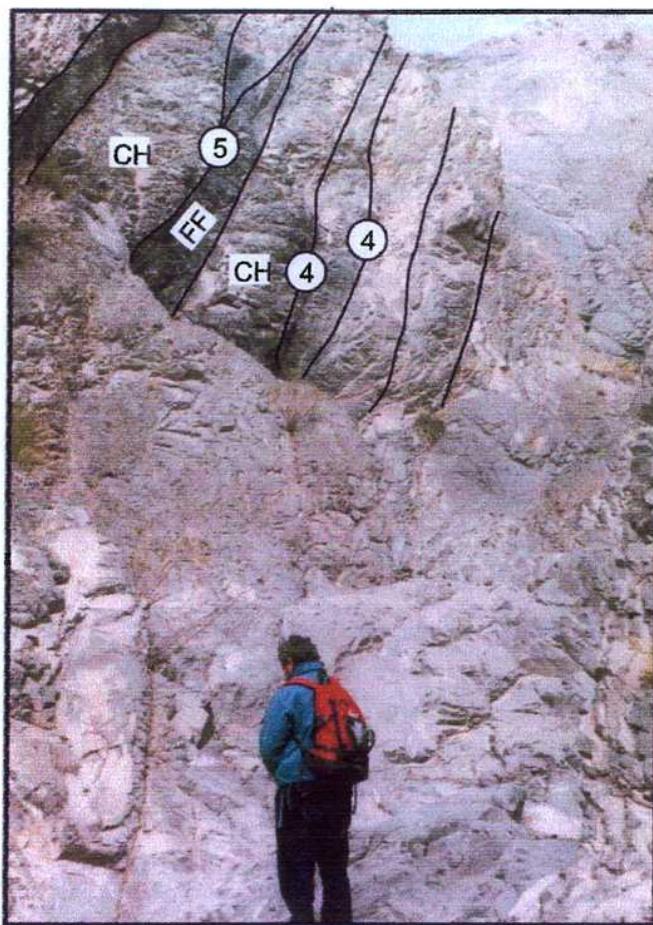


Figura VII.A.8 Depósitos de canales y planicies (elementos arquitecturales CH y FF respectivamente) de la AF QM3 de la Formación Quebrada de la Montosa.

Interpretación

Los depósitos asociados a la AF QM3 corresponden a fajas de canales (elemento CH) y a depósitos de planicies de inundación formados por depósitos de cuenca (elemento FF) y de lóbulos de desbordamiento (elemento CS).

Los canales están dominados por mesoformas arenosas caracterizando canales poco profundos y de alta relación ancho / profundidad.

La AF QM3 es interpretada como un sistema de relativa sinuosidad como los tipo "wandering" propuestos por Miall (1996) (fig. VII.A.9).

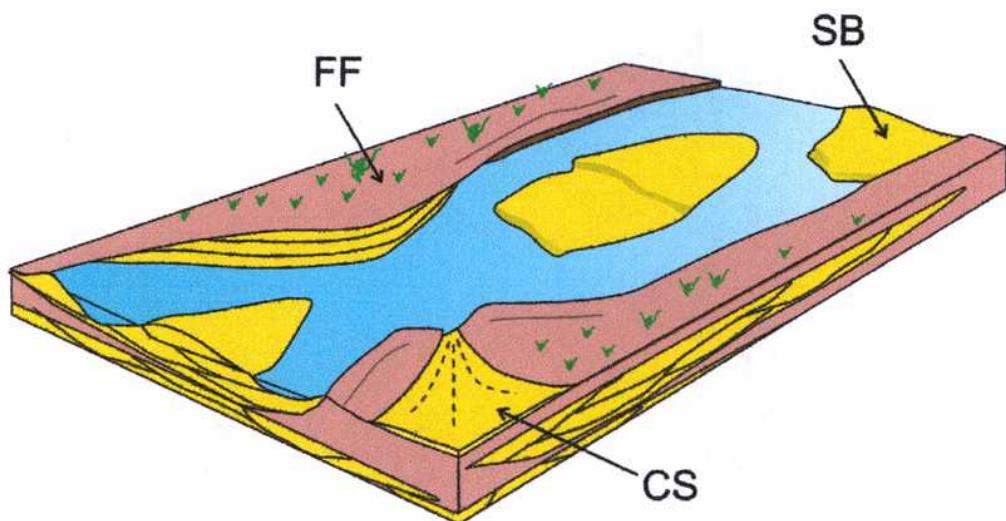


Figura VII.A.9 Esquema de los diferentes elementos arquitecturales de la AF QM3 de la Formación Quebrada de la Montosa.

Desarrollo paleoambiental de la Formación Quebrada de la Montosa

Esta unidad fue interpretada paleoambientalmente como generada por sistemas fluviales de baja energía y depósitos lacustres efímeros.

Así, la AF QM1, representa un ambiente lacustre efímero representado principalmente por facies de sandflat a los que se asocian términos de mudflat con claras evidencias de exposición subaérea. Este sistema es verticalmente reemplazado por facies fluviales entrelazadas arenosas de baja energía (AF QM2) caracterizadas por canales amalgamados de poca profundidad. Períodos de estabilización de la red fluvial parecen estar marcados por las superficies de 5to orden previamente descriptas.

La AF QM3 se diferencia de la anterior por el mejor desarrollo de planicies aluviales exhibiendo facies de cuenca y lóbulos de desbordamiento. Es probable que esta asociación de facies represente un sistema fluvial “divagante” de moderada sinuosidad (*wandering fluvial system*).

La naturaleza volcánica que caracteriza al área de aporte de esta unidad será mostrada en el Capítulo VII de procedencia, además de la aparición de un nivel piroclástico dentro de la AF QM3 en la localidad de Las Juntas.

Relaciones estratigráficas y edad

La Formación Quebrada de La Montosa se encuentra sobreyaciendo transicionalmente a la Formación Vallecito y es sobreyacida de la misma forma por la Formación Vinchina.

En la quebrada de Las Juntas (29° 21' 34,4" LS / 68° 36' 58,1" LO) la última asociación de facies (AF QM3) intercala un nivel piroclástico de 5 cm a partir del cual se realizó una datación $^{40}\text{K}^{40}\text{Ar}$ de muestra total (Apéndice I de edades) que dió por resultado una edad de 50,7 ± 1,5 Ma (Eoceno) para esta unidad.

VII.A.2 FORMACIÓN VINCHINA (Turner, 1964)

Eoceno-Oligoceno

Antecedentes

El conjunto sedimentario comprendido por la Formación Vinchina fue originalmente definido por Turner (1964) en la sierra de Los Colorados como “un potente complejo integrado por conglomerados, areniscas y arcilitas, de color rojo pardo a pardo claro”, con un espesor de 4000 metros.

Tiempo después, Ramos (1970), estudió a la formación en la sierra de Los Colorados y la dividió en dos miembros: uno inferior y otro superior. El miembro inferior se encuentra dominado por areniscas de composición arcósica y líticos volcánicos muy alterados que alternan con facies pelíticas.

El miembro superior se caracteriza por la presencia de material volcánico y clastos de vulcanitas ausentes en el anterior. Los clastos de vulcanitas que dominan corresponden a andesitas, típicas del terciario de la cordillera de los Andes. Hacia el tope de la formación (límite con Toro Negro) aumenta la participación volcánica

Más tarde, Furque (1972), asignó este nombre formacional en la Cuenca de La Troya a “una serie arenosa fina a gruesa hasta conglomerídica que se apoya normalmente sobre la Formación El Áspero”. Posteriormente, Reynolds *et al.* (1990) definieron en las Juntas cuatro miembros (el Miembro La Flecha, el Miembro Las Juntas, el Miembro Cayó y el Miembro La Brea) para la Formación Vinchina.

En este trabajo se mantendrá la propuesta de Ramos (1970) que divide a la unidad en dos miembros.

Litología y distribución

La Formación Vinchina se encuentra aflorando en el norte del área, en ambos flancos del sinclinal de La Flecha (con inclinaciones promedio de 70° al noroeste y

noreste) en el núcleo del anticlinal de Agua de Corral y en las nacientes del río Guandacol.

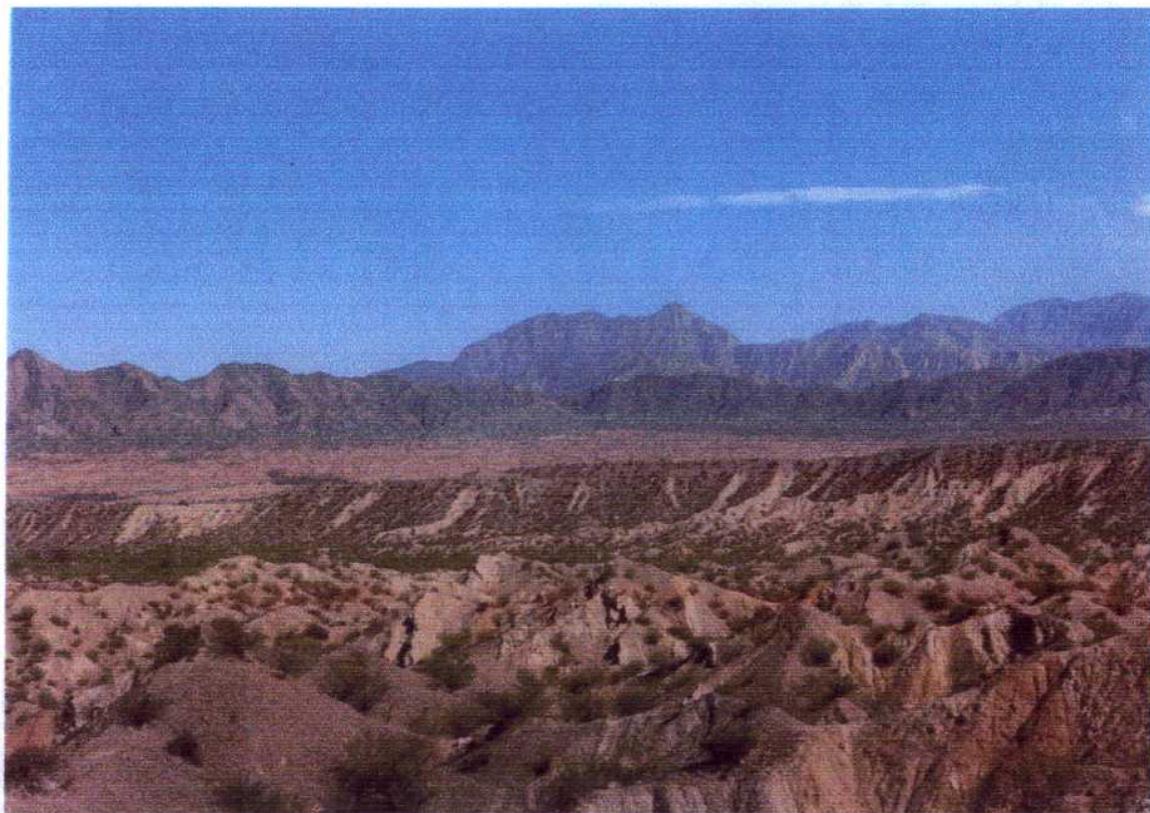


Figura VII.A.10 Afloramientos de la Formación Vinchina en las márgenes del río La Flecha. En el fondo se observan el Cordón de la Flecha (Formaciones Quebrada de La Montosa y Vallecito) y el cerro Totora con calizas paleozoicas.

En el sinclinal de la Flecha, más exactamente a la altura de la quebrada de La Flecha (fig. VII. A.10), la Formación Vinchina, alcanza un espesor de 2890 metros. En Las Juntas aumenta su espesor que disminuye drásticamente en La Cueva y Nacimientos (fig. VII. A.11). Hacia el sur de la quebrada de la Flecha el espesor también disminuye hasta alcanzar aproximadamente 50 metros en las nacientes del río Guandacol (fig. VII. A.12).

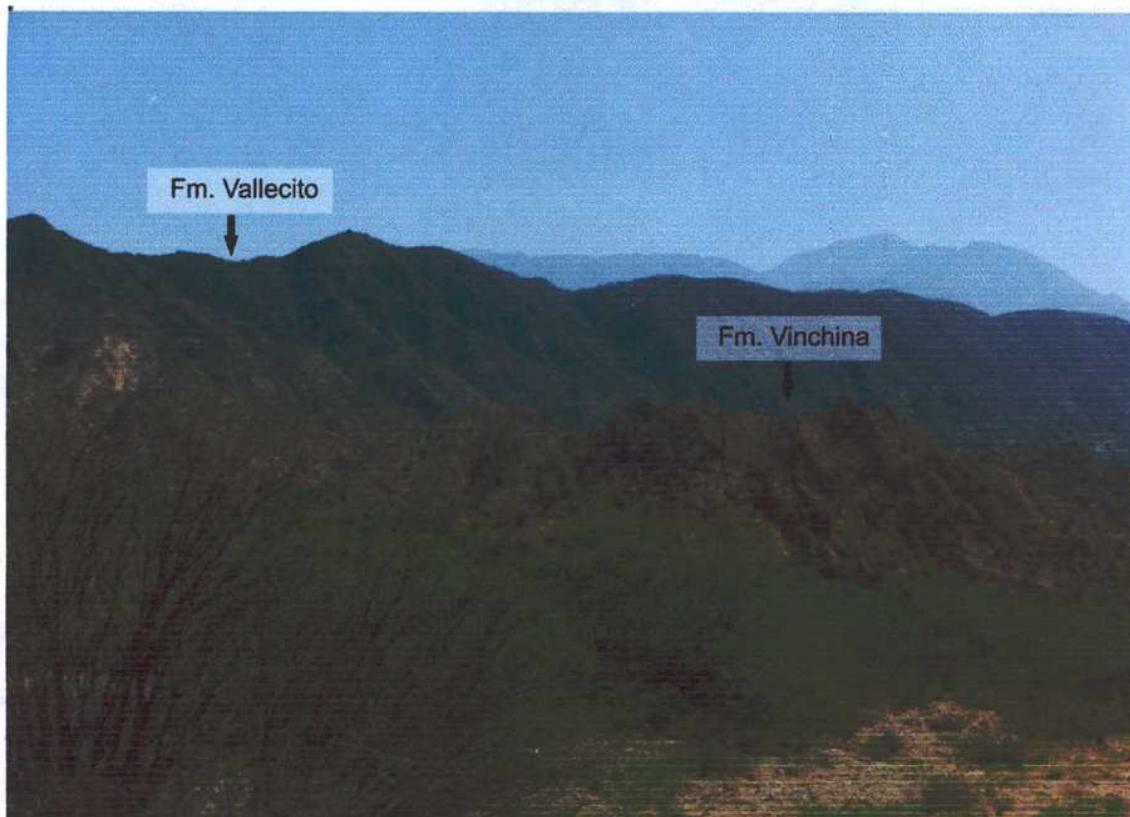


Figura VII. A.11 Formaciones Vallecito y Vinchina en las cercanías de Nacimientos.

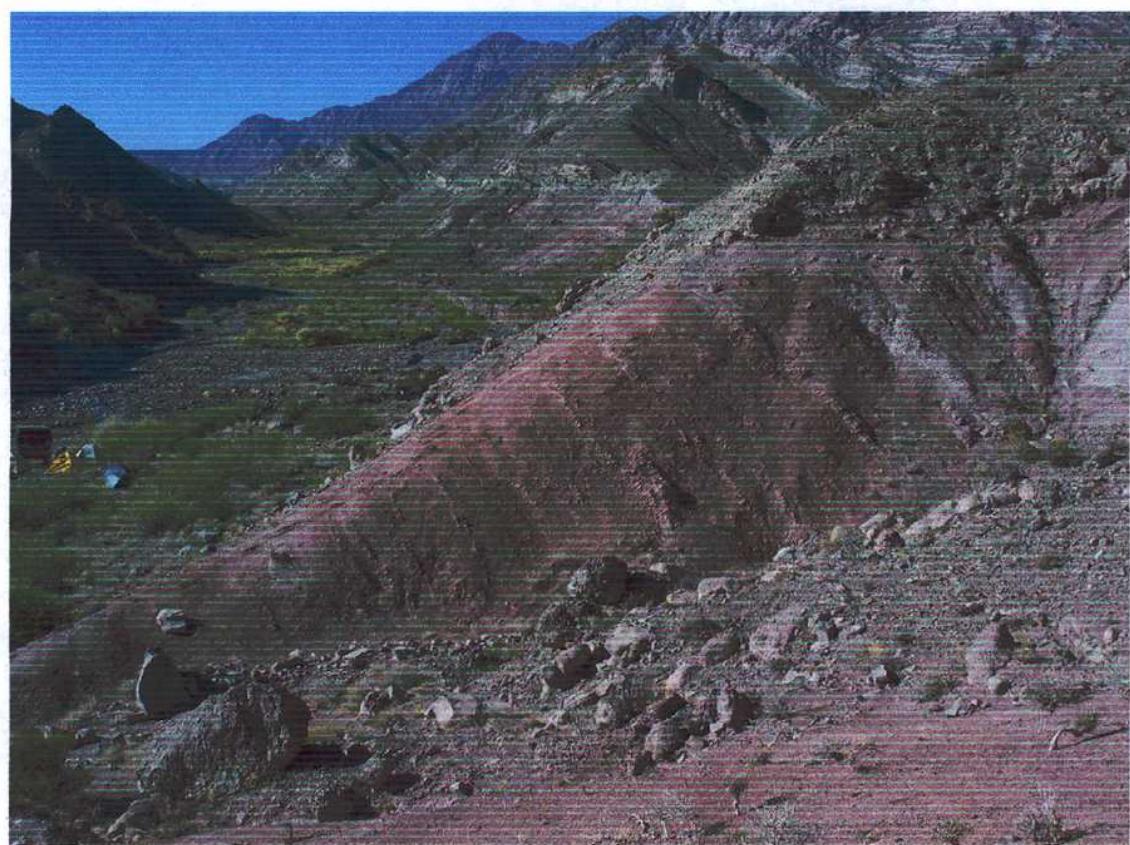


Figura VII. A.12 Formacion Vinchina en las nacientes del río Guandacol.

VII.A.2.1 PERFIL DE LA FORMACIÓN VINCHINA EN EL RÍO DE LA FLECHA

El perfil más continuo de la unidad presenta un espesor de aproximadamente 2000 m y se encuentra dentro del sinclinal de la Flecha. Por lo tanto este lugar fue elegido en este trabajo para realizar el perfil estratigráfico y el mapa de facies mostrados en las figuras VII. A.13a y b y VII. A.14 respectivamente.

Para la Formación Vinchina fueron establecidas un total de 7 asociaciones de facies que son sintetizadas en la figura VII. A.16 y que son descriptas a continuación.

Asociación de facies VI1 (AF VI1)

Descripción

La AF VI1 posee un espesor de 230 metros. Está compuesta por areniscas y pelitas rojas que forman ciclos grano y estratocrecientes de hasta 20 m de espesor (fig. VII. A.15).

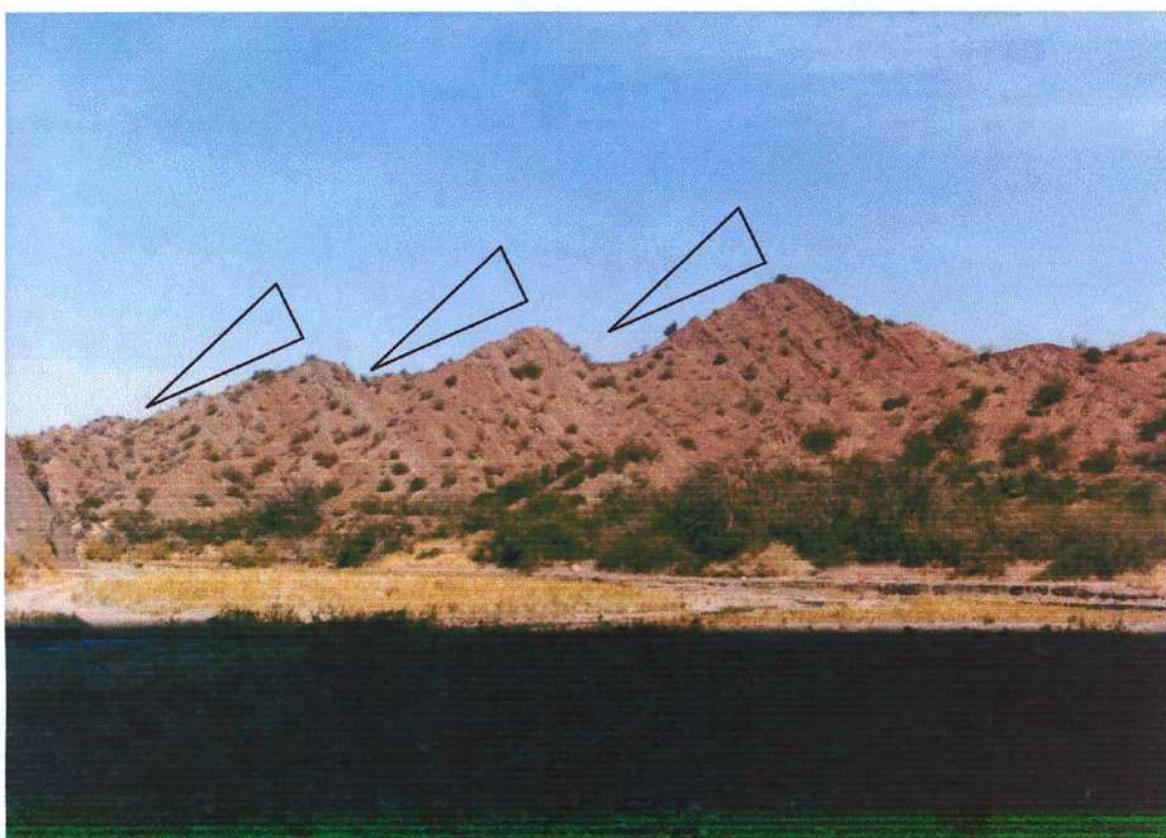
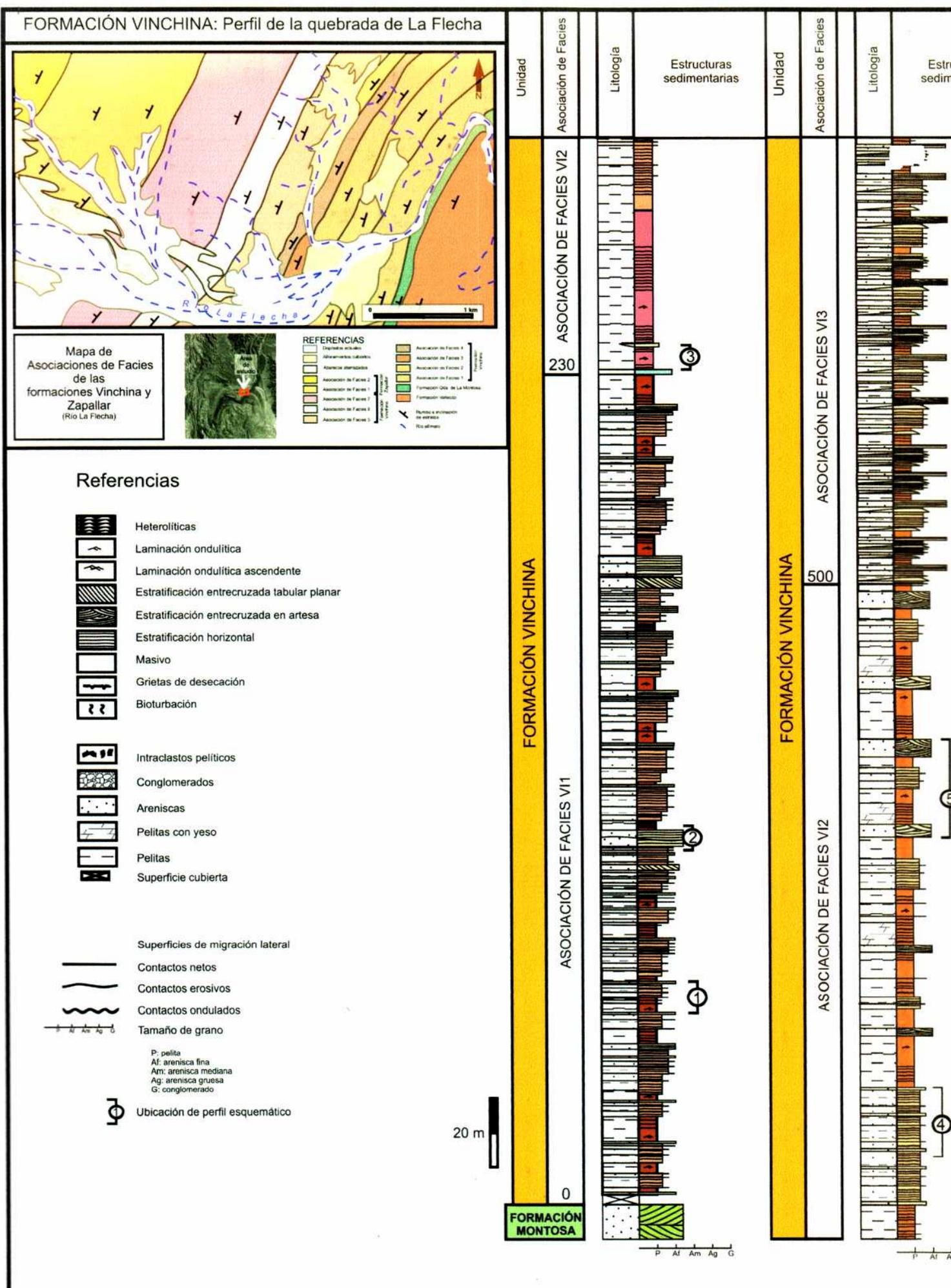


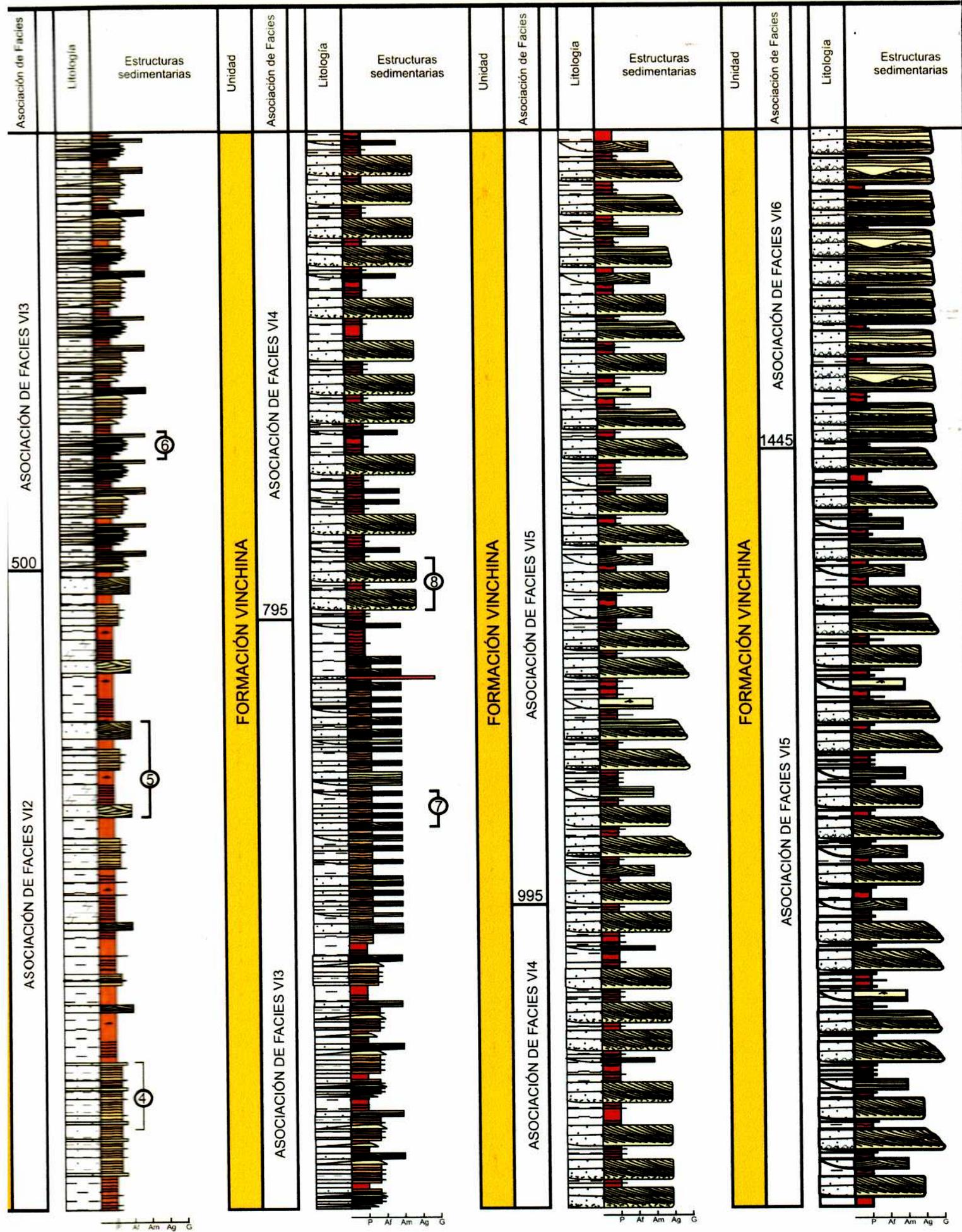
Figura VII. A.15 Ciclos grano y estratocrecientes de la AF VI1 de la Formación Vinchina.

Espesor	Subambientes	Elementos arquitecturales	Litofacies	Ambiente
230 m	Fajas de canales	CHm (SB > o = LS)	Bi, Sp, Sh	Sistemas fluviales anastomosados arenosos de agradación rápida con fajas de avulsión de larga vida
	Planicies de inundación	FF > CS > CR = LV	Fl, Fm, Sr, Sm	
270 m	Planicie fangosa salina		Fr, Fl, Fm, Yl, Mi	Sistema lacustres efímeros clástico-evaporítico con eolianitas.
	Planicie fangosa		Fr, Fl, She, Sm, Yl, Yl, St	
	Planicie arenosa		Fl, Sm, St	
295 m	Fajas de canales	CHm (SB)	Bi, Sm, St, Sp, Sr	Sistemas fluviales anastomosados arenosos de agradación intermedia con fajas de avulsión de larga vida
	Planicies de inundación	FF = CS > CR	Fl, Fm, Sr, Sm, Sp	
200 m	Fajas de canales	CHm (SB >> GB)	Bi, Gm, Sp, Sh	Sistemas fluviales anastomosados arenosos de agradación lenta con fajas de avulsión de larga vida
	Planicies de inundación	FF > o = CS	Fl, Fr, Sm, Sr	
450 m	Fajas de canales	CHm (SB)	Sp, Sh	Sistemas fluviales anastomosados arenogravosos de agradación intermedia con fajas de avulsión de larga vida
	Planicies de inundación	FF = CS > CR	Fl, Sm, Sr, St, Sh, Sr	
300 m	Fajas de canales	CHm (SB > DA = LS)	Gm, Gh, Gp, St, S, Sh	Sistemas fluviales anastomosados arenogravosos de agradación lenta
	Planicies de inundación	FF = CS > CH(FF)	Fl, Fr, Sm, Sr, She	
600 m	Fajas de canales	CHm (GB > o = SB)	Bi, Gm, Gp, SGp, SGt, Sp, St	Sistemas fluviales anastomosados gravo-arenosos de agradación lenta
	Planicies de inundación	FF = CS	Fl, Sm, Sr	

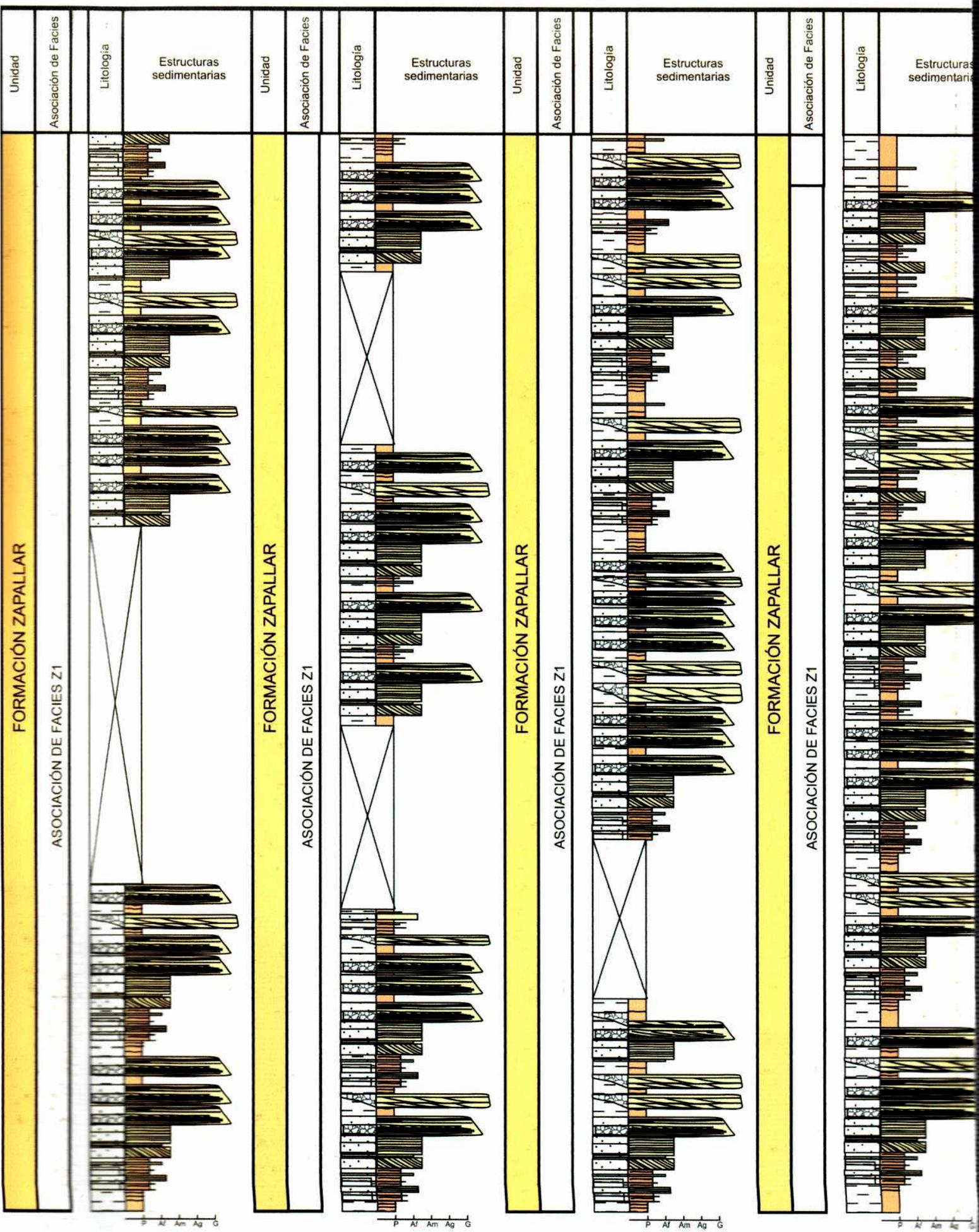
Figura VII. A.16 Cuadro de síntesis de las asociaciones de facies de la Formación Vinchina con los espesores, los elementos arquitecturales, las litofacies y los paleoambientes sedimentarios interpretados en este trabajo para la unidad.

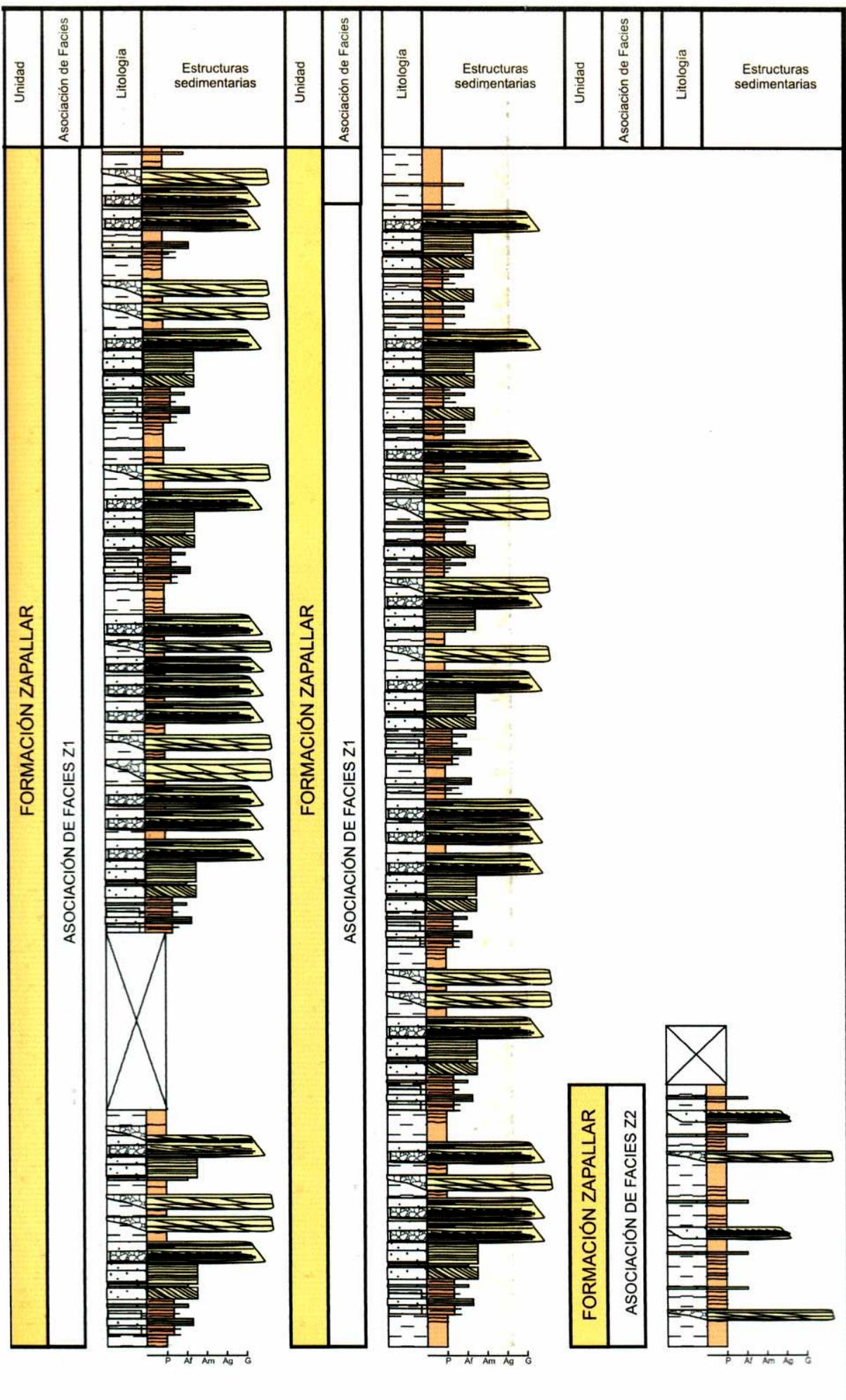


FiguraVII.A.13a Perfil esquemático de las Formaciones Vinchina y Zapallar en la quebrada de La Flecha









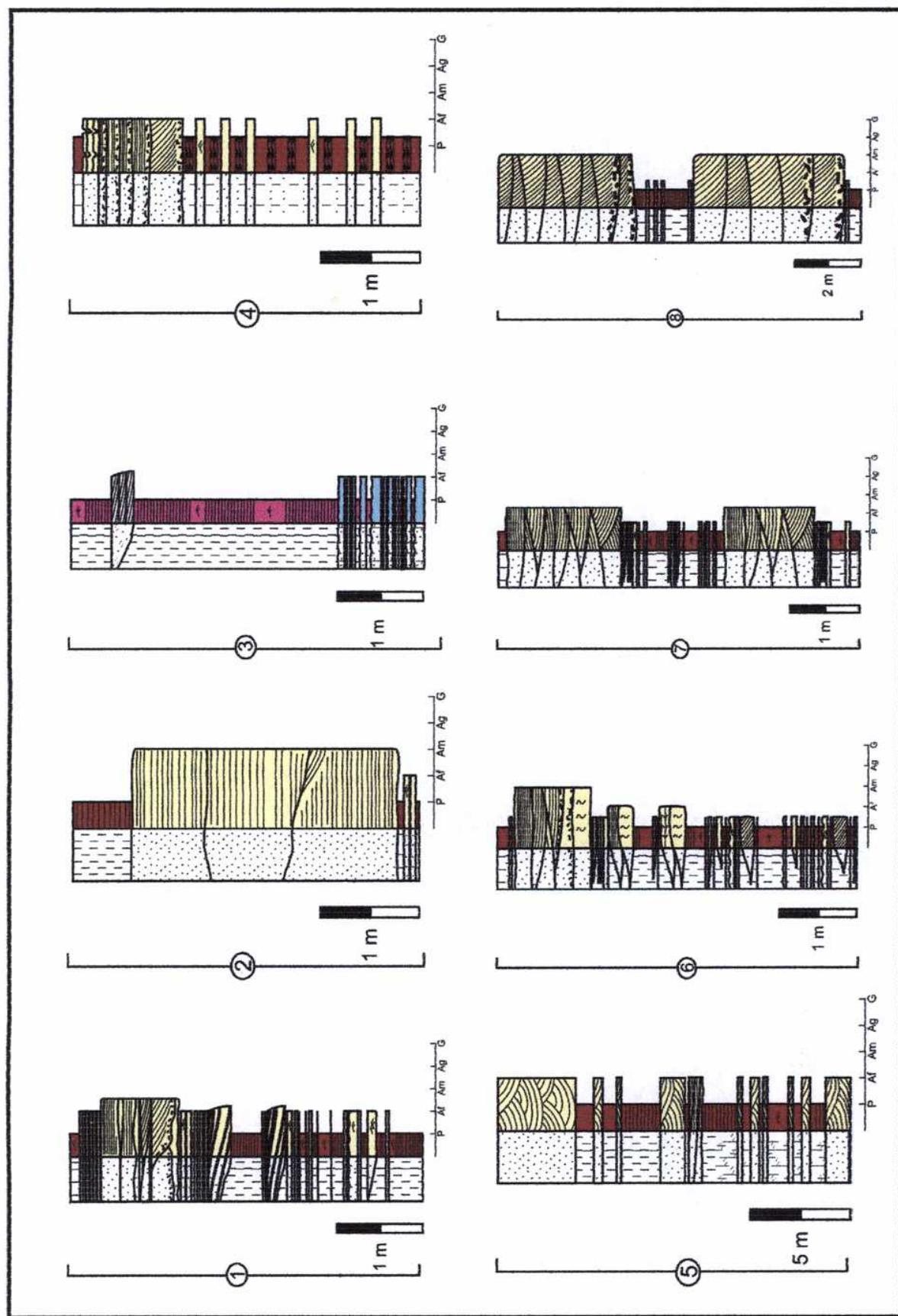


Figura VII.13b Perfiles de detalle de la figura 13a

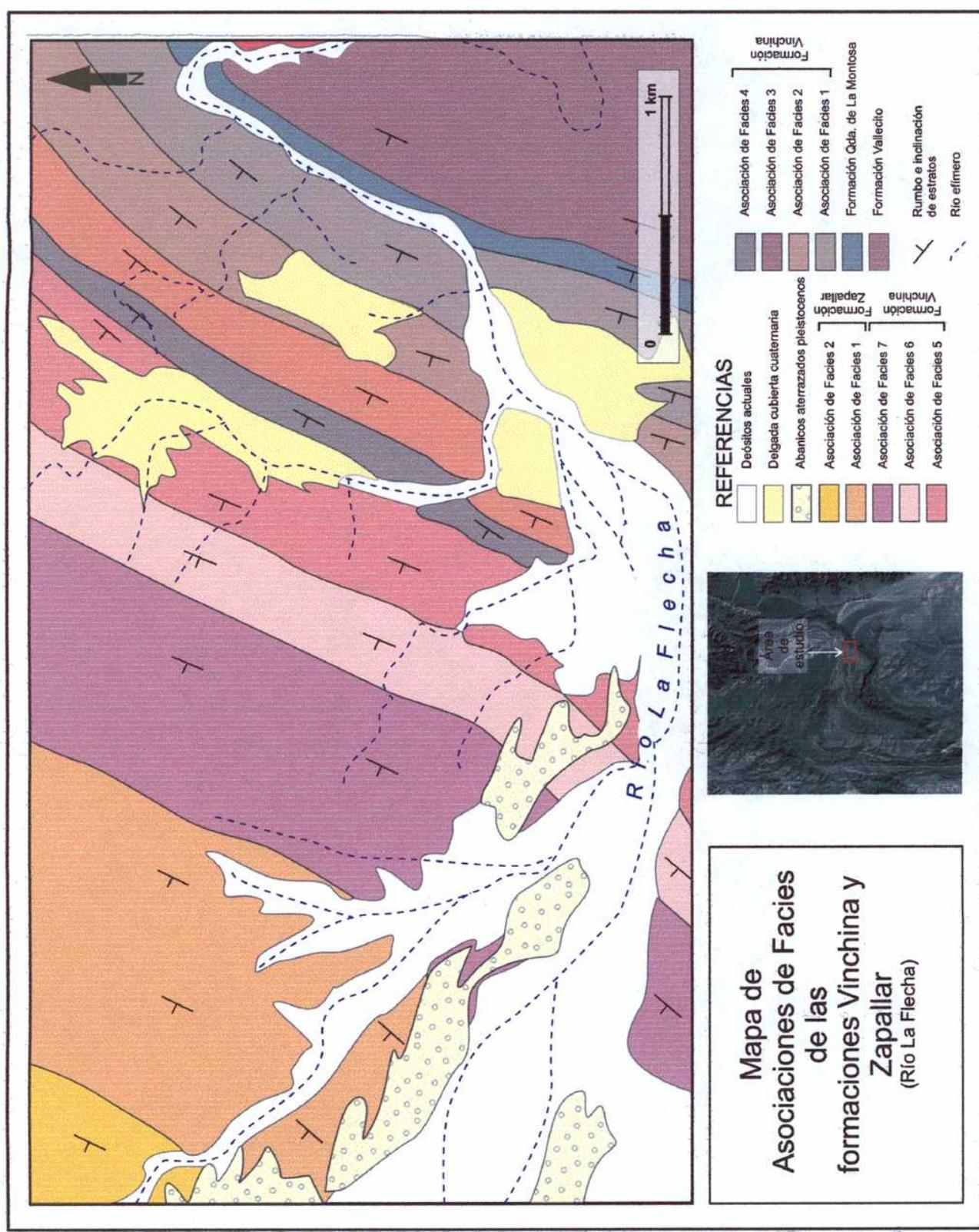


Figura VII.14 Mapa de asociaciones de facies de la Formación Vinchina

Cada ciclo individual (fig. VII.A.17) está conformado internamente por facies de planicie de inundación y fajas de canales.

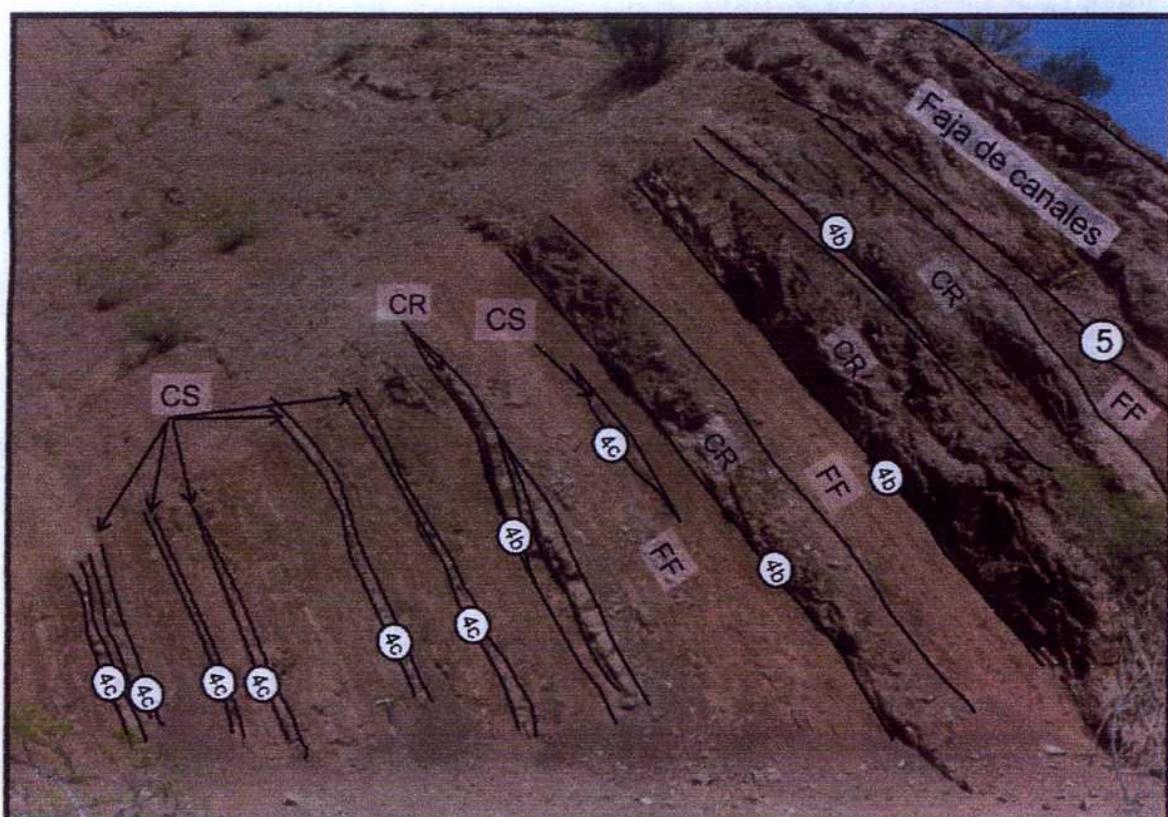


Figura VII.A.17 Elementos arquitecturales y principales superficies de discontinuidad de los ciclo grano y estratocrecientes de la AF VI1 de la Formación Vinchina.

Las fajas de canales poseen geometría lentiforme con espesores de hasta 3 m y extensiones laterales de pocas decenas de metros. Su base se encuentra limitada por superficies de orden 5.

Internamente, las fajas de canales (fig. VII.A.19), se encuentran formadas por canales bi o triepisódicos (elemento arquitectural CHm) integrados por lentes amalgamadas separadas por superficies de orden 4b. Las lentes tienen espesores de hasta 40 cm. Su base presenta brechas intraclásticas (litoformas Bi) sobre las que se apoyan arenas finas a medianas con estratificación entrecruzada tabular planar de pequeña escala seguida por estratificación horizontal (litoformas Sp y Sh respectivamente)

que forman respectivamente los elementos arquitecturales SB (formas de lecho arenosas) y LS (mantos de arena laminados).

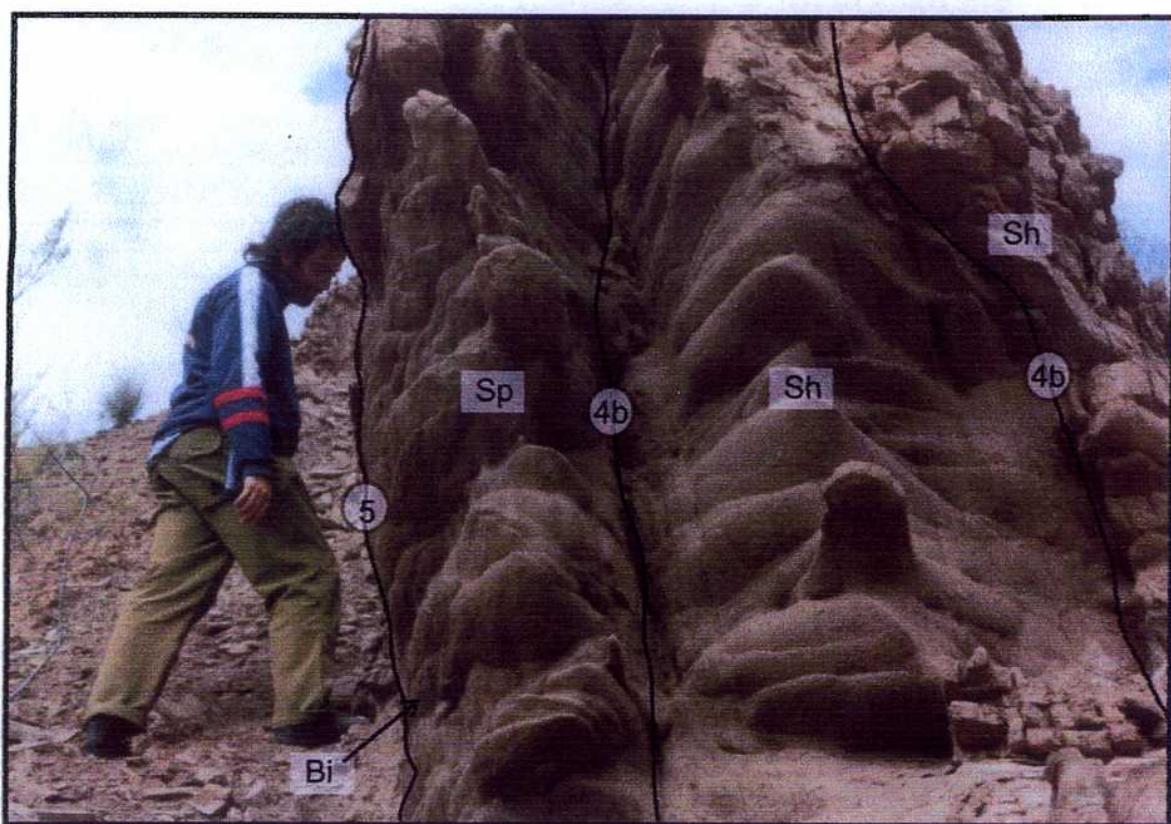


Figura VII.A.19 Canales correspondientes a la AF VI1 de la Formación Vinchina.

Las planicies poseen espesores de entre 10 y 15 metros y están integradas por los elementos arquitecturales FF (finos de planicie de inundación), CR (canal de desbordamiento), CS (lóbulos de desbordamiento) y LV (albardón).

El elemento arquitectural FF está compuesto por pelitas laminadas y con laminación ondulítica (litoformas Fl y Fr). Este elemento aparece intercalado con el elemento arquitectural CS representado por bancos tabulares de areniscas finas a muy finas, de hasta 15 cm de espesor, masivos o con laminación ondulítica (litoformas Sm y Sr; fig. VII.A.20). El elemento arquitectural CS se encuentra limitado por superficies de orden 4c.

El elemento arquitectural CS puede aparecer, por otra parte, formando ciclos menores granodecrescentes de hasta 80 cm de potencia. Estos ciclos están integrados por bancos arenosos interestratificados con pelitas que pasan hacia arriba al elemento FF.

Los canales de desbordamiento (elemento arquitectural CR) aparecen inmersos entre las facies finas o como el tope de ciclos granocrescentes de hasta 1 m de espesor. Estos ciclos poseen en la base bancos arenosos que conforman el elemento arquitectural CS antes descripto.

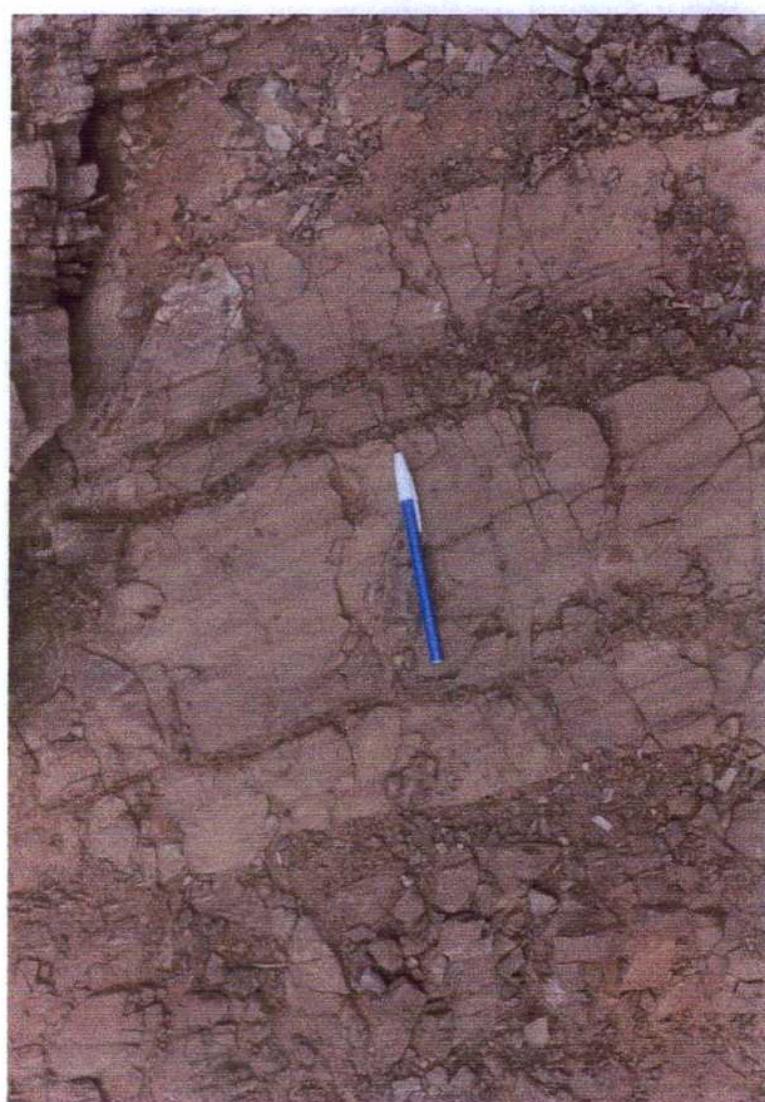


Figura VII.A.20 Bancos de areniscas finas con laminación ondulítica separados por particiones pelíticas del elemento arquitectural CS de la AF VI1 de la Formación Vinchina.

Los bancos que conforman el elemento arquitectural CR poseen geometría lenticular a lentiforme con espesores de entre 30 y 80 cm y extensiones laterales de metros hasta pocas decenas de metros. Están limitados en techo y base por superficies de orden 4c. Internamente se hallan formados por bancos de hasta 15 cm de geometría sigmoidal constituidos por areniscas finas masivas o con laminación ondulítica (litofacies Sm y Sr) separados por particiones pelíticas masivas (litofacies Fm). Estas superficies de partición marcan superficies de migración lateral (superficies limitantes de 3^{er} orden- fig. VII.A.21) como la IHS (*inclinated heterolithic stratification*) o “estratificación heterolítica inclinada” descripta por Thomas *et al.* (1987).

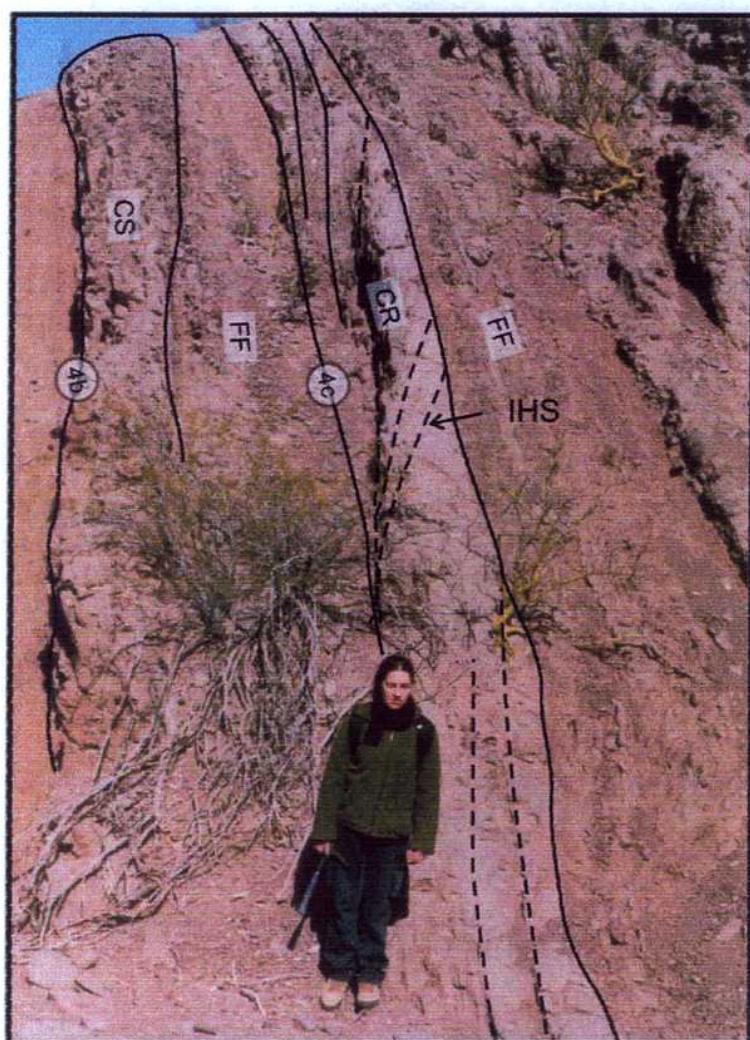


Figura VII.A.21 Elementos arquitecturales de cuenca de inundación (FF), lóbulos de desbordamiento (CS) y canales de desbordamiento (CR) que incluyen superficies de migración lateral separadas por particiones pelíticas (estratificación heterolítica inclinada- IHS). Todos estos elementos pertenecen a los depósitos de planicies de inundación de la AF VI1.

El elemento arquitectural LV se encuentra representado por depósitos de hasta 1 m de espesor conformados por bancos de areniscas masivas de hasta 5 cm de espesor interestratificados con pelitas laminadas (litofacies Sm y Fl). Estos depósitos se encuentran siempre por encima de las fajas de canales.

Interpretación

Los ciclos granocrecientes descriptos para la AF VI1 han sido ampliamente descriptos por diversos autores (Smith y Smith, 1980; Smith et al., 1989; Smith y Pérez-Arlucea, 1994; Pérez-Arlucea y Smith, 1999, Davies- Vollum y Kraus, 2001) para sistemas anastomosados. En este trabajo se utilizará la definición de propuesta por Makaske (2001) para quien los sistemas anastomosados son aquellos que se encuentran compuestos por dos o más canales (rectos o meandriformes) o fajas de canales (entrelazados) que se encuentran interconectadas y que encierran planicies de inundación (fig. VII.A.22).

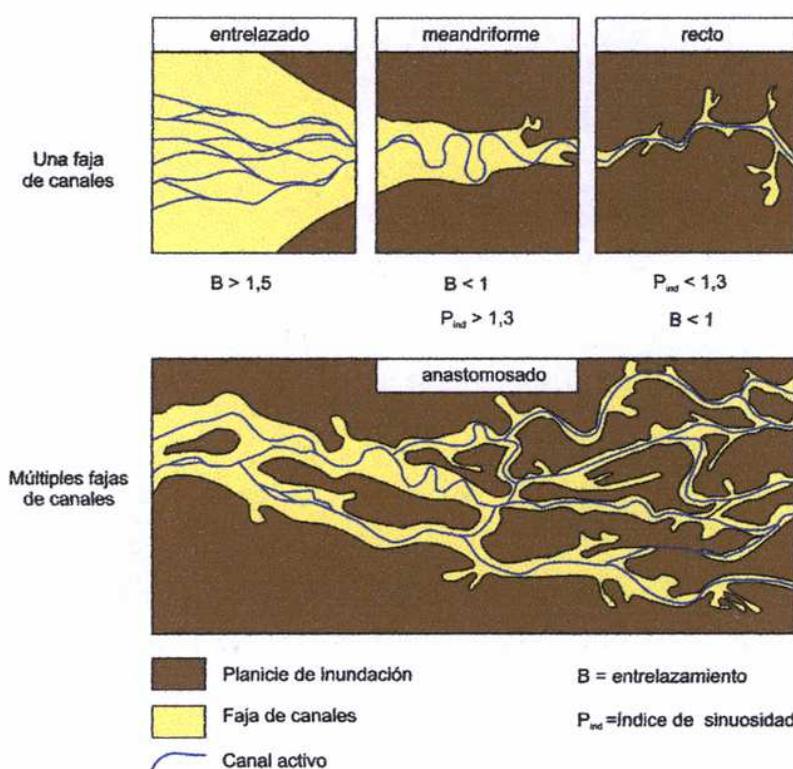


Figura VII.A.22 Clasificación de tipos de sistemas aluviales de Makaske (2001) basada en el patrón de los canales y en la geomorfología de la planicie. Los ríos anastomosados son clasificados como formas compuestas en las cuales las fajas de canales pueden ser entrelazadas, meandriformes o rectas.

Estos ciclos comienzan con facies finas de cuenca de inundación. Paulatinamente, hacia arriba, aumenta la participación de material arenoso aportado por los canales y lóbulos de desbordamiento. Finalmente, los ciclos, culminan con los depósitos de fajas de canales.

Las fajas de canales (fig. VII.A.23) en este tipo de sistema anastomosado se encuentran limitadas por albardones que marginan a los canales produciendo un salto hidráulico entre la faja de canales y la planicie que al romperse durante las crecidas o inundaciones forman los canales y lóbulos de desbordamiento dentro de las planicies de inundación. Los lóbulos de desbordamiento de este sistema corresponden a los del "estadio II" de Smith *et al.* (1989). Estos lóbulos se caracterizan por tener canales bien definidos limitados por albardones bajos. En el caso aquí estudiado, la presencia de estratificación heterolítica inclinada (IHS) en los canales de desbordamiento indica su migración lateral alternante con períodos de abandono representados por las particiones pelíticas. Los bancos arenosos tabulares entre la planicie representan la parte distal de los lóbulos de desbordamiento.

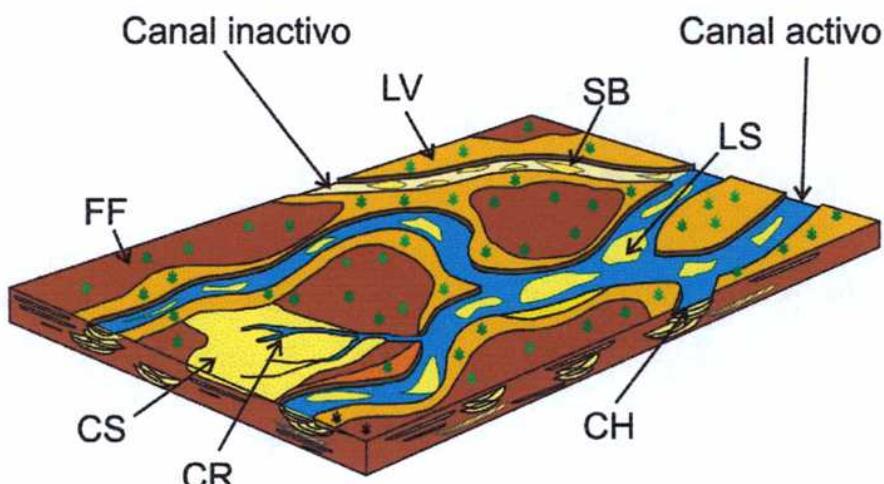


Figura VII.A.24 Modelo esquemático de la AF VI1. El modelo presenta canales activos e inactivos en un sistema fluvial anastomosado en el cual las fajas de canales son entrelazadas arenosas. Se encuentran señalados los diferentes elementos arquitecturales: cuenca de inundación (FF), lóbulos y canales de desbordamiento (CS y CR), albardones (LV), canales (CH), formas de lecho arenosas (SB) y mantos de arena (LS).

La progradación de lóbulos de desbordamiento resulta en la formación de ciclos granocrecientes que representarían el abandono de los mismos (Miall, 1996). Algunos depósitos de albardón (elemento arquitectural LV) han quedado preservados por encima de los canales.

Las fajas de canales corresponden a sistemas entrelazados arenosos. El carácter multiepisódico y los intraclastos pelíticos en sus bases indican fenómenos de avulsión y abandono de canales típicos de este tipo de sistemas (Ashmore, 1993; Leddy *et al.*, 1993; Miall, 1996). Durante estos períodos de abandono decantaba la pelita que luego, durante la reactivación, pasaba a formar parte de los depósitos residuales de los canales.

En la clasificación de Makaske (2001) estos ciclos granocrecientes en los que los depósitos de finos son volumétricamente dominantes en comparación con los depósitos arenosos de los cinturones de avulsión, corresponden a los “sistemas anastomosados con fajas de avulsión de larga vida” que pertenecen a climas templados-húmedos con planicies de inundación que agradan rápidamente. Las fajas de canales que forman este sistema son sistemas entrelazados arenosos que avulsionan debido a disminuciones en el gradiente generadas por aumentos en el nivel de base (Mackey y Bridge, 1995; Heller y Paola, 1996 y Makaske, 2001).

Asociación de facies VI2 (AF VI2)

Descripción

La AF VI2 tiene un espesor de 270 m y está conformada principalmente por pelitas, areniscas finas y evaporitas. La sucesión que la constituye se puede dividir esencialmente en tres secciones: una sección inferior en la que dominan las pelitas y evaporitas, una sección media en la que aparecen principalmente laminaciones heterolíticas y bancos arenosos y, una sección superior, caracterizada por ciclos granocrecientes que comienzan con intercalaciones de pelitas y areniscas finas y que culminan con bancos de estratificación entrecruzada de gran porte.

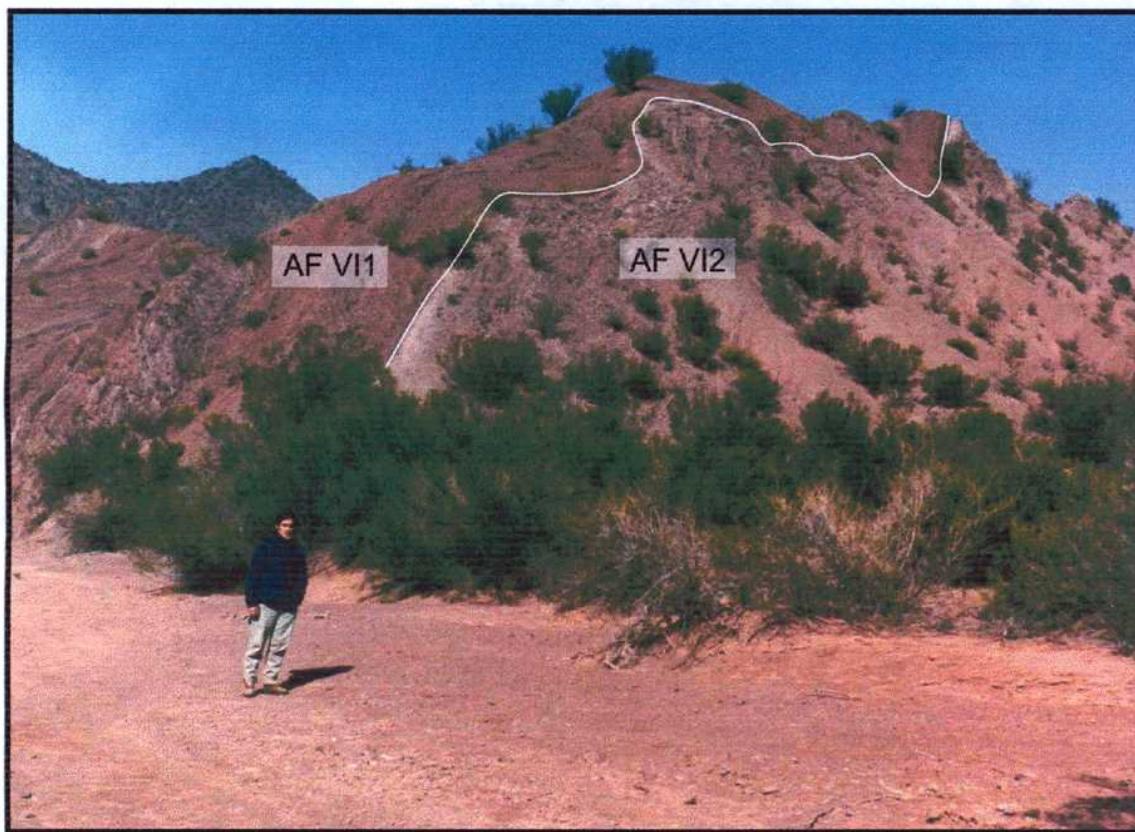


Figura VII.A.25 Límite entre la AFV1 (pelitas rojas) y la AF V2 (pelitas y margas de color gris) de la Formación Vinchina.

Esta asociación de facies se apoya sobre la AF VI1 (fig. VII.A.25). La primera sección comienza con pelitas laminadas interestratificadas con bancos de margas laminadas de hasta 5 cm (litofacies Fl y Ml- fig. VII.A.26). Por encima de esta facies siguen pelitas rojas laminadas o con laminación ondulítica (litofacies Fl y Fr) que alternan con esporádicas lentes, de 7 m de ancho y 30 cm de espesor, internamente integradas por delgadas láminas de areniscas gruesas masivas de menos de 1 cm de grosor interestratificadas con láminas yeso (litofacies Sm y Yl- fig.VII.A.27).

La segunda sección está caracterizada por la presencia de bancos con laminación heterolítica de tipo ondulosa que se intercalan con otros bancos tabulares de areniscas finas masivas o con laminación ondulítica de hasta 10 cm de potencia (litofacies Sm y Sr- fig. VII.A.28). Esporádicamente aparecen bancos lentiformes de areniscas medianas a finas, de 1,5 metros de espesor, con estratificación entrecruzada en artesa de escala media (litofacies St). Esta segunda sección culmina con 5 m de

pelitas laminadas con yeso (litofacies FI y YI), en cuyo tope aparecen grietas de desecación (fig. VII.A.29).



Figura VII.A.26 Margas laminadas de la base de la **AF V2** de la Formación Vinchina.



Figura VII.A.27 Areniscas interestratificadas con yeso de la **AF VI2** de la Formación Vinchina.

El tercer tramo se halla integrado por ciclos granocrecientes formados por depósitos de pelitas laminadas intercaladas con bancos de areniscas finas masivas de pocos centímetros de espesor (litoformaciones FI Y Sm- fig. VII.A.30) que forman sucesiones de hasta 15 m y que culminan en el tope con bancos de areniscas de 3 m de potencia media, con base neta y estratificación entrecruzada en artesa de gran escala (litoformación St).



Figura VII.A.28 Areniscas muy finas con laminación ondulítica y preservación de la forma de lecho de la AF VI2.

En este último tramo de la AF VI2 aparecen bancos arenosos tabulares de hasta 80 cm de potencia. Estos bancos están formados por estratos de hasta 20 cm de areniscas finas masivas separados por particiones pelíticas (litoformaciones Sm y FI) que delimitan superficies inclinadas de migración lateral (fig. VII.A.31).



Figura VII.A.29 Grietas de desecación del tope de la segunda sección de la AF VI2.

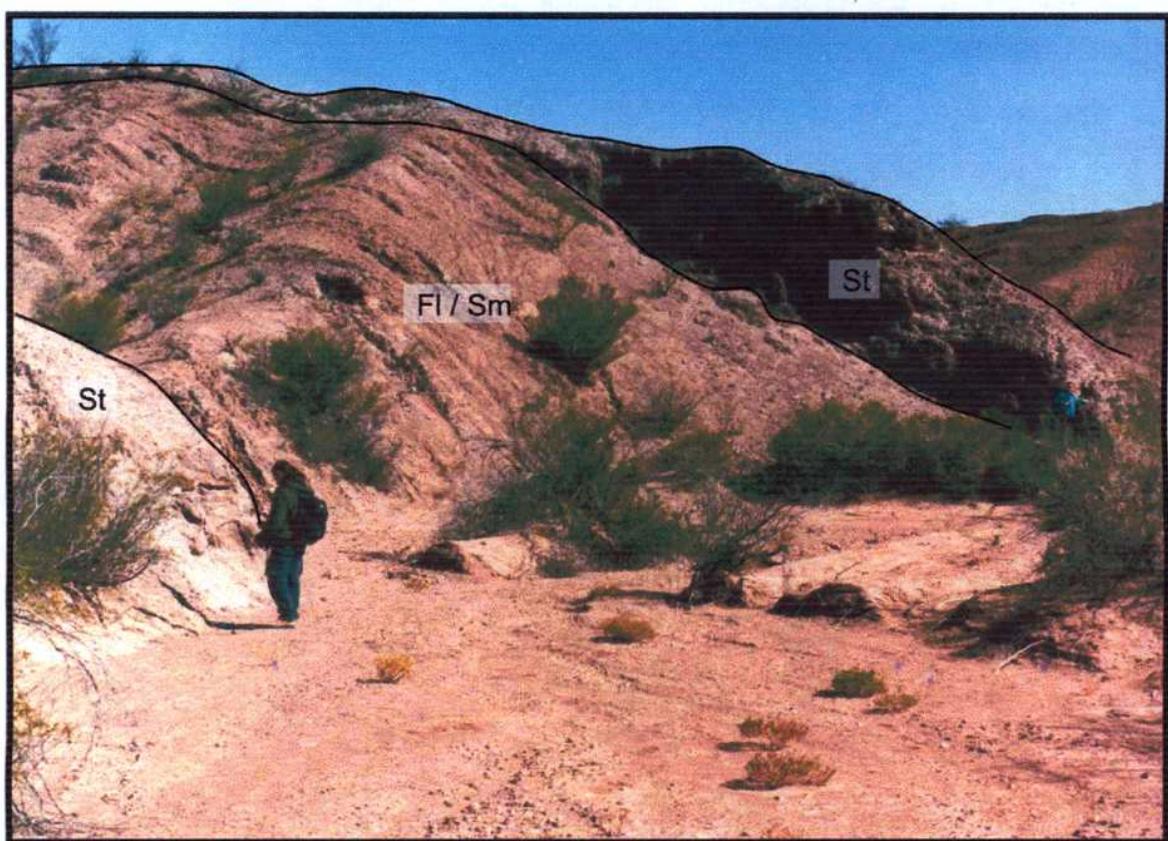


Figura VII.A.30 Ciclos arenopelíticos coronados por eolianitas del sector superior de la AF VI2.

