



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Ciencias Geológicas

**EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL, ESTRATIGRAFÍA Y  
PETROLOGÍA SEDIMENTARIA DE LA FORMACIÓN TORO  
NEGRO (NEÓGENO), SIERRAS PAMPEANAS  
NOROCCIDENTALES, PROVINCIA DE LA RIOJA**

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en  
el área de Ciencias Geológicas

**Patricia Lucía Ciccioli**

**Director de Tesis:** Sergio Alfredo Marensi

**Consejero de Tesis:** Carlos Oscar Limarino

Lugar de Trabajo: Dto. de Ciencias Geológicas, FCEN, UBA  
Buenos Aires, 2008

# ÍNDICE

## TOMO I

RESUMEN	i
ABSTRACT	iii
CAPITULO I. INTRODUCCIÓN	1
CAPITULO II. UBICACIÓN GEOGRÁFICA	3
CAPITULO III. METODOLOGÍA	7
III. i. Descripción del trabajo de gabinete preliminar	7
III. ii. Descripción del trabajo de campo	9
III. iii. Petrografía de areniscas y análisis de procedencia	19
III. iv. Métodos utilizados para el análisis de los niveles piroclásticos	20
CAPITULO IV. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS DEL ÁREA	21
CAPITULO V. MARCO TECTÓNICO	25
CAPITULO VI. ESTRATIGRAFÍA DE LA SIERRA DE LOS COLORADOS Y ALREDEDORES	29
VI. i. EL BASAMENTO CRISTALINO PRECÁMBRICO	31
VI. i. a. Formación Espinal	31
VI. i. b. Formación Umango	33
VI. ii. EL BASAMENTO PALEOZOICO	34
VI. ii. a. Formación Suri	34
VI. ii. b. Formación Guacachico	35
VI. ii. c. Formación Chuscho	36
VI. ii. d. Formación Río Bonete	37
VI. ii. e. Formación Jagüel	37
VI. ii. f. Granito Potrerillos	39
VI. ii. g. Formación Agua Colorada	40
VI. ii. h. Formación Punta Del Agua	40
VI. ii. i. Formación Río Del Peñón	41
VI. ii. j. Formación de la Cuesta	43

VI. iii. LOS ESTRATOS MESOZOICOS	
VI. iii. a. Formación Santo Domingo	45
VI. iii. b. Formación Ciénaga del Río Huaco	46
VI. iv. EL RELLENO INICIAL DE LA CUENCA TERCIARIA	47
VI. iv. a. Formación Puesto La Flecha	47
VI. iv. b. Formación Vallecito	49
VI. iv. c. Formación Vinchina	51
VI. v. SEDIMENTACIÓN MIOCENA-PLIOCENA	54
VI. v. a. Formación Toro Negro	54
VI. v. b. Formación El Corral	54
VI. vi. SEDIMENTACIÓN POSTPLIOCENA	56
VI. vi. a. Formación Veladero	56
VI. vi. b. Sedimentación actual y reciente	56
CAPITULO VII. FORMACIÓN TORO NEGRO	58
VII. i. Antecedentes geológicos de la Formación Toro Negro	58
VII. ii. Caracterización general	61
VII. iii. Contenido fosilífero	63
VII. iv. Asociaciones de facies y Sistemas fluviales anastomosados	65
CAPITULO VIII. FACIES SEDIMENTARIAS DEL MIEMBRO INFERIOR DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO: AFI, II y III.	69
VIII.i. Asociación de facies I	70
VIII.ii. Asociación de facies II	76
VIII.iii. Asociación de facies III	88
CAPITULO IX. FACIES SEDIMENTARIAS DEL MIEMBRO INFERIOR DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO: AFIV, V, VI	95
IX.i. Asociación de facies IV	95
IX.ii. Asociación de facies V	108
IX.iii. Asociación de facies VI	115
CAPITULO X. FACIES SEDIMENTARIAS DEL MIEMBRO INFERIOR DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO: AFVII, VIII y IX	124
X.i. Asociación de facies VII	124
X.ii. Asociación de facies VIII	130
X.iii. Asociación de facies IX	142
CAPITULO XI. FACIES SEDIMENTARIAS DEL MIEMBRO INFERIOR DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO: AFX, XI, XII y XIII	148

XI.i. Asociación de facies X	148
XI.ii. Asociación de facies XI	155
XI.iii. Asociación de facies XII	159
XI.v. Asociación de facies XIII	166
<b>CAPITULO XII. FACIES SEDIMENTARIAS DEL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO: AFXIV, AFV y AFXVI.</b>	<b>173</b>
XII.i. Asociación de facies XIV	174
XII.ii. Asociación de facies XV	182
XII.iii. Asociación de facies XVI	186
<b>TOMO II</b>	
<b>CAPITULO XIII. DISTRIBUCIÓN REGIONAL DE LAS FACIES DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO</b>	<b>197</b>
XIII. i. Sector Norte	197
XIII. ii. Sector Central	201
XIII. iii. Sector Sur	204
XIII. iv. Análisis estratigráfico de la base de la Formación Toro Negro	208
XIII. v. Modelo de distribución regional de las asociaciones de facies la Formación Toro Negro	212
<b>CAPITULO XIV. PETROGRAFÍA DE LAS ARENISCAS DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO</b>	<b>215</b>
XIV. i. Introducción	215
XIV. ii. Aspecto de la diagénesis física	218
XIV. iii. Principales tipos de cementos	219
XIV. ii. a. Carbonatos	220
XIV. ii. b. Zeolitas	223
XIV. ii. c. Arcillas	225
XIV. ii. d. Óxidos de hierro	227
XIV. ii. e. Sulfatos	228
XIV. ii. f. Sílice	229
XIV. ii. g. Feldespatos	231
XIV. iv. Reemplazo de clastos	233
XIV. v. Porosidad	235
XIV. vi. Síntesis de los principales procesos diagenéticos	235

CAPITULO XV. COMPOSICIÓN Y PROCEDENCIA DE LAS ARENISCAS Y CONGLOMERADOS DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO	241
XV. i. Introducción	241
XV. ii. Metodología	242
XV. iii. Areniscas: Descripción de los litotipos	243
XV. iv. Modas detríticas y procedencia: resultados obtenidos	252
XV. v. Petrofacies	259
XV. vi. Conglomerados: clasificación y composición	267
XV. vii. Conglomerados y áreas de aporte	268
XV. viii. Modas detríticas de conglomerados y areniscas: Discusión	277
CAPITULO XVI. NIVELES PIROCLÁSTICOS DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO	279
XVI. i. Petrografía de los niveles piroclásticos	279
XVI. ii. Caracterización geoquímica	284
XVI. iii. Edades Absolutas	292
CAPITULO XVII. EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO	296
XVII. i. Etapa I: Generación y relleno de la superficie de incisión basal	298
XVII. ii. Etapa II: incisiones de menor jerarquía y agradación de sistemas fluviales arenosos	299
XVII. iii. Etapa III: cuenca hambrienta con depósitos piroclásticos	303
XVII. iv. Etapa VI: inicio de la progradación de cuñas clásticas con depósitos piroclásticos de caída	304
XVII. v. Etapa V: Progradación cuñas conglomerádicas de la Precordillera	305
CAPITULO XVIII. CONCLUSIONES	309
AGRADECIMIENTOS	315
BIBLIOGRAFÍA	317
APENDICE: MAPA GEOLÓGICO	

## RESUMEN

La Formación Toro Negro (Mioceno-Plioceno), de 2706 m de espesor en la quebrada de La Troya, constituye parte del relleno de la cuenca de antepaís fragmentada de Vinchina en las Sierras Pampeanas Noroccidentales (provincia de La Rioja). Esta unidad apoya en discordancia erosiva sobre la Formación Vinchina (Oligoceno) y es cubierta por la Formación El Corral (Plioceno).

La Formación Toro Negro representa 5 etapas de sedimentación con un dominio de sistemas fluviales anastomosado de clima semiárido. La etapa I corresponde a la parte basal de la unidad en el sector norte donde se produce una importante superficie de incisión con predominio de sistemas entrelazados a anastomosados gravosos provenientes del oeste (petrofacies PM-PV y ALB-ALV). La etapa II representa la base de la unidad en la parte central y sur de la cuenca y se caracteriza por el predominio de sistemas fluviales anastomosados arenosos de clima semiárido provenientes del norte (petrofacies PMP en la parte central y PM en la parte sur). La etapa III esta caracterizada por sedimentación lacustre silicoclástica y mixta con intercalaciones de depósitos de evaporitas y niveles volcaniclásticos de caída con un área de aporte principal ubicada al norte (petrofacies PMP en el sector central y PM en el sector sur) Durante la etapa IV, caracterizada por el desarrollo de sistemas fluviales areno-conglomerádicos, se inicia la progradación de cuñas clásticas del oeste (predominio de PM y ALB-ALV) con la presencia de importantes depósitos volcaniclásticos de caída. Dos niveles de tobas han sido datados otorgando una edad miocena superior (8,6 y 6,8 Ma). En discordancia se encuentra el Miembro Superior correspondiente a la etapa V. La misma corresponde a pulsos de progradación de cuñas conglomerádicas de la Precordillera representados por sistemas entrelazados de alta energía y bajadas dominadas por flujos canalizados (petrofacies PMP; ALM-ALB) con la

intercalación de un delgado intervalo estratigráfico correspondiente a depósitos de planicies aluviales dominadas por sedimentación volcánoclasticas de caída (petrofacies PV).

De esta manera, la Formación Toro Negro representa un extraordinario ejemplo de evolución de una cuenca de antepaís fracturada donde no sólo la faja plegada y corrida sino también el levantamiento de los bloques de basamento controlan la sedimentación y arquitectura sedimentaria de la cuenca.

**Palabras claves:** Formación Toro Negro - Sistemas fluviales anastomosados - Procedencia - Cuenca de antepaís fracturada - Mioceno

## ABSTRACT

The Toro Negro Formation (Miocene-Pliocene) was deposited in the Vinchina broken foreland basin in the Sierras Pampeanas Noroccidentales (La Rioja Province). This 2706 m thick unit in the Quebrada de La Troya rests on an erosive unconformity upon the Vinchina Formation (Oligocene) and is covered by the El Corral Formation (Pliocene).

Five stages with a predominance of anastomosed fluvial systems of semiarid conditions are recognized during the paleoenvironmental evolution of the Toro Negro Formation. Stage I represents the basal part of the unit in the northern section where an important incision surface is developed. In this stage, the deposits of conglomeradic braided and anastomosed fluvial systems with provenance from the west are dominant (PM-PV and ALB-ALV). Stage II represents the base of the unit in the central and southern part of the basin where it is characterized by sandy anastomosed fluvial systems of semiarid-conditions derived from the North (PMP in the centre section and PM in the South). Stage III consists of lacustrine silicoclastic and mixed sedimentation with thick deposits of evaporites and tuff levels. Sandstones compositions indicate that the main supply source located to the North. Stage IV corresponds is characterized by sandy-conglomeradic fluvial systems with record of more humid paleoclimatic conditions and volcanoclastic deposits. Two tuff levels were dated shedding Late Miocene ages (8.6 y 6.8 Ma). The progradation of a clastic wedge from the west begins (petrofacies PM and ALB-ALV) together with the supply from the crystalline basement. Stage V rest on an erosional unconformity and corresponds to the Upper member of the Toro Negro Formation. This stage represents several pulses of progradation of conglomeradic clastic wedges from the Precordillera by means of high energy braided systems and streamflow-dominated piedmont (PMP; ALM-ALB) with a thin stratigraphic level of alluvial plain deposits dominated by volcanoclastic sedimentation (PV).

In this way, the Toro Negro Formation represents a superb example of evolution of a broken foreland basin where not only the thrust and fold belt but also the crystalline basement uplifts play an important role in controlling sedimentation and basin architecture.

**Keywords:** Toro Negro Formation- Anastomosed fluvial systems - Provenance – Broken foreland basin - Miocene

## Capítulo I

# INTRODUCCIÓN

Como consecuencia de los levantamientos andinos se formaron a lo largo de extensas porciones de los contrafuertes orientales de la Cordillera de los Andes extensas cuencas de antepaís. Algunas de las cuencas desarrolladas durante el Terciario entre los 28 y 33° LS poseen un espeso registro sedimentario que hasta la fecha no ha sido motivo de estudios paleoambientales, petrológicos o diagenéticos detallados. La Formación Toro Negro, definida por Turner (1964) y objeto de estudio de esta tesis doctoral, representa gran parte de la sedimentación de la cuenca de antepaís fragmentada andina de Vinchina alcanzando un espesor de 2706 metros en la quebrada de La Troya.

No obstante su espesor e importancia regional, la Formación Toro Negro ha sido poco estudiada desde el punto de vista sedimentario, no contándose a la fecha con datos acerca de su petrología (en particular áreas de procedencia) o procesos diagenéticos mayores a los que esta unidad ha estado sujeta. Lo dicho ha sido un serio obstáculo para la reconstrucción tectosedimentaria de la cuenca de Vinchina y por otro lado ha dificultado considerablemente las correlaciones regionales con otras cuencas neógenas desarrolladas simultáneamente en toda la faja occidental de los Andes.

El hecho de que la cuenca de Vinchina se encuentre enmarcada frente a una faja plegada y corrida interactuando con unidades de basamento cristalino, imprime al registro sedimentario de la unidad características particulares relacionadas a su compleja historia depositacional. Lo dicho hace que el estudio de la Formación Toro Negro brinde una excelente oportunidad para la caracterización de cuencas de antepaís fragmentadas.

Los objetivos de esta tesis doctoral son: 1) definir las relaciones estratigráficas de la unidad; 2) definir los principales paleoambientes depositacionales de la Formación Toro

Negro; 3) establecer la distribución y evolución de los ambientes sedimentarios en el espacio y tiempo; 4) caracterizar la petrología sedimentaria de la Formación Toro Negro, estableciendo los principales eventos diagenéticos de las areniscas, incluyendo los tipos de cementos y el desarrollo de procesos diagenéticos particulares como reemplazos y tipos de porosidad; 5) determinar las principales áreas de procedencia a partir del estudio de las modas detríticas de areniscas como de la composición modal de los niveles conglomerádicos; 6) delimitar petrofacies y establecer la relación con las asociaciones líticas de los conglomerados; 7) analizar las características petrológicas como geoquímicas de los niveles piroclásticos de la unidad para obtener información sobre el volcanismo coetáneo con la sedimentación; 8) obtener edades absolutas para la sucesión sedimentaria analizada y, finalmente 9) establecer la evolución paleoambiental de la Formación Toro Negro.

Paralelamente, y teniendo en cuenta la importante participación de facies fluviales interpretadas en esta tesis como generadas por sistemas anastomosados de clima semiárido y árido, se propone un esquema de clasificación para este tipo de sistemas fluviales.

El presente trabajo fue llevado a cabo dentro del marco de las Becas de Doctorado de la Universidad de Buenos y de Posgrado Interna Tipo I de CONICET. Los trabajos de campo para la elaboración de esta tesis fueron realizados durante cinco campañas entre octubre de 2003 a agosto de 2007.