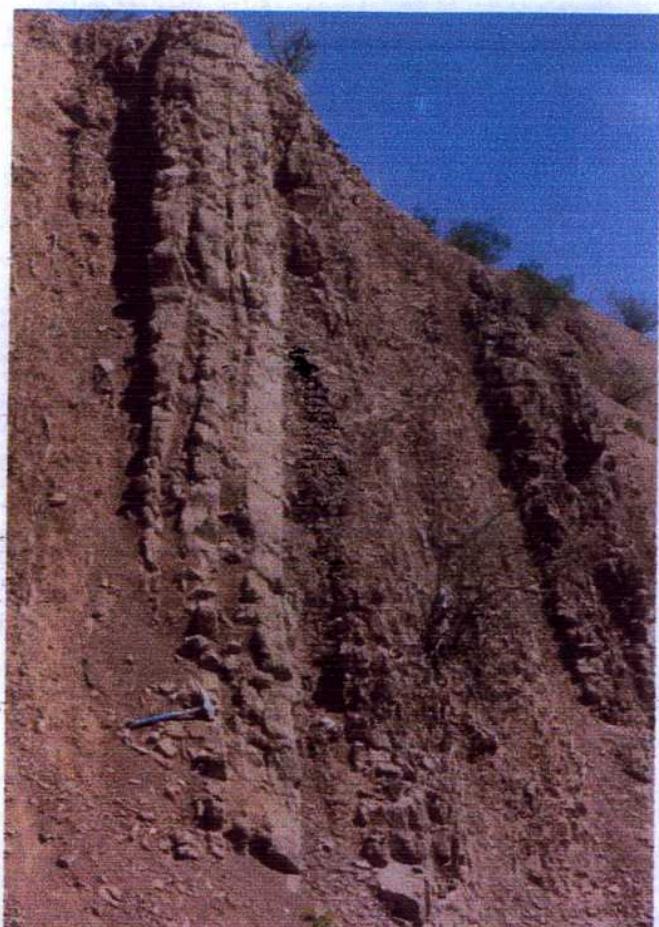


Figura VII.31 Bancos arenosos sigmoidales separados por particiones pélíticas del tope de la AF VI2.

Interpretación

La AF VI2 se interpreta aquí como un sistema lacustre efímero (Tunbridge, 1984; Hubert y Hyde, 1982 y Hardie et al., 1978- fig. VII.A.32). La sección inferior formada por margas y pelitas correspondería a una planicie fangosa salina (*saline mudflat*). Hacia arriba pasa a facies dominadas por pelitas laminadas características de planicie fangosa (*mudflat*).

La segunda sección representa a la planicie arenosa (*sandflat*) del sistema efímero. Los bancos heterolíticos se forman por cambios en la velocidad de la corriente y variaciones en el aporte de arena generadas durante los períodos durante los cuales hubo mayor aporte al lago a través de sistemas fluviales y períodos en los cuales mermó

la energía y decantó fango. Los bancos arenosos lenticulares representarían los canales alimentadores del lago.

Hacia el tope aparece la planicie arenosa donde siguen habiendo canales cuyo abandono periódico es marcado por las particiones pelíticas. La presencia de dunas eólicas en este sector del perfil confirma las condiciones áridas del modelo de lago aquí propuesto.

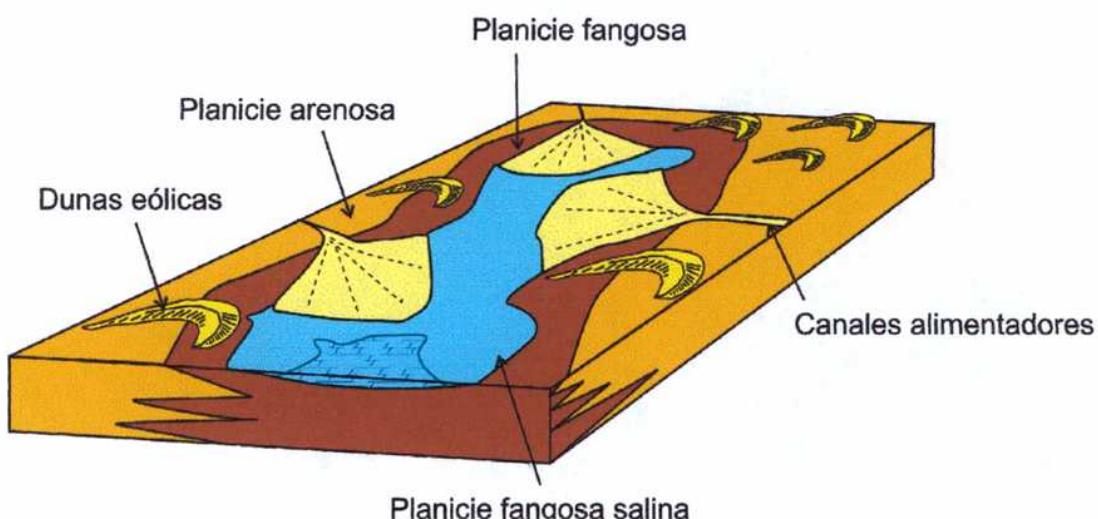


Figura VII.A.32 Bancos arenosos sigmoidales separados por particiones pelíticas del tope de la AF VI2.

Asociación de facies VI3 (AF VI3)

Descripción

La AF VI3 posee un espesor de 295 metros. Se encuentra constituida por ciclos grano y estratocrecientes, de hasta 7 m de potencia, formados internamente por fajas de canales arenosas y facies finas de planicie de inundación (fig. VII.A.33). En el tope de la asociación de facies es expuesto un nivel piroclástico de 10 cm de potencia.

Las fajas de canales tienen hasta 2 m de potencia y se hallan integradas por canales lenticulares amalgamados que forman el elemento arquitectural CHm de carácter biepisódico. Las bases de las fajas de canales están marcadas por superficies de orden 5. Cada canal posee base erosiva-irregular (superficies de orden 4b) con intraclastos pelíticos de hasta 2 cm (lito facies Bi) sobre los que se pueden apoyar areniscas

medianas masivas o con estratificación entrecruzada en artesa o tabular planar (litoformas Sm, St y Sp). Las areniscas de los canales pueden poseer estructuras deformacionales (fig. VII.A.34) o pueden estar levemente bioturbados. La figura VII.A.35 muestra el techo preservado de estas mesoformas (superficies de orden 4a) que constituyen el elemento arquitectural SB. La parte superior de los canales posee areniscas finas con laminación ondulítica (litoformas Sr). Algunos de los bancos se encuentran levemente bioturbados.

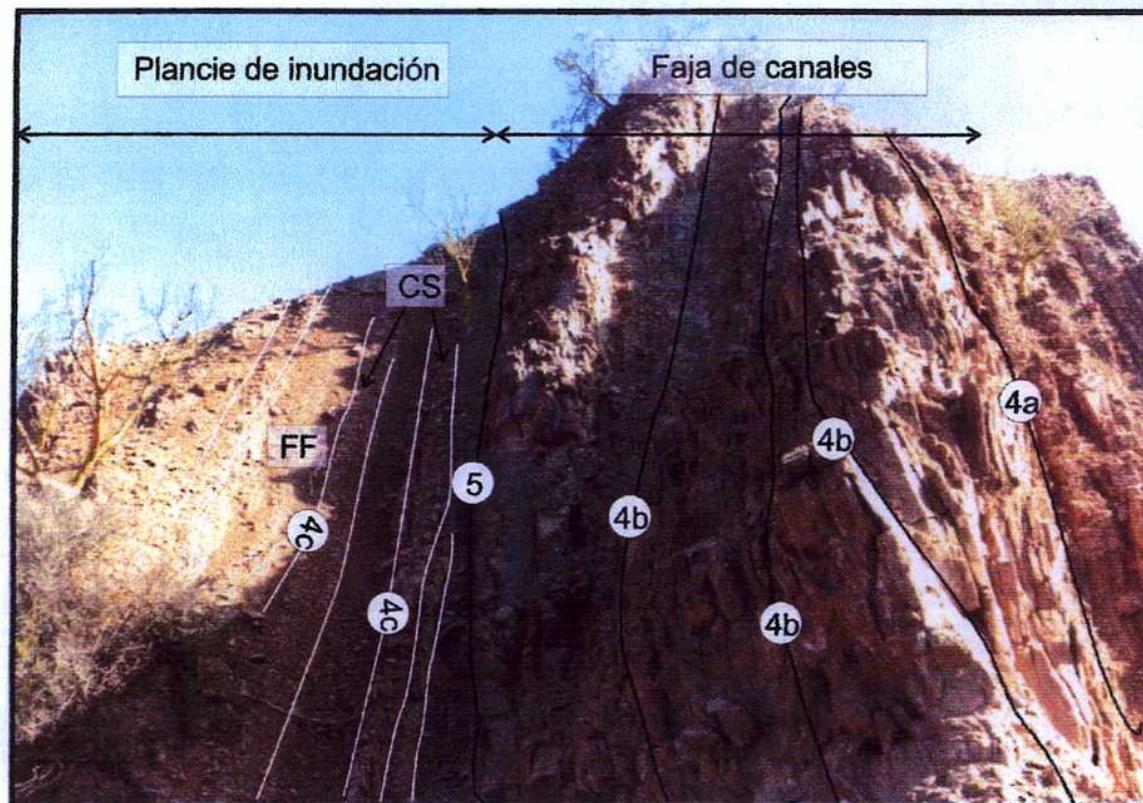


Figura VII.A.33 Depósitos de planicie de inundación y canales de la AF VI3. Las planicies son pelítico-arenosas y los canales son arenosos formados principalmente por mesoformas.

Las planicies de inundación tienen espesores de entre 2 y 5 metros. Están formadas los elementos arquitecturales FF (depósitos de cuenca), CR (canales de desbordamiento) y CS (lóbulos de desbordamiento).

El elemento arquitectural FF tiene geometría tabular y está constituido por pelitas laminadas (litoformas Fl).

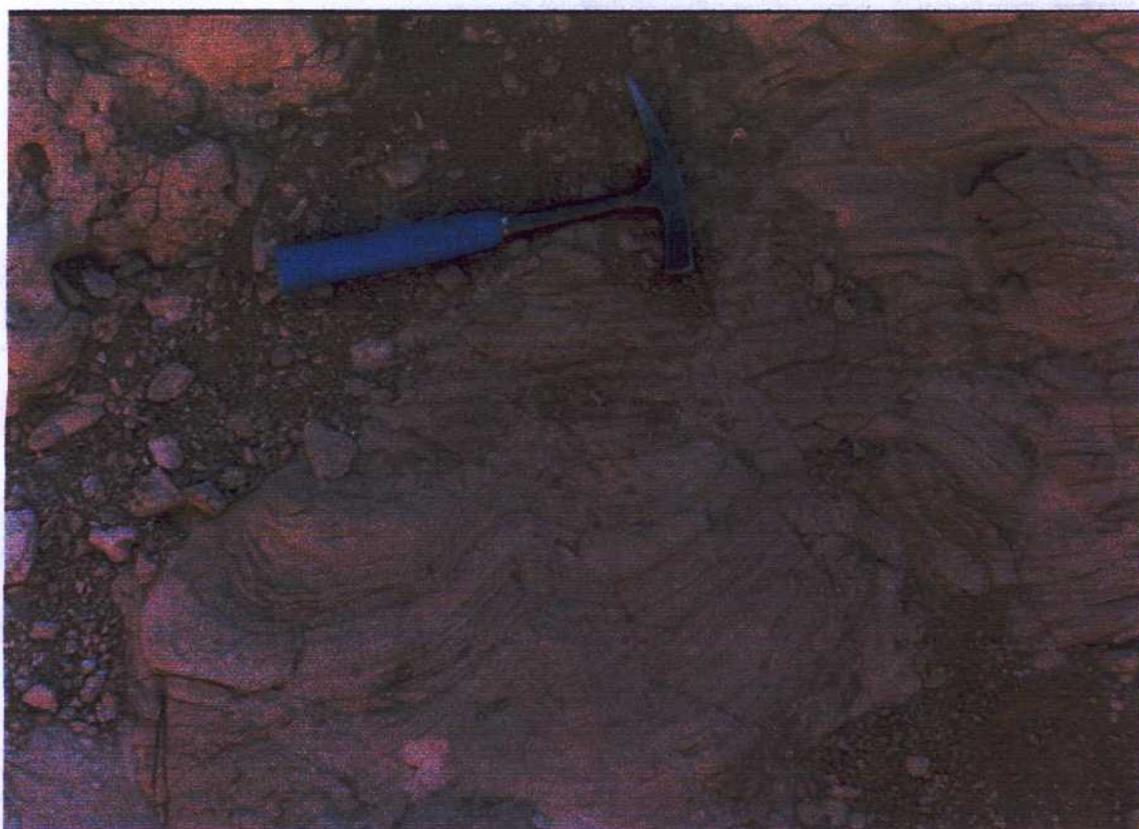


Figura VII.A.34 Estructuras deformacionales en los depósitos arenosos de los canales de la AF VI3.

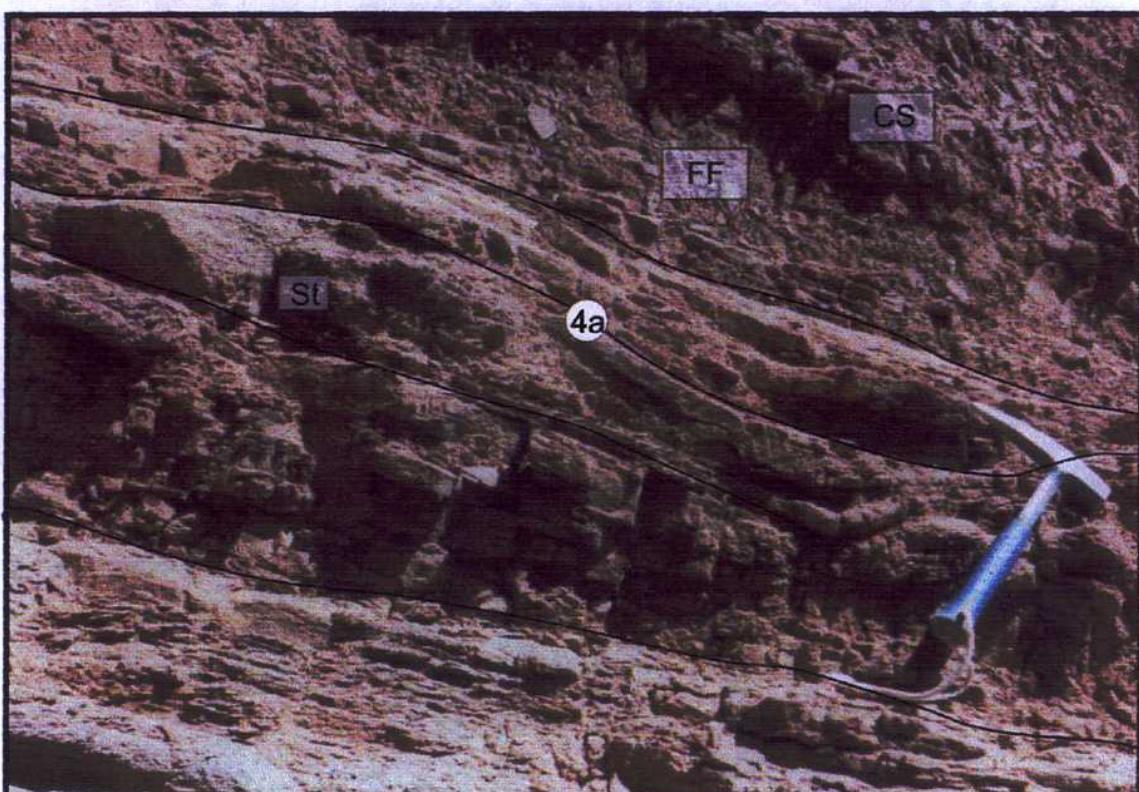


Figura VII.A.35 Mesoformas con techos preservados dentro de los canales de la asociación de facies VI3 de la Formación Vinchina.

Los lóbulos de desbordamiento (elemento arquitectural CS) aparecen como cuerpos arenosos finos de base plana y techo convexo, de hasta 20 cm de espesor y 1 m² de ancho (fig. VII.A.36) o como bancos lentiformes a tabulares de 1 cm de espesor a 2 dm. Las superficies limitantes de estos cuerpos son de orden 4c. Internamente pueden ser masivos, presentar laminación ondulítica o, más de manera menos frecuente, estratificación entrecruzada de tipo tabular planar (litoformas Sm, Sr y Sp respectivamente).

El elemento arquitectural CR (fig. VII.A.37) se halla conformado por cuerpos de geometría lenticular de hasta 80 cm de espesor. Internamente están constituidos por bancos de arena fina masiva o con laminación ondulítica, de hasta 20 cm de espesor, (litoformas Sm y Sr) separados por particiones pelíticas de hasta 5 cm (litoformas Fm).



Figura VII.A.36 Lóbulos de desbordamiento dentro de las planicies de la AF VI3. Obsérvese su base plana y techo convexo.

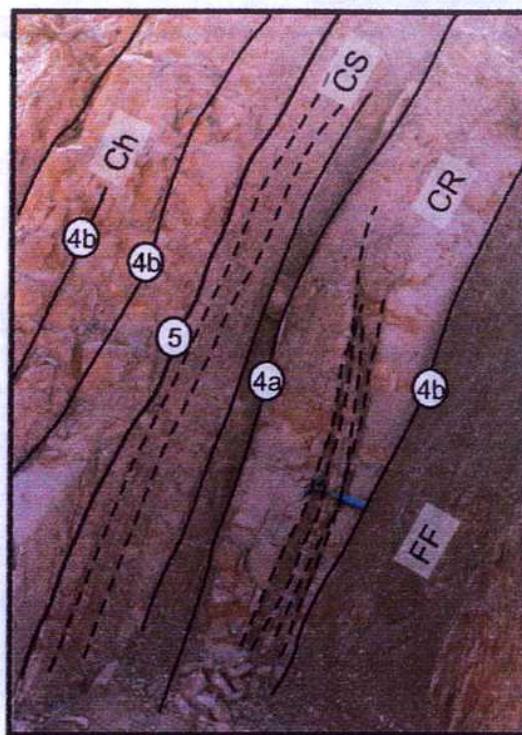


Figura VII.A.37 Elemento arquitectural CR formado por bancos de areniscas finas masivas y con laminación ondulítica separados por particiones pelíticas. Obsérvese su base plana y techo convexo.

Hacia el tope de la asociación de facies disminuye el espesor de las planicies y la proporción depósitos de canal- depósitos de planicie se hace similar. Por su parte, la tendencia granocreciente de los ciclos comienza a estar menos marcada.

Interpretación

La AF VI3 es interpretada en este trabajo depósitos de un sistema fluvial anastomosado similar a los descriptos por Smith y Smith (1980), Smith *et al.* (1989), Smith y Pérez-Arlucea (1994), Pérez-Arlucea y Smith, (1999) y Davies- Vollum y Kraus (2001) que corresponden a los “sistemas fluviales anastomosados con fajas de avulsión de larga vida” de Makaske (2001).

Los ciclos grano y estratocrecientes, que representan la avulsión de fajas de canales al igual que en la AF VI1, comienzan con depósitos finos de cuenca de inundación que progresivamente aumentan la cantidad de lóbulos de desbordamiento hasta que finalmente se implantan los canales de desbordamiento y, sobre ellos, las fajas

de canales. Estas fajas de canales son aquí interpretadas como sistemas fluviales entrelazados arenosos cuyos canales son monoepisódicos con apilamientos de mesoformas arenosas o multiepisódicos. En este último caso, el abandono de los canales queda registrado por los intracastos pelíticos.

La principal diferencia entre la AF VI1 y la AF VI3 se encuentra en las planicies de ambos sistemas. En la AF VI3 los depósitos de planicies son de menor espesor y los lóbulos de desbordamiento son pequeños, con más relieve y con canales de desbordamiento poco desarrollados (pertenecen al estadio I de Smith *et al.*, 1989). Por otra parte, los depósitos finos de cuenca se encuentran en mucha menor proporción y la presencia de depósitos distales de lóbulos de desbordamiento es más común. La mayor participación de depósitos arenosos de desbordamiento puede generarse por la presencia de planicies arealmente pequeñas.

La menor proporción de depósitos de planicie de inundación y la disminución de la tendencia granocreciente hacia la parte superior de la AF VI3 la puede deberse a una progresiva disminución en la tasa de agradación (aunque sigue siendo rápida) producida por una disminución en la tasa de ascenso del nivel de base (Mackey y Bridge, 1995; Heller y Paola, 1996; Makaske, 2001). Dentro de la clasificación de Makaske (2001) este sistema pertenece, de igual forma que el sistema fluvial de la AF VI1, a un sistema anastomosado arenoso de agradación rápida con fajas de avulsión de larga vida.

Asociación de facies VI4 (AF VI4)

Descripción

La AF VI4 posee un espesor de 200 metros. Está formada por areniscas, pelitas, conglomerados intraformacionales y los primeros, aunque escasos, conglomerados extraformacionales de la Formación Vinchina (fig. VII.A.38).

La unidad está integrada por fajas de canales y depósitos de planicies. Las fajas de canales son cuerpos lentiformes de entre 100 y 200 m de ancho y de 5 a 10 metros de espesor. Se encuentran limitadas en la base por superficies de 5^º orden.

Internamente se encuentran conformadas por canales multiepisódicos (elemento arquitectural CHm). Cada uno de estos canales presenta brechas intraclásticas en la base de varios 'cm de espesor (litofacies Bi- fig. VII.A.39) sobre los que se apoya el elemento arquitectural SB formado por areniscas gruesas con estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa (litofacies Sp y St).

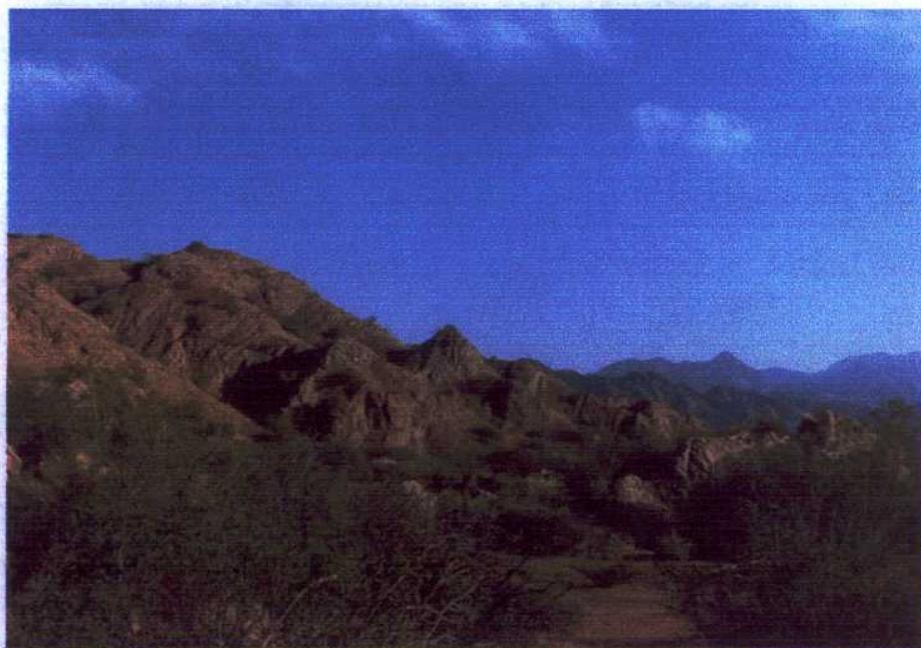


Figura VII.A.38 Vista general de la AF VI4 de la Formación Vinchina. Obsérvense las fajas de canales (aleros sobresalientes) y los depósitos de planicie.



Figura VII.A.39 intraclastos pélticos en las bases de los canales de la asociación de facies VI4.

Esporádicamente aparecen dentro de las fajas de canales bancos tabulares de hasta 20 cm de espesor de ortoconglomerados finos extraformacionales masivos (litofacies Gm) que constituyen el elemento arquitectural GB.

Las planicies de inundación tienen hasta 50 cm de potencia. Están formadas por los elementos arquitecturales FF (depósitos de cuenca) y CS (lóbulos de desbordamiento).

Los depósitos finos de cuenca (elemento arquitectural FF) se hallan conformados por pelitas laminadas y con laminación ondulítica (litofacies Fl y Fr). Estos depósitos alternan con el elemento arquitectural CS representado por bancos tabulares de areniscas finas masivas o con laminación ondulítica (litofacies Sm y Sr).

Interpretación

La AF VI4 es interpretada como un sistema fluvial anastomosado como los descriptos por Nadon (1994) con lentes arenosas que representan las fajas de canales inmersas en depósitos finos de planicies de inundación que son sistemas anastomosados con baja tasa de agradación de planicies (Makaske, 2001) y en los cuales los canales se encuentran más incisos que en los del modelo propuesto para las asociaciones de facies VI1 y VI3.

Las fajas de canales se comportaban como sistemas entrelazados (Ashmore, 1993; Leddy *et al.*, 1993; y Miall, 1996) hallan formadas por canales en los que migraban mesoformas arenosas. En estos canales periódicamente el flujo menguaba hasta desaparecer y dejar una capa pelítica sobre las mesoformas. Estos depósitos de abandono eran posteriormente erosionados por las crecidas subsiguientes que incorporaban a los depósitos finos como intraclastos en su base.

Los depósitos de planicie de inundación se encuentran caracterizados por depósitos finos de cuenca de inundación y los depósitos de lóbulos de desbordamiento sin poder distinguirse en ellos a los canales de desbordamiento. Esto puede deberse a la presencia de albardones poco pronunciados en el sistema con inundaciones de las

planicies por flujos en manto y no por flujos canalizados o a un bajo potencial de preservación de los mismos debido a avulsiones rápidas de las fajas de canales (que erosionan a los depósitos de los canales de desbordamiento que dan origen a la avulsión) y a bajas tasas de agradación de las planicies (Makaske, 2001).

La presencia de depósitos de planicie de inundación de poco espesor puede indicar bajas tasas de agradación o incisión de las mismas (Makaske, 2001). En este sistema fluvial se puede observar la tendencia ya marcada entre las asociaciones de facies VI1 y VI3 a una progresiva disminución en la tasa de ascenso del nivel de base que en este caso produce depósitos que ya no son granocrecientes.

Asociación de facies VI5 (AF VI5)

Descripción

La AF VI5 posee un espesor de 450 metros. En particular, esta asociación de facies, se caracteriza por la mayor participación de conglomerados extraformacionales.

En cuanto a los elementos arquitecturales la AF VI5 se halla integrada por fajas de canales multiepisódicos y planicies de inundación.

Las fajas de canales multiepisódicos tienen hasta 10 m de potencia y cientos de metros de ancho. Se encuentran limitadas en su base por superficies de orden 5. Las superficies de orden 4b atraviesan las fajas de canales y marcan sucesivas reactivaciones de las mismas. Internamente separan conjuntos sedimentarios formados por los elementos arquitecturales CHm y SB. El elemento CHm está constituido por lentes gravo-arenosas de hasta 80 cm de espesor amalgamadas. Las bases de los canales son erosivas y representan superficies de 3^{er} orden. Están cubiertas por una carpeta de pocos centímetros de espesor de conglomerados finos, con clastos de hasta 3 cm de diámetro máximo, sobre la que se apoya el elemento arquitectural SB constituido por areniscas con estratificación entrecruzada en tabular planar o estratificación horizontal (lito facies Sp y Sh). Los sets tienen entre 20 y 30 cm.

Las planicies de inundación tienen espesores de hasta 4 metros y se hallan integradas por los elementos arquitecturales FF (cuenca de inundación), CR (canales de desbordamiento) y CV (lóbulos de desbordamiento).

Los depósitos finos de cuencas de inundación (elemento arquitectural FF) están compuestos por pelitas laminadas (litofacies FI). Estos depósitos intercalan bancos tabulares de areniscas muy finas masivos o con laminación ondulítica (litofacies Sm y Sr) que se hallan limitados por superficies de orden 4c y que constituyen el elemento arquitectural CV (fig. VII.A.40).

Los canales de desbordamiento (elemento arquitectural CR) poseen geometría lenticular a lentiforme con espesores de entre 1,5 y 2,5 metros. Las bases se encuentran formadas por superficies de orden 4b sobre las que se apoyan bancos de areniscas finas de hasta 1 metro de espesor con estratificación entrecruzada en artesa (litofacies St) con sets de 30 cm sobre las que se apoyan areniscas muy finas con estratificación horizontal en la base y laminación ondulítica en el techo (litofacies Sh y Sr).

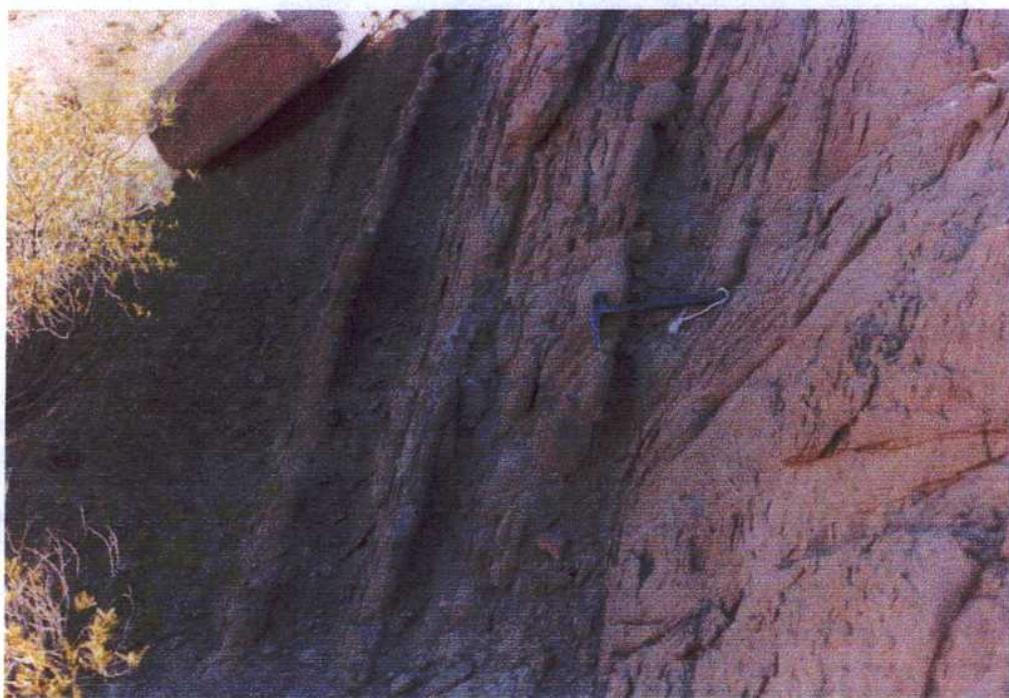


Figura VII.A.40 Depósitos de planicies de inundación de la AF VI5 formados por bancos tabulares de areniscas finas con laminación ondulítica interestratificados con pelitas laminadas (depósitos de lóbulos de desbordamiento y de cuenca de inundación).

Interpretación

La AF VI5 es aquí interpretada como un sistema fluvial anastomosado similar a los descriptos por Nadon (1994), Miall (1996) y los sistemas anastomosados de agradación lenta. Las fajas de canales se encuentran constituidas por canales entrelazados de poca profundidad en los que migraban mesoformas arenosas sobre depósitos residuales de canal de naturaleza gravosa fina. Los canales no presentan migración lateral.

Las fajas de canales se hallan inmersas e inciden depósitos de planicies de inundación. Estas planicies incluyen depósitos finos de cuenca de inundación, depósitos de lóbulos de desbordamiento y canales de desbordamiento. Los canales sistemas de canales dentro de la AF VI5 se encuentren menos jerarquizados que los de las asociaciones de facies VI1, VI3 y VI4. En la presente asociación de facies, los canales de desbordamiento son relativamente estables e importantes constituyendo probablemente redes de canales de un orden menor que las fajas de canales dentro del sistema. Estos canales funcionarían como canales secundarios en algunos casos unirían diferentes tramos de los canales principales como los mostrados por en la actualidad en los trabajos de Smith y Smith (1980), Smith *et al.* (1989), Smith y Pérez-Arlucea (1994), Pérez-Arlucea y Smith, (1999) y Davies- Vollum y Kraus (2001).

Asociación de facies VI6 (AF VI6)

Descripción

La asociación de facies VI6 posee un espesor de 300 metros. Se encuentra conformada por areniscas, conglomerados extra e intraformacionales y pelitas. Arquitecturalmente, estos depósitos, fueron originados como rellenos de fajas de canales y de planicies de inundación.

Las fajas de canales (figura VII.A.41) presentan geometría lenticular con espesores de hasta 10 m y de pocos cientos de metros de extensión lateral. La base es plana y está marcada por superficies de 5^o orden. Internamente, estas fajas de

canales son atravesadas por superficies de orden 4b de hasta 30 cm de relieve que delimitan cuerpos lenticulares de bases irregulares que forman pequeñas barrancas como las mostradas en la figura VII.A.42. Los rellenos de estas barrancas incluyen numerosos intraclastos arenosos de hasta 20 cm de diámetro (litofacies Gi, figura VII.A.43). Por otra parte, cada canal se encuentra conformado por los elementos arquitecturales CH, DA, SB y LS.

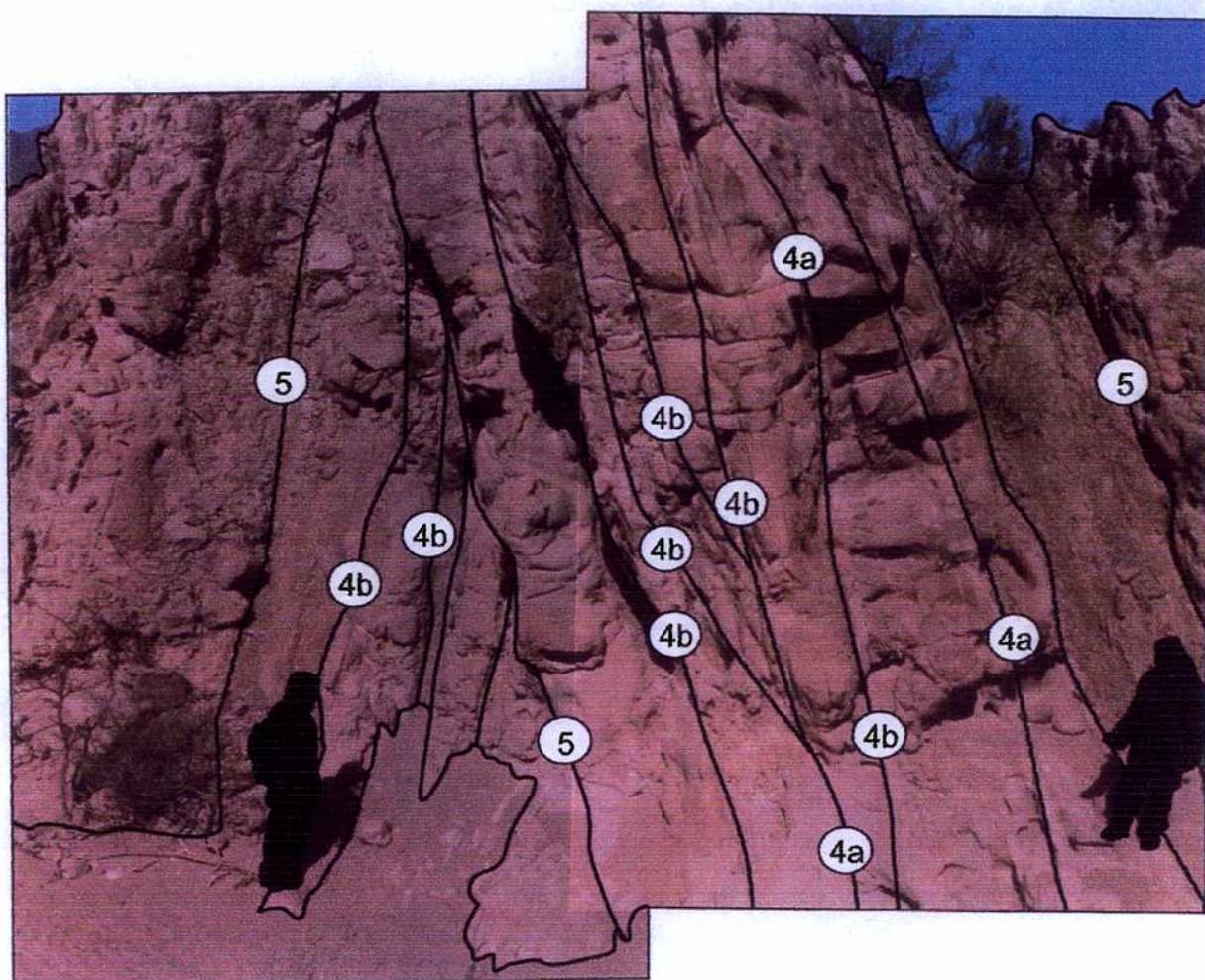


Figura VII.A.41 Fajas de canales dentro de la asociación de facies VI6. Se encuentran limitadas en su base por superficies de orden 5. Las superficies de orden 4 marcan reactivaciones de la faja y separan depósitos de canales multiepisódicos.

El elemento arquitectural CHm está constituido por ortoconglomerados clasto sostén finos con estructura masiva u horizontal (litofacies Gm y Gh). Estos conglomerados se encuentran por lo general rellenando las superficies erosivas asociadas a las barrancas.

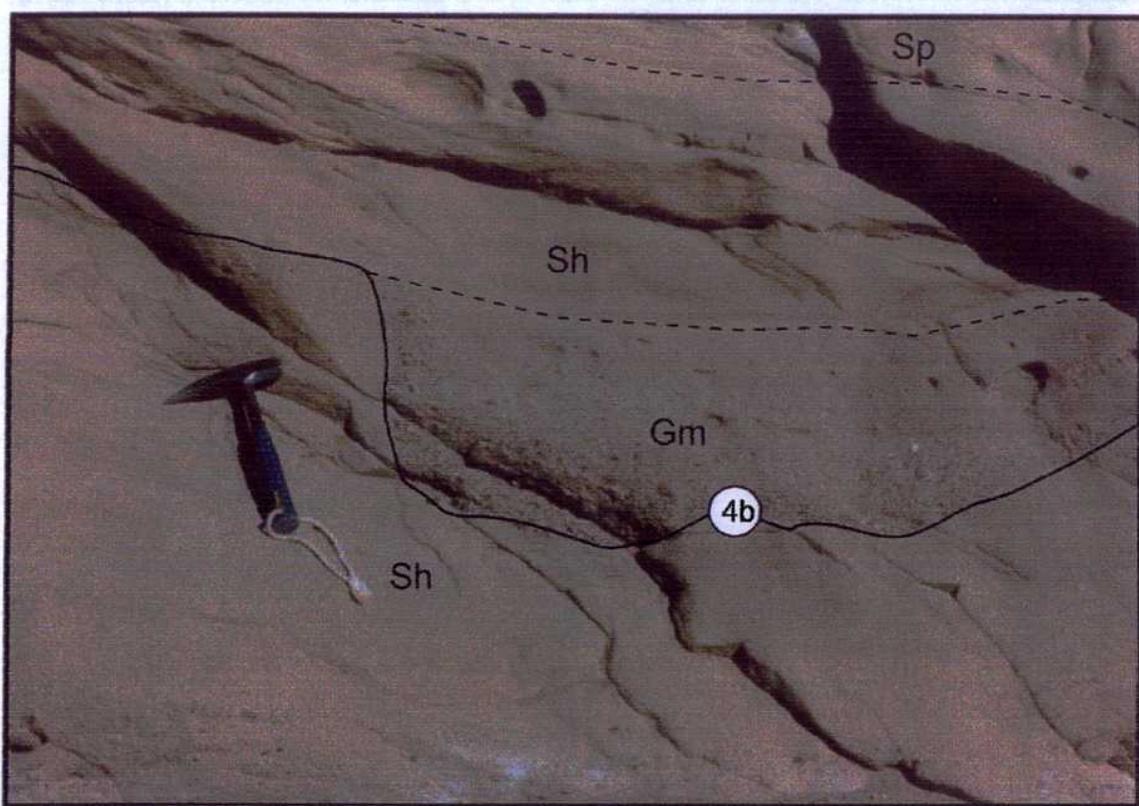


Figura VII.A.42 Superficies de orden 4b dentro de la AF VI6. Conforman barrancas que se encuentran rellenas por conglomerados finos con estratificación horizontal (litofacies Gh)

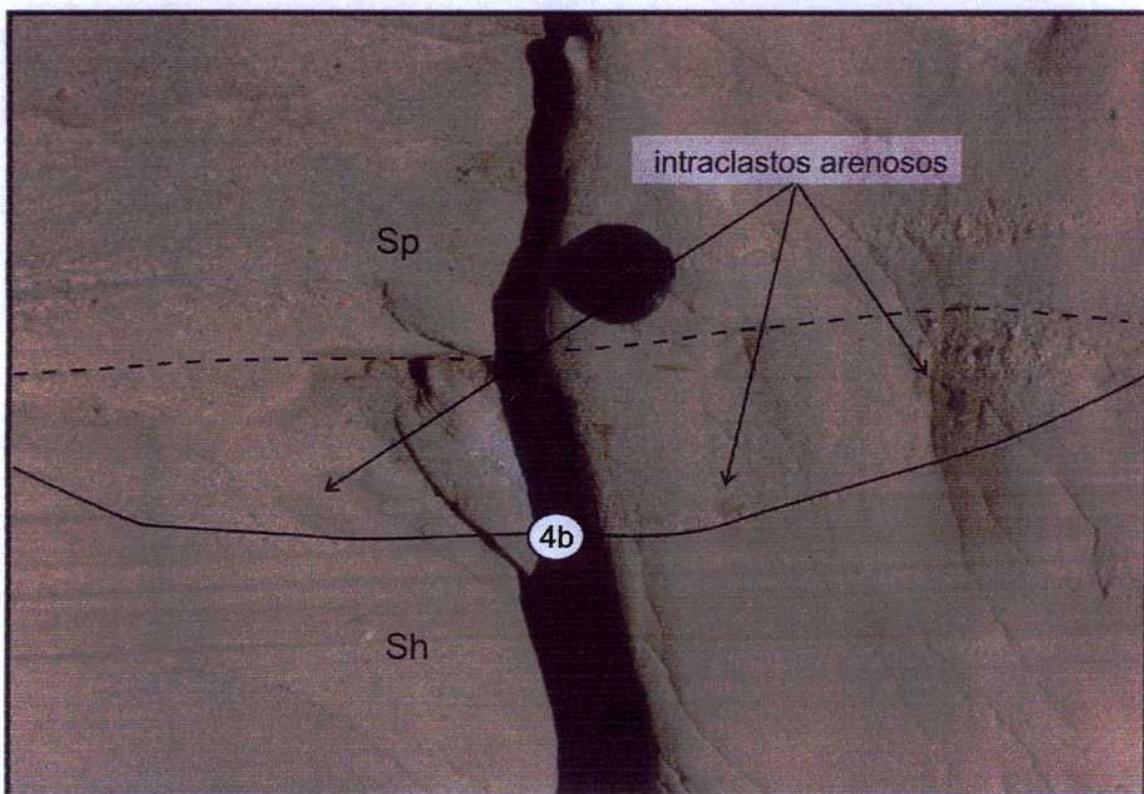


Figura VII.A.43 Intraclastos arenosos dentro de bancos de geometría lenticular que conforman canales dentro de las fajas de canales de la AF VI6. Por encima se apoyan areniscas gruesas con estratificación entrecruzada tabular planar (litofacies Sp).

Dentro de los canales dominan las psamitas que se encuentran conformando a los elementos arquitecturales SB (formas de lecho arenosas) y LS (mantos de arena laminados). El elemento arquitectural SB se halla representado por areniscas medianas a gruesas con estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa (litofacies Sp y St) y, el elemento arquitectural LS, por areniscas finas estratificación horizontal (litofacies Sh).

El elemento arquitectural DA se halla formado por conglomerados medianos, con clastos de hasta 5 cm de diámetro máximo, con estratificación entrecruzada tabular planar en sets aislados de hasta 80 cm de espesor (litofacies Gp, figura VII.A.44).

Las planicies de inundación se encuentran constituidas por sedimentos arenopelíticos. Poseen espesores que van desde los 50cm a los 2 metros y se hallan formadas por los elementos arquitecturales CH(FF) (canales abandonados), FF (cuenca de inundación) y CS (lóbulos de desbordamiento).



Figura VII.A.44 Elemento arquitectural DA dentro de los canales de la AF VI6. Se encuentra constituido por conglomerados medianos con clastos de hasta 3 cm de diámetro.

El elemento arquitectural CH(FF) se halla representado por facies heterolíticas formadas por la interlaminación de areniscas muy finas y pelitas (lito facies She) que rellenan superficies cóncavas hacia arriba formadas en la parte superior de canales que fueron abandonados (figura VII.A.45).



Figura VII.A.45 Facies heterolíticas rellenando canales abandonados (elemento arquitectural CH (FF))

Los depósitos finos de planicie (elemento arquitectural FF) están integrados por pelitas laminadas y masivas (lito facies Fl y Fm). Estos depósitos se intercalan con los del elemento arquitectural CS conformado por bancos de hasta 10cm de espesor de areniscas masivas (lito facies Sm, figura VII.A.46).

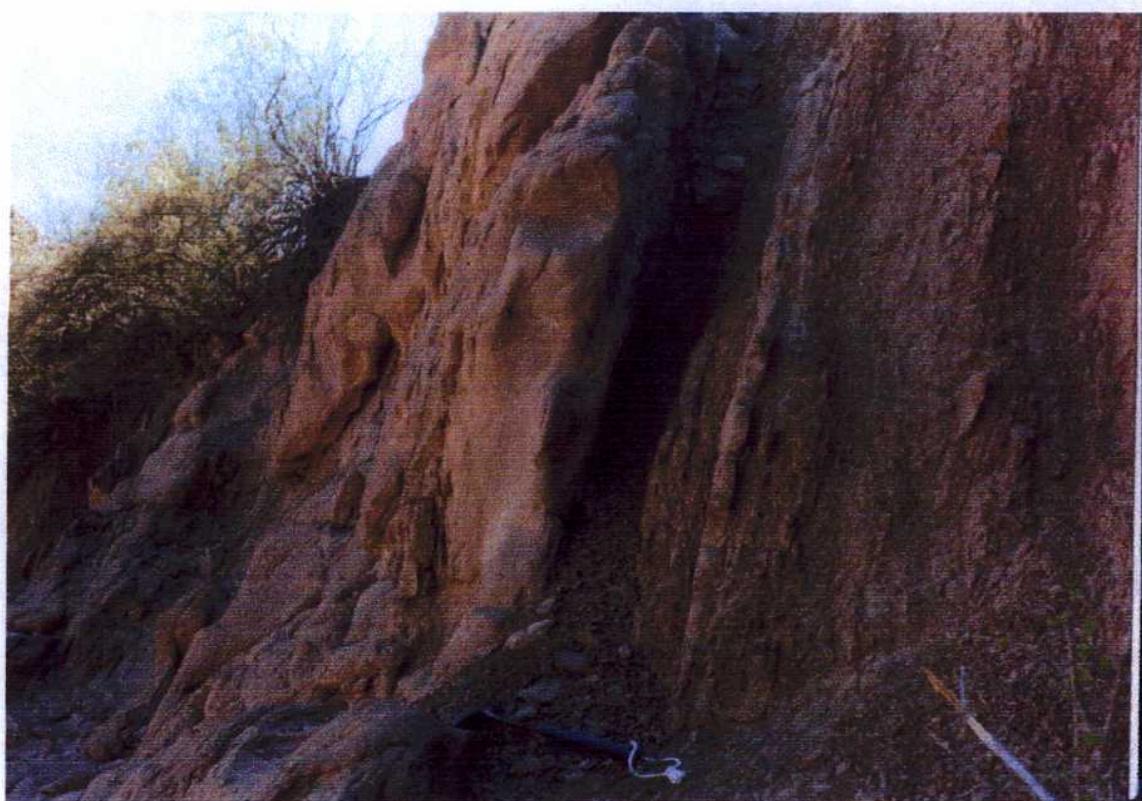


Figura VII.A.46 Base de una faja de canales sobre depósitos de planicie de la AF VI6. Los canales son dominanteamente arenosos y, por su parte, los depósitos de planicie se encuentran formados por interestratificación de areniscas y pelitas.

Interpretación

La asociación de facies VI6 se interpreta como un sistema fluvial anastomosado arenogravoso de agradación lenta (Makaske, 2001), similar al modelo de Nadon (1994).

Las fajas de canales funcionaban como sistemas entrelazados arenogravosos de energía moderada a alta (Ashmore, 1993; Leddy *et al.*, 1993; y Miall, 1996). Las superficies de reactivación con numerosos intraclastos arenosos y depósitos de barranca, indican la incisión del sistema dentro de las mismas fajas de canales. Esta incisión encontrada a lo largo de toda esta asociación de facies estaría vinculada a descensos en el nivel de base.

Si bien los depósitos de planicie de inundación no poseen grandes espesores, su presencia indica un aumento relativo del nivel de base, aunque su tasa de ascenso sea

baja. Esto parece contradecirse con la incisión en las fajas de canales, aunque si bien pueden decirse que en promedio el nivel de base ascendía lentamente, este aumento podía alternar con períodos de descenso del mismo y dominio de la erosión dentro de las fajas de canales.

Asociación de facies VI 7 (AF VI7)

Descripción

La asociación de facies VI7 se encuentra constituida por conglomerados, areniscas y pelitas. Posee un espesor de 600 metros. Se halla constituida por fajas de canales, que dominan en la secuencia, y delgados depósitos de planicies de inundación.

Las fajas de canales están limitadas en su base por superficies planas de orden 5. Estas superficies cortan a superficies jerárquicamente menores, de orden 4b, que marcan reactivaciones importantes del sistema de canales, y que presentan un relieve mucho más irregular. Las superficies de 4to orden limitan a los elementos arquitecturales CH, GB y SB (figura VII.A.47).

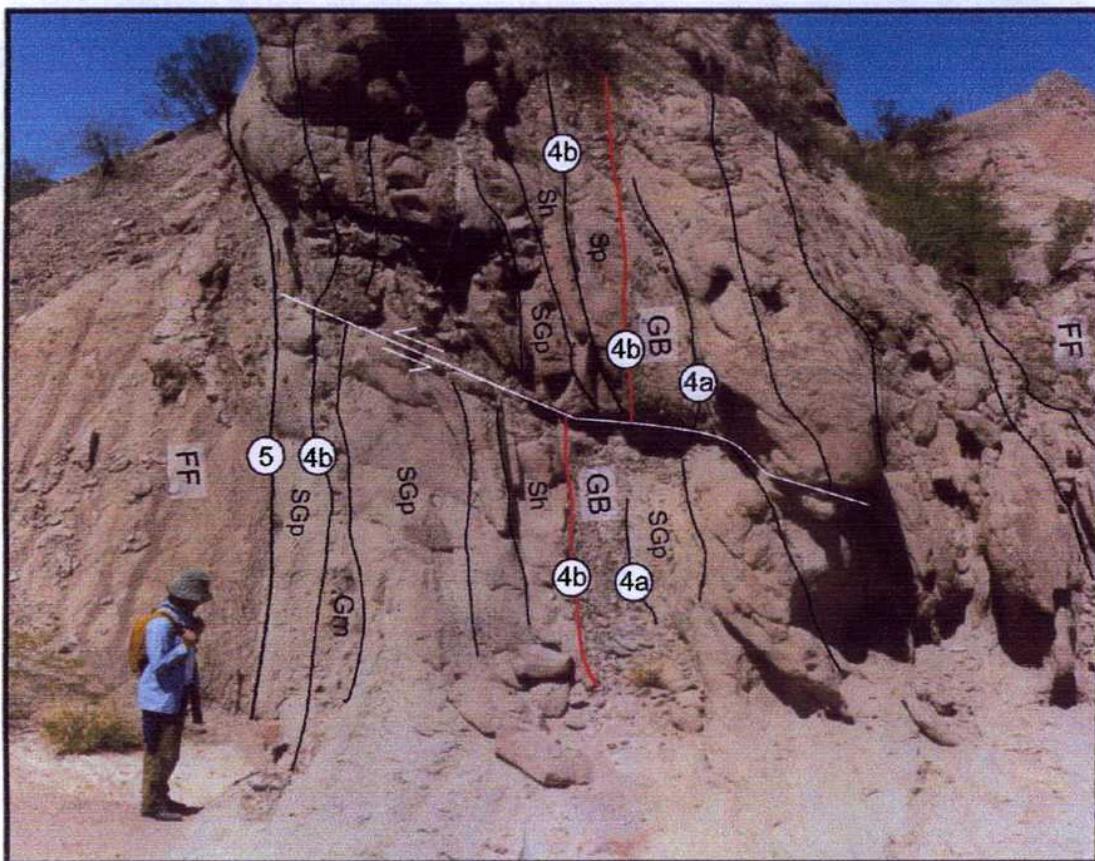


Figura VII.A.47 Fajas de canales dentro de la AF VI7.

El elemento arquitectural CH posee base erosiva irregular, normalmente rellena por ortoconglomerados masivos con clastos de metamorfitas de bajo grado, granitos y volcanitas ácidas de hasta 25 cm de diámetro (litofacies Gm, figura VII.A.48).

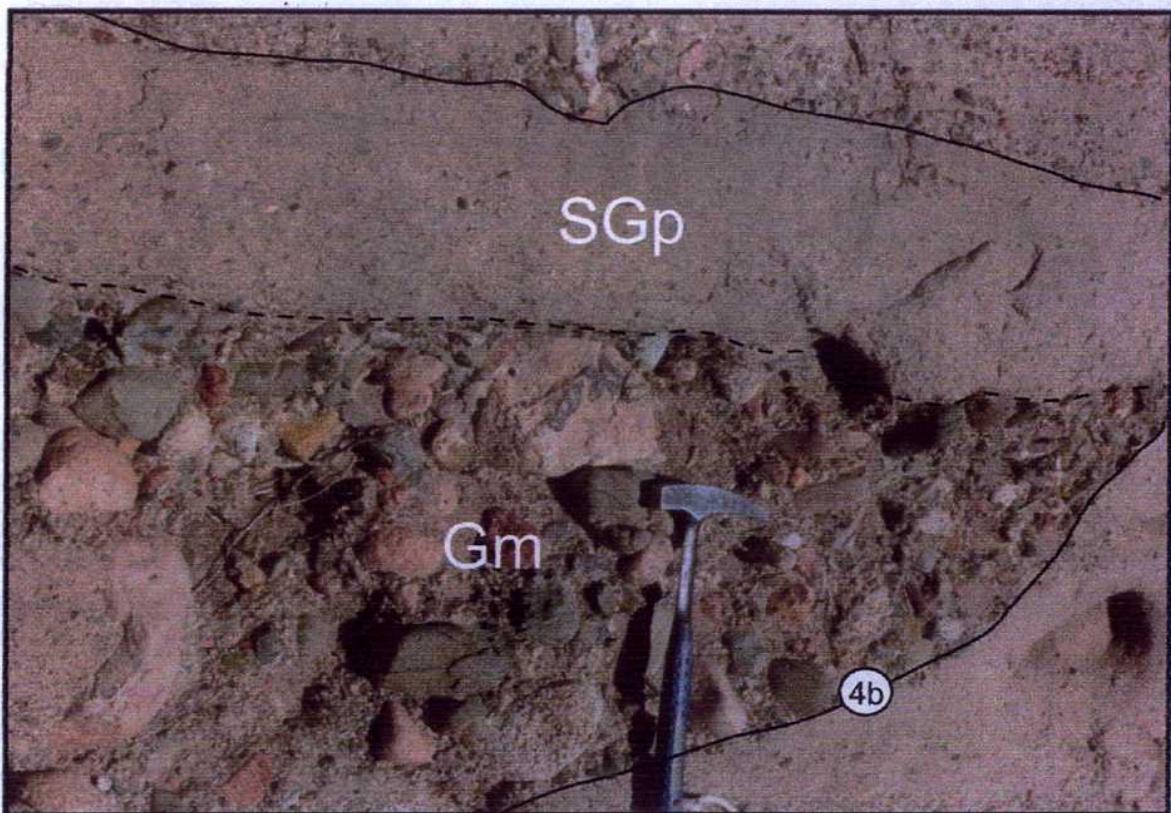


Figura VII.A.48 Ortoconglomerados masivos rellenando superficies de orden 4b (base del elemento arquitectural CH). Por encima se apoyan areniscas guijarrosas con estratificación entrecruzada tabular planar (litofacies SGp) que constituyen el elemento arquitectural SB.

El elemento arquitectural GB se halla formado por ortoconglomerados con estatificación entrecruzada tabular planar (litofacies Gp). Este elemento se interdigita con los depósitos arenosos y arenoguijarrosos de los elementos arquitecturales SB y LS. El elemento arquitectural SB se presenta en bancos tabulares y lenticulares con estructuras entrecruzadas de tipo tabular planar y en artesa (litofacies SGp, SGt, Sp y St -figura VII.A.49), mientras que el elemento LS se presenta en bancos tabulares con estratificación horizontal (litofacies Sh).

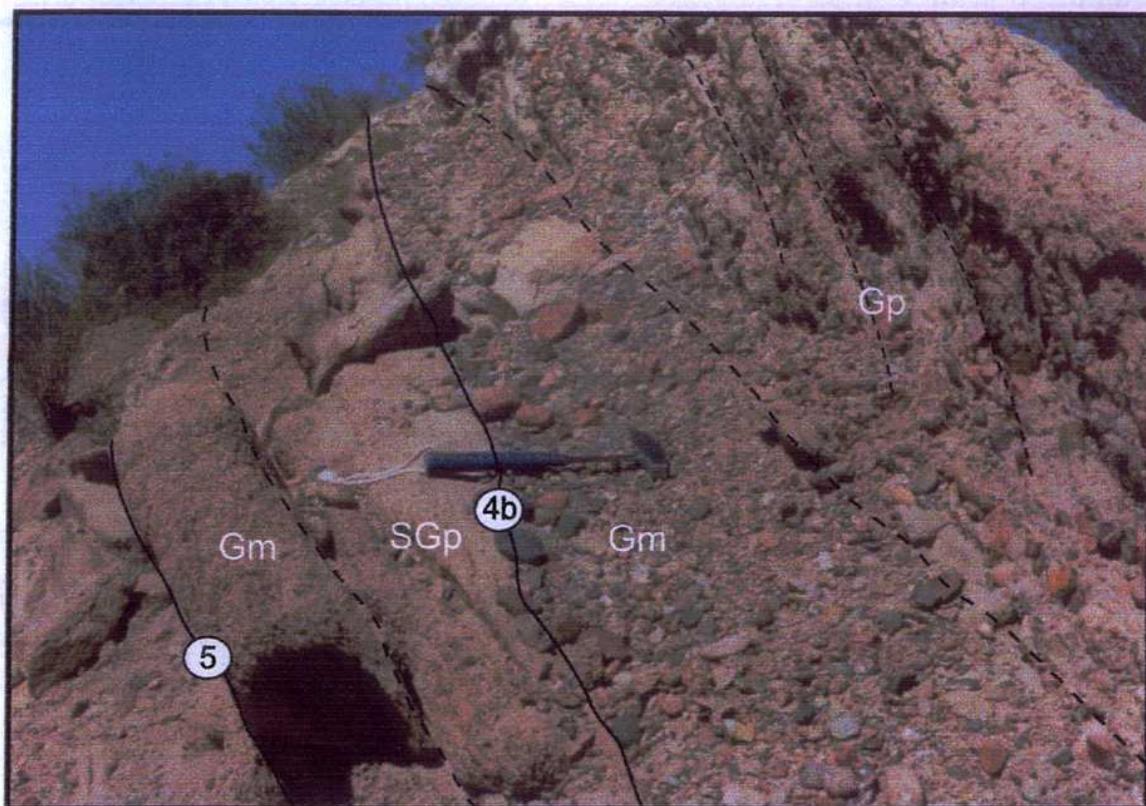


Figura VII.A.49 depósitos conglomerádicos dentro de las fajas de canales de la asociación de facies VI7.

Dentro de esta asociación de facies pueden aparecer, al igual que en la asociación anterior, intraclastos arenosos que muestran la incisión de pequeños canales en depósitos anteriores (figura VII.A.50).

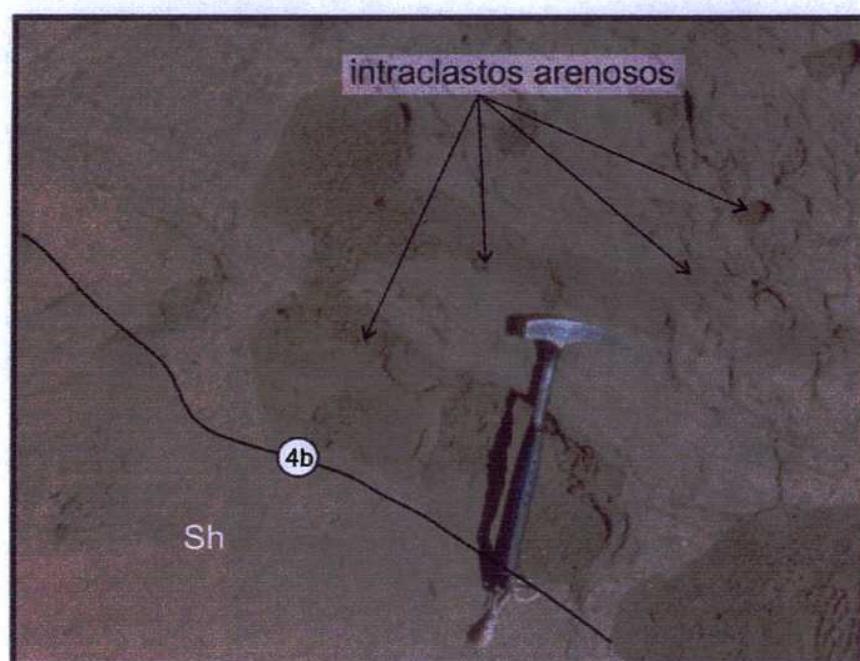


Figura VII.A.50 Intraclastos arenosos dentro de depósitos de corte y relleno de las fajas de canales de la AF VI7 de la Formación Vinchina.

Los depósitos de planicie de inundación son delgados (de 0,50 a 2 metros de espesor) y se hallan constituidos por los elementos arquitecturales FF (cuenca de inundación) y CS (lóbulos de desbordamiento). Los depósitos finos de cuenca están formados por pelitas laminadas (litoformas Fl) que se interestratifican con areniscas muy finas masivas en bancos de pocos centímetros de espesor (litoformas Sm).

Interpretación

Los depósitos sedimentarios de la asociación de facies VI7 corresponden a sistemas fluviales anastomosados de agradación lenta (Makaske, 2001) con fajas de canales entrelazados gravo-arenosos (Miall, 1996).

En los sistemas entrelazados hay dos jerarquías de canales: por un lado, están aquellos canales en los que dominan las mesoformas arenosas (que forman complejos de barras) con escasos conglomerádicos formando depósitos residuales de canales. Estos depósitos corresponden a canales de segundo orden dentro de la faja de canales entrelazados. Por otro lado, aparecen canales dominados por depósitos de barras longitudinales y transversales gravosas con escasas formas de lecho arenosas. Estos últimos son los canales principales del sistema.

La presencia de intraclastos arenosos dentro de los depósitos gravosos indican incisión dentro de las fajas de canales producidas por descensos del nivel de base.

Los depósitos de planicie de inundación son escasos e indican tasas de agradación lentes (aún menores que las de la asociación de facies VI6) producidas por un lento ascenso del nivel de base (Makaske, 2001).

Evolución paleoambiental de la Formación Vinchina

La unidad aquí estudiada, comienza con los depósitos de la AF VI1 que poseen una marcada tendencia granocreciente y que fueron interpretados como sistemas fluviales anastomosados arenosos de agradación rápida con fajas de avulsión de larga

vida. Sobre ellos se disponen las pelitas y areniscas de los sistemas lacustres efímeros clástico-evaporíticos con eolianitas de la asociación de facies VI2.

La asociación de facies VI3 posee ciclos granocrecientes con proporciones similares de depósitos de canal y depósitos de planicie de inundación. Esta asociación es correspondería a sistemas fluviales anastomosados de agradación intermedia con fajas de avulsión de larga vida.

La AF VI4 presenta fajas de canales arenosos que incorporan los primeros (aunque escasos) conglomerados. Estas fajas de canales presentan numerosos intraclastos pelíticos. Los depósitos de planicie son escasos y están ausentes los canales de desbordamiento. La arquitectura de esta asociación de facies se vincula a sistemas fluviales anastomosados arenosos de agradación lenta con fajas de avulsión de larga vida. La asociación de facies VI5 aparece por encima de la asociación de facies VI4. En esta nueva asociación los conglomerados se hacen más frecuentes formando barras que acrecientan corriente abajo. En estos sistemas aparecen canales de desbordamiento de mayor jerarquía que los mencionados en las asociaciones de facies anteriores. La AF VI5 fue aquí interpretada como sistemas fluviales anastomosados areno-gravosos de agradación intermedia con fajas de avulsión de larga vida.

Las asociaciones de facies VI6 y VI7 presentan fajas de canales areno-gravosas y gravo-arenosas respectivamente, con depósitos de planicies de inundación de poco espesor. Ambas unidades presentan depósitos de barranca lo que marca superficies internas de erosión importantes dentro de las fajas de canales, debidas a descensos del nivel de base. Estas asociaciones de facies fueron interpretadas como sistemas fluviales anastomosados areno-gravosos (AF VI6) y gravo-arenosos (AF VI7) de agradación lenta.

La tendencia general observada dentro de Formación Vinchina en la Cuenca de La Troya es a un relativo descenso de la tasa de ascenso del nivel de base y a un progresivo aumento en la energía de los sistemas fluviales que forman las fajas de canales.

Relaciones estratigráficas y edad

La Formación Quebrada de La Montosa subyace concordantemente a esta unidad dentro del sindinal de La Flecha. El límite entre ambas formaciones es transicional.

Por otro lado, la Formación Vinchina, es cubierta, también concordantemente, por la Formación Zapallar, que no aflora en el área y que conforma el núcleo del sindinal antes mencionado.

La secuencia fue, en principio, atribuida al Mesozoico por Brackebusch (1891) y Hausen (1921) (ambos en Turner, 1964). Sin embargo, Turner (1964), considera a la Formación Vinchina homóloga al calchaquense (Mioceno). Por su parte, Ramos (1970), Re y Barredo (1995), y Re y Vilas (1990) le asignaron la misma edad. El primer autor en base al contenido fosilífero encontrado en la Sierra de los Colorados y los otros en base a estudios magnetoestratigráficos.

Por su parte, Tabbutt *et al.* (1989) y Tabbutt (1987; en Reynolds *et al.*, 1990) realizaron dataciones con trazas de fisión en la parte superior de la unidad en la Sierra de los Colorados, obteniendo edades de $7,3 \pm 1,2$ y $4,3 \pm 1,0$ Ma (Mioceno).

Las dataciones $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ sobre roca total (Activation Laboratories, Ontario- Canada, ver Apéndice de edades) obtenidas durante el transcurso de esta Tesis Doctoral (Apéndice de edades) indican edades más antiguas para la Formación Vinchina. Por un lado, se obtuvo una edad en Las Juntas ($29^{\circ} 21' 34,4''$ LS / $68^{\circ} 36' 58,1''$ LO) de $50,7 \pm 1,5$ Ma perteneciente a la Formación Quebrada de La Montosa que subyace transicionalmente a la Formación Vinchina. Otra edad, fue obtenida a partir de una toba encontrada en el techo del Miembro inferior de la Formación Vinchina en la margen de río La Flecha ($29^{\circ} 23' 8,5''$ LS / $68^{\circ} 38' 38,7''$ LO) de $34,1 \pm 1,5$ Ma ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ sobre roca total- Activation Laboratories, Ontario- Canada). Finalmente, en el tope de la Formación Zapallar, que sobreyace a la Formación Vinchina, sobre el río La Troya entre las localidades de Zapallar y Chunchico fue hallado un nivel piroclástico ($29^{\circ} 15' 19,2''$ LS y $68^{\circ} 40' 52''$ LO) cuya datación resultó en $28,4 \pm 1,2$ Ma ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ sobre roca total-

Activation Laboratories, Ontario- Canada). Estas edades se confrontan con las obtenidas por los autores anteriores, sin embargo, hay que tener en cuenta que el método de trazas de fisión utilizado por Tabbutt *et al.* (1989) y Tabbutt (1987; en Reynolds *et al.*, 1990) tiene temperaturas de reseteo de 270°C por lo cual las edades resultantes suelen ser edades mínimas.

De esta manera, la edad de la Formación Vinchina según estos nuevos datos se encuentra entre los 50 y los 28 Ma correspondientes al Eoceno Superior y Oligoceno Superior.

VII.A.3 FORMACIÓN ZAPALLAR (Zuccolillo, 1963)

Oligoceno superior- Mioceno inferior

Antecedentes

Las rocas aquí tratadas fueron primeramente estudiadas y mapeadas en la Cuenca de La Troya por Zuccolillo (1963) quien las asignó a la Formación Toro Negro, aflorante varios kilómetros al norte en las cercanías de la localidad de Vinchina, y Formación Chunchico, nombre que asignó a la parte superior de la unidad. Años más tarde, Furque (1972), al realizar la Hoja geológica de Cerro la Bolsa propuso el nombre de Formación Zapallar para la parte inferior de la secuencia, manteniendo a la Formación Chunchico en la parte superior del conjunto sedimentario.

Posteriormente, Tedesco y Limarino (2005), incluyeron a la Formación Chunchico como una facies superior de la Formación Zapallar.

Litología y distribución

La Formación Zapallar se encuentra aflorando en la parte central de la Cuenca de La Troya, formando el núcleo del anticlinal que actualmente forma el Cordón de La Flecha. Posee un espesor de 2000 m, que se hace máximo en su flanco este, donde llega casi a duplicar el medida cerca del eje.

Esta unidad está compuesta por areniscas blancas, que alternan con conglomerados finos a medianos y pelitas rojas. En el área del río La Flecha los bancos conglomerádicos se caracterizan por irrumpir abruptamente sobre los depósitos de pelitas rojas, incidiendo sobre las mismas y formando erosiones de gran relieve. En este lugar se realizó un perfil de la Formación Zapallar. Si bien gran parte de los afloramientos de este lugar no son óptimos por encontrarse en varias partes cubiertos, las descripciones de las asociaciones de facies fueron mejoradas con observaciones hechas en las exposiciones de la unidad en las márgenes del río La Troya entre las localidades de Zapallar y

Chunchico. La figura VII.A.14 muestra el mapa de las asociaciones de facies descriptas a continuación.

PERFIL DE LA FORMACIÓN ZAPALLAR EN EL ÁREA DEL RÍO LA FLECHA

La unidad aquí estudiada posee en la quebrada de La Flecha un espesor de 1355 metros. Se apoya concordantemente sobre la Formación Vinchina. A continuación se describe las dos asociaciones de facies en las que ha sido separada.

Asociación de facies Z1 (AF Z1)

Descripción

La Formación Vinchina pasa transicionalmente a la asociación de facies Z1 de la Formación Zapallar (fig. VII.A.52). Esta asociación de facies posee un espesor de 1269 m. y está formada por pelitas rojas, areniscas y conglomerados. Estos depósitos forman elementos arquitecturales de planicies de inundación, de fajas de cañales y de canales.

Las fajas de cañales (fig. VII.A.53) poseen entre 2 y 4 metros de potencia. Su base se halla marcada por una superficie erosiva e irregular de 5^o orden. Internamente, estos cuerpos se encuentran atravesados por superficies de orden 4c. La granulometría de las fajas de cañales es arenó-conglomerática y están formadas por lentes amalgamadas (limitadas por superficies de 3^o orden) de entre 20 y 50 cm de espesor que internamente exhiben a los elementos arquitecturales GB (formas de lecho gravosas) y SB (formas de lecho arenosas). El elemento arquitectural GB está formado por ortoconglomerados con masivos o con estratificación entrecruzada tabular planar (litoformas Gm y Gp). Sobre este elemento se apoyan las areniscas medianas con estratificación entrecruzada en artesa con sets de hasta 30 cm de espesor (litoformas St) que constituyen elemento arquitectural SB.

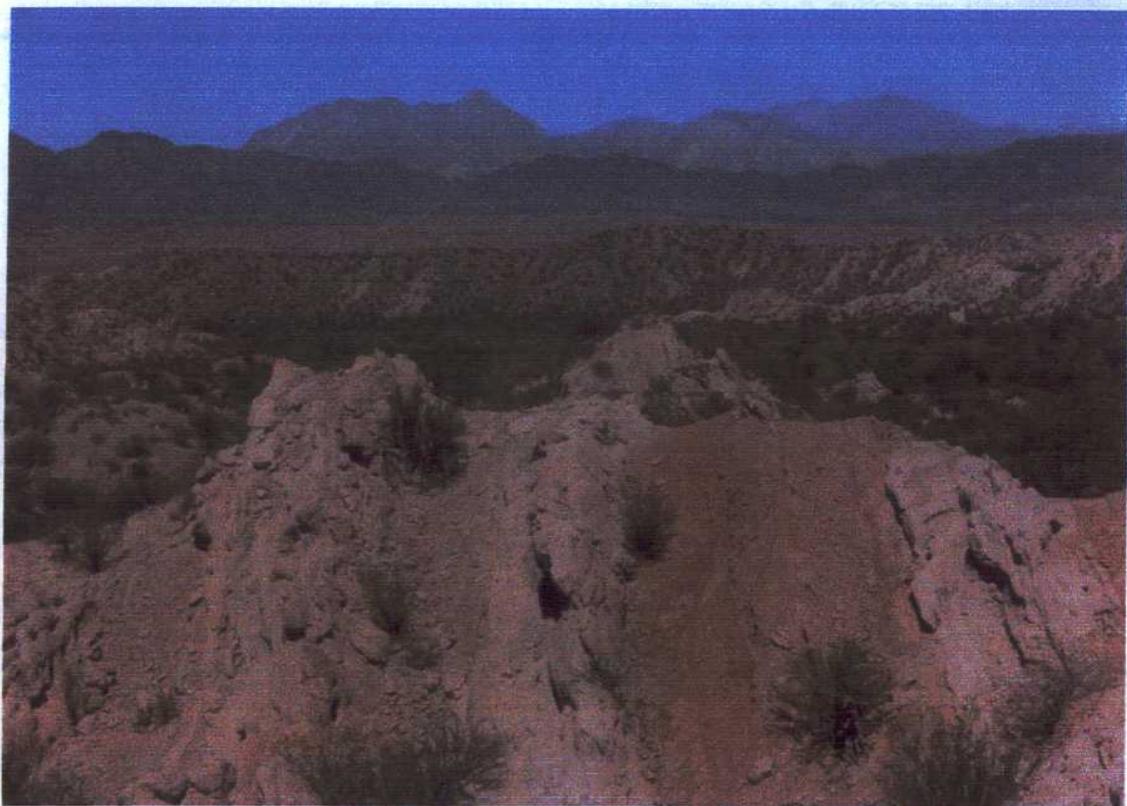


Figura VII.A.52 Pasaje transicional entre las formaciones Vinchina y Zapallar. La Formación Zapallar aparece en la foto con pelitas de un color rojo más llamativo.

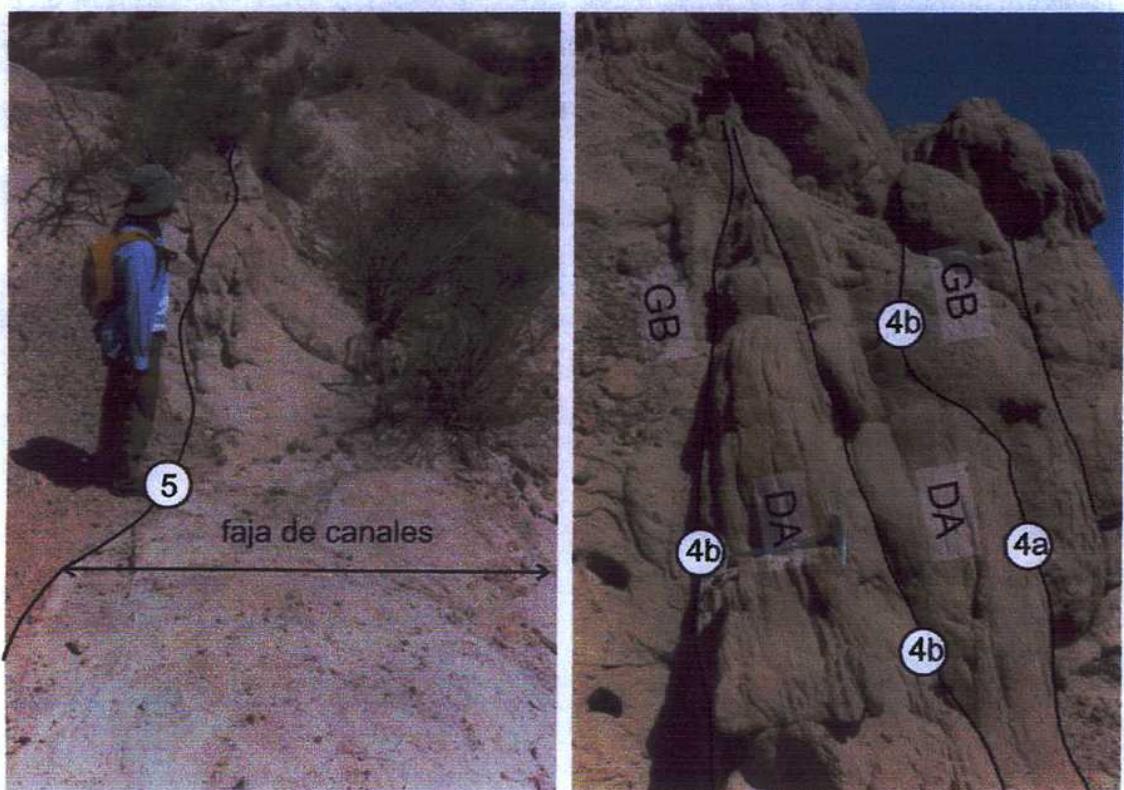


Figura VII.A.53 Fajas de canales gravo-arenosas de la asociación de facies Z1.

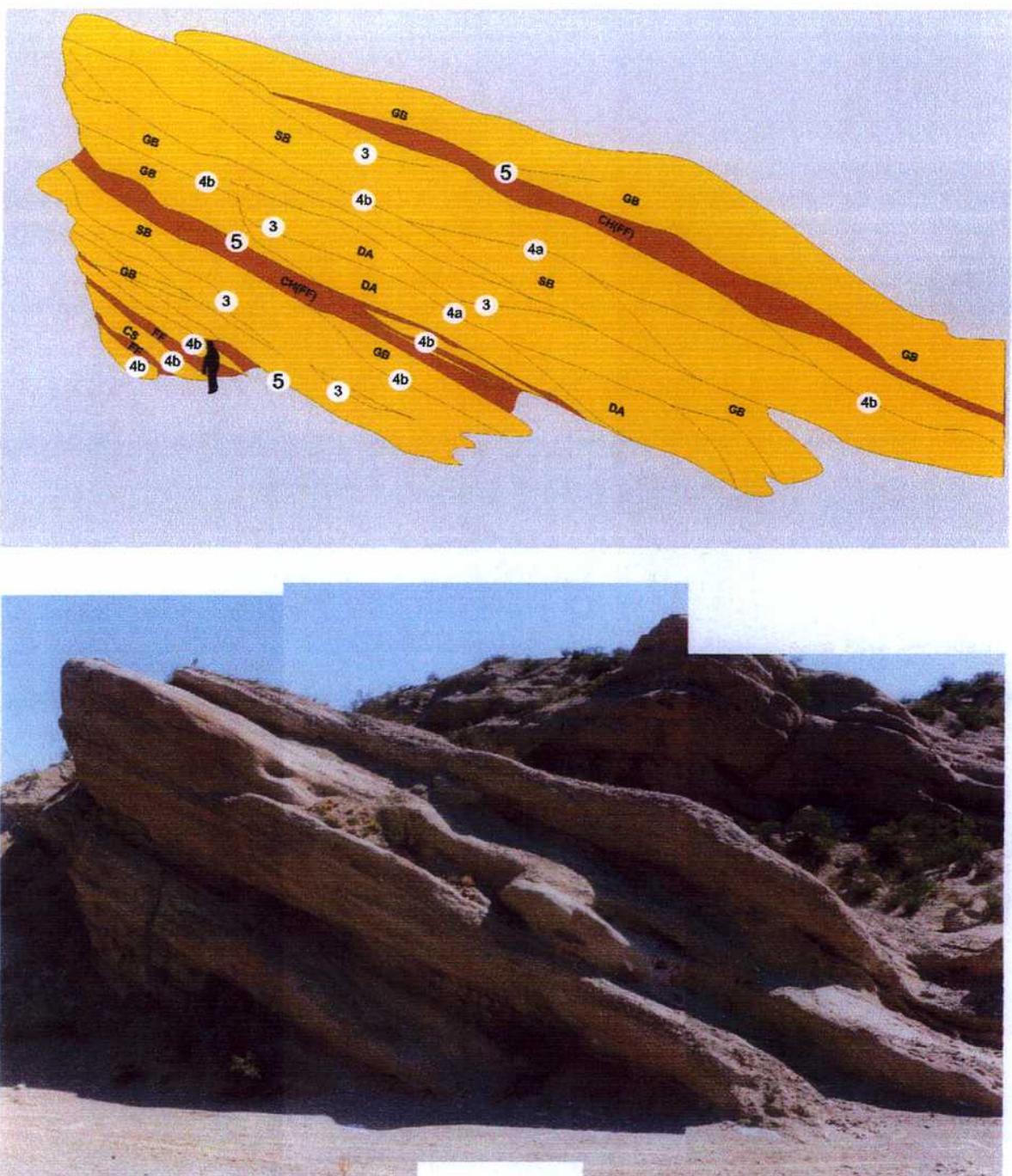


Figura VII.A.54 Esquema de arquitectura de las plancies de inundación y fajas de canales de la asociación de facies Z1.

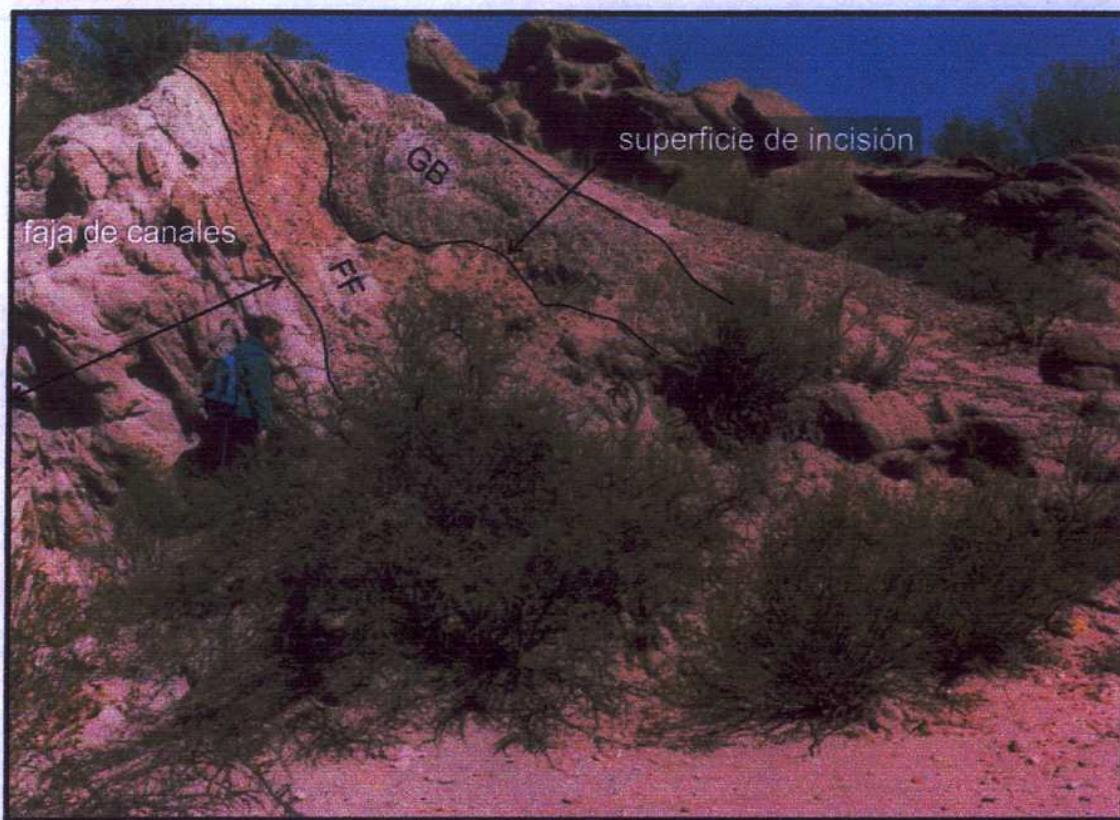


Figura VII.A.55 Fajas de canales arenosas de la Formación Zapallar y canales gravosos que inciden a la planicie.

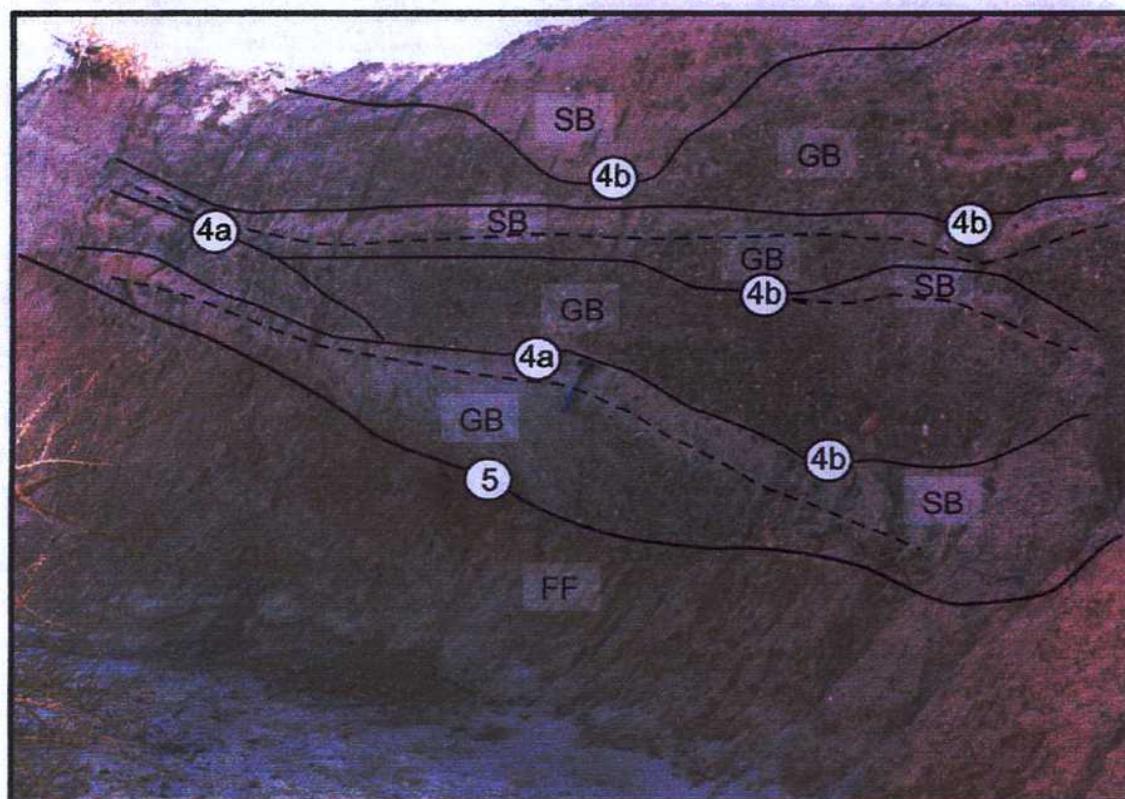


Figura VII.A.56 canales conglomerádicos incisos en las planicies pelíticas de la asociación de facies Z1.

La figura VII.A.54 muestran las fajas de canales de la AF Z1 que afloran en el área del río La Flecha y en las márgenes del río La Troya entre las localidades de Zapallar y Chuchico. En este último lugar, las fajas de canales se encuentran mejor desarrolladas alcanzando espesores de hasta 7 metros. Por otro lado, los lóbulos de desbordamiento también poseen espesores mayores y en conjunto forman ciclos grano y estratocrecientes. En la figura, puede verse como aparece el elemento arquitectural CH(FF) formado por pelitas laminadas y delgadas lentes de areniscas finas de hasta 25 cm de potencia, correspondiente a canales abandonados, inmerso entre fajas de canales.

Por otra parte, en la AF Z1 aparecen canales conglomerádicos (elemento arquitectural CH) incidiendo a los depósitos de planicie de inundación (fig. VII.A.55 y 56). El contraste litológico entre ambos depósitos es remarcable. Los canales poseen espesores de 1 a 3 m están marcados en la base por superficies que serían de 4^{to} orden. Están formados por ortoconglomerados medianos que constituyen el elemento arquitectural GB y depósitos de tope de barra formados por areniscas finas a medianas masivas (litoformaciones Sm- elemento arquitectural SB) (fig. VII.A.56).

Los depósitos finos de la AF Z1 tienen una potencia de hasta 5 m y están formados por los elementos arquitecturales FF (finos de planicie de inundación), CS (lóbulos de desbordamiento) y CR (canales de desbordamiento) (fig. VII.A.57).

El elemento arquitectural FF se encuentra constituido por pelitas laminadas (litoformación Fl- fig. VII.A.58). Estas pelitas alternan con bancos tabulares de areniscas finas con laminación ondulítica o masivas (litoformaciones Sr y Sm) de hasta entre 5 y 80 cm de espesor que forman el elemento arquitectural CS.

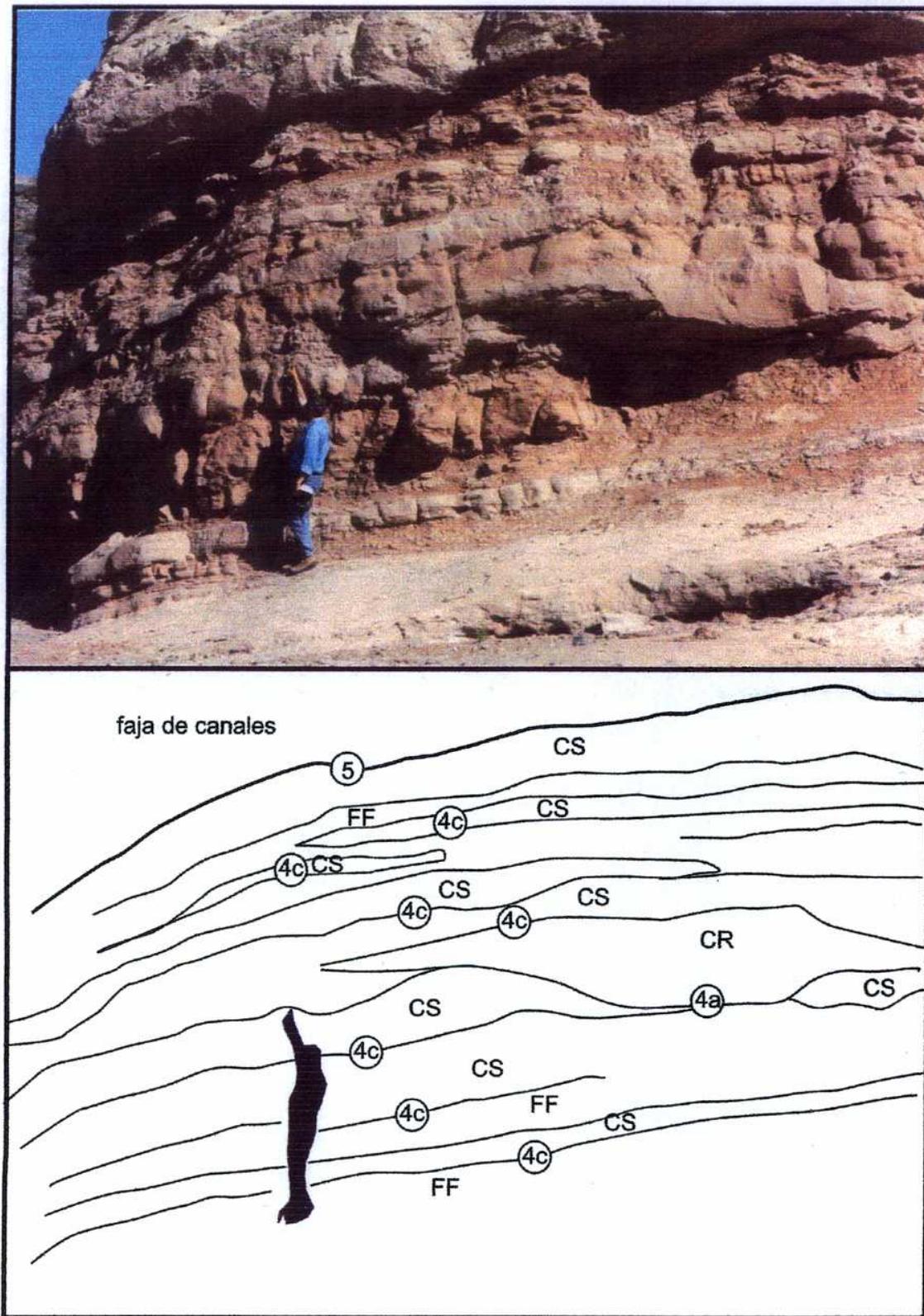


Figura VII.A.57 Depósitos de planicie de inundación de la asociación de facies Z1 de la Formación Zapallar. En la figura se pueden observar las pelitas que constituyen la disposición espacial de los elementos arquitecturales FF, los bancos lentiformes de CR y los tabulares o lentiformes del elemento arquitectural CS.

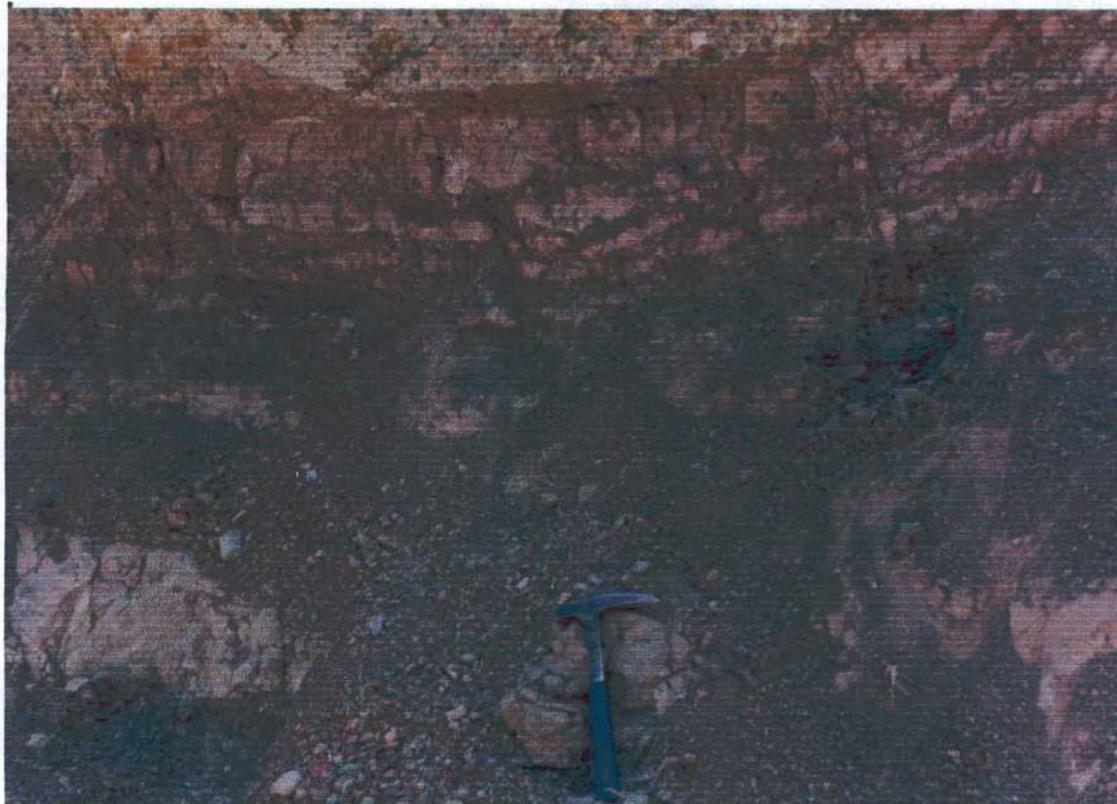


Figura VII.A58 depósitos pelíticos de la planicie de inundación de la asociación de facies Z1. Las pelitas son laminadas y se interestratifican con delgados bancos de areniscas muy finas (depósitos de lóbulos de desbordamiento- elemento arquitectural CS)

Los canales de desbordamiento (elemento arquitectural CR) se encuentran siempre por encima de los elementos arquitecturales de planicie mencionados anteriormente. Están limitados en techo y base por superficies de orden 4b. Poseen espesores de hasta 1,5 m y se encuentran constituidos por lentes de areniscas finas amalgamadas de hasta 30 cm de potencia con estratificación entrecruzada en artesa (litofacies St).

Interpretación

La asociación de facies Z1 se interpreta como un sistema fluvial anastomosado gravo-arenoso de alta energía y de agradación rápida (Makaske, 2001). Sus fajas de canales corresponden a ríos entrelazados arenos-gravosos con migración de formas de lecho

menores, tales como megaóndulas arenosas de crestas rectas y sinuosas; y formas mayores como barras gravosas transversales, barras más complejas areno-gravosas con superficies de acreción corriente abajo (Miall, 1996) y barras complejas arenosas que en muchos casos preservan su tope convexo. Estas fajas de canales eran abandonadas por un tiempo en el cual se depositaban dentro de los canales sedimentos finos por decantación y luego la faja de canales retomaba su posición anterior.

Los planicies de inundación poseen espesores considerables y numerosos depósitos de lóbulos de desbordamiento. Esto puede indicar que las planicies encerradas entre las fajas de canales no poseían grandes extensiones areales. Estas planicies, por su parte eran atravesadas por canales de muy alta energía, con carga gravosa, que las incidian dejando superficies de erosión de muy alto relieve.

Asociación de facies Z2 (AF Z2)

Descripción

La asociación de facies Z2 tiene un espesor de 85 metros. Está compuesta principalmente por pelitas y, en mucha menor proporción, aparecen conglomerados y areniscas (fig. VII.A.59). Entre las localidades de Chunchico y Zapallar esta asociación de facies intercala un nivel tobáceo.

Las pelitas tienen espesores de entre 5 y 8 metros. Son de color rojo anaranjado y se presentan masivas o con laminación paralela (lito facies Fm y Fl). Se encuentran interestratificadas con yeso laminado (lito facies Yl).

La asociación de facies presenta dos tipos de canales: los canales gravo-arenosos y los arenosos que son los que dominan dentro de la asociación en una proporción de 2:1. Los canales gravo-arenosos (fig. VII.A.60) poseen hasta 1 m de espesor y 10 m de extensión lateral. Son canales multiepisódicos con hasta 3 episodios ortoconglomerados masivos (lito facies Gm), sobre los que se apoyan lentes de areniscas finas masivas de hasta 15 cm de potencia (lito facies Sm).

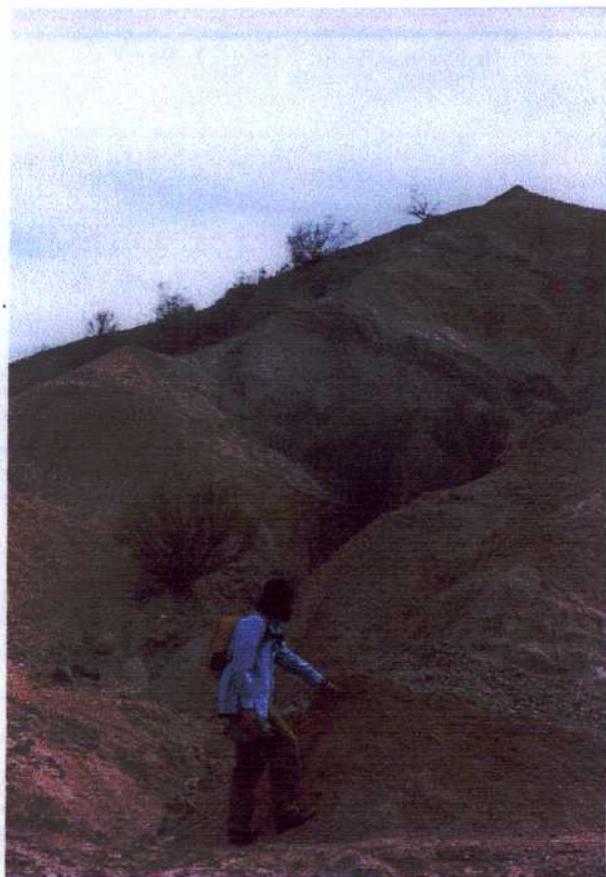


Figura VII.A.59 Vista general de al asociación de facies Z2. Obsérvese el dominio de las pelitas rojas en la foto y las lentes arenos-gravosas intercaladas.

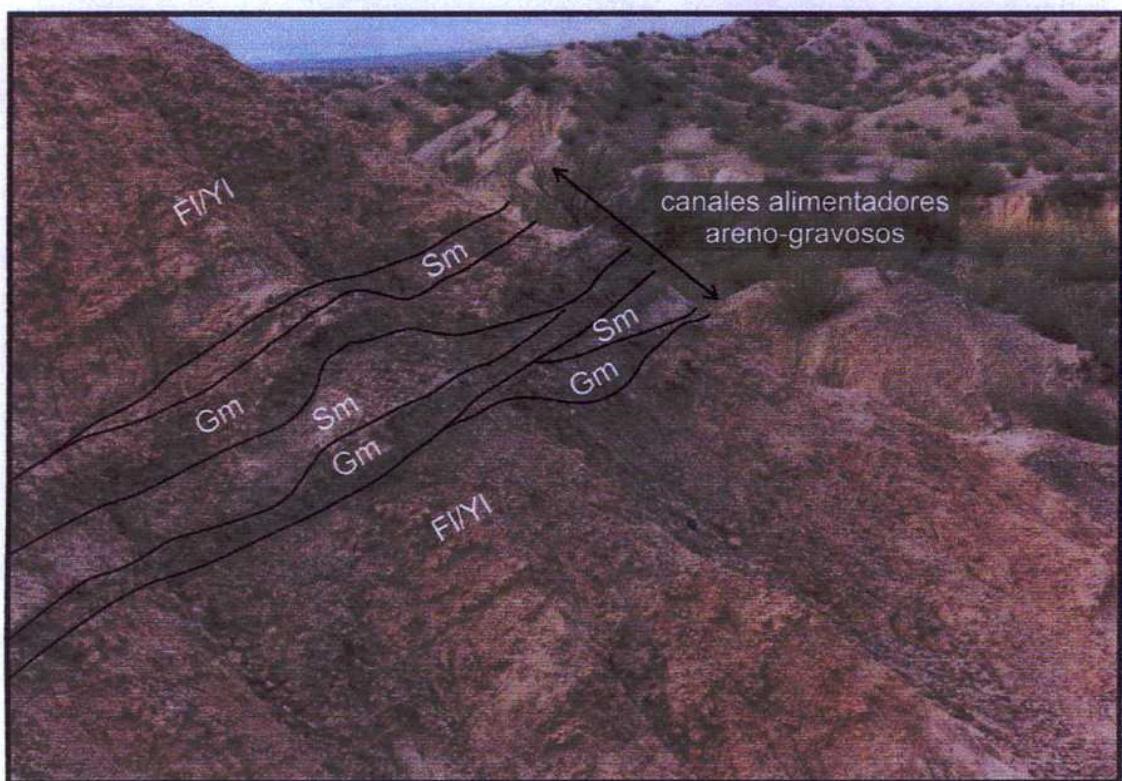


Figura VII.A.60 Canal arenos-gravoso interestratificado entre las pelitas rojas de la asociación de facies Z2 (parte superior de la Formación Zapallar).

Los depósitos de canales arenosos más delgados con hasta 50 cm de espesor y de 10 a 15 m de extensión lateral. Internamente están formados por areniscas medianas con estratificación entrecruzada en artesa con sets de hasta 20 cm de potencia y estratificación horizontal (fitofacies St y Sh).

Interpretación

La asociación de facies Z2 correspondería a depósitos de facies marginales de un sistema lacustre efímero clástico (Tunbridge, 1984; Hubert y Hyde, 1982 y Hardie et al., 1978).

El sistema estaría formado por facies de limolitas formadas por decantación en este sistema con períodos de evaporación representados por el yeso correspondientes a una planicie arenosa o "sandflat". Esta planicie arenosa era atravesada por los canales alimentadores del sistema de naturaleza arenosa y arenó-gravosa. En estos canales la base está formada por gravas que forman depósitos residuales de canal sobre los que migraron formas de lecho de escala pequeña como megaóndulas de crestas sinuosas.

Desarrollo paleoambiental de la Formación Zapallar

La Formación Zapallar está conformada por un sistema fluvial anastomosado gravo-arenoso de agradación lenta (AF Z1) que forma la mayor parte de sus afloramientos y por depósitos de sistemas lacustres efímeros clástico-evaporíticos (AF Z2) de poco espesor que coronan la unidad. El pasaje de un asociación a la otra se encuentra vinculado a un aumento en el nivel de base.

Relaciones estratigráficas, edad y correlaciones

La Formación Zapallar se apoya concordante y transicionalmente sobre la Formación Vinchina. A su vez, la unidad aquí tratada, es sobreyacida en discordancia angular por la Formación El Corral y por las sedimentitas cuaternarias subhorizontales que forman abanicos aterrazados en el centro de la actual Cuenca de La Troya. En el sur del

forman abanicos aterrazados en el centro de la actual Cuenca de La Troya. En el sur del Cordón de La Flecha, la Formación Cerro Morado, se apoya en concordancia sobre la Formación Zapallar.

En cuanto a su edad, esta formación fue inicialmente atribuida al Araucanense por Furque (1972) al realizar la hoja geológica del área, por la posición estratigráfica de esta sucesión dentro de la Cuenca de la Troya, ya que se encontraba por encima de la Formación Vinchina, y que presentaba abundantes conglomerados, característicos de las sedimentitas de tal edad en la región.

El lapso de tiempo durante el cual se depositaron las sedimentitas que forman esta secuencia fue, posteriormente, establecido por Reynolds (1987) mediante estudios magnetoestratigráficos sobre esta unidad y la Formación Vinchina, le asignó una edad de 13,5 Ma a 9 Ma. Este autor no encontró en el momento de llevar a cabo su trabajo ningún nivel de fósiles o volcánitas que pudiera datar dentro de la secuencia, por lo que basó sus conclusiones en patrones de correlación visual entre la columna paleomagnética local y la escala de tiempo geomagnética global. Sin embargo, estos datos fueron corroborados pocos años después por Reynolds et al. (1990), quienes hallaron un nivel de bentonitas ($12,1 \pm 1,4$ Ma) cerca del límite con la Formación Vinchina del cual dataron circones por el método de trazas de fisión, obteniendo por resultado una edad de 12,2 a 9,3 Ma (Mioceno tardío) muy similar a la anterior.

A pesar de los datos obtenidos por los autores arriba mencionados durante uno de los viajes de campo de esta Tesis Doctoral se encontró, entre las localidades de Chunchico y Zapallar ($29^{\circ} 15' 19,2''$ LS y $68^{\circ} 40' 52''$ LO) un nivel de tobas (fig. VII.A.61) que fue datado mediante el método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ (roca total en Activation Laboratories- Ontario, Canada) y a partir del cual se obtuvo una edad de $28,4 \pm 1,2$ Ma. Si bien esta edad parece estar en completo desacuerdo con las antes mencionadas, se correlacionan bastante bien con otras obtenidas para el terciario en este trabajo (ver Apéndice de edades).

En cuanto a las correlaciones, la Formación Zapallar es quizás correlacionable con la Formación Toro Negro (Turner, 1964), unidad que se encuentra por encima de la Formación Vinchina en la Sierra de Los Colorados, en las cercanías de la localidad de Vinchina, aproximadamente a 80 km al nornoroeste de la zona de estudio. Sin embargo,

en cuanto a las facies que componen las sucesiones, solo la parte superior de la Formación Toro Negro es parecida a las sedimentitas de la Cuenca de la Troya.

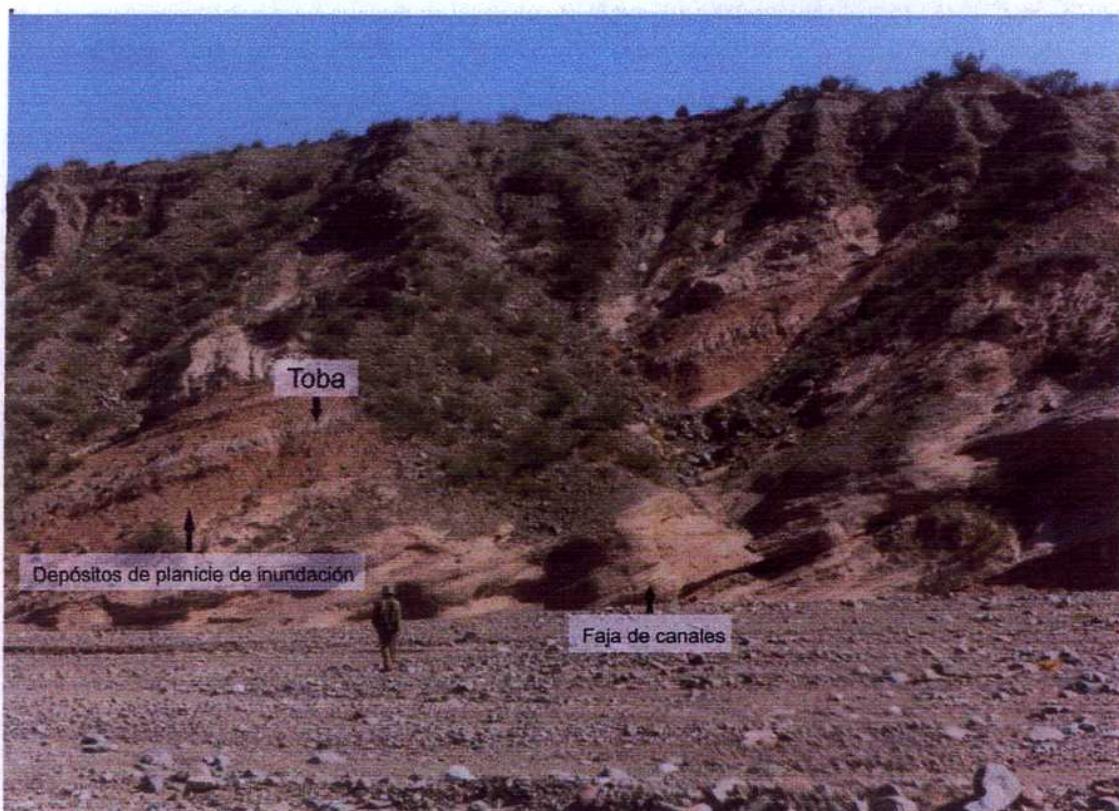


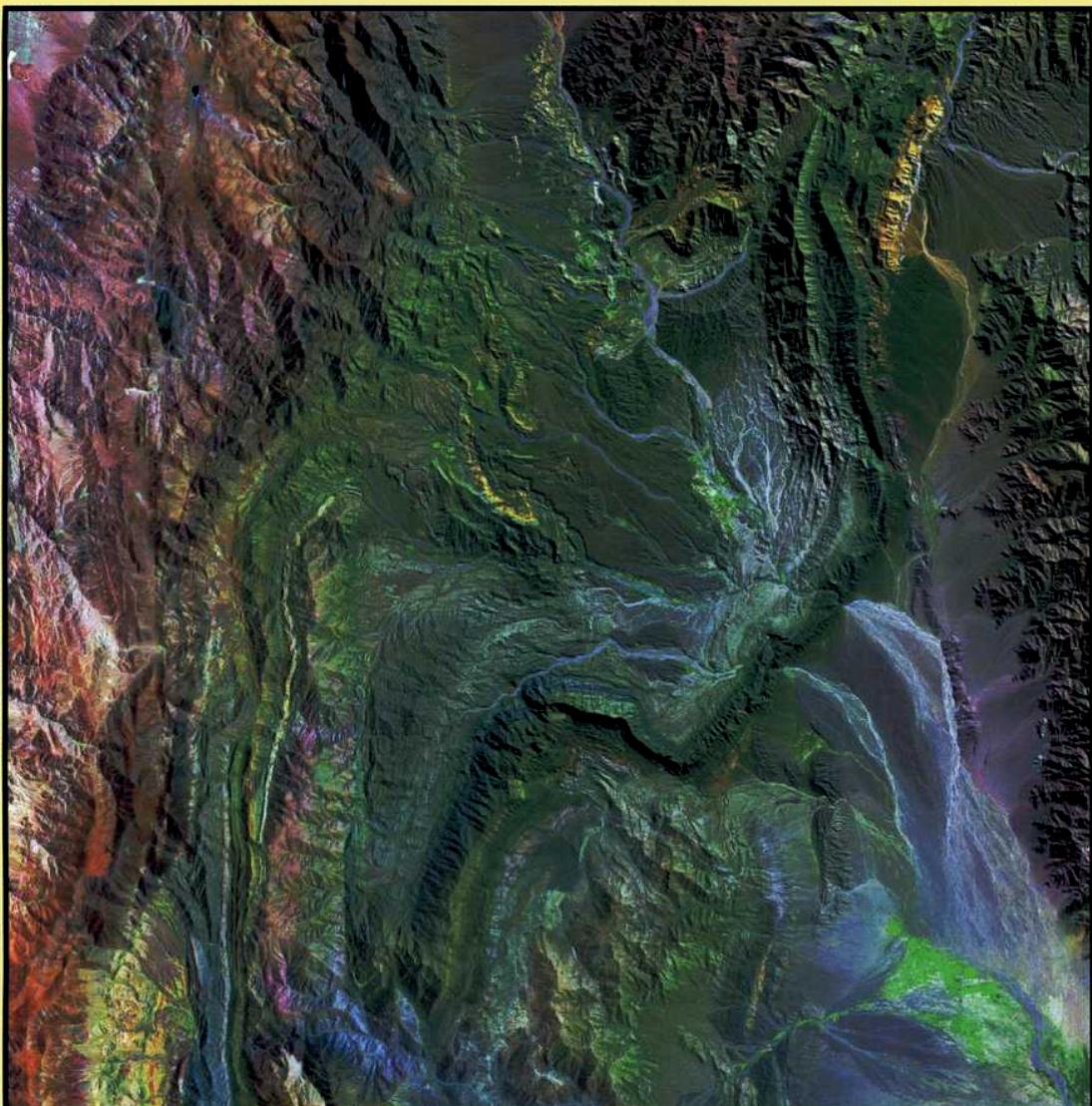
Figura VIIA.6 Nivel tobáceo datado en este trabajo entre las pelitas de la asociación de facies Z1 de la Formación Zapallar. Estos afloramientos se encuentran a la altura de la localidad de Chunchico.

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Universidad de Buenos Aires

FCEN Y SU BIBLIOTECA

Estratigrafía, evolución paleoambiental
y tectosedimentaria de la Cuenca del
río La Troya
(Paleógeno y Neógeno,
Precordillera de La Rioja)



TOMO II

76663

Tesis Doctoral

Ana M. Tedesco

Director: Carlos O. Limarino

2006

TOMO I

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

CAPÍTULO II. UBICACIÓN

CAPÍTULO III. INVESTIGADORES ANTERIORES

CAPÍTULO IV. METODOLOGÍA

IV.1 Actividades de gabinete preliminares

IV.2 Trabajo de campo y actividades de gabinete

IV.3 Confección de perfiles sedimentológicos

IV.3.1 Caracterización de los depósitos fluviales

Superficies Limitantes

IV.3.2 Elementos arquitecturales

IV.3.2.1 Descripción de los elementos arquitecturales

IV.3.2.1.1 Elementos arquitecturales formados dentro de los canales

IV.3.2.1.2 Elementos arquitecturales de planicie de inundación

IV.4 Estudios petrográficos

CAPÍTULO V. MARCO TECTÓNICO Y ESTRATIGRAFÍA DE LA REGIÓN

V.A Marco tectónico de la Cuenca de La Troya

V.B Sinopsis estratigráfica

Cuadro estratigráfico

V.C Basamento preterciario de la Cuenca de La Troya

V.C.1 Basamento precámbrico cristalino

Formación Espinal

V.C.2 Sedimentitas paleozoicas de plataforma

Formación Cerro Totora

Formación La Flecha

Grupo Trapiche

Formación Las Vacas

Formación Trapiche

Formación Punilla

Formación Volcán

Formación Panacán

Granito Cerro Imán

V.C.3 Estratos rojos de edad mesozoica

Formación Santo Domingo	49
Formación Ciénaga del Río Huaco	52
V.D Estratigrafía paleógena y neógena de la Cuenca de La Troya	57
	59

CAPÍTULO VI. DEPÓSITOS PREOROGÉNICOS *Sedimentación fluvial-eólica de bancos rojos*

VI.A Formación Puesto La Flecha	
Antecedentes	59
Litología y distribución	59
Perfil de la Formación Puesto La Flecha en la quebrada homónima	60
Desarrollo paleoambiental de la Formación Puesto La Flecha	75
Relaciones estratigráficas y edad	76
VI.B Formación Vallecito	
Antecedentes	78
Litología y distribución	79
Perfil de la Formación Vallecito en Nacimientos	80
Evolución paleoambiental de la Formación Vallecito	93
Relaciones estratigráficas y edad	94
	97

CAPÍTULO VII. DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS

VII.A <i>Sedimentación fluvial, lacustre terrígena y primeras manifestaciones de volcanismo oligoceno</i>	97
VII.A.1 Formación Quebrada de la Montosa	
Antecedentes	97
Litología y distribución	97
Perfil de la Formación Quebrada de La Montosa en la quebrada homónima	98
Desarrollo paleoambiental de la Formación Quebrada de La Montosa	106
Relaciones estratigráficas y edad	107
VII.A.2 Formación Vinchina	
Antecedentes	108
Litología y distribución	108
Perfil de la Formación Vinchina en la quebrada de La Flecha	111
Evolución paleoambiental de la Formación Vinchina	147
Relaciones estratigráficas y edad	149
VII.A.3 Formación Zapallar	
Antecedentes	151
Litología y distribución	151
Perfil de la Formación Zapallar en el área del río La Flecha	152
Desarrollo paleoambiental de la Formación Zapallar	161
Relaciones estratigráficas y edad	161

TOMO II

VII.B. Volcanismo mioceno y sedimentación sin e intereruptiva	164
Formación Cerro Morado	164
Antecedentes	164
Litología y distribución	165
Perfil de la Formación Cerro Morado en las nacientes del río Guandacol	169
Evolución paleoambiental de la Formación Cerro Morado	194
Relaciones estratigráficas y edad	195
VII.C. Series conglomerádicas sintectónicas pliocenas	197
Formación El Corral	197
Antecedentes	197
Litología y distribución	198
La Formación El Corral en Agua del Corral	200
Miembro de Lutitas y Limolitas	200
Perfil de la Formación El Corral en la quebrada del río Yanso y en La Cueva	207
Miembro La Cueva	207
Miembro Quebrada del Río Yanso	219
Evolución Paleoambiental de la Formación El Corral en La Cueva y en la quebrada del río Yanso	224
La Formación El Corral en la quebrada del río Los Hornos	227
Evolución paleoambiental de la Formación El Corral en la quebrada del río Los Hornos	232
La Formación El Corral al pie de la sierra de Maz	232
Miembro Tamberías	233
Relaciones estratigráficas y edad	236

CAPÍTULO VIII. PROCEDENCIA	237
Introducción	237
Primera parte- <i>Unidades prepliocenas</i>	238
Metodología	238
Formaciones Puesto La Flecha y Vallecito	241
Formación Quebrada de La Montosa	244
Formación Vinchina	246
Formación Zapallar	248
Formación Cerro Morado	253
Procedencia de las unidades de edad prepliocena de la Cuenca de La Troya a partir de los análisis composicionales	256
Segunda parte- <i>Formación El Corral, Plioceno</i>	258
Metodología	258
La Formación El Corral en La Cueva	263
Quebrada del río Yanso	264
Quebrada del río Los Hornos	267
Mina de carbón El Carrizal y pie del margen occidental de la sierra de Maz	268
Procedencia de la Formación El Corral en la Cuenca de La Troya a partir de los análisis composicionales	271
CAPITULO IX.TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN	272
Estado I- Preorogénico de cuenca hambrienta -Formación Puesto La Flecha (poscretácico superior- Eoceno)	273
Estado II- Período orogénico de cuenca hambrienta -Formación Vallecito (Eoceno)	276
Estado III- Período sinorogénico de arco volcánico- Formación Montosa (50 Ma)	277
Estado IV- Período sinorogénico de convergencia oblicua- Formaciones Vinchina y Zapallar (50-28 Ma)	279
Estado V- Período sinorogénico de antepaís con arco volcánico- Formación Cerro Morado (18 Ma)	284
Estado VI- Período sinorogénico de antepaís- Formación El Corral (Plioceno)	286
CAPITULO X. CONCLUSIONES	288
AGRADECIMIENTOS	291
BIBLIOGRAFÍA	292
Apéndice de edades	304

VII.B VOLCANISMO MIOCENO Y SEDIMENTACIÓN SIN E INTERERUPTIVA

FORMACIÓN CERRO MORADO (Borrello y Cuerda, 1968)

Mioceno inferior

Antecedentes

Inicialmente, esta unidad fue descripta originalmente por Frenguelli (1946) y Bracaccini (1946) en la Ciénaga del Vallecito (provincia de San Juan). Ambos autores llamaron a este conjunto “aglomerado porfirítico”.

Años mas tarde, Furque (1963) al realizar la Hoja geológica 17b, de Guandacol, definió a la Formación del Áspero. Separó a este este conjunto rocoso en dos facies: una volcánica (integrada por las capas sedimentarias inferiores, las brechas igneas andesíticas y las andesitas) y una sedimentaria (conformada por areniscas y lutitas grises y rojizas). La facies que definió como volcánica se encontraba en las cumbres de serranías como los cerros Guachi y Áspero.

Tiempo después, Borrello y Cuerda (1968) definieron al Grupo Río Huaco en la Ciénaga del Vallecito (provincia de San Juan). Este grupo, estaba formado por la Formación Vallecito, el Fanglomerado Cerro Morado y la Formación Cauquenes.

Cuando Furque realizó la Hoja geológica Cerro la Bolsa (Furque, 1972) correlacionó a los afloramientos que se encontraban entre el Cerro Letrero y la sierra de La Punilla con la facies volcánica de la Formación El Áspero.

En 1979, Furque llevó a cabo la Hoja geológica de Jachal y basándose en las leyes de prioridad estratigráfica reemplazó en nombre del Grupo Río Huaco por el de Grupo del Áspero, aceptando la elevación de rango propuesta por Borrello y Cuerda (1968) y la subdivisión en tres formaciones: Formación Vallecito, Formación Cerro Morado y Formación Cauquenes.

Puesto que la Formación Cerro Morado, en la Cuenca de La Troya, se encuentra dividida en dos secciones de litologías contrastantes, Barreda *et al.* (2003), sugirieron su división en dos miembros. En el miembro inferior dominan las areniscas con pelitas (capas sedimentarias inferiores del Áspero volcánico de Furque, 1963); y, en el miembro superior, alternan vulcanitas con niveles epiclásticos (brechas ígneas andesíticas y andesitas de Furque, 1963).

Litología y distribución

La Formación Cerro Morado aflora al sudoeste del área de estudio. Sus mejores exposiciones se encuentran en el área de las nacientes de río Guandacol y se pueden encontrar afloramientos menores en la vertiente occidental del sur del Cordón de La Flecha.

Esta unidad se puede dividir en dos miembros litológicamente muy diferentes: un miembro inferior sedimentario, dominante formado por pelitas verdes con menor participación de areniscas; y un miembro superior dominante volcánico constituido por flujos de bloques y ceniza, vulcanitas y escasas rocas sedimentarias.

El miembro inferior, a su vez, se puede subdividir en dos secciones: la sección basal que está integrada por ciclos grano y estratocrecientes en los que domina la pelita que culminan con espesos litosomas arenosos, y una sección superior, que no presenta un ordenamiento tan marcado de los paquetes y que culmina con un amplio predominio de bancos arenosos sobre los pelíticos.

A continuación se describirá el perfil de las nacientes del río Guandacol (fig. VII.B.2) en donde la Formación Cerro Morado fue dividida en las 5 asociaciones de facies que son resumidas en la figura VII.B.1. La figura VII.B.3 muestra el mapa de estas asociaciones.

Asociación de facies	Litofacies	Elementos arquitecturales	Subambiente	Ambiente depositacional
AF CM1	Bi, Sp, St		Barras de mareas Barras de cierre	
	Fl, Sm, Sr, She, Mi, Mm		Planicies de mareas	
AF CM2	Fl, Sm, Bi, St		Microdeltas	
	Fl		Cuerpo de agua tranquilo	
AF CM3	SGp, Sp, Sh, Sm	LA	Canales meandriformes	
	Fl, Sm	FF, CV	Planicies de inundación	
	Gp, Sp	CHm	Canales entrelazados	
AF CM4	Brechas volcánicas Volcanitas		Coladas volcánicas y flujos piroclásticos	
	Sp	CHs	Canales	
	Fm	FF	Planicies	
AF CM5	SGm, SGt,	CHm	Canales	
	Fm	FF	Planicies de inundación	
	Brechas volcánicas		Flujo piroclásticos	

Figura VII.B.1 Cuadro sintetizando las asociaciones de facies determinadas para la Formación Cerro Morado en las Nacientes del Río Guandacol.

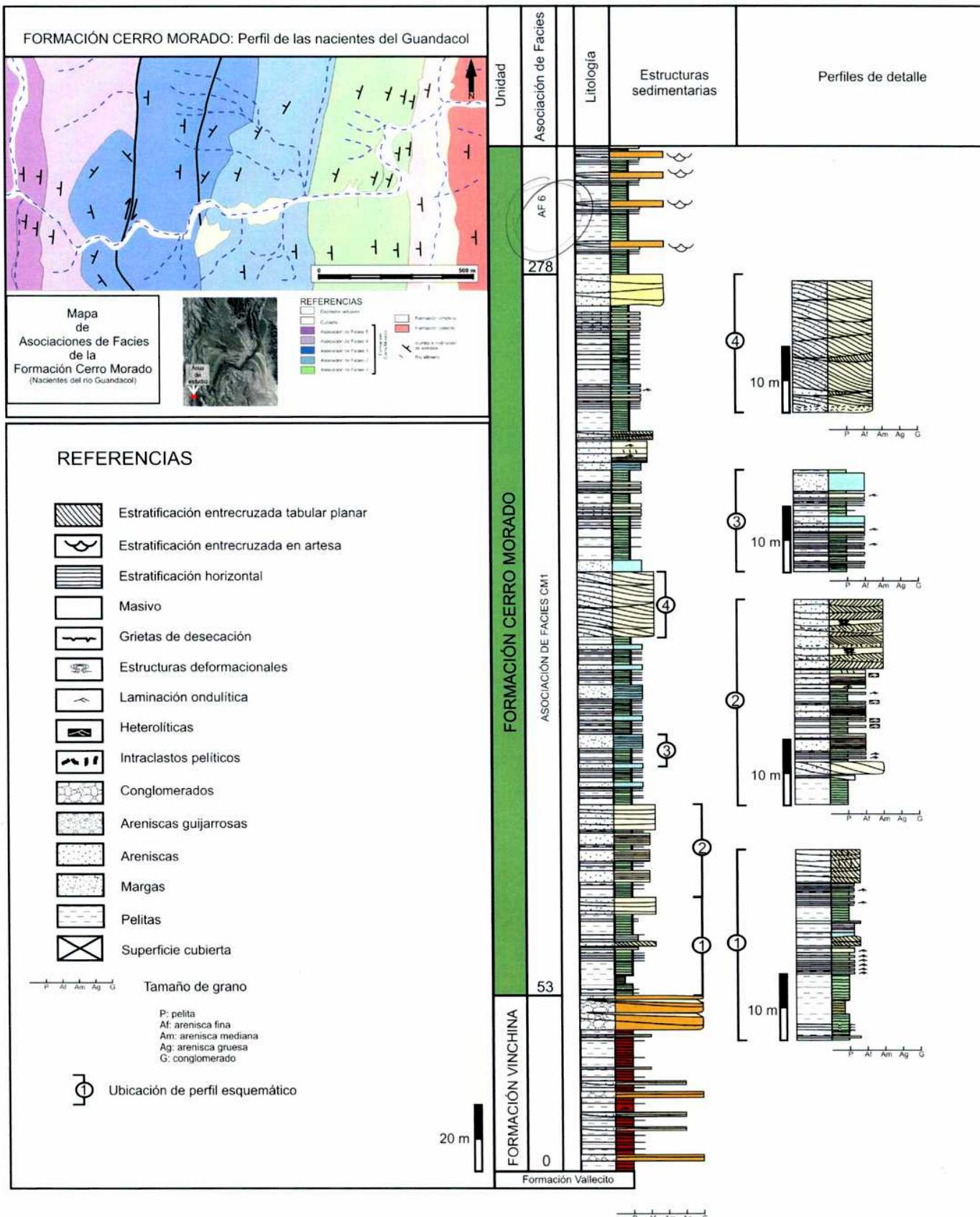
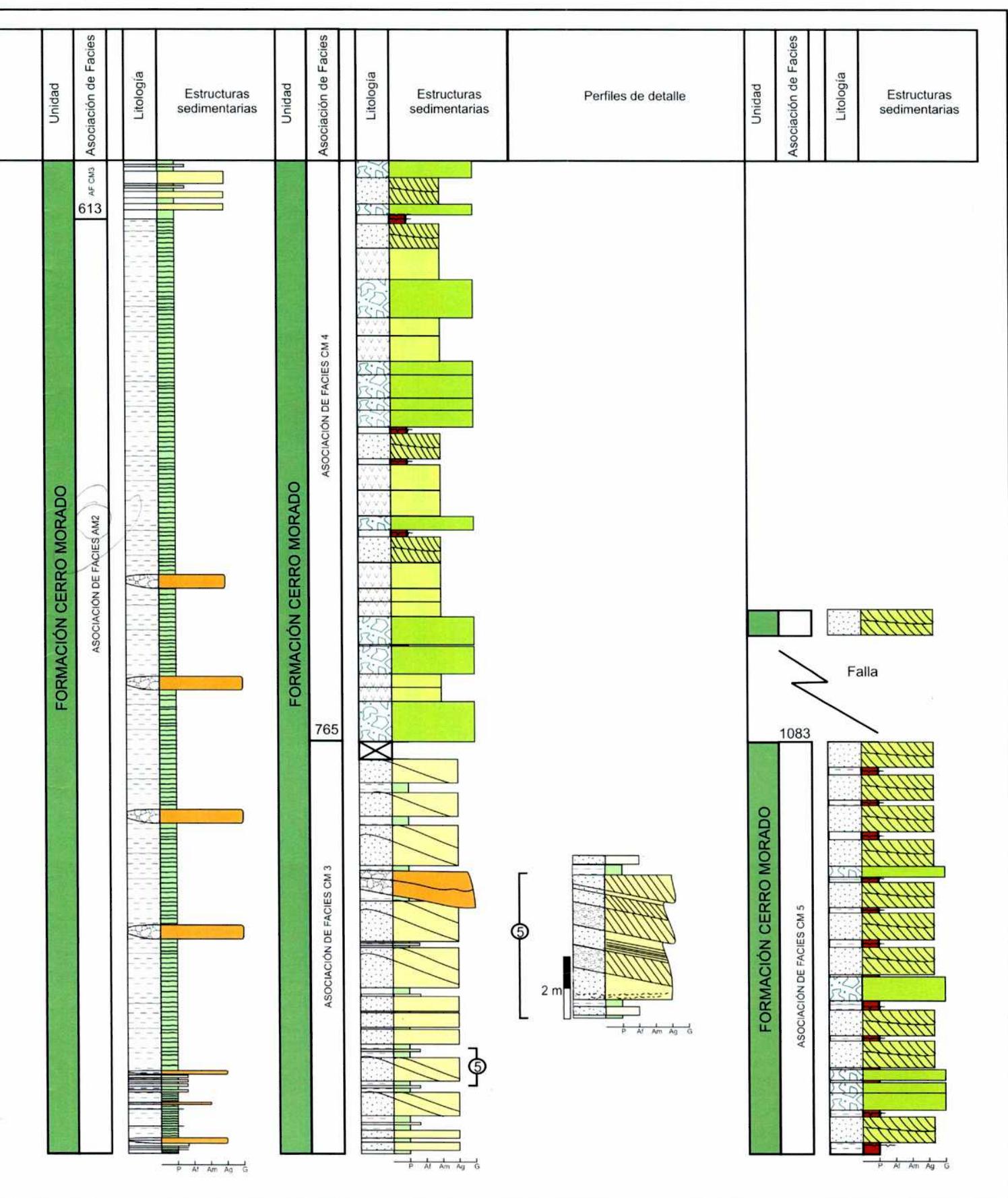


Figura VII.B.2 Perfil esquemático de la Formación Cerro Morado en las nacientes del río Guadacol.



col.

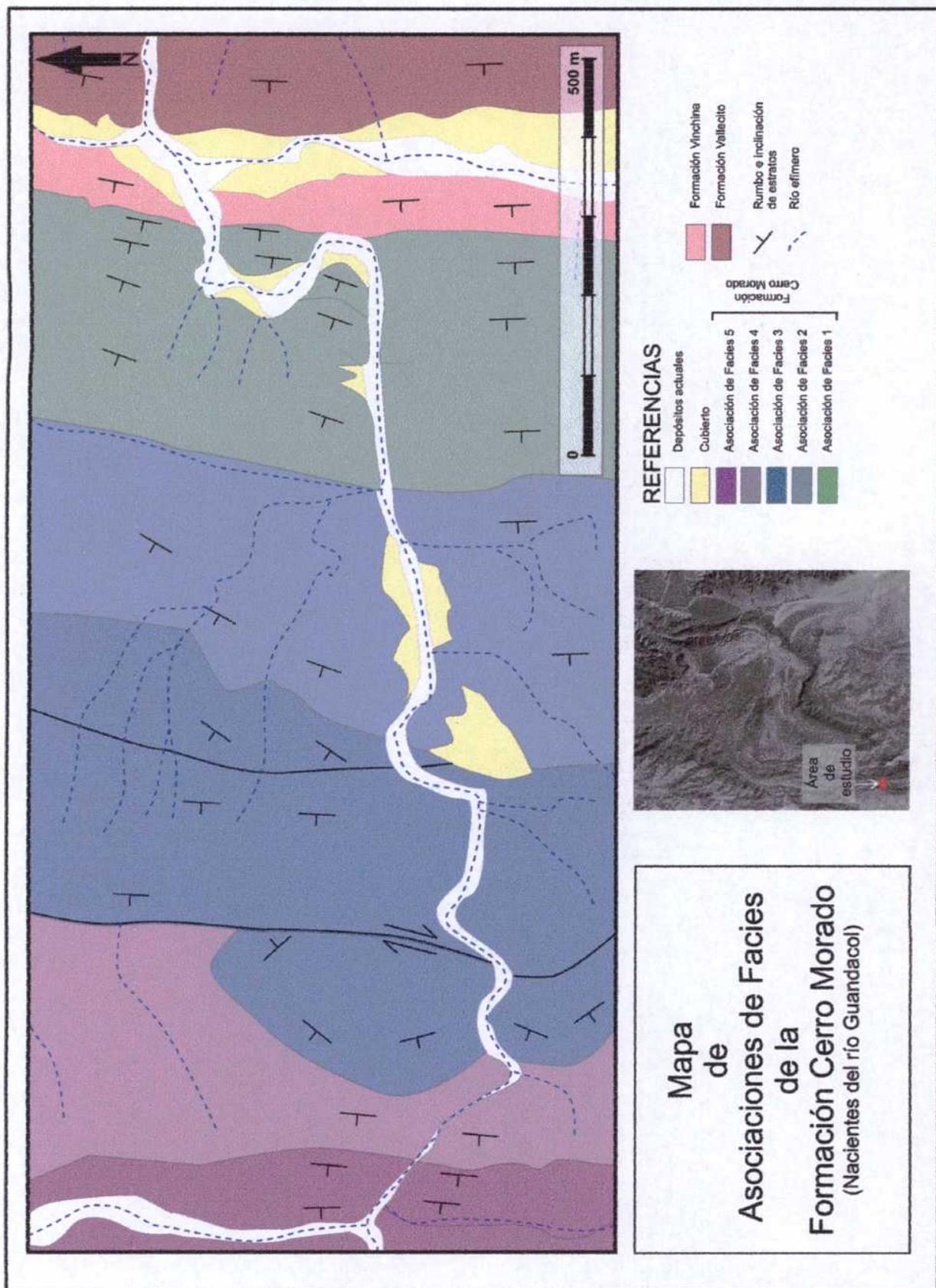


Figura VII.B.3 Mapa de asociaciones de facies de la Formación Cerro Morado

PERFIL DE FORMACIÓN CERRO MORADO EN LAS NACIENTE DEL RÍO GUANDACOL

MIEMBRO INFERIOR

Asociación de facies CM1 (AF CM1)

Descripción

La asociación de facies CM1 se apoya estratigráficamente por encima de fajas de canales conglomerádicos de la Formación Vinchina (fig. VII.B.4). El límite entre ambas unidades es neto.

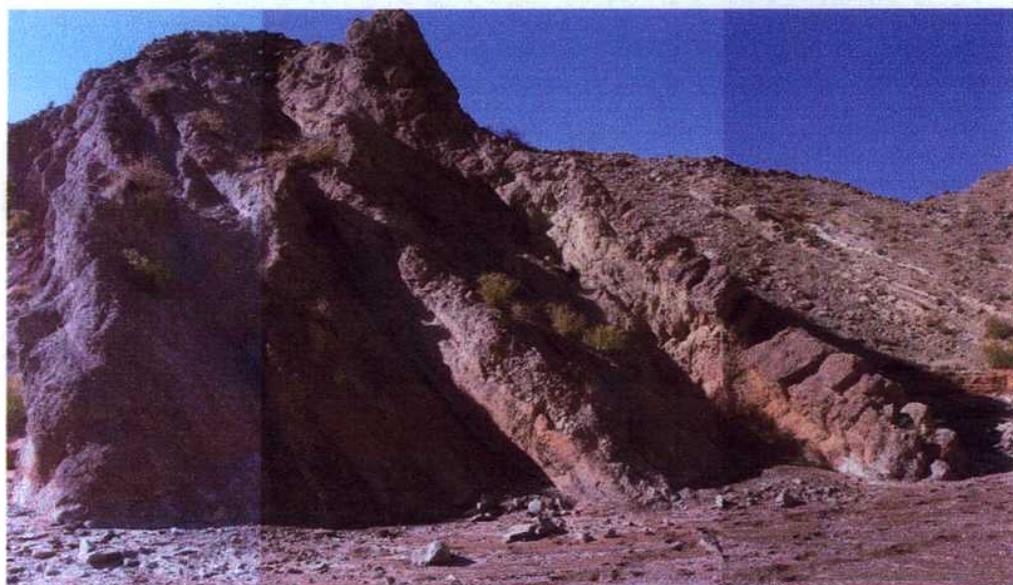
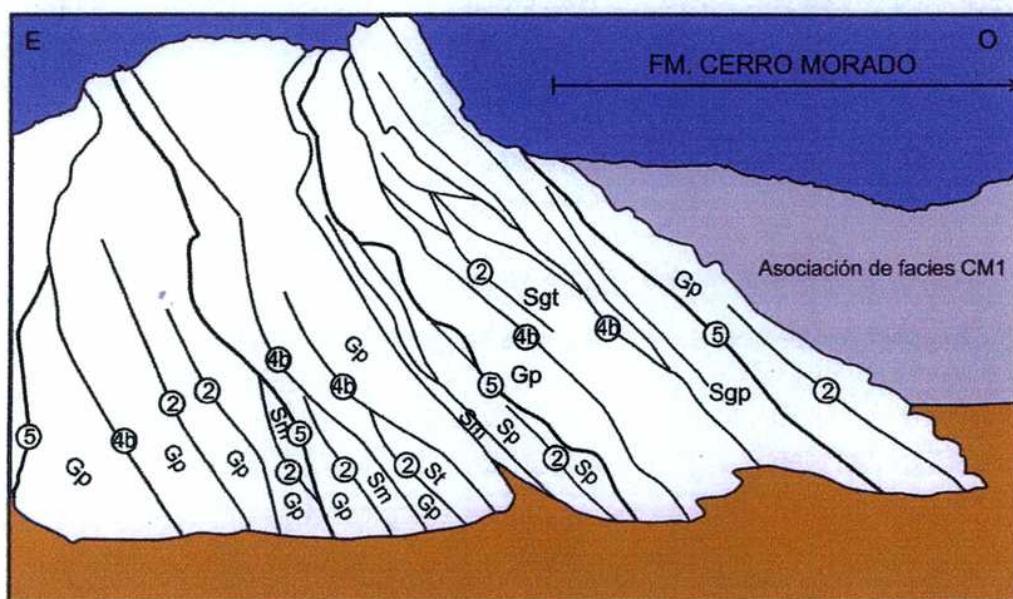


Figura VII.B.4 Arquitectura de las fajas de canales conglomerádicos de la Formación Vinchina en el límite con la Formación Cerro Morado en las nacientes del río Guandacol.



Figura VII.B.5 Ciclos grano crecientes de la AF CM1 de la Formación Cerro Morado.

Esta asociación de facies se encuentra conformada por cuatro sucesiones grano crecientes de entre 30 y 50 m cada una (fig. VII.B.5). La base de cada sucesión se halla conformada dominantemente por pelitas y areniscas que forman ciclos positivos menores de escala métrica a decimétrica. Los topes se presentan como bancos arenosos de 5 a 20 metros.

Las dos primeras sucesiones son similares, y se inician con 5 a 7 m de pelitas laminadas (litofacies FI -fig. VII.B.6) que intercalan esporádicos bancos de hasta 5 cm areniscas muy finas con laminación ondulítica, horizontal o masivas (litofacies Sr, Sh y Sm). En los 3 m basales, las pelitas presentan numerosas grietas de desecación (fig. VII.B.7). Luego siguen 7 m de pelitas laminadas, que comienzan a intercalar nuevamente capas de areniscas finas con ondulitas de oleaje arrasadas en sus techos (litofacies FI y Sr- fig. VII.B.8). Más arriba, los bancos arenosos aumentan su

espesor y se hacen cada vez más dominantes, hasta que la secuencia culmina con 10 metros de areniscas finas que forman el tope del ciclo.

La sección arenosa del tope del ciclo se encuentra constituida internamente por bancos lenticulares con espesores que varían entre 30 cm a 2 metros, separados por particiones pelíticas de decímetros de espesor que preservan la geometría convexa de sus techos. Cada banco arenoso, internamente, presenta estratificación entrecruzada de tipo tabular planar (litofacies Sp), con sets de hasta 2 m de espesor, y capas frontales son asintóticas cubiertas por cortinas de fango milimétricas a centimétricas.

La figura VII.B.9 muestra un panel de la primera secuencia en donde se puede observar su arreglo arquitectural.

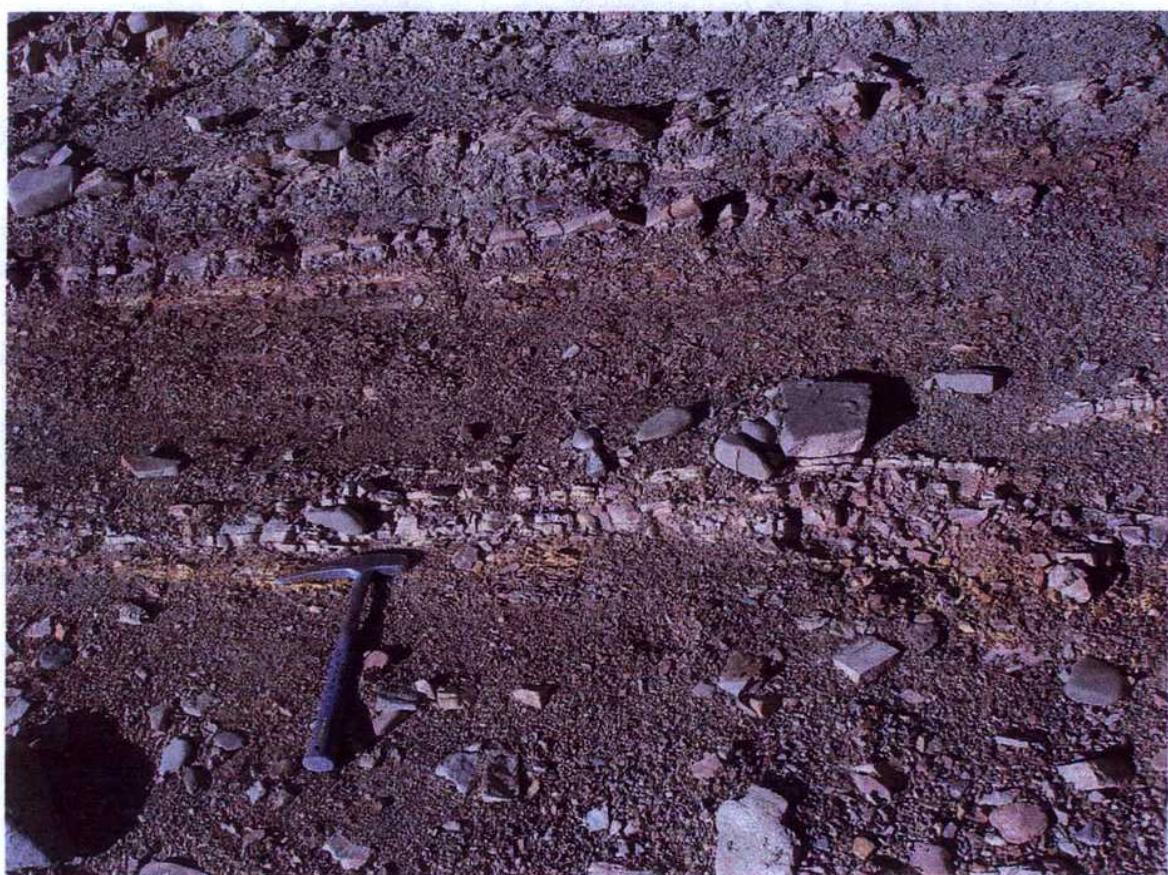


Figura VII.B.6 Areniscas y pelitas laminadas de color verde de la AF CM1 del Miembro inferior de la Formación Cerro Morado.



Figura VII.B.7 Grietas de desecación de la asociación de facies CM1. En el centro de los barquillos pueden observarse calcos de valvas de invertebrados.



Figura VII.B.8 Techos de los bancos arenosos de la asociación de facies CM1 con ondulitas de oleaje con crestas arrasadas

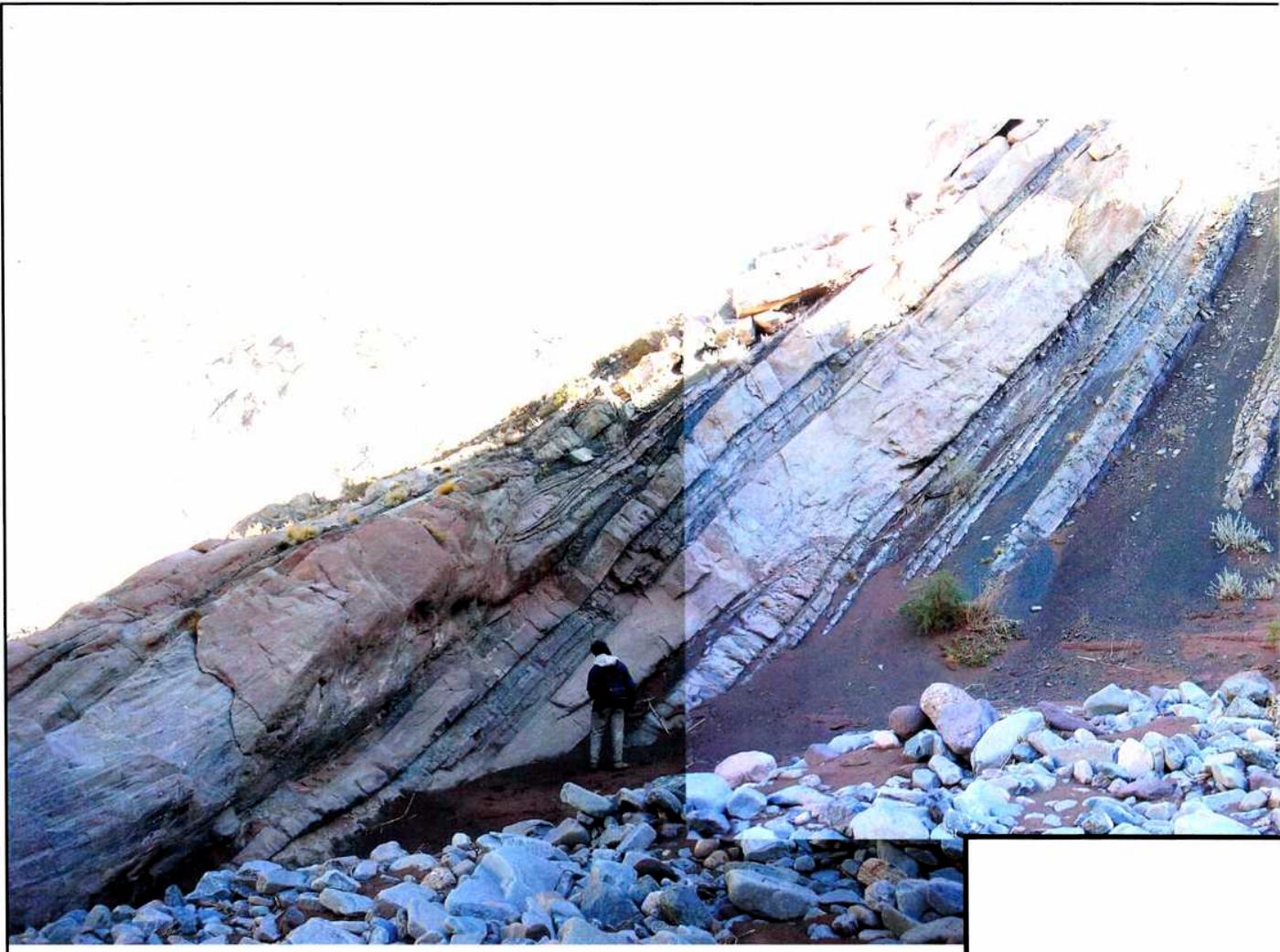
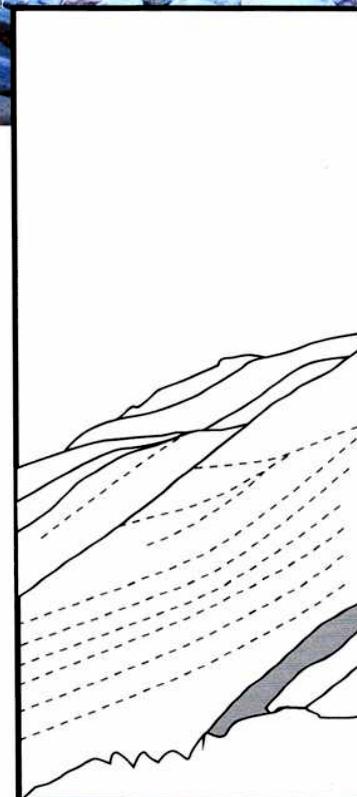
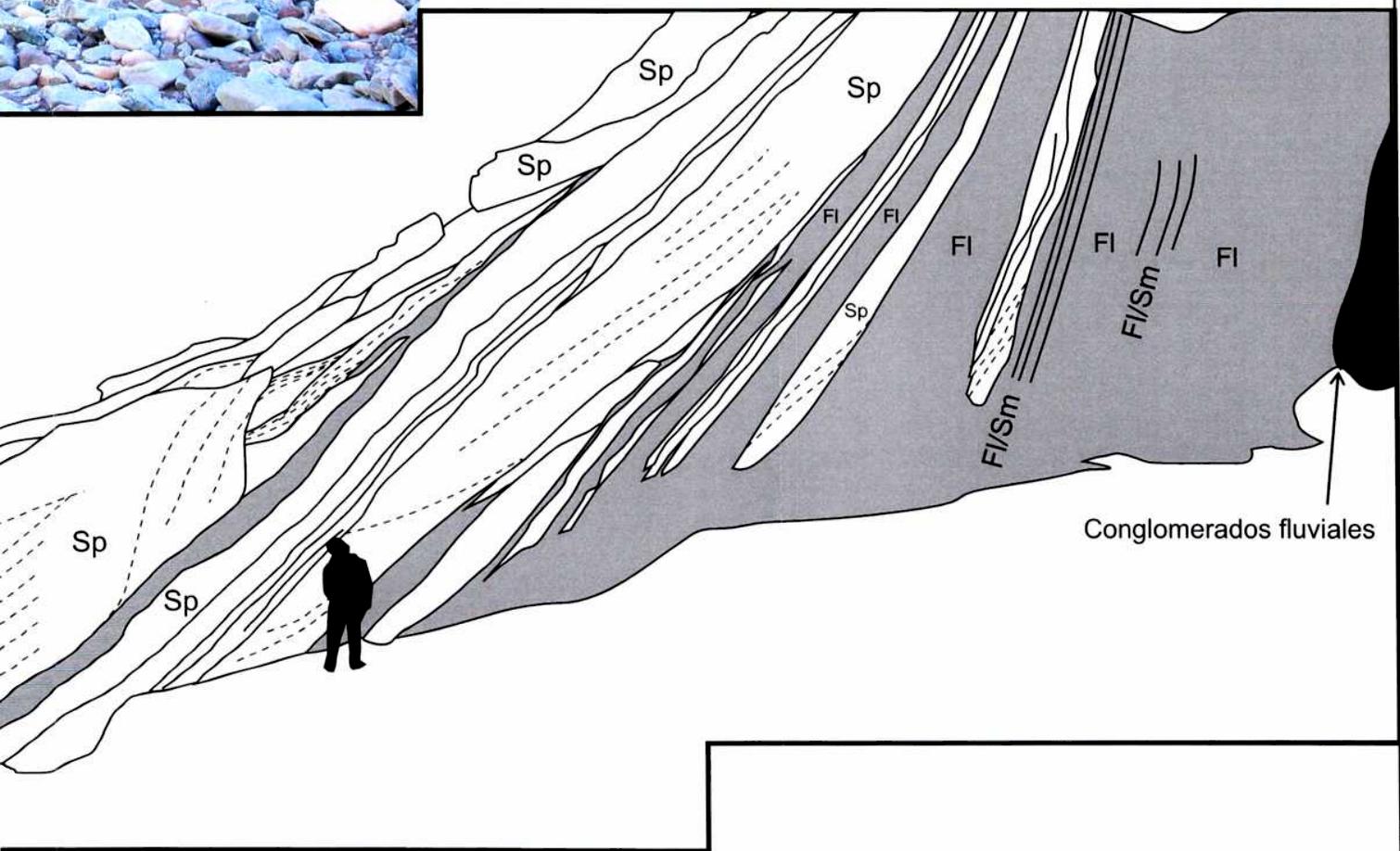


Figura VII.B.9 Arquitectura del primer ciclo de la AF CM1 de la Formación Cerro Morado en las nacientes del río Guandacol. En la figura pueden observarse las pelitas laminadas de la base que posteriormente incorporan delgados bancos de areniscas. Hacia la parte media del ciclo aparecen lentes arenosas con estratificación entrecruzada tabular planar de escala media. En el tope del ciclo, los bancos arenosos se amalgaman y crece el tamaño de los sets entrecruzados. Es común la presencia de cortinas de fango sobre las caras frontales de los sets.





La tercera sucesión posee un espesor de 40 m y la sección inferior presenta un mayor contenido de arena que los anteriores. La base se encuentra constituida por ciclos menores de 3 a 5 metros de espesor que se comienzan con pelitas laminadas (lito^fac_{ies} Fl) que intercalan escasos bancos de hasta 5 cm de areniscas muy finas con laminación ondulítica o masivos (lito^fac_{ies} Sr y Sm). Siguen bancos tabulares, de 20 cm de espesor, formados por areniscas muy finas con laminación heterolítica de tipo ondulosa. Los ciclos culminan con areniscas finas masivas (lito^fac_{ies} Sm) o con laminación heterolítica de tipo flaser (lito^fac_{ies} She- fig. VII.B.10).