## Capítulo II

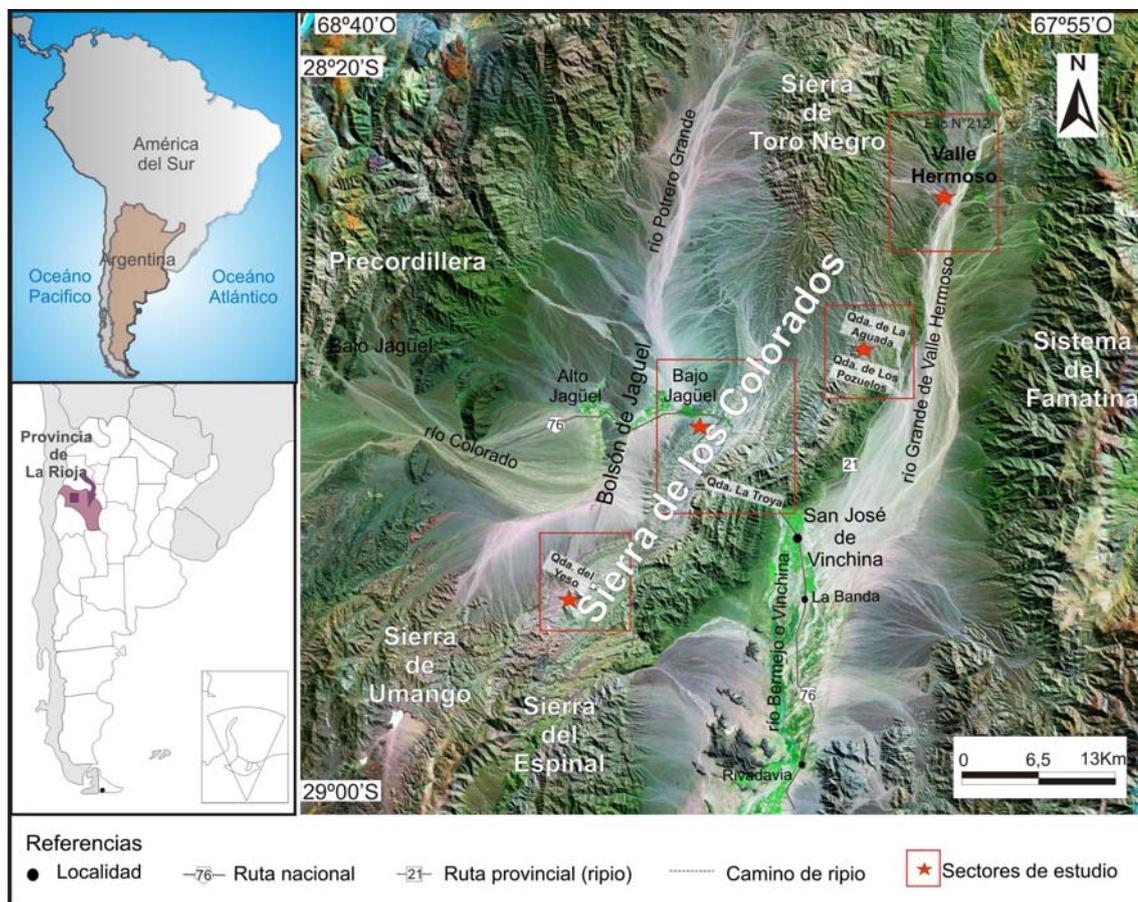
# UBICACIÓN

El área de estudio se encuentra ubicada en el noroeste de la provincia de La Rioja, en el departamento de Vinchina y una escasa porción del departamento de General Lamadrid. Esta zona se sitúa en la provincia geológica de Sierras Pampeanas Noroccidentales entre las coordenadas geográficas de 28°15' y 29°00' de latitud sur y 68°00' y 68°30' de longitud oeste. Cabe destacarse que queda incluida también dentro de las *Sierras Traspampeanas* denominación otorgada por González Bonorino (1950) y utilizada posteriormente por Harrington (1956) y Turner (1960) para el sector que abarca desde el bloque granítico de Paimán al este hasta el meridiano de Jagüe al oeste. Esta última denominación actualmente ha sido desechada y se utiliza el término de Sistema de Famatina.

Los afloramientos estudiados correspondientes a la Formación Toro Negro conforman la parte superior de la sierra de los Colorados (Figura II.1). Esta unidad orográfica, se encuentra básicamente conformada por dos unidades terciarias, la Formación Vinchina y la unidad de estudio. Aunque en ciertos sectores, aparecen en delgados afloramientos sedimentitas más antiguas, correspondientes a la Formación Vallecito (Paleógeno) y probablemente, a la Formación Puesto La Flecha (Paleógeno).

La sierra de los Colorados se encuentra limitada principalmente por bloques de basamento cristalino, especialmente rocas metamórficas, que componen la Sierra de Toro Negro al norte, y las sierras de Umango y del Espinal al sur. Al este se encuentra el valle de Vinchina o del río Bermejo que separa la Sierra de Los Colorados del Sistema de Famatina. Mientras que al oeste, se encuentra el Bolsón de Jagüel que aparta a esta unidad orográfica de la Precordillera. En este sector, esta unidad es conocida como la Precordillera de Jagüel y se caracteriza por estar compuesta por rocas paleozoicas como mesozoicas.

Al área de estudio se puede acceder por la ruta nacional 76 desde Villa Unión hasta la localidad Villa San José de Vinchina (Figura II.1).



**Figura II.1:** Mapa de ubicación de la sierra de los Colorados. Los recuadros rojos marcan los principales sectores de estudio.

Dentro de la sierra de Los Colorados, se han determinados diferentes áreas de estudio para lograr una amplia cobertura de los afloramientos correspondientes a la Formación Toro Negro y el contexto regional de la misma. De esta manera, se reconocen tres sectores principales:

### **SECTOR NORTE**

Este sector abarca la parte septentrional de la sierra de Los Colorados, en especial las quebradas de Los Pozuelos, la Aguada, El Cardón, Los Loros y otras quebradas no

nominadas como también los alrededores de Valle Hermoso (Figura II.1). Este último lugar, ha sido elegido debido a su ubicación estratégica para poder observar el contacto entre la Formación Toro Negro y el basamento aflorante en la Sierra de Toro Negro representado por la Formación Espinal. Cabe mencionarse que para acceder a este sector, se siguió la ruta provincial 21 de ripio que comunica la localidad villa San José de Vinchina con Valle Hermoso donde se encuentra la Escuela N° 212. Desde Valle Hermoso, lugar donde se estableció uno de los campamentos, se pudo acceder a pie o con animales a las quebradas El Cardón y no nominadas. También desde ahí se recorrió los alrededores del poblado, en especial al otro lado del río Valle Hermoso y el pie de monte de la Sierra de Famatina (quebrada Villacorta).

### **SECTOR CENTRAL**

Para acceder al Sector Central se continúa hacia el oeste por ruta nacional 76 consolidada por la quebrada de La Troya, la cual presenta parte asfaltada y parte de ripio hasta la localidad de Alto Jagüel (Figura II.1). En este recorrido, se atraviesa la parte central de la sierra de Los Colorados cortando toda la secuencia aflorante desde la localidad Villa San José de Vinchina (este) hasta el Bolsón de Jagüel (oeste). Además, se puede acceder a varias quebradas menores, como la de Puesto Viejo, Las Torrecitas, en la ladera norte de la quebrada de La Troya y otras no nominadas en la ladera sur.

Este camino (ruta nacional N° 76) continúa hasta el paso internacional “Pircas Negras” hacia Chile cruzando por varios parajes y refugios como Punta del Agua, Laguna Mulas Muertas, Barrancas Blancas, Laguna Brava entre otros.

### **SECTOR SUR**

El sector sur corresponde a la quebrada del Yeso, en el extremo más austral de la sierra de Los Colorados (Figura II.1). A esta zona se puede acceder, con vehículo doble tracción o con animales, a través de un camino de ripio que sale hacia el sur de la ruta nacional 76 justo antes de la salida a Bajo Jagüel. Desde allí son 12 km al sur –suroeste

hasta la entrada de una quebrada no nominada que luego se comunica con la quebrada del Yeso. En este sector se encuentran también las quebradas Húmeda y del Espinal que permiten observar la estructura presente en la secuencia terciaria.

## Capítulo III

# METODOLOGÍA

### III. i. DESCRIPCIÓN DEL TRABAJO DE GABINETE PRELIMINAR

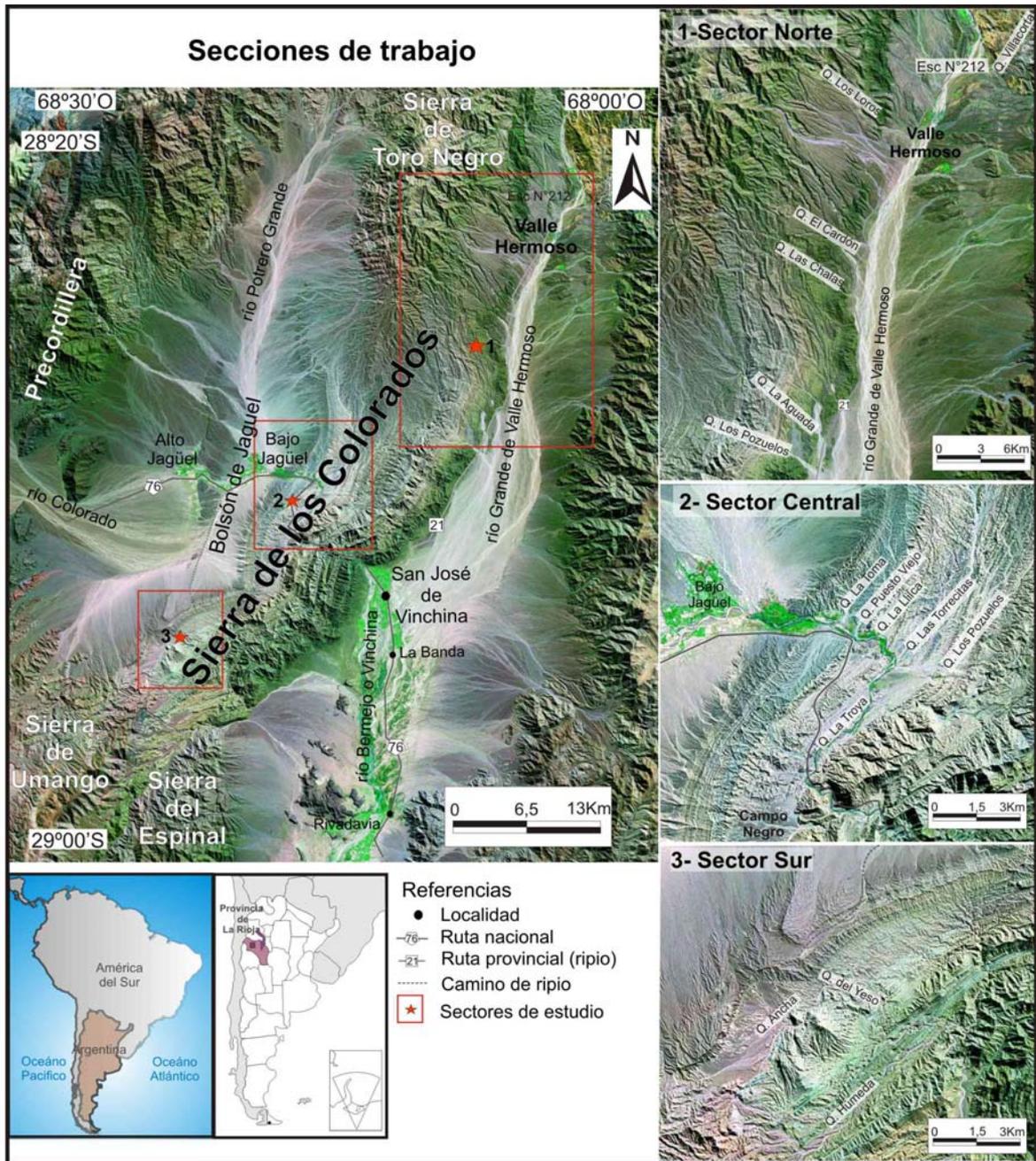
Las tareas de gabinete preliminares para la realización del presente trabajo consistieron en la obtención de la información necesaria. En primer lugar, se realizó una recopilación bibliográfica sobre la estratigrafía y geología regional del área de Vinchina y con especial énfasis sobre la Formación Toro Negro. A la vez, se realizó un bosquejo geológico general mediante el análisis de fotografías aéreas (1:50000) e imágenes satelitarias ETM Landsat y ASTER. De esta manera, se determinaron las mejores secciones para la realización de las tareas de campo (Figura III.1):

\* **Sección central:** Quebrada de La Troya, Las Torrecitas, Puesto Viejo, La Toma y otras no nominadas como alrededores del Campo Negro

\* **Sección Norte:** Quebrada de Los Pozuelos, la Aguada, El Cardón, Los Loros y alrededores de Valle Hermoso

\* **Sección Sur:** Quebrada del Yeso

Por otro lado, se realizó una recopilación y un análisis crítico de la bibliografía concerniente al análisis de ambientes sedimentarios como de temas petrológicos de secuencias de antepaís similares a las aquí estudiadas.



**Figura II.1:** Mapa de ubicación de los sectores de estudio: 1) Sector Norte; 2) Sector Central y 3) Sector Sur.

### III. ii. DESCRIPCIÓN DEL TRABAJO DE CAMPO

Las tareas de campo estuvieron orientadas básicamente a la identificación y caracterización de las diferentes facies sedimentarias, muestreos de areniscas, algunas rocas de grano fino y tobas y caracterización composicional de los niveles conglomerádicos. Las mismas fueron llevadas a cabo mediante el levantamiento litológico de detalle a dos escalas de trabajo diferentes. Los de mayor escala estarán orientados a la caracterización global de los ambientes sedimentarios con el objetivo de servir esencialmente de marco general de referencia para los perfiles de detalle. Estos últimos, de escala métrica a decamétrica fueron levantados en tramos específicos de la secuencia, y estuvieron orientados a la caracterización de procesos de transporte y depositación. Estas secciones de detalle fueron utilizadas como marco de referencia para las muestras obtenidas.

#### CONFECCIÓN DE PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS

Para el estudio paleoambiental de la Formación Toro Negro se llevó a cabo el levantamiento de perfiles sedimentológicos de detalle a lo largo de las diferentes secciones. En los mismos se reconocieron un total de 16 asociaciones de facies (AF), principalmente de origen fluvial y, en menor medida, de barreal dominado por sedimentación clástica como mixta (clástico-evaporítico), abanico terminal, interacción fluvial-eólica y de bajadas dominadas por flujos canalizados. Para cada una de estas asociaciones se identificaron distintas litofacies que se observan en la tabla de la Figura III.2. El código utilizado está basado y modificado en el propuesto por Miall (1978), aunque sin asignar a las litofacies un implícito significado genético.

#### ARQUITECTURA FLUVIAL

A su vez, y con el objeto de mejorar la descripción e interpretación de los depósitos fluviales, se procedió a la identificación de los principales elementos arquitecturales (Figura

III.3). Para ello se siguió, en líneas generales, la metodología propuesta por Allen (1983), Miall (1983, 1985, 1996), Sánchez Moya *et al.* (1996) y Tripaldi *et al.* (2001).

Código	Litofacies (Modificado de Miall, 1996)
Fl	Pelitas con laminación horizontal
Fr	Pelitas con laminación ondulítica
Fm	Pelitas masivas
Fmb	Pelita masiva bioturbada
Fg	Pelitas asociadas con grietas de desecación
Yl	Yeso laminado
P	Carbonatos asociados a nódulos.
Sm	Areniscas masivas
Smb	Areniscas masivas bioturbadas
She	Areniscas con laminación heterolítica
Sr	Areniscas con laminación ondulítica de corriente
Srw	Areniscas con laminación ondulítica de oleaje
Src	Areniscas con laminación ascendente <i>climbing</i>
Sh	Areniscas con laminación horizontal
Shp	Areniscas con laminación <i>parting</i>
Sp	Areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar
Spe	Areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar de gran escala
St	Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa
Ste	Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala
Ss	Arenisca medianas a gruesas con estructuras de corte y relleno
Se	Areniscas con corte erosivo basal ( <i>erosional scours</i> )
S_(g)	Areniscas con gravas dispersas
SGm	Areniscas guijarrosa masivas
SGl	Areniscas guijarrosa con estratificación de bajo ángulo
SGh	Areniscas guijarrosa con estratificación horizontal
SGp	Areniscas guijarrosa con estratificación entrecruzada tabular planar
SGt	Areniscas guijarrosa con estratificación entrecruzada en artesa
Gm	Conglomerado masivo
Gg	Conglomerado con gradación inversa
Gh	Conglomerado con estratificación horizontal
Gl	Conglomerado con estratificación de bajo ángulo
Gp	Conglomerado con estratificación entrecruzada planar
Gt	Conglomerado con estratificación entrecruzada
Gi	Conglomerado con clastos imbricados
Gmm1	Ortoconglomerado matriz-soportado masivo (matriz arenosa)
Gmm2	Paraconglomerado matriz-soportado masivo (matriz pelítica)
Gmg	Conglomerado matriz soportado con gradación inversa
Bi	Brecha intraformacional pelítica

**Figura III.2:** Cuadro de litofacies utilizadas en este trabajo (Modificado de Miall, 1978).

De esta manera se reconocen inicialmente dos grupos principales de elementos, aquellos depositados en áreas de canal (elementos CHs, CHm, GB, SB, DA, LS y OH, Figura III.3) y los generados en planicies de inundación (FF, OS, CS, CR, LV y CH(FF)). Los mismos son sintetizados a continuación.

### **Elementos arquitecturales formados dentro de los canales**

#### **Elemento CHm (Canales multiepisódicos)**

Este elemento compone las fajas de canales multiepisódicos que se encuentran limitados por superficies de 5º orden, planas (5a) o erosivas (5e), y se encuentran compuestos internamente por elementos de canales simples (CHs) o por cualquiera de los elementos que se encuentran dentro de los canales (GB, SG, DA, LA, LS).