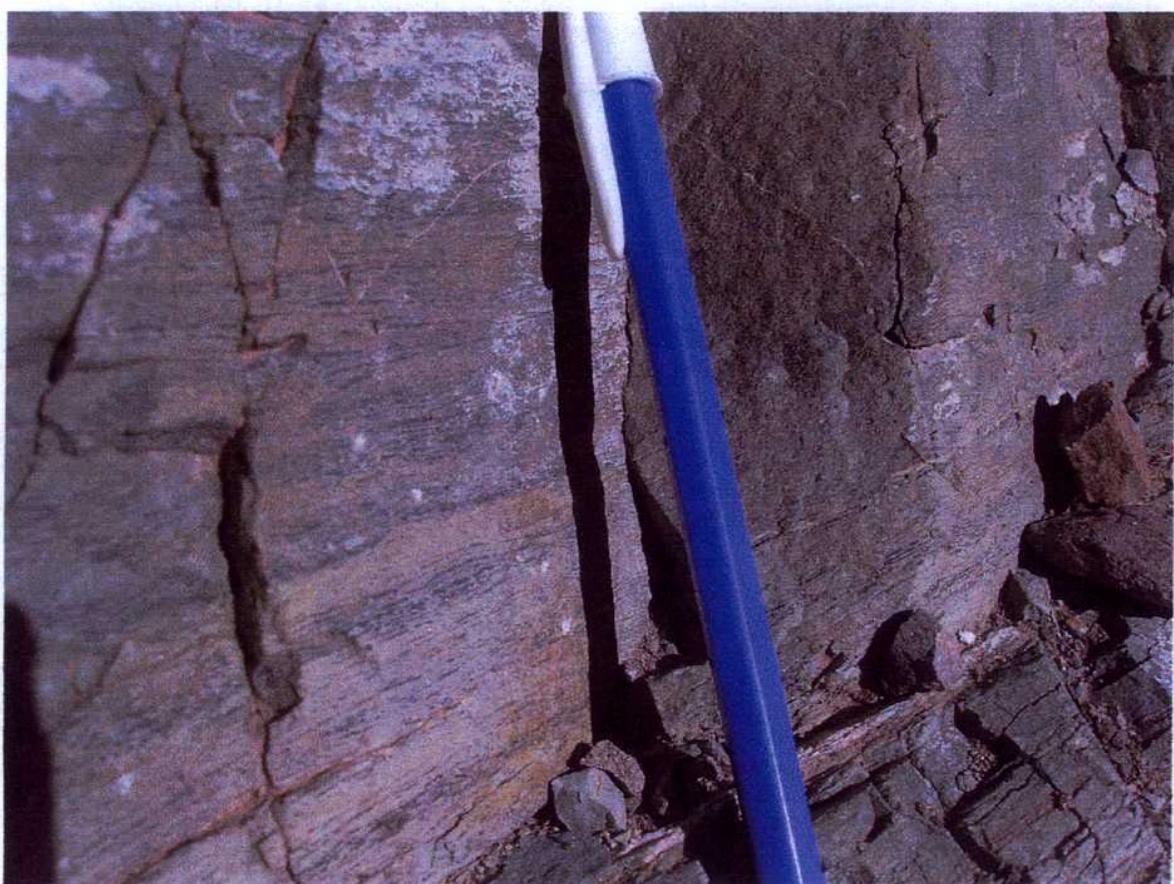


Figura VII.B.10 Laminación heterolítica de tipo ondulosa formando parte de los ciclos granocrecientes menores de la de la asociación de facies CM2.

Esta secuencia es coronada por un cuerpo de 8 m de potencia de geometría tabular con base neta constituido areniscas finas. Internamente posee superficies erosivas de menor orden con particiones de intraclastos pelíticos. Los bancos arenosos presentan estratificación entrecruzada de tipo tabular planar y en artesa (lito^fac_{ies} Sp y

St), a veces con deformación sinsedimentaria de tipo convoluta. Los sets poseen espesores de 30 cm y con caras frontales con sentidos opuestos (estratificación de tipo *herringbone*- fig. VII.B.11).



Figura VII.B.11 Estratificación entrecruzada de tipo herringbone dentro los bancos arenosos de la de la asociación de facies CM1.

La cuarta sucesión posee un espesor de 50 m. La base se encuentra constituida por cinco ciclotemas grano y estratocrecientes (fig.VII.B.12). La estructura dominante en estos ciclos es la masiva, probablemente debido a un alto grado de bioturbación. Cada ciclo comienza con pelitas masivas (litofacies Fm) sobre las cuales se apoyan areniscas muy finas masivas (litofacies Sm) y culminan con bancos de areniscas finas, de hasta 30 cm de espesor, de color verde con estratificación horizontal o entrecruzada tabular planar con sets de 15 cm (litofacies Sh o Sp).

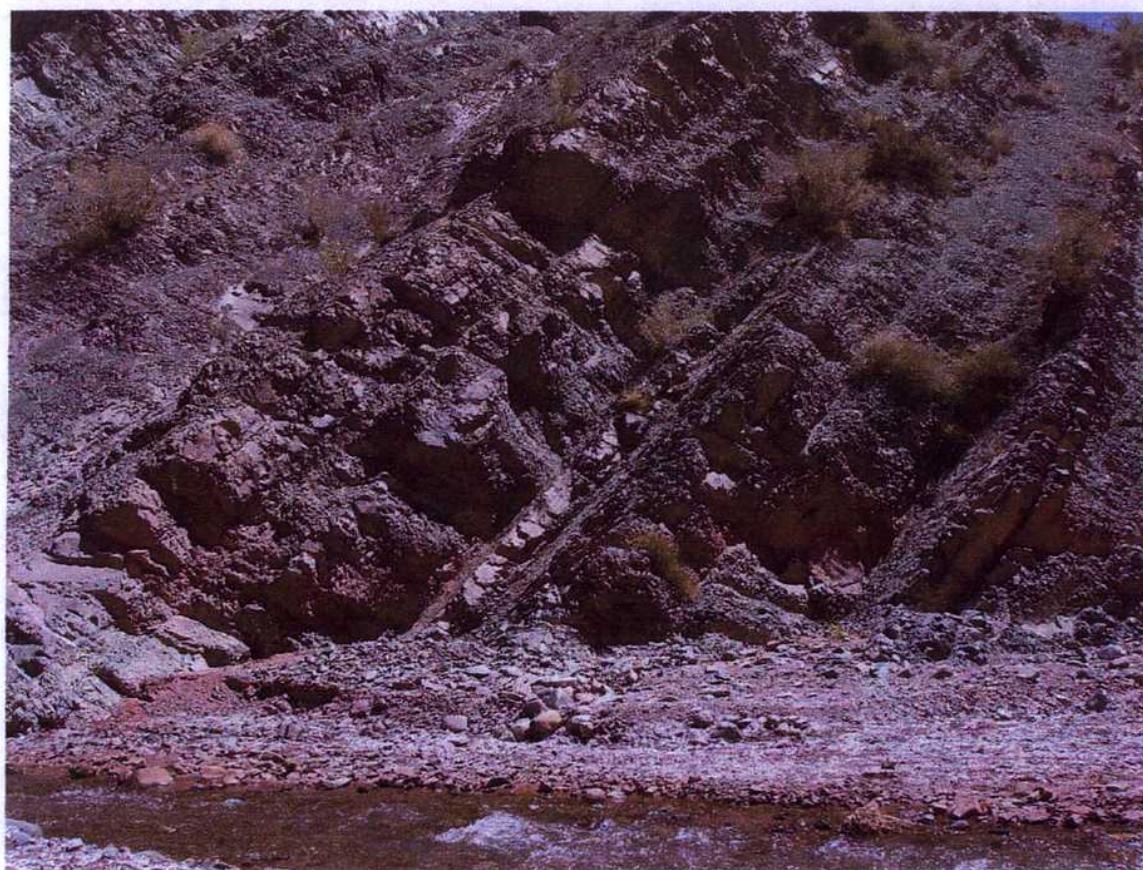


Figura VII.B.12 Ciclos grano crecientes menores dentro de la cuarta secuencia de la AF CM1 de la Formación Cerro Morado

El cuarto ciclo culmina con 20 m de areniscas finas con estratificación entrecruzada de gran escala (fig. VII.B.13). Dentro de este cuerpo se pueden diferenciar diferentes órdenes de superficies. Las superficies de tercer orden son superficies planas a irregulares de inclinaciones variables que cortan capas frontales. Las superficies de segundo orden, cortan a las de primer orden y tienen inclinaciones de 5°-15°. Las superficies de primer orden son superficies planas de baja inclinación que cortan a las de tercero y a las de segundo orden. Todas estas superficies limitan cuerpos arenosos que internamente poseen superficies sigmoidales de bajo ángulo similares a las superficies LA (Miall, 1996).

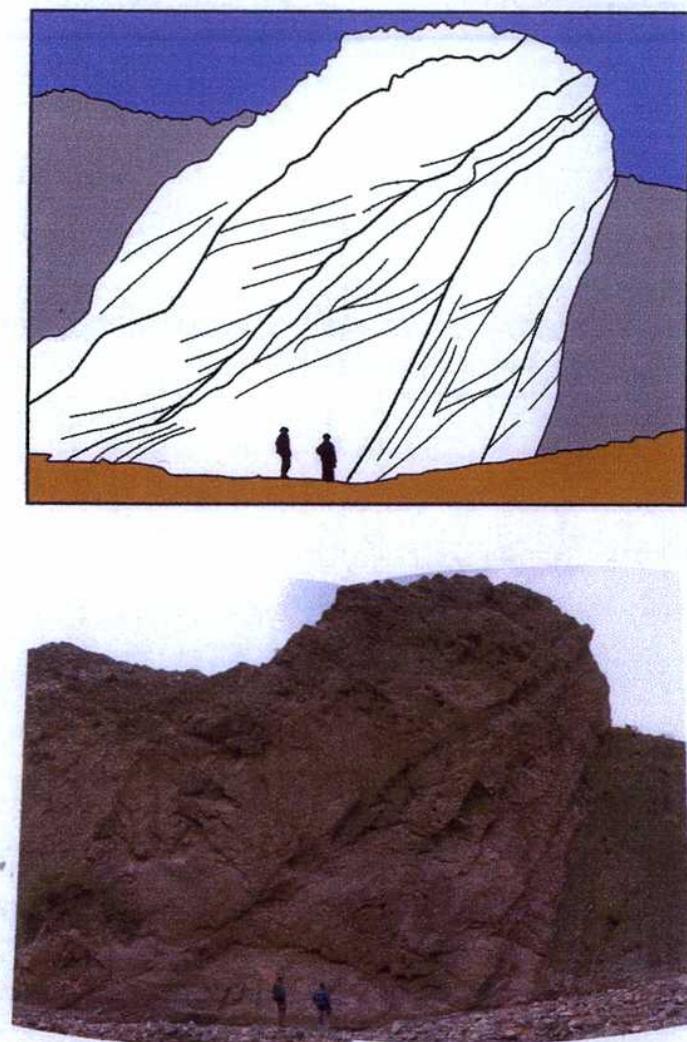


Figura VII.B.13 Banco arenoso en el tope de la cuarta secuencia de la asociación de facies CM1 con sus superficies limitantes.

El último ciclo de la AF CM1 comienza con 7 metros de calizas masivas (litofacies Mm) y laminadas (litofacies Ml) en estratos de 50 a 80 cm de espesor. En algunos casos se encuentran intensamente bioturbadas.

Sobre las facies de calizas aparecen ciclos arenopelíticos, granocrecientes, de 2 m de potencia (fig. VII.B.14). Los ciclos comienzan con pelitas laminadas (litofacies Fl) que pasan verticalmente a limolitas con laminación ondulítica (litofacies Fr). Hacia el tope incorporan areniscas muy finas con laminación ondulítica (litofacies Sr). Estos ciclos repetidos son coronados por un banco de 10 m (fig. VII.B.15) que internamente está formado por lentes arenosas con estratificación entrecruzada tabular planar (litofacies Sp) con intraclastos pelíticos en la base de cada set.



Figura VII.B.14 Ciclos granocrecientes dentro de la asociación de facies CM1.

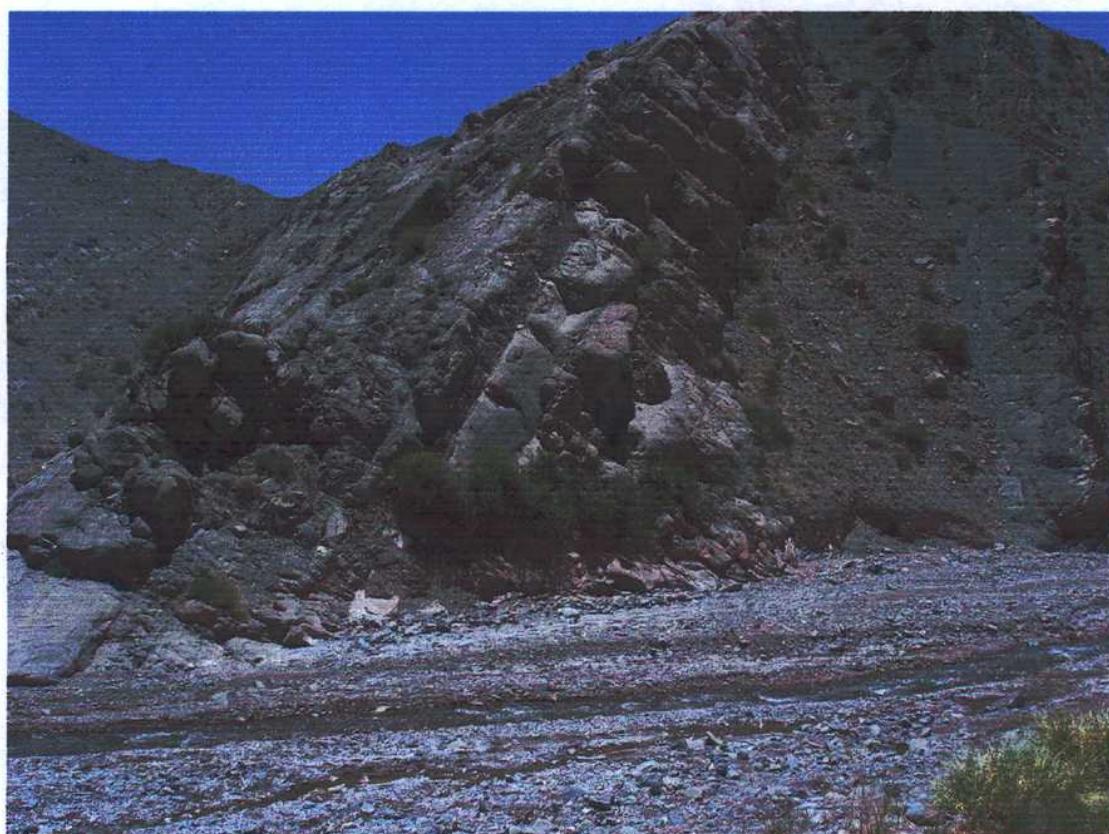


Figura VII.B.15 Lentes arenosas amalgamadas del tope de la asociación de facies CM1. Sus bases se encuentran marcadas por un lag de intraclastos pelíticos.

Interpretación

La asociación de facies CM1 ha sido interpretada como planicies de mareas y barras de mareas o barras de cierre de sistemas transicionales. La secciones pelíticas representan a las planicies intermareales fangosas (*mud flat*). En algunos casos presentan ondulitas de oleaje con las crestas arrasados y grietas de desecación que indican poca profundidad de agua y eventual exposición subaérea (van Straaten, 1961; Mac Kenzie, 1975; Reineck, 1975 y Terwindt, 1988). Esta sucesión es seguida, en general, por depósitos de planicie intermareal inferior con pequeños canales de mareas y ciclos granocrecientes marcarían pequeños cambios en la profundidad del agua (Ubi et al., 2005). Otra interpretación para estos ciclos menores es que representen pequeños lóbulos de desborde de los canales de mareas, similares a los encontrados en los canales fluviales (Beets et al., 2003). Algunos de estos ciclos poseen numerosas estructuras heterolíticas, indicando la alternancia de corrientes unidireccionales (capas arenosas) con la merma de las mismas (capas pelíticas). Posteriormente, la sucesión pasa a una planicie submareal con canales mayores representados por los bancos lenticulares arenosos de moderada sinuosidad con cortinas de fango producidas entre los períodos de alta y baja marea.

Finalmente, las arenas que coronan a cada uno de las secuencias corresponderían barras de canales submareales mayores y más lejanos a la costa dentro de la planicie de marea (Reineck, 1975 y Terwindt, 1988, entre otros) o a barras de cierre (tope de la cuarta secuencia). La dirección de migración de estas formas de lecho es dominante hacia el este. La presencia de estructuras de tipo herringbone dentro de estas barras indica corrientes en direcciones opuestas.

Cada secuencia se iniciaría con un descenso relativo del nivel del mar y luego un ascenso indicado por la presencia de los bancos arenosos mayores. La figura VII.B.16 representa un bosquejo en planta de los ambientes interpretados para esta asociación de facies.

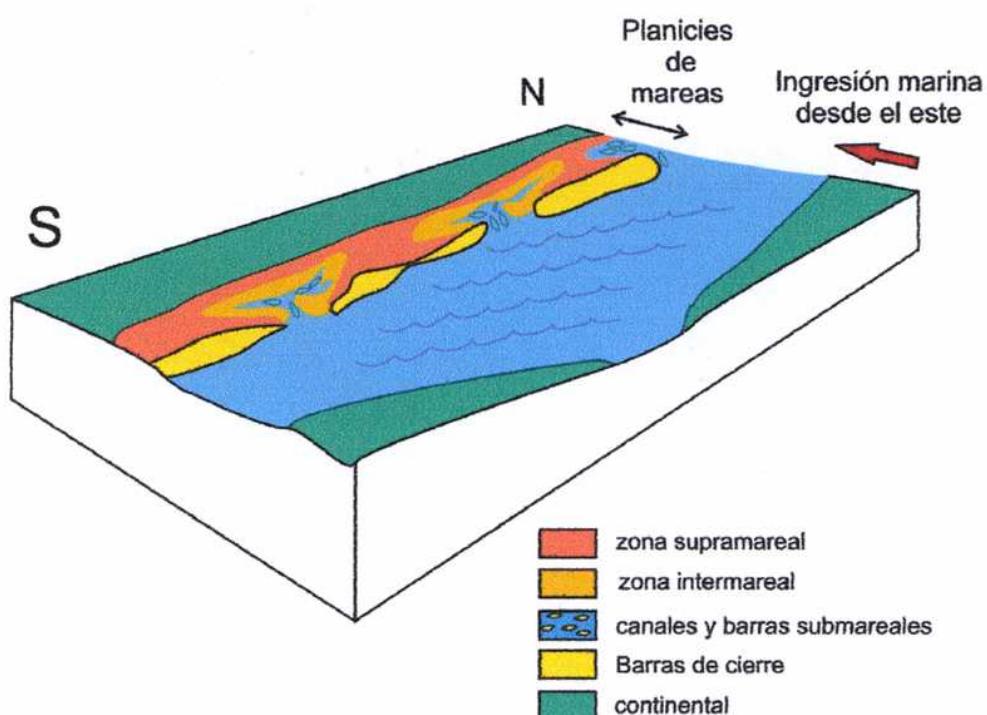


Figura VII.B.16 Modelo tridimensional esquemático de la AF CM1 de la Formación Cerro Morado en las nacientes del río Guandacol.

Asociación de facies CM2 (AF CM2)

Descripción

Esta asociación de facies se encuentra constituida por dos secciones, una inferior, integrada por ciclos grano y estratocrecientes de 4 a 5 m de potencia formados por pelitas, areniscas y areniscas guijarrosas, areniscas muy gruesas y areniscas finas (fig. VII.B.17), y una superior, en la que dominan las pelitas con esporádicas intercalaciones de lentes de granulometría más gruesa.

Las bases de los ciclos de la sección inferior se encuentran formadas por pelitas laminadas (litofacies Fl) que luego comienzan a incorporar bancos arenosos alternantes con estructuras masivas (litofacies Sm).

Las areniscas gruesas y guijarrosas forman litosomas lenticulares de hasta 2 metros de espesor. La base de estas lentes contienen numerosos intraclastos pelíticos (fig. VII.B.17b) y sobre ellos se disponen las areniscas estratificación entrecruzada en artesa (litofacies St- fig. VII.B.17a).

Hacia el tope de la asociación el intervalo pelítico se hace cada vez más importante, y las lentes del tope empiezan a estar aisladas e inmersas en esas pelitas, pasando transicionalmente a la sección superior.



Figura VII.B.17 Ciclos granocrecientes de la asociación de facies CM2. A la derecha se puede observar el arreglo general de estos ciclos, mientras que en las figuras de la izquierda se pueden observar la estratificación entrecruzada en artesa de los canales del tope (a) y los intraclastos pelíticos en sus bases (b).

La sección superior es predominantemente pelítica (fig. VII.B.18). Está formada por pelitas verdes con laminación paralela (litofacies Fl) que intercalan bancos arenosos lentiformes de 0,5 a 1,5 metros de areniscas finas con estratificación entrecruzada en artesa (litofacies St). Estas areniscas presentan intraclastos pelíticos en sus bases y los sets poseen hasta 15 cm de potencia.

Hacia el tope de la asociación de facies aparecen lentes conglomerádicas de pocas decenas de metros extensión lateral y hasta 2 metros de espesor. Los conglomerados son finos (hasta 3 cm de diámetro máximo), poseen matriz arenosa y se

presentan masivos y con estratificación entrecruzada en artesa (litofacies Gm y Gt) con paleocorrientes hacia el este. Habitualmente, en los topes de las lentes se preservan areniscas con estratificación entrecruzada en artesa o tabular planar (litofacies St y Sp).

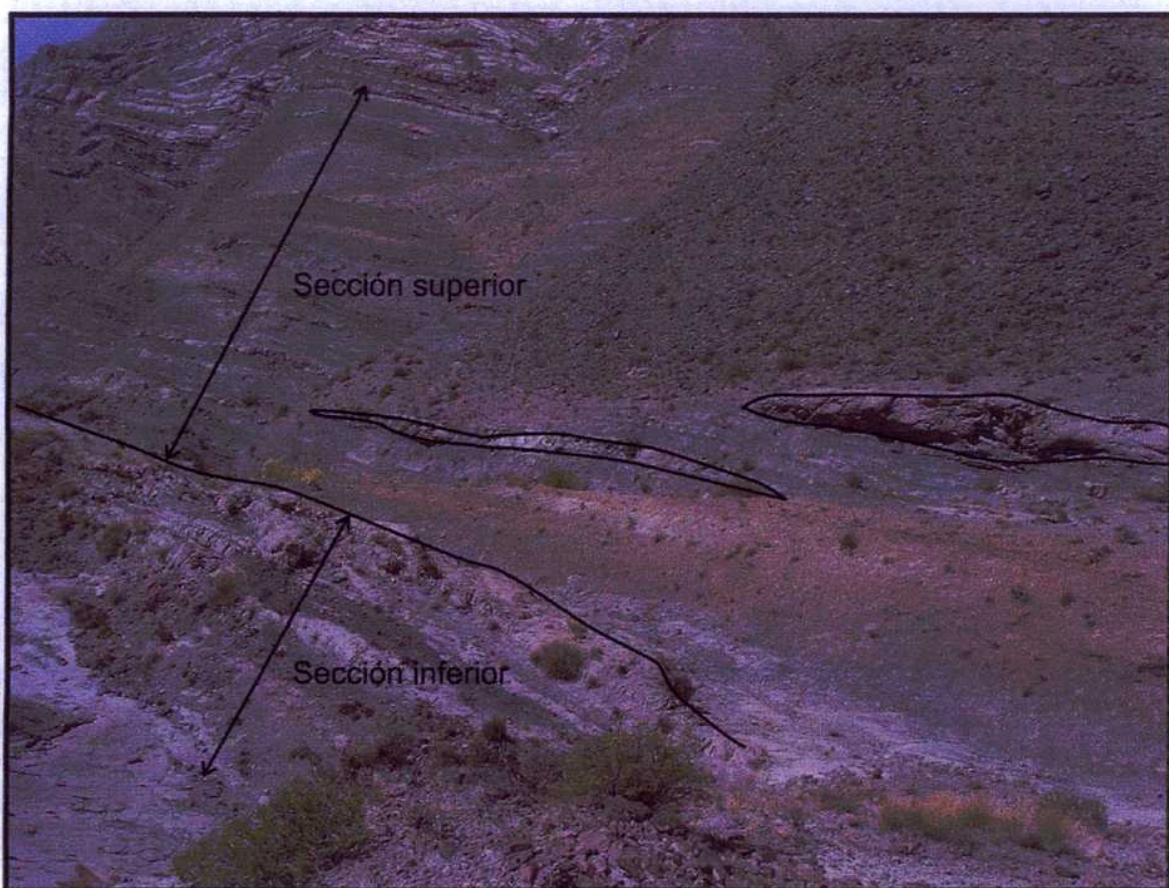


Figura VII.B.18 Asociación de facies CM2 de la Formación Cerro Morado. En la sección inferior aparecen ciclos granocrecientes con proporciones similares de arena- pelita, mientras que en la sección superior, dominan las pelitas con lentes arenoso- conglomerádicas inmersas en ellas.

Interpretación

La base de la AF CM2 se interpreta como microdeltas fluviales arenosas en un cuerpo de agua tranquilas (fig. VII.B.19). Las pelitas de las bases de los ciclos forman el sector correspondiente al prodelta. Las areniscas con laminación ondulítica corresponden a barras de desembocadura distales, sobre las que se apoyan directamente los canales, que erosionan los depósitos previos e incorporan intraclastos pelíticos en sus bases como depósitos residuales de canal.

Mientras que la sección inferior de la asociación de facies marca el avance de los ambientes continentales hacia la costa, la sección superior indica probablemente un aumento relativo del nivel del mar. Las lentes conglomerádicas con paleocorrientes hacia el este, sin embargo, estarían señalando que el aporte continental continuaba.

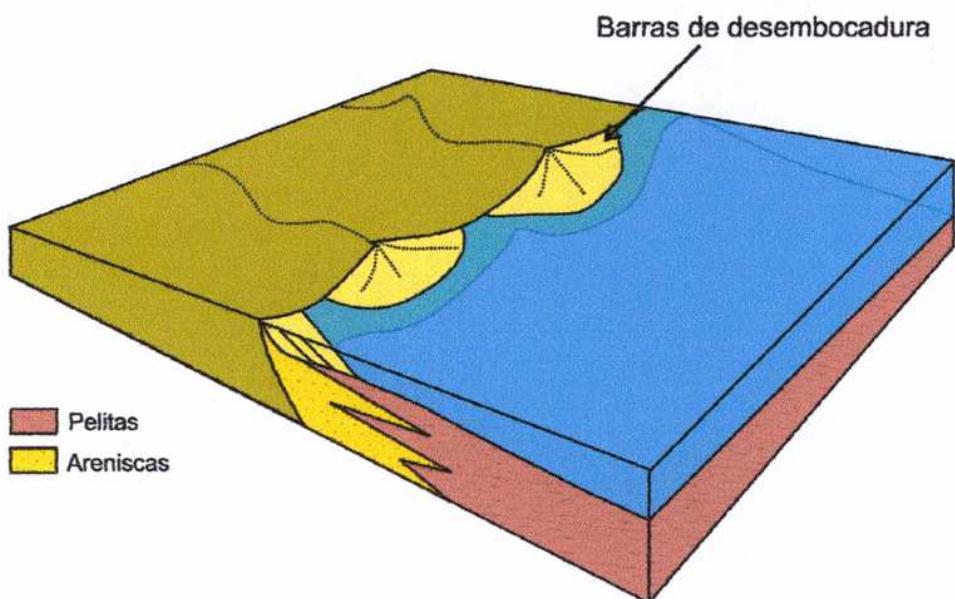


Figura VII.B.19 Modelo esquemático de la asociación de facies CM2 de la Formación Cerro Morado, formada por barras de desembocadura que ingresan a un cuerpos de agua tranquilo, producido probablemente por una ingresión marina.

Asociación de facies CM3 (AF CM3)

Descripción

Esta asociación de facies es grano y estrato creciente con dominio de las pelitas en la base y con dominio de arenas y conglomerados en el tope. Está formada por bancos arenosos tabulares de base plana que representan fajas de canales y por depósitos finos que forman depósitos de planicie de inundación (fig. VII.B.20). Estos depósitos son cortados luego por una superficie de incisión de 10 metros, sobre la que se apoyan canales arenoso-conglomerádicos.

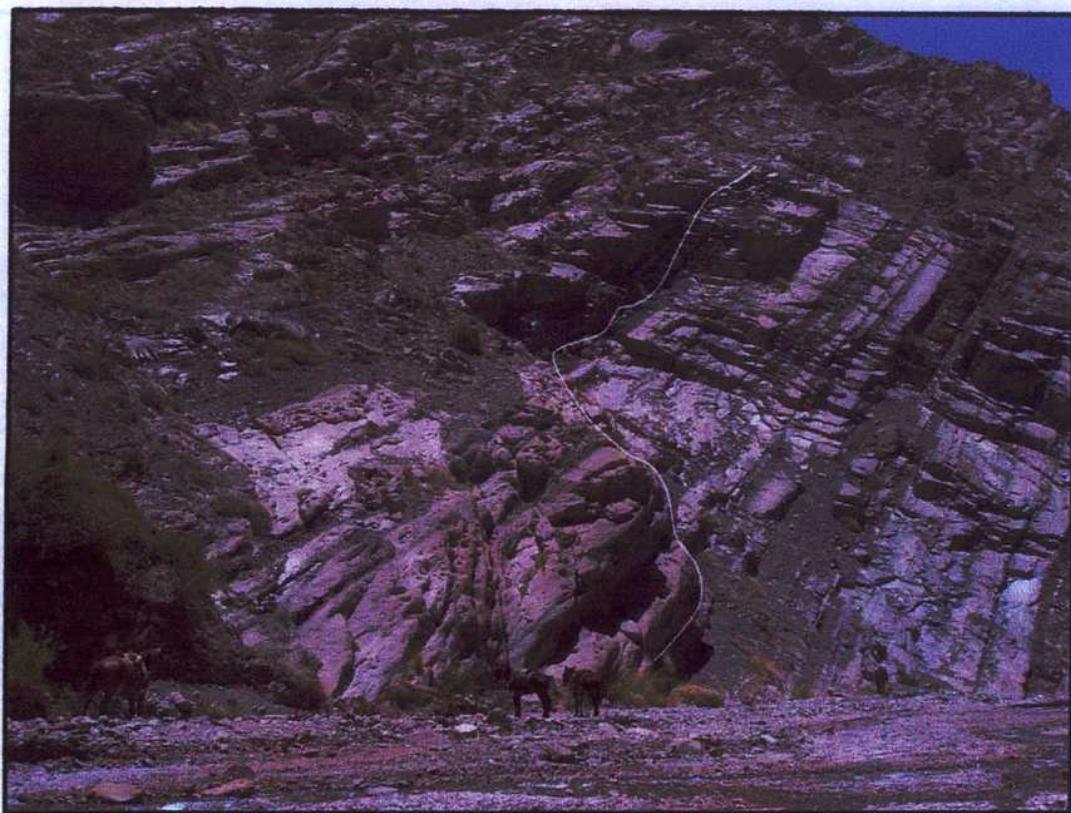


Figura VII.B.20 Facies de fajas de canales y planicies de inundación dentro de la asociación de facies CM3. La línea blanca señala la superficie de incisión que separa los canales arenosos de los arenoso-conglomerádicos.

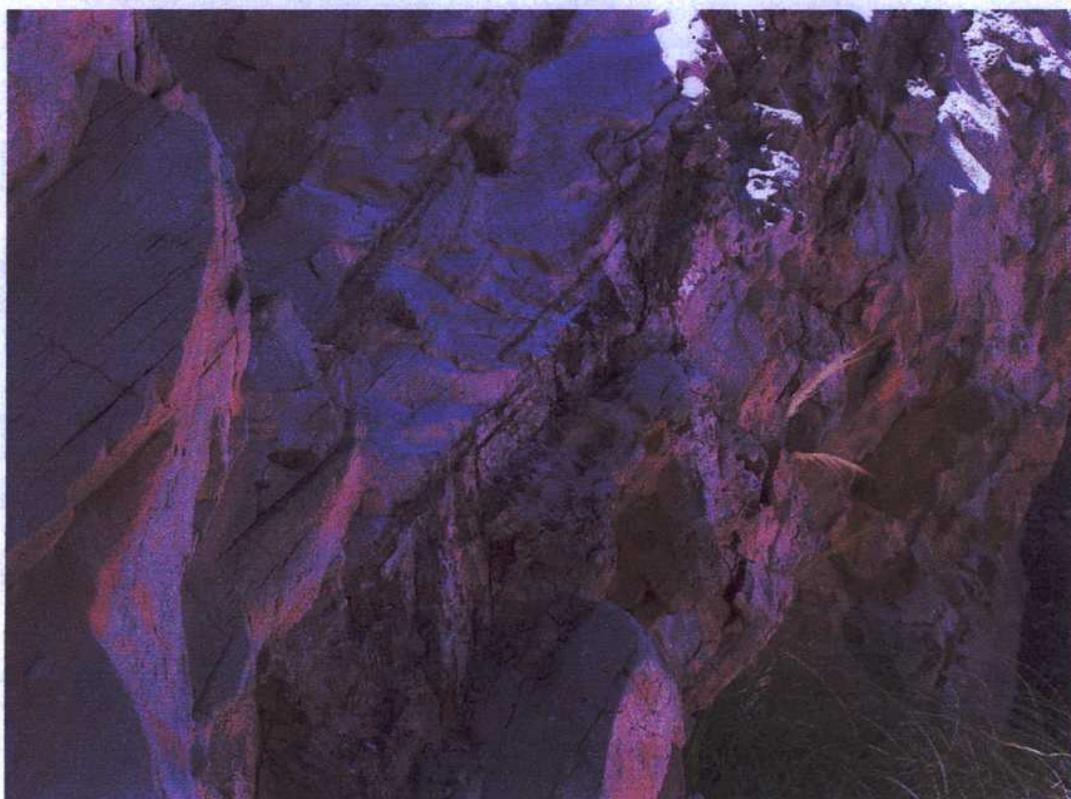


Figura VII.B.21 Intraclastos pelíticos (litofacies Bi) en la base de una faja de canales de la AF CM3. Por encima aparecen areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar.

Las fajas de canales de la base de la asociación poseen espesores que varían de 2 a 10 metros. Se encuentran formadas por bancos tabulares con bases planas erosivas, marcadas por superficies de 5^{to} orden que presentan numerosos intraclastos pelíticos (litolitofacies Bi, fig. VII.B.21). Internamente, las fajas de canales están cortadas por superficies de orden 4b que marcan reactivaciones menores.

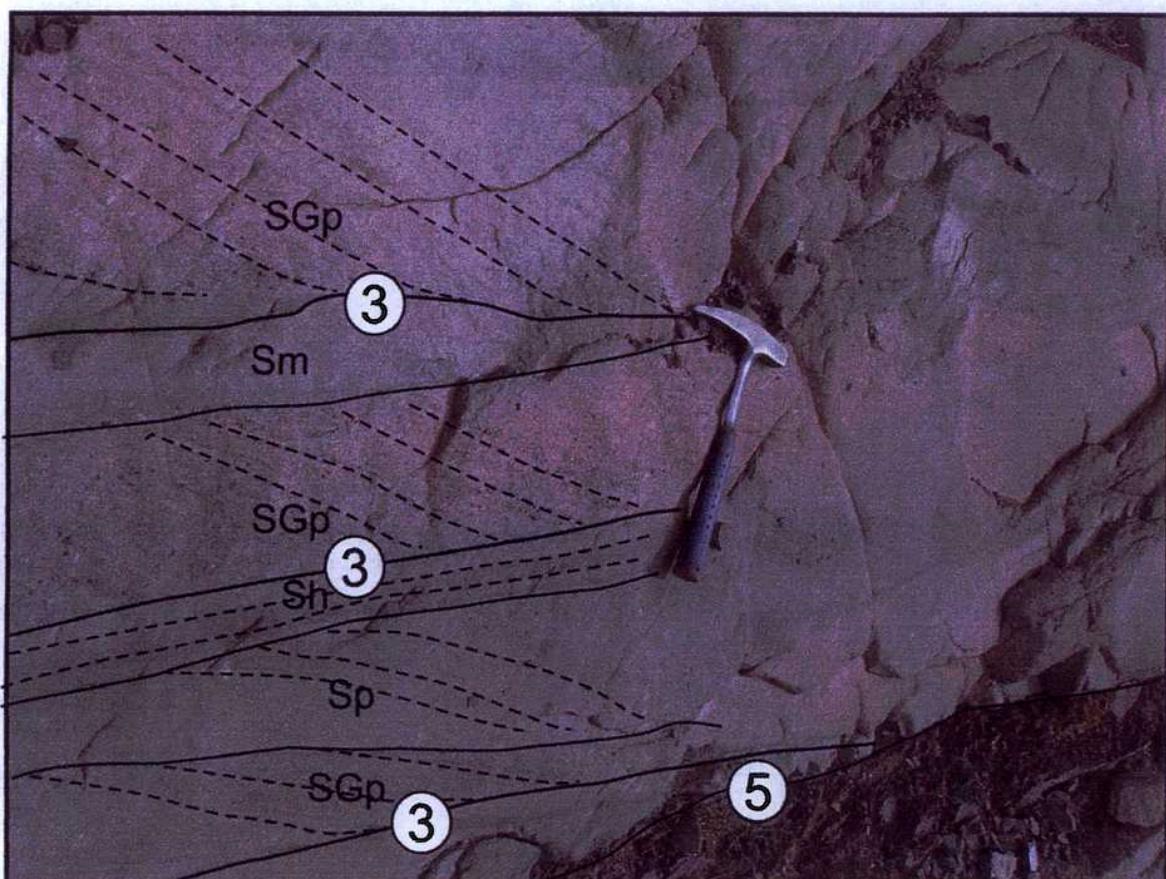


Figura VII.B.22 Elemento arquitectural LA dentro de las fajas de canales de la AF CM3. Las superficies de tercer orden marcan reactivaciones dentro de estas macroformas. Internamente presentan arreglos granodecrecientes (litolitofacies SGp, Sp/Sm a Sh).

Estas superficies de orden 4b limitan cuerpos, también tabulares, formados por bancos de hasta 1,5 metros de espesor que forman al elemento arquitectural LA (acreción lateral), separados internamente por superficies de tercer orden, levemente erosivas y paralelas entre si, pero con bajo ángulo con respecto a la base de los canales (fig. VII.B.22). Las superficies de tercer orden, a su vez, encierran cuerpos arenosos de entre 30 y 50 cm de potencia formados en su base por areniscas guijarroosas con

estratificación entrecruzada de tipo tabular planar (litofacies SGp) sobre las que se pueden disponer areniscas medianas con estratificación entrecruzada tabular planar o masivas (litofacies Sp o Sm) seguidas por areniscas con laminación paralela de bajo régimen de flujo (litofacies Sh).

Los depósitos de planicie de inundación (fig. VII.B.23) poseen hasta 2 metros de espesor y se encuentran constituidos por los elementos arquitecturales FF (cuenca de inundación) y CV (lóbulos de desbordamiento). Los depósitos de cuenca de inundación están formados por pelitas laminadas, mientras que los lóbulos de desbordamiento se hallan representados por bancos lentiformes de hasta 20 cm de potencia de areniscas masivas (litofacies Sm).

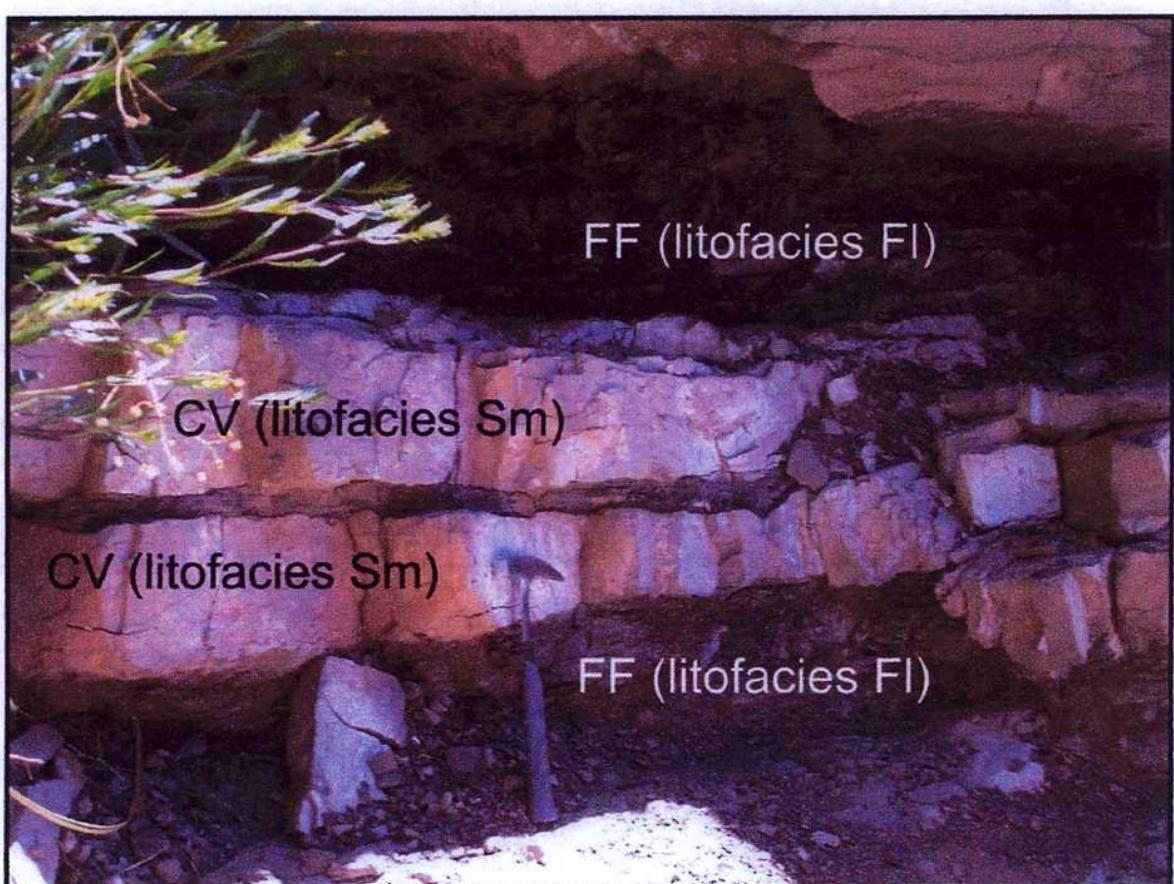


Figura VII.B.23 Depósitos de planicie de inundación de la AF CM3. Se encuentran constituidos por depósitos de cuenca de inundación y de lóbulos de desbordamiento (elementos arquitecturales FF y CV).

Una superficie de incisión de 10 metros corta a estas fajas de canales tabulares (fig. VII.B.20). Las fajas de canales que aparecen por encima de ella se encuentran formadas por bancos lenticulares amalgamados arenó-conglomerádicos (elemento arquitectural CHm). Las lentes presentan en la base ortoconglomerados con estratificación entrecruzada de tipo tabular planar (litoformas Gp- fig. B.24) con sets de hasta 50 cm sobre las que se disponen areniscas medianas con el mismo tipo de estratificación (litoformas Sp).

Por encima del nivel máximo de la superficie de incisión aparecen nuevamente las fajas de canales tabulares con sus respectivos depósitos de planicie. Una falla de rumbo corta a estos estratos y los repite y luego aparece el miembro superior de la formación.

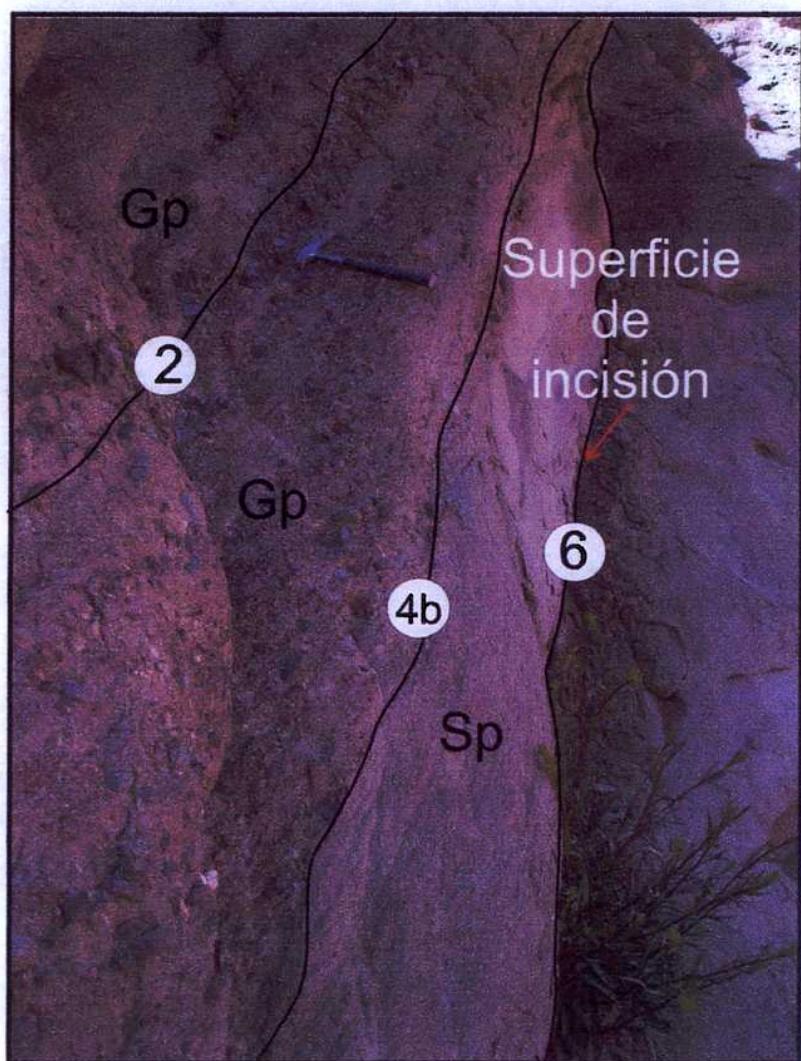


Figura VII.B.24 Canales arenó-conglomerádicos sobre la superficie de incisión (superficie de orden 6) de la AF CM3. Las superficies de orden 4b separan canales menores dentro de la faja de canales.

Interpretación

La asociación de facies CM3 se interpreta como sistemas fluviales meandriformes con canales arenosos y entrelazados arenogravosos (Miall, 1996).

Los canales de la sección inferior corresponden a sistemas meandriformes (fig. VII.B.25) cuya migración lateral, indicada por la presencia del elemento arquitectural LA, produjo depósitos de fajas de canales tabulares, separados por los depósitos de sus planicies de inundación.

La superficie de incisión es cubierta por los depósitos de sistemas fluviales de tipo entrelazados en los que los canales multiepisódicos indicarían los repetidos procesos de avulsión dentro de las fajas de canales. La aparición de este tipo de sistema marca un descenso del nivel de base o del perfil de equilibrio del sistema fluvial (Dalrymple *et al.*, 1998), que luego vuelve a ascender cuando aparece nuevamente el sistema meandriforme.

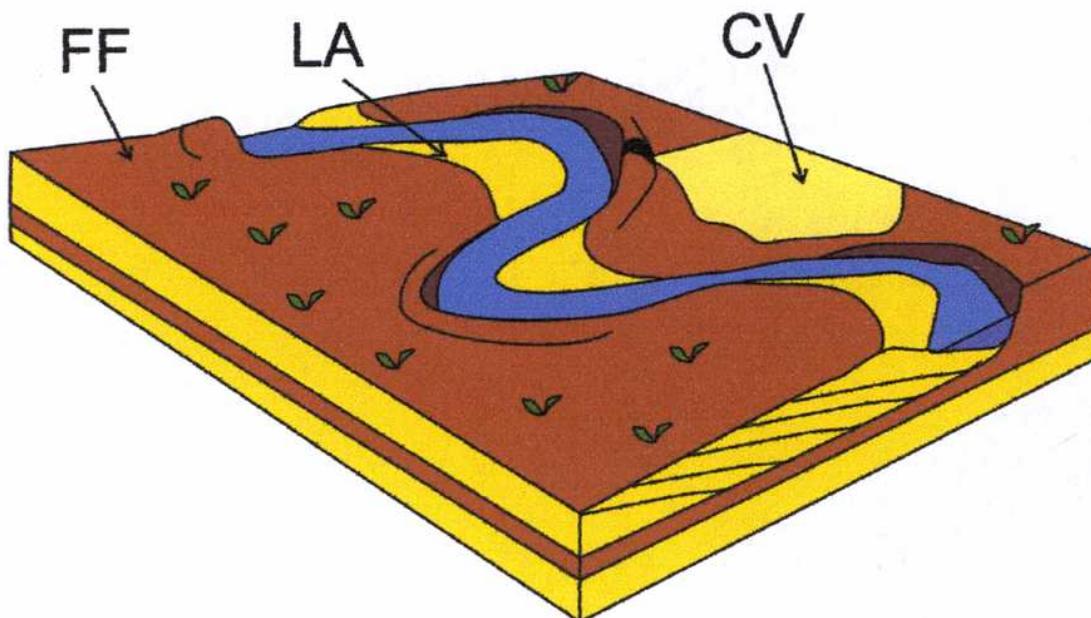


Figura VII.B.25. Modelo esquemático de los sistemas fluviales meandriformes de la AF CM3 de la Formación Cerro Morado.

MIEMBRO SUPERIOR

Asociación de facies CM 4 (AF CM4)

Descripción

Esta asociación de facies se caracteriza por el dominio de brechas volcánicas y de rocas volcánicas, areniscas y grietas de desecación. Las coladas son las que dominan en la asociación, presentando colores gris verdoso y composición andesítica con texturas afírica a porfírica (fig. VII.B.26).



Figura VII.B.26 Coladas andesíticas del Miembro superior de la Formación Cerro Morado.

Siguen en importancia las brechas volcánicas también de color gris verdoso con espesores que varían entre 40 cm a 1 m. Se encuentran constituidas principalmente por fragmentos de dacitas con un diámetro medio de 15 cm y máximo de 35 cm. Los fragmentos volcánicos muestran efectos térmicos en su superficie (fig. VII.B.27).



Figura VII.B.27 Fragmento de roca volcánico con los bordes alterados térmicamente en las brechas volcánicas de la asociación de facies CM 4 del Miembro superior de la Formación Cerro Morado.



Figura VII.B.28 Grietas de desecación con ondulitas oscilatorias preservadas en sus topes de la asociación de facies CM4 del Miembro superior de la Formación Cerro Morado.

Alternando con las brechas, suelen aparecer pelitas con grietas de desecación y bancos de areniscas. Las areniscas (elemento arquitectural CHs) se presentan en estratos lenticulares con base erosiva de 30 cm de potencia con estratificación entrecruzada tabular planar (litoformación Sp). Sobre ellas se disponen las pelitas con grietas de desecación (elemento arquitectural FF) que se apilan verticalmente formando acumulaciones de hasta 1,5 metros de espesor y suelen preservar en el tope ondulitas oscilatorias (litoformación Fl y Sm- fig. VII.B.28).

Interpretación

El Miembro superior de la Formación Cerro Morado ya ha sido estudiado por Limarino *et al.* (2002) en los cerros Guachi y del Áspero. Esta asociación de facies forma parte de lo que ellos llamaron "Acumulaciones volcano-sedimentarias" formadas por coladas volcánicas, flujos piroclásticos de bloques y ceniza, y sedimentitas. Las brechas andesíticas fueron interpretadas por estos autores como flujos piroclásticos. La principal diferencia entre los depósitos de Punta del Agua, de Limarino *et al.* (2002), y los aquí tratados es que el tamaño de los clastos en las nacientes del río Guandacol es mucho menor, probablemente provocado por una mayor distalidad al arco volcánico. La figura VII.B.29 muestra un diagrama esquemático de esta situación.

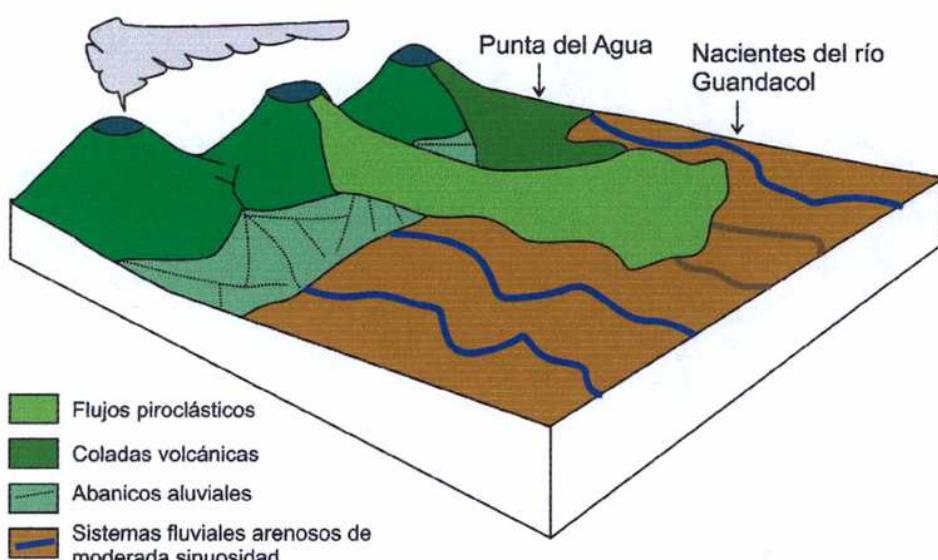


Figura VII.B.29 Diagrama esquemático de la ubicación de las asociaciones de facies CM9 y 10 (Acumulaciones volcano- sedimentarias y sedimentarias de Limarino *et al.*; 2002) de la Formación Cerro Morado en las nacientes del río Guandacol y en Punta del Agua, al pie del Cº Áspero.

Las facies sedimentarias corresponderían a intercalaciones fluviales formadas por canales arenosos y planicies de inundación con poca profundidad de agua y que periódicamente eran expuestas subaéreamente. Estos depósitos se habrían originado durante breves períodos en los que no había volcanismo activo.

Asociación de facies CM5 (AF CM5)

Descripción

La AF CM5 (fig. VII.B.30) está conformada principalmente por facies sedimentarias y en menor proporción por brechas volcánicas. Las facies sedimentarias se encuentran representadas por areniscas guijarrosas, areniscas y pelitas con grietas de desecación.

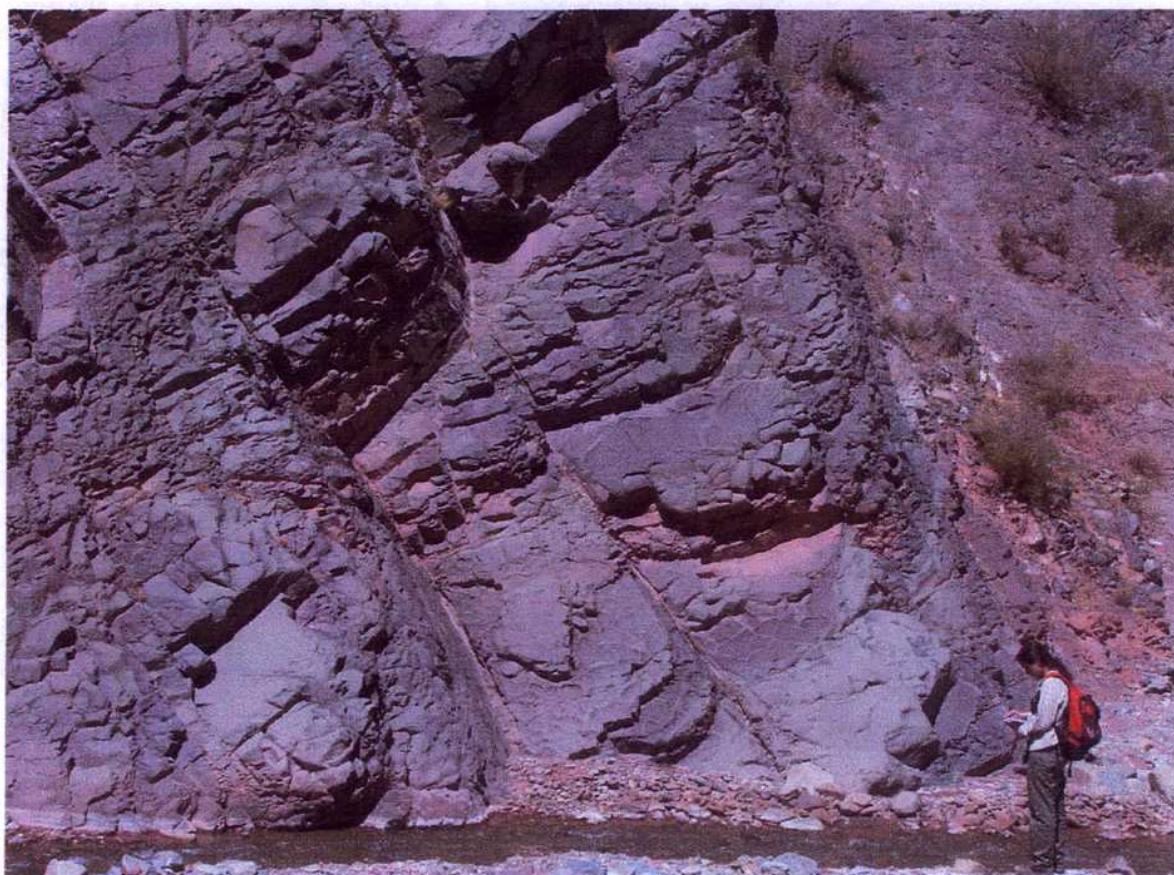


Figura VII.B.30 Vista general de la asociación de facies CM5 del Miembro superior de la Formación Cerro Morado. Los niveles con grietas de desecación marcan los topes de ciclos de canales-planicie de inundación.

Las sedimentitas forman depósitos de canales y de planicies de inundación. Los canales forman ciclos positivos de hasta 80 cm de potencia que comienzan con lentes de 40 cm con base erosiva irregular de areniscas guijarroas, de color verde, masivas o con estratificación entrecruzada de tipo tabular planar (litoformaciones SGm y SGp- fig. VII.B.31). El diámetro máximo de clastos es de 2 cm. Siguen 20 cm de areniscas medianas masivas verdes (litoformación Sm), que culminan con 20 cm de pelitas rojas con grietas de desecación, a veces muy bioturbadas, o que son truncadas por la erosión de un nuevo ciclo (fig. VII.B.31). En algunos casos las grietas de desecación se han preservado sobre caras frontales de las areniscas guijarroas.

La facies presenta escasas intercalaciones de hasta 1 metro de potencia de flujos de bloques y cenizas masivos similares a los descriptos en la asociación de facies anterior.

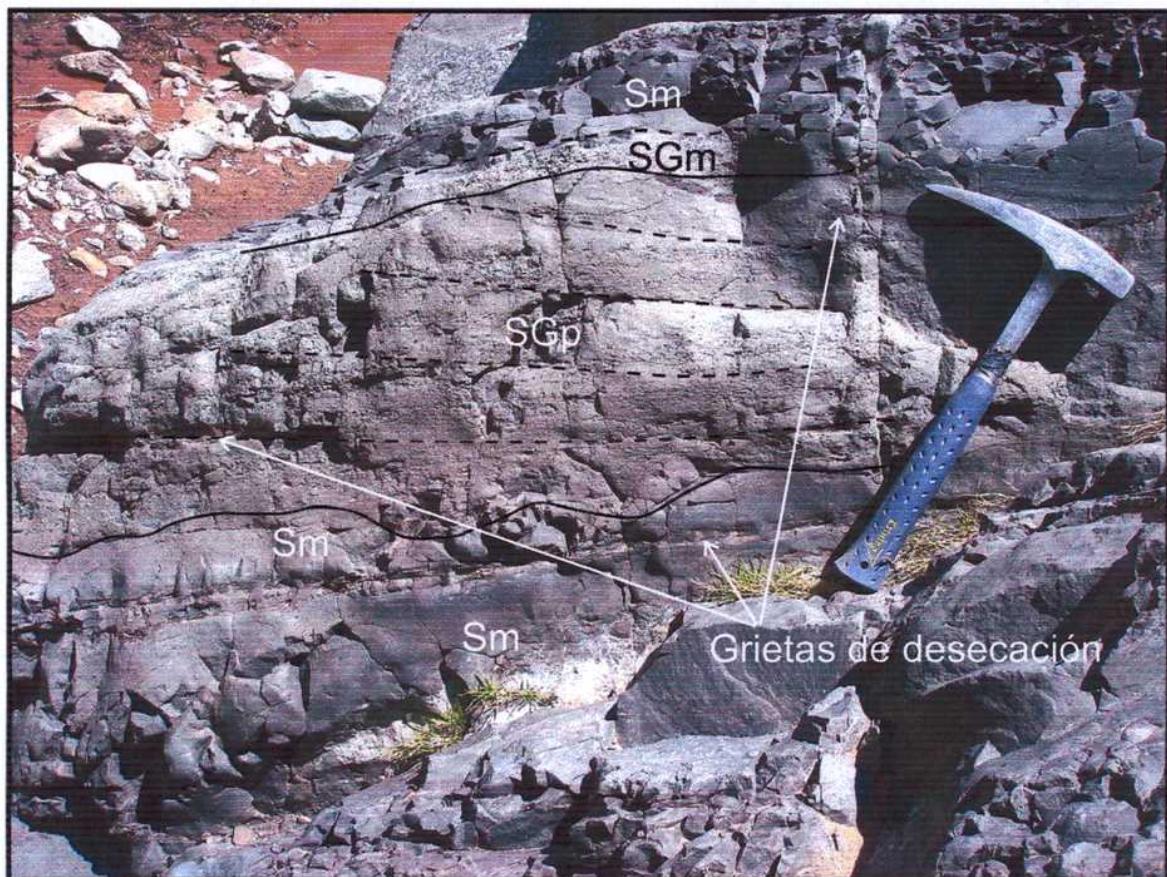


Figura VII.B.31 Depósitos de canales dentro de la asociación de facies CM5. Las bases son erosivas y se encuentran llenos por areniscas guijarroas con estratificación entrecruzada tabular planar. En la fotografía se pueden observar intraclastos pelíticos preservados sobre sus caras frontales y otros formando niveles tabulares continuos.

Interpretación

Esta asociación de facies se interpreta aquí como originada por sistemas fluviales efímeros de moderada energía (Miall, 1996) con alternancia de flujos piroclásticos. Este conjunto también fue descripto por Limarino *et al.* (2002) como "Acumulaciones sedimentarias". Al sur del área de estudio, donde fue estudiada por estos autores, estas sedimentitas se caracterizan por ser conglomerádicas.

Los canales de la AF CM5 se caracterizan por ser someros y de moderada energía y migración lateral. Las grietas de desecación sobre las caras frontales señalan que periódicamente eran abandonados y expuestos subaéreamente, probablemente por ser efímeros. Las planicies, por su parte, no estaban muy desarrolladas, presentando depósitos de cuenca que se presentan únicamente como niveles delgados con grietas de desecación. El relleno arenoso de las grietas indica que procesos similares a desbordamientos que llevaban arena a las planicies ocurrían dentro del sistema.

Evolución paleoambiental de la Formación Cerro Morado.

Esta unidad comienza con ambientes transicionales representados por la AF CM1 formados por depósitos de planicies y canales de mareas, así como también barras de cierre sumergidas, que marcan repetidos cambios relativos en el nivel del mar. Si bien en las nacientes del río Guandacol no se ha encontrado megafauna indicadora de este tipo de ambientes, fueron halladas por Barreda *et al.* (2003), asociaciones palinológicas con *pediastrum* y *Botryococcus* que pueden tolerar salinidades mayores a las óptimas para su desarrollo, encontrándose en lagos y ambientes de lagoon con un rango de salinidad media que oscila entre 3 y 50‰, por lo que vincularon los cuerpos de agua a eventos transgresivos.

Por encima de la AF CM1 aparecen las barras de desembocadura de la AF CM2 que son seguidas por la transgresión marcada por el aumento en la cantidad de pelitas de la parte superior de esta asociación de facies. La transgresión culmina con la progradación de sistemas fluviales meandriformes (AF CM3) que

producen el retroceso de la línea de costa. La superficie de incisión que atraviesa a estos sistemas estaría vinculada a un descenso mayor del nivel de base. A esta superficie se asocian depósitos de sistemas entrelazados sobre los que se disponen nuevamente depósitos de sistemas meandriformes.

La asociación de facies CM4 vinculada al miembro superior de la formación marca el comienzo del volcanismo activo en la zona que disminuye en la AF CM5 en la que continúa el volcanismo, pero intercalándose con sistemas fluviales de tipo efímero.

Relaciones estratigráficas y edad

Inicialmente esta unidad fue atribuida al Triásico con dudas (Furque, 1963; Borrello y Cuerda, 1968; Furque, 1972; Furque, 1979) ante la ausencia de criterios válidos para determinar la edad del conjunto.

Años después, Simon (1985) dató en el Cerro Huachi un filón capa que atravesaba a la Formación Cerro Morado y obtuvo una edad de 30 ± 5 Ma. Poco después, Chaía (1990) y Pérez *et al.* (1993) encontraron ostrácodos y charofitas cretácicas en la Formación Ciénaga del Río Huaco (Limarino *et al.*, 2000) que se halla estratigráficamente por debajo de la Formación Cerro Morado. Por consiguiente, esta unidad debía ser postcretácica.

Del mismo modo, la edad triásica de la Formación Cerro Morado fue desechada cuando Jordan *et al.* (1993) y Limarino *et al.* (2002) obtuvieron, mediante dataciones, edades miocenas para la Formación Cerro Morado. Por un lado, Jordan *et al.* (1993) estudiaron las sedimentitas de la cuenca de Iglesia (provincia de San Juan) y dataron por el método de trazas de fisión un rodado andesítico que dio por resultado $13 \pm 1,6$ Ma. Por otro lado, Limarino *et al.* (2002) reportaron dos edades de $17,6 \pm 0,5$ Ma y $18,3 \pm 0,7$ Ma de la unidad en el cerro Guachi (provincia de San Juan).

Finalmente, Barreda *et al.* (2003) hicieron estudios palinológicos y encontraron: formas estratigráficamente significativas como: *Baumannipollis chubutensis*, *Tricolpites trioblates*, *Malvacipolloides comodoroensis*, *Chenopodipollis chenopodiaceoides*,

Equisetosporites claricristatus y *E. Lusaticus*; que sugieren una edad miocena, probablemente Mioceno Temprano a Medio para los niveles portadores.

VII.C SERIES CONGLOMERÁDICAS SINTECTÓNICAS

PLIOCENAS

FORMACIÓN EL CORRAL- Furque (1963)

Plioceno

Antecedentes

La Formación El Corral fue originalmente nominada por Furque (1963 y 1972) en las hojas geológicas 16b (Cerro la Bolsa), y 17b (Guandacol) para referirse a una serie sedimentaria clástica gruesa de gran variabilidad composicional según la ubicación de los afloramientos, que aflora en todos los casos a los márgenes de cuencas terciarias- cuaternarias. Por otro lado, el autor atribuyó a la formación una edad "entre el terciario y el cuaternario más antiguo", debido a su posición estratigráfica y composición, ya que la naturaleza de sus sedimentos, no permite la preservación de fósiles.

Furque (1963) describió dos miembros de desarrollo muy dispar para la Formación El Corral: el inferior o "Miembro de lutitas y limolitas" que aflora únicamente en la localidad de Agua de Corral (dentro del área de estudio); y el superior o "Miembro de los conglomerados" de distribución más amplia.

La variación composicional de la unidad se debe al carácter sinorogénico de sus depósitos encontrándose grandes diferencias en los mismos según su localización dentro de las cuencas. Esta característica se observa principalmente dentro del Miembro de los Conglomerados. Es por ello que con el fin de diferenciar mejor a las sedimentitas de las distintas localidades aquí se mantendrá el Miembro de Lutitas y Limolitas definido por Furque (1963), pero a la sección superior se la dividirá en tres nuevos miembros propios del área de estudio, a saber: 1) el Miembro La Cueva, formado por conglomerados verdes; 2) el Miembro Quebrada del Río Yanso,

constituido principalmente por conglomerados rojos y gris blanquecinos; y 3) el Miembro Tamberías integrado por conglomerados grises.

Litología y distribución

La Formación El Corral aflora, dentro de la Cuenca de La Troya, con rumbo N-S en Agua del Corral y en las quebradas de los ríos Yanso y Los Hornos, al sur de La Cueva con rumbo ENE y al pie de la ladera occidental de la sierra de Maz con rumbo NNO. En cada localidad presenta características propias dadas por la posición relativa con respecto a las diferentes áreas de aporte que le dieron lugar. En general, se encuentra repetida tectónicamente numerosas veces por fallas de alto ángulo. El miembro arenoso pelítico aflora solo en Agua del Corral, mientras que los conglomeradicos aparecen en esta localidad y en las otras, antes mencionadas.

El perfil de la quebrada del río Yanso es el que muestra de mejor manera el carácter sintectónico de los conglomerados de la Formación El Corral constituyendo un excelente ejemplo de este tipo de sedimentación, como ya ha sido mencionado por Tedesco *et al.* (2004). Tomando a este perfil como punto de partida, se pueden ver las relaciones con los otros afloramientos de la unidad, y comparar e interpretar la historia tectónica de las sedimentitas en cada una de las localidades.

En la figura VII.C.1 se muestran los miembros y las asociaciones de facies que afloran en cada localidad. Por otra parte, la figura VII.C.2 resumen las principales características e interpretaciones de las asociaciones de facies.

A continuación se describen las 9 asociaciones de facies propuestas para esta unidad por localidades.

Localidad	Miembros	Asociaciones de facies (AF)
Agua del Corral	De lutitas y limolitas	EC0
La Cueva	La Cueva	EC1
Quebrada del río Yanco	La Cueva	EC1 EC2 EC3
	Quebrada del Río Yanco	EC4 EC5
Quebrada del río Los Hornos	Quebrada del Río Yanco	EC6 EC7
Pie del margen occidental de la sierra de Máz	Tamberías	EC8

Figura VII. C.1 Cuadro de los miembros y sus asociaciones de facies aflorantes en las diferentes localidades en las que se estudió la Formación El Corral.

Asociación de facies	Líquenes	Elementos arquitectónicos	Relación entre los diferentes arquitectones	Experiencias	Ambiente deposicional
AF EC0	Fl			Planicie fangosa	
	Gcm, Gp			Sistemas fluviales	
	Fl, Fv/Sr, Sr/Sm, Sh			Barras de desembocadura en planicie arenosa	
	Fl/YI, Ym			Planicie fangosa salina	
AF EC1	Gcm, Gcl, Gp, Gh	CHm (GB)	CHm (GB) >> SG1	Barras longitudinales y transversales gravosas	
	Gmm1, SGm	SG1		Flujos hiperconcentrados no cohesivos o granulares	
AF EC2	Gcm, Gp, Gh	CHm (GB)	CHm (GB) > SG1> SG2	Barras longitudinales y transversales gravosas	
	Gmm1	SG1		Flujos hiperconcentrados no cohesivos o granulares	
	Gmm2	SG2		Flujos hiperconcentrados cohesivos o de detritos	
AF EC3	Gcm, Gp, Gh	CHm (GB)	SG1 = SG2 = CHm (GB)	Barras longitudinales y transversales gravosas	
	Gmm1	SG1		Flujos hiperconcentrados no cohesivos o granulares	
	Gmm2	SG2		Flujos hiperconcentrados cohesivos o de detritos	
AF EC4	Gcm, Gp	CHm (GB)	CHm (GB) ~ SG1	Barras longitudinales y transversales gravosas	
	Gmm1, SGm y Sm	SG1		Flujos hiperconcentrados no cohesivos o granulares	
AF EC5	Gcm, Gcl, Gp, Gt, Sm	CHm (GB)	CHm (GB) >> SG1	Barras longitudinales y transversales gravosas y topes de bermas	
	Gmm1, SGm	SG1		Flujos hiperconcentrados no cohesivos o granulares	
AF EC6	Gcm, Gh	CHm (GB)	CHm (GB ~ DA) >> SG1	Barras longitudinales	
	Gcm, Sm	DA		Barras con superficies de acreción corriente abajo	
	Gmm1	SG1		Flujos hiperconcentrados no cohesivos o granulares	
AF EC7	Gcm	GB	GB >> FF	Depósitos de flujos marítimos y barras longitudinales gravosas	
	Fm	FF		Áreas de intercinal	
AF EC8	Gcm, Dci	CHm (GB)	CHm (GB) >> FF	Barras longitudinales gravosas	
	SGm	FF		Áreas de intercinal	

Figura VII.C.2 Cuadro resumiendo las principales características de las diferentes asociaciones de facies definidas para la Formación El Corral.

*La Formación El Corral en Agua del Corral***Miembro de limolitas y lutitas**

Como ya ha sido mencionado por Furque (1963) este miembro aflora únicamente en esta localidad. Aflora en el núcleo de un anticlinal de rumbo NNO buzante hacia el norte (fig. VII.C.3) y sobre él se apoya homoclinalmente, aunque en contacto erosivo, la sección conglomerádica de la Formación El Corral (fig. VII.C.5). Un breve perfil del Miembro de Lutitas y Limolitas es mostrado en la figura VII.C.4. Los afloramientos de conglomerados se encuentran muy cubiertos por lo que no fue posible hacer una descripción de los mismos en esta localidad.



Figura VII.C.3 Areniscas y pelitas rojas del Miembro de limolitas y lutitas de la Formación El Corral aflorando en el eje del anticlinal de Agua del Corral.

Perfil del Miembro de lutitas y limolitas de la Formación El Corral en Agua del Corral

REFERENCIAS

Litología

arenicas

areniscas
pelitas

pelitas con yeso

conglomerados

brechas andesíticas

yes

Estructuras

Perfil del Miembro de lutitas y limolitas de la Formación El Corral en Agua del Corral

EMBRO DE LUTITAS Y LIMOLITAS

ASOCIACION DE FACIES ECO

Unidad

Asociación de Facies

Litología

Estructuras sedimentarias

REFERENCIAS

Litología

- areniscas
- pelitas
- pelitas con yeso
- conglomerados
- brechas andesíticas
- yeso

Estructuras

Perfil del
Miembro de lutitas y limolitas
de la
Formación El Corral en Agua del Corral

REFERENCIAS

Litología

areniscas

pellas

pelitas con yeso

卷二

၁၁၁

brechas andesíticas

veto

Estructuras

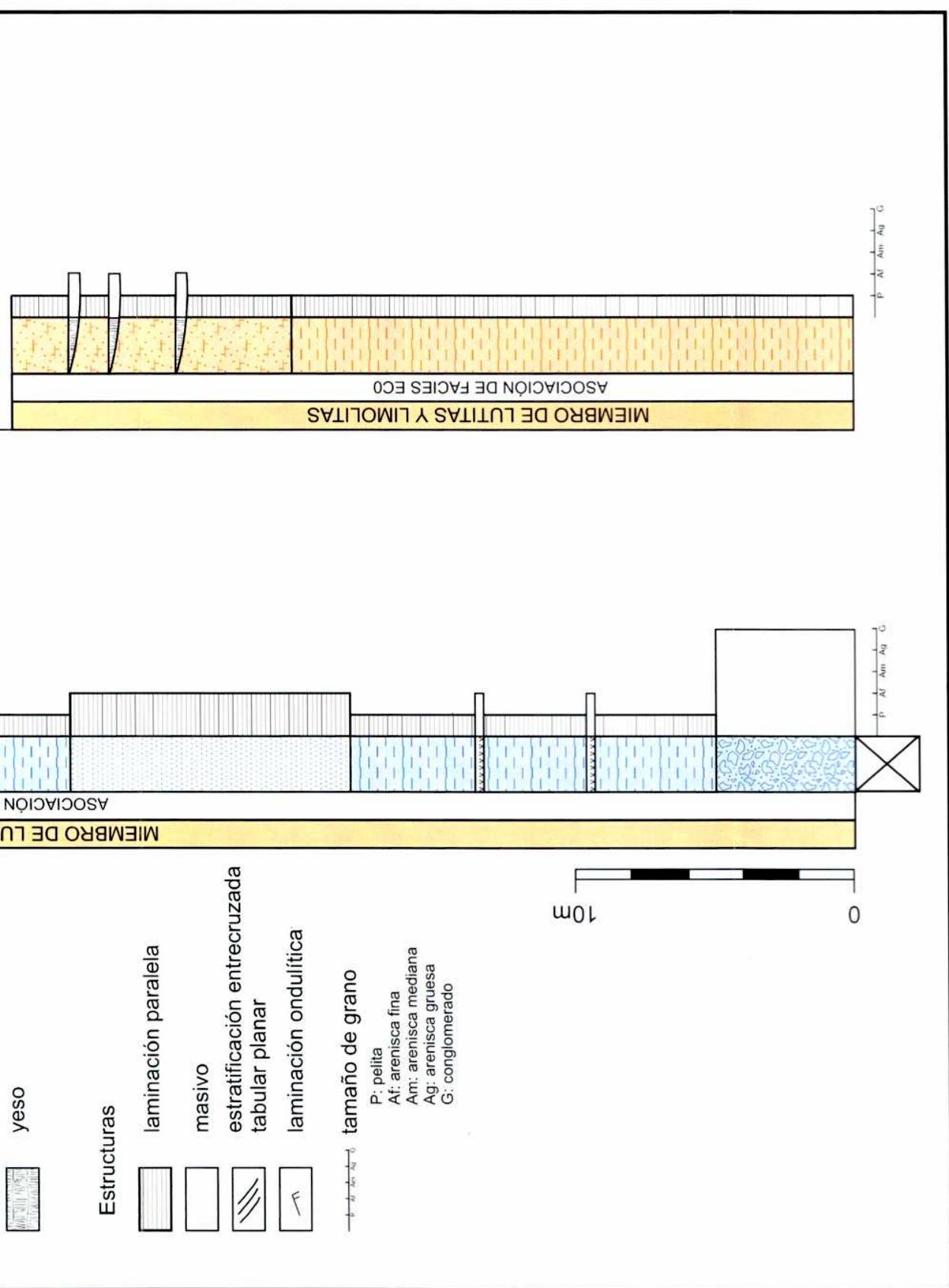


Figura VII.C.4 Perfil esquemático del Miembro de lutitas y limolitas de la Formación El Corral en su localidad tipo (Agua del Corral).