#### **Elemento CHs (Canales)**

El elemento CHs 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/profundidad (A/P) y sinuosidad. Dentro del elemento arquitectural CH puede 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.

Elemento	Símbolo	Principal asociación de litofacies	Geometría
Fajas de Canales multiepisódicos	<b>CHm</b>	Gi, SGm, Gm, Gp, Gt, Gh, St, Sp, Sh, Sl, Sr, Ss. (Cualquier combinación)	Lentiformes, base erosiva o plana escala y forma altamente variables, superficies internas erosivas de 3º orden comunes.
Canales monoepisódicos ( <i>Channels</i> )	<b>CHs</b>	St, Sp, Sr, Sh, Ss, menos comúnmente Gi, SGm. (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> )	<b>GB</b>	Gh, Gp, Gt	Lentes, mantos; usualmente cuerpos tabulares; comúnmente interdigitados con SB.
Flujo sedimentario gravitatorio ( <i>Sediment gravity flow</i> )	<b>SG</b>	Gmm, Gmg, Gg, Gm	Lóbulos, mantos, típicamente interdigitados con GB
Forma de lecho arenosa ( <i>Sandy bedform</i> )	<b>SB</b>	Sp, St, Sh, Sl, Sr	Lentes, mantos, cuñas; aparecen como rellenos de canales, lóbulos
Macroformas de acreción corriente abajo ( <i>Downstream-accretion macroforms</i> )	<b>DA</b>	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.
Macroforma de acreción lateral ( <i>Lateral-accretion macroform</i> )	<b>LA</b>	Sp, St, Sh, Sl, Sr (comunes Gm, Gp, Gt)	Cuñas, mantos, lóbulos; caracterizados por superficies internas de acreción lateral de 3º orden.
Manto de arena laminado ( <i>Laminated sand sheet</i> )	<b>LS</b>	Sh, Sl (menos comunes, Sp, Sr)	Mantos
Hoyos ( <i>Hollow</i> )	<b>OH</b>	Sh, Sl	Base marcada por superficie de 4º orden cóncava hacia arriba (<26º). Forma de cucharas

**Figura III.3:** Cuadro de los elementos arquitecturales para los canales reconocidos en este trabajo (Basado y modificado de Miall, 1996 y Tripaldi *et al.* 2001)

### Elemento SG (Depósitos de flujos sedimentarios gravitatorios)

Este elemento aparece como mantos multiepisódicos o angostos lóbulos elongados (Miall, 1996). Las litofacies características son: Gmm, Gg, Gi y Gm. Este tipo de depósitos es formado por flujos de detritos y mecanismos relacionados, presentando base no erosiva e

irregular. Los bancos individuales tienen un espesor medio de 0,5 a 3 m y 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. Sin embargo, las gradaciones, tanto normal como inversa, son comunes.

### **Elemento SB (Formas de lecho arenosas)**

Según Miall (1996), este elemento se encuentra integrado por formas de lecho arenosas de alto y bajo régimen de flujo; tales como las dunas o megaóndulas de crestas sinuosas (St), las ondas de arena o megaóndulas de crestas rectas y formas de lecho transversales (Sp), lecho plano de alto régimen de flujo (Sh y Sl) y las ondulitas (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 LA (Depósitos de acreción lateral)**

Este elemento arquitectural es distintivo de las barras que acrecionan lateralmente y que se encuentran adheridas a los márgenes de los ríos (Miall, 1996). Estas se caracterizan generar superficies limitantes moderadamente inclinadas de tercer orden, de gran escala, que corresponden a los sucesivos eventos de crecimiento lateral. La geometría interna y la composición de litofacies de este elemento depende de la geometría del canal y de la carga de lecho, siendo por lo tanto, altamente variable.

### **Elemento LS (Mantos de arenas laminados)**

Los mantos de arena laminados (litofacies Sh y Sl; Miall, 1996) con litofacies 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. Cada uno de estos mantos se apoya sobre superficies erosivas planas a levemente irregulares. La extensión lateral de los mismos 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 litofacies Sr que representan los márgenes de mantos de inundación individuales.

### ***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 y 2) Depósitos finos formados en ambientes de baja energía, producidos durante crecidas efímeras en manto y/o encharcamientos permanentes de la planicie de inundación.

Dentro de este ambiente de planicie de inundación, se han determinado seis elementos arquitecturales (Figura III.4)

### ***Depósitos de gruesos de la planicie de inundación***

#### **Elemento LV (Depósitos de albardón)**

Estos depósitos 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 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; Miall, 1996)

### **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 FI 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 encharcamientos 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 depositación. 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 pueden ser importantes, y este elemento puede estar interdigitado con paleosuelos.

Elemento	Símbolo	Litología	Geometría	Interpretación
Albardón	LV	Fl	Cuñas de hasta 10 m de espesor, 3 km de ancho	Desbordes por crecidas
Canal de desbordamiento	CR	St, Sr, Ss	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	CS	St, Sr, 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	FF	Fl, Fm, Fr; She, P	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(FF)	She, Fl, Fm, Fr	Canales comparables en escala con los canales activos	Producto de <i>chute</i> y <i>neck cut off</i> .
Planicies de inundación arenosas	OS	Sm, Sr, (Sh (g))	Bancos lentiformes a tabulares de espesores variables	Depósitos de flujos en manto que desbordan dentro de la planicie de inundación

**Figura III.4:** Cuadro de los elementos arquitecturales dentro de las planicies de inundación reconocidos en este trabajo (Basado y modificado de Miall, 1996 y Tripaldi *et al.* 2001)

### **Elemento FF(CH) (Rellenos de canales abandonados)**

Este elemento se forma cuando un canal es abandonado (Miall, 1996), resultando litofacias de grano fino, asociadas comúnmente con carbón y otros remanentes orgánicos.

### **Elemento OS (Planicies de inundación arenosas)**

Este elemento representa a los depósitos de planicie de inundación arenosos (Tripaldi *et al.*, 2001) y se halla constituido por unidades mantiformes que pueden presentar espesores con extensiones laterales variables. Generalmente estas unidades se hallan asociadas a sistemas gravosos y, por lo tanto, 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 depositación. La sedimentación puede producirse a partir de eventos separados, como inundaciones individuales. También, como el elemento FF, pueden estar asociados a procesos de desecación o la acción pedogénica cuando hay exposición subaérea estacional o hay desecación por largos períodos de tiempo.

### **Superficies limitantes**

A su vez, para la identificación e interpretación de los diferentes elementos arquitecturales resultó crítico establecer una jerarquía de superficies limitantes. En este sentido el cuadro de la Figura III.5 muestra la terminología adoptada, que básicamente respeta el ordenamiento sugerido por Miall (1985) con variaciones en la definición de las superficies de cuarto orden según Tripaldi *et al.* (2001) y en las de 5º orden según DeCelles *et al.* (1991). Así, las superficies de primer y segundo orden limitan *sets* y *coset*, respectivamente, de laminación o estratificación entrecruzada. Por otro lado, las superficies de tercer orden indican reactivación de las corrientes fluviales, que producen modificaciones en el régimen de flujo pero no en el estilo de las macroformas.

En lo que respecta a las superficies de cuarto orden, es aquí donde distintos autores han adoptado criterios diferentes (véase DeCelles *et al.*, 1991, Miall, 1996 y Tripaldi *et al.*,

2001). Se incluyen en este grupo tres tipos de discontinuidades: 1) las que describen el límite superior de macroformas con morfología preservada (resultando por lo tanto generalmente planas o convexas hacia arriba), 2) la superficie basal de canales individuales incluidos en complejos de canales (cóncavas hacia arriba o irregulares) y 3) aquellas que limitan depósitos de canales menores o lóbulos de desbordamiento dentro de la planicie de inundación (irregulares o planas). Como todas estas superficies limitan macroformas, deben ser incluidas dentro del cuarto orden de Miall (1996: 84). Pero debido a que su geometría y significado arquitectural es distinto, en este trabajo, se ha preferido seguir la división realizada por Tripaldi *et al.* (2001) en los tipos 4a, 4b y 4c respectivamente (véase Figura III.5).

Orden	descripción		Geometría
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	e	Superficie erosiva de base de canal	Irregular o ligeramente cóncava
	a	Superficie superior de base de canal	Plana
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	Cóncava o irregulares
	a	Tope de macroformas preservadas	Plana o convexa
3	Inclinaciones de 5-20° en la dirección de acreción		Planas o irregulares
2	Límites de <i>cosets</i>		Planas o ligeramente irregulares
1	Límites de <i>sets</i>		Planas

**Figura III.5:** Cuadro de las superficies limitantes reconocidas en este trabajo (Modificado de DeCelles *et al.*, 1991; Miall, 1996 y Tripaldi *et al.*, 2001)

Se identifica aquí como superficies de quinto orden a las que limitan complejos de canales o grandes canales multiepisódicos. En estas es necesario mencionar la división

realizada por De Celles *et al.* (1991) en superficies de orden 5e para aquellas que presentan características erosivas y, por lo tanto, son irregulares y 5a para las superficies planas.

Las superficies de 6º orden alcanzan extensión regional y se presentan como superficies planas o erosivas limitando valles incididos. Por otro lado, como límites de secuencia a niveles también regional, se reconocen las superficies de 7º orden que pueden ser planas o erosivas (valles incididos). Finalmente, las superficies de mayor jerarquía reconocidas son las de orden 8 y que marcan discordancias regionales.

### III. iii. PETROGRAFÍA DE ARENISCAS Y ANÁLISIS DE PROCEDENCIA

Los trabajos de gabinete orientados a la caracterización petrográfica de areniscas consistieron en la observación de cortes delgados, la determinación de las modas detríticas, fábrica, tipo de porosidad, cementos y procesos diagenéticos particulares como reemplazos de clastos.

Para el estudio de proveniencia de la Formación Toro Negro, se analizaron las modas detríticas de un total de 95 secciones delgadas correspondientes a areniscas de canales como de las matrices de conglomerados. Los conteos petrográficos, de 300 individuos, se llevaron a cabo mediante el método Gazzy-Dickinson por medio del cual los cristales mayores a 62 micrones que se encuentran formando parte de fragmentos líticos se cuentan como fragmentos monominerales. Por otra parte las areniscas fueron clasificadas según Folk *et al.* (1970) y graficadas en los diagramas de Dickinson *et al.* (1983) como en diagramas de regeneración propuestos en esta tesis. En forma complementaria para el análisis de procedencia, se realizaron conteos de clastos de pefitas, dado que esta litología es dominante en el Miembro Superior de la Formación Toro Negro.

### III. iv. METODOS UTILIZADOS PARA EL ANALISIS DE LOS NIVELES PIROCLASTICOS

Los niveles piroclásticos de la Formación Toro Negro fueron muestreados y estudiados en secciones delgadas al microscopio petrográfico, permitiendo de esta manera su clasificación según el diagrama ternario de Schimd (1981). Posteriormente, se eligieron los mejores niveles para obtener datos geocronológicos en el Laboratorio ActLabs de Canadá. Cabe destacarse, que todas las muestras de tobas han sido datadas por el método  $K^{40}/Ar^{40}$  roca total debido a la abundancia en las mismas de vidrio fresco y la escasez de minerales como la hornblenda o biotita que permitiera otro método como  $Ar^{39}/Ar^{40}$ .

Asimismo, 10 de estas muestras fueron analizadas geoquímicamente, para obtener la caracterización del volcanismo sincrónico con la depositación de la Formación Toro Negro. Los contenidos de elementos mayores, menores y trazas (REE) fueron obtenidos por los métodos de fluorescencia de rayos X (XRF) y espectrometría de plasma inducido con espectrometría de masas (ICP-MS) en el Laboratorio ActLabs (Canadá). Para el análisis de los valores obtenidos se utilizaron varios diagramas de clasificación como los propuestos por Le Maitre *et al.* (1989), Winchester y Floyd (1977) y Jensen (1976); de caracterización magmática (Irvine y Baragar, 1971; Miyashiro, 1974) y finalmente los diagramas propuestos por Wood (1980) y Gill (1981) para la discriminación de los ambientes tectónicos.

## Capítulo IV

# ANTECEDENTES GEOLÓGICOS DEL ÁREA

Los estudios geológicos en la provincia de La Rioja han sido realizados desde la época precolombina debido a la riqueza mineral de la misma. A pesar de ello, el área comprendida entre las localidades de Vinchina y Jagüel (Sierra de los Colorados) no ha sido muy estudiada. En particular, las secuencias terciarias ahí aflorantes han sido objeto de escasas contribuciones, especialmente la unidad objeto de estudio en esta tesis doctoral.

Stelzner (1885) realizó investigaciones por la zona pero prestó más atención a la región del Famatina, diferenciándola de las Sierras Pampeanas por la ausencia de rocas gnéisicas y el predominio de esquistos pizarrosos y cuarcíticos, atribuyéndole una edad arcaica a estas rocas.

Posteriormente, Brackebusch (1891) trabajó en la región con la finalidad de confeccionar una hoja geológica del área, la cual nunca publicó. Sin embargo, la información recopilada ha sido incluida en el primer mapa geológico de la Argentina (Brackebusch, 1891), en el cual se incluye a la sierra de Los Colorados.

Bodenbender efectuó varios estudios en el área, entre ellos el publicado en 1896 tras cruzar la sierra de Famatina desde Vinchina. Luego en sus publicaciones de 1912 y 1922 dió a conocer toda la geología del área reconociendo los Pisos I, II y III de Paganzo. Asignó al Triásico a los Pisos II y III y posteriormente los separó completamente, denominándolos “*Estratos Famatinenses*” y estableciéndoles una edad cretácica.

En 1915, Hausen realizó un estudio al oeste del río Vinchina y al sur de la Troya. En su publicación (Hausen, 1921) reconoció dos entidades en el perfil levantado en la quebrada de La Troya, una inferior de edad cretácica (?) y otra superior de edad mio-pliocena donde quedaría incluida la formación en estudio. Además Hausen consideró las rocas de la sierra

del Espinal como precámbricas, reconociendo una intrusión granítica durante el Paleozoico Superior.

Posteriormente, Groeber (1940) realizó un estudio geológico general de la provincia de La Rioja denominando a los afloramientos que conforman a la sierra de los Colorados como “Pérmico-Triásico”, notando la gran propagación de los “estratos rojos triásicos” en el Cajón de Umango y en los alrededores de Jagüel. Groeber (1940) también reconoció algunos afloramientos que asignó a los Estratos Calchaquíes.

Posteriormente, Frenguelli (1950) estudió icnitas de vertebrados en la quebrada del Yeso, en el sector sur de la sierra de Los Colorados, posiblemente ubicadas en la parte superior de la Formación Vinchina o inferior de la Formación Toro Negro. Estas icnitas fueron interpretadas como *Venatoripes riojanus* asignándolas erróneamente a reptiles paleozoicos y determinando una edad pérmica para los afloramientos portadores de las mismas que correlacionó con los “Estratos de Patquía” (Paganzo II de Bodenbender, Frenguelli 1946).

En 1955, Borrello realizó estudios en la región, en especial, en el cerro de Punta Negra, donde analizó los conglomerados que afloran al oeste de la localidad de Jagüel.

Gran parte de los conocimientos geológicos generales del área se deben a Turner quien publicó primero la estratigrafía del área (Turner, 1960 y 1962) y posteriormente la Hoja Geológica 15c Vinchina (Turner, 1964), denominando a las unidades terciarias como Formaciones Vinchina y Toro Negro y otorgándole una edad miocena (*Calchaquense*) y pliocena (*Araucanense*), respectivamente.

Bonaparte (1965) reinterpreta las icnitas estudiadas por Frenguelli (1950), en la quebrada del Yeso, designándolas como *Venatoripes riojanus* correspondientes a aves y mamíferos pliocenos.

En 1968, Ramos realizó perfiles detallados de las secuencias terciarias en la sierra de los Colorados para el desarrollo de una tesis de Master de fotointerpretación (inédita). Posteriormente, Ramos (1970) presentó un mapa detallado de las secuencias terciarias de la sierra de los Colorados dando a conocer la estratigrafía y estructura del área. En

particular, dividió a las formaciones terciarias anteriormente denominadas por Turner (1960), Vinchina y Toro Negro, en dos miembros, inferior y superior, y registró los primeros mamíferos de la provincia de La Rioja.

Camino (1972) describió los afloramientos terciarios de las Sierras Pampeanas Occidentales como las formaciones Vinchina y Toro Negro, siguiendo las definiciones y correlaciones realizadas por Turner (1964) al realizar la Hoja geológica del área.

Numerosos trabajos de correlación de las secuencias terciarias de la cuenca de antepaís andina, en las provincias de La Rioja y San Juan, basados en estudios paleomagnéticos, radiométricos y tectónicos han sido realizados por varios autores entre ellos Reynolds (1987), Tabbutt (1986), Tabbutt *et al.* (1987, 1989), Ramos *et al.* (1988), Ré y Vilas (1988, 1990), Ré y Barredo (1993a, 1993b), Ré (1994, 1996) y Ré y Rapalini (1997).

Salfity *et al.* (1996) han realizado una recopilación y correlación de las secuencias sedimentarias de las cuencas terciarias posincaicas, refiriéndose a los afloramientos de la sierra de los Colorados como la cuenca de Antepaís Famatina-Vinchina, compuesta por una secuencia granocreciente.

En 1999, Ramos describió el relleno de la cuenca de Vinchina diferenciando en la misma a las formaciones Vinchina (Mioceno), Toro Negro (Plioceno) e incorporando a la Formación Santa Florentina (Pleistoceno).

En los últimos años se han realizado los relevamientos de las nuevas Hojas Geológicas a escala 1:250.000 correspondiendo al área de estudio la Hoja de Tinogasta (Camino y Fauqué, 2001).

Por otro lado, algunos estudios sedimentológicos y estratigráficos en la Formación Vinchina han sido llevados a cabo por Marensi *et al.* (2000) quienes han reconocido la presencia de discordancias progresivas dentro de la unidad; mientras que Limarino *et al.* (2001) y Tripaldi *et al.* (2001) han realizado estudios sedimentológicos detallados de la misma formación en la quebrada de la Troya.

Respecto al estudio del contenido fosilífero de estas unidades, cabe mencionarse las labores realizadas por Arcucci *et al.* (1999), Rodríguez Brizuela (2002, 2003, 2004), De Juliis

*et al.* (2004), Rodríguez Brizuela y Tauber (2006). Estos autores han estudiado los restos de vertebrados mientras que recientemente Krapovickas *et al.* (2007) han analizado las trazas fósiles tanto de vertebrados como de invertebrados.

Concerniente con esta tesis de doctorado, la autora ha realizado estudios sobre los cambios en la arquitectura fluvial en el límite de las unidades terciarias (Ciccioli *et al.* 2004) y presentado las nuevas dataciones absolutas de la Formación Toro Negro (Ciccioli *et al.* 2005).

## Capítulo V

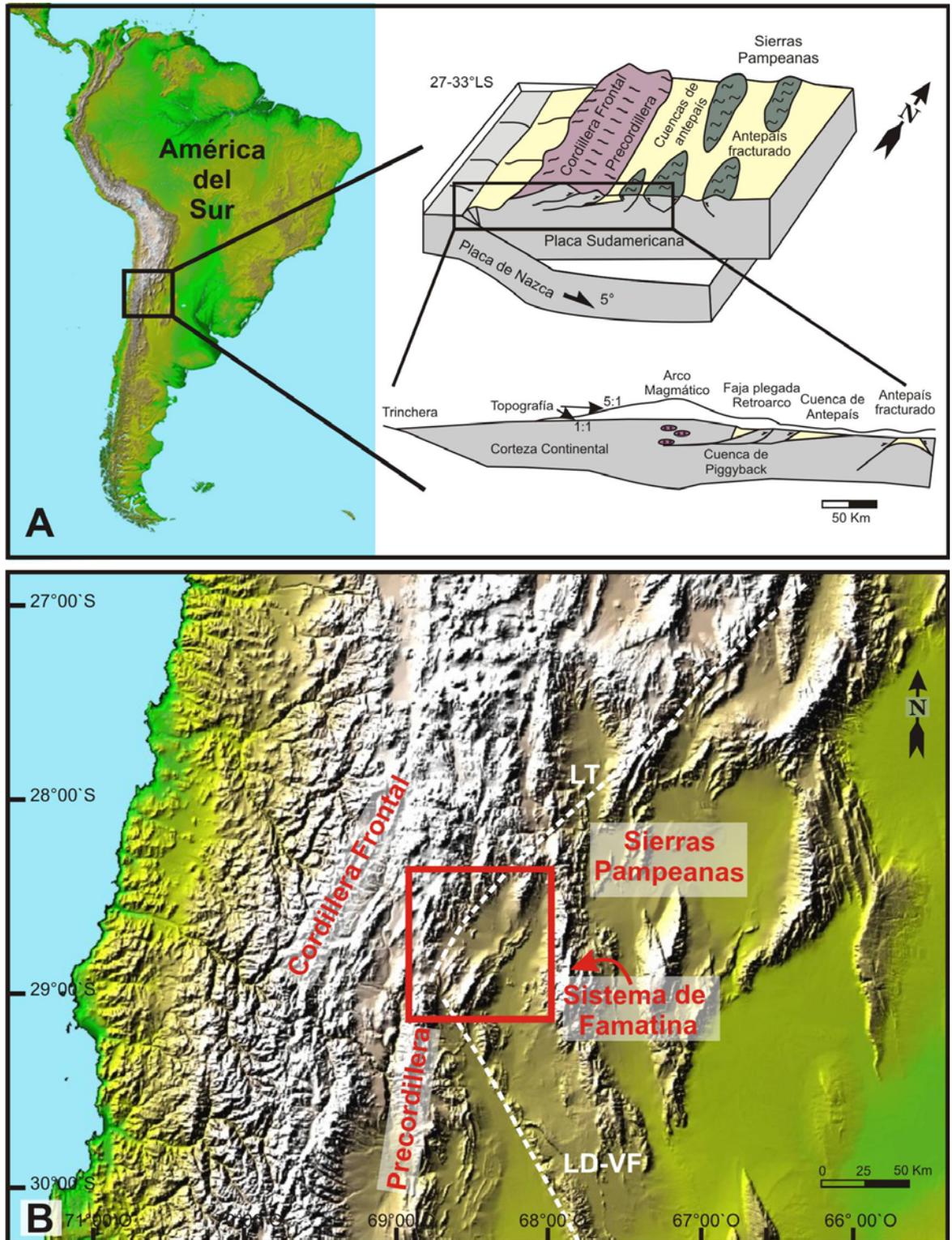
### MARCO TECTONICO

La zona de estudio se enmarca dentro de los Andes Centrales según la clasificación de Gansser (1973), que se extienden desde el Golfo de Guayaquil (4°LS) hasta el Golfo de Penas (46°30' LS). Este margen se encuentra desde el Mioceno bajo un régimen tectónico compresivo debido a la ruptura de la placa de Farallón en Nazca y Cocos a los ~26 Ma (Ramos, 1988; Somoza y Ghidella, 2005). Desde entonces, la subducción oblicua de la placa oceánica de Nazca por debajo de la placa Sudamericana ha producido condiciones compresivas. Al inicio, se caracterizó por un fuerte incremento en la aceleración de convergencia, la cual comenzó a disminuir a partir de los 10 Ma (Somoza y Ghidella, 2005).

Dentro de los Andes Centrales argentino-chilenos se reconocen tres segmentos con características morfológicas propias que dependen fundamentalmente de la geometría de la zona de Wadatti-Benioff. El área estudiada corresponde a la parte septentrional del segmento de Sierras Pampeanas- Precordillera- Cordillera Frontal (entre los 27° y 33° 30' de latitud sur, Figura V.1) donde la placa de Nazca presenta subducción subhorizontal (5° de inclinación) y convergencia oblicua con partición de esfuerzos generando una deformación compleja (Isacks *et al.*, 1982; Jordan *et al.*, 1983; Ramos, 1988; Rosello *et al.*, 1996a; Ramos *et al.*, 2002, entre otros). Tales características, conjuntamente con la migración del frente orogénico y del arco volcánico hacia el este, serían consecuencia probablemente de la subducción de la dorsal asísmica de Juan Fernández (Isacks *et al.*, 1982; Jordan *et al.*, 1983; Jordan y Allmendinger, 1986; Kay y Abbruzzi, 1996; Ramos *et al.*, 2002). Actualmente, el área se caracteriza por la ausencia de un arco volcánico activo (*gap*) y la presencia de un antepaís fracturado generado por el ascenso de bloques de basamento que crearon cuencas de bolsones o intramontanas.

La cuenca de Vinchina, ubicada en el sector noroccidental de las Sierras Pampeanas, constituyó uno de los depocentros cuyo relleno de más de 10 km de espesor (Ramos, 1970) aflora conformando la unidad orográfica de la sierra de Los Colorados. La misma se encuentra limitada al este por el Sistema de Famatina y al norte y sur por bloques de basamento cristalino, sierras de Toro Negro y Umango – Espinal respectivamente. Estos bloques, que integran las Sierras Pampeanas, fueron ascendidos recientemente exhibiendo una tectónica de piel gruesa (*thick skinned*) con vergencia oeste (Jordan *et al.*, 1983; Ramos, 1988; Rossello *et al.*, 1996a; Ramos *et al.*, 2002). Se trata de fallas lítricas de alto ángulo que han sido reactivadas e invertidas. Por su parte, la faja plegada de piel fina de Precordillera y la Cordillera Frontal ubicadas en la parte occidental del área de estudio, presentan vergencia al este (Jordan *et al.*, 1983; Jordan, 1995; Ramos *et al.*, 2002, véase figura V.1).

Una característica importante es el acuñaamiento de la Precordillera en este sector donde se produce el encuentro de los lineamientos de Desaguadero - Valle Fértil (LD-VF, límite occidental de las Sierras Pampeanas) con rumbo NNO con el Lineamiento de Tucumán (LT, N50° a N60°) resultando una zona de alta complejidad estructural (Rossello *et al.*, 1996, véase Figura V.1B). El lineamiento de Tucumán representa una gran estructura transpresiva andina que evidencia un movimiento transcurrente dextral entre el extremo austral de la Puna y las Sierras Pampeanas (Jordan *et al.*, 1983; Urreiztieta *et al.*, 1996; Rossello *et al.*, 1996a y 1996b). Por su parte, el lineamiento Desaguadero - Valle Fértil (LD-VF) consiste en una megafractura con movimiento transpresivo sinistral conjugada de la zona de transferencia dextral del lineamiento Tucumán (Rossello *et al.*, 1996a). Estas discontinuidades corticales correspondientes a suturas y zonas de cizalla (Toselli *et al.*, 1985), conjuntamente con otras fracturas subparalelas, desarrollan un patrón de deformación romboédrico (Rossello *et al.*, 1996b).



**Figura V.1:** A. Ubicación general y diagrama esquemático con representación topográfica del segmento de subducción horizontal (27-33°S) de los Andes centrales (modificado de Jordan, 1995); B. Marco general con los principales rasgos morfoestructurales del área de estudio (recuadro). LT: lineamiento Tucumán y LD-VF: lineamiento Desaguadero-Valle Fértil.

El movimiento de estas megafracturas pre-cenozoicas durante la orogenia andina han determinado la estructuración de las Sierras Pampeanas (antepaís fracturado) generando bloques de basamento sobreelevados y depresiones adyacentes (cuencas de bolsones o intramontanas) bajo condiciones compresivas, estando los primeros limitados por fallas con componentes transcurrentes (Rosello *et al.*, 1996a). De esta manera, han tenido un rol fundamental en el desarrollo de la geometría del antepaís fracturado ya que han condicionado la generación de las fallas principales (Ramos, 1994).

Al sur del área de estudio, donde se encuentra la zona triangular por la unión de las Sierras Pampeanas con la Precordillera, se desarrolla la extensa cuenca de antepaís fragmentada del Bermejo (Jordan, 1995). En esta cuenca tuvo lugar la depositación de más de 8 km de secuencias sinorogénicas, reconociéndose distintos pulsos con numerosos cambios en la geometría y variaciones en la posición del depocentro (Reynolds *et al.*, 1990; Re, 1996 y Jordan *et al.*, 2001). En la misma se ha evidenciado mediante estudios de secciones sísmicas (Zapata y Allmendinger, 1996; Jordan *et al.*, 2001), la participación de basamento generando deformación del relleno hasta la actualidad.

## Capítulo VI

# ESTRATIGRAFÍA DE LA SIERRA DE LOS COLORADOS Y ALREDEDORES

El área de estudio se encuentra enmarcada en el límite de varias provincias geológicas o unidades morfo-estructurales distintas. Es por ello, que para presentar una completa mención de la estratigrafía del área se ha resuelto dividirla en función de las mismas en el cuadro de la Figura VI.1. Así, en esta figura se puede reconocer las distintas unidades presentes en las Sierras Pampeanas Noroccidentales, en el sector occidental del Sistema de Famatina, en la Precordillera de Jagüel y en la Cordillera del Peñón (Cordillera Frontal). Como anexo se presenta un mapa geológico a escala 1: 15000.

A su vez, en este capítulo se desarrollarán en forma breve las características principales de cada unidad en orden cronológico. Las rocas más antiguas que conforman el basamento cristalino precámbrico, incluyen principalmente a las formaciones Espinal y Umango. El basamento sedimentario paleozoico (Formaciones Suri, Jagüel, de La Cuesta, entre otras) y sus contemporáneos ígneos representados principalmente por granitos (Formación Guacachico, Granito Potrerillos, etc.). En el Mesozoico la sedimentación tuvo lugar principalmente al oeste del área, en la quebrada de Santo Domingo (Cordillera del Peñón) donde se reconocen las formaciones Santo Domingo y Ciénaga del Río Huaco. Afloramientos de estas unidades mesozoicas, probablemente se encuentren también al este del área en la sierra de Famatina, en especial, en la quebrada de Villacorta.

Durante el Terciario, el relleno inicial de la cuenca de Vinchina incluye a las Formaciones Vallecito y Vinchina, sin descartar la presencia de una sedimentación paleocena correspondiente a la Formación Puesto La Flecha.

Edad		Sierras Pampeanas	Sistema de Famatina (parte Occidental)	Precordillera de Jágüel	Cordillera Frontal (Sierra del Peñón)
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	Depósitos pedemontanos, sedimentos fluviales y eólicos		
		Pleistoceno	Depósitos pedemontanos antiguos		
	Neógeno	Plioceno	Fm. El Corral		Fm. Veladero
		Mioceno	Fm. Toro Negro		Fm. Toro Negro
	Paleógeno	Oligoceno	Fm. Vinchina		
		Eoceno	Fm. Vallecito		
		Paleoceno	Fm. Puesto la Flecha		
Mesozoico	Cretácico			Fm. Ciénaga del Río Huaco	
	Jurásico		Fm. Santo Domingo?	Fm. Santo Domingo	
	Triásico				
Paleozoico	Pérmico	Fm. de la Cuesta		Fm de la Cuesta Granitos Potrerillos	
	Carbonífero		Fm. Agua Colorada	Fm. Punta del Agua Fm. Río del Peñón	
					Fm. Jagüel
	Devónico		Fm. Guacachico / Ñuñorco		
Ordovícico		Fm. Suri	Fm. Río Bonete Fm. Chuscho		
Precámbrico	Proterozoico	Fm. Umango / Fm. Espinal			

**Figura VI.1:** Cuadro de sinopsis estratigráfica del área de estudio y sus alrededores dividido por Provincias geológicas.

Luego tuvo lugar la sedimentación mio-pliocena, que incluye tanto a la Formación Toro Negro, objeto de estudio de esta tesis doctoral, como a la unidad suprayacente, Formación El Corral. En último lugar, se dará una breve reseña de las unidades resultado de la sedimentación posterior al Plioceno y los sedimentos actuales.

## **VI. i. EL BASAMENTO CRISTALINO PRECÁMBRICO**

### **VI. i. a. FORMACIÓN ESPINAL (Turner, 1964)**

Precámbrico (Mesoproterozoico)

La Formación Espinal ha sido definida por Turner (1964) y constituye el basamento precámbrico metamórfico del área. Aflora en el sector sudoeste conformando la Sierras de Umango y del Espinal como también en el norte del área en la sierra de Toro Negro (Figura VI. 2 y 3).

En la sierra de Umango se encuentra compuesta principalmente por migmatitas mientras que en la sierra del Espinal se caracteriza por la presencia de mármoles, esquistos biotíticos y cuarcíferos, gneises cuarzo micáceos, anfibolitas, metatonalitas, margas y areniscas impuras. En forma secundaria, se encuentran filitas de colores negros y verdosos intercaladas entre cuarcitas y anfibolitas de hasta 20 m de espesor interpuestas con los esquistos. La unidad se encuentra atravesada por numerosas pegmatitas y presenta un rumbo predominante de N 15° O e inclinación vertical a subvertical (Ramos, 1970).

La sierra de Toro Negro se caracteriza por la presencia de rocas en facies de esquistos verdes y de anfibolitas en transición a facies de granulitas. Estas últimas predominan en el cordón de Cuminchango al norte del área de estudio, donde se presentan en dirección N-S y en formas lenticulares, estando las rocas básicas y ultrabásicas serpentinizadas (Caminos, 1972; Villar, 1985).