Asociación de facies EC0 (AF EC0)

Descripción

Esta asociación de facies posee espesores variables ya que se halla en el núcleo de un anticlinal y se encuentra muy fallada y repetida. Su potencia mínima es de unos 84 metros. Puede ser dividida en dos secciones: una inferior de color gris verdoso y una superior de color rojo.

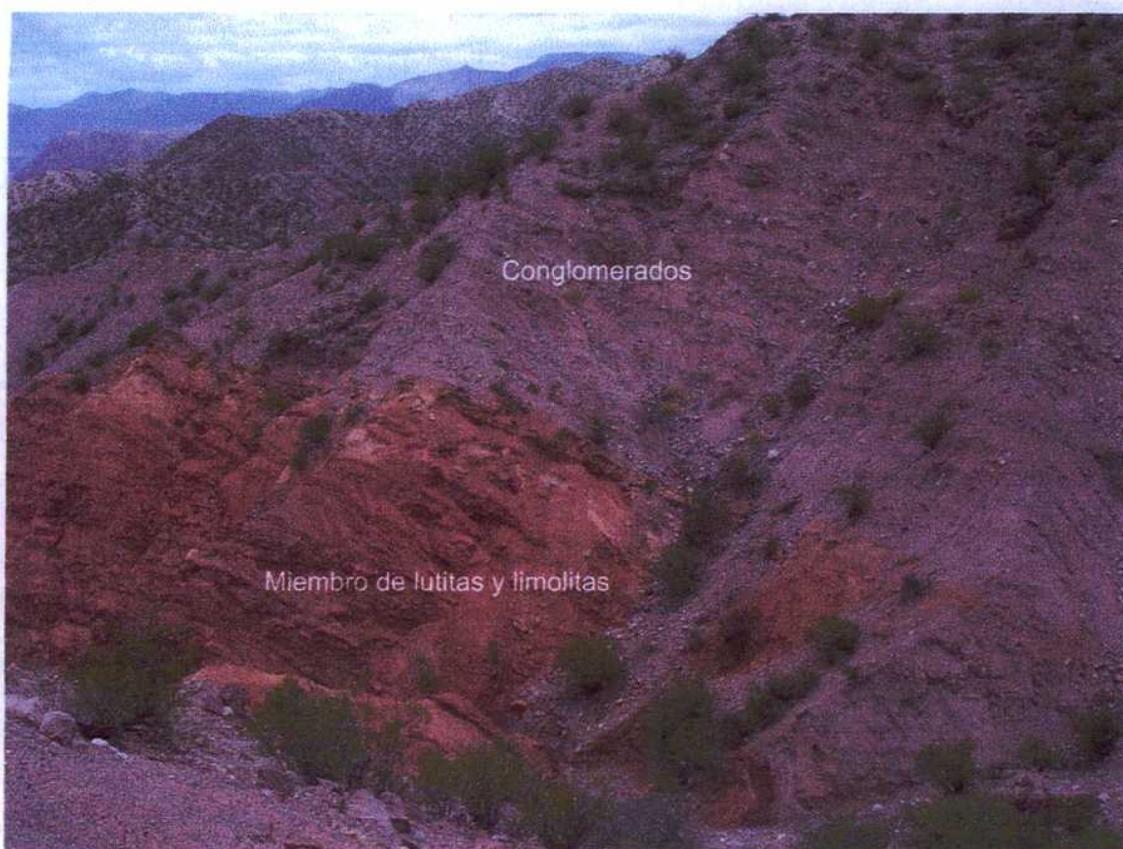


Figura VII.C.5 Areniscas y pelitas rojas del Miembro de limolitas y lutitas de la Formación El Corral aflorando subyaciendo a los conglomerados del miembro Río Yanso

La sección inferior comienza con una brecha andesítica (fig. VII.C.6) de 5 metros de espesor que se encuentra en contacto con los bancos de la sección superior por falla. Sobre la brecha se apoyan 12 metros de pelitas laminadas (litofacies Fl) que intercalan delgados bancos tobáceos con desarrollo de paleosuelos. Por encima, aparecen 10 metros de areniscas gris verdosas con laminación horizontal (litofacies Sh). Por encima vuelven a aparecer las pelitas verdes laminadas.

La sección superior es la que domina en todos los afloramientos y está formada por areniscas y pelitas rojas. La base se encuentra constituida por conglomerados blanquecinos de 6 metros de potencia internamente formados por lentes amalgamadas de hasta 1 metro de espesor (fig. VII.C.7 y 8). Estas lentes presentan ortoconglomerados clasto- soportados masivos (litoformas Gcm) y con estratificación de tipo tabular planar (litoformas Gp) con clastos de metamorfitas de grado medio y de cuarzo muy redondeados. Verticalmente pasan a 15 metros de ciclos granocrecientes de hasta 2 metros de espesor individual (fig. VII.C.9). Cada uno de estos ciclos comienza con 50 cm de pelitas rojas laminadas (litoformas Fl) sobre las que se apoya 1,20 metros de bancos tabulares de hasta 20 cm de areniscas con laminación ondulítica que alternan en igual proporción con pelitas laminadas (litoformas Sr/ Fl) los ciclos culminan con bancos lentiformes de areniscas con laminación ondulítica o masivas (litoformas Sr y Sm) de hasta 30 cm de potencia.

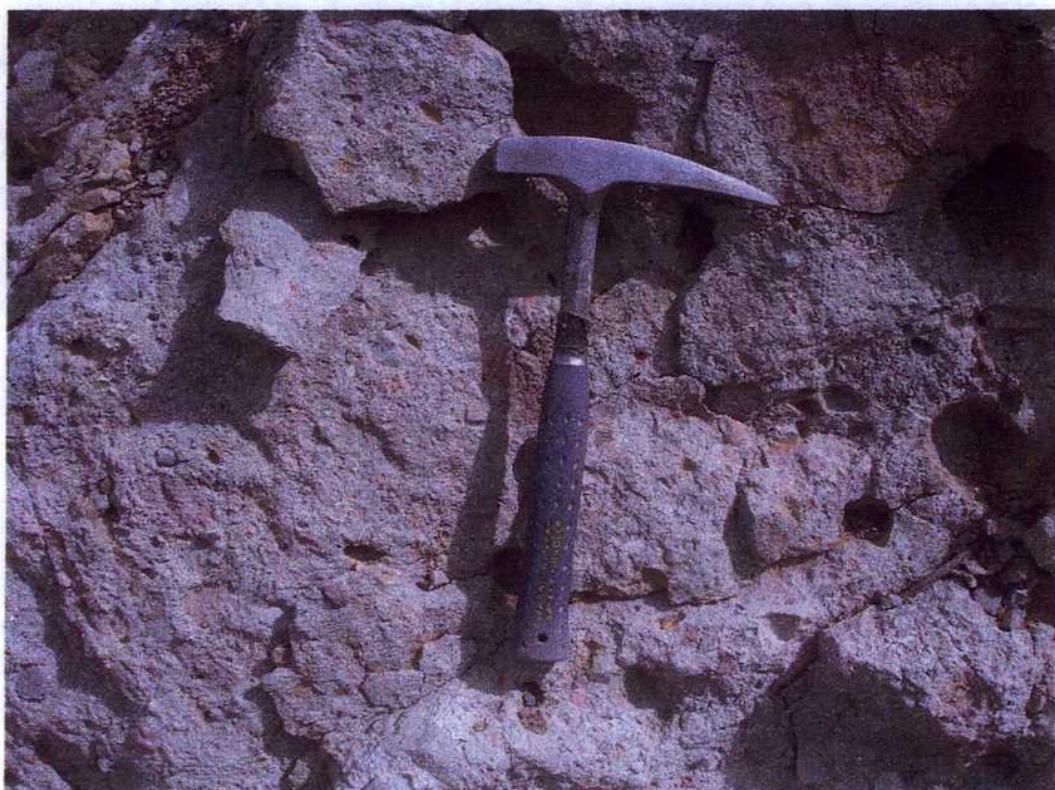


Figura VII.C.6 Brecha andesítica de la base de la Formación El Corral en el perfil de Agua del Corral.

Siguen estratigráficamente 20 metros de pelitas laminadas (litofacies FI) con esporádicas intercalaciones de delgados bancos de areniscas y finalmente los ciclos culminan con 10 metros de pelitas laminadas con yeso y lentes de yeso masivo (litofacies FI/YI e Ym). Este último tramo es sobreyacido por los conglomerados de la asociación de facies EC6 (fig. VII.C.10).

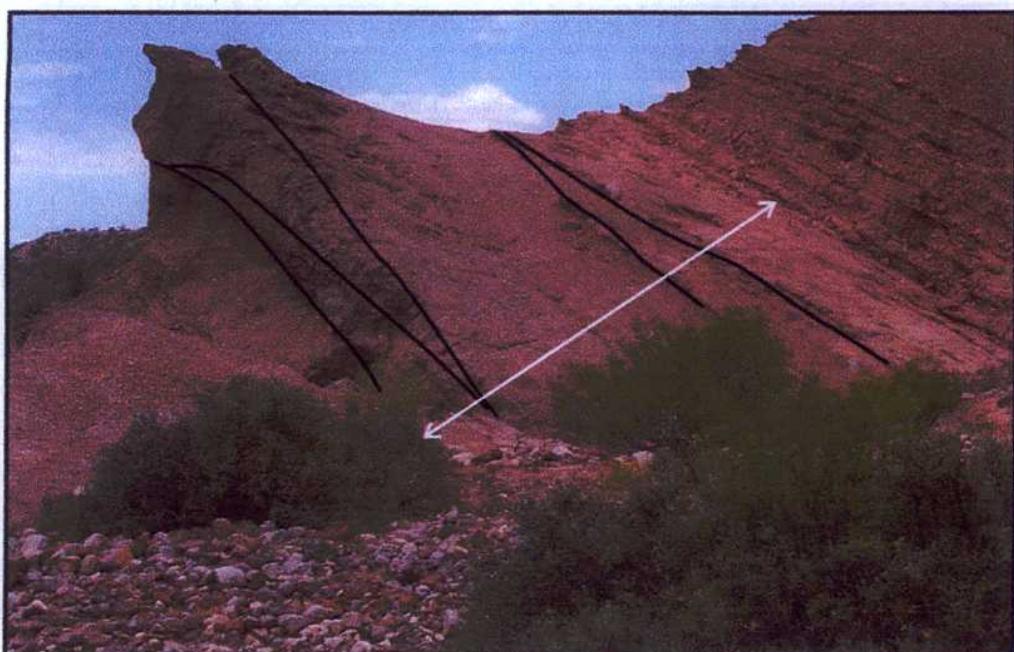


Figura VII.C.7 Fajas de canales de la pase de la sección inferior del Miembro de limolitas y lutitas. La linea blanca marca sus límites inferior y superior y las negras algunos de los canales presentes.

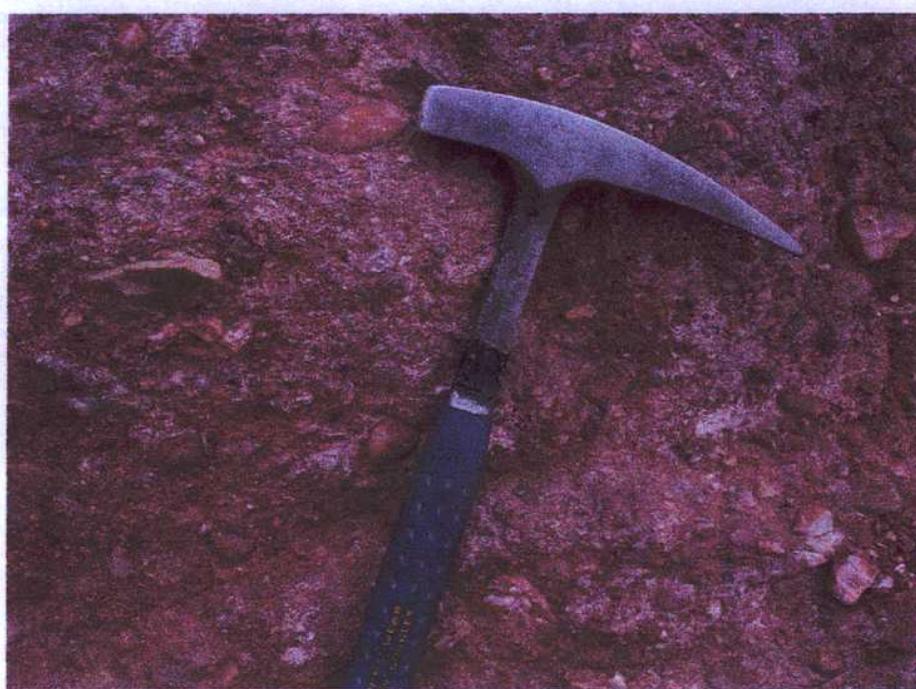


Figura VII.C.8 Conglomerados cuarzosos de la AF EC0 del Miembro de limolitas y lutitas de la Formación El Corral.



Figura VII.C.9 Ciclos de arenisca pelita granocrecientes por encima de las fajas de canales conglomerádicas.

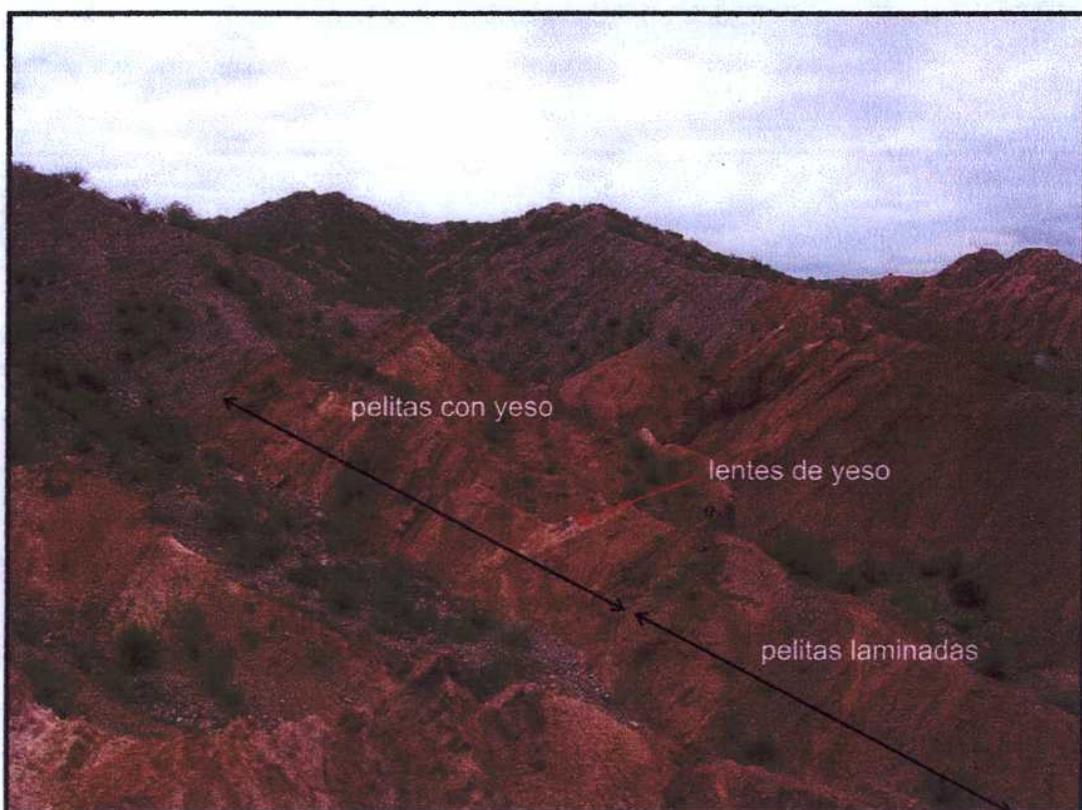


Figura VII.C.10 Facies de pelitas con yeso de la parte superior de la AF ECO.

Interpretación

La sección inferior comienza con depósitos de planicie fangosa con una alta influencia de depósitos volcánicos dada por los flujos y por los depósitos de caída. Sobre ellas, las areniscas con laminación horizontal marcan una pequeña contracción del sistema que pasa a una planicie arenosa y luego otra expansión. Luego aparece la sección rojiza que comienza con un pequeño sistema fluvial conglomerádico caracterizado por fajas de canales multiepisódicos de alta energía. Estos canales son seguidos por los ciclos granocrecientes que representarían la incursión y progradación de las barras de desembocadura de los diferentes sistemas fluviales que alimentaban al lago en una planicies arenosa o *sandflat*. Las corrientes que progradaban en este lago habrían sido de baja energía. Las pelitas laminadas que se depositan por encima marcan una expansión del lago y un pasaje a una planicie fangosa o *mudflat* con algunos depósitos de barras de desembocadura distales. Posteriormente, la expansión habría continuado y se habría formado una planicie fangosa salina (*saline pan*) en donde se encuentran las lentes de yeso. La sección superior es más claramente interpretada como depósitos de sistemas lacustres efímeros clástico evaporíticos (Tunbridge, 1984; Hubert y Hyde, 1982, Hardie *et al.*, 1978; y Simpson *et al.*, 2004). Es decir que el sector superior marca una expansión neta del sistema efímero.

Un cambio muy importante en la energía del medio se habría producido con la aparición de los conglomerados del Miembro Quebrada del Río Yanso por encima de estos sistemas lacustres efímeros, con la progradación de depósitos vinculados a sistemas fluviales entrelazados gravosos o abanicos aluviales medios.

*Perfil de la Formación El Corral en la quebrada del río Yanso y en La Cueva***Miembro La Cueva**

Esta unidad ha sido observada y descripta en la quebrada del río Yanso y en las cercanías de la localidad de La Cueva, a la que debe su nombre. En este último lugar el espesor de la formación es difícil de estimar ya que se encuentra repetido numerosas veces por fallas de alto ángulo de rumbo NE-SO que en muchos casos verticalizan a la sucesión. A pesar de esto, allí se puede observar el contacto discordante con la Formación Zapallar.

En la quebrada del río Yanso, se puede observar el tope del Miembro La Cueva que pasa transicionalmente al Miembro Quebrada del Río Yanso. En esta localidad fue realizado un perfil sedimentológico y un mapa de facies que son mostrados en las figuras VII.C.11 y VII. C.12 respectivamente. De esta manera, allí el conjunto fue dividido en tres asociaciones de facies descriptas a continuación. La primera asociación aparece también en La Cueva, pero las dos siguientes solo aparecen en la quebrada del río Yanso.

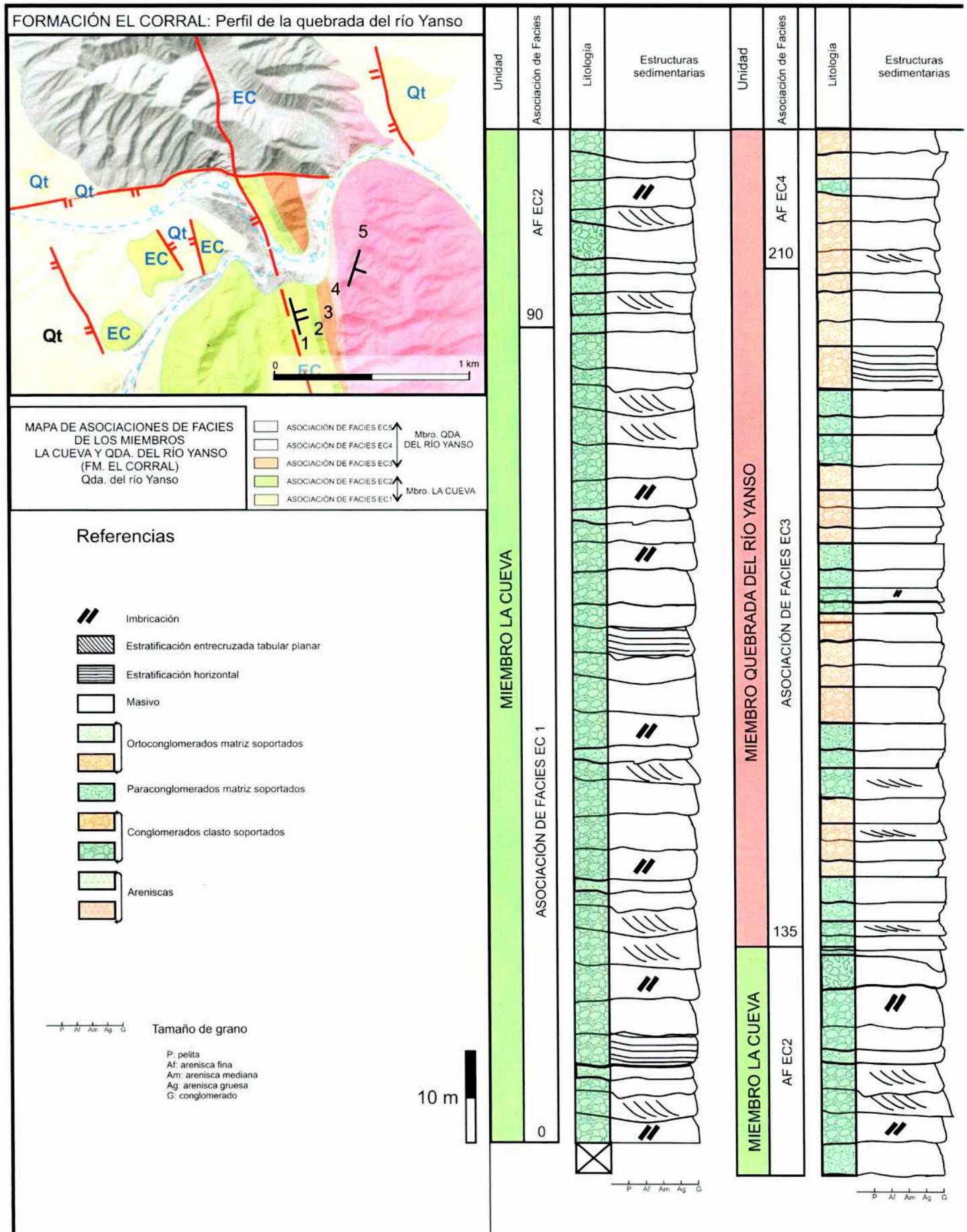
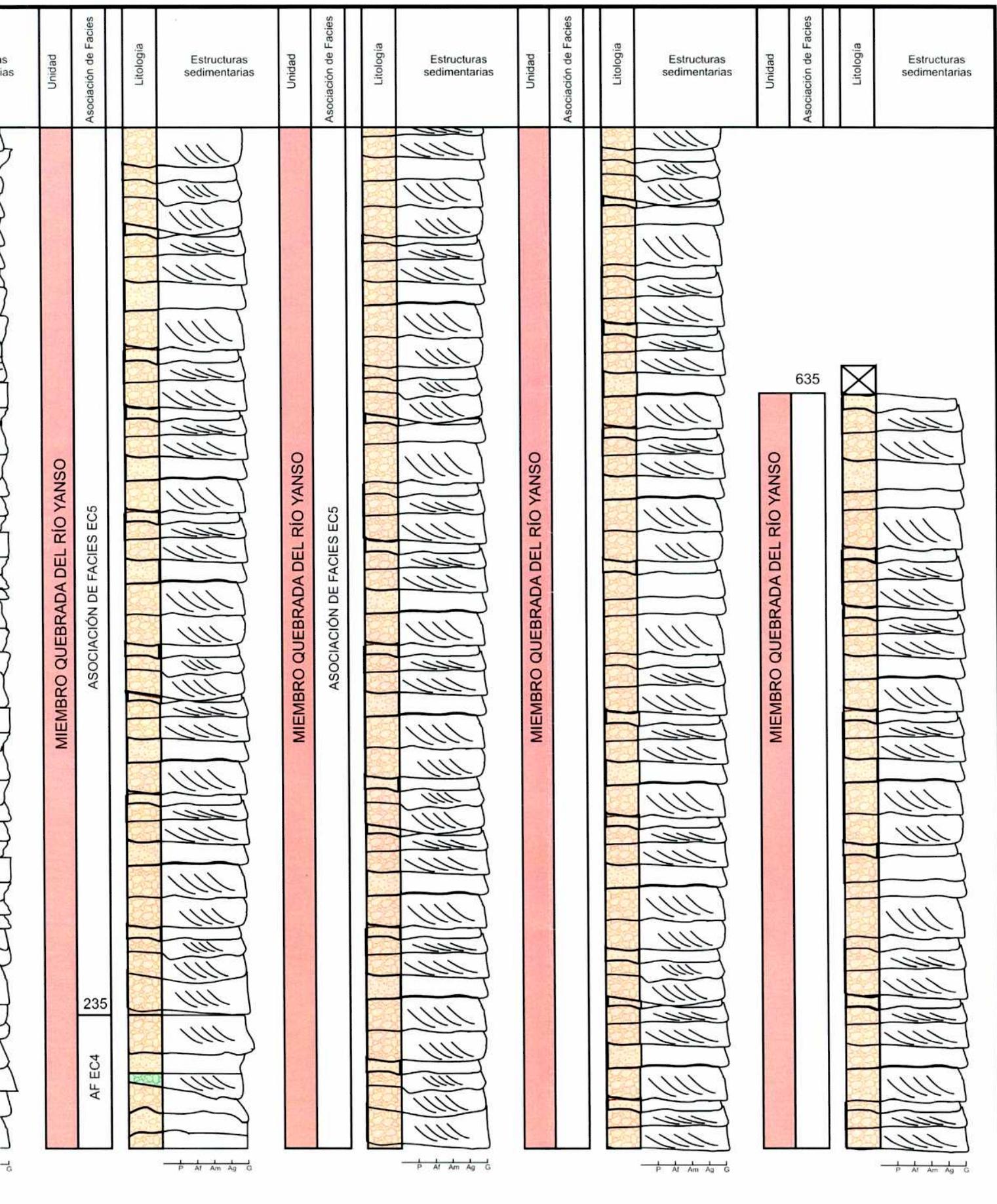


Figura VII.C.11 Perfil esquemático de la Formación El Corral en la quebrada del río Yanso



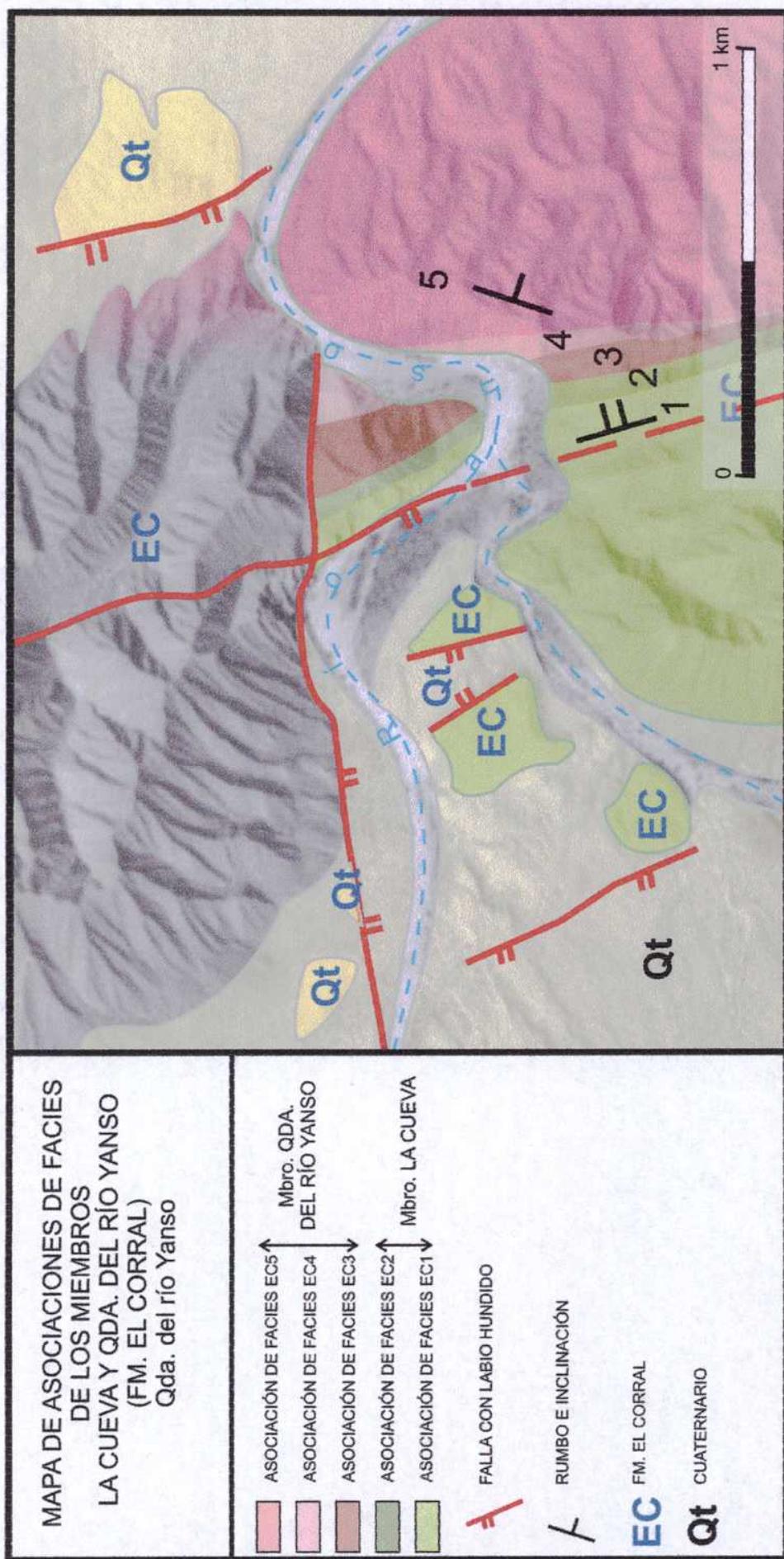


Figura VII.C.12 Mapa de Facies de la Formación El Corral en la quebrada del río Yanzo.

Asociación de Facies EC 1 (AF EC1)

Descripción

Esta asociación de facies posee un espesor de 90 metros en la quebrada del río Yanso está constituida casi exclusivamente por ortoconglomerados clasto-soportados de color verde. Dentro de la misma pueden ser distinguidas fajas de canales que son cubiertas por facies poco canalizadas (o canalizadas de menor orden) (fig. VII.C.13).

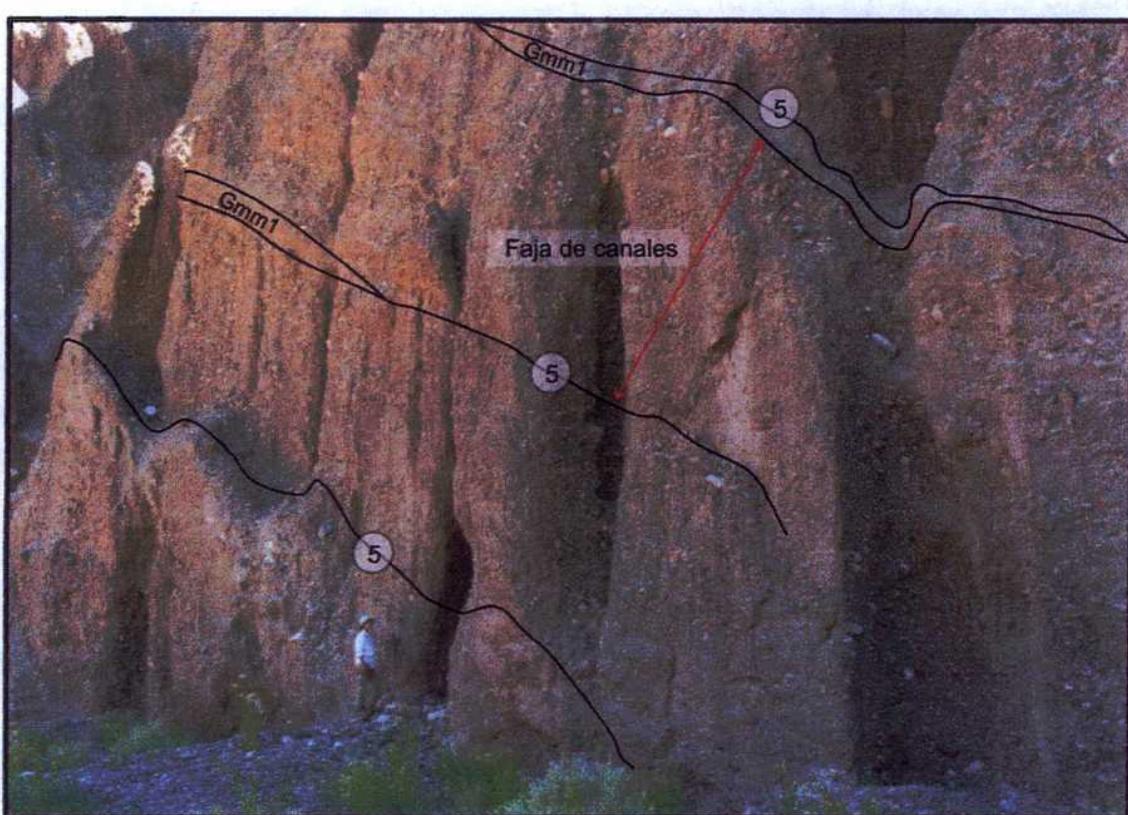


Figura VII.C.13 Fajas de canales de la asociación de facies EC1 en la quebrada del río Yanso. Se encuentran separadas por superficies de 5^o orden de bajo relieve que se apoyan sobre otras fajas de canales o sobre bancos lentiformes constituidos por la litofacies Gmm1.

Las fajas de canales poseen espesores de hasta 4 metros e internamente se encuentran compuestas por el elemento arquitectural CHm relleno formado por bancos lenticulares que se amalgaman vertical y lateralmente. En la quebrada del río Yanso, cada faja de canales presenta el siguiente arreglo de base a techo: comienza con una superficie erosiva de orden 5 de bajo relieve, sobre la que se apoyan depósitos que conforman el elemento arquitectural GB de ortoconglomerados clasto-soportados

masivos (litofacies Gcm) compuestos por clastos bien redondeados de hasta 4 cm de diámetro en algunos casos imbricados (litofacies Gci). El espesor del intervalo es de 60 cm. Sobre ellos se disponen en forma neta, contacto no erosivo (superficies de segundo orden), ortoconglomerados clasto-soportados masivos, de menor tamaño de grano, ortoconglomerados con estratificación entrecruzada tabular planar (litofacies Gp) y ortoconglomerados con estratificación horizontal (litofacies Gh).

La figura VII.C.14 muestra el arreglo interno de una de estas fajas de canales en las cercanías de La Cueva. Como se puede observar, los conglomerados en este lugar poseen diámetro máximo de clastos de 40 cm. Por otro lado, dominan los ortoconglomerados clasto-soportados masivos (litofacies Gcm- elemento arquitectural GB) con clastos de arenasas verde, separados por superficies de orden 4b, que marcan la base de los canales menores. Las superficies de segundo orden marcan discontinuidades menores de reactivación dentro estos canales.



Figura VII.C.14 Detalle de las fajas de canales de la asociación de facies EC1 en la margen del río La Troya al sur de La Cueva. La base de la faja de canales se encuentra marcada por una superficie de 5^{to} orden que se apoya sobre bancos lentiformes constituidos por la litofacies Gmm1. Por encima de la superficie de orden 5 se apoyan lentes de conglomerados clasto-soportados masivos y con imbricación (litofacies Gcm y Gci) separadas por superficies de cuarto orden correspondientes a base de canales y topes de macroformas preservadas (4b y 4a respectivamente)

Por encima de las fajas de canales aparecen, bancos de geometría lenticiforme, que pueden alcanzar hasta 100 metros de ancho y no más de 40 cm de potencia, y que forman las facies poco canalizadas o canalizadas de orden menor. Estas facies constituyen el elemento arquitectural SG1, limitadas en techo y base por superficies de orden 4 (Bridge, 1993), y están conformadas principalmente por ortoconglomerados matriz-soportados (lito facies Gmm1) y, en menor medida, por areniscas guijarrosas masivas (lito facies Sgm). Estas facies no siempre está presente.

Interpretación

La asociación de facies EC1 puede interpretarse como sistemas fluviales entrelazados gravosos o como depósitos de partes medias de abanicos aluviales (Williams y Rust, 1969; Clifford et al., 1993; Bridge, 1993; Hjellbakk, 1997).

Los canales lenticulares amalgamados que conforman las fajas de canales se forman por la avulsión de canales de diferentes órdenes, típica de los sistemas entrelazados. Cada canal comienza con un núcleo de barra (lito facies Gci) sobre el que se disponen depósitos de barras longitudinales representados por las lito facies Gcm. Estos depósitos se habrían formado durante los picos de máxima poder de la corriente del sistema fluvial. Por encima de las barras longitudinales suelen aparecer barras transversales gravosas de menor tamaño de grano (lito facies Gp) que representan períodos de menor caudal y menor energía del río.

Los depósitos lenticiformes, que suelen aparecer por encima de las fajas de canales, podrían representar áreas de intercanal formadas durante los períodos de desborde de las fajas de canales. Durante estos desbordes, la infiltración del agua en depósitos anteriores de canales produciría hiperconcentración y generaría las lito facies de ortoconglomerados matriz-soportados o de areniscas masivas (Todd, 1989).

Otra interpretación, quizás más clásica, para este tipo de depósitos es que serían depósitos de flujos de gravedad como flujos granulares en los que el mecanismo de transporte de granos es la presión dispersiva (Lowe, 1982).

Asociación de Facies EC2 (AF EC2)

Descripción

Este conjunto aflora exclusivamente en la quebrada del río Yanso donde posee un espesor de 45 metros. Está formado por fajas de canales, bancos lenticulares a lentiformes de ortoconglomerados matriz- soportados y paraconglomerados matriz-soportados.

Las fajas de canales son similares a las que aparecen en la AF EC1 y se diferencian de las primeras porque poseen en promedio mayores tamaños de grano (diámetro máximo 30 cm) y, por otra parte, tanto la base de las fajas de canales, marcadas por superficies de orden 5, como los canales menores, limitados en su base por superficies de orden 4b, presentan localmente un relieve mucho más irregular. Internamente presentan arreglos similares a los de la AF EC1 con el elemento arquitectural GB representado por las litofacies Gcm, Gp y Gh (fig. VII.C.15).

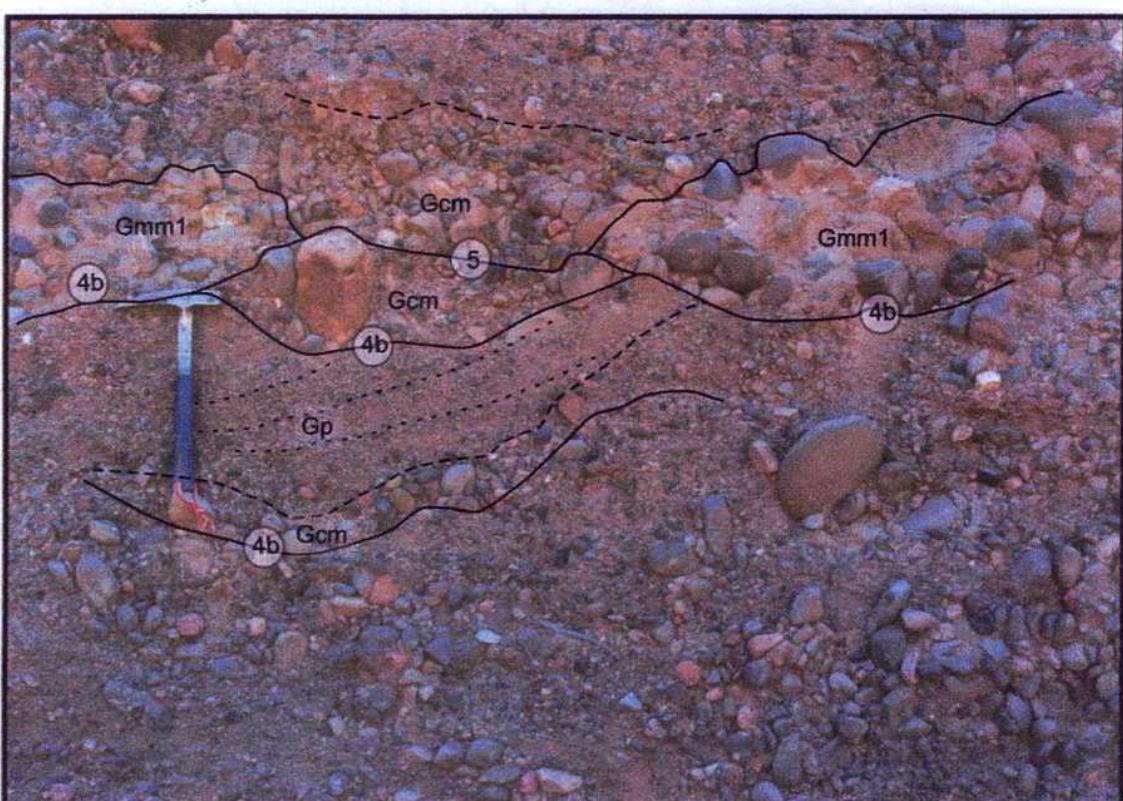


Figura VII.C.15 Fajas de canales dentro de la AF EC2. Obsérvese el carácter multiepisódico de los canales internos en las fajas de canales. El canal inferior muestra un depósito residual basal representado por la litofacies Gcm por encima del cual migraron pequeñas barras laterales representadas por la litofacies Gp. La superficie inferior de orden 4b marca tanto la base de canales menores como la base de los flujos que originaron a la litofacies Gmm1. La superficie superior de orden 5 erosionó a todos los depósitos anteriores.

Las lentes de ortoconglomerados clasto-soportadas representan a las litofacies Gmm1 del elemento arquitectural SG1 descripto en la AF EC1. En la AF EC2 este elemento es más abundante y pueden alcanzar hasta un metro de espesor, aunque normalmente no suele superar los 40 cm (fig. VII.C.15 y 16).

La aparición de paraconglomerados matriz-soportados (litofacies Gmm2) como parte del elemento SG2 en la AF EC2 marca la principal diferencia con la AF EC1. La litofacies Gmm2 se encuentra constituyendo bancos de hasta 50 cm de espesor y base no erosiva, donde los clastos "nadan" en la matriz limo- arcillosa.

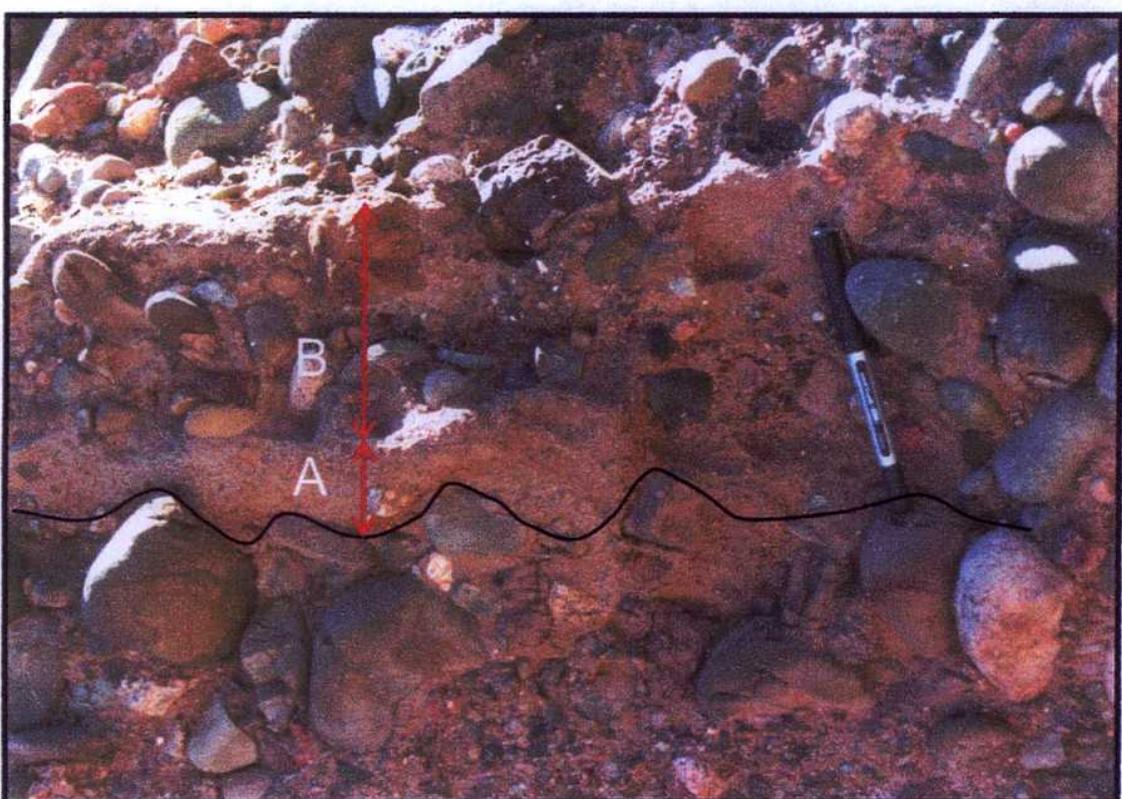


Figura VII.C.16 Detalle de la litofacies Gmm1 en la asociación de facies EC1 y 2. La figura muestra una gradación inversa desarrollada imperfectamente que se destaca por un sector inferior (A) en el que se desarrolló una pequeña carpeta de clastos arenosos de 3 centímetros que pasa a un segmento superior (B) matriz soportado de 9cm en el cual aumenta su tamaño de grano repentinamente (clastos de hasta 7 cm).

Interpretación

La asociación de facies EC 2 puede ser interpretada como depósitos de abanicos aluviales medios dominados por flujos gravitatorios (Rust, 1984; Nemec y Postma, 1993; Blair y McPherson, 1994; Nichols y Hirst, 1998; Blair, 1999 entre otros).

Esta interpretación se basa en la presencia de numerosos flujos gravitatorios hiperconcentrados. En este sentido aparecen flujos hiperconcentrados no cohesivos o flujos de tipo granulares (litofacies Gmm1; Miall, 1996 y Lowe, 1982) o “carpetas tractivas de alta densidad” según Todd (1989) para quien este tipo de flujos pueden ser originados por una rápida entrada del material gravoso en suspensión durante las crecidas seguida por el asentamiento de la fracción más gruesa sobre una carpeta tractiva de granulometría más fina en condiciones de hiperconcentración con respecto a la carga de lecho transportada en condiciones normales. Asimismo, las litofacies Gmm2 representarían flujos de detritos (Hampton, 1975 y 1979; Lowe, 1982 y Sohn, 2000 entre otros), o flujos hiperconcentrados cohesivos. La figura VII.C.17 muestra la clasificación de los tipos de flujos utilizada en esta tesis para la Formación El Corral.

Tipo de flujo	Litofacies	Elementos arquitecturales
Flujos hiperconcentrados (sedimento/agua > 40%)	No cohesivos o granulares (matriz arenosa)	Gmm1
	Cohesivos (matriz fangosa)	Gmm2, SGm, Sm
Flujos tractivos o normales (sedimento/agua < 40%)	Núcleo de barra	Gci, Gcm
	Barras longitudinales	Gci, Gcm, Gch
	Barras transversales gravosas	Gp, Gt

Figura VII.C.17 Clasificación e interpretación de los diferentes tipos de flujos utilizada en esta Tesis para las litofacies gravosas de la Formación El Corral, basada principalmente en Lowe (1982) y en Miall (1996).

En la quebrada del río Yanso, esta asociación de facies se apoya sobre la AF EC1 con un aumento en el tamaño de grano, lo que indicaría un aumento en la energía, y el mayor relieve de los canales marca una mayor incisión en los mismos (mayor grado de canalización) generado por una disminución en el nivel de base que podría estar originada por un ascenso relativo del relieve.

Asociación de Facies EC 3 (AF EC3)

Descripción

Se trata de una secuencia aparentemente estratocreciente integrada por conglomerados de color verde en la base de cada ciclo y de color rojo en el tope (fig. VII.C.18). El tope cada uno de estos ciclos se encuentra marcado por superficies de orden 6.

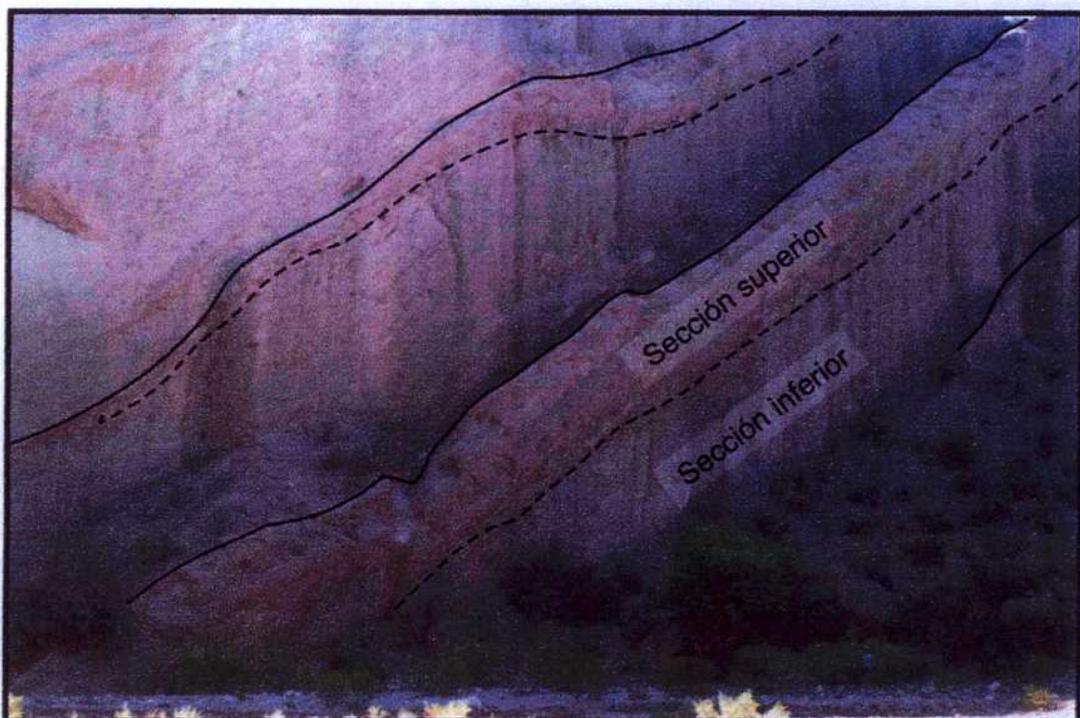


Figura VII.C.18 Ciclos granocrecientes de la AF EC3. En la foto se puede observar la sección inferior de color verde y la superior de color rojo de uno de los ciclos. El perfil de erosión, con mayor erosión en la sección inferior, característico de esta sección se debe a las matrices pelíticas en los flujos presentes en las sedimentitas verdes y a la presencia de matrices arenosas acompañadas de mayor cementación en las rojas de la parte superior.

La sección inferior de los ciclos posee entre 8 y 10 metros de espesor y está compuesta por una alternancia de los elementos arquitecturales SG2, GB y SG1 representados por paraconglomerados matriz-soportados masivos (litofacies Gmm2, fig. VII.C.19) con espesores de hasta 1,5 metros, lentes de hasta 80 cm de ortoconglomerados clasto-soportados masivos, con estratificación horizontal y de tipo tabular planar (litofacies Gcm, Gh y Gp) y por depósitos lentiformes de

ortoconglomerados matriz-soportados masivos o con gradación inversa (litofacies Gmm1).



Figura VII.C.19 Detalle de los paraconglomerados matriz-soportados masivos correspondientes a la litofacies Gmm2. Nótese la presencia de numerosos clastos de areniscas y pelitas levemente metamorfizadas de color verde.

El sector superior (término rojo en la fig. VII.C.18) alcanza espesores variables con iguales características que el verde con la excepción de que está ausente la el elemento arquitectural SG2, y que el SG1 es relativamente más abundante que en la asociaciones anteriores con espesores más continuos lateralmente (fig. VII.C.20). Los clastos de los ortoconglomerados matriz-soportados son principalmente de areniscas rojas y verdes, y de calizas, con diámetros máximos de hasta 40 cm. En algunos casos se puede observar imbricación con el eje mayor inclinando corriente arriba. El tamaño de grano de este término aumenta hacia la parte superior de la asociación de facies.

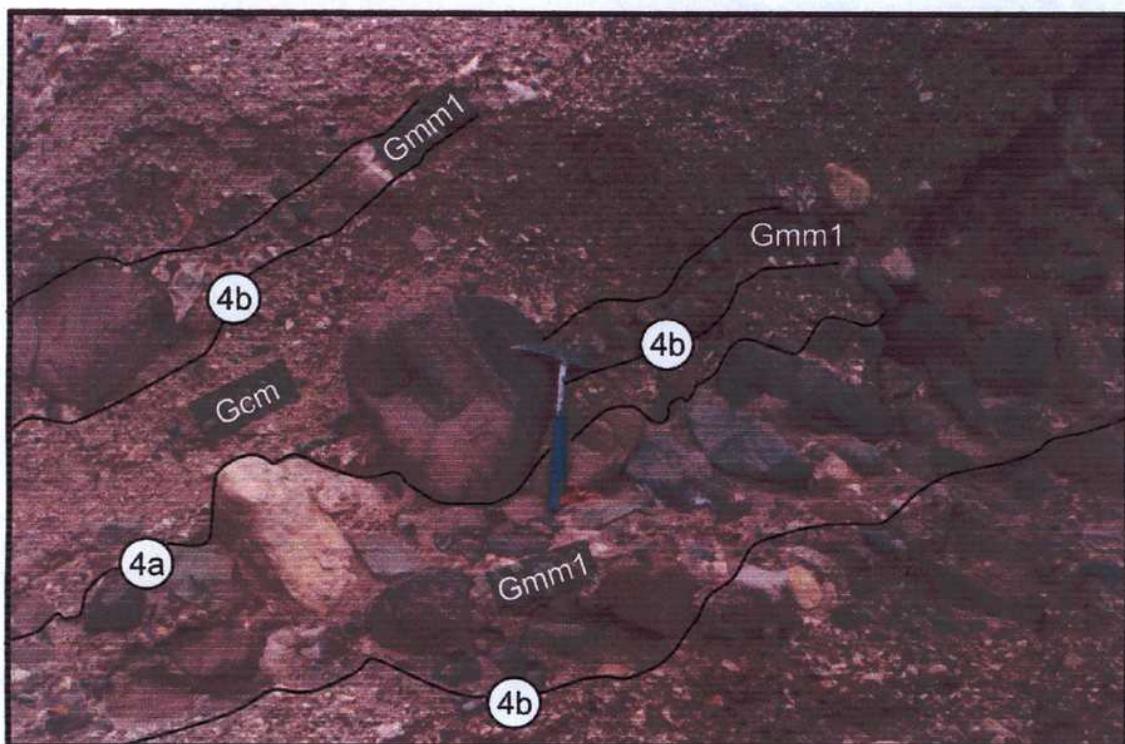


Figura VII.C.20 Arreglo de litofacies interno de la AF EC3 de la Formación La Cueva. En la base se puede observar ortoconglomerados matriz- soportados masivos (litofacies Gmm1), limitados en techo y base por superficies de cuarto orden. Verticalmente alternan rítmicamente con facies tractivas representadas por orticonglomerados clasto-soportados (litofacies Gcm).

Interpretación

La asociación de facies EC 3 ha sido interpretada, al igual que la AF EC2, como depósitos de abanicos aluviales medios dominados por flujos gravitatorios (Nemec y Postma, 1993; Blair y McPherson, 1994; Miall, 1996). Las dos secciones de los ciclos parecen estar originadas por procesos similares en los mismos sectores de los abanicos, con cambios en los tipos de flujos, probablemente controlados por diferentes litologías en el área de aporte (Blair, 1999) de manera tal que cuando los flujos provienen de áreas de aporte ricas en arenas verdes con metamorfismo de bajo grado las matrices se hallan enriquecidas en material pelítico y aparecen flujos hiperconcentrados cohesivos, mientras que las áreas de aporte ricas en material arenoso producen flujos hiperconcentrados con matrices arenosas de tipo no cohesivos.

Miembro Quebrada Del Río Yanso

Este conjunto aflora exclusivamente en la quebrada homónima y sobreyace al Miembro La Cueva. El contacto entre ambas unidades está dado por una pequeña discordancia angular.

El Miembro Quebrada del Río Yanso se encuentra constituido principalmente por conglomerados de color rojo y escasas lentes en la base de color verde. Posee un espesor de 425 metros y fue dividido en dos asociaciones de facies que se están separadas por discordancias angulares, presentando la formación mayores inclinaciones en la parte basal y menores en el tope.

Asociación de Facies EC4 (AF EC4)

Descripción

Se inicia con una superficie plana de fuerte cambio en el ordenamiento arquitectural de los cuerpos depositacionales. Mientras que en la AF EC3 las secuencias estratocrecientes generaban cuerpos tabulares en los que alternaban las secuencias rojas y verdes en la asociación de facies EC4 básicamente priva el término rojo aunque con una importante proporción del término verde conformado por estratos lenticulares que pasan lateralmente al término rojo.

Las lentes verdes poseen espesores de hasta 1 metro y se hallan conformadas por el elemento arquitectural GB representado por dos tipos de conglomerados: los paraconglomerados clasto-soportados masivos que presentan ocasionalmente imbricación, y los paraconglomerados clasto-soportados con estratificación entrecruzada de tipo tabular planar (litoformas Gcm y Gp respectivamente). La litoformación Gp posee generalmente una granulometría menor la Gcm, con clastos de hasta 12 cm de diámetro, bien redondeados a veces prolados y achatados.

Entre ellos se dispone una litoformación de transición entre Gcm a Gmm1, que solo en ocasiones muestra una grosera gradación inversa hacia la parte media de los

bancos. Cuando esto sucede, aumenta considerablemente el diámetro de los clastos (hasta 50 cm de diámetro). Los estratos alcanzan un espesor de hasta 80 centímetros.

En el término rojo, que posee espesores de hasta 2,5 m de potencia, también alternan ortoconglomerados de origen tráctico del elemento arquitectural GB (litofacies Gcm y Gp), con espesores de hasta 60 cm, sobre superficies de orden 4b erosivas y concavas hacia arriba; y ortoconglomerados matriz-soportados masivos (litofacies Gmm1) del elemento arquitectural SG1 aunque estas últimas aquí son más frecuentes representando un 40% de la secuencia. Este último elemento arquitectural posee el mayor tamaño de clastos alcanzando diámetros de hasta 45 cm. Por otra parte, tiene todas las características descriptas previamente solo que aquí los bancos que conforman al elemento arquitectural SG1 presentan fuerte lenticularidad. En este intervalo aparecen escasas lentes de arenas guijarrosas masivas y arenas gruesas masivas (litofacies SGm y Sm) que también forman parte del elemento arquitectural SG1.

Interpretación

La asociación de facies EC4 es interpretada como abanicos aluviales medios dominados por flujos gravitatorios (Nemec y Postma, 1993; Blair y McPherson, 1994 y Miall, 1996). Este conjunto se apoya sobre la AF EC3 y aunque las litofacies presentes son similares, el espesor y la presencia de los flujos hiperconcentrados son mayores, marcando más proximalidad de los depósitos.

Las lentes verdes presentes en esta asociación de facies, se encuentran constituidas por flujos trácticos, conformados por depósitos residuales de canal y barras transversales gravosas. Por su parte, el término rojo representa flujos hiperconcentrados no cohesivos y alternantes con flujos trácticos que representan barras longitudinales y transversales gravosas.

Asociación de Facies EC5 (AF EC5)

Descripción

Esta sección está conformada exclusivamente por estratos rojos. El límite con la asociación AF EC4 está marcado por otra superficie discordante plana originada por un cambio en el rumbo e inclinación de los estratos (fig. VII.C.21) y la desaparición de los bancos verdes.

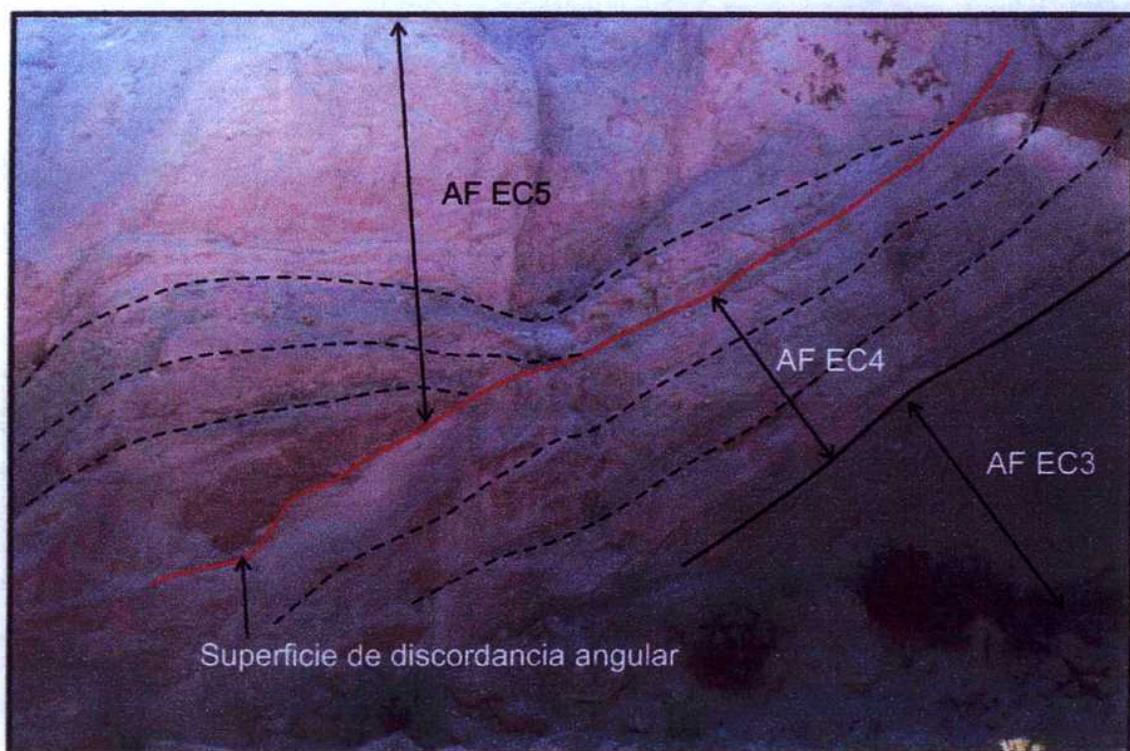


Figura VII.C.21 Discordancia angular entre las asociaciones de facies 4 y 5 del Miembro Quebrada del río Yanso. Los estratos están marcados en línea punteada.

Esta unidad se encuentra constituida por fajas de canales de hasta 3 metros de espesor formadas internamente por lentes amalgamados (elemento arquitectural CHm). Las lentes se encuentran limitadas en su base por superficies de orden 4 que limitan, por un lado, bases de canales (superficies 4b) y, por otro, cuerpos biconvexos (4b en la base y 4a en el tope) que contienen bancos formados por ortoconglomerados clasto-soportados masivos o con imbricación, con estratificación entrecruzada tabular planar y horizontal (litofacies Gcm, Gci, Gp y Gt). Cada una de lentes biconvexas presenta el siguiente arreglo interno: sobre una base erosiva, se apoyan las litofacies

Gcm y Gci, que en bancos de hasta 20 cm de potencia sobre las que se disponen en forma neta las litofacies Gp y Gt, limitadas por superficies de 3^{er} orden que son cortadas por las superficies de orden 4. En algunos casos, por debajo de las superficies de orden 4a aparecen areniscas masivas (litofacies Sm).

El elemento arquitectural SG1 se encuentra presente en bancos de geometría lenticular en general sobre las superficies de 5 orden que marcan el comienzo de una nueva faja de canales o en el tope de los canales marcados por superficies de orden 4b (fig. VII.C.22). En general este elemento arquitectural se encuentra conformado por la litofacies Gmm1, pero cuando se encuentra sobre de las fajas de canales como tope de canales puede pasar lateralmente a la litofacies SGm.

En la figura VII.C.23 se puede observar un panel que sintetiza el arreglo interno de la AF EC5.

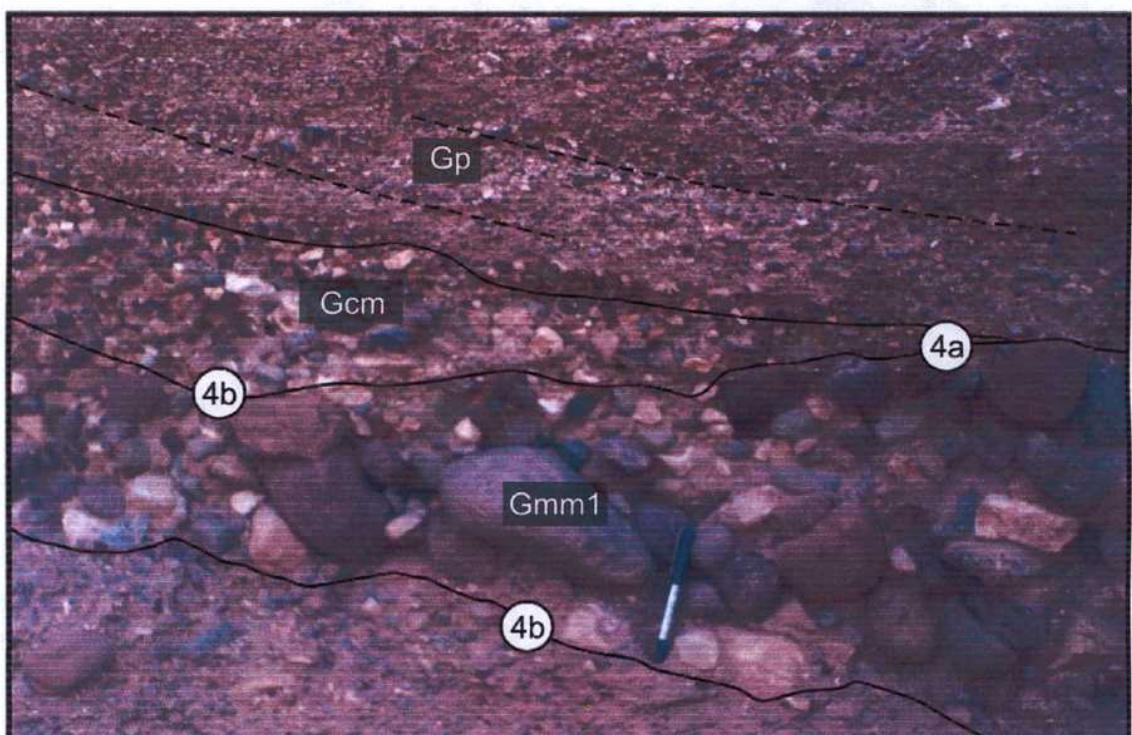
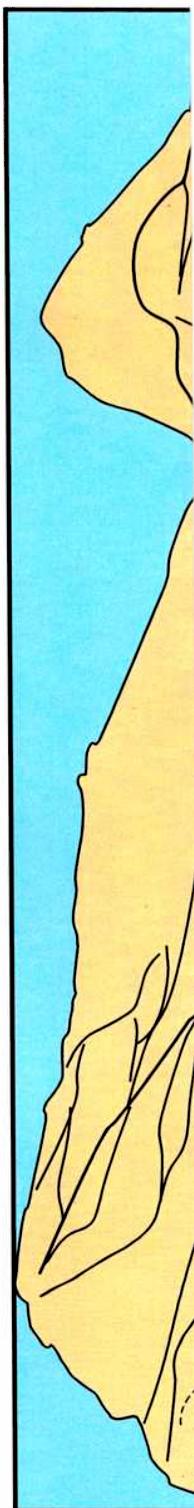
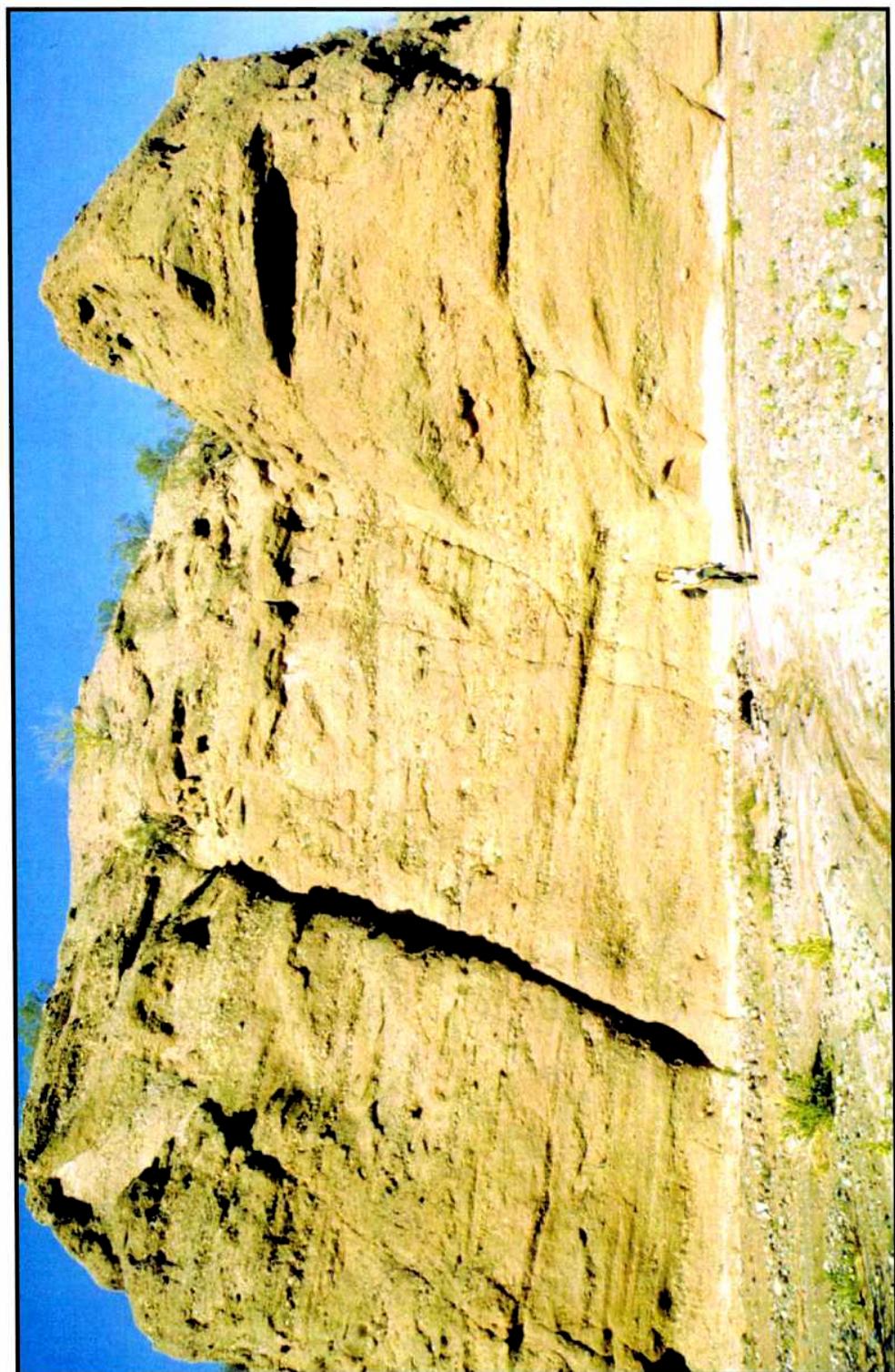
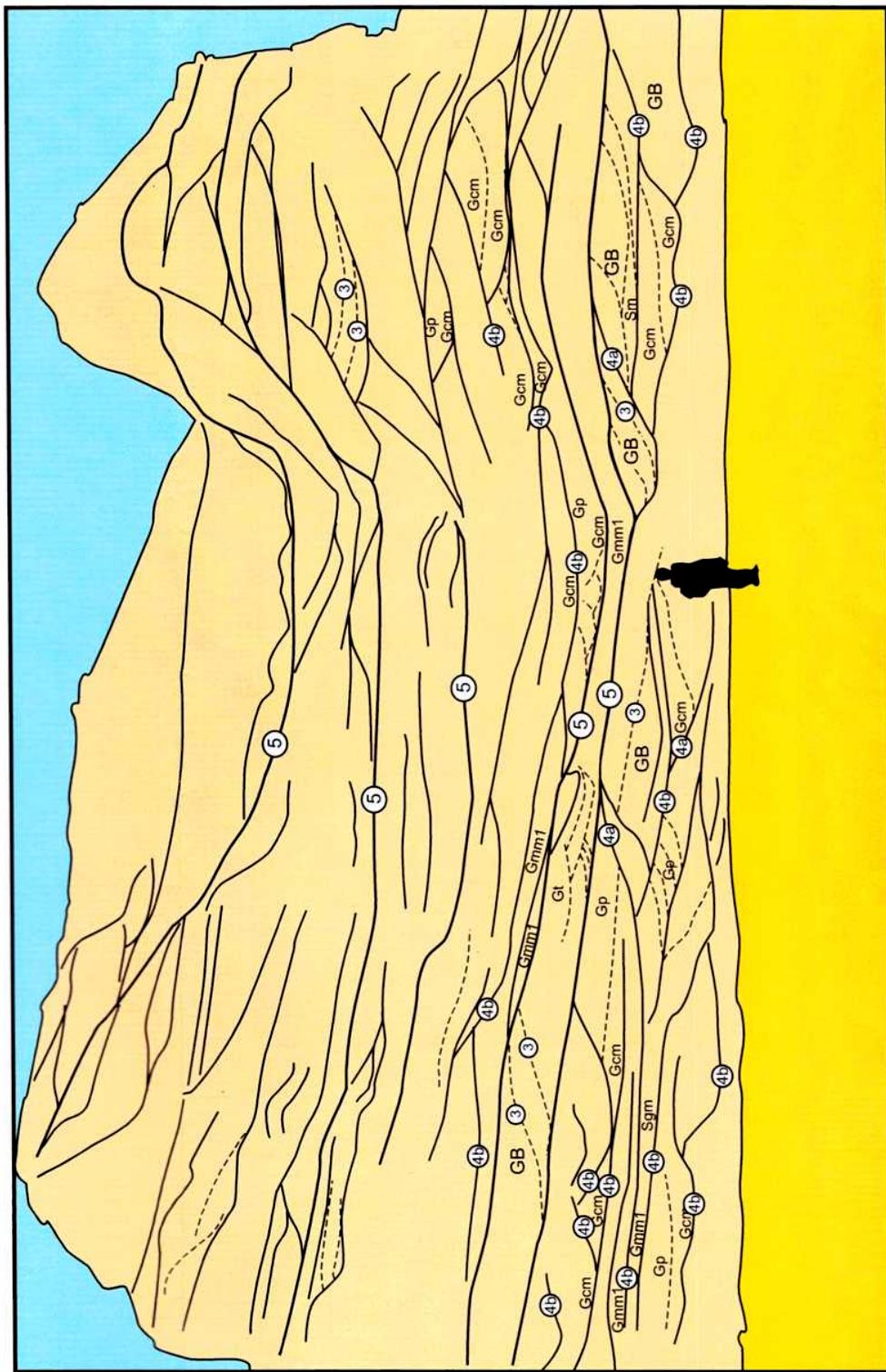


Figura VII.C.22 Detalle del arreglo interno de la AF EC4 de la Formación Quebrada del Río Yanso. En la base se puede observar ortoconglomerados matriz- soportados masivos (litofacies Gmm1), limitados en techo y base por superficies de cuarto orden. Verticalmente pasan a facies tractivas representadas por orticonglomerados clasto-soportados (litofacies Gcm) y encima conglomerados con estratificación entrecruzada tabular planar (Gp)





REFERENCIAS

- ④ Orden de superficies limitantes
- Superficies limitantes de orden 5
- Superficies limitantes de orden 4
- Superficies limitantes de orden 2 y 3
- Elementos arquitecturales
- GB Litofacies
- Sgm Litofacies

Figura VII.C.23 Panel de la asociación de facies EC5 de la Formación La Cueva. Las superficies de orden 5 limitan fajas de canales, las de orden 4b y a limitan bases de canales menores y topes de barras respectivamente; y las de orden 3 limitan superficies de acreción dentro de las barras. Las barras gravosas en algunos casos son mostradas con el elemento arquitectural que las representa o con las litofacies que las forman. Por otra parte, la litofacies Gmm1 representa al elemento arquitectural SG.

Interpretación

La asociación de facies EC5 se interpreta como abanicos aluviales medios dominados por flujos gravitatorios o sistemas fluviales entrelazados gravosos (Williams y Rust, 1969; Clifford et al., 1993; Bridge, 1993; Hjellbakk, 1997). En este sistema habrían dominado los flujos tractivos que formaron complejos de barras formados por depósitos residuales de canales sobre los que migraron barras transversales con crestas sinuosas y rectas, que en algunos casos preservaron los topes de barras. Mientras que las superficies de orden 4b marcan reactivaciones de los canales por los procesos de avulsión característicos de los sistemas con hábito entrelazado (Ashmore, 1993; Ferguson, 1993 y Leddy et al., 1993), las superficies de orden 5 que las limitan de fajas de canales podrían marcar reactivaciones mayores dentro del sistema de origen alocíclico. Sobre estas superficies se suelen apoyar depósitos de flujos hiperconcentrados no cohesivos, probablemente debido a la reactivación de los frentes que dieron origen a los abanicos de las asociaciones de facies EC4 y 5.