**Figura VI.2:** Vista de la Sierras de Toro Negro en la quebrada El Cardón. Obsérvese la zona de alteración en el contacto entre el basamento (Fm Espinal) y la Formación Toro Negro señalado por la flecha roja.



**Figura VI.3:** Vista de la Sierra de Toro Negro desde el este, quebrada de Villacorta, donde se observa principalmente la Formación Espinal que la conforma.

La unidad ha sido estudiada por varios autores entre los que se destacan a Varela *et al.* (1996) que obtuvieron una edad radimétrica de  $1030 \pm 30$  Ma. Vujovich *et al.* (2005) dieron a conocer nuevas edades para la sierra del Espinal estableciendo una edad greenvilliana para la misma (1100 Ma).

### VI. i. b. FORMACIÓN UMANGO (Arigós, 1949)

Proterozoico (Meso-Neoproterozoico)

Se incluye dentro de esta unidad a los afloramientos que constituyen el Complejo Umango (Vujovich *et al.*, 2001), el Ortogneis Juchi (Varela *et al.*, 1996) y la Metamorfita Tambillo (Varela *et al.*, 2003). Este conjunto de rocas afloran tanto al sur en la Sierra homónima (Figura VI.4) como en el norte del área, en la parte austral de la Sierra de Toro Negro. Cabe mencionarse que según Maisonave (1979) los últimos afloramientos mencionados corresponden a la Formación Espinal.



**Figura VI.4:** Vista general de las sierras de Umango y del Espinal en el sur del área. Nótese como la Formación Toro Negro se encuentra apoyada sobre la sierra de Umango mientras que la Formación Vinchina se encuentra comprimida entre las dos sierras.

Tanto el Ortogneis Juchi como El Complejo Umango consisten en gneises tonalíticos a graníticos, diques máficos y metagabros (Vujovich *et al.*, 2005). Mientras que la

Metamorfita Tambillo está integrada por un conjunto de meta-sedimentos silicoclásticos y calcáreos, ortoanfibolitas, escasos gneises y pegmatitas (Vujovich *et al.*, 2005)

Edades radimétricas para metamorfitas ortoderivadas de estas unidades indican un rango que va desde los 1,2-1,3 Ga a 1,1-1,2 Ga para los gneises y edades  $T_{DM}$  ca. 800 Ma para las anfibolitas (Varela *et al.*, 2003 y Vujovich *et al.*, 2005) De esta manera, todas las rocas incluidas en la Formación Umango corresponden al Proterozoico (Meso a Neoproterozoico).

## VI. ii. EL BASAMENTO PALEOZOICO

En este conjunto de unidades se han incluido aquellas correspondientes al relleno sedimentario de las cuencas paleozoicas como también las resultantes de procesos magmáticos (granitos e intercalaciones volcánicas).

### VI. ii. a. FORMACIÓN SURI (Harrington y Leanza, 1957)

#### Ordovícico (Arenigiano)

La Formación Suri ha sido definida por Harrington y Leanza (1957) y se encuentra compuesta por "areniscas silicificadas muy duras, lutitas de color verde, limolitas con intercalaciones de bancos delgados de margas y tobas". También se reconocen conglomerados con clastos de rocas volcánicas (andesítica traquítica, dacítica)

Esta unidad aflora en distintos sectores del Sistema del Famatina, a ambas laderas de la sierra homónima. En lo que concierne a nuestra zona de estudio, los afloramientos se encuentran al este, en el flanco occidental de la sierra de Famatina (Figura VI.5).

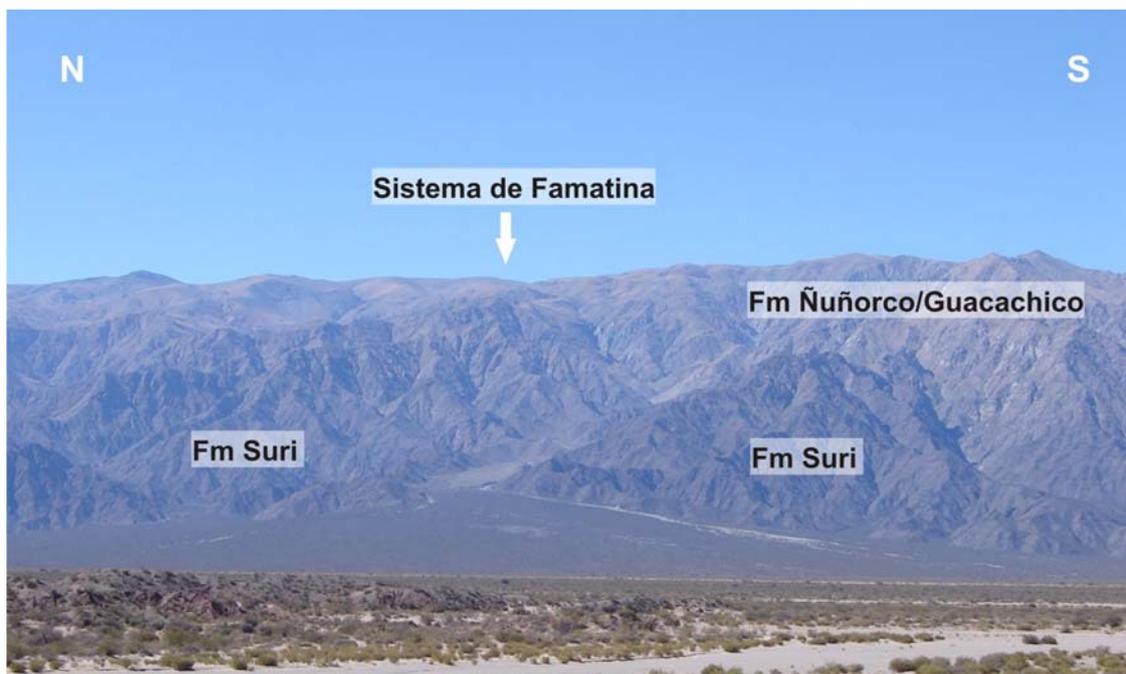
La edad ordovícica (Arenigiana) de la Formación Suri ha sido establecida por el contenido fosilífero, que incluye trilobites, braquiópodos articulados e inarticulados, bivalvos, gastrópodos, cefalópodos, poríferos y conodontes (Esteban *et al.*, 1999).

### VI. ii. b. FORMACIÓN GUACACHICO (Turner, 1960)

Ordovícico – Devónico inferior

Esta unidad se correlaciona con la Formación Ñuñorco (Turner, 1962) y la Formación Narváez (Turner, 1967) y aflora en los cerros Toro y Morro de la Zorra como en la laderas de la sierra de Famatina, ubicada al este del área de estudio (Figura VI.5). También se reconocen afloramientos en la sierra del Espinal donde intruyen a la Formación del mismo nombre.

La Formación Guacachico, definida por Turner (1960), está compuesta por tonalitas granodioríticas grises blanquecinas de grano mediano intruídas por rocas ígneas de tipo graníticas con texturas porfíricas con cristales de feldespatos potásicos que le otorgan el color rosado. Entre las variedades se destaca la granodiorita, de color gris claro a oscuro, con varias tonalidades con estructura granosa. Cabe mencionar que según Turner (1960) estas rocas graníticas constituyen la cumbre de la sierra del Famatina, unidad orográfica que se encuentra al este del área de estudio.



**Figura VI.5:** Vista desde el oeste, en la quebrada de Los Pozuelos, de la sierra de Famatina, observándose las formaciones paleozoicas Suri y Ñuñorco.

Estas rocas intrusivas fueron consideradas por Stezner (1885) como postsilúricas. Pero valores obtenidos por Toselli *et al.* (1996) mediante el método K/Ar sobre los granitoides, la ubican entre 451 y 395 Ma, intervalo correspondiente al Ordovícico superior - Devónico inferior. Otros datos inéditos de edades U/Pb obtenidas sobre circones correspondientes a 459 Ma (Llanvirniano-Llandeiliano). Toselli *et al.* (1996) consideran que estos granitoides del Sistema de Famatina se generaron, intruyeron y cristalizaron entre los 459 y 449 Ma, involucrando la fase guandacólica y oclóyica siendo posteriormente deformados durante la fase Chánica (414 - 319 Ma).

### **VI. ii. c. FORMACIÓN CHUSCHO (Toselli y Durand, 1996)**

#### Ordovícico

Esta unidad ha sido definida por Toselli y Durand (1996) para diferenciar un complejo de volcánicas máficas intraordovícicas, representado por diques y filones de diabasas y basaltos de estructura almohadillada (*pillow lavas*). Estas rocas conforman una facies ofiolítica asociada con las sedimentitas ordovícicas, incluidas en la faja ofiolítica famatiniana de la Precordillera Occidental (Fauqué y Villar, 2003). Según Ramos *et al.* (2000), estos basaltos, similares a los que afloran en la Cordillera Frontal, indicarían la sutura entre los terrenos de Chilenia y Cuyania.

Los afloramientos de la Formación Chuscho se encuentran en la margen derecha de la quebrada del río Bonete, aproximadamente desde la desembocadura del arroyo Chuscho hasta el Bolsón de Jagüel, en las laderas orientales de los cerros Chuscho y Agua de los Caballos, como también sobre la quebrada del Bonete y en las quebradas que descienden de los cerros antes citados.

La edad ordovícica de la unidad ha sido establecida por sus relaciones estratigráficas como dataciones U/Pb (Fauque y Villar, 2003)

**VI. ii. d. FORMACIÓN RÍO BONETE** (Aceñolaza *et al.*, 1971)

Ordovícico (Llanvirniano - Llandeillano)

La Formación Río Bonete (Aceñolaza *et al.*, 1971) aflora al oeste del área de estudio en la Precordillera de Jagüel. Esta unidad está formada por dos partes, una sedimentaria con cierto grado de metamorfismo y otra volcánica. La primera, que exhibe un cierto grado de metamorfismo, corresponde a filitas, calizas y pelitas que aflora en la parte sur del Cordón de la Escarcha (Figura VI.6). Mientras que la otra parte de la unidad corresponde a vulcanitas básicas que afloran principalmente en los cerros Agua de los Caballos y Morteritos.

Aceñolaza (1971) ha dividido a esta unidad, integrada por metagrauvascas, filitas, pizarras y calizas marinas asociadas con ofiolitas, en dos miembros: Caliza las Damas y Esquistos Cerro Cóndor.

La edad de esta unidad ha sido establecida por sus relaciones estratigráficas como por el contenido fosilífero de pelecípodos y graptolites que indican Llanvirniano a Llandeillano (Aceñolaza, 1971).

**VI. ii. e. FORMACIÓN JAGÜEL** (González y Bossi, 1986)

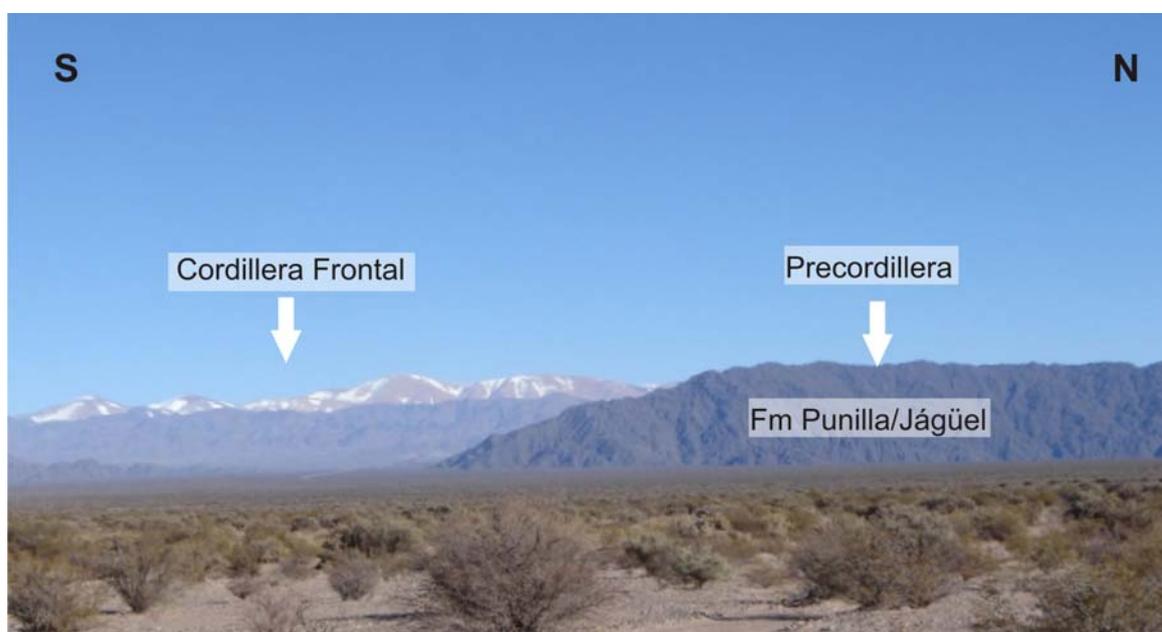
Carbonífero inferior

Esta unidad ha sido originalmente denominada *Jagueliano* por Borrello (1955) y posteriormente González y Bossi (1986) la nominaron Formación Jagüel. Según Caminos *et al.* (1993), la misma se correlacionaría con la Formación Punilla en el sector septentrional de la sierra homónima.

En este trabajo se utiliza esta denominación para los afloramientos presentes al oeste de Jagüel, parte occidental de la zona de estudio, entre el cerro Punta Negra y el río del Peñón (Figura VI.7).



**Figura VI.6:** Vista general hacia el noroeste donde se observa los afloramientos de la Formación Río Bonete.



**Figura VI.7:** Afloramientos de la Formación Jágüel al oeste del área de estudio en la Punta Negra.

La Formación Jagüel consiste de una potente secuencia de pelitas y areniscas finas generalmente macizas o con laminación horizontal u ondulítica de característico color verde oliva. Ocasionalmente, las pelitas intercalan concreciones calcáreas subesféricas. La parte superior está formada por un interesante conjunto de diamictitas, conglomerados y pelitas guijarrosas (Fauqué y Limarino, 1992). Según Remesal *et al.* (2004) esta unidad consiste en un complejo de rocas clásticas, intensamente deformado.

La base de la unidad es desconocida, mientras que la misma es cubierta mediante discordancia angular por la Formación Punta del Agua o por la Formación Río del Peñón (Fauqué y Limarino, 1992).

La edad carbonífera inferior de esta formación es determinada tanto por sus relaciones estratigráficas como por el contenido fosilífero. En este sentido, la Formación Jagüel es portadora de elementos de fauna marina referible a la zona de *Protocanites* (Fauqué *et al.*, 1991) y flora continental referida a la Biozona de Asociación *Archaeosigillaria-Frenguella* (González y Bossi, 1986, 1987 y Fauqué *et al.*, 1991).

## VI. ii. f. GRANITO POTRERILLOS

### Carbonífero

Estos granitos han sido descriptos originalmente por Aceñolaza y Bernasconi (1970) como Granito o Stock Potrerillos. Caminos (1972), lo nomina "Stock del Río Potrerillo" y Limarino *et al.* (1996a) "Plutón Potrerillos o granitoides gondwánicos mesocarboníferos".

Se trata de un cuerpo alargado en sentido N-S ubicado al oeste del área de estudio, entre los ríos Bonete y Potrerillos que intruye metamorfitas del Ordovícico y Precámbrico. El mismo está integrado por un granito porfiroideo de color rosado pálido, granodioritas y tonalitas grisáceas de grano mediano a grueso, cruzadas por diques de microgranitos leucocráticos (Caminos, 1972). Estos granitos se correlacionan con los granitos Cerro Tunas y Guandacolino que afloran al sur del área de estudio en la sierra del Espinal.

Dataciones K/Ar sobre estos cuerpos brindaron edades absolutas de  $306,5 \pm 16,7$  Ma (Caminos, 1972) para los eventos posteriores a la consolidación del plutón y  $313 \pm 18$  Ma para el plutón (Llambías y Caminos, 1987).

#### **VI. ii. g. FORMACIÓN AGUA COLORADA (Turner, 1960)**

##### Carbonífero Superior

Esta unidad ha sido definida por Turner (1960) y descrita como un complejo de sedimentitas de origen continental, constituido por conglomerados, arcosas, areniscas finas de colores claros y lutitas carbonosas que afloran en la sierra de Famatina (Turner, 1960).

Un pequeño afloramiento de esta unidad ha sido reconocido en el noreste del área, en la ladera occidental del Sistema de Famatina a ambos lados de la quebrada de Villacorta frente al poblado de Valle Hermoso. En esta área aflora la sección inferior de la unidad compuesta por areniscas gris blanquecinas, pelitas y escasos conglomerados.