Evolución Paleoambiental de la Formación El Corral en La Cueva y en la quebrada del río Yanso

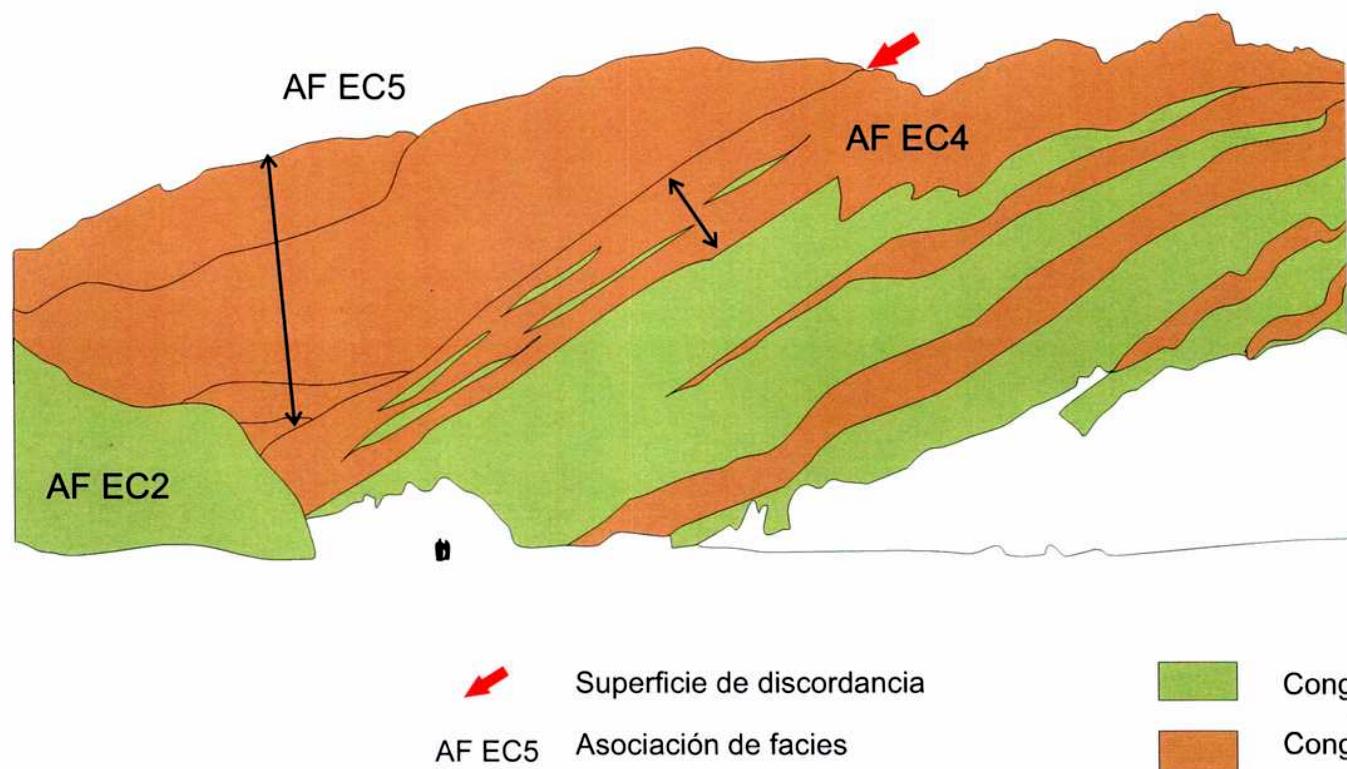
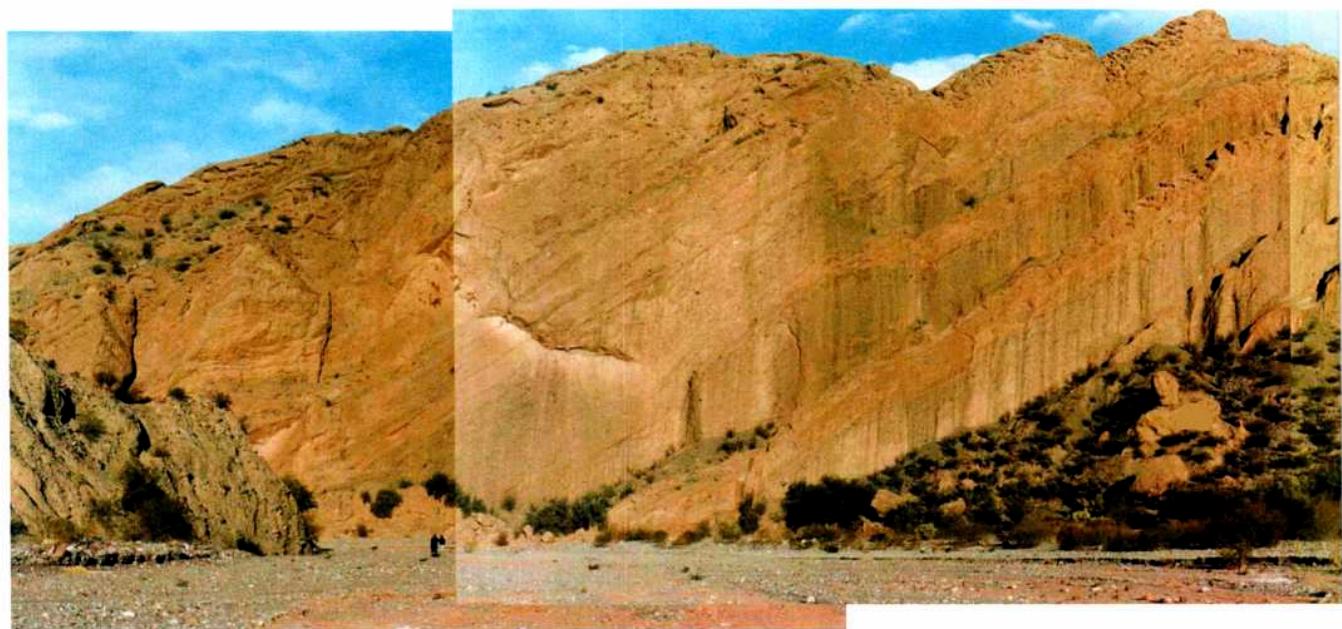
La AF EC1 correspondería a sistemas fluviales entrelazados conglomerádicos o a abanicos aluviales medios dominados por flujos gravitacionales. Dentro de este contexto, la mayor parte de las acumulaciones corresponden a flujos normales que constituyen fajas de canales en las que habrían migrado barras gravosas longitudinales y transversales. No obstante, esporádicamente se habrían generado flujos hiperconcentrados no cohesivos que podrían estar relacionados con crecidas repentinas que habrían transportado material gravoso depositado previamente. Por encima de la AF EC1 aparece la AF EC2 en leve discordancia angular. Este conjunto fue asociado a abanicos aluviales medios dominados por flujos gravitatorios en los cuales la mayor participación de depósitos de flujos hiperconcentrados, tanto

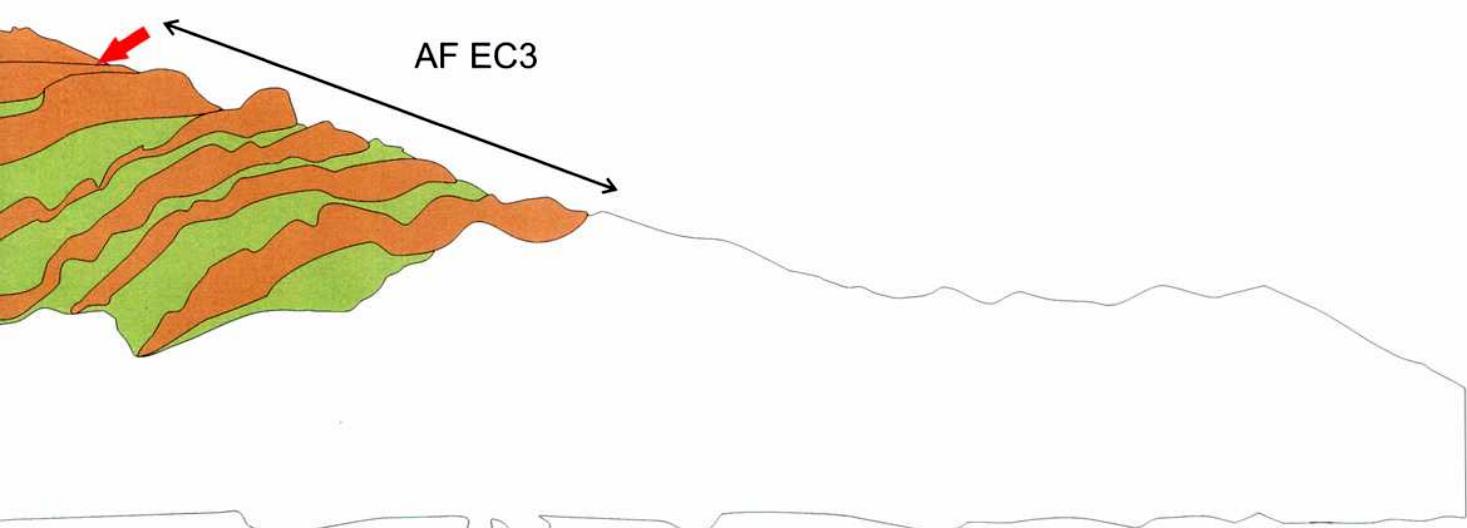
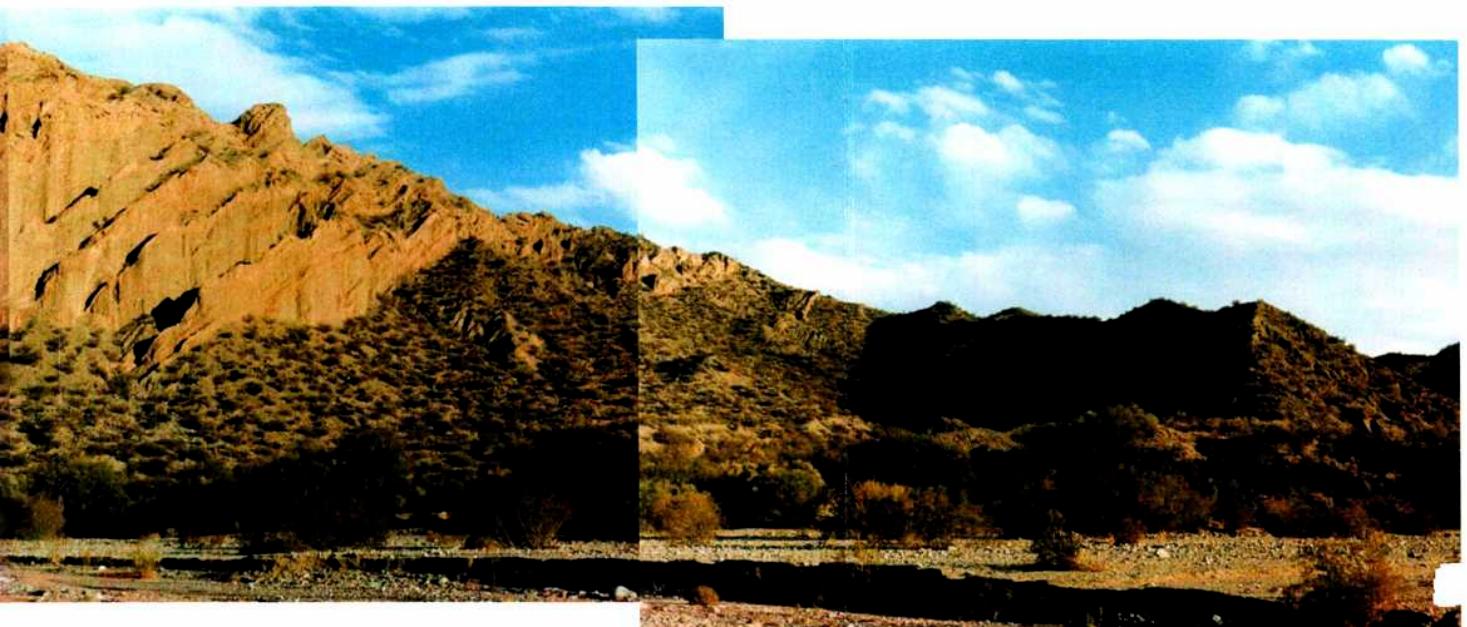
cohesivos como no cohesivos, sumada a una granulometría levemente más gruesa indicaría un aumento de la energía.

Sobre la AF EC2 aparecen los ciclos de la AF EC3. Estos ciclos fueron interpretados como abanicos aluviales medios dominados por flujos gravitatorios de mayor proximalidad que los de la asociación de facies precedente. Esta interpretación se debe a la presencia de una mayor cantidad de flujos hiperconcentrados cohesivos característicos de la parte basal de color verde de los ciclos y no cohesivos en el término superior de los ciclos, de color roja. Esta alternancia rítmica está asociada a variaciones en el área de aporte como será mostrado en la sección siguiente. En la AF EC4, disminuyen los espesores de ambos términos, y el verde aparece como lentes conformadas por flujos tractivos, mientras que los rojos preservan aún los flujos hiperconcentrados.

La AF EC5 se apoya en discordancia angular sobre la AF EC4, esto es acompañado por la desaparición de los conglomerados verdes. Mientras tanto, en el término rojo, dominan ampliamente las fajas de canales con flujos tractivos o de concentración normal representados principalmente por barras transversales gravosas correspondientes a sistemas fluviales entrelazados gravosos de energía moderada.

Las discordancias encontradas entre las diferentes asociaciones de facies fueron interpretadas como discordancias progresivas (Tedesco et al., 2004) producidas cuando en los frentes montañosos activos la sedimentación es sincrónica con los levantamientos tectónicos (Riba, 1976). Este tipo de discordancias pertenecen al grupo de las discordancias sintectónicas descriptas por Vera (1994) como "cualquier tipo de discordancia en la que la sedimentación y la formación de la megaestructura discordante angular han sido contemporáneas del proceso tectónico que las ha engendrado. Los términos estratigráficos limitantes están muy próximos en el tiempo". La figura VII.C.24 muestra las relaciones angulares entre las diferentes asociaciones de facies de la Formación El Corral en la quebrada del río Yanso.





Conglomerados verdes
Conglomerados rojos

Figura VII.C.24 Relaciones angulares entre las asociaciones de facies de la Formación El Corral en la quebrada del río Yanso.

Formación El Corral en la quebrada del río Los Hornos

En esta quebrada la Formación El Corral se halla altamente tectonizada y repetida, con bancos que aparecen mayormente verticales, con inclinaciones mínimas de 70° al este y rumbos NNE. Fue dividida en dos asociaciones de facies con características propias en las que dominan los clastos de calizas que se interdigitan lateralmente con las AF EC3 y 4 presente en la quebrada del río Yanso, siendo simultáneas temporalmente.

Asociación de facies EC 6 (AF EC6)

Descripción

Esta asociación de facies posee espesores variables, aunque se puede establecer una potencia mínima de 140 metros. Se halla constituida por canales de hasta 1 metro, continuos lateralmente con bases con poco relieve limitadas por superficies de orden 4b. Internamente están conformados por los elementos arquitecturales GB, DA y en menor proporción por el elemento SG1. En la figura VII.C.25 se puede observar un panel con su distribución dentro de esta asociación de facies.

El elemento GB se encuentra formando por lo general la base de los canales, sobre las superficies de orden 4b. Está formado por ortoconglomerados clasto-soportados masivos (litofacies Gcm), de hasta 50 cm de potencia, con clastos angulosos entre los cuales, si bien la litología es variada, dominan los de calizas y en menor proporción aparecen clastos de metamorfitas verdes de bajo grado. Esporádicamente aparecen clastos fuera de tamaño (diámetro máximo de 50 cm) en la base. Los techos de los bancos son, en algunos casos, planos y en otros convexos hacia arriba, preservando los topes de las macroformas. Cuando es así los topes están limitados por superficies de orden 4a. Es posible encontrar ortoconglomerados con estratificación horizontal (litofacies Gh) de gravas finas sobre la litofacies Gcm que en general están compuestas por clastos de gravas medianas a gruesas.

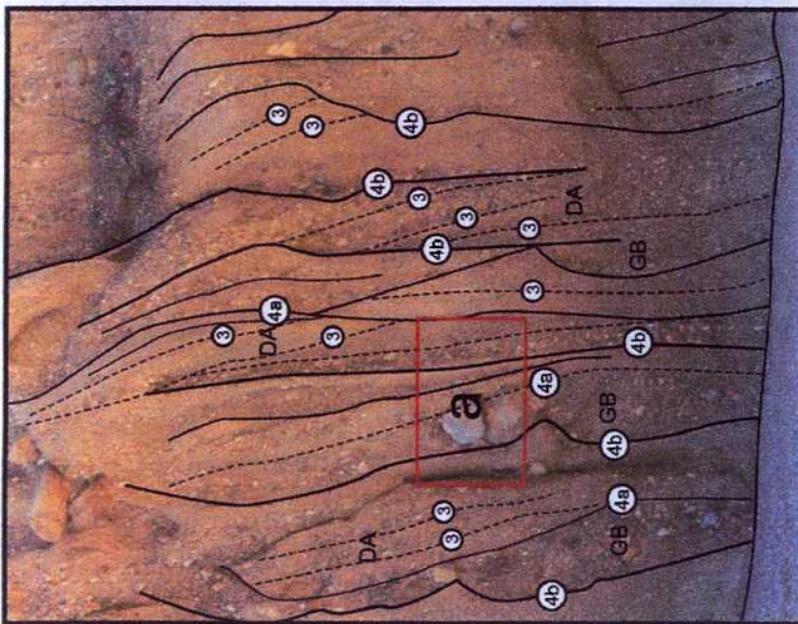
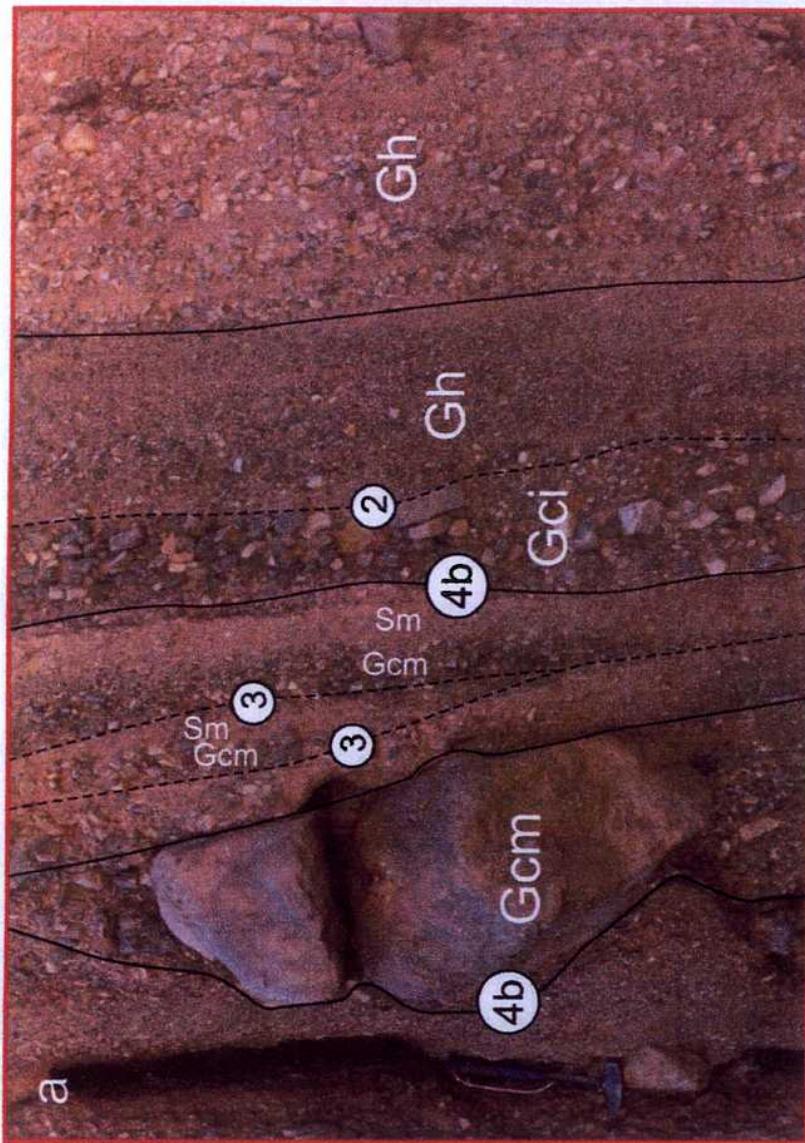


Figura VII.C.25 La figura de la derecha muestra canales dentro de la AF EC6 en la quebrada del río Los Hornos. Las bases de los canales se encuentran limitadas por superficies de orden 4a. Las superficies de orden 4a limitan topes de barras. En las bases de los canales se apoyan ortoconglomerados clasto-sopartados masivos del elemento arquitectural GB. Por encima, aparecen en general las formas de acreción corriente abajo (elemento arquitectural GB) y con línea punteada las superficies de tercer orden que marcan el crecimiento de las macroformas. La figura de la derecha (recuadro a) muestra un detalle con las litofacies características de cada uno de estos elementos arquitecturales.

El elemento arquitectural DA está conformado por pares sedimentarios de ortoconglomerados clasto-soportados masivos finos (Gcm) y areniscas masivas (litolafacies Sm) de hasta 15 cm de potencia, separados por superficies de tercer orden que inclinan corriente abajo que son cortadas por superficies de orden 4. Este elemento se apoya siempre sobre el elemento arquitectural GB.

El elemento arquitectural SG1 se caracteriza por poseer ortoconglomerados matriz- soportados masivos (litolafacies Gmm1- fig. VII.C.26) de hasta 30 cm de potencia, con clastos angulosos de hasta 15 cm de diámetro.



Figura VII.C.26 Ortoconglomerados de la asociación de facies EC6. A la izquierda se pueden observar ortoconglomerados con clastos imbricados (litolafacies Gci). Los clastos imbricados están señalados con flechas que indican paleocorrientes hacia el este. Por encima se pueden observar ortoconglomerados matriz-soportados masivos (litolafacies Gmm1) del elemento arquitectural SG1.

Interpretación

La AF EC6 correspondería a abanicos aluviales dominados por flujos normales (Williams y Rust, 1969; Clifford et al., 1993; Bridge, 1993; y Hjellbakk, 1997 entre

otros). Estos sistemas se encuentran formados por canales con barras longitudinales gravosas representadas por elemento arquitectural GB sobre los que se apoyan macroformas arenó-gravosas de bajo relieve con superficies de acreción corriente abajo de bajo ángulo y se encuentran separados por superficies de cuarto orden. Raramente, los flujos normales son interrumpidos por flujos hiperconcentrados no cohesivos. Los espesores delgados de este tipo de flujos, indican una posible distalidad con el frente en el que se habrían originado. Es notable la ausencia de superficies de 5 orden que marquen reactivaciones mayores.

Si bien la AF EC6 podría corresponder también a sistemas fluviales entrelazados de alta energía, se ha preferido interpretar a la asociación como originada por abanicos aluviales debido a la cercanía del frente montañoso encontrado al oeste, de donde provienen las paleocorrientes, formado por las calizas eopaleozoicas que constituyen la principal área de aporte de los conglomerados.

Asociación de facies EC 7 (AF EC7)

Descripción

La asociación de facies EC7 posee espesores de hasta 40 metros. Internamente está formada por una alternancia de bancos tabulares de hasta 25 cm de potencia. Estos bancos constituyen el elemento arquitectural GB que, al mismo tiempo, alterna con lentes de pelitas masivas (fig. VII.C.27) .

El elemento arquitectural GB se encuentra formada dos tipos conglomerádicos con diferentes geometrías. Los del primer tipo se presentan como bancos tabulares de hasta 20 cm de espesor, con base y techo planos. Internamente, los bancos están formados por ortoconglomerados clasto-soportados masivos con diámetro máximo de clastos de hasta 4 cm y gradación normal (lito facies Gcm). Estos bancos repiten de manera monótona numerosas veces en la AF EC7. Sus bases están marcadas por superficies de orden 4b. Los del segundo tipo, poseen mayores espesores (hasta 30 cm) y mayor tamaño de grano con gradación ausente. Muchas veces sus techos son

ondulados (superficies limitantes de orden 4a) y las bases se presentan como superficies de 5^{to} orden. Las lentes pelíticas (litofacies Fm) se encuentran cubriendo a estos depósitos (elemento arquitectural FF).

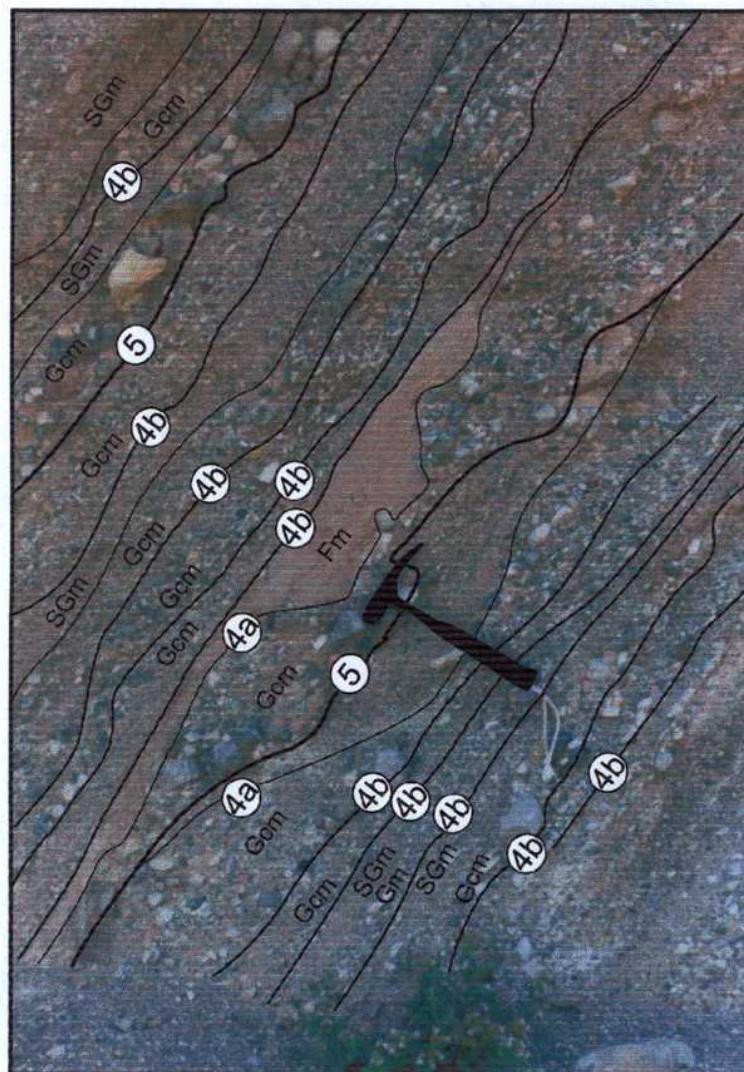


Figura VII.C.27 Ortoconglomerados de la asociación de facies EC7. Las superficies de orden 4b separan diferentes bancos tabulares que encierran al elemento arquitectural GB. Sobre las superficies de orden 4^a aparecen pelitas (elemento arquitectural FF) que rellenan pasivamente la superficie de las macroformas gravosas.

Interpretación

La asociación de facies EC7 es interpretada como depósitos de flujos mantiformes dentro de abanicos aluviales medios (Bull, 1972; Blair, 1999; Blair y McPherson; 1994 y Smith, 2000). Las crecidas que se producen en estos sistemas son en manto o “sheetfloods”, en las que es común el alto régimen de flujo, y cuyos

depósitos resultantes son bancos tabulares de escala decimétrica con pares sedimentarios de grava-arena, raramente interrumpidos por superficies erosivas de mayor relieve.

En algunos casos, aparecen bancos de mayor espesor, también tabulares en los cuales se preservan topes de barras. Estos depósitos pueden representar flujos de mayor canalización. Las pelitas masivas que los cubren pueden representar áreas de intercanal en zonas en que se producen saltos hidráulicos más importantes.

Evolución Paleoambiental de la Formación El Corral en la quebrada del río Los Hornos

Las asociaciones de facies del Miembro Quebrada del Río Yanso en la quebrada de Los Hornos, representan depósitos de abanicos aluviales medios dominados por flujos normales. En el caso de la AF EC6 representan depósitos más proximales, en los que migraban formas de lecho gravosas representadas por barras longitudinales y formas de acreción corriente abajo de bajo relieve, que esporádicamente intercalaban depósitos de flujos hiperconcentrados no cohesivos. Esta asociación de facies domina en el sector inferior de la sucesión. El sector superior se encuentra dominado por la AF EC7 que representa depósitos de flujos en manto asociados a abanicos aluviales medios de mayor distalidad, quizás por debajo del punto de intersección de los abanicos.

Formación El Corral al pie de la Sierra de Maz

Al pie de la Sierra de Maz aflora el Miembro Tamberías que presenta un espesor de aproximadamente 70 metros. Los bancos aparecen subhorizontales con leves inclinaciones hacia el oeste. Se encuentran expuestos en paredones verticales que son producidos por una falla perteneciente al lineamiento de Valle Fertil atravesados por pequeñas quebradas E-O (fig. VII.C.28). La composición de los clastos es exclusivamente de metamorfitas de grado medio a alto proveniente de la

sierra de Maz. La relación temporal entre este miembro y los otros de la Formación El Corral no es clara, pues su base nunca está expuesta y su techo siempre es cubierto por cuaternario, sin embargo, parece ser la unidad más joven debido al menor grado de tectonismo que la afecta.

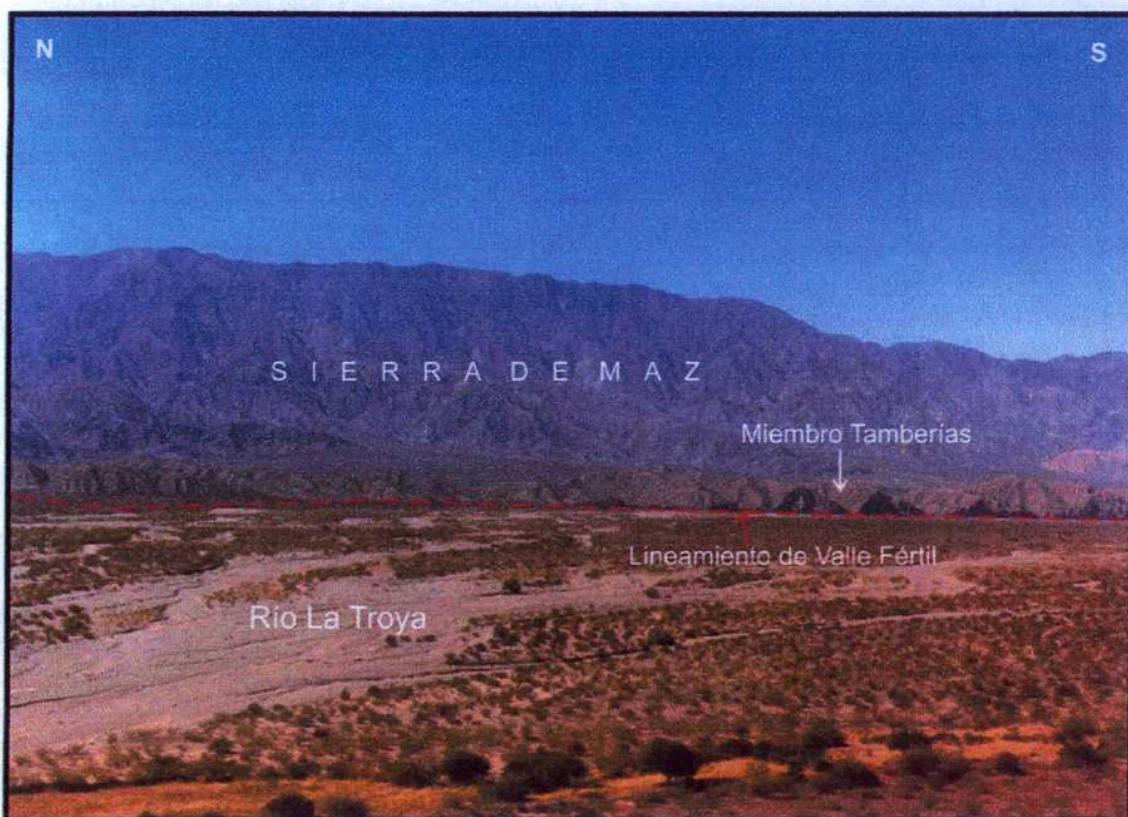


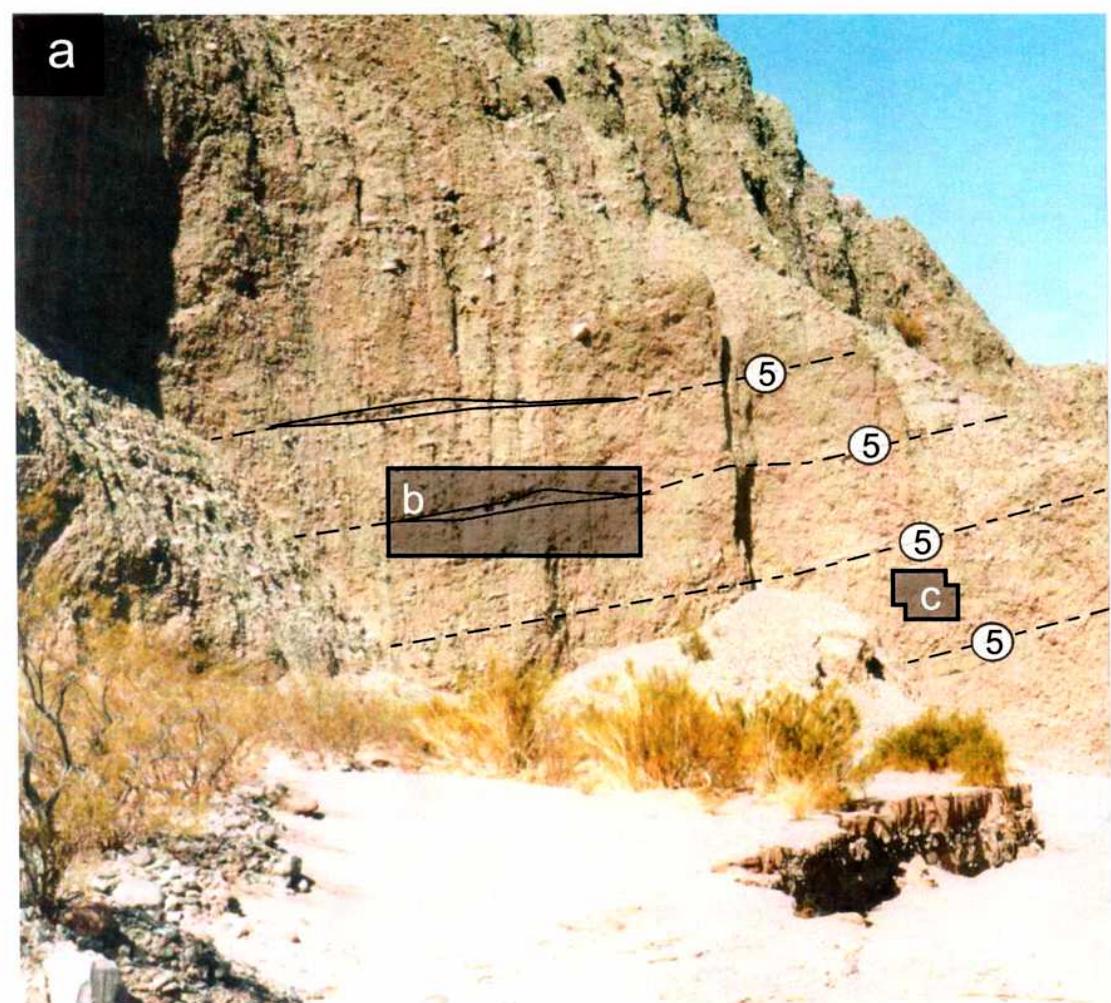
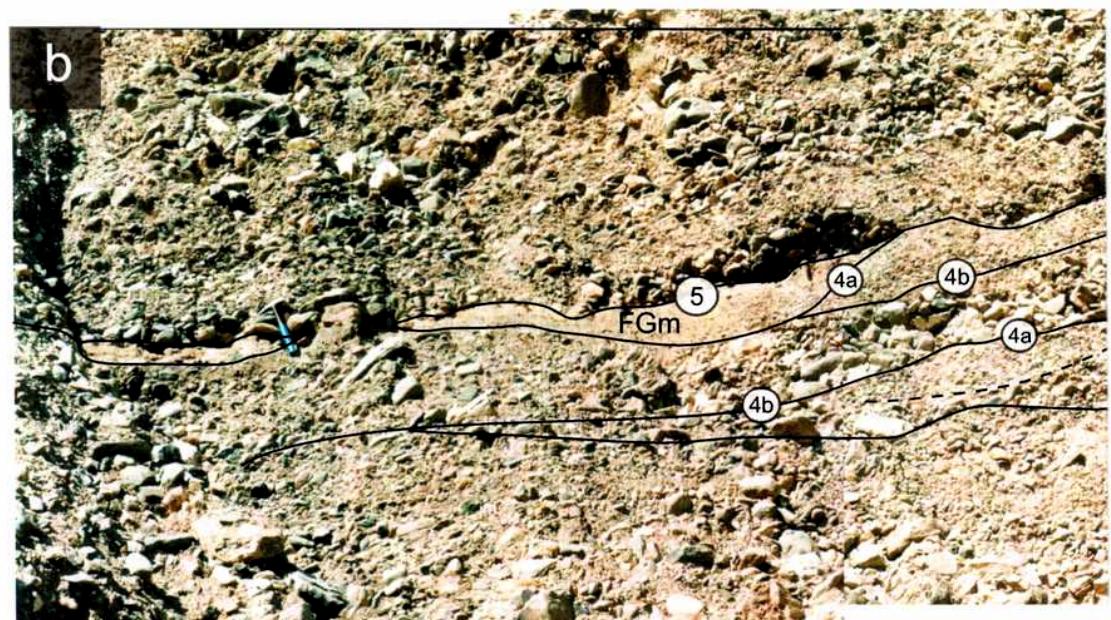
Figura VII.C.28. Vista desde Las Juntas de los afloramientos del Miembro Tamberías de la Formación El Corral al frente de la sierra de Maz. En la imagen pueden observarse los flatirones producidos por la actividad de las fallas asociadas al lineamiento del Valle Fértil.

Miembro Tamberías

Asociación de facies EC 8 (AF EC8)

Descripción

Esta asociación de facies está constituida fajas de canales de hasta 3 metros de potencia conformadas por paraconglomerados clasto-soportados, y separadas entre si por superficies de discontinuidad de 5^o orden que en algunos casos preservan lentes y pelitas guijarroosas masivas (fig. VII.C.29a, b y c).



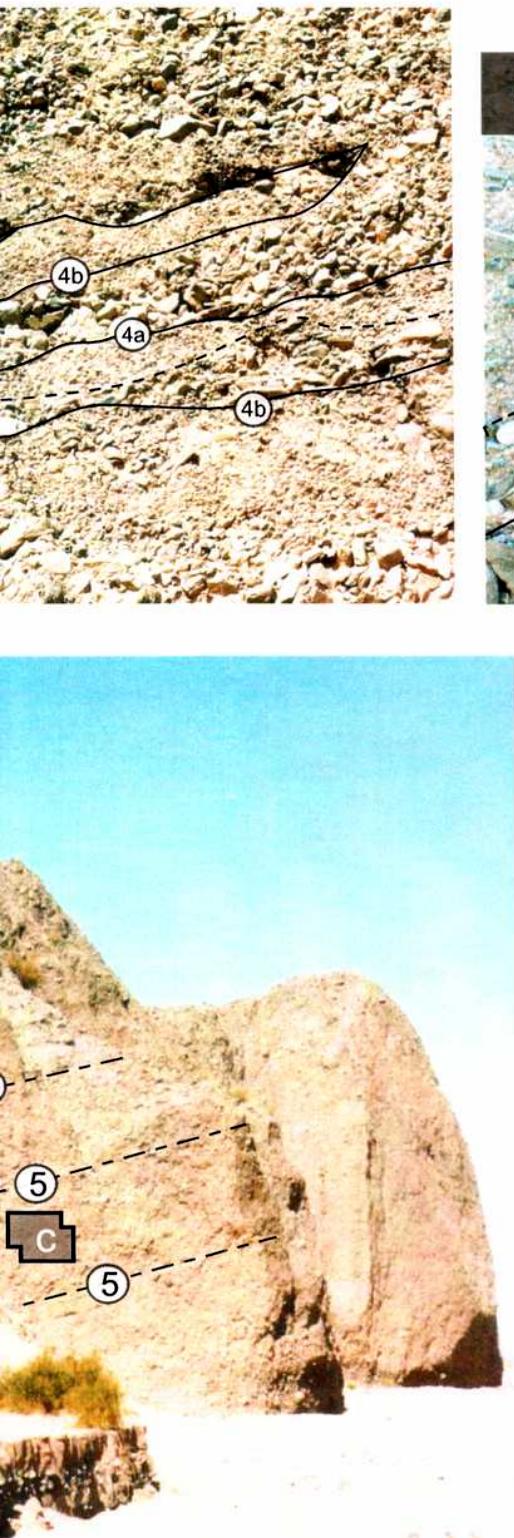


Figura VII.C.29 Arreglo arquitectural de la asociación de facies EC8. a) Vista general en la que se pueden observar superficies limitantes de orden 5 marcadas por discontinuidades y por lentes de menor tamaño de grano. b) Detalle de las superficies de orden 5, marcadas por lentes de pelitas guijarroosas masivas que lateralmente pasan a superficies de discontinuidad entre conglomerados. c) detalles de los canales multiepisódicos llenados por conglomerádicos masivos con algo de imbricación y conglomerados formados completamente por clastos imbricados (litofacies Gcm y Gci), dentro de las fajas de canales.

Las fajas de canales son multiepisódicas (elemento arquitectural CHm) y se encuentran formadas por lentes de hasta 80 cm de espesor y 10 m de continuidad lateral. Sus bases están marcadas por superficies de orden 4b cóncavas y sus techos, en algunos casos, preservan geometría convexa dando origen a superficies limitantes de orden 4a. Internamente presentan ortoconglomerados- clasto soportados masivos gruesos (litoformas Gcm), con clastos de hasta 30 cm de diámetro máximo, generalmente tabulares y laminares de composición exclusivamente metamórfica que suelen estar imbricados. Por encima suelen apoyarse ortoconglomerados de menor tamaño de grano (hasta 5cm de diámetro máximo) también masivos (litoformas Gcm) o en los cuales todos los clastos se encuentran imbricados (litoformas Gci). Todos estos conglomerados forman el elemento arquitectural GB (fig. VII.C.29c).

Las lentes de material fino que separan en parte a las fajas de canales poseen espesores de hasta 30 cm y de 5 a 10 metros de continuidad lateral (fig. VII.C.29b). Internamente, como ya se ha mencionado se encuentran constituidas por pelitas guijarroosas masivas (litoformas FGm) que constituyen el elemento arquitectural FF.

Interpretación

Los depósitos descriptos para la AF EC7 son similares a los descriptos por Smith (2000) para frentes montañosos dominados por flujos canalizados. Este tipo de ambientes se caracteriza por patrones de drenaje paralelos que se extienden desde el frente montañoso a la planicie aluvial sin desarrollo de una morfología de abanico o pérdidas importantes en el confinamiento del flujo, es decir que no se originan a partir de un canal que sale de un frente montañoso, sino que forman mantos continuos lateralmente dentro de los piedemontes. Este tipo de ambientes se caracterizan por poseer depósitos de ambientes de fajas de canales y de áreas de intercanal, en nuestro caso representadas por el elemento arquitectural FF. Los canales generalmente preservan rellenos granodecrescentes apilados. En el caso aquí

estudiado estos rellenos fueron formados por la migración de barras longitudinales gravosas que muchas veces han preservado los topes convexos.

Según Smith (2000) los elementos que se podrían utilizar para distinguir a estos depósitos de los originados por abanicos aluviales son: 1) el reconocimiento de depósitos de canales y de planicies de inundación, 2) la ausencia de depósitos tabulares característicos de crecidas en manto (*sheetfloods*) y flujos gravitatorios, y 3) presencia de estructuras sedimentarias que indiquen la deposición a partir canales someros en los que domine el alto régimen de flujo relacionados a mayores pendientes que las asociadas a sistemas fluviales y a abanicos aluviales.

Relaciones estratigráficas y edad

Las relaciones estratigráficas de la Formación El Corral varían según el miembro que aflora en cada localidad. De esta manera, en La Cueva, el miembro homónimo se dispone en discordancia sobre la Formación Zapallar y su techo vuelve a estar en contacto con esta unidad por medio de fallas inversas de alto ángulo.

En Agua del Corral la base del Miembro de Lutitas y Limolitas no se encuentra expuesta. Sobre su tope se apoya, en discordancia erosiva, el Miembro quebrada del río Yanso cuyo techo es cubierto de la misma forma por abanicos pleistocenos. Por su parte, el Miembro Tamberías, a la altura de la mina de carbón El Carrizal, se encuentra sobreyaciendo en discordancia angular y erosiva al basamento metamórfico de la sierra de Maz.

Con respecto a la edad de la Formación El Corral, como ya se ha mencionado anteriormente, todavía no se ha podido determinar. Sin embargo, según Furque (1963 y 1972), estaría entre el Terciario y el Cuaternario más antiguo. Su posición estratigráfica parece indicar una edad pliocena, que en general es atribuida para la unidad en todas las localidades en las que aflora.

Capítulo VIII

PROCEDENCIA

Introducción

En este capítulo se analizará la procedencia de las unidades terciarias tratadas en la presente Tesis. Para tratar de establecer las diferentes áreas de aporte que dieron lugar a las sedimentitas cuyo destino final fue la Cuenca de La Troya, se realizaron cortes delgados de areniscas y matrices de conglomerados correspondientes a en su mayor parte a depósitos de canales principales dentro de las unidades fluviales (formaciones Puesto La Flecha, Vinchina, Zapallar, Cerro Morado y El Corral) y a secuencias de dunas en la Formación Vallecito.

En la primera parte de este capítulo se estudiarán los depósitos preorogénicos y los sinorogénicos correspondientes a las formaciones Puesto La Flecha, Vallecito, Quebrada de La Montosa, Vinchina, Zapallar y Cerro Morado de edad prepliocena. Para estas unidades se utilizarán diagramas de procedencia clásicos. La segunda parte está dedicada a la Formación El Corral. La naturaleza sinorogénica de esta unidad hace que sea posible establecer sus diferentes áreas a partir de los conjuntos rocosos actualmente exhumados. Por esta razón, se utilizará una metodología ligeramente diferente utilizando la composición de los conglomerados y de sus matrices y diagramas de procedencia especiales para la formación.

Primera Parte

Unidades prepliocenas

Metodología

Con el fin de estudiar la composición modal de las muestras obtenidas, se realizaron conteos composicionales de un total de 50 cortes delgados. Los conteos se realizaron utilizando el método de *Gazzy- Dickinson*, por medio del cual todos los cristales o clastos pertenecientes a un fragmento lítico mayores a 62 μm se deben contar como fragmentos individuales. Los litotipos utilizados son mostrados en la figura VIII.1. Las muestras fueron clasificadas según *Folk et al.*, (1970) y, al mismo tiempo, los valores fueron graficados en los diagramas de procedencia de *Dickinson* (1985). Asimismo, se realizaron tres tipos más de diagramas ternarios para caracterizar mejor a las muestras y para diferenciar mejor en particular las áreas de aporte volcánicas, de basamento metamórfico, de orógeno reciclado y el aporte de basamento preterciario granítico. En primer lugar, para cumplir con los fines antes mencionados fueron realizados diagramas Lv-Lm-Ls. Por otra parte, para caracterizar mejor a los componentes modales a los líticos volcánicos se los graficaron dentro de diagramas triangulares de Lvb-Lva-Lvm. Los diagramas Qm-FK-P se utilizaron para diferenciar al aporte de basamento granítico preterciario del aporte volcánico y diagramas Qm- Lm+Ls+Qp –Lv para discriminar mejor el aporte volcánico.

Componentes	Código	Descripción
Cuarzo (Q)	Qm	Fragmentos de cristales de cuarzo monocristalino
	Qpm	Fragmentos de cristales de cuarzo policristalino con textura milonítica
Feldespatos (F)	Fk	Fragmentos de cristales de feldespato potásico
	Mic	Fragmentos de cristales de microclino
	Pg	Fragmentos de cristales de plagioclasa
Líticos (L)	Ls	Fragmentos líticos sedimentarios correspondientes a limolitas. En algunos casos levemente metamorfizadas.
	Lva	Fragmentos líticos de volcanitas ácidas representados por pastas con texturas felsíticas, esferulíticas o pastas vítreas claras.
	Lvm	Fragmentos líticos de volcanitas mesosilícicas con textura microlítica.
	Lvb	Fragmentos líticos de volcanitas básicas con pasta vítreas oscuras.
	Lm ½ b	Fragmentos líticos metamorfitas de bajo grado a medio
	Lm a	Fragmentos líticos de metamorfitas de alto grado
	Lc	Fragmentos líticos de calizas
	La	Fragmentos líticos aplitas

Figura VIII.1 Litotipos definidos para las areniscas de las formaciones Puesto La Flecha, Vallecito, Vinchina, Zapallar y Cerro Modado

Unidad	Clasificación de Folk et al. (1970)		Marco tectónico Dickinson (1985)	FK Vs P	Lm:Ls:Lv
Fms. Puesto La Flecha y Vallecito	Feldarenitas líticas Litoarenitas feldespáticas		Arco disectado	FK ≥ P	Lv >> Ls y Lm
Fm. Quebrada de La Montosa	Feldarenitas líticas Litoarenitas feldespáticas (feldarenitas)		Arco transicional (Arco disectado)	P > FK	Lv >> Ls y Lm
Fm. Vinchina	Mbo. inf.	Feldarenitas líticas Litoarenitas feldespáticas	Arco disectado	FK > P	Lv > Ls ≈ Lm
	Mbo. sup.	Feldarenitas líticas	Arco disectado	FK > P	Ls > Lv ≈ Lm
Fm. Zapallar	Feldarenitas líticas Litoarenitas feldespáticas		Arco disectado Orógeno reciclado (Mezcla)	FK > P	Lv ≈ Ls > Lm
Fm. Cerro Morado	Litoarenitas feldespáticas Feldarenitas líticas Litoarenitas		Arco disectado Arco transicional Arco no disectado	P ≥ FK	Lv >> Ls y Lm

Figura VIII.2 Cuadro resumiendo los resultados obtenidos mediante el análisis de componentes modales de las diferentes unidades terciarias.

Unidad	Muestra	Localidad	Qm	Qp mill	Pg	Fk	Mlc	Lva	Lvm	Lvb	Lm1/2b	Lma	Ls	Lc	Ap
Fms. Puesto La Flecha y Vallecito	PF 117	QF	29	1	22	19	0	8	19	0	0	0	2	0	0
	Va 141	LC	41	2	1	20	0	5	22	3	2	0	3	0	1
	Va 140	LC	31	1	8	20	0	3	33	3	0	0	1	0	0
	Va 147	LJ	40	0	19,2	18,4	0	3	18	1	0	0	0	0	0
Fm. Quebrada de la Montosa	Cm 28	QM	11	0	33	5	0	6	34	11	0	0	0	0	0
	Cm 27	QM	15	0	22	19	0	1	36	6	0	0	1	0	0
	Cm 23	QM	17	0	31	11	0	3	35	3	0	0	0	0	0
	Cm 114	QM	7	0	47	5	0	15	14	12	0	0	0	0	0
	Cm 115	QM	12	0	34	13	0	5	24	12	0	0	0	0	0
	Cm 116	QM	27	0	7	29	0	12	14	2	3	0	6	0	0
	Cm 31	QF	19	0	47	15	0	4	13	2	0	0	0	0	0
	Cm 38	LJ	42	0	15	21	0	3	10	9	0	0	0	0	0
Fm. Vinchina	V1	QF	39	1	11	17	0	6	6	2	12	0	6	0	0
	V100	QF	37	2	14	20	0	6	7	11	2	0	1	0	0
	V101	QF	42	4	12	20	0	3	4	8	6	0	1	0	0
	V102	QF	45	4	7	14	0	11	10	6	2	0	1	0	0
	V3	QF	30	4	11	26	0	9	6	7	7	0	0	0	0
	V104	QF	28	6	6	25	0	14	5	9	0	0	6	0	1
	V4	QF	26	3	13	21	0	9	7	5	16	0	0	0	0
	V105	QF	38	3	8	26	0	7	3	5	3	0	6	0	1
	V8	QF	32	4	6	37	0	2	2	0	17	0	0	0	0
	V106	QF	31	8	8	26	0	3	4	6	1	0	11	0	2
	V7	QF	42	2	13	21	0	1	6	1	13	0	1	0	0
	V107	QF	32	1	7	35	0	6	4	0	0	0	13	0	2
	V13	QF	41	4	3	32	0	3	0	0	7	0	10	0	0
	V15	QF	40	5	3	28	0	4	4	0	5	0	11	0	0
	V16	QF	35	4	12	20	0	3	6	0	20	0	0	0	0
	V109	QF	30	4	13	25	0	7	1	0	1	0	18	0	1
Fm. Zapallar	Z110	QF	33	0	5	32	0	5	2	2	12	0	7	0	2
	Z111	QF	33	7	4	28	0	3	4	1	22	0	0	0	0
	Z112	QF	38	3	5	28	0	4	1	2	18	0	0	0	1
	V17	QF	24	4	8	27	0	6	4	1	26	0	0	0	0
	V18	QF	35	4	9	26	1	4	5	0	6	0	10	0	0
	V19	QF	35	0	7	28	2	8	0	0	3	0	16	0	1
	Z125	CH	40	8	10	15	0	7	4	4	1	0	11	0	0
	Z128	CH	43	12	3	10	0	15	2	2	2	0	11	0	0
Fm. Cerro Morado	CM519	G	29	4	13	2	0	37	8	6	0	0	1	0	0
	CM520	G	34	3	12	13	0	19	7	0	11	0	0	0	1
	CM523	G	22	2	11	11	1	29	13	0	8	0	0	0	3
	CM525	G	34	7	12	26	0	10	7	2	2	0	0	0	0
	CM526	G	32	0	22	8	0	14	17	5	1	0	0	0	1
	CM529	G	10	1	15	9	1	34	16	7	3	0	2	0	2
	CM532	G	12	1	11	10	0	39	15	10	2	0	0	0	0
	CM533	G	13	3	19	2	0	34	14	9	5	0	1	0	0
	CM541	G	37	6	22	18	0	8	5	0	3	0	1	0	0
	CM208	G	4	0	30	5	0	14	19	27	0	0	0	0	1

Figura VIII.3 Resultado de los conteos composicionales (en porcentajes) de las diferentes unidades terciarias de la Cuenca de La Troya. Las localidades muestreadas corresponden a la quebrada de La Flecha (QF), Las Juntas (LJ), quebrada de La Montosa (QM), Chunchico (CH) y a las nacientes del río Guandacol (G).

*Análisis petrográfico de las formaciones terciarias de la Cuenca de La Troya***Formaciones Puesto La Flecha y Vallecito**

Las areniscas analizadas en estas formaciones corresponden petrográficamente a feldarenitas líticas y litoarenitas feldespáticas (fig.VIII.5a). En general los clastos de la Formación Puesto La Flecha son angulosos o subangulosos mientras que los de la Formación Vallecito son redondeados debido a su origen eólico. Los contactos entre clastos son tangenciales a rectos y el cemento en las muestras de ambas unidades se encuentra representado por pátinas de óxidos de hierro y por ceolitas con textura en mosaico gruesa que rellena porosidad primaria (fig. VIII.4 y 6).

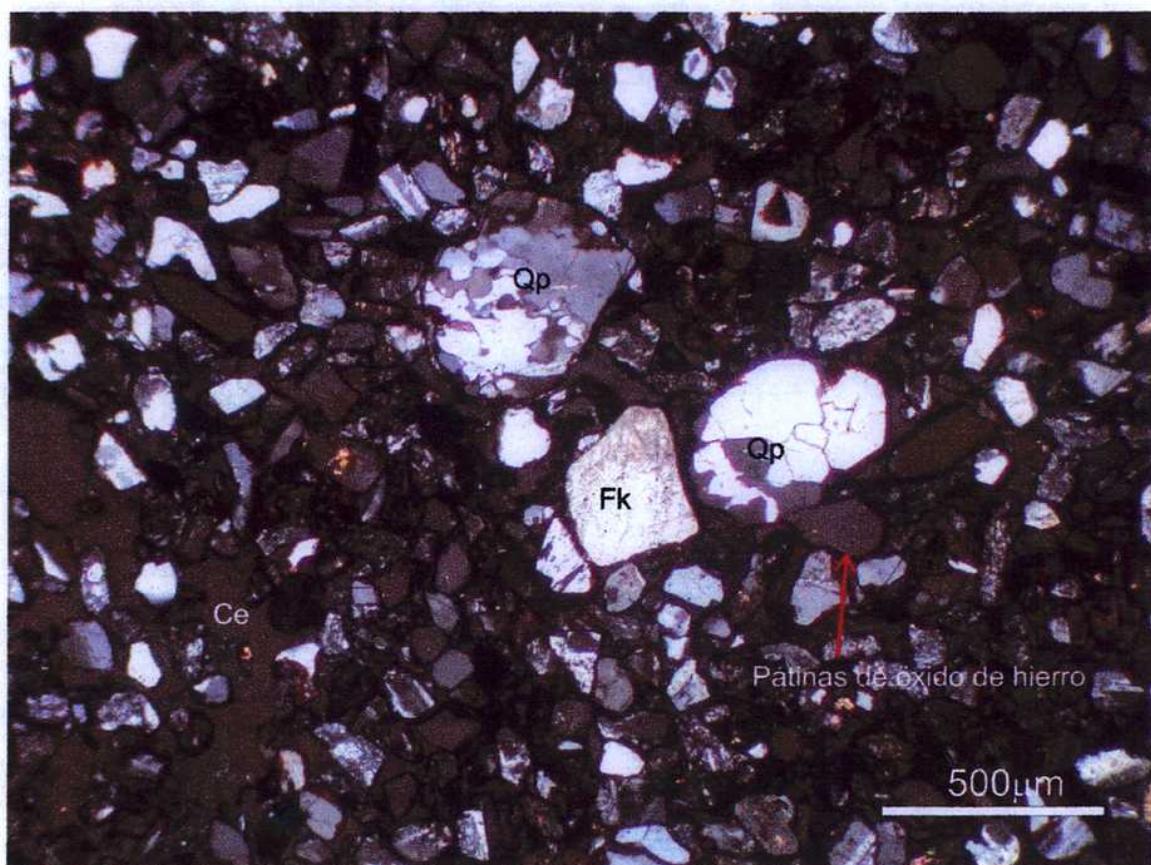


Figura VIII.4 Vista al microscopio con luz polarizada de arenisca de la Formación Puesto La Flecha. Se observan líticos de cuarzo policristalino redondeados y clastos de feldespato potásico (Qp y Fk). A la izquierda se observa una zona en la que el crecimiento del cemento ceolítico (Ce) ha producido textura flotante en la roca.

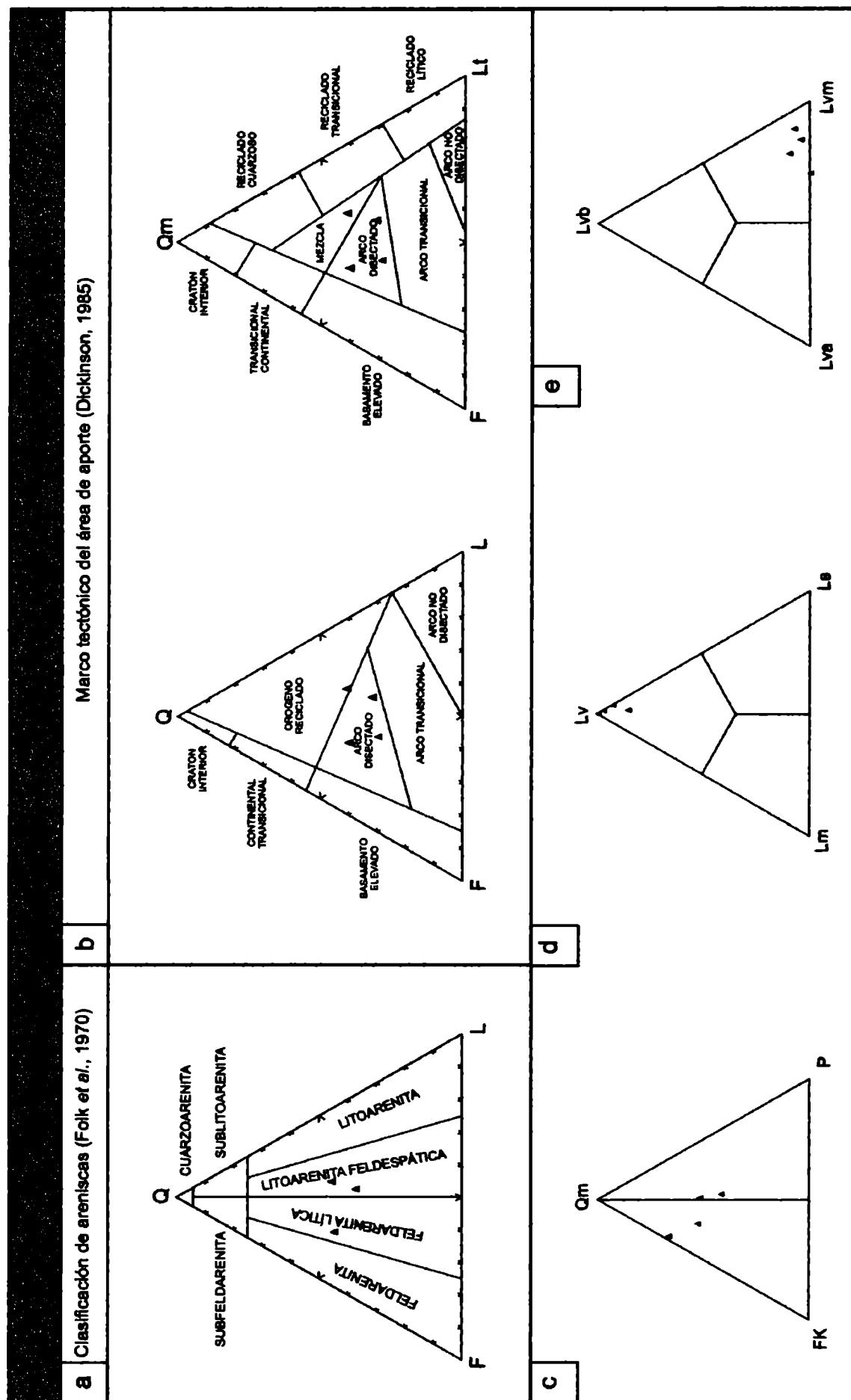


Figura VIII.5. Resultados de los análisis petrográficos de las areniscas de las formaciones Puesto La Flecha y Vallejito.

El ambiente tectónico del área de aporte corresponde a arcos disectados (según Q-F-L y Qm-F-L) y zonas de mezcla (Qm-F-L) (fig. VIII.5b). Las muestras se encuentran claramente enriquecidas en líticos volcánicos intermedios (fig. VIII.5d), aunque por otra parte el diagrama Qm-FK-P (fig. VIII.5c) muestra una leve tendencia hacia el FK indicando un aporte de basamento.

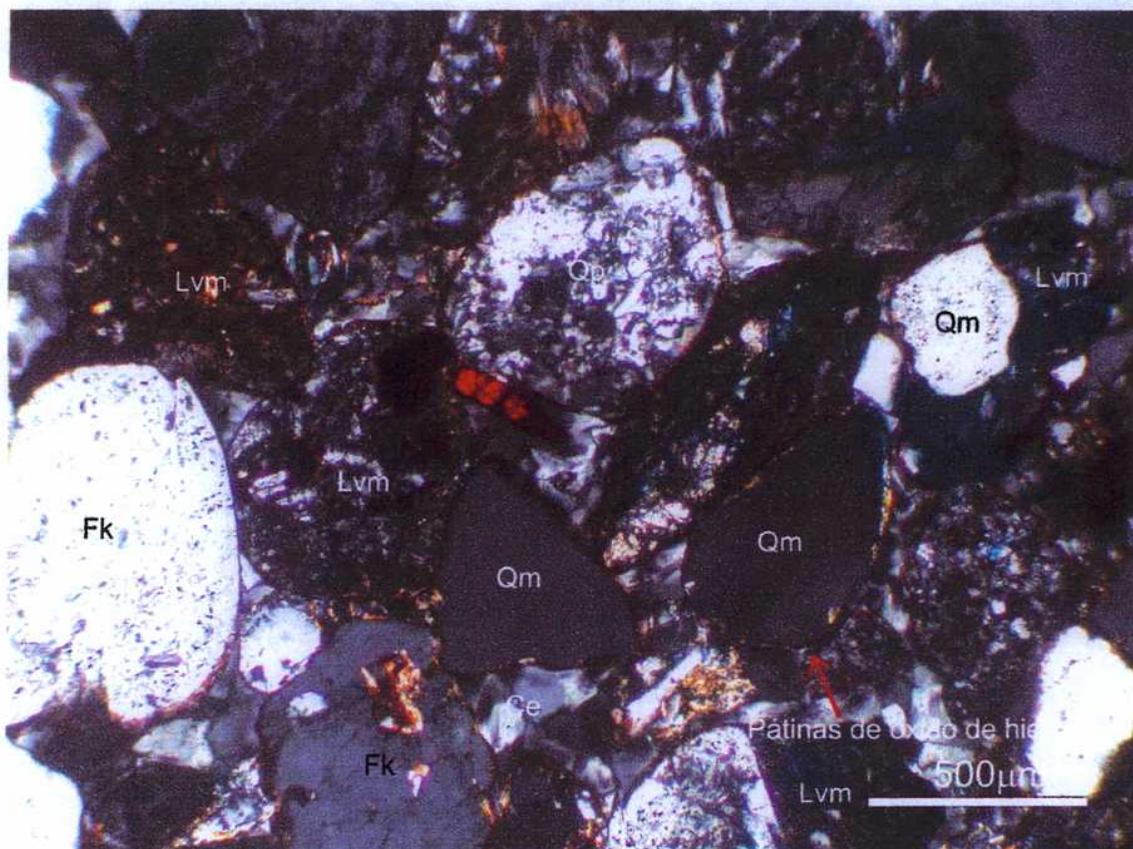


Figura VIII.6 Vista al microscopio con luz polarizada de arenisca de la Formación Vallecito. Se pueden ver clastos de cuarzo mono y policristalino (Qm y Qp), clastos de feldespato potásico (Fk) y líticos volcánicos intermedios con textura microlítica (Lvm) cementados por ceolitas (Ce) con textura en mosaico y pátinas de óxido de hierro.

Formación Quebrada de La Montosa

Esta unidad se encuentra constituida por feldarenitas líticas y litoarenitas feldespáticas (fig. VIII.8a). Las muestras presentan textura clasto-soportada con clastos en algunos casos redondeados a subredondeados y en otras muestras subangulosos.

Los contactos son rectos a cóncavo-convexos, y el cemento clorítico con textura microgranosa (fig. VIII.7). La naturaleza del cemento es la que otorga el color verdoso a la Formación Quebrada de La Montosa.

La mayor parte de las muestras en los diagramas de Dickinson (1985) muestran áreas de aporte de arcos transicionales. Dos puntos correspondientes a las muestras CM31 y CM36 en la figura VIII.8b se apartan de esta tendencia general. Cabe aclarar que estas muestras corresponde a flujos piroclásticos retrabajados que se encuentran en la quebrada de La Flecha y en Las Juntas respectivamente. Su origen a partir de flujos ácidos conlleva un enriquecimiento en cuarzo y feldespato potásico, por lo que no se tendrán en cuenta para el análisis aquí presentado.

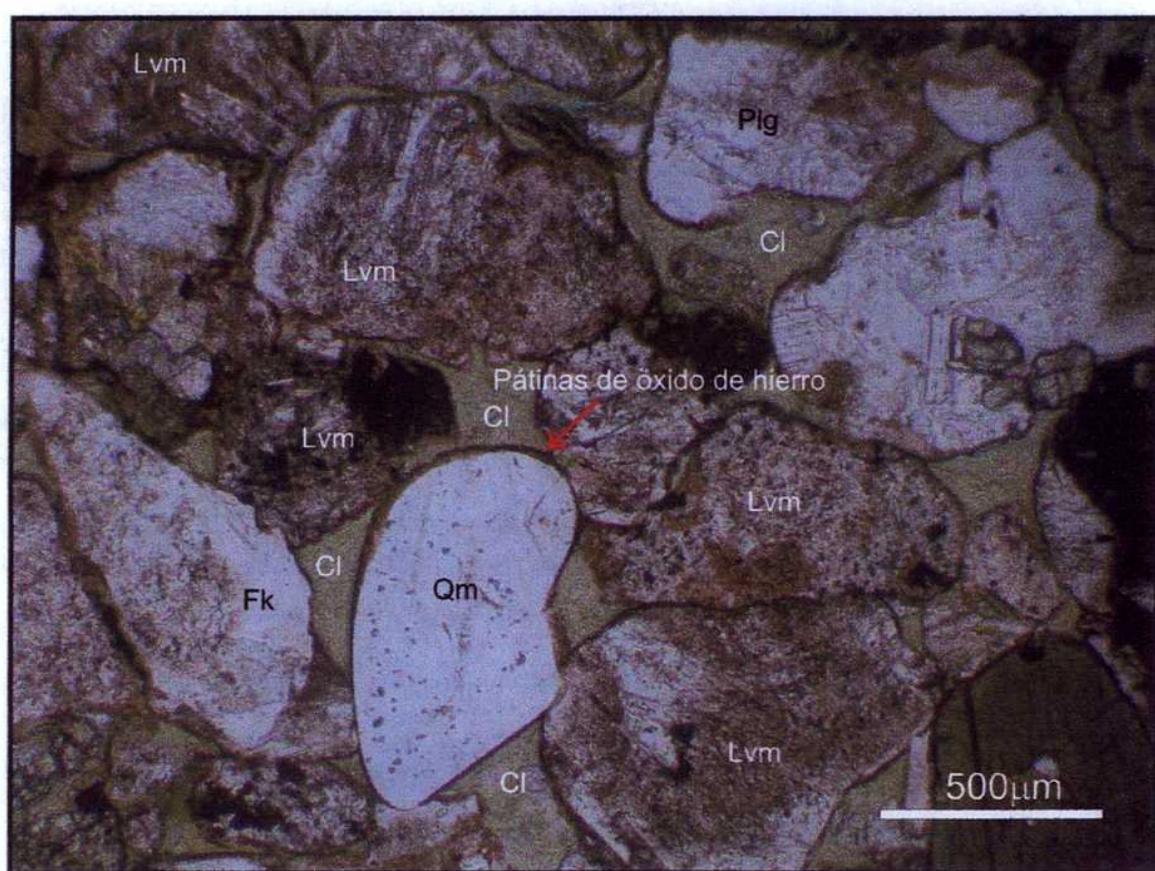
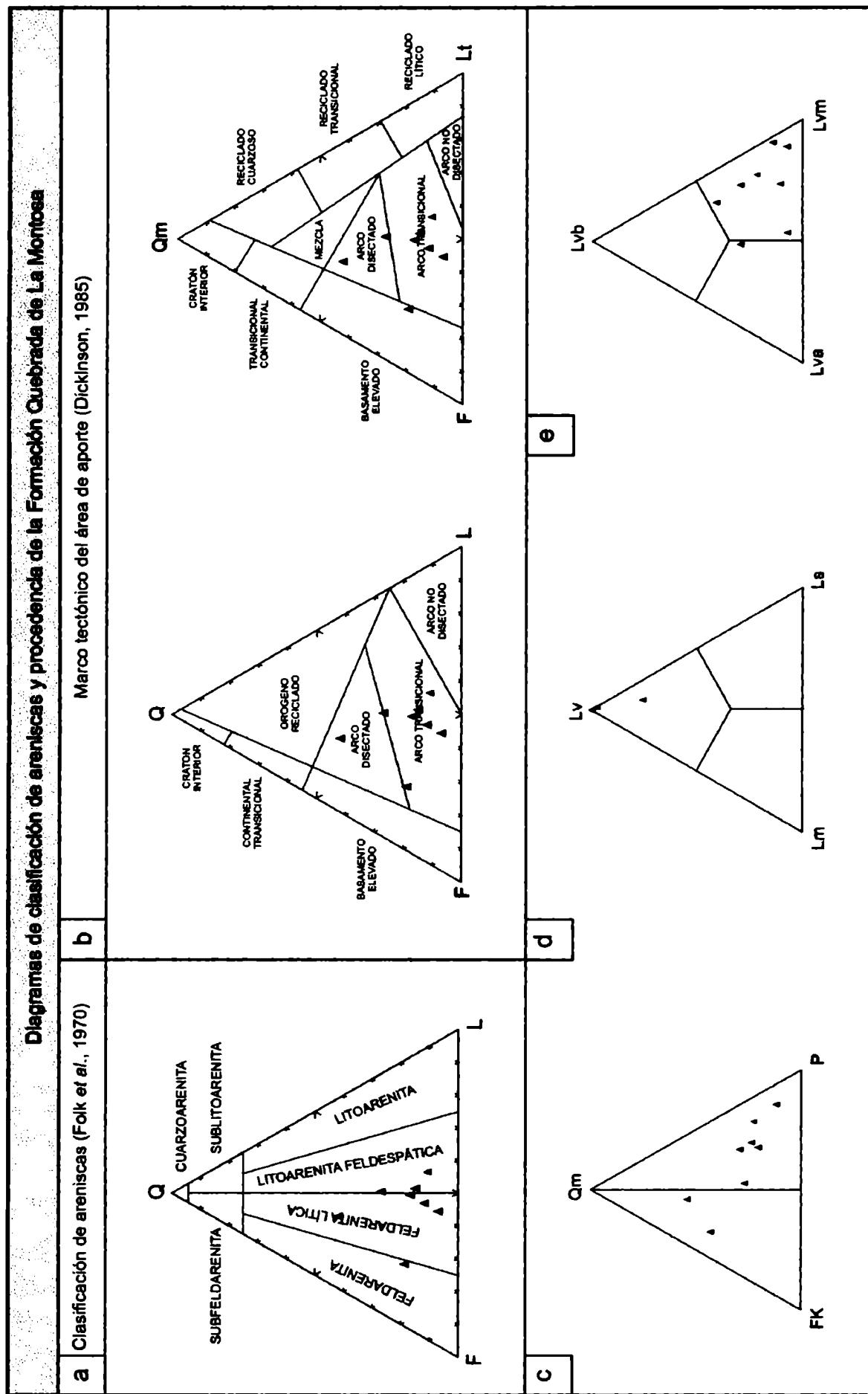


Figura VIII.7 Vista al microscopio con luz paralela de arenisca de la Formación Quebrada de La Montosa que presenta clastos de cuarzo monocristalino (Qm), fragmentos líticos volcánicos intermedios con textura microlítica (Lvm) y feldespatos (Plg y FK) cementados por ceolitas (Ce) con textura en mosaico y pátinas de óxidos de hierro.



En cuanto a la figura VIII.8d se ve claramente el aporte volcánico de la Formación Quebrada de la Montosa con un dominio de líticos volcánicos intermendios. Esto se condice con lo que muestra el triángulo Qm-FK-P (fig.VIII.8c) que muestra claramente una predominancia de plagioclasas sobre el feldespato potásico, originada por un dominio de aporte volcánico (fig. VIII.9). Estas plagioclasas presentan zonación y bordes de reacción. Los clástos son angulosos y preservan el hábito euhedral, por lo que se supone poco transporte de los mismos.



Figura VIII.9 Feldarenita lítica de la Formación Quebrada de la Montosa al microscopio con luz polarizada. Aparecen clástos de plagioclasa zonada (Plg) angulosos con bordes de reacción característicos de un origen volcánico.

Formación Vinchina

Miembro inferior

La composición modal de las rocas que componen a esta unidad corresponde a feldarenitas líticas y a litoarenitas feldespáticas (fig. VIII.11a). Los clástos de las muestras en general son subangulosos, y se presentan en una fábrica más cerrada que en las

unidades precedentes, mostrando contactos rectos a cóncavo-convexos. Los cementos son dominantemente cloríticos en la parte basal de la formación y hacia el tope comienzan a aparecer algunos parches de carbonatos con textura en mosaico gruesa.

El área de aporte está asociada a arcos disectados (fig. VIII.11b), aunque una de las muestras aparece dentro del campo de orógenos reciclados (diagrama Q-F-L) o en zona de mezcla (diagrama Qm-F-L).

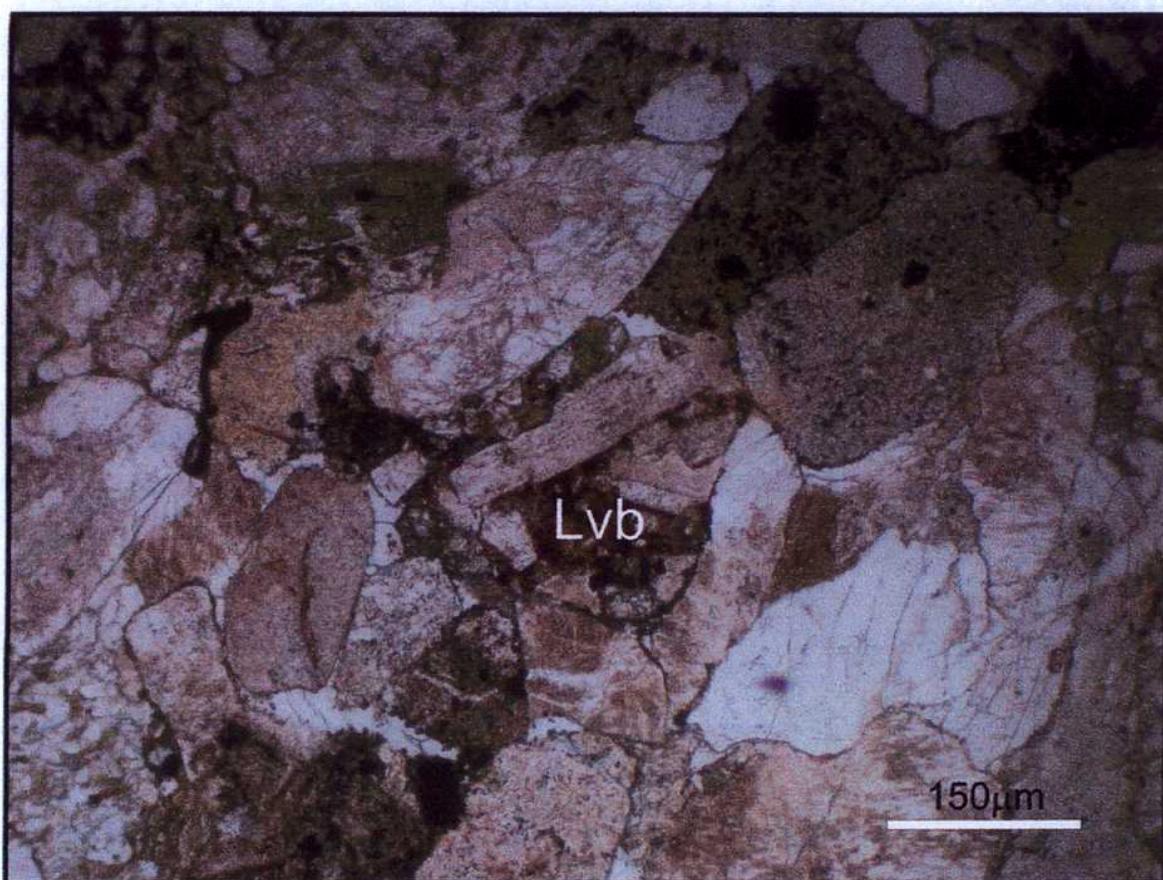


Figura VIII.10 Fragmento lítico volcánico básico (LvB) en una feldarenita lítica del Miembro inferior de la Formación Vinchina al microscopio con luz paralela.

Los fragmentos líticos son dominantemente volcánicos (fig. VIII.11d) con proporciones similares de fragmentos líticos sedimentarios y metamórficos. Los líticos sedimentarios se encuentran conformados por limolitas con cemento clorítico levemente metamorfizadas y limolitas rojas. Los fragmentos líticos volcánicos mayoritarios son los de naturaleza básica (fig. VIII.10) y ácida, aunque la proporción de mesosilícicos no es mucho menor.

La relación Qm-FK-P (fig. VIII.11c) muestra una clara predominancia de feldespato potásico asociado a un aporte de basamento.

Miembro superior

Las características texturales de las areniscas que conforman al Miembro superior de la Formación Vinchina son similares a las de las del Miembro inferior. Composicionalmente, las que corresponden al Miembro superior son feldarenitas líticas (fig. VIII.12a).

Los fragmentos líticos predominantes en este conjunto rocoso son los de limolitas con arcillas cloritizadas levemente metamorfizados y de limolitas rojas. Los fragmentos líticos de metamorfitas y volcánicos se encuentran en proporciones similares dominando arbitrariamente en las muestras (fig. VIII.12d). Con respecto a los líticos volcánicos dominantes corresponden a volcanitas ácidas y mesosilícicas con la desaparición total de los básicos.

Formación Zapallar

Las modas detríticas de este conjunto rocoso, en cuanto a la clasificación de Folk et al. (1970), características similares a las unidades precedentes, ya que caen dentro de los campos de las feldarenitas líticas, y las litoarenitas feldespáticas con alguna litoarenita (fig. VIII.13a). Los clastos son subangulosos a con textura clasto sostén con contactos tangenciales o con textura flotante originada por el crecimiento desplazante del cemento presente que es carbonático. Este cemento se presenta con textura en mosaico grueso o con textura poikilitica. La presencia de carbonatos es, probablemente, lo que otorga los colores pasteles a la Formación Zapallar que facilitan la distinción de la misma con la Formación Vinchina.

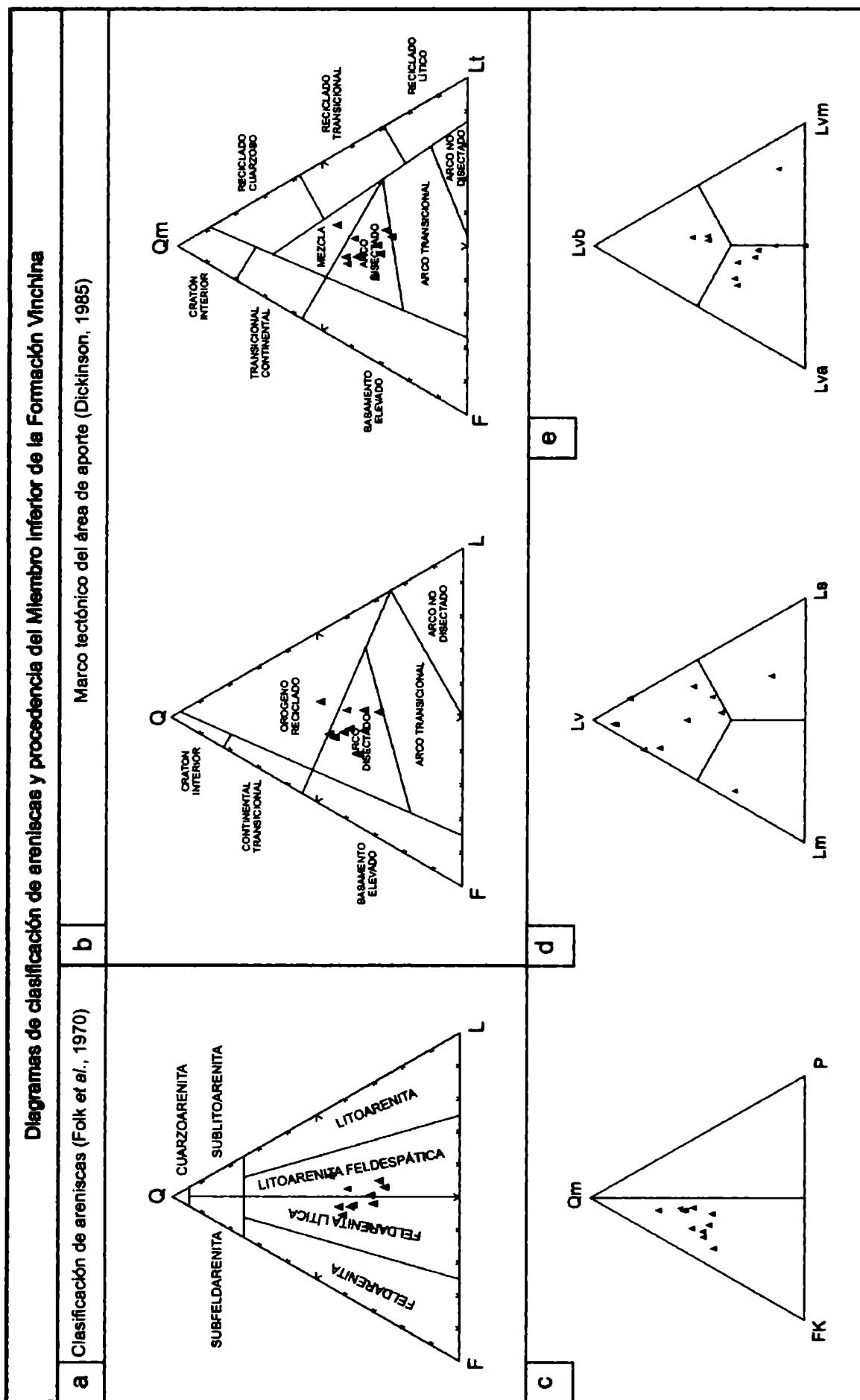


Figura VIII.11 Resultados de los análisis petrográficos de las areniscas del Miembro Inferior de la Formación Yinchina.

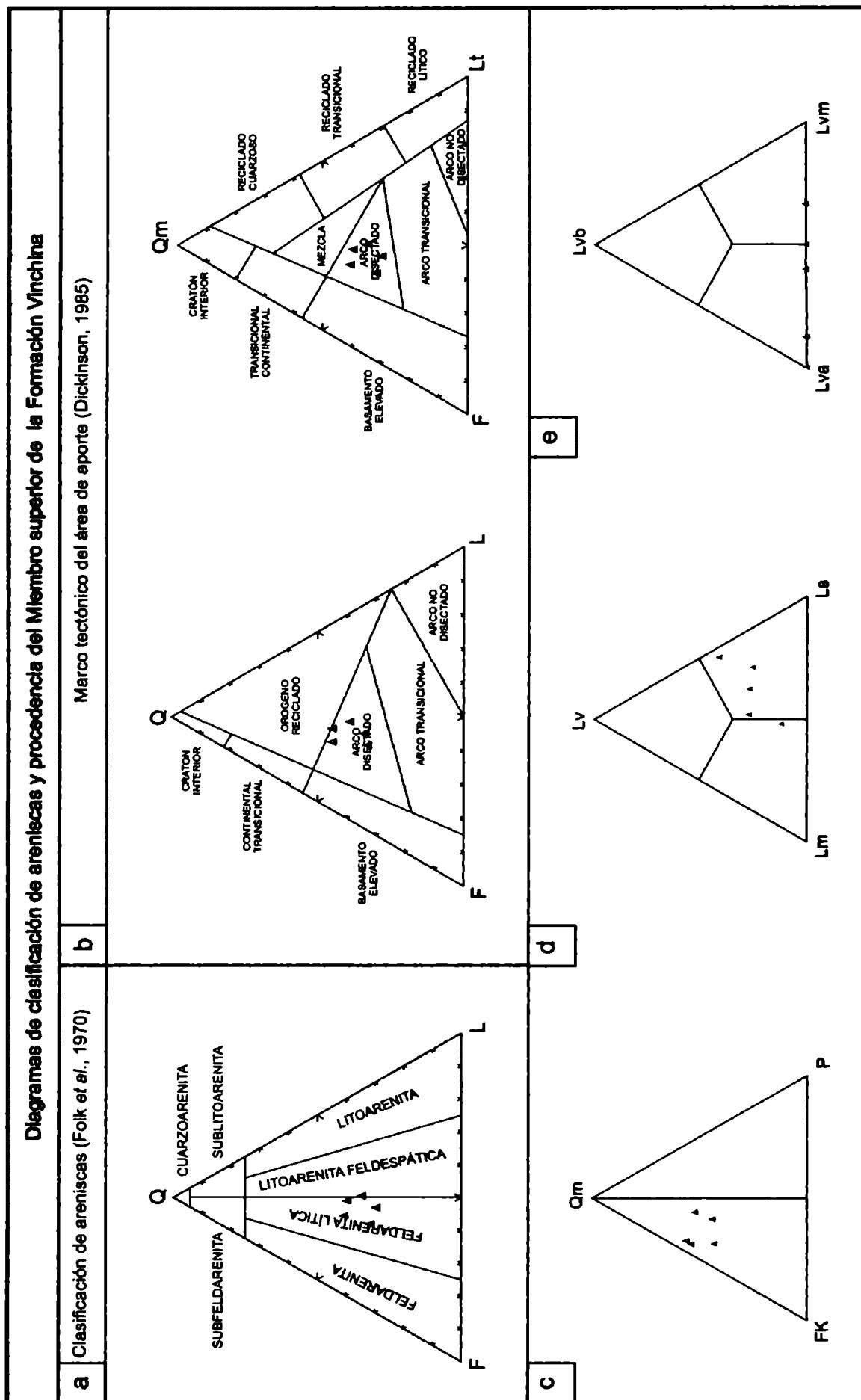


Figura VIII.12 Resultados de los análisis petrográficos de las areniscas del Miembro superior de la Formación Vinchina.

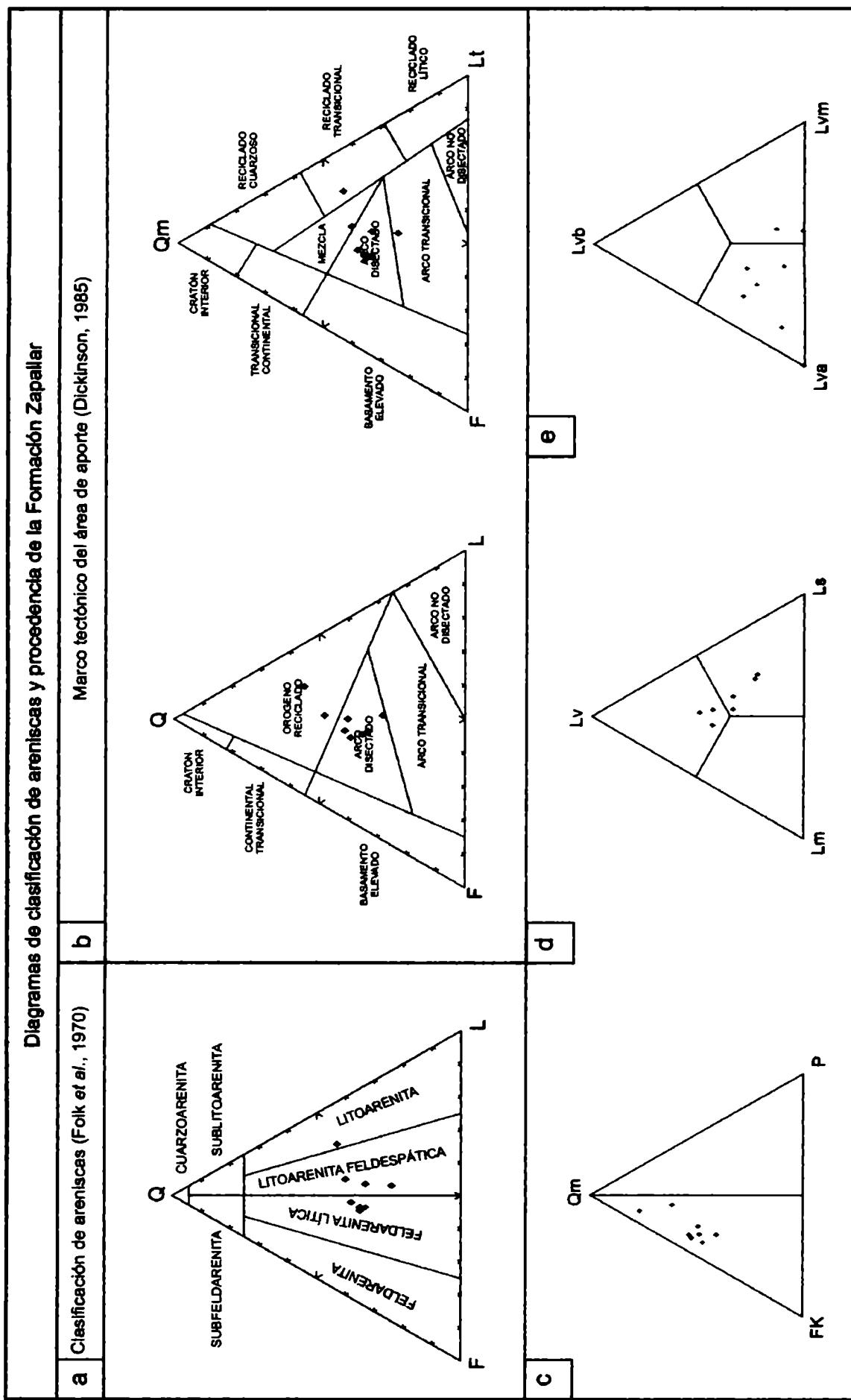


Figura VIII.13 Resultados de los análisis petrográficos de las areniscas de la Formación Zapallar.

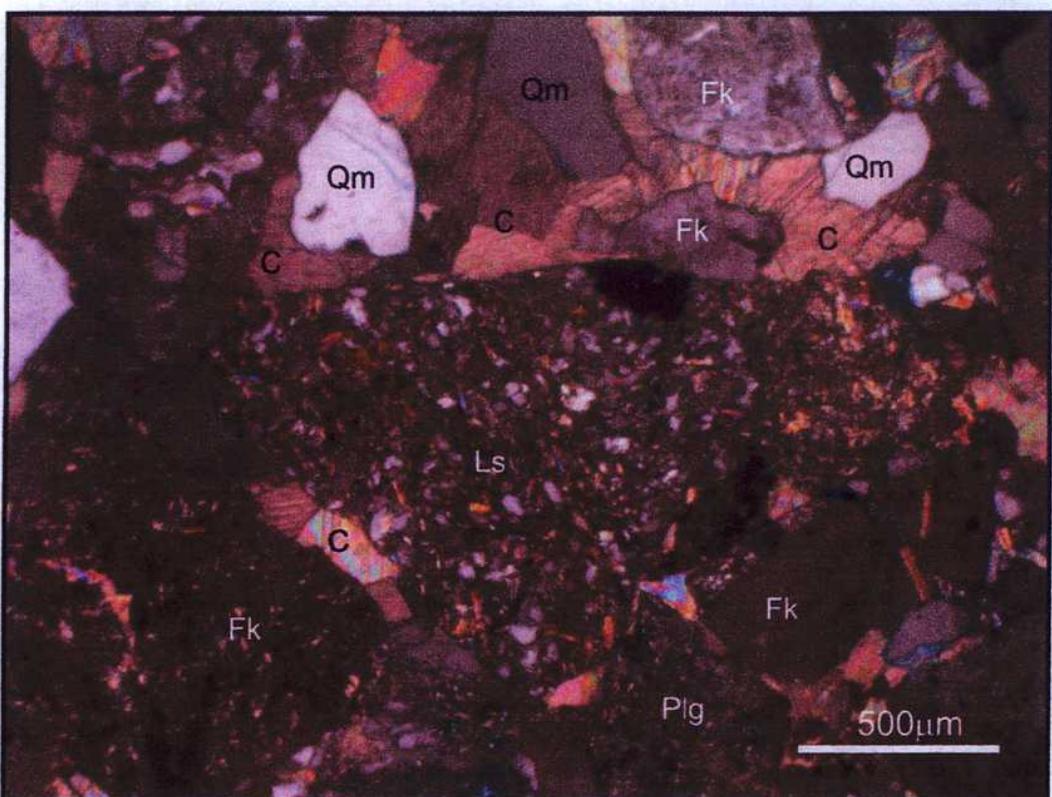


Figura VIII.14 Fragmento lítico sedimentario de limolitas rojas (Ls), al microscopio con luz polarizada, en una feldarenita lítica de la Formación Zapallar. La textura es clasto-soportada con contactos rectos y por sectores flotante por el crecimiento desplazante de los cristales de cemento carbonático (C). También se observan clastos de feldespato potásico (Fk), plagioclasa (Plg) y cuarzo monocrystalino (Qm).

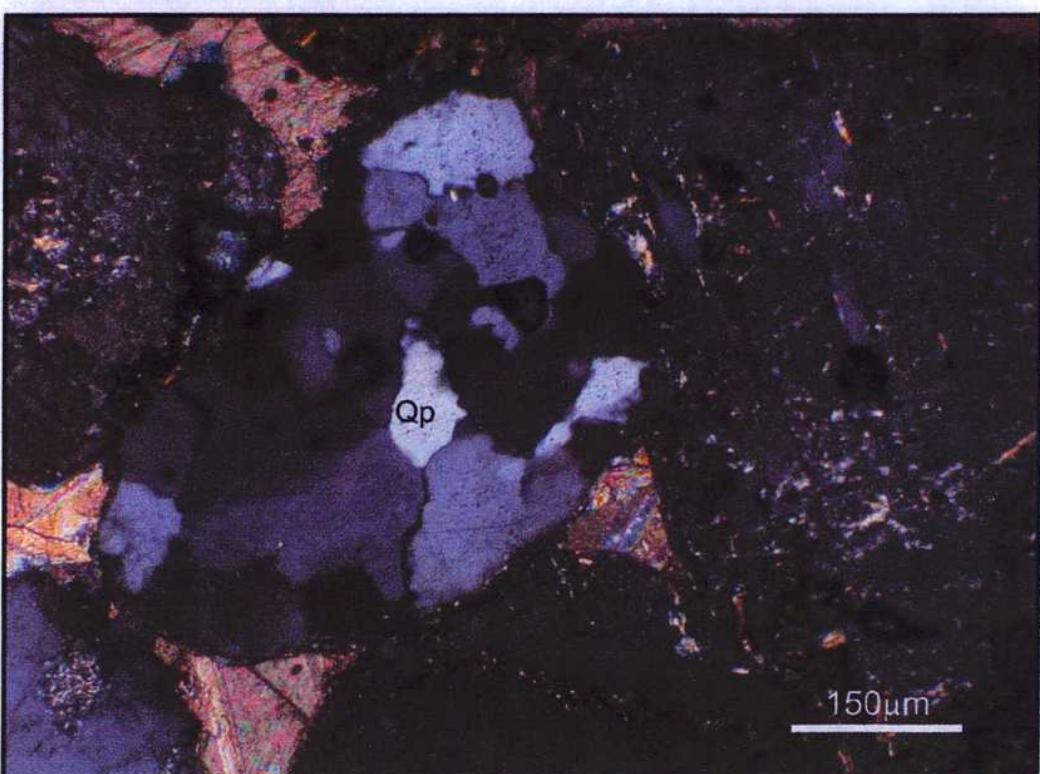


Figura VIII.15 Fragmento de cuarzo policristalino (Qm) dentro de una litoarenta feldespática de la Formación Zapallar al microscopio con luz polarizada. Los contactos entre clastos son cóncavo-convexos y el cemento es carbonático (C) con textura en mosaico llenando porosidad primaria.

Los diagramas de Dickinson (1985) muestran un área de aporte de arco disectado y de orógeno reciclado (Q-F-L) y de arco disectado, arco transicional, zona de mezcla y orógeno reciclado transicional (Qm-F-L). En ambos casos la mayor parte de las muestras se encuentran en el campo del arco disectado (fig. VIII.13b).

Los fragmentos líticos presentes en esta unidad corresponden a fragmentos de limolitas con cemento clorítico levemente metamorfizadas, fragmentos de limolitas rojas (fig. VIII.14), fragmentos de cuarzo policristalino milonítico (fig. VIII.15), fragmentos de limolitas rojas, líticos metamorficos de bajo grado a medio y líticos volcánicos de todos tipos, aunque predominan las pastas ácidas con texturas felsíticas. Aunque no hay una predominancia clara de algún tipo de lítico en particular, la figura VIII.13d muestra un pequeño enriquecimiento en fragmentos líticos sedimentarios.

Por su parte, la figura VIII.13c muestra un enriquecimiento en clastos de feldespato potásico, definiendo un aporte mayoritario de basamento.

Formación Cerro Morado

Esta unidad se caracteriza por poseer areniscas castañas interestratificadas con pelitas verdes. Composicionalmente las areniscas corresponden a litoarenitas feldespáticas, feldarenitas líticas y litoarenitas (fig. VIII.17a). Las rocas presentan en general textura clasto-soportadas y en algunos casos flotantes (fig. VIII.16). Los clastos son angulosos a subangulosos y los contactos entre ellos son dominantemente cóncavo-convexos. Los cementos principales son el clorítico y el carbonático con texturas microgranosas y en mosaico. El marco tectónico del área de aporte corresponde a arcos no disectados, arcos transicionales y arcos disectados en los dos diagramas de Dickinson (fig. VIII.17b).

Las muestras se encuentran claramente enriquecidas en fragmentos líticos volcánicos entre los cuales aparecen en orden de importancia primero los ácidos (fig. VIII.16), luego los mesosilícicos y en proporción mucho menor los básicos (fig. VIII.17d y

e). El segundo tipo de fragmento lítico presente en la unidad son los líticos metamórficos de bajo grado.

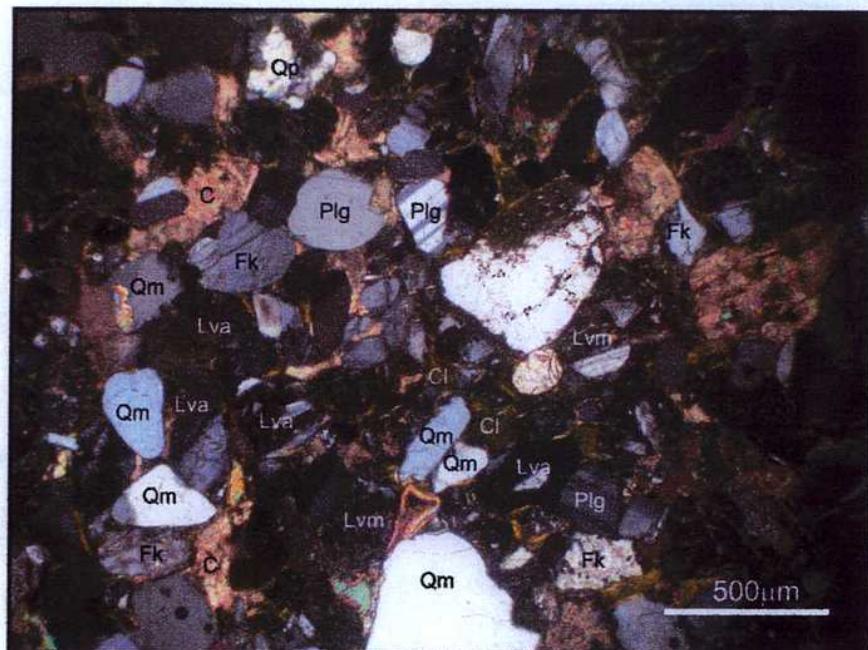


Figura VIII.15 Vista general al microscopio con luz polarizada de una litoarenita feldespática de la Formación Cerro Morado. En la muestra se pueden observar contactos cóncavo-convexos entre clastos subangulosos. Hay dos cementos presentes: el clorítico (Cl) y el carbonático (C), ambos rellenando porosidad primaria. Los clastos son de cuarzo monocrystalinos (Qm), cuarzo policristalino de tipo milonítico (Qp), feldespato potásico (Fk), plagioclasa (Plg), y líticos volcánicos ácidos y mesosilílicos (Lva y Lvm).

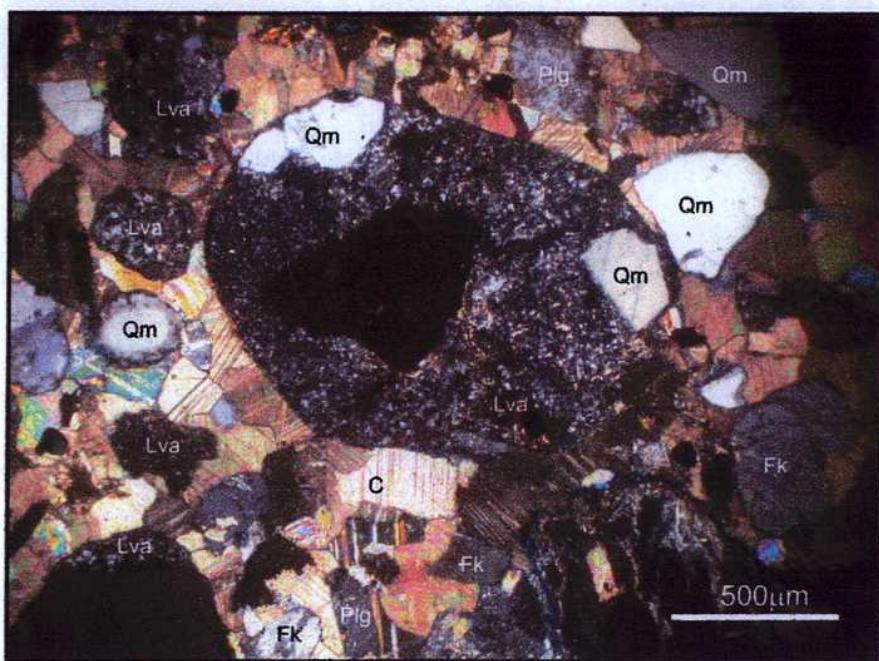


Figura VIII.16 Fragmento lítico volcánico ácido (Lva), al microscopio con luz polarizada, con pasta felsítica incluyendo fenocristales de cuarzo que debido a su tamalo son contados como cuarzos monocrystalinos (Qm). La muestra es una litoarenita feldespática de la Formación Cerro Morado. La textura es flotante por el crecimiento desplazante de los cristales de cemento carbonático (C). Nótese la presencia de clastos de feldespato potásico (Fk) y plagioclasa (Plg), en muchos casos con los bordes corroídos por el fluido cementante.

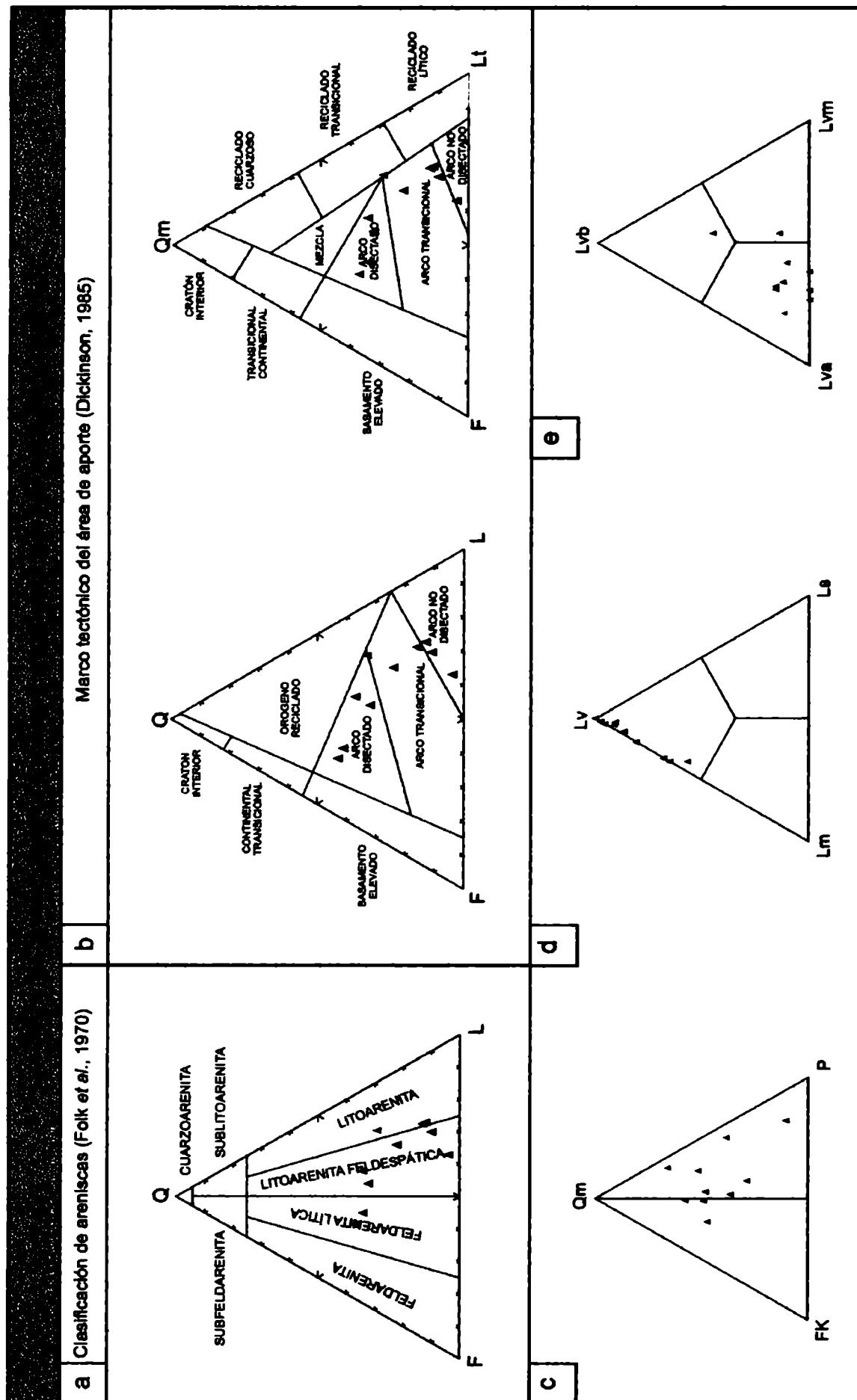


Figura VIII.17 Resultados de los análisis petrográficos de las areniscas de la Formación Cerro Morado.

Con respecto a la relación entre Qm-FK-P mostrada en la figura VIII.16c se puede observar una tendencia general al enriquecimiento en plagioclasas.

Procedencia de las unidades de edad prepliocena de la Cuenca de La Troya a partir de los análisis composicionales

En esta sección se resumirán las características principales de las formaciones terciarias tratadas en este capítulo, teniendo en cuenta los análisis de componentes modales realizados en la anteriormente. De esta manera, los rasgos a resaltar sobre los diferentes conjuntos aquí estudiados son:

1. Las formaciones Puesto La Flecha y Vallecito presentan principalmente aportes volcánicos y de basamento en proporciones similares.
2. Posteriormente, se habría desarrollado un arco volcánico que actuó como área de aporte de la Formación Quebrada de la Montosa cuyas volcanitas eran dominantemente mesosilícicas.
3. Más tarde, el arco habría dejado de actuar, por lo menos como área de aporte principal, para dar paso a las sedimentitas que forman a la Formación Vinchina. Esta unidad presenta en su base un aporte mixto con clastos provenientes de basamento y de arco volcánico, con menor proporción de clastos sedimentarios. Los fragmentos de volcanitas tienen composición variada, aunque en el Miembro superior desaparecen casi por completo los pertenecientes a volcanitas básicas. En figura VIII.18, en la que se han graficado puntos promedios de cada una de las unidades, se puede observar asimismo que el Miembro superior de la unidad se halla enriquecido en promedio en cuarzo y levemente en líticos metamórficos y sedimentarios.
4. Al ascender estratigráficamente la Formación Zapallar se enriquece levemente en fragmentos de líticos metamórficos de bajo grado y sedimentarios (fig. VIII.18). Durante la deposición de los sedimentos que dan lugar a este conjunto continúa, por otra parte, el aporte de basamento. Los líticos volcánicos presentes, de

composición ácida, presentan pastas con texturas de desvitrificación felsítica.

5. Finalmente, la Formación Cerro Morado muestra nuevamente un dominio del aporte volcánico que es coronado finalmente por flujos de bloques y cenizas.

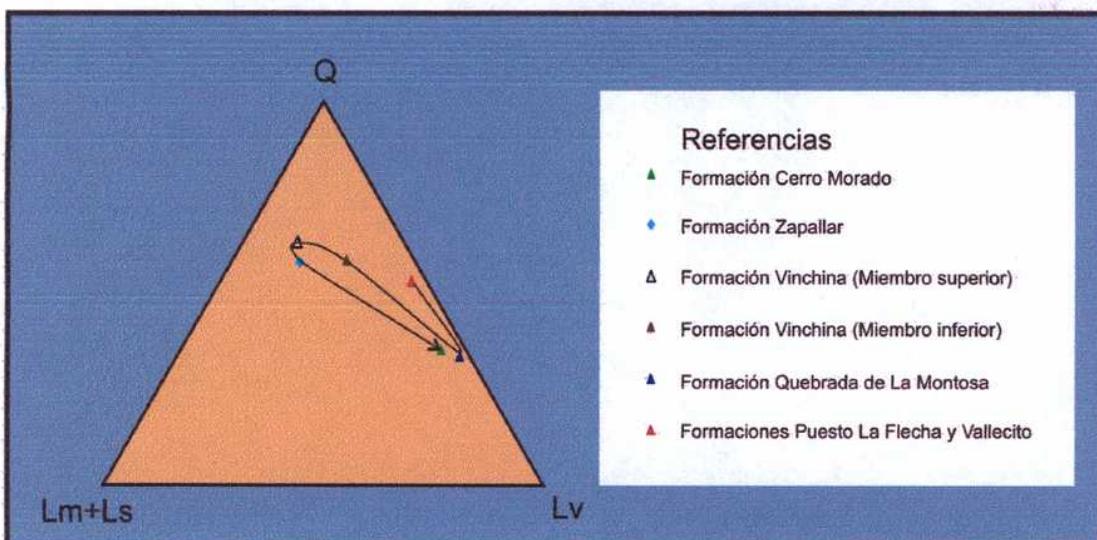


Figura VIII.18 Puntos promedio de cada una de las formaciones graficados en un diagramas triangulares de que contiene en sus vértices cuarzo monocristalino, líticos metamórficos + sedimentarios y líticos volcánicos (Qm-Lm+Ls-Lv). Aquí se observa claramente el dominio de aporte volcánico de las formaciones Quebrada de la Montosa y Cerro Morado, así como también el progresivo aumento de líticos metamórficos y sedimentarios desde el Miembro inferior al superior de la Formación Vinchina hasta la Formación Zapallar.

Segunda Parte

Formación El Corral- Plioceno

Metodología

La Formación El Corral se encuentra constituida en casi su totalidad por conglomerados, aunque en su base presenta una pequeña sección de menor tamaño de grano. Teniendo en cuenta el carácter sinorogénico de la unidad, la composición de su fracción gravosa actúa como indicadora directa de las áreas de aporte.

En esta sección se realizarán por lo tanto estudios composicionales tanto de la fracción gravosa como de la arenosa de este conjunto rocoso, realizando conteos composicionales tanto de las armazones clásticas psefíticas como de las matrices de los conglomerados.

Para el estudio composicional de la fracción gravosa fueron realizados conteos en los afloramientos durante los trabajos de campo. Los litotipos utilizados durante estos conteos son resumidos en la figura VIII.19 y los resultados se muestran en la figura VIII.21.

Código	Descripción
G	Fragmentos de granitoides
M	Fragmentos de metamorfitas de tipo esquistos y gneises
AV	Fragmentos de areniscas y pelitas verdes y de metamorfitas de bajo grado a medio
VA	Fragmentos de volcanitas ácidas
VI	Fragmentos de volcanitas intermedias
Q	Fragmentos de cuarzo
SR	Fragmentos de areniscas rojas muy consolidadas
SG	Fragmentos de areniscas grises bien consolidadas
SV	Fragmentos de areniscas rojas consolidadas
C	Fragmentos de calizas

Figura VIII.19 Litotipos utilizados durante los conteos de la fracción gravosa de la Formación El Corral.

Por su parte, la fracción arenosa se estudió a partir de cortes petrográficos en los que se realizaron conteos composicionales, utilizando el método de Gazzi- Dickinson y luego regenerando las modas a los líticos originales. Por lo dicho anteriormente, se

determinaron los litotipos que son mostrados en la figura VIII.20, similares a los utilizados en la primera parte. Los resultados se muestran en la figura VIII.22.

Código	Descripción
Qm	Fragmentos de cuarzo monocristalino
Qp	Fragmentos de cuarzo policristalino
FK	Fragmentos de feldespato potásico
P	Fragmentos de plagioclasa
Lss1	Fragmentos líticos de areniscas con contactos suturados
Lss2	Fragmentos líticos de areniscas con contactos tangenciales y páginas de óxidos de hierro
La	Fragmentos líticos de granitoides
Lva	Fragmentos líticos de volcanitas ácidas
Lvm	Fragmentos líticos de volcanitas intermedias
Lm 1/2 b	Fragmentos líticos de metamorfitas de grado medio a bajo
Lma	Fragmentos líticos de metamorfitas de alto grado
Lsl	Fragmentos líticos de limolitas con cemento de óxidos de hierro
Lc	Fragmentos líticos de calizas

Figura VIII.20 Litotipos utilizados durante los conteos de la fracción psamática perteneciente a las matrices de los conglomerados de la Formación El Corral. La mayor diferencia con los utilizados en la primera parte es la aparición de líticos sedimentarios como Lss2 exclusivo de la Fm. El Corral.

Como se puede observar en las figuras VIII.21 y 22, los conglomerados de la Formación El Corral presentan clastos de litología variada. Sin embargo, en esta sección se pondrá especial énfasis en algunos clastos cuya composición resulta indicadora de ascensos tectónicos de distintos frentes orogénicos. Estos clastos son, de todas formas, los que dominan en los distintos miembros de la unidad. De esta manera, los frentes que actuarían como áreas de aporte para la Formación El Corral y sus litologías son: 1) La sierra de La Punilla y el cerro Letrero, constituidos por areniscas verdes y metamorfitas de bajo grado eopaleozoicas (litotipos Lss1, Lm1/2b y AV); 2) el Cordón de La Flecha formado por las areniscas eólicas de la Formación Vallecito, pero que también exhuma a las otras sedimentitas terciarias de la Cuenca de La Troya (litotipos Lss2 y SV); 3) las calizas del paleozoico inferior, aflorantes en el Cerro Totora (litotipo Lc y C); y 4) las metamorfitas de alto grado de las sierras de Maz y Umango (litotipo Lma y M). Las primeras tres áreas mencionadas aportan sedimentos desde el oeste, mientras que las metamorfitas precámbricas desde el este y el norte (fig. VIII.23).

Litotipo	La Cueva	Quebrada del río Yanso										Quebrada del río Los Hornos	Pie del margen occidental de la sierra de Maz
		AF EC1	AF EC2	AF EC3	AF EC4	AF EC5	AF EC6	AF EC7	AF EC8	EC 112	EC 33		
Asociación de facies	EC132	EC807	EC808	EC810	EC809	EC812	EC813	EC814	EC 112	EC 33			
Muestra	0	11	7	8	0	0	2	1	0	0	0	0	0
G	100	61	52	57	28	50	16	12	23	0	0	0	0
AV	0	12	15	16	4	10	1	2	4	0	0	0	0
VA	0	6	12	1	1	3	0	0	0	0	0	0	0
Q	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SR	0	0	8	2	3	1	21	12	13	12	0	0	0
VM	0	0	0	10	8	2	7	1	2	2	0	0	0
SG	0	0	0	0	7	40	7	18	16	35	0	0	0
SV	0	0	0	0	0	25	1	50	53	24	100	0	0
C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
												100	0

Figura VIII.21 Resultados de los conteos composicionales de la fracción gravosa de los conglomerados de la Formación El Corral en las localidades en las que fueron realizados.

Localidad	La Cueva	Quebrada del río Yanso										Quebrada del río Los Hornos	Pie del margen occidental de la sierra de Maz
		AF EC1	AF EC 2	AF EC 3	AF EC 4	AF EC5	AF EC6	AF EC7	AF EC8	EC 112	EC 33		
Asociación de facies	EC132	EC807	EC808	EC810	EC809	EC812	EC813	EC814	EC 112	EC 33			
Muestra	7	2	3	1	3	3	1	0	1	2	11	0	0
Qp	47	26	19	10	17	22	23	9	14	17	30	41	0
Qm	9	14	12	7	4	14	9	7	7	13	6	5	0
F	7	2	3	4	2	2	3	5	2	3	1	1	0
P	10	14	29	38	37	24	34	35	40	41	10	0	0
Lm1/2 b	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	27	100
Lm1a	5	2	2	4	5	2	3	3	2	0	6	5	0
Ls1	0	0	1	3	0	0	3	3	3	0	0	0	0
Ls2	3	13	12	9	2	11	0	0	3	3	0	1	0
Lp	10	11	12	17	14	11	12	16	9	12	10	2	0
Lva	2	3	3	5	3	1	1	4	2	2	0	0	0
Lvm	0	14	2	8	7	7	12	9	4	4	0	0	0
Lsi	0	0	0	0	3	0	2	3	13	0	33	7	0
Lo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Figura VIII.22 Resultados de los conteos composicionales de las matrices de los conglomerados de la Formación El Corral en las localidades en las que fueron realizados.

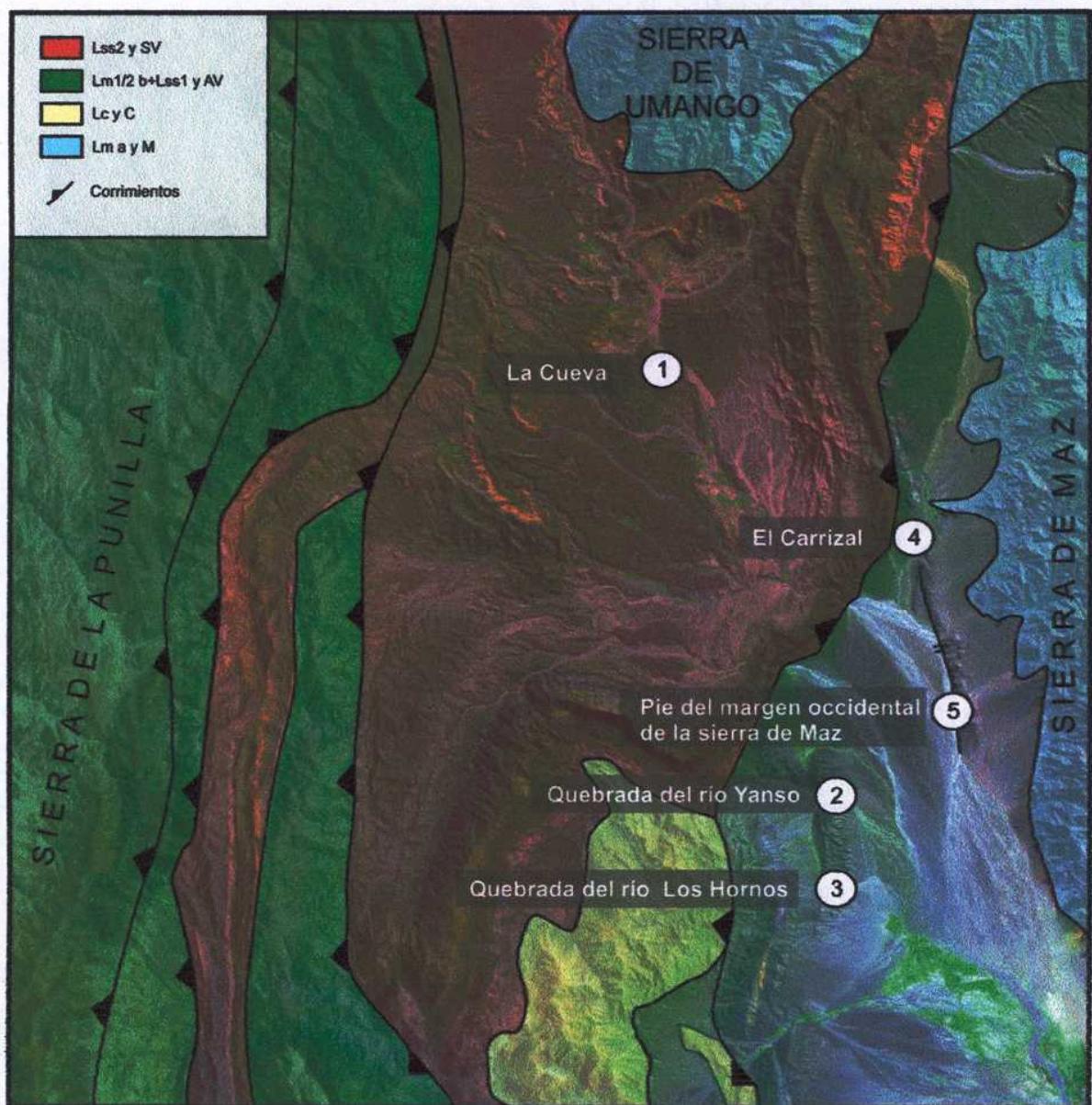


Figura VIII.23 Principales áreas de aporte de los conglomerados de la Formación El Corral. En verde aparecen la sierra de la Punilla y el Cerro Letrero, en rojo se representan principalmente las sedimentitas terciarias prepliocenas, en amarillo las calizas eopaleozoicas y en celeste el basamento metamórfico de las sierras de Maz y Umango.

Las muestras fueron tomadas de las localidades que son mostradas en la figura VIII.23: La Cueva (1), las quebradas de los ríos Yanso y Los Hornos (2 y 3), mina de carbón El Carrizal (4), y al pie de la ladera occidental de la sierra de Maz (5). A continuación se describirán las características composicionales de los conglomerados de la Formación El Corral en los distintos parajes, basadas en los diagramas de las figuras VIII.24 y 25.

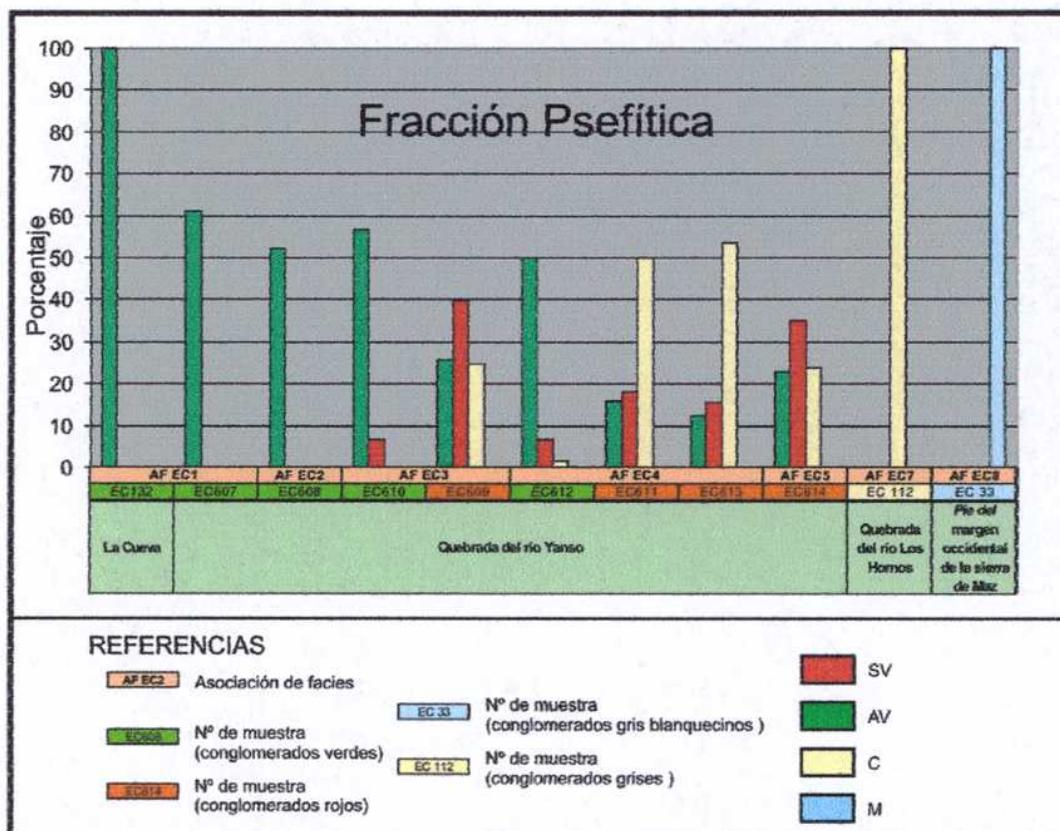


Figura VIII.24 Porcentajes de los litotipos que actúan como indicadores de actividad tectónica en la Formación El Corral en la Cuenca de La Troya dentro de la fracción psefítica.

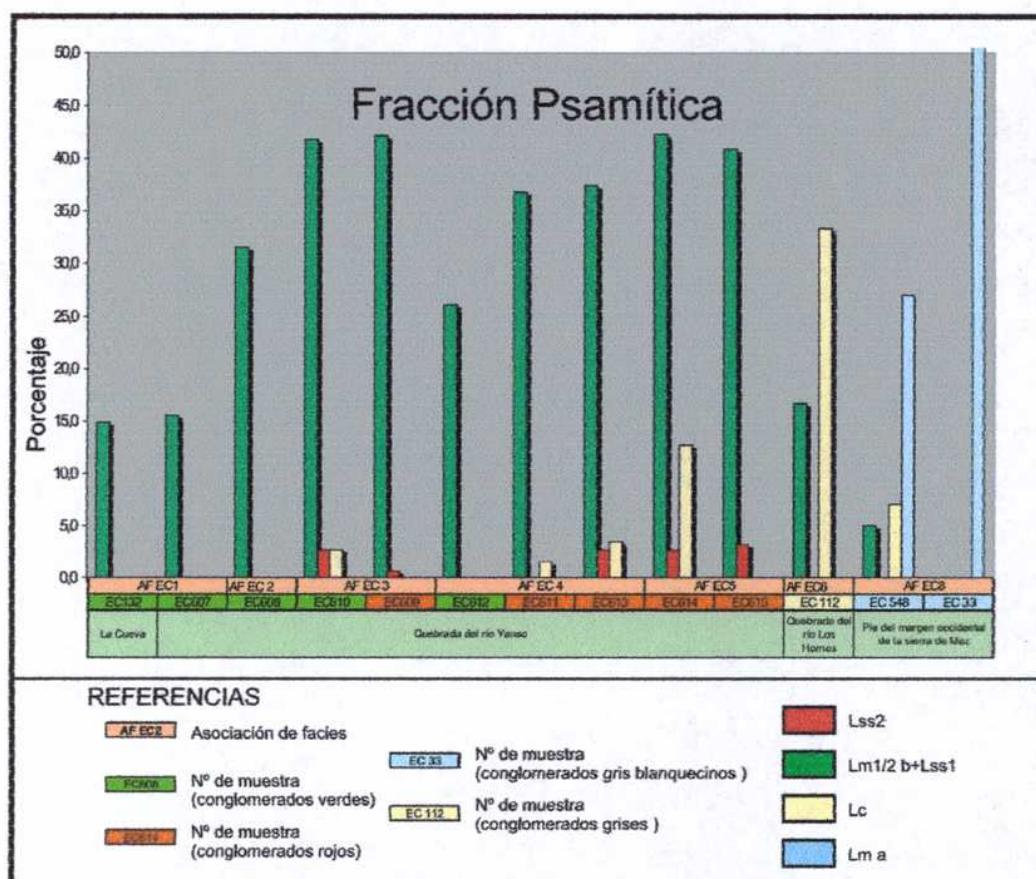


Figura VIII.25 Porcentajes de los litotipos que actúan como indicadores de actividad tectónica en la Formación El Corral en la Cuenca de La Troya dentro de la fracción psamítica.

La Formación El Corral en La Cueva

En esta localidad aflora la asociación de facies EC1 del Miembro La Cueva. Estos conglomerados se encuentran casi exclusivamente constituidos por clastos de areniscas y pelitas verdes y de metamorfitas de bajo grado (litolitos AV- fig. VIII.24) , en general subangulosos o subredondeados (fig. VIII.26).



Figura VIII.26 Conglomerados de la AF EC1 Miembro La Cueva de la Formación El Corral. Se encuentran conformados exclusivamente por clastos de areniscas y pelitas verdes con metamorfismo de bajo grado provenientes de la sierra de la Punilla (muestra EC132).

Las matrices de estos conglomerados se presentan como areniscas medianas con clastos subredondeados a subangulares de composiciones más variadas que la fracción clástica, incorporando, además de los litotipos Lss1 y Lm1/2b, fragmentos líticos de volcanitas ácidas y medias (litolitos Lva y Lvm) en proporciones similares a las de los líticos de metamorfitas de bajo grado, además de clastos monocristalinos de cuarzo y feldespatos.

Quebrada del río Yanso

En esta localidad afloran tanto el Miembro La Cueva y al Miembro río Yanso de la Formación El Corral. Las asociaciones de facies EC1 y 2, pertenecientes al Miembro La Cueva, forman la base de la sucesión y se hallan conformadas por orto y paraconglomerados de color verde, similares a los encontrados en La Cueva, en los que dominan los clastos de areniscas y pelitas verdes, así como también metamorfitas de bajo grado (litotipo AV- fig. VIII.24). Las matrices de estos conglomerados se encuentran enriquecidas en el litotipo Lm1/2 b (fig. VIII.25 y 27).

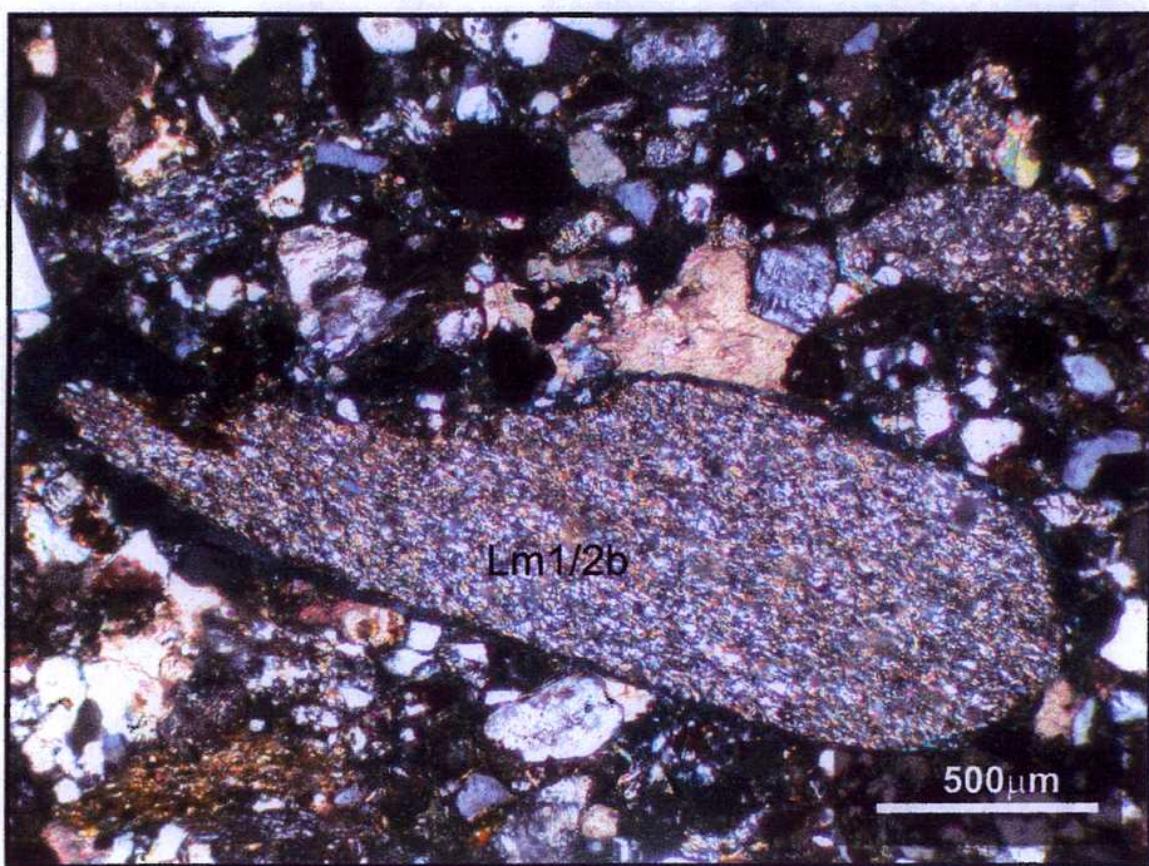


Figura VIII.27 Clasto lítico metamórfico de bajo grado (litotipo Lm1/2 b) al microscopio con luz polarizada en la AF EC2 de la Formación La Cueva.

La asociación de facies EC3, que forma parte del Miembro río Yanso, comienza a presentar una alternancia de ortoconglomerados de color rojo, y orto y paraconglomerados de color verde. Los conglomerados de color verde siguen dominados por clastos de metamorfitas de bajo grado, y areniscas y pelitas verdes, aunque en la

fracción gravosa y en la arenosa comienzan a aparecer los litotipos AV y Lss2 (fig. VIII.24, 25 y 28).

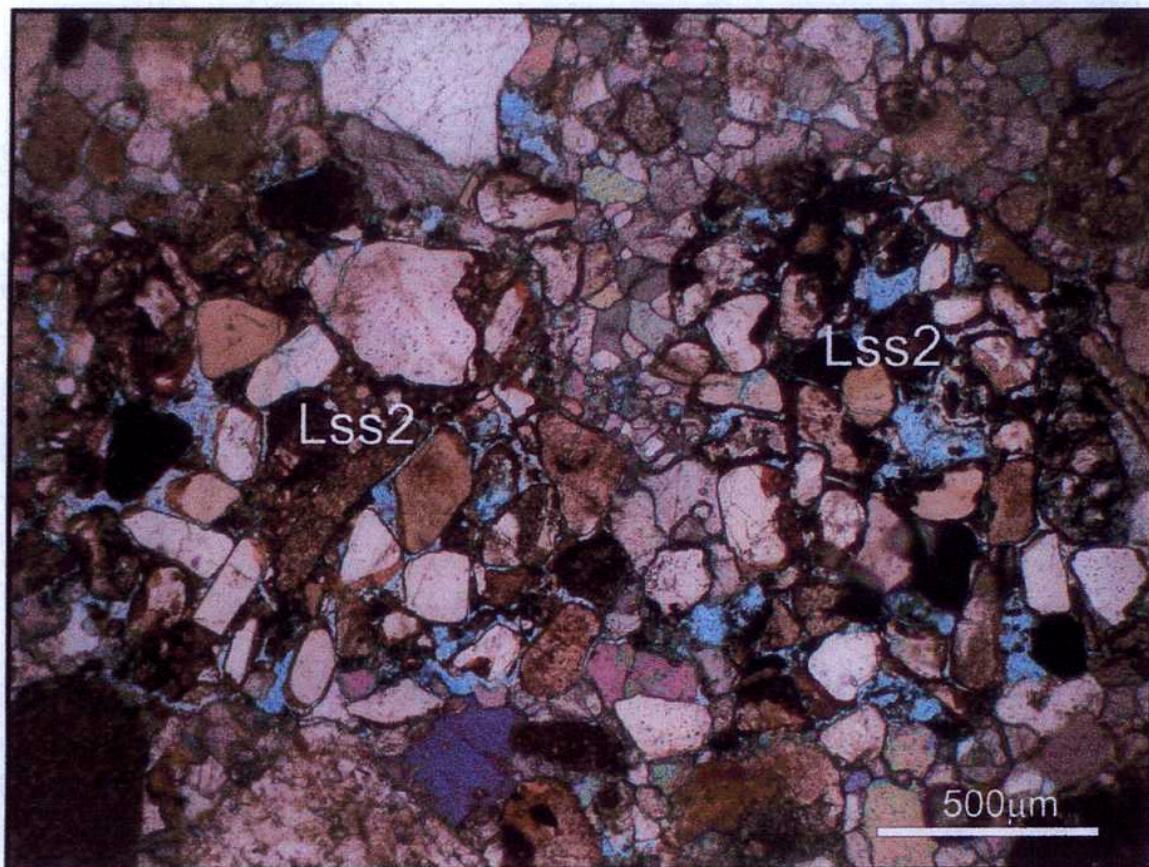


Figura VIII.28 Vista al microscopio de clastos de areniscas con pátinas de óxidos de hierro pertenecientes al litotipo Lss2 de la AF EC2 de la Formación La Cueva (muestra EC608).

Al analizar los resultados obtenidos para los conglomerados de color rojo, se puede observar un mayor número de individuos del litotipo SV y la primera aparición de fragmentos de líticos de calizas (litotipo C- fig. VIII.24). Un rasgo a destacar es que mientras estos litotipos claramente dominan dentro de la fracción gravosa, en la fracción arenosa siguen dominando ampliamente los clastos del litotipo Lm1/2 b con baja representación de los litotipos Lss2 y Lc.

La asociación de facies EC4 muestra una preponderancia conglomerados rojos sobre los verdes que aparecen como lentes. En la fracción gravosa de las lentes verdes, dominan los clastos del litotipo AV con menores porcentajes de clastos de los litotipos SV y C. Con respecto a los últimos litotipos mencionados, cabe destacar que en

las psamitas de la matriz de los conglomerados se observa un fenómeno análogo al de los conglomerados rojos de la AF EC3, ya que los litotipos Lss2 y Lc se encuentran ausentes. Esta característica puede ser el resultado de una falta de disponibilidad de esta clase de litotipos en el tamaño de grano arena o, tal vez, en el caso de las areniscas, a su desagregación y, en el caso de las calizas, a un alto potencial de alteración en los tamaños de grano más finos.



Figura VIII.29 Conglomerado producido por un flujo hiperconcentrado cohesivo en la asociación de facies EC4 de la Formación El Corral. Se pueden observar clastos de calizas (litotipo C), de areniscas verdes y rojas (litotipos AV y SV), granitos y areniscas grises (litotipos G y SG).

Con respecto a los conglomerados rojos de esta asociación de facies se puede decir que presentan como componentes principales dentro de las gravas a los clastos de calizas (litotipo C- fig. VIII.30), en menor proporción al litotipo SV, y por último al litotipo AV (fig. VIII.24 y 29). No obstante los fragmentos líticos de metamorfitas de bajo grado siguen dominando en la matriz (fig. VIII.24).

Finalmente, en la quebrada del río Yanso aparece la asociación de facies EC5 conformada totalmente por conglomerados rojos. Si bien en ella se mantienen altos los

porcentajes de los litotipos SV y C, también aumenta el porcentaje de AV con respecto a las muestras anteriores (fig.VIII.24). En la muestra EC614 se puede ver todavía la moda en la barra que representa a litotipos Lm1/2b +Lss1.

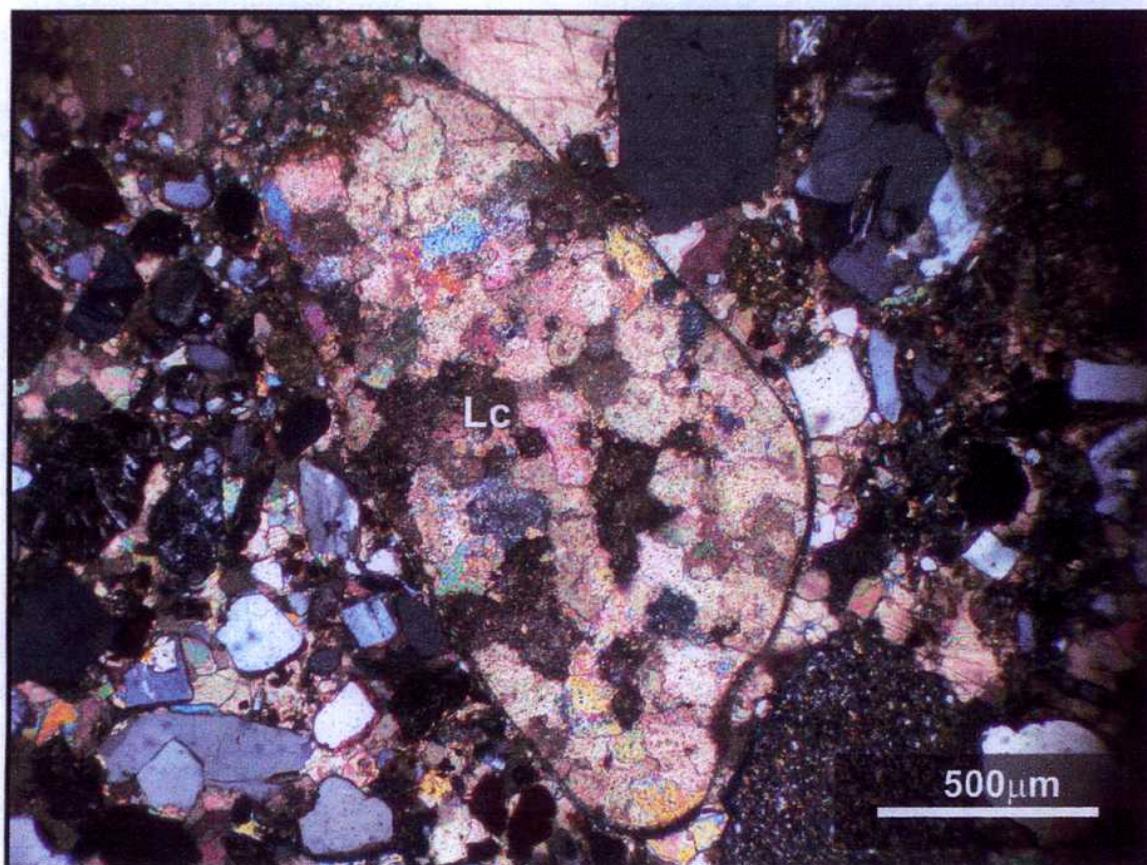


Figura VIII.30 Fragmento lítico de caliza (litolito Lc) de la AF EC4 de la Formación El Corral. Vista al microscopio con luz polarizada.

Dentro de la AF EC5 la muestra EC615 no pertenece a la matriz de un conglomerado sino a una arenisca, por eso no tiene su par en la fracción psefítica. En la figura VIII.25 se puede observar la total ausencia de fragmentos de calizas en esta muestra, nuevamente, o porque nunca se depositaron o posiblemente debido a eventos diagenéticos que no permitieron su preservación.

Quebrada del río Los Hornos

En esta localidad aflora el Miembro Quebrada del Río Yanso de la Formación El Corral que se presenta característicamente como conglomerados gris blanquecinos. Como se puede ver en la figura VIII.31, la fracción psefítica presenta una litología

completamente formada por clastos de calizas (litotipo C en la figura VIII.24). Por su parte, en la matriz arenosa también dominan claramente los fragmentos de calizas (litotipo Lc) y en menor proporción fragmentos de los litotipos Lss1 y Lm1/2b (fig. VIII.25), además de otros componentes cuarzo mono y policristalino, feldespatos y líticos volcánicos (fig. VIII.22).

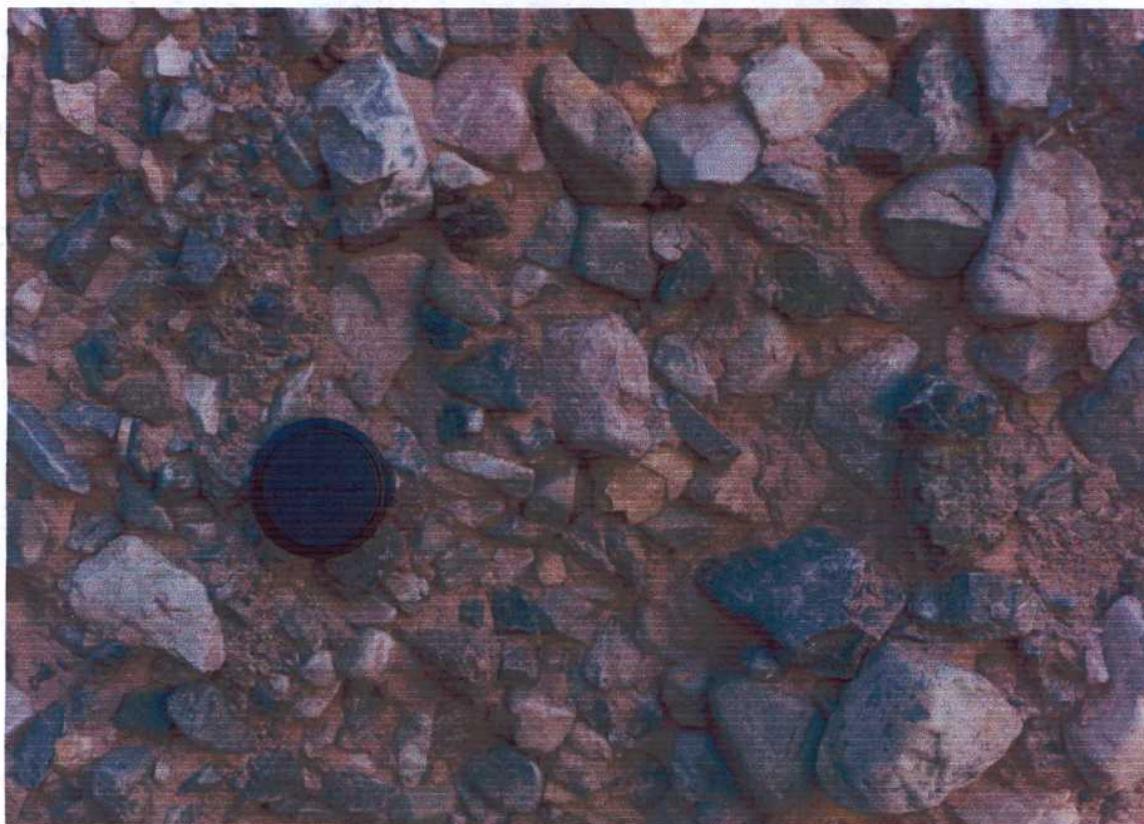


Figura VIII.31 Conglomerados del Miembro Quebrada del río Yanso en la quebrada del río Los Hornos. Como se puede observar todos los clastos se encuentran constituidos por fragmentos de caliza (litotipo C).

Mina de carbón El Carrizal y pie del margen occidental de la sierra de Maz

En estas localidades aflora el Miembro Tamberías de la Formación El Corral que presenta conglomerados grises cuya fracción gravosa se encuentra constituida por clastos de metamorfitas de alto grado (litotipo M- fig. VIII.24 y 32).

En la muestra de la mina El Carrizal la matriz presenta una predominancia de fragmentos de metamorfitas de alto grado (litotipo Lma-fig. VIII.33), pero aún contienen clastos del litotipo Lss1 y algunos de calizas (litotipo Lc). En esta localidad, la presencia

este último litotipo no estaría relacionada a un aporte de las calizas eopaleozoicas, sino que es probable que esté vinculada a las metamorfitas presentes en los complejos precámbrios como el de la sierra de Maz.



Figura VIII.32 Conglomerados compuestos por metamorfitas de alto grado pertenecientes al Miembro Tamberías de la Formación El Corral al pie de la sierra de Maz.

La muestra del frente del pie de la sierra de Maz, como se puede ver en figura VIII.34 que muestra una foto al microscopio con luz polarizada de la matriz, no presenta variaciones litológicas sino que está conformada en su totalidad por líticos metamórficos de mediano a alto grado y el resto son micas de origen también metamórfico. Estas micas fueron contabilizadas con el litotipo Lma. Por lo tanto, los conglomerados del Miembro Tamberías tendrían un aporte neto de la sierra de Maz, lo que es apoyado por las paleocorrientes hacia el oeste, indicadas por los clastos de metamorfitas imbricados.

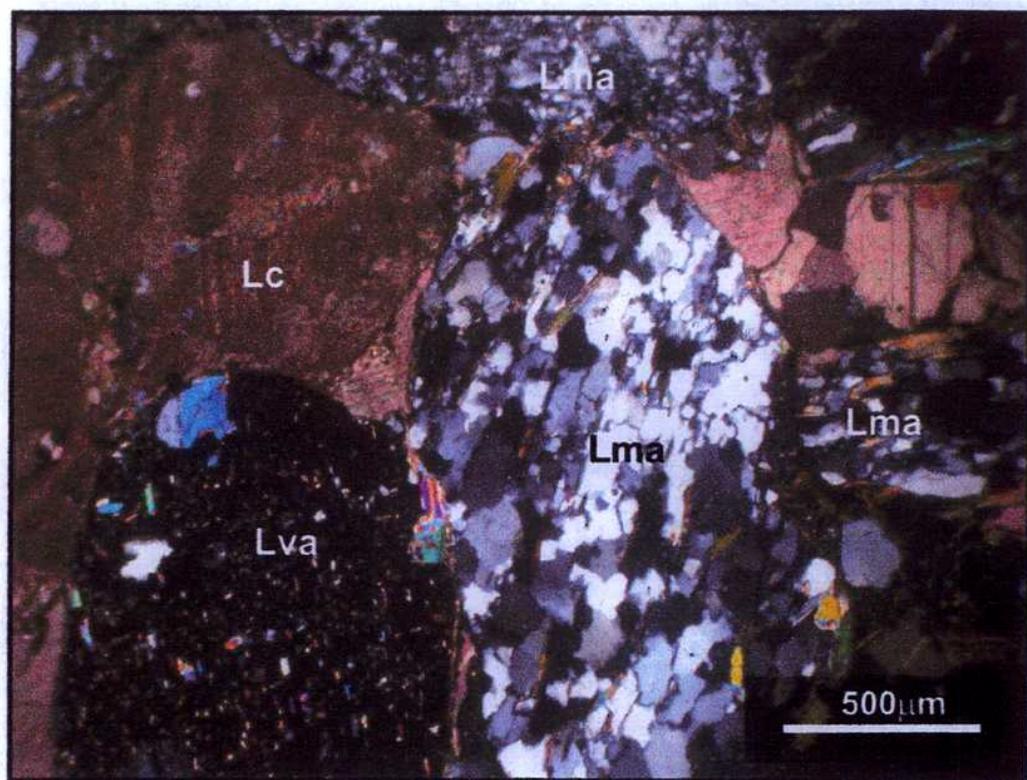


Figura VIII.33 Vista al microscopio con luz polarizada de la matriz de un conglomerado con clastos metamórficos de alto grado perteneciente al Miembro Tamberías de la Formación El Corral en la mina de carbón El Carrizal. Se pueden observar los litotipos Lma, Lc, y Lva inmerso en cemento carbonático esparítico con textura en mosaico.

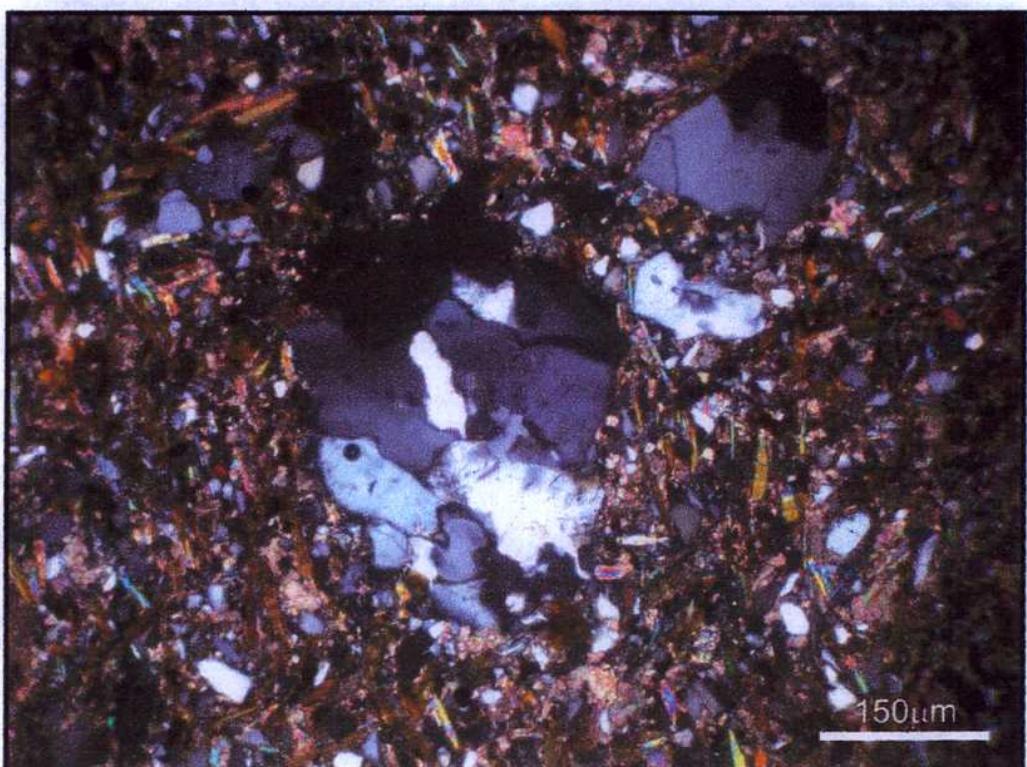


Figura VIII.34 Vista al microscopio con luz polarizada de la matriz de un conglomerado compuestos por metamorfitas de alto grado perteneciente al Miembro Tamberías de la Formación El Corral al pie de la sierra de Maz. Obsérvese su composición cuarzosa (litotipo Qp) y micácea.