La Formación Agua Colorada ha recibido abundantes estudios desde el punto de vista sedimentológico como paleontológico entre los que se destacan los trabajos realizados por Limarino (1985, 1988), Gutiérrez (1989).

La edad Carbonífera Superior de la unidad ha sido establecida en función del contenido paleontológico tanto por la megafloora asignable a la biozona de NBG (Gutiérrez, 1988) como restos de palinomorfos (Gutiérrez, 1993).

#### **VI. ii. h. FORMACIÓN PUNTA DEL AGUA (González y Bossi, 1986)**

##### Carbonífero Superior- Pérmico Inferior

Esta unidad denominada por González y Bossi (1986) se encuentra formada por un complejo volcánico-sedimentario, en el que dominan las volcanitas andesíticas, como representantes hipabisales. La localidad tipo se encuentra en el sinclinal del Peñón, alcanzando un espesor de 1000 m en la quebrada de Tuli (Fauqué y Villar, 2003)

Dentro de la facies efusiva que aflora en la parte baja de ambos flancos del Sinclinal del Rincón Blanco, se reconocen potentes mantos de andesitas y basaltos que se intercalan entre los conglomerados y las sabulitas pertenecientes a la facies sedimentaria. También integran este complejo algunos productos más ácidos: mantos de riocitas, brechas volcánicas autoclásticas y aglomerados volcánicos, observados en la quebrada del río Tuli (Fauqué *et al.*, 1991).

Aceñolaza *et al.* (1971), describen a las andesitas como de color verde oscuro con textura afanítica y localmente fanerítica.

La Formación Punta del Agua cubre en discordancia angular al complejo de rocas clásticas deformadas correspondientes a las Formaciones Punilla y Jagüel (Remesal *et al.*, 2004) y es cubierta por la Formación Río del Peñón, en el sinclinal del Río Blanco (Figura VI.8), mediante una discordancia erosiva con mayor relieve sobre el flanco occidental del sinclinal (Scalabrini Ortiz, 1973).

La edad de la Formación Punta del Agua ha sido establecida tanto por dataciones radimétricas como por sus relaciones estratigráficas. En el primer caso, Aceñolaza *et al.* (1971) mencionaron valores K/Ar de  $327 \pm 18$  Ma (Namuriano) y  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  de  $368 \pm 19$  Ma (Devónico) para la unidad alrededor del Cerro Chuscho. Esta edad es relativa según lo discutido por Fauqué y Villar (2003). Una nueva edad radimétrica por el método K/Ar sobre roca total proporcionó una edad de  $284 \pm 16$  Ma (Pérmico Temprano) para el tope de la Formación Punta del Agua (Fauqué *et al.*, 1999). Por otro lado, otra datación  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  realizada en el filón capa, que intruye a la Formación Río del Peñón, proporciona un valor de  $287 \pm 0,7$  Ma (Coughlin, 2000). De esta manera, la Formación Punta del Agua es asignada al Carbonífero Tardío, alcanzando muy probablemente sus términos cuspidales el Pérmico más temprano (Remesal *et al.*, 2004).

#### **VI. ii. i. FORMACIÓN RÍO DEL PEÑÓN (González y Bossi, 1986)**

Carbonífero Superior- Pérmico Inferior

Esta denominación se debe a González y Bossi (1986) para reemplazar al “Peñoniano” de Borrello (1955). Esta unidad incluye a las sedimentitas denominadas como Formación Volcán por Aceñolaza (1971) y Formación Tupe por Aceñolaza *et al.* (1971), para este sector de la Precordillera riojana. Mientras que según Fauqué y Limarino (1992) se considera un sinónimo de la Formación Quebrada Larga en la zona de Agua de Carlos.

Los afloramientos de esta unidad conforman una faja elongada, de unos 45 km de largo, al oeste de Jágüel, siendo su localidad tipo en la quebrada Rincón Blanco en el río del Peñón (Figura VI.8).

Dentro de la Formación Río del Peñón se pueden diferenciar fácilmente dos miembros que resaltan por su litología y coloración (González y Bossi, 1986, ver Figura VI.8). El Miembro inferior es psamítico de color blanco-amarillento y de origen continental con restos vegetales. Mientras que el Miembro superior es areno-pelítico, de colores grises y verdosos, y de origen esencialmente marino con varios niveles de pelitas carbonosas con restos de *Nothorhacopteris argentina*. El contacto entre ambos miembros es aparentemente transicional (González y Bossi, 1986).

Esta unidad se apoya sobre la Formación Punta de Agua (Carbonífero), mediante una discordancia erosiva (Scalabrini Ortiz y Arrodo, 1973), aunque según González y Bossi (1986) lo hace mediante una aparente concordancia. Por su parte el techo no puede observarse debido a erosión.

La edad de esta formación ha sido establecida por el contenido fosilífero como por una datación brindada por Fauqué *et al.* (1999) para las vulcanitas de la Andesita Punta de Agua, ubicando a la unidad en el Carbonífero Superior alto. Respecto al contenido fosilífero, los restos de una flora en el miembro inferior, probablemente referible a la Biozona de Asociación *NBG* (Scalabrini Ortiz y Arrondo, 1973; González y Bossi, 1986; Carrizo y Azcuy, 1995; Cisterna y Sabbatini, 1998) como la presencia de restos megafloresticos referibles a la Biozona de Intervalo (Carrizo y Azcuy, 1997) ubican a la formación en el Carbonífero Superior. Por otro lado, los abundantes restos de invertebrados marinos presentes en el miembro superior referible a la “fauna Intermedia” (=Biozona *Tivertonia-Streptorhynchus*

(Cisterna y Sabattini, 1998; Sterren, 1999, 2000; Cisterna y Simanaukas 2000; entre otros) establecerían una edad pérmica inferior para la parte cuspidal de la unidad. Recientemente, Gutiérrez y Limarino (2006) han establecido una edad Carbonífero Superior – Pérmico Inferior en función de la presencia de restos referibles a las Biozonas DM (*Raistrickia densa-Convolutispora muriornata*) y FS (*Pakhapites fusus-Vittatina subsaccata*).

## VI. ii. j. FORMACIÓN DE LA CUESTA (Turner, 1960)

### Pérmico

Esta denominación ha sido brindada por Turner (1960) para las típicas secuencias de bancos rojos aflorantes en los alrededores del Sistema de Famatina, en las provincias de La Rioja y Catamarca. Esta unidad se corresponde con el Piso II de los Estratos de Paganzo de Bodenbender (1912, 1922) y se correlaciona con la Formación Patquía, cuyos afloramientos se encuentran, al sur del área, en las provincias de La Rioja y San Juan.

Según Ramos (1970) la Formación de La Cuesta se presenta en afloramientos de reducidas dimensiones, en la ladera oriental de la Sierra de Toro Negro, en el sector norte, presentando un perfil típico en Casa Colorada. Otros afloramientos más extensos se encuentran al este de Valle Hermoso, en la quebrada de Villacorta (Figura VI.9) mientras que se encuentran reducidos afloramientos al sureste del área a los pies de la Sierra de Famatina.

En Casa Colorada, según Ramos (1970), la base de la unidad es discordante sobre la Formación Umango, estando ambas formaciones muy alteradas y meteorizadas progresivamente en el contacto que indicaría la erosión paleozoica superior previa a la depositación de la unidad.



**Figura VI.8:** Afloramientos de las formaciones Punta del Agua y Río del Peñón en el sinclinal del Peñón. Obsérvese los dos miembros de la Formación Río del Peñón reconocidos por sus distintas coloraciones según González y Bossi (1986).



**Figura VI.9:** Formación De La Cuesta (Pérmico) en al quebrada de Villacorta en el Sistema de Famatina.

En este sector la Formación de la Cuesta está compuesta por un conglomerado fino de color rosa blanquecino, areniscas y lutitas de color morado intenso, intercaladas con areniscas conglomerádicas amarillentas parduscas, cubiertas por areniscas y pelitas rojas que intercalan también algunas areniscas pardas (Ramos, 1970).

En los alrededores de Valle Hermoso (Figura VI.9), la Formación de la Cuesta se caracteriza por la presencia de bancos de areniscas y pelitas rojo ladrillo que intercalan bancos de areniscas guijarrosas de color blanquecino (Maisonave, 1979).

Restos megaflorísticos en los afloramientos del curso superior del río Miranda referibles a la Biozona de Asociación de *Gangamopteris* (Azcu y Ozayán, 1987) como la microflora encontrada en la proximidades de Chaschuil determinan una edad pérmica tardía para la unidad (Aceñolaza y Vergel, 1987). Mientras que para Césari y Gutiérrez (2001) la Biozona de Asociación *Lueckisporites-Weylandites*, presente en esta unidad, no sería más antigua que Artinskiano, estableciendo una edad pérmica temprana.

## VI. iii. LOS ESTRATOS MESOZOICOS

### VI. iii. a. FORMACIÓN SANTO DOMINGO (Caminos y Fauqué, 2001)

Triásico Superior-Jurásico Inferior

Esta unidad, integrada predominantemente por areniscas blanquecinas a rosadas, pelitas rojas y volcanitas aflora en las nacientes del río Peñón y en la quebrada de Santo Domingo al oeste del área de estudio (Figura VI.10). La Formación Santo Domingo fue definida por Caminos y Fauqué (2001) en la quebrada homónima. Originalmente, estos estratos fueron incluidos por Limarino *et al.* (1990) dentro del conjunto denominado informalmente "sedimentitas triásicas". El hallazgo de restos de troncos de *Rhexoxylon* sp. Cf *Rhexoxylon piatnitzkyi* y *Taxaceoxylon* por Caminos *et al.* (1995) sugirió una edad triásica

superior (a jurásica temprana?). Posteriormente, esta edad fue acotada por la datación  $Ar^{40}/Ar^{39}$  de  $214 \pm 7,2$  Ma (Triásico Tardío) obtenida por Coughlin (2002) para un basalto.

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

### VI. iii. b. FORMACIÓN CIENAGA DEL RIO HUACO (Limarino *et al.*, 2000)

Cretácico

Se denomina en esta tesis Formación Ciénaga del Río Huaco a los afloramientos que cubren a la Formación Santo Domingo en la quebrada homónima (Limarino *et al.*, 2005). No se descarta la probabilidad de que esta unidad aflore también en la ladera occidental del Sistema de Famatina.



**Figura VI.10:** Afloramientos de la Formación Santo Domingo en el sinclinal del Peñón.

La Formación Ciénaga del Río Huaco fue definida por Limarino *et al.* (2000) en la Precordillera sanjuanina, aunque posteriormente Ciccioli (2003) y Ciccioli *et al.* (2005) han

correlacionados sus afloramientos, dadas las características litológicas como el contenido palinológico, hasta la Precordillera riojana al sur del área de estudio.

La unidad está compuesta principalmente por pelitas con intercalaciones de areniscas finas a medianas rojas asociadas con láminas de yeso, microfósiles (ostrácodos) y restos de palinomorfos. En función de los mismos, Ciccioli *et al.* (2005) han establecido una edad maastrichtiana para la unidad. Recientemente, la datación K/Ar de una toba en los afloramientos de la unidad cercanos a Nacimientos en los alrededores de la Sierra de Umango, han otorgado una edad de  $108,1 \pm 4,4$  Ma (Tedesco, 2006; Tedesco *et al.*, 2007).

## **VI. iv. EL RELLENO INICIAL DE LA CUENCA TERCIARIA**

### **VI. iv. a. FORMACIÓN PUESTO LA FLECHA (Caselli *et al.*, 2002)**

#### Paleoceno-Eoceno inferior

En este trabajo, se establece la probable existencia de afloramientos resultantes de sedimentación paleocena aquí denominados Formación Puesto La Flecha (Caselli *et al.*, 2002). Los afloramientos de esta unidad se encontrarían en la parte inferior del relleno de la cuenca de Vinchina. Cabe destacarse que la base de la Formación Vinchina ha sido considerada cubierta por varios investigadores (Turner, 1964; Ramos, 1970) pero debido a las observaciones realizadas, en especial, en el sector norte, donde se reconocen la presencia de una delgada sucesión roja con predominio de sedimentos finos que se diferencian del resto de la unidad (Figura VI.11). Por esta razón, la autora considera la posibilidad que esos afloramientos se correlacionen con la Formación Puesto La Flecha.

Esta unidad ha sido definida por Caselli *et al.* (2002) en la cuenca de La Troya, Precordillera Septentrional de la provincia de La Rioja. La misma constituye una delgada faja elongada de sedimentos rojos que se extienden aproximadamente con una orientación N-S.

La misma se encuentra compuesta principalmente por bancos de areniscas y pelitas rojas con intercalaciones de yeso correspondientes a la sedimentación en un lago clástico-evaporítico. Una característica particular es la presencia de un conglomerado basal compuesto por placas dérmicas de tortugas (*bone beds*) correspondientes a la especie *cf. Podocnemis argentinensis* que permitieron asignarle una edad pre-oligocena a la unidad (Ciccioli, 2003; de la Fuente *et al.*, 2003).



**Figura VI.11:** Delgada sucesión de bancos rojos considerados probablemente como la Formación Puesto La Flecha en la ladera oriental de la sierra de los Colorados (sector norte).

Por otro lado, dataciones obtenidas por Tedesco (2006) en el techo de la Formación Vallecito de  $50,7 \pm 1,5$  Ma (Eoceno inferior), que sobreyace por medio de una discordancia a la Formación Puesto La Flecha, como la edad de  $108,1 \pm 4,4$  Ma (Albiano-Aptiano) obtenida para la Formación Ciénaga del Río Huaco que subyace a la misma, apoyan la antigüedad obtenida por el contenido fósil.

### VI. iv. b. FORMACIÓN VALLECITO

(Braccini 1946 *nomb sub.* Borello y Cuerda, 1968)

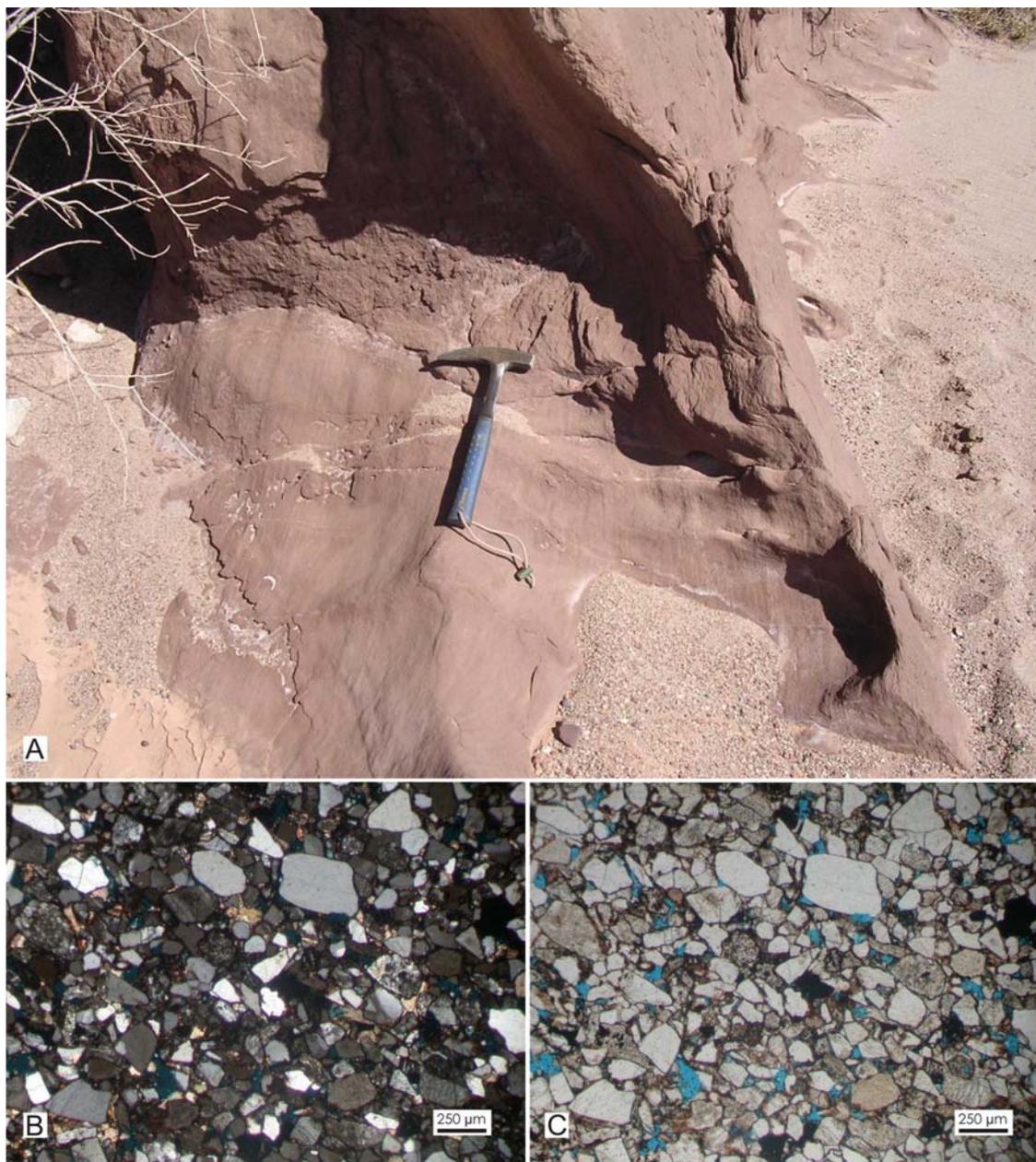
#### Eoceno inferior

Se emplea esta denominación para la sucesión de areniscas de color pardo rojizo con sets de estratificación entrecruzada de escala gigante que se presenta en reducidos afloramientos al noreste de la Sierra de los Colorados, en especial, en las quebradas Los Pozuelos, El Cardón y Los Loros frente al puesto Los Alanices (Figura VI.12). Estas areniscas presentan características petrográficas típicas de los bancos rojos como la abundancia de pátinas de óxidos de hierro que le confieren el color rojizo a la sucesión (Figura VI.12).