Procedencia de la Formación El Corral en la Cuenca de La Troya a partir de los análisis composicionales

A partir de los análisis composicionales más arriba descriptos y teniendo en cuenta las áreas de procedencia mostradas en la figura VIII.23 se llega a las siguientes conclusiones:

1. La dominancia de clastos de areniscas y pelitas verdes levemente metamorfizadas en el Miembro La Cueva de la Formación El Corral indica que se habría formado durante el ascenso del frente orogénico que formaba la sierra de la Punilla.
2. El Miembro Quebrada del río Yanso se habría comenzado a originar durante los primeros ascensos del frente que forman el Cordón de La Flecha y las calizas eopaleozoicas. Sin embargo, el aporte de la sierra de la Punilla habría continuado, siendo el más importante durante la deposición de los conglomerados verdes que forman la base del Miembro Quebrada del río Yanso. En los conglomerados rojos de la quebrada homónima habría sido ligeramente más importante el aporte del Cordón de la Flecha durante la deposición de las EF EC3 y 5; y el de las calizas en la EF EC4. En la quebrada del río Los Hornos el aporte de las calizas fue claramente el más importante.
3. Los conglomerados del Miembro Tamberías en la mina El Camízal se habrían formado con un aporte principal de la sierra de Maz y un ligero aporte de la sierra de la Punilla, mientras que al pie de la sierra de Maz el aporte habría sido exclusivo las metamorfitas precámbricas.

Capítulo IX

TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN

El análisis del relleno sedimentario de la Cuenca de La Troya ha permitido identificar 6 estados tectosedimentarios que caracterizan su evolución a través del tiempo (fig.IX.1). De esta manera, el estado I, señala el inicio de la sedimentación terciaria con la Formación Puesto La Flecha, previo a la compresión andina. A partir de la Formación Vallecito, estado II, el relleno comienza a ser sinorogénico. Los estados siguientes, muestran diferentes comportamientos de la cuenca dentro de un marco principalmente compresivo. Estos estados se corresponderían con variaciones en la dirección e intensidad del vector de convergencia entre distintas placas oceánicas y la placa Sudamericana y, por otro lado, a momentos de mayor o menor actividad de los arcos volcánicos intervenientes.

Estado		Edad	Unidades
I	Estado preorogénico de cuenca hambriente	Paleógeno	Formación Puesto La Flecha
II	Estado orogénico de cuenca hambriente	Eoceno temprano ?	Formación Vallecito
III	Estado sinorogénico De arco volcánico	Eoceno	Formación Quebrada de la Montosa
IV	Estado sinorogénico Convergencia oblicua	Eoceno- Oligoceno (50-28 Ma)	Formaciones Vinchina y Zapallar
V	Estado sinorogénico de arco volcánico compresivo	Mioceno inferior (\pm 20 Ma)	Formación Cerro Morado
VI	Estado sinorogénico compresivo	Plioceno	Formación El Corral

Figura IX.1 Estados tectono-sedimentarios propuestos en esta Tesis para la Cuenca de La Troya.

Al describir los estados orogénicos de la Cuenca de La Troya serán tenidas en cuenta las edades de las unidades mostradas en la figura IX.2, obtenidas en este trabajo a partir de dataciones radimétricas de niveles tobáceos. Es importante destacar que estas

edades difieren de la reportada por Jordan *et al.*, (1993) en la misma cuenca (ver Apéndice de edades). A continuación se describirán los estadios propuestos para la Cuenca de La Troya.

Muestra	Unidad	%K	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$, nl/g	% $^{40}\text{Ar}_{\text{at}}$	Edad en Ma
PF 138	Formación Clénaga del Río Huaco	0.35	1.486	67.8	108.1 ± 4.4 (Albiano)
Vi 148	Formación Vinchina	1.10	2.157	40.2	50.7 ± 1.5 (Eoceno inferior)
Vi 10	Formación Vinchina	1.11	1.458	52.3	34.1 ± 1.0 (Eoceno-Oligoceno)
Z130	Formación Zapallar	0.919	0.843	76.6	28.4 ± 1.2 (Oligoceno medio)

Figura IX.2 Edades K/Ar sobre roca total de niveles tobaceos e ignimbíticos obtenidas en este trabajo.

Estado I

PREOROGÉNICO DE CUENCA HAMBRIENTA

Formación Puesto La Flecha

(pos- Cretácico superior- Eoceno)

Este estado, previo a los corrimientos andinos, corresponde estratigráficamente a la totalidad de la Formación Puesto La Flecha. El intervalo aquí tratado está dominado por depósitos lacustres, en su mayor parte efímeros (asociaciones de facies de FP1 a 4), alimentados por sistemas fluviales de baja energía (Caselli *et al.*, 2002). Aparentemente, condiciones de baja subsidencia y tasas de sedimentación limitadas, parecen haber dominado durante la sección. La predominancia de depósitos correspondientes a cuerpos lacustres, sobre los que progradan sistemas fluviales efímeros y probablemente abanicos terminales, sugieren condiciones de cuenca hambrienta en las que la subsidencia habría superado ligeramente al aporte. Los ciclos granocrecientes de escala decamétrica que suele exhibir la unidad, claramente indican la progradación autocíclica de sistemas

fluviales sobre los sistemas lacustres. Esta situación correspondería a condiciones de estabilidad tectónica y tasa de subsidencia relativamente constante, lo que indica la falta de superficies de incisión estratigráfica.

De acuerdo a los datos obtenidos mediante el estudio de modas detriticas, el aporte estaría representado por un arco volcánico, que podría ser el correspondiente a las volcanitas de edad eocena representadas en la Cordillera Frontal por las Formaciones Río Frío o Valle del Cura (Limarino *et al.*, 1999- figura IX.3). La existencia de elementos de basamento en las modas detriticas admite al menos dos interpretaciones: por un lado, que elementos elevados de las Sierras Pampeanas, hayan aportado sedimentos, aunque en forma minoritaria. Sin embargo, otra interpretación quizás más plausible, es que los componentes modales citados provengan de la erosión de unidades triásicas y cretácicas, o eventualmente, neopaleozoicas que mostraron a los bloques de basamento como áreas de aporte. Si bien no existen elementos de juicio concluyentes para confirmar algunas de estas hipótesis, la ausencia de unidades composicionalmente similares a la Formación Puesto La Flecha en las Sierras Pampeanas no parecen indicar que estas hayan actuado como áreas fuente.

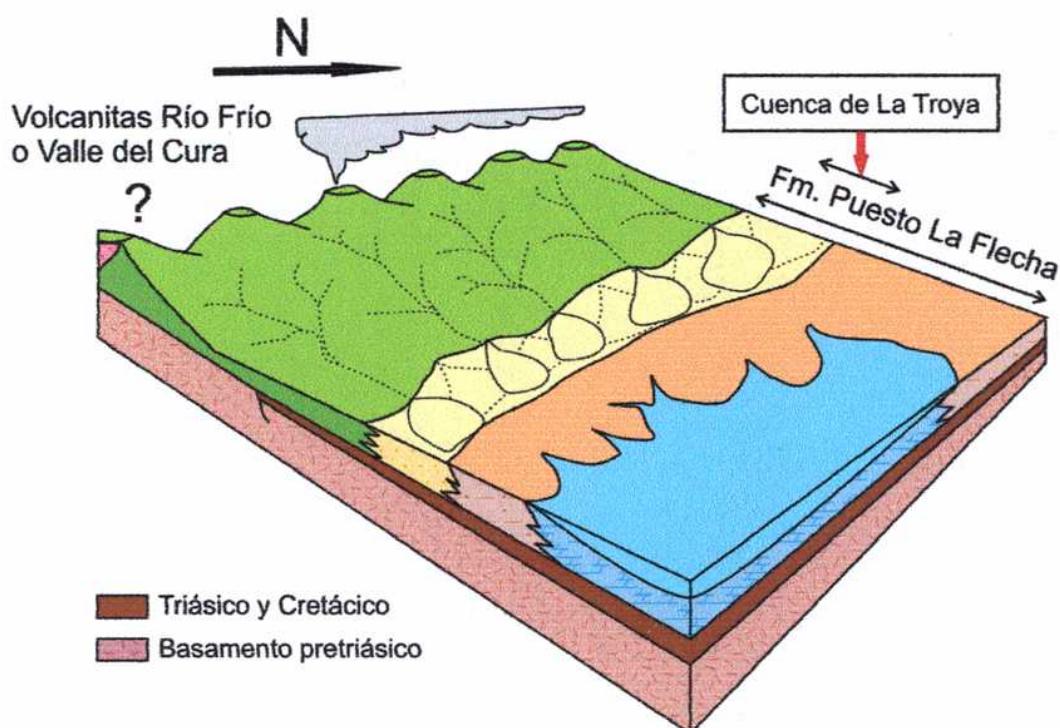


Figura IX.3 Esquema de la Formación Puesto La Flecha

Un rasgo interesante de este estado es que la Formación Puesto La Flecha presenta un espesor estratigráfico y arreglo facial similar en todos sus afloramientos. Esto ha sido observado por la autora en el área estudiada y en cuencas vecinas, como en el área de Huaco y en las cuencas de *piggy-back* atravesadas por el río Jachal. La similitud en la distribución de facies en la unidad y su espesor relativamente constante, sugiere la falta de áreas que localmente mostraran mayor subsidencia, lo que por su parte es avalado por la ausencia de sistemas fluviales de alta energía.

La Formación Puesto La Flecha aparece siempre asociada, y sobre yaciendo homoclinalmente, a los depósitos triásicos y cretácicos de la Precordillera (formaciones Santo Domingo y Ciénaga del Río Huaco). Este hecho sugiere que las cuencas eocenas se desarrollaron sobre antiguos depocentros extensionales mesozoicos, para luego extenderse formando un manto fluviolacustre (fig. IX.4).

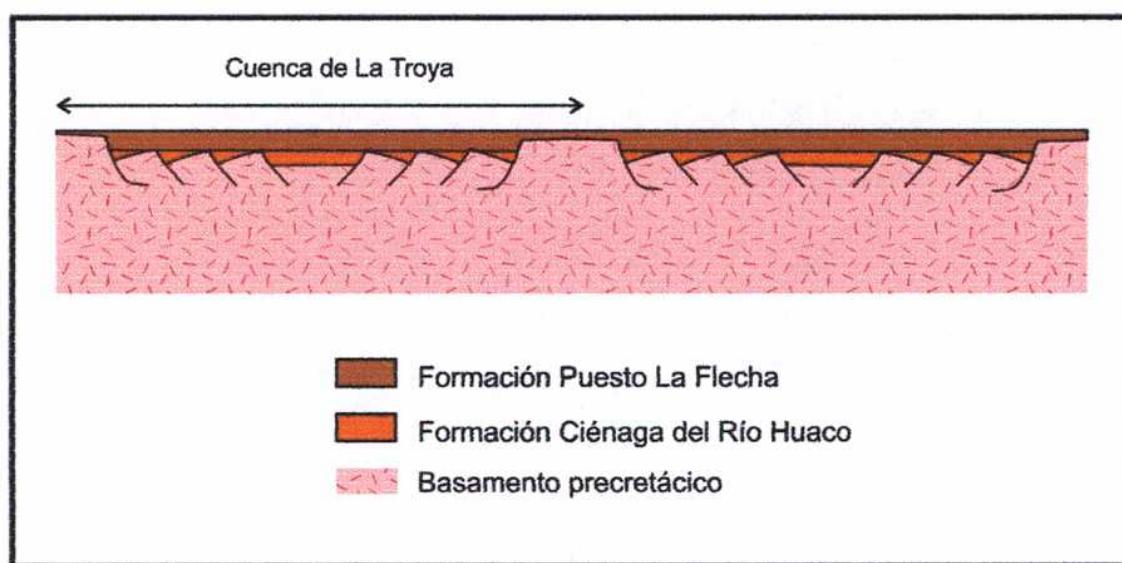


Figura IX.4 Disposición esquemática de la Formación Puesto La Flecha sobre los depocentros mesozoicos de las Formaciones Santo Domingo y Ciénaga del Río Huaco.

Estado II**Período orogénico de cuenca hambrienta****Formación Vallecito**

Eoceno

Este estado se encuentra representado por las eolianitas de la Formación Vallecito. Basados en los grandes espesores de sets entrecruzados, la limitada aparición de intercalaciones fluviales y la ausencia de paleosuelos, esta unidad se habría formado en un período en el que la tasa de subsidencia era mucho mayor que la tasa de sedimentación (Tripaldi y Limarino, 2005). Por esta razón es que aquí se la incluye como una unidad transicional entre condiciones pre y sinorogénicas, cuestión que también es mencionada por Tripaldi y Limarino (2005) al relacionarla con los primeros fases iniciales en la formación de una cuenca de antepaís.

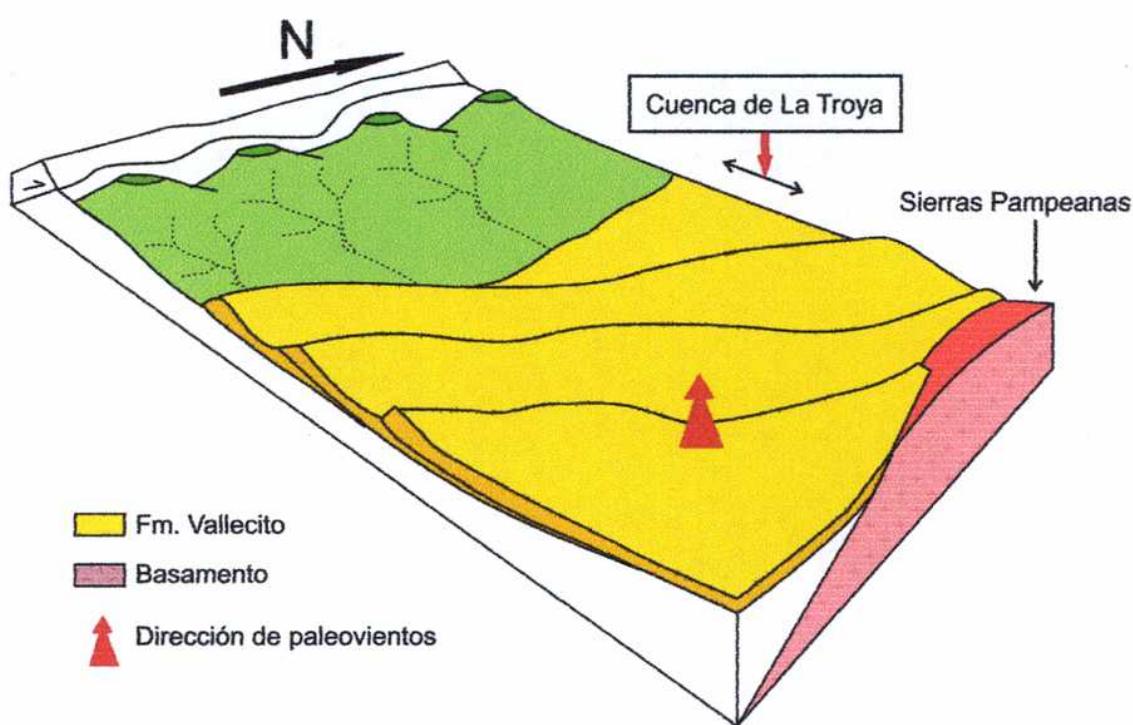


Figura IX.5 Esquema tridimensional de las eolianitas de la formación Vallecito en la Cuenca de La Troya con sus principales áreas de aporte.

Las modas detritíticas de la Formación Vallecito muestran hasta un 40% de cuarzo monocristalino, valores similares de plagioclasa y feldespato potásico; y una dominancia neta de fragmentos líticos volcánicos, especialmente mesosilícicos. La proveniencia de arco volcánico a partir de estos resultados es clara, sin embargo, la presencia de cuarzo polocristalino sumado a los altos porcentajes de fragmentos de feldespato potásico, que muchas veces presenta simplectitas, indica también un aporte de basamento. Esta proveniencia mixta podría ser el resultado del aporte a partir de sistemas fluviales de un arco ubicado al Oeste de la cuenca y un aporte de Sierras Pampeanas desde el Este producido por los vientos (fig. IX.5) que habrían venido principalmente del Este y del Sur (Tripaldi, 2002).

Una característica de la Formación Vallecito es que su depocentro se encuentra en la quebrada de La Flecha, donde alcanza hasta 1000 metros de espesor. Como veremos más adelante esta área coincide con depocentros locales de las formaciones Vinchina y Zapallar.

Estado III

Período sinorogénico de arco volcánico

Formación Quebrada de la Montosa

Eoceno (50 Ma)

El estado III está representado por la Formación Quebrada de la Montosa. Esta unidad se encuentra formada por sistemas de baja energía como lagos efímeros, sistemas fluviales entrelazados arenosos y sistemas fluviales divagantes con participación de planicies de inundación.

Sus modas detritíticas muestran bajos porcentajes en cuarzo, predominio de plagioclasas sobre feldespato potásico y entre la fracción lítica dominancia de fragmentos

de volcanitas. Estas características indican que durante este estado se habría desarrollado un arco volcánico que actuó como área de aporte principal, el que también habría controlado la deposición de delgados niveles tobáceos en las Juntas. A partir de uno de estos niveles se obtuvo la datación de 50 Ma mostrada en la figura IX.1.

Esta unidad se ha encontrado únicamente en la Cuenca de La Troya. Edades de volcanismo similares, de 45 y 44 Ma, fueron reportadas por Limarino *et al.* (1999) en las tobas de Valle del Cura (fig. IX.6) por lo cual la Formación Quebrada de La Montosa podría representar los términos fluviales distales provenientes de los centros volcánicos desarrollados en el Valle del Cura (fig. IX.7).

Unidad	Litología	%K	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$, nl/g	% $^{40}\text{Ar}_{\text{air}}$	Edad en Ma
Formación Valle del Cura	Andesita	2.05	1.161	38.30	45 ± 2
	Andesita	2.48	1.918	79.10	44 ± 2
	Andesita	1.32	0.000	00.38	36 ± 1
	Dacita-Riodacita	2.6	1.224	57.40	34 ± 1

Figura IX.6 Edades K/Ar sobre roca total obtenidas por Limarino *et al.* (1999) en las volcanitas terciarias de Valle del Cura, al oeste del área de estudio.

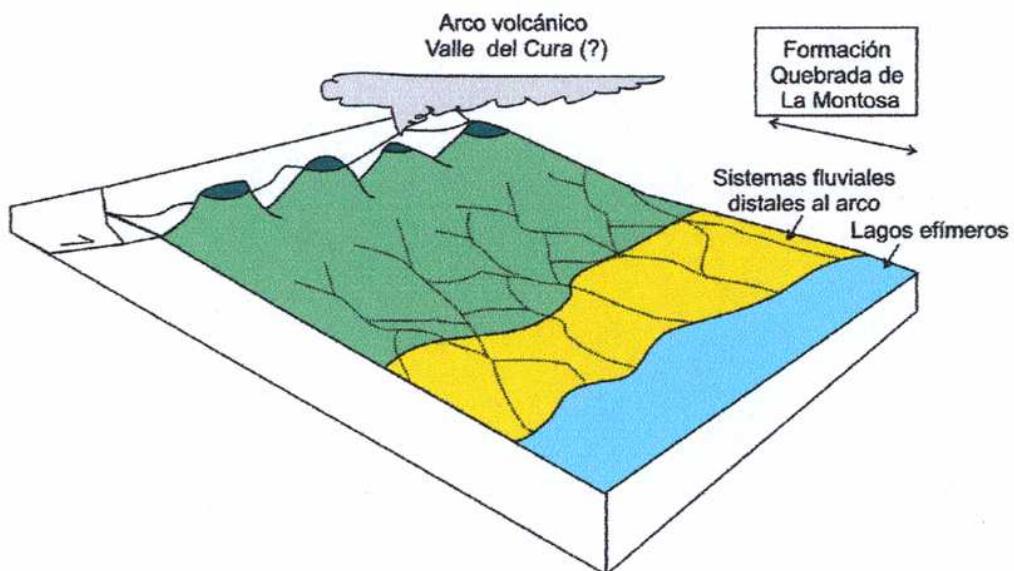


Figura IX.7 Block diagrama de la Formación Quebrada de La Montosa.

Estado IV

Período sinorogénico de convergencia oblicua

Formaciones Vinchina y Zapallar

Eoceno- Oligoceno inferior (50-28 Ma)

Este estado se encuentra representado por las formaciones Vinchina y Zapallar, las que en conjunto muestran muy pronunciadas variaciones de espesor. Prueba de lo dicho es que sólo alcanzan 50 m en las nacientes del río Guandacol (donde solo aflora la Formación Vinchina); 3000 m a la altura del río La Flecha y 4500 m sobre el río La Troya, donde la Formación Zapallar aparenta ser más espesa por repeticiones tectónicas. Más hacia el norte, en la localidad de La Cueva ambas unidades tienen espesores menores, pero como consecuencia de diferentes fallamientos que las han afectado.

Los depósitos de estas formaciones han sido interpretados, en su mayor parte, como sistemas fluviales anastomosados con fajas de canales de tipo entrelazadas; y, en menor medida, como sistemas fluviales efímeros de tipo *playa lake*. Como ya ha sido mencionado por diversos autores, la preservación de sistemas fluviales anastomosados se ve favorecida por zonas con muy alta subsidencia como las cuencas de antepaís (Smith y Smith, 1980; Smith et al., 1989; Smith y Pérez-Arlucea, 1994; Pérez-Arlucea y Smith, 1999, y Davies- Vollum y Kraus, 2001). Los espesores encontrados en la quebrada de La Flecha y en Las Juntas apoyan la hipótesis de una alta subsidencia.

El Miembro inferior de la Formación Vinchina se encuentra constituido por sistemas fluviales anastomosados con altos porcentajes de depósitos de planicies y fajas de canales arenosas de baja energía, que se encuentran inmersas en las planicies. Por otra parte, esta unidad incorpora cerca de la base depósitos de *playa lake*. Este tramo indicaría la máxima tasa de subsidencia dentro de la cuenca.

En el Miembro superior de la Formación Vinchina disminuyen los depósitos de planicies de inundación. Al mismo tiempo las fajas de canales comienzan a incorporar

conglomerados, marcando un aumento en la energía de los sistemas fluviales y una menor subsidencia que disminuye el potencial de preservación de las planicies. Por otra parte, en el tope de este miembro y en la base de la Formación Zapallar, son comunes las incisiones y los depósitos de barranca dentro de los canales, lo que marca una disminución aún mayor en el nivel de base.

Estos cambios en los sistemas fluviales marcarían la progradación de una cuña clástica dentro de una cuenca de antepaís, como consecuencia del avance de un frente orogénico, como fue mencionado por Jordan *et al.* (1993).

Al analizar el aporte de las Formaciones Vinchina y Zapallar, puede notarse que estas unidades presentan una mayor mezcla litológica que las previamente tratadas. El Miembro inferior de la Formación Vinchina presenta cuarzo monocristalino con porcentajes variables que van desde 26-42%, cuarzo policristalino (entre 1-8%), una alta relación feldespato potásico/ plagioclasa, y una gran dispersión dentro de los fragmentos líticos, aunque en general se encuentra enriquecido en volcanitas. En el Miembro superior de esta unidad y en la Formación Zapallar aumenta levemente el cuarzo monocristalino y policristalino, la relación feldespato potásico/ plagioclasa es similar a la Miembro inferior, y aumenta el porcentaje de fragmentos líticos sedimentarios y metamórficos de bajo grado en desmedro de las volcanitas. En los diagramas de Dickinson (1985), estas relaciones se ven reflejadas por un pasaje de áreas de aporte de arco disectado a orógenos reciclados o zonas de mezcla. Sin embargo, los porcentajes de cuarzo y feldespato potásico, sumados a la presencia de cuarzo policristalino de tipo milonítico y microclino indican también el aporte de rocas cristalinas.

La mezcla de áreas de proveniencia en las Formaciones Vinchina y Zapallar resultaría de la superposición de controles regionales y locales. Regionalmente, y tal como lo indican el mayor número de paleocorrientes obtenidas desde el oeste, el aporte dominante fue de arco disectado y orógeno reciclado, ambos elementos presentes en el frente orogénico producido por la tectónica Andina.

El aporte de componentes modales de basamento responde sin dudas a factores locales y su análisis debe efectuarse con mayor detenimiento. En este sentido, la Formación Vinchina aflora solo en la Cuenca de La Troya y en Vinchina (al norte del área de estudio), mientras que la Formación Zapallar es expuesta exclusivamente dentro del área de estudio, dejando de aflorar por completo hacia el sur (nacientes del río Guandacol). La citada distribución indicaría que durante la deposición de la Formación Vinchina ambas cuencas (La Troya y Vinchina) estuvieron unidas y actuaron como depocentros locales. Posteriormente, durante la sedimentación de la Formación Zapallar, se habría producido la desconexión entre ambos depocentros, los que se transformaron en cuencas independientes, presentando distinta estratigrafía. En este contexto, el aporte de basamento reflejaría el probable ascenso del umbral de la Sierra de Umango-Espinal que proveyó los componentes modales de basamento. Nótese entonces que la mezcla de componentes modales superpone un factor regional de circulación de sedimentos desde el oeste (frente orogénico andino) con otro local (Sierra de Umango-Espinal).

Las edades del estado IV se encuentran acotadas por la datación de 50 Ma obtenida en la Formación Quebrada de La Montosa que subyace a la Formación Vinchina. Asimismo, dentro de este estado se ha obtenido una edad de 34 Ma en una toba del tope del Miembro inferior de la Formación Vinchina y una de 28 Ma en una toba del tope de la Formación Zapallar.

Una posible hipótesis que explica el comportamiento de la Cuenca de La Troya durante este período se encuentra en las diferentes etapas establecidas por Somoza y Ghidella (2006). Los citados autores señalan marcadas variaciones en la dirección e intensidad del vector de convergencia, relacionadas a reorganizaciones mayores en el sistema de placas, en el margen occidental de América del Sur (fig. IX.8). Los autores hallaron que la dirección de convergencia puede ser dividida en tres estadios que corresponden aproximadamente al Cretácico tardío- Paleoceno (72-47 Ma), al Eoceno medio- Oligoceno (47-28 Ma) y al Cenozoico tardío (26-0 Ma).

El período más antiguo, intervalo de 72 a 47 Ma corresponde a los estados I, II y III definidos en esta tesis, en los que la intensidad del vector de convergencia es mínima. El comienzo de la segunda etapa es contemporáneo con una profunda reorganización de placas en sudeste del Pacífico (Cande *et al.*, 1982 en Somoza y Ghidella, 2006). Las edades de esta segunda etapa (47-28 Ma) equivalen casi exactamente a las obtenidas para las Formaciones Vinchina y Zapallar en esta tesis. Durante este período la subducción de la placa de Farallón habría producido mayores velocidades en el vector de convergencia con un cambio, como se ve en la figura IX.8, en la orientación del vector que se dispuso SO-NE. Una posibilidad es que en esta etapa, en el área de estudio, se haya producido un régimen compresivo con un componente de rumbo que haya reactivado antiguas fallas de basamento que actuaron como límites de la Cuenca de La Troya. Si, por otro lado, estas fallas de basamento hubiesen tenido un comportamiento de inversión tectónica, podrían haber aumentado localmente la subsidencia dentro de la cuenca. Los bloques asociados a estas fallas de basamento serían la sierra de Umango y Espinal (fig.IX.9).

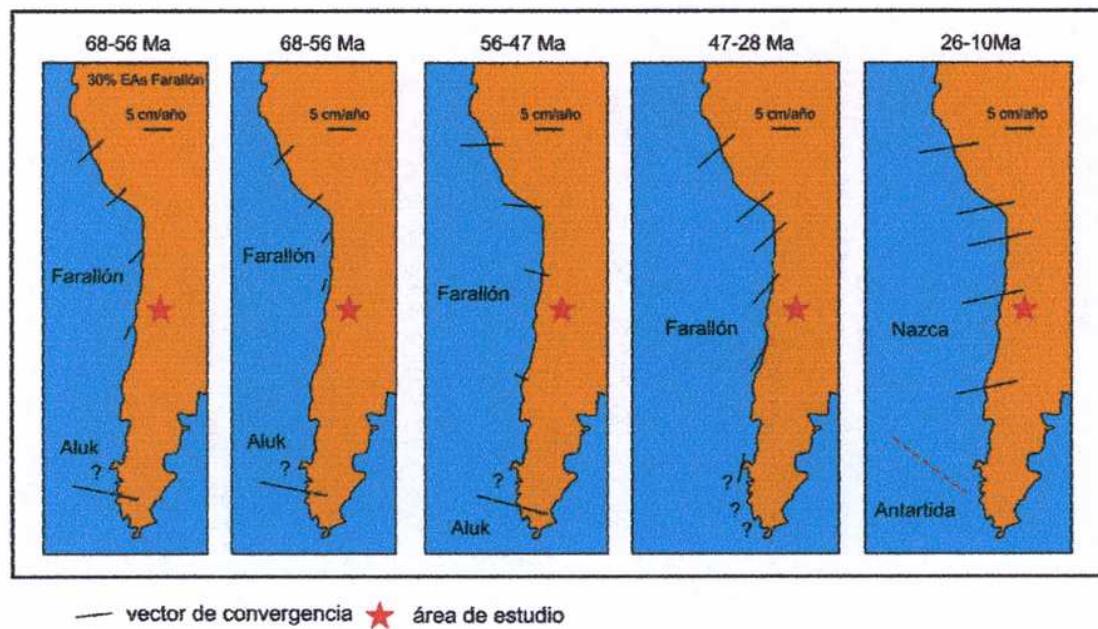


Figura IX.8 Dirección e intensidad de los vectores de convergencia en el margen occidental de la Placa Sudamericana (tomado de Somoza y Ghidella, 2006) , y ubicación del área de estudio

Con respecto al volcanismo asociado a esta etapa, se vincula a los niveles tobáceos e ignimbíticos datados de 34 y 28 Ma (fig. IX.2). Rocas volcánicas de 34 Ma se han encontrado Valle del Cura (fig. IX.6) y, de 28 Ma en un centro volcánico ubicado al oeste del área, sobre el río Blanco (Poma, comunicación personal).

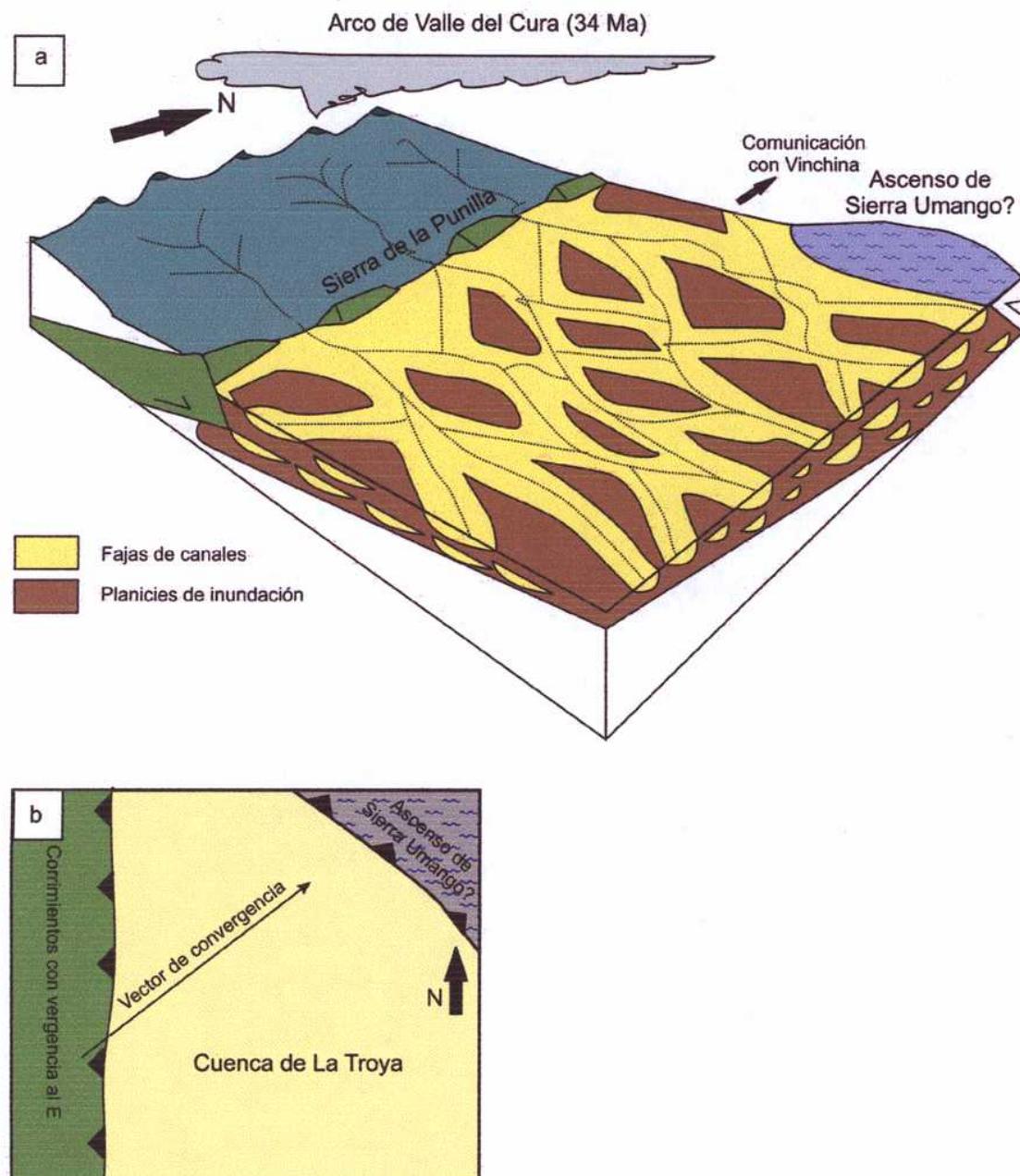


Figura IX.9 a) Esquema tectónico durante la deposición de las sedimentitas de la Formación Vinchina formadas por fajas de canales y plancies de inundación de sistemas anastomosados. Al oeste se encuentra un arco volcánico de similar edad que las volcanitas de Valle del Cura y los primeros ascensos de la sierra de la Punilla. Al NE, se marca el posible comienzo del ascenso de la sierra de Umango. b) Vista en planta esquemática de la situación tectónica que afecta a este período con un vector de convergencia oblicuo al margen de Sudamérica, casi perpendicular al lineamiento de Valle Fértil que levanta a la sierra de Umango.

Estado V

Período sinorogénico de antepaís con arco volcánico

Formación Cerro Morado

Mioceno inferior (18 Ma)

Este período se encuentra representado por la Formación Cerro Morado de aproximadamente 1000 m de espesor, e integrada por dos miembros: uno inferior sedimentario y uno superior volcano-sedimentario que afloran únicamente en las nacientes del río Guandacol.

Las sedimentitas de la base del Miembro inferior han sido interpretadas como originadas en ambientes transicionales como planicies de mareas e islas barrera. Si bien aquí se presentan estructuras características de ambientes costeros, no se han encontrado macrofósiles que confirmen esta hipótesis, aunque los palinomorfos reportados por Barreda *et al.* (2003), en la misma localidad que se estudió esta unidad, indican ambientes de lagoon. Hacia la mitad del Miembro inferior, una transgresión marina es representada por 260 m de pelitas laminadas con algunas lentes conglomerádicas las que representarían barras de desembocadura de sistemas fluviales provenientes del oeste. Por encima de esta sección programan sistemas fluviales meandriformes, que verticalmente son erosionados por una importante superficie de incisión, sobre la cual se apoyan conglomerados y areniscas depositadas por sistemas entrelazados.

Las modas detriticas de este intervalo muestran porcentajes variables de cuarzo y enriquecimiento en plagioclasa con respecto al feldespato potásico. En cuanto a los fragmentos líticos, existe una dominancia de líticos volcánicos, cuya cantidad aumenta hacia el tope del Miembro inferior, y en menor porcentaje de metamorfitas de bajo grado. Estos componentes modales estarían relacionados a la presencia de un arco volcánico, que se hace evidente en el Miembro superior, y al aporte de la sierra de la Punilla.

El Miembro superior se caracteriza por la presencia de volcanitas de naturaleza andesítica, flujos piroclásticos y sedimentitas vinculadas a ambientes fluviales efímeros. Este miembro ha sido datado por Limarino *et al.* (2002), quienes obtuvieron edades de 18 y 17 Ma. Los autores asociaron a las volcanitas de la Formación Cerro Morado a los centros volcánicos formados por los cerros Guachi y El Áspero, ubicados pocos km al S de las nacientes del río Guandacol, fuera del área de estudio (fig. IX.10).

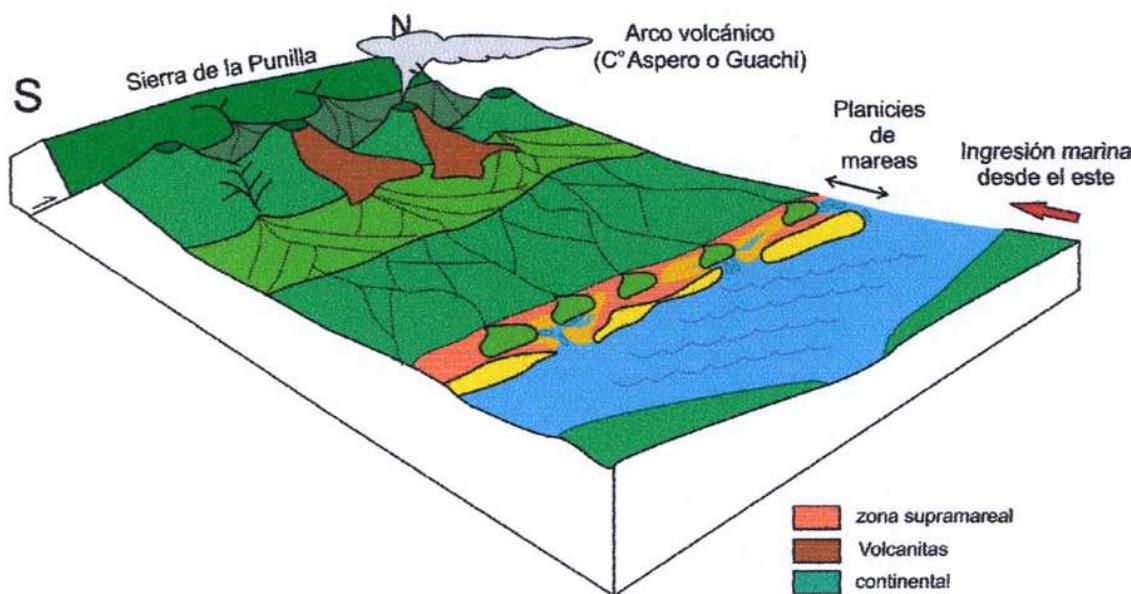
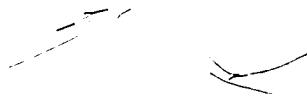


Figura IX. 10 Esquema tectónico y ambiental de la Formación Cerro Morado.

La etapa representada por la Formación Cerro Morado corresponde al período más joven (26-0 Ma) propuesto por Somoza y Ghidella (2006), cuyo comienzo asocian con la ruptura de la placa de Farallón dando origen a las placas de Nazca y Cocos. La convergencia entre la placa subductada de Nazca y la placa Sudamericana durante este intervalo es ligeramente oblicua, aunque mucho menos que en la etapa anterior (fig.IX.8). El inicio de este período se caracteriza, según los autores, por un fuerte incremento en la velocidad de convergencia que comienza a decrecer en los últimos 10 Ma. Esto habría originado una compresión mayor y un cambio en el estilo estructural de la Cuenca de La

Troya que produjo la migración del depocentro hacia el pie de la sierra de la Punilla. Al mismo tiempo, la máxima compresión habría acelerado la subsidencia, factor que podría haber contribuido al ingreso del mar a la cuenca.



Estado VI

Período sinorogénico de antepaís

Formación El Corral

Plioceno

La sedimentación durante este estado corresponde a la Formación El Corral, la que muestra grandes variaciones en su espesor y depocentros locales (hasta 600 m.). Es la existencia de potentes series conglomeráticas sinorogénicas con muy variable composición de clastos, la que caracteriza a este estado. Cada uno de los miembros definidos en esta tesis, indica la proveniencia de diferentes elementos morfoestructurales, todos ellos vinculados al frente del antepaís. En este sentido, el Miembro de Lutitas y Limonitas, forma la base de la Formación El Corral y corresponde a depósitos distales del frente orogénico.

En el caso del Miembro La Cueva, formado por conglomerados y brechas que contienen clastos de pelitas y areniscas verdes de la Formación Punilla, indica la sedimentación sinorogénica correspondiente al ascenso de la sierra de la Punilla.

En el río Yanso, este conjunto pasa transicionalmente al Miembro Quebrada del Río Yanso en el que comienzan a aparecer conglomerados dominados por clastos de sedimentitas rojas (mayoritariamente derivados de la Formación Vallecito) los que atestiguan el ascenso del Colrdón de La Flecha. Hacia el sur, donde el Cordón de La Flecha culmina contra el cerro Totora (constituido por calizas eopaleozoicas) y la

composición de la fracción clástica cambia progresivamente hasta ser dominada por clastos de caliza.

Finalmente, el Miembro Tamberías refleja el ascenso de la Sierra de Maz, como queda claramente evidenciado por el predominio de clastos de metamorfitas de alto grado.

Capítulo X

CONCLUSIONES

La información presentada en esta Tesis permite enunciar las siguientes conclusiones:

1. La Cuenca de La Troya muestra un complejo relleno terciario que incluye depósitos sedimentarios, volcanoclásticos y volcánicos. Un nuevo cuadro estratigráfico para la región es presentado en la figura V.2.
2. Se presenta por primera vez para la Precordillera del norte de San Juan y La Rioja una edad radimétrica para las sedimentitas cretácicas de la Formación Ciénaga del Río Huaco (108.1 ± 4.4 Ma). Esta edad corrobora la información paleontológica presentada en trabajos previos.
3. En esta Tesis se define una nueva unidad estratigráfica de edad terciaria, la Formación Quebrada de La Montosa, al mismo tiempo se reubica temporalmente a la Formación Vallecito y se presenta una nueva división estratigráfica para la Formación El Corral. Además se presentan 3 nuevas dataciones radimétricas (50.7 ± 1.5 Ma, 34.1 ± 1.0 Ma, 28.4 ± 1.2 Ma) que permiten mejorar el conocimiento cronoestratigráfico del terciario de la región.
4. Se propone dividir al relleno de la cuenca en depósitos preorogénicos y sinorogénicos. Los primeros corresponden a las formaciones Puesto La Flecha y Vallecito, dominadas por sedimentación lacustre efímera y eólica respectivamente. En el caso particular de la Formación Vallecito, depositada en condiciones de cuenca hambrienta bajo tasas de subsidencia relativamente altas, es probable representen la transición entre condiciones pre y sinorogénicas.
5. Los depósitos sinorogénicos de la Cuenca de La Troya incluyen a las Formaciones Quebrada de la Montosa, Vinchina, Zapallar, Cerro Morado y El Corral. La primera de las unidades corresponde a sedimentos fluviales y lacustres

efímeros con clara influencia de aporte volcánico. Las formaciones Vinchina y Zapallar, de edad eocena-oligocena superior, están dominadas por sistemas fluviales anastomosados. El Mioceno inferior se encuentra representado por la Formación Cerro Morado compuesta por depósitos sedimentarios y volcánicos. Finalmente, en el plioceno, se depositaron los conglomerados sinorogénicos de la Formación El Corral, principalmente en facies de abanicos aluviales, de piedemontes dominados por flujos canalizados y ríos entrelazados proximales.

6. La Formación Cerro Morado es la que presenta mayor complejidad ambiental y litológica. La parte basal del miembro inferior atestigua una importante transgresión marina, que en el área de la Cuenca de La Troya se presenta en facies costeras dominadas por ambientes de planicies de mareas y de lagoon e islas barreras. La parte superior del miembro es mayormente fluvial meandriforme y reemplaza rápidamente a los ambientes marinos. Finalmente el miembro superior de la unidad indica claramente la existencia de centros volcánicos ubicados directamente al suroeste de la Cuenca de La Troya.
7. Durante la evolución de la Cuenca de La Troya el pasaje entre las Formaciones Vinchina y Zapallar respondería a profundas modificaciones paleogeográficas en el frente orogénico y la transición entre estas unidades representaría la desconexión entre las Cuenca de Vinchina (al norte del área estudiada) y La Troya.
8. Los conglomerados sinorogénicos de los distintos miembros de la Formación El Corral atestiguan el levantamiento de diferentes frentes montañosos. De esta manera, el Miembro La Cueva registra el ascenso de la Sierra de La Punilla; el Miembro Quebrada del río Yanso, la elevación del frente que forman el cordón de La Flecha y el Cerro Totora; y el Miembro Tamerías, el levantamiento de la Sierra de Maz.
9. En esta tesis se proponen seis estados tectosedimentarios en la evolución de la Cuenca de La Troya. El estado preorogénico de cuenca hambrienta está

representado por ambientes lacustres y fluviales de baja energía correspondientes a la Formación Puesto La Flecha. La unidad muestra áreas de aporte múltiple correspondientes a arco volcánico y áreas de basamento. Un segundo estado, resultado de una fase más avanzada de cuenca hambrienta, aparece en las secuencias eólicas de la Formación Vallecito. Esta unidad representaría el pasaje de condiciones pre a sinorogénicas mediando un progresivo aumento en la tasa de subsidencia. Durante el estado III, aparecen los sistemas fluviales y efímeros de la Formación Quebrada de la Montosa, con modas detriticas claramente dominadas por el aporte de un arco vinculado al volcanismo de la Formación Valle del Cura. El estado IV, corresponde a las formaciones Vinchina y Zapallar, caracterizadas por sistemas fluviales anastomosados que señalan muy alta subsidencia, vinculada a un estado sinorogénico. Esta subsidencia estaría asociada al ascenso de la Sierra de Umango producido por un régimen tectónico de mayor compresión con un vector de convergencia oblicuo al margen de la placa Sudamericana, pero casi perpendicular al lineamiento que levanta a esta sierra. Posteriormente, el estado V (sinorogénico de arco volcánico) es caracterizado por la Formación Cerro Morado. El Miembro inferior presenta procedencia de arco con modas detriticas con valores variables de cuarzo, pero enriquecidas en plagioclasas y fragmentos líticos volcánicos. El Miembro superior contiene volcanitas y flujos piroclásticos en el tope. Finalmente, el estado VI, se vincula a los conglomerados sinorogénicos de la Formación El Corral.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer especialmente a mi director de Tesis, Carlos Limarino, por todo lo que me ha enseñado, por mantener siempre un trato de igual a igual, y fundamentalmente por ser una de esas buenas personas, que suelen escasear en estos tiempos.

En segundo lugar, agradezco a Patricia Ciccioli, Susana Alonso, Julieta Suriano, Horacio Tassone, Alfonsina Tripaldi, Daniela Villegas, Sergio Marenssi, y, nuevamente, a Carlos Limarino por ser mi segunda familia. Gracias a todos ellos, por ser maravillosas personas, por ser mis amigos y por la ayuda que me brindaron siempre.

Extiendo mis agradecimientos a Stella Poma, Luis Fauqué, Hernán Reijenstein y Alejandro Bande, que estuvieron conmigo en el campo, enseñándome y ayudándome. Así también, agradezco a Marcial Pérez, de Guandacol, y a la familia Quiroga, de La Cueva, en la provincia de La Rioja.

Quiero agradecer a la Universidad de Buenos Aires y en especial a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, por darme un lugar de trabajo durante todos estos años. De la misma manera, agradezco al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, porque sin su programa de becas no podría haber realizado este Doctorado.

Finalmente, agradezco a mi familia, a mi mamá Elsa y a mis hermanos: Ceci, Diego, Mario, Pato y Pola (en orden alfabético para que no se enojen) por quererme, por tenerme paciencia y por ayudarme cada vez que los necesito. Y por supuesto, le agradezco a mi papá que cuando era chiquita me decía que iba a ser científica, así que ya saben a quien culpar por todo esto.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, E. R., 1999. Estratigrafía y sedimentología de la formación Patquia (Pérmitico) en las inmediaciones del Río La Troya (Campo Guandacol, Provincia de La Rioja). Trabajo final de licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito).
- Allen, J.R.L. 1983. Studies in fluvialite sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh borders. *Sedimentary Geology*, 33, 237-295.
- Astini, R.A., 1998. El "Conglomerado Las Vacas y el Grupo Trapiche de la Precordillera: tectónica distensiva en el Ordovícico Tardío. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53, 489-503.
- Astini, R.A. y Vaccari, N.E., 1996. Sucesión evaporítica del Cámbrico Inferior de la Precordillera: significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51 (2), 97-106.
- Astini, R.A. y Brusa, E.D., 1996. Dos nuevas localidades fosilíferas para el Conglomerado Las Vacas (Caradociano) en la Precordillera argentina: Importancia cronoestratigráfica. *Ameghiniana*, 34, 144.
- Ashmore, P., 1993. Anabranch confluence kinetics and sedimentation processes in gravel-braided streams. En: *Braided rivers*, Eds: J.L. Best y C.-S. Bristow, Geological Society Special Publication nº 75, 129-146.
- Baldis, B., Bordonaro, o. Beresi, M. y Uliarte, E., 1981. Zona de dispersión estromatolítica en la secuencia calcáreo dolomítica del Paleozoico Inferior de San Juan. Congreso Geológico Argentino, Actas 8º, 2, 419-434.
- Barreda, V., Limarino, C. O., Fauqué, L. E., Tripaldi, A. y Net, L., 2003. Primer registro palinológico de la Formación Cerro Morado (Mioceno), Precordillera de La Rioja. *Ameghiniana*, 40, 1, 81-87.

- Beets, D.J., De Groot, T.A.M. y Davis, Huw, A. D. 2003. Holocene tidal back barrier development at decelerating sea-level rise: a 5 millenia record, exposed in the western Netherlands. *Sedimentary Geology*, 158, 117- 144.
- Blair, T. C., 1999. Cause of dominance by sheetflood vs. debris-flow processes on two adjoining alluvial fans, Death Valley, California. *Sedimentology*, 46, 1015-1028.
- Blair, T. C. y McPherson, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, v. A64, 3, 450-489.
- Bordonaro, O.L. 2003. Evolución paleoambiental y paleogeográfica de la cuenca cámbrica de la Precordillera argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58, 3, 329-346.
- Borello, A. y Cuerda, A. 1968. Grupo Río Huaco (Triásico), San Juan. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, Noticias, 7, 3-15.
- Bracaccini, O. 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precondillera sanjuanino- mendocina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 258.
- Bridge, J.S. 1993. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*, 40, 801-810.
- Bridge, J.S., 1993. The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. En: *Braided rivers*, Eds: J.L. Best y C.-S. Bristow, Geological Society Special Publication nº 75, 13-71.
- Brookfield, M.E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient eolian sandstones. *Sedimentology*, 24, 303–332.
- Bull, W. B. 1972. Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. En: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*, Eds: J. K. Rigby y W. K. Hamblin, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Special Publication, 16, 63-83.
- Caminos, R., Zamuner, A., Limarino, C.O. y Fauqué, L.E. 1995. Triásico superior fosilífero de la Precordillera riojana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50, 1-4, 262-265.

- Caselli, A. T., Marenssi, S., Tripaldi, A., Limarino, C.O. y Gagliardo, M. L., 2002. Análisis paleoambiental y correlación estratigráfica de la Formación Puesto La Flecha (Terciario), provincia de La Rioja. XV Congreso Geológico Argentino, Actas I: 679-683.
- Césari, S., Fauqué, L., Escosteguy, L., Cegarra, M., Limarino, C., 1999. Palinomorfos de la Formación Volcán en la precordillera de San Juan. I Simposio Argentino del Paleozoico Superior, Resúmenes, 22-23, La Rioja.
- Chaía, T., 1990. Registro del Cenomaniano lacustre en la provincia de San Juan. Primer Congreso Uruguayo de Geología, Resúmenes Ampliados: 33-36. Montevideo.
- Chemicoff, C.J., Nash, C.R. 2001. Geological interpretation of Landsat TM imagery and aeromagnetic survey data, northern Precordillera region, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 8, 813-820.
- Ciccioli, P. L., 2003. Estratigrafía y sedimentología de las secuencias cretácicas y miocenas de los alrededores de la quebrada de La Flecha (Precordillera de La Rioja). Trabajo Final de Licenciatura (inédito).
- Ciccioli, P. L., Ballent, S., Tedesco, A.M., Barreda, V. y Limarino, C.O, 2005. Hallazgo de depósitos cretácicos en la Precordillera de La Rioja (Formación Ciénaga del Río Huaco). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60, 1, 385-394.
- Clemmensen, L.B. y Abrahamsen, K. 1983. Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran basin (Permian), Scotland. *Sedimentology* 30, 311-339.
- Clifford, N.J., Hardisty, J., French, J.R. y Hart, S., 1993. Downstream variation in bed material characteristics: a turbulence-controlled form-process feedback mechanism. En: *Braided rivers*, Eds: J.L. Best y C.-S. Bristow, Geological Society Special Publication nº 75, 89-104.
- Coughlin, T.J. 2002. Linked orogen-oblique fault zones in the Central Argentine Andes: the basis of a new model for Andean orogenesis and metallogenesis. Tesis Doctoral, University of Queensland, Department of Earth Sciences (Inédita).

- Cuerda, A., Caballé, M. y Alfaro, M., 2004. Bioestratigrafía de la Formación Las Vacas (Ordovícico- Precordillera). *Ameghiniana*, 41,1, 25-44.
- Dalrymple, M., Prosser, J. y Williams, B., 1998. A dynamic systems approach to the regional controls on deposition and architecture of alluvial sequences, illustrated in the Statfjord Formation (United Kingdom, northern North Sea). En: *Relative role of eustasy, climate and tectonism in continental rocks*. Eds: K.W. Shanley y P.J.McCabe, SEPM Special Publication nº 59, 65-81.
- Davis-Vollum, K.S. y Kraus, M.J., 2001. A relationship between alluvial backswamps and avulsion cycles: an example from the Willwood Formation of the Bighorn Basin, Wyoming. *Sedimentary Geology*, 140, 235-249.
- Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. En: *Provenance of arenites*, G.G. Zuffa (Ed.), 333-361, Reidel Dordrecht.
- de la Fuente, M.S., Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Gutiérrez, P.R. y Fauqué, L.E. 2003. Quelonios podocnemídidos en la Formación Puesto La Flecha (Oligoceno), Precordillera de La Rioja, Argentina. *Ameghiniana*, 40, 4, 617-624.
- Fauqué L., 2006. Geología de la Hoja Villa Unión. Servicio Geológico Minero Argentino. Informe inédito, pp 96.
- Fauqué, L.E. y Caminos, R. 2002. Mapa geológico a escala 1:250.000 de la Hoja 2969-II Tinogasta. Provincias de Catamarca, La Rioja y San Juan. Instituto de Geología y Recursos minerales, Servicio Geológico y Minero Argentino, Buenos Aires.
- Ferguson, R.I., 1993. Understanding braiding processes in gravel-bed rivers: progress and unsolved problems. En: *Braided rivers*, Eds: J.L. Best y C.-S. Bristow, Geological Society Special Publication nº 75, 73-89.
- Folk, R. L., Andrews, P.B. y 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.

- Furque, G., 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b. Guandacol (Provincias de La Rioja y San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92. Buenos Aires.
- Furque, G. 1965. Geología de la región del Cerro la Bolsa (Província de La Rioja). Segundas Jornadas Geológicas Argentinas, Buenos Aires, p. 181-215.
- Furque, G., 1972a. Descripción Geológica de la Hoja 16b. Cerro La Bolsa (Provincias de La Rioja y San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 125. Buenos Aires.
- Furque, G., 1972b. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: A.F. Leanza (ed), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 237-287.
- Furque, G., 1979. Descripción geológica de la Hoja 18c Jachal (provincia de San Juan). Servicio Geológico Nacional, Boletín 164. Buenos Aires.
- Frenguelli, J., 1946. Consideraciones acerca de la "Serie de Paganzo" en las provincias de San Juan y La Rioja. *Revista del Museo de La Plata*, II, 65.
- Fryberger, S.G., Ahlbrandt, T.S. y Andrews, S.A., 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian sand sheet deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.49, 3, 733-746.
- Groeber, P., 1940. Descripción geológica de la Provincia de La Rioja (Colaboración de la Dirección de Minas y Geología). De Aguas Minerales de la República Argentina, 6, Buenos Aires.
- Hampton, M.A., 1975. Competence of fine debris flows. *Journal of Sedimentary Research*, v. 45 (4), 834-844.
- Hampton, M.A., 1979. Buoyancy in debris flows. *Journal of Sedimentary Research*, v. 49 (3), 753-758.
- Hardie, I.A., Smoot, J.R. y Eugster, H.P. 1978. Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. En: A. Matter y M.E. Tucker (Eds), *Modern and ancient*

- lake sediments. Special Publication International Association of Sedimentologist, 2, 7-42.
- Heller, P.L. y Paola, C. 1996. Downstream changes in alluvial architecture: an exploration of controls on channel-stacking patterns. *Journal of Sedimentary Research*, V. 66, 2, 297-306.
- Hjellbakk, A., 1997. Facies and fluvial architecture of a high-energy braided river: the Upper Proterozoic Segladden Member, Varanger Peninsula, northern Norway. *Sedimentary Geology*, 114, 131-161.
- Hubert, J.F. y Hyde, M.G. 1982. Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system: Upper Triassic Blomidon redbeds, St. Mary's Bay, Nova Scotia. *Sedimentology*, 52, 457-474.
- Hunter, R.E. 1977a. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24, 361-387.
- Hunter, R.E. 1977b. Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing-ripple structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47, 697-706.
- Hunter, R.E. y Rubin, D.M. 1983. Interpreting cyclic crossbedding, with an example from Navajo Sandstone, En: Eolian sediments and processes. Eds. M.E. Brookfield y T.S. Ahlbrandt, *Developments in Sedimentology*, 38, 429 – 454.
- Jordan, T. E., Drake, R. E. y Naeser, Ch. W. 1993. Estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del río Jachal, San Juan, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 132-141. Mendoza.
- Jordan, T.E., Schlunegger, F., Cardozo, N., 2001. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo foreland basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 775-798.
- Kocurek, G. 1988. First order and superbounding surfaces in eolian sequences- Bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology*, 56, 193-206.

- Kocurek, G. y Nielson, J. 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate eolian sand sheets. *Sedimentology*, 33, 795-816.
- Leddy, J.O., Ashworth, P.J. y Best, J.L. 1993. Mechanisms of anabranch avulsion within gravel-bed gravel rivers: observations of a scaled physical model. En: *Braided rivers*, Eds: J.L. Best y C.S. Bristow, Geological Society Special Publication nº 75, 119-127.
- Limarino, C. O., Fauqué, L.E. y Caminos, R. 1990. Facies y evolución paleoambiental de los bancos rojos triásicos del norte de la Precordillera riojana. *Actas 3º Reunión Argentina de Sedimentología*, San Juan, 1, 169-174.
- Limarino, C. O., Fauqué, L.E., Cardó, R., Gagliardo, M.L. y Escosteguy, L. 2002. La faja volcánica miocena de la Precordillera septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57 (3), 289-304.
- Limarino, C.O., Fauqué, L.E., Ciccioli, P.L., Tedesco, A.M., Marciano, C. y Arcucci, A. 2005. El mesozoico de la Precordillera septentrional. *Actas XV Congreso Geológico Argentino*, CDROM, Artículo 071, 6 pp.
- Limarino, C.O., Gutierrez, P.R., Malizia, D., Barreda, V., Page, S., Ostera, H. Y Linares, E. 1999. Edad de las secuencias Paleoógenas y Neógenas de las cordilleras de La Brea y Zancarrón, Valle del Cura, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (2), 177-181.
- Limarino, C. O., Net, L. I., Gutiérrez, P., Barreda, V., Caselli, A. T., Ballent, S. 2000. Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénada del Río Huaco (Cretácico superior), Precordillera central, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(1-2): 83-99.
- Limarino, C. O., Sessarego, H., López Gamundi, O., Gutiérrez, P. y Césari, S. 1988. Las Formaciones Ojo de Agua y Vallecito en el área de la Ciénaga, Oeste de Huaco, provincia de San Juan: Estratigrafía y Paleoambientes sedimentarios. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (3-4), 153-167.

- Limarino, C. O., Tripaldi, A., Marenssi, S. Net, L., Re, G. y Caselli, A. 2001. Tectonic control on the evolution of the fluvial systems of the Vinchina Formation (Miocene), northern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 751-762.
- Lowe, D. R., 1982. Sediment gravity flows II: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*.
- Mac Kenzie, D.B. 1975. Tidal sand flat deposits in Lower Cretaceous Dakota Group near Denver, Colorado. En: *Tidal deposits*, Robert N. Ginsburg (Ed) 428 pp; Berlin Heidelberg New York.
- Mackey, S.D. y Bridge, J.S. 1995. Three dimensional model of alluvial stratigraphy: theory and application. *Journal of Sedimentary Research*, V. B65, 1, 7-31.
- Makaske, B., 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews*, 53, 149-196.
- McKee, E.D. y Weir, G.W., 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Bulletin of the Geological Society of America*, 64, 381-390.
- Miall, A. D., 1985. Arquitectural element analisys: a new method of facies analisys applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22, 261-308.
- Miall, A. D., 1996. The geology of fluvial deposits (Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology). Ed. Springer- Verlag Berlin Heidelberg New York. pp. 582.
- Mountney, N. y Howell, J. 2000. Aeolian architecture, bedform climbing and preservation space in the cretaceous Etjo Formation, NW Namibia. *Sedimentology*, 47, 825-849.
- Nadon, G.C., 1994. The genesis and recognition of anastomosed fluvial deposits: data from the St. Mary River Formation, southwestern Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, B64, 4, 451-463.
- Nemec, W. y Postma, G., 1993. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: Sedimentation proceses and geomorphic evolution. *Special Publications of the International Association of Sedimentologist*, 17, 235-276.

- Nichols, G.J. y Hirst, J.P., 1998. Alluvial fans and fluvial distributary systems, Oligo-Miocene, Northern Spain: Contrasting processes and products. *Journal of Sedimentary Research*, 68, 5, 879-889.
- Pascual R, Bond M, Vucetich M., 1981. El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) y sus vertebrados, cronología, paleoambientes y paleobiogeografía. *VIII Congreso Geológico Argentino, Actas* 3, 743-178
- Pérez, M. A, Fernández Seveso, F., Álvarez, L. A. Y Brison, I. E., 1993. Análisis ambiental y estratigráfico del Paleozoico Superior en el área anticinal de Huaco, San Juan, Argentina. *10º Congrès International de la Stratigraphie et géologie du Carbonifère et Permien, Comptes Rendus*, 2: 297-318. Buenos Aires.
- Pérez-Arlucea, M. y Smith, N.D. 1999. Depositional patterns following the 1870s avulsion of the Saskatchewan River (Cumberland, Saskatchewan, Canada). *Journal of Sedimentary Research*, v. 69, 1, 62-73.
- Ramos, V. A., 1970. estratigrafía y estructura del Terciario de la Sierra de los Colorados (Provincia de La Rioja) República Argentina. *Revista de la asociación Geológica Argentina* 25, 359-382.
- Re, G. H., 1996. Relación entre la tectónica andina y posición del depocentro de la cuenca del Bermejo (27 a 33° S). *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas II*: 209.
- Re, G. H. y Barredo, S. P., 1995. Esquema de correlación magnetoestratigráfica de las formaciones terciarias aflorantes en las provincias de San Juan, La Rioja y Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48, 241-246.
- Re, G. H., Vilas, F. J., 1990. Análisis de los cambios paleogeográficos ocurridos durante el cenozoico tardío, en la región de Vinchina (Provincia de La Rioja); a partir de estudios magnetoestratigráficos. *XI Congreso Geológico Argentino, San Juan, Actas II*, 267-270.

- Reijenstein, 2006. Estratigrafía y análisis sedimentológico de la zona ubicada al oeste del Cerro Imán, tramo superior del río Guandacol (Precordillera de La Rioja). Trabajo final de Licenciatura (inédito), pp. 82.
- Reineck, H.E., 1975. German North sea tidal flats. En: Tidal deposits, Ed.: Robert N. Ginsburg; 428 pp; Berlin Heidelberg New York.
- Reynolds, J. H. 1987. Chronology of Neogene tectonics in the central Andes (27°-33°S) of western Argentina based on the magnetic polarity stratigraphy of foreland basin sediments. PhD thesis, Darmouth College, Hanover, 353 pp (inédito)
- Reynolds, J. H., Jordan, T.E., Johnson, N. M., Johnson, N.M., 1987. Cronología neógena y velocidad de sedimentación en la cuenca de La Troya, La Rioja. Décimo Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, Actas II, 109-112.
- Reynolds, J. H., Jordan, T.E., Johnson, N. M., Damanti, J. F., Tabbut, K. D., 1990. Neogene deformation of the flat- subduction segment of the Argentine- Chilean Andes: Magnetostratigraphic constraints from Las Juntas, La Rioja province, Argentina. Geological Society of America Bulletin, v. 12, 1607-1622.
- Riba, O., 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, 15: 213-233.
- Rubin, D.M. y Hunter, R.E. 1983. Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology*, 29. 121-138.
- Rust, B.R., 1984. Proximal braidplain deposits in the Middle Devonian Malbaie Formation of Eastern Gaspé, Quebec, Canada. *Sedimentology*, 31, 675-695.
- Sohn, Y.K., 2000. Coarse-grained debris-flow deposits in the Miocene fan deltas, SE Korea: a scaling analysis. *Sedimentary Geology*, 130, 45-64.
- Simon, W., 1985. Algunos aportes a la geología del Distrito Minero Huachi, San Juan. Primeras Jornadas Sobre Geología de Precordillera, San Juan, Acta I, 370-375.

- Simpson, E.L., Eriksson, K.A., Kuklis, C.A., Eriksson, P.G., Bumby, A.J. y van Jaarsveld, C.F. 2004. Saline pan deposits from the 1.8 Ga Makgabeng Formation Waterberg Group, South Africa. *Sedimentary Geology*, 163, 279-292.
- Smith, G. A. 2000. Recognition and significance of streamflow-dominated piedmont facies in extensional basins. *Basin Research*, 12, 399-411.
- Smith, N. D., Cross, T.A., Dufficy, J.P., Clough, S. R. 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology*, 36, 1-23.
- Smith, N. D. y Pérez-Arlucea, M. 1994. Fine-grained splay deposition in the avulsion belt of the lower Saskatchewan river, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, B64 (2), 159-168.
- Smith, D. G. y Smith, N. D. 1980. Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50 (1) 151-164.
- Somoza, R. Y Ghidella, M.E. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (4) 797-807.
- Tabbutt, K., Naeser, C.W., Jordan, T.E., Cerveny, P.F., 1989. New fission-track ages of Mio-Pliocene tuffs in the Sierras Pampeanas and Precordillera of Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44, 408-419.
- Tedesco, A. M. 2003. Sedimentología y paleoambientes depositacionales de la Formación El Corral (Plioceno) en los alrededores del Cordón de La Flecha (provincia de La Rioja). Trabajo Final de Licenciatura (Inédito).
- Tedesco, A.M., Limarino, C.O., Tripaldi, A., 2004. La Formación El Corral (Plioceno) en el río Yanso (provincia de La Rioja), un ejemplo de sedimentación sintectónica. X Reunión Argentina de Sedimentología, San Luis, Resúmenes, 165.
- Tedesco, A. M. y Limarino, C. O. 2005. La Formación Chunchico: su significado estratigráfico en la Cuenca de La Troya (provincia de La Rioja). Actas del XV Congreso Geológico Argentino CD-ROM, artículo -219, 6 pp.

- Terwindt, J.H.J., 1988. Paleo-tidal reconstructions of inshore tidal depositional environments. En: Tide- influenced Sedimentary Environments and Facies, Eds. P.L. de Boer *et al.*, 233-263.
- Thomas, R.G., Smith, D.G., Wood, J.M., Visser, E.A., Calverley-Range, E.A. y Koster, E.H. 1987. Inclined heterolithic stratification-terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology*, 53, 123-179.
- Todd, S.P., 1989. Stream-dream, high-density gravelly traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology*, 36, 513-530.
- Tripaldi, A. 2001. Análisis sedimentológico de depósitos eólicos de valles intermontanos, su aplicación al estudio de secuencias terciarias de noroeste argentino. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Tesis Doctoral.
- Tripaldi, A., Net, L.I., Limarino, C. O., Marenssi, S. A., Re, G. y Caselli, A.T. 2001. Paleoambientes sedimentarios y procedencia de la Formación Vinchina, Mioceno, noroeste de la provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56 (4), 443-465.
- Tripaldi, A. y Limarino, C. O. 2005. Vallecito Formation (Miocene): The evolution of an eolian system in an Andean foreland basin (northwestern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 343-357.
- Tucker, M. E. 1991. *Sedimentary petrology, an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Second edition. Geoscience texts, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 260 pp.
- Tunbridge, J.V.M. 1984. Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex: the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. *Sedimentology*, 31, 697-715.

- Turner, J. C. M. 1960. Estratigrafía del Tramo Medio de la Sierra de Famatina y adyacencias (La Rioja). Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Tomo XLII, 77-126.
- Turner, J. C. M. 1964. Descripción Geológica de la Hoja 15c. Vinchina (Provincia de La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires pp. 81.
- van Straaten, L.M.J.U., 1961. Sedimentation in tidal flats areas. Journal of the Alberta Society of Petroleum Geologists; 9 (7), 203- 226.
- Vaccari, E. 1988. Primer hallazgo de trilobites del Cámbrico inferior en la provincia de La Rioja (Precordillera septentrional). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43, 4, 558-561.
- Varela, R., Sato, A.M., Basei, M.A.S. y Siga Jr, O., 2003. Proterozoico medio y paleozoico inferior de la sierra de Umango, antepaís andino (29°S), Argentina: edades U-Pb y caracterizaciones isotópicas. Revista Geológica de Chile, 30, 265-284.
- Vera, J. A. 1994. Estratigrafía, principios y métodos. Editorial Rueda, 807 pp.
- Vujovich, G.I., Porcher, C.C., Chemicoff, C.J. Fernandes, L.A.D., y Pérez, D.J. 2005. Extremo norte del basamento del terreno de Cuyania: nuevos aportes multidisciplinarios para su identificación. Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial nº8, 15-38.
- Williams, P.F. y Rust, B.R., 1969. The sedimentology of a braided river. Journal of Sedimentary Petrology, v. 39, 2, 649-679.
- Zambrano, J. J., Sánchez, A. J., Hernández, M. B.; (1996). Aspectos estratigráficos y estructurales del sector Gualcamayo- Guandacol (provincias de La Rioja y San Juan- Argentina) relacionados con la exploración minera metalífera. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exportación de Hidrocarburos, Actas I: 531-540.

- Zolezzi, R.E., Guerrero, M.A., 1981. Geología del cerro Cacho y adyacencias, Departamento General Lamadrid, provincia de La Rioja. *Acta Geológica Lilloana*, 15 (3), 115-125.
- Zuccolillo, U., 1963. Rasgos geológicos de la cuenca de La Troya, La Rioja. Museo de La Plata. Tesis inédita.

Apéndice de edades

	Tabbutt et al. (1988)	Reynolds et al. (1990)	Jordan et al. (1993)	Limartino et al. (2002)	Este trabajo
GPO. EL CORRAL					
FM. CERRO MORADO			13,4 ± 1,6 Ma ^{1,2}	17,6 ± 0,5 Ma (K / Ar) ^{3,5} 18,3 ± 0,7 Ma (K / Ar) ^{3,5}	
FM. ZAPALLAR					28,4 ± 1,2 Ma (K / Ar) ⁴
FM. VINCHINA		7,3 ± 1,3 Ma ¹	12,1 ± 1,4 Ma ^{1,2}		34,1 ± 1,0 Ma (K / Ar) ³
FM. QUEBRADA DE LA MONTOSA					50,7 ± 1,5 Ma (K / Ar) ²
FM. VALLECITO					21,6 ± 0,8 Ma (Ar / Ar) ^{4,2} 32,7 ± 2,6 Ma (Ar / Ar) ^{4,1}
FM. PUESTO LA FLECHA					
FM. CIÉNAGA DEL RÍO HUACO					108,1 ± 4,4 Ma (K / Ar) ¹

* dataciones realizadas sobre roca total. ¹ La Cueva, ² La Troya, ³ La Flecha, ⁴ Chunchico, ⁵ Cerro Gauchi.

^{1,1} Trazas de feldón en círculos dentro de tobas en la quebrada de La Troya (Vinchina)

^{2,2} Trazas de feldón en círculos dentro de tobas en La Flecha

^{3,3} edad promedio de los 2 granes de bollito más jóvenes de una toba localizada en las cercanías de El Fiscal (provincia de San Juan).

^{4,4} edad promedio de 7 granes de feldespato en Piedra Blanca (sur del Río Blanco, provincia de San Juan)

^{5,5} Trazas de feldón en círculos dentro de un rodado andesítico de un conglomerado en La Ciénaga (provincia de San Juan)

ACTLABS
ACTIVATION LABORATORIES LTD.
1336 Sandhill Drive, Ancaster, Ontario Canada L9G 4V5 TELEPHONE +1.905.648.9611 or
+1.888.228.5227 FAX +1.905.648.9613
E-MAIL ancaster@actlabsint.com ACTLABS GROUP WEBSITE <http://www.actlabsint.com>

Geochronology and Isotopic Geochemistry

Work Order No.: **A05 0942**
Invoice No.: **A05-0942**

Customer: **University of Buenos Aires**
Project name:
Number of samples: **1**
Sample type: **whole rock**
Analytical works: **K-Ar dating**
Mineral separation:
Contact person: **Dr. Oscar Limarino**
Phone:
Fax:
E-Mail: **limar@gl.fcen.uba.ar**

This report may be reproduced without our consent. If only selected portions of the report are reproduced, permission must be obtained. If no instructions were given at time of sample submittal regarding excess material, it will be discarded within 90 days of this report. Our liability is limited solely to the analytical cost of these analyses. Test results are representative only of material submitted for analysis.

CERTIFIED BY:

Dr. Yakov Kapusta
Geochronology and Isotopic Geochemistry
General Manager

Results

The K concentration was performed by ICP

The argon analysis was performed using the isotope dilution procedure on noble gas mass spectrometry.

Sample	% K	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$, nl/g	% $^{40}\text{Ar}_{\text{air}}$	Age, Ma
138	0.35	1.486	67.8	108.1 \pm 4.4

ACTLABS
ACTIVATION LABORATORIES LTD.
1336 Sandhill Drive, Ancaster, Ontario Canada L9G 4V5 TELEPHONE +1.905.648.9611 or
+1.888.228.5227 FAX +1.905.648.9613
E-MAIL ancaster@actlabsint.com ACTLABS GROUP WEBSITE <http://www.actlabsint.com>

Geochronology and Isotopic Geochemistry

Work Order No.: **A06-0567**

Customer:

Project name:

Number of samples: **1**

Sample type:

Analytical works: **K-Ar dating**

Mineral separation:

Contact person: **Dr. Oscar Limarino**

Phone:

Fax:

E-Mail: **limar@gl.fcen.uba.ar**

This report may be reproduced without our consent. If only selected portions of the report are reproduced, permission must be obtained. If no instructions were given at time of sample submittal regarding excess material, it will be discarded within 90 days of this report. Our liability is limited solely to the analytical cost of these analyses. Test results are representative only of material submitted for analysis.

CERTIFIED BY:

Dr. Yakov Kapusta
Geochronology and Isotopic Geochemistry
General Manager

The K concentration was performed by ICP

The argon analysis was performed using the isotope dilution procedure on noble gas mass spectrometer.

Sample	% K	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$, nl/g	% $^{40}\text{Ar}_{\text{air}}$	Age, Ma
QM 148	1.10	2.157	40.2	<u>50.7±1.5</u>

ACTLABS
ACTIVATION LABORATORIES LTD.
1336 Sandhill Drive, Ancaster, Ontario Canada L9G 4V5 TELEPHONE +1.905.648.9611 or
+1.888.228.5227 FAX +1.905.648.9613
E-MAIL ancaster@actlabsint.com ACTLABS GROUP WEBSITE <http://www.actlabsint.com>

Geochronology and Isotopic Geochemistry

Work Order No.: **AO4-0911**
Invoice No.: **AO4-0911**

Customer: **University of Buenos Aries**
Project name:
Number of samples: **1**
Sample type: **whole rock**
Analytical works: **K-Ar dating**
Mineral separation:
Contact person: **Dr. Carlos O. Limarino**
Phone:
Fax:
E-Mail: **limar@tango.gl.fcen.uba.ar**

This report may be reproduced without our consent. If only selected portions of the report are reproduced, permission must be obtained. If no instructions were given at time of sample submittal regarding excess material, it will be discarded within 90 days of this report. Our liability is limited solely to the analytical cost of these analyses. Test results are representative only of material submitted for analysis.

CERTIFIED BY:

Dr. Yakov Kapusta
Geochronology and Isotopic Geochemistry
General Manager

Results

The K concentration was performed by ICP.

The argon analysis was performed using the isotope dilution procedure on noble gas mass spectrometry.

Sample	%K	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$, nl/g	% $^{40}\text{Ar}_{\text{air}}$	Age, Ma
V10	1.11	1.458	52.3	<u>34.1</u><u>+1.0</u>

ACTLABS
ACTIVATION LABORATORIES LTD.
1336 Sandhill Drive, Ancaster, Ontario Canada L9G 4V5 TELEPHONE +1.905.648.9611 or
+1.888.228.5227 FAX +1.905.648.9613
E-MAIL ancaster@actlabsint.com ACTLABS GROUP WEBSITE <http://www.actlabsint.com>

Geochronology and Isotopic Geochemistry

Work Order No.: **A04-4072**
Invoice No.: **A04-4072**

Customer: **Universidad de Buenos Aires**
Project name:
Number of samples: **1**
Sample type: **rock**
Analytical works: **K-Ar dating**
Mineral separation:
Contact person: **Dr. Oscar Limario**
Phone:
Fax:
E-Mail: **limar@gl.fcen.uba.ar**

This report may be reproduced without our consent. If only selected portions of the report are reproduced, permission must be obtained. If no instructions were given at time of sample submittal regarding excess material, it will be discarded within 90 days of this report. Our liability is limited solely to the analytical cost of these analyses. Test results are representative only of material submitted for analysis.

CERTIFIED BY:

Dr. Yakov Kapusta
Geochronology and Isotopic Geochemistry
General Manager

Result

The K concentration was performed by ICP.
The argon analysis was performed using the isotope dilution procedure on noble gas mass spectrometry

Sample	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$, nl/g	% K	% $^{40}\text{Ar}_{\text{air}}$	Age, Ma
Z130	0.919	0.843	76.6	<u>28.4±1.2</u>