Esta unidad presenta abundantes estudios en otras áreas, pero es la primera mención realizada en este sector, al norte de la provincia de La Rioja. Braccini (1946) fue el primero en describir estas rocas en el área de la Ciénaga del Vallecito (provincia de San Juan) como una unidad independiente a la cual denominó Grupo de las Areniscas Eólicas y destacó la existencia de estratos entrecruzados de gran potencia. Posteriormente, Borrello y Cuerda (1968) incluyeron a la Formación Vallecito dentro del Grupo Río Huaco integrado por las Formaciones Vallecito, Cerro Morado y Cauquenes, indicando el carácter concordante entre las mismas. Inicialmente Furque (1963) incluyó a estos bancos dentro de la Formación Ojo de Agua (Pérmico) en la región de Guandacol.

Luego, el mismo autor (Furque, 1972) los correlacionó con la Formación El Áspero compuesta por una parte sedimentaria y otra volcánica. La parte sedimentaria incluía potentes niveles de areniscas eólicas, asignándole una edad triásica. Finalmente, Furque (1979) propuso la sustitución del término Grupo Río Huaco por Grupo del Áspero, incluyendo a la Formación Vallecito.

Jordan *et al.* (1993) realizaron un estudio de la estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera de San Juan, donde valores obtenidos de dataciones radiométricas permitieron asignarle una edad terciaria a esta formación.



**Figura VI.12:** **A.** Afloramientos de la Fm Vallecito al norte del área de estudio donde se reconocen sets estratificación entrecruzada de gran escala; **B y C.** Microfotografías de arenitas de la unidad; obsérvese el redondeamiento de los clastos, en especial de cuarzo y la abundancia de pátinas de óxidos de hierro típicas de los bancos rojos.

Milana (1993) llevó a cabo un estudio estratigráfico de las eolanitas. Posteriormente, Tripaldi (2001) y Tripaldi y Limarino (2005) caracterizaron y estudiaron la sedimentología de la Formación Vallecito en el ámbito de Precordillera, asignándole una edad miocena e interpretándola como depositada en un ambiente eólico de valles intermontanos.

Recientemente, Tedesco (2006) obtuvo un edad radiométrica de  $50,7 \pm 1,5$  Ma (Eoceno inferior) para esta unidad en la cuenca de La Troya, ubicada al sur de la cuenca de Vinchina.

#### **VI. iv. c. FORMACIÓN VINCHINA (Turner, 1964)**

##### Eoceno superior- Oligoceno

La Formación Vinchina, definida por Turner (1964), conforma el núcleo la Sierra de los Colorados y constituye una potente secuencia de bancos rojos, de unos 5100 m de espesor, integrada por areniscas, pelitas y algunos conglomerados intra y extraformacionales, junto a muy escasos niveles de areniscas tobáceas y un nivel de toba verde (Figura VI.13).

Generalmente, la base de la Formación Vinchina no es visible en el área, pues se encuentra cubierta por sedimentos recientes o bien la unidad aparece en contacto tectónico con las rocas metamórficas de la Formación El Espinal (Turner, 1964). Sin embargo, al norte del área en las quebradas de Los Pozuelos, El Cardón y Los Loros frente al puesto Los Alanices, la unidad aparece apoyada probablemente en forma concordante mediante una leve superficie erosiva sobre sedimentitas eólicas que en este trabajo se han correlacionado con la Formación Vallecito.

El techo de la Formación Vinchina es cubierto por la Formación Toro Negro (Mio-Plioceno) mediante una discordancia erosiva, la cual se hace más notoria y de gran relieve hacia el sector norte (quebrada de Los Pozuelos y de La Aguada). Cabe mencionar, que esta discordancia, ya había sido anteriormente sugerida como probablemente existente por

Ramos (1970), Tripaldi *et al.* (2001) y Limarino *et al.* (2001), pero en esta tesis doctoral se la desarrolla en detalle (Véase Capítulo XIII).

La Formación Vinchina ha sido dividida en dos miembros, inferior y superior, por Ramos (1970). El inferior, de 2156 m de potencia y color morado hasta rojo intenso, está compuesto por gruesos paquetes de areniscas medianas y gruesas que, en ocasiones, incluyen delgados niveles de conglomerados intra y extraformacionales junto a intercalaciones pelíticas. Por su parte, el miembro superior (4428 m) está conformado por areniscas estratificadas en bancos amalgamados, las que muestran con frecuencia particiones de pelitas masivas o laminadas o bien niveles de conglomerados intraformacionales. El límite entre ambos miembros se encuentra marcado por una superficie erosiva de bajo ángulo sobre la que se disponen varios niveles de ortoconglomerados polimícticos (Figura VI.14).

La edad de esta unidad ha sido establecida por dataciones radimétricas. Los primeros valores fueron dados a conocer por Tabbutt *et al.* (1987), para la sierra de los Colorados, mediante trazas de fisión en la parte superior de la unidad ubicándola en el Mioceno ( $7,3 \pm 1,2$  Ma). Recientemente, nuevas edades obtenidas por Tedesco (2006) en la cuenca de La Troya, al sur del área aquí estudiada, ubican a esta unidad en el Eoceno superior-Oligoceno inferior ( $50,7 \pm 1,5$  Ma en Las Juntas y  $34,1 \pm 1,5$  Ma en el río La Flecha). En esta tesis se han obtenido una nueva edad  $25,3 \pm 0,9$  Ma para el techo de la Formación Vinchina en la quebrada de La Aguada (Véase Cap. XVI.3).

Estos nuevos valores se contraponen con los de Tabbutt *et al.* (1987) pero según estos autores el método de trazas de fisión utilizado por ellos presenta temperaturas de reseteo de  $270^{\circ}\text{C}$ , siendo probablemente edades mínimas los valores obtenidos (Tabbutt, 1987; Tabbutt, 1987 en Reynolds *et al.*, 1990).

De esta manera, en esta tesis se considera una edad eocena superior- oligocena en función de las edades obtenidas por Tedesco (2006) como por la autora de este trabajo para la Formación Vinchina como para la Formación Toro Negro, que suprayace a la Formación Vinchina (Véase capítulo XV.3 Edades absolutas).



**Figura VI.13.** Afloramientos del miembro inferior de la Formación Vinchina en la quebrada de los Pozuelos. Obsérvese la intercalación del nivel tobáceo verde señalado por la flecha.



**Figura VI.14.** Contacto erosivo entre los miembros de la Formación Vinchina en la quebrada de La Troya.

## **VI. v. SEDIMENTACIÓN MIOCENA-PLIOCENA**

### **VI. v. a. FORMACIÓN TORO NEGRO** (Turner, 1964)

Mioceno - Plioceno

Esta unidad es el objetivo de estudio de este trabajo, por lo cual todo el desarrollo de la misma se encuentra en los siguientes capítulos. En especial en el Capítulo VII se establece los antecedentes y descripciones generales de la misma.

### **VI. v. b. FORMACIÓN EL CORRAL** (Furque, 1963)

Plioceno

Se emplea esta denominación para los bancos de conglomerados y paraconglomerados monomícticos que afloran principalmente en el norte del área de estudio, a los pies de la sierra de Toro Negro (Figura VI.15).

La Formación El Corral fue originalmente nominada por Furque (1963, 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. 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 fuera de nuestra área de estudio; y el superior o “miembro de los conglomerados” de distribución más amplia.

La variación composicional de esta unidad que se observa principalmente dentro del miembro de los conglomerados, se debe al carácter sinorogénico de sus depósitos, encontrándose grandes diferencias en los mismos según su localización dentro de las cuencas

Algunos trabajos realizados sobre la unidad, en diferentes áreas, incluyen estudios litológicos (Net, 1995; Córscico, 1996 y Tedesco, 2003). Tedesco *et al.* (2004) realizaron además un análisis de las discordancias progresivas presentes en la Formación El Corral. Recientemente, Tedesco (2006) realizó un detallado estudio de esta unidad en la cuenca de La Troya, al sur del área aquí estudiada, dividiendo al “miembro de los conglomerados” definido por Furque (1963) en diferentes miembros según las distintas áreas.



**Figura VI.15.** Aspecto de la Formación El Corral en la quebrada El Cardón en el sector norte del área de estudio. Nótese la composición monomítica de la misma con dominio de clastos de hasta tamaño bloque pertenecientes a la sierra de Toro Negro.

Las relaciones estratigráficas de la Formación El Corral varían según el miembro que aflora en cada localidad y su edad ha sido establecida por las mismas. Según Furque (1963, 1972), estaría 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. Para Tedesco (2006) su posición estratigráfica indicaría una edad pliocena en todas las localidades en las que aflora al sur del área aquí estudiada. En este trabajo, también se establece una edad pliocena para la Formación El Corral.

## **VI. vi. SEDIMENTACIÓN POSTPLIOCENA**

### **VI. vi. a. FORMACIÓN VELADERO (Marcos *et al.*, 1971)**

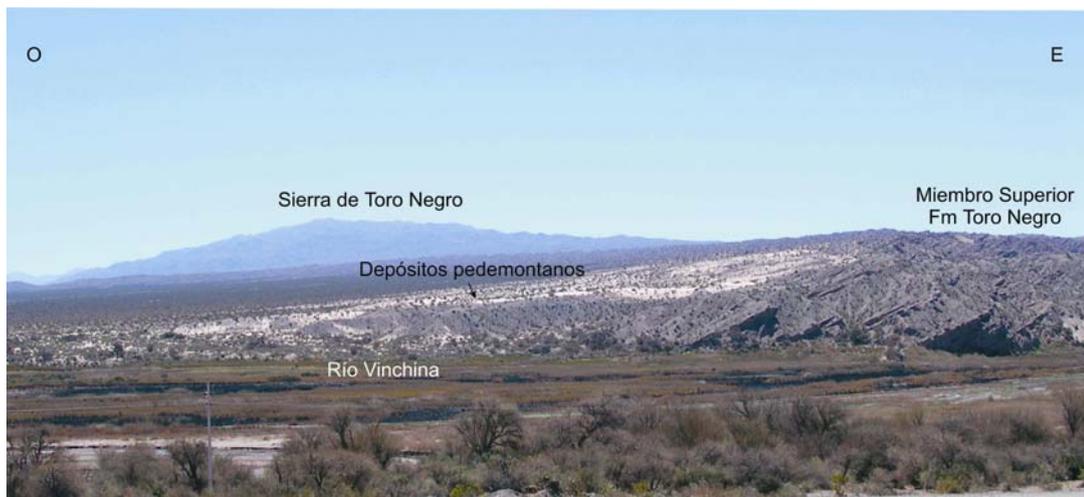
Plioceno-Pleistoceno

Esta unidad fue definida por Marcos *et al.* (1971) y sólo se presenta en un reducido afloramiento en el noroeste del área de estudio. La misma conforma un complejo piroclástico volcánico plio-pleistoceno constituido por tobas, tufitas, areniscas y conglomerados tufíticos, coladas basálticas, andesíticas y dacíticas, brechas andesíticas, flujos ignimbríticos y domos lávicos riolíticos que muestra mayor desarrollo hacia el norte (Marcos *et al.* 1971).

### **VI. vi. b. SEDIMENTACIÓN ACTUAL Y RECIENTE**

Entre los sedimentos actuales y recientes se reconocen los depósitos pedemontanos que afloran en la ladera occidental de la sierra de los Colorados (Figura VI.16). Estos depósitos que han sido reconocidos por varios autores entre ellos por Turner (1960, 1964) y Caminos y Fauqué (2001), consisten en conglomerados y en algunos casos brechas polimícticas, con matriz areno-fangosa.

Por otro lado, los sedimentos actuales corresponden principalmente a arenas y conglomerados de los sistemas fluviales tanto permanentes (río Vinchina, Valle hermoso, etc.) como efímeros que se encuentran en gran parte de la sierra de Los Colorados. A su vez, es común la presencia de depósitos de dunas eólicas tanto ascendentes como pequeñas protodunas o sombras de arena (*zibars, gozes*). Las arenas eólicas se encuentran asociadas con los depósitos pedemontanos recientes y antiguos en la ladera occidental de la sierra de Los Colorados (Figura VI.16).



**Figura VI.16:** Vista general de los depósitos pedemontanos en la ladera noroccidental de la Sierra de los Colorados. Observe las dunas ascendentes por encima de los mismos.

## Capítulo VII

# FORMACIÓN TORO NEGRO

La Formación Toro Negro identificada como el “Araucanense” fue definida por Turner (1964). Esta unidad presenta una extensión importante, desarrollándose principalmente entre las localidades de Vinchina y Jagüel en la provincia de La Rioja aunque también aflora hacia el norte, en la provincia de Catamarca, en áreas incluidas en la Hoja Geológica de Cerros Cuchimango (Maisonave, 1979). Aislados afloramientos de la unidad han sido reconocidos por Caminos y Fauqué (2001) en la sierra de la Punilla y Portezuelo del Peñón, al oeste del área de estudio.

### VII .i. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS DEL LA FORMACIÓN TORO NEGRO

Los afloramientos que constituyen la Formación Toro Negro fueron identificados por Penck (1920) como los “Estratos Araucanenses”.

En 1921, Hausen publicó un estudio realizado al oeste del río Vinchina y al sur de la Troya, donde reconoció dos entidades, una inferior de edad cretácica (?) y otra superior de edad mio-pliocena donde quedaría incluida la Formación Toro Negro.

Al realizar Groeber (1940) un estudio geológico general de la provincia de La Rioja incluyó a los afloramientos de la sierra de los Colorados como “Pérmico-Triásico”, diferenciando como “estratos rojos triásicos” a la secuencia que conforma a la unidad en estudio (Formación Toro Negro), en los alrededores Umango y de Jagüel. También asignó a algunos pequeños afloramientos a los “Estratos Calchaquíes” (Groeber, 1940).

En 1950, Frenguelli estudió icnitas de vertebrados encontradas en la parte inferior de la Formación Toro Negro, en la quebrada del Yeso, al sur de la sierra de Los Colorados.

Este investigador interpretó las icnitas como *Venatoripes riojanus* debido a la asignación de estos bancos a los “Estratos de Patquía (Paganzo II de Bodenbender)”.

La nominación de la Formación Toro Negro se debe a Turner, quien en 1960 y 1962 publicó la estratigrafía del área y posteriormente la Hoja Geológica 15c Vinchina (Turner 1964). Este autor, asignó esta unidad al Plioceno, separándola de la secuencia inferior (Formación Vinchina) que asignó al Mioceno.

Bonaparte (1965) reinterpretó las icnitas estudiadas por Frenguelli (1950), de la sección inferior de la Formación Toro Negro en la quebrada del Yeso, asignándolas a mamíferos (*Venatoripes riojanus*) pliocenos. Además estudió otras icnitas que asignó a dos tipos de aves distintas, estableciendo una edad pliocena para la sucesión, basándose en la edad designada por Turner (1964) para esos afloramientos.

Ramos (1970) dividió a cada una de las formaciones terciarias de la sierra de los Colorados, Vinchina y Toro Negro, en dos miembros, inferior y superior. También presentó un mapa detallado del área, dando a conocer la estratigrafía y estructura. En este mismo trabajo, Ramos (1970) ubica los fósiles estudiados anteriormente por Frenguelli (1950) y Bonaparte (1965) en el miembro superior de la Formación Vinchina mientras que menciona la presencia de restos de vertebrados correspondientes a *Plesiomegatherium* sp., icnitas de aves así como restos de troncos silicificados en el miembro inferior de la Formación Toro Negro.

Los afloramientos terciarios de las Sierras Pampeanas Occidentales fueron descritos por Caminos (1972) como las formaciones Vinchina y Toro Negro, siguiendo las definiciones y correlaciones realizadas por Turner (1964) al realizar la hoja geológica del área.

La Formación Toro Negro ha sido incluida en la mayoría de los estudios de correlación paleomagnética y de trazas de fisión realizados en las secuencias terciarias de la cuenca de antepaís andina de las provincias de La Rioja y San Juan. Entre ellos, los realizados por autores como Tabbutt (1986, 1987) y Reynolds (1987), Tabbutt *et al.* (1987), Ré y Vilas (1990), Ré y Barredo (1992, 1993a, 1993b), Ré (1996) y Ré y Rapalini (1997).

Ramos *et al.* (1988) utilizaron las edades radimétricas obtenidas por Tabbutt (1986) de 7,3 Ma para la sección superior de la Formación Vinchina y 4,3 Ma para el límite entre esta unidad y la Formación Toro Negro para determinar la edad de ascenso de las Sierras de Toro Negro, Umango y el Espinal. De esta manera, establecieron que la Sierra del Espinal habría comenzado el ascenso aproximadamente a los 7,3 Ma, traslapándose con el levantamiento de la Sierra de Toro Negro a los 4,3 Ma (Ramos *et al.*, 1988, Ramos, 1999).

Salfity *et al.* (1996) reconoció a la Formación Toro Negro como la unidad superior del “Auracanense” de la Cuenca de Antepaís Famatina-Vinchina al realizar una recopilación y correlación de las secuencias sedimentarias de las cuencas terciarias posincaicas.

En la nueva Hoja Geológica de Tinogasta a escala 1:250.000, en la porción correspondiente al área de estudio, Caminos y Fauqué (2001) reconocieron a la Formación Toro Negro asignándola al Plioceno. Esta unidad descansa sobre la Formación Vinchina y es cubierta por la Formación Santa Florentina al norte de la sierra de Los Colorados.

Igualmente, Ramos (1999) al describir el relleno de la cuenca de Vinchina, reconoció a las formaciones Vinchina (Mioceno) y Toro Negro (Plioceno) estableciendo que esta última era cubierta a través de una discordancia angular por la Formación Santa Florentina (Pleistoceno).

Recientemente, varios estudios sedimentológicos realizados sobre la Formación Vinchina (Marenssi *et al.*, 2000; Limarino *et al.*, 2001 y Tripaldi *et al.*, 2001), reconocen y mencionan a la Formación Toro Negro (Plioceno) como la unidad superior de la secuencia terciaria que conforma a la sierra de Los Colorados. En especial, mencionan la probable existencia de una discordancia erosiva en el contacto de ambas unidades.

Respecto al estudio del contenido fosilífero de estas unidades, cabe mencionarse las labores realizadas por Arcucci *et al.* (1999), Rodríguez Brizuela (2002, 2003), De Iuliis *et al.* (2004), Rodríguez Brizuela y Tauber (2006) y Krapovickas *et al.* (2007).

Durante el desarrollo de esta tesis de doctorado, la autora comunicó resultados preliminares de los estudios sobre los cambios en la arquitectura fluvial en el límite de las

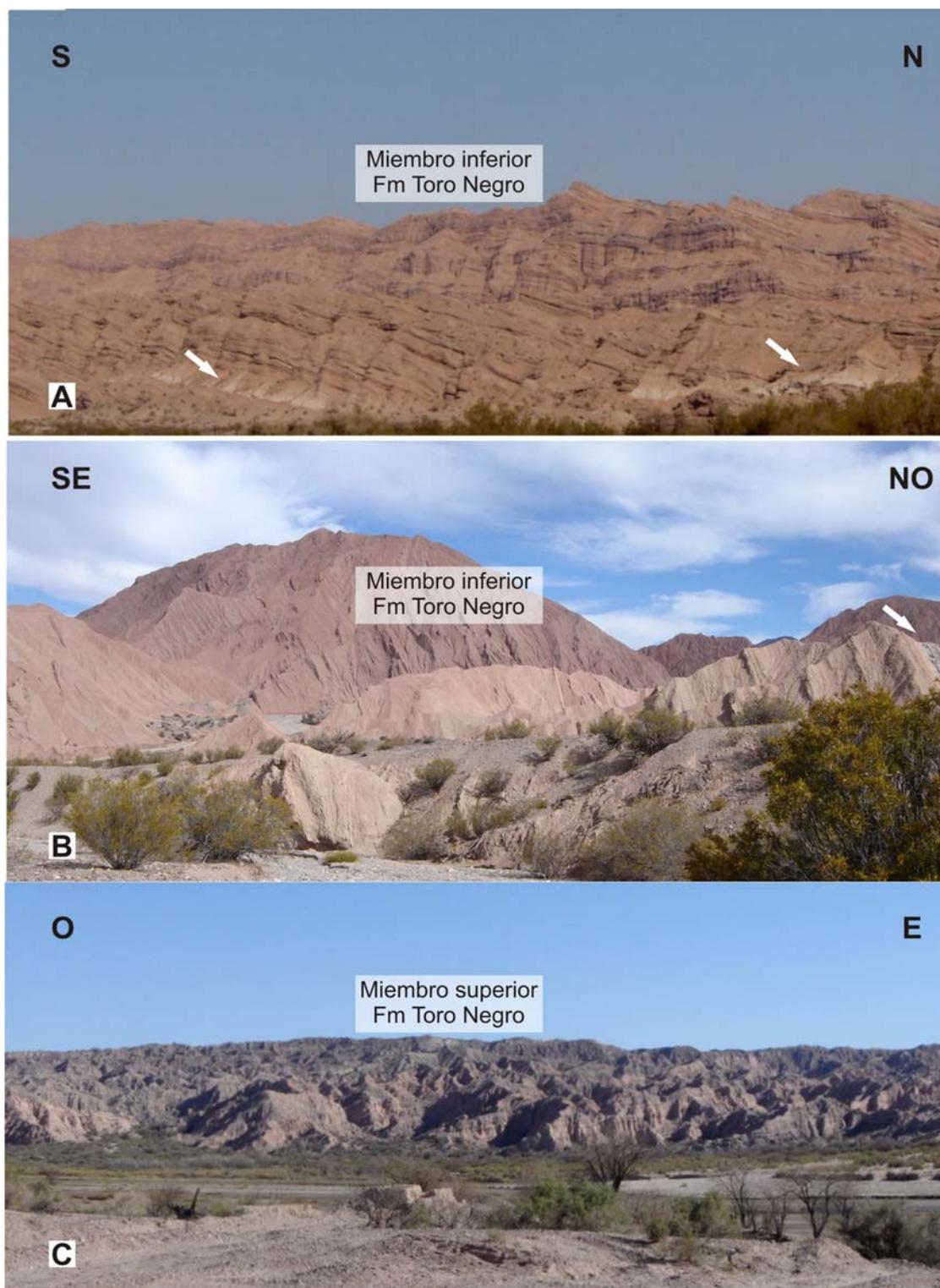
unidades terciarias (Ciccioli *et al.*, 2004) y nuevas dataciones absolutas para la Formación Toro Negro (Ciccioli *et al.* 2005).

## VII .ii. CARACTERÍSTICAS GENERALES

La base de la Formación Toro Negro fue definida en general como transicional con la Formación Vinchina (Turner, 1964), pero como se verá más adelante la misma está representada por una importante discordancia erosiva con mayor desarrollo hacia el sector norte. Para delimitarla, Ramos (1970) usó el criterio de Penck (1920) en el Bolsón de Fiambalá quien marcó el contacto entre el “Calchaquense” y el “Araucanense” a partir de un nivel de tobas blancas de un par de metros de espesor en la parte inferior de este último (Formación Toro Negro).

Dentro de la Formación Toro Negro, Ramos (1970) reconoció dos miembros. El miembro inferior, formado principalmente por areniscas limosas friables pardo amarillentas, grises y verdosas con intercalaciones de pelitas verdosas se caracteriza por la presencia de niveles de tobas que le otorgan una tonalidad clara (Figura VII.1). Los conglomerados extraformacionales se encuentran en forma subordinada en la parte central aunque son predominantes en el sector norte. Por su parte las brechas intraformacionales son comunes. Una característica particular se observa en la quebrada del Yeso, donde la unidad está íntegramente compuesta por depósitos pelíticos con baja proporción de areniscas.

El miembro inferior presenta su mayor espesor en la quebrada de los Pozuelos donde alcanza 3150 m, mientras que disminuye hacia el sur alcanza 1684 m (quebrada de la Troya) y 1592 m (quebrada del Yeso). Los espesores obtenidos se asemejan a los mencionados por Ramos (1970; 3670 m, 1811 m y 1792 m respectivamente). En este miembro se han reconocido niveles fosilíferos (vertebrados) y abundantes trazas de invertebrados e icnitas de vertebrados en las quebradas de Las Torrecitas, La Troya y otras no nominadas.



**Figura VII.1: A-B.** Aspecto general del miembro inferior en las quebradas de La Troya (A) y del Yeso (B), las flechas señalan niveles de tobas; **C.** Miembro superior en la quebrada de La Troya.

El miembro superior presenta un contacto neto erosivo sobre el miembro inferior como se verá en el Capítulo XIII. Esta unidad está compuesta principalmente por conglomerados, aunque también se reconocen areniscas, escasas limolitas y niveles tobáceos finos (chonitas). Los espesores medidos varían desde 1022 m en la quebrada de La Troya (sector central) a 808 m para la quebrada del yeso, en el sur del área.

### VII .iii. CONTENIDO FOSILÍFERO

Los primeros restos paleontológicos encontrados en la Formación Toro Negro, consistieron principalmente en icnitas que fueron estudiadas por Frenguelli (1950) y posteriormente reinterpretadas por Bonaparte (1965).

Frenguelli (1950) estudio las icnitas halladas en la quebrada del Yeso, al sur de la sierra de Los Colorados. El mismo realizó una detallada descripción de las mismas y las interpretó como *Venatoripes riojanus sp.* correspondientes a un reptil de edad paleozoica.

Este nuevo género fue descrito como un cuadrúpedo plantígrado sin diferenciación de dedos, cuya impronta del pie es de contorno elíptico mientras que la de la mano es ovalada, estando esta última situada por delante de la del pie casi superpuestas. Esta errónea interpretación se debió a la consideración de los afloramientos portadores de las icnitas como pertenecientes a los “Estratos de Patquía (Paganzo II de Bodenbender)” del Pérmico.

Posteriormente, Bonaparte (1965) estudió las mismas icnitas y otras halladas en la quebrada del Yeso. Principalmente, realizó una detallada descripción de las mismas, reconociendo la presencia de *Venatoripes riojanus* (Frenguelli, 1950) y de la Familia Macrauchenidae pertenecientes a mamíferos e icnitas de aves del Orden Reiformes, Caradriformes Familia Thinocoridae? y Ralliformes Familia Rallidae?. Bonaparte (1965) al reinterpretar a las icnitas anteriormente descritas por Frenguelli (1950) también estableció otra edad para los afloramientos portadores de las mismas. Para ello, se basó en el trabajo

de Turner (1964) que al realizar el estudio geológico del área de Vinchina, estableció que las secuencias aflorantes en la quebrada del Yeso pertenecían a las formaciones Vinchina y Toro Negro del Mio-Plioceno, respectivamente. Concluyendo que la icnita *Venatoripes riojanus*, definida como de un reptil paleozoico, pertenece seguramente a un mamífero Plioceno (Bonaparte, 1965).

Ramos (1970) incluyó los restos fósiles estudiados anteriormente por Frenguelli (1950) y Bonaparte (1965) en el miembro superior de la Formación Vinchina mientras que mencionó el hallazgo de nuevos restos de vertebrados fósiles pertenecientes a megatéridos (*Plesiomegatherium* sp.) y aves en la quebrada de los Torrecitas y en el km. 20400 del camino de Vinchina a Jagüel (Ramos 1970). A su vez, Ramos (1970) mencionó el hallazgo de restos de un tronco silicificado (km 21,5 a 80 m del camino) que relacionó con los encontrados por Penck en sus “Estratos de la Puna” en Fiambalá correspondientes a *Pitoxylon* (Bodenbender, 1924, pág. 423)

La Formación Toro Negro, principalmente el Miembro Inferior, contiene una variada fauna de vertebrados fósiles, conformada por mamíferos y aves (Ramos 1970, Arcucci *et al.*, 1999, Rodríguez Brizuela, 2003, De Iullis *et al.*, 2004; Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006).

Arcucci *et al.* (1999) realizaron un reconocimiento preliminar de los restos desarticulados de vertebrados en estado aceptable, encontrados en los km 16 al 22 de la ruta que une Vinchina con Jagüel. Entre la fauna reconocida, se encuentran taxones de Rodentia, Abracomidae y Chinchillidae Lagostomidae; Cingulata, Dasypodidae Euphractinae y Megatheriidae (cf. *Plesiomegatherium*) y aves indeterminadas. Mientras que también se reconocieron icnitas de aves en el km 16 de la misma ruta, asociadas con ondulitas, que fueron interpretadas como posibles Charadriiformes (Arcucci *et al.*, 1999). Concerniente a estos restos de vertebrados, Rodríguez Brizuela (2002) llevó a cabo su Trabajo Final de Licenciatura denominado “*Estratigrafía y vertebrados fósiles de la Formación Toro Negro (Neógeno) del departamento Vinchina, provincia de La Rioja, Argentina*”.

Rodríguez Brizuela (2002, 2003, 2004) reconoció los siguientes grupos: Xenarthra, Xyophorus (nothrotherino), Nothrotheriinae, el marsupial Thylatheridium dolgopolae, un

proterotérico (Eoauchenia), un ave (cóndor afín a Dryornis) y roedores abrocómidos correspondientes a la edad Montehermosense-Chapadmalalense. Según Rodríguez Brizuela y Tauber (2003) la fauna reconocida en la Formación Toro Negro, en donde predominan las formas euhipsodontes (tipo de adaptación vinculada con una dieta de hierbas que contienen elementos abrasivos), indicaría condiciones templado-cálido, semiárido con áreas abiertas de pastizales y formaciones arbóreas más o menos cerradas.

De Iuliis *et al.* (2004) estudiaron los restos de vertebrados fósiles pertenecientes a *Megatheriine* de la quebrada de Las Torrecillas.

Rodríguez Brizuela y Tauber (2006) establecieron para esta unidad una edad *Montehermosense-Chapadmalalense* a través de consideraciones paleoecológicas de los restos de vertebrados y su relación con las mismas faunas presentes en Buenos Aires y La Pampa.

Recientemente, Krapovickas *et al.* (2007) llevaron adelante estudios de las trazas fósiles de invertebrados asignadas a la icnofacies Scoyenia como de las icnitas de aves y mamíferos de la parte basal del miembro inferior de la Formación Toro Negro atribuidas a las icnofacies Avipeda y Grallator.

#### **VII .iv. ASOCIACIONES DE FACIES Y SISTEMAS FLUVIALES ANASTOMOSADOS**

Como objetivo de esta tesis se levantaron tres perfiles sedimentológicos en la Formación Toro Negro que han permitido reconocer 16 asociaciones de facies (AF). Las descripciones e interpretación de las mismas son desarrolladas en los capítulos VIII a XII mientras que su distribución regional como su encadenamiento vertical es analizada en el Capítulo XIII. En el cuadro de la Figura VII.2 se resume la litología dominante como los espesores de cada una de las mismas.

Asociación de facies (AF)	Litología dominante	Espesor máximo
AFI	Conglomerádica	370 m
AFII	Conglomerádica	682 m
AFIII	Areno-conglomerádica	414 m
AFIV	Arenosa	389 m
AFV	Arenos	256 m
AFVI	Areno-conglomerádica	232 m
AFVII	Política	241 m
AFVIII	Areno-conglomerádica	415 m
AFIX	Areno-limosa	252 m
AFX	Arenosa	342 m
AFXI	Limo-arenosa	192 m
AFXII	Política	740 m
AFXIII	Areno -guijarrosa	318 m
AFXIV	Conglomerádica	696 m
AFXV	Areno-limosa	190 m
AFXVI	Conglomerádica	263 m

**Figura VII.2:** Cuadro de síntesis textural (litología) de las asociaciones de facies reconocidas en la Formación Toro Negro.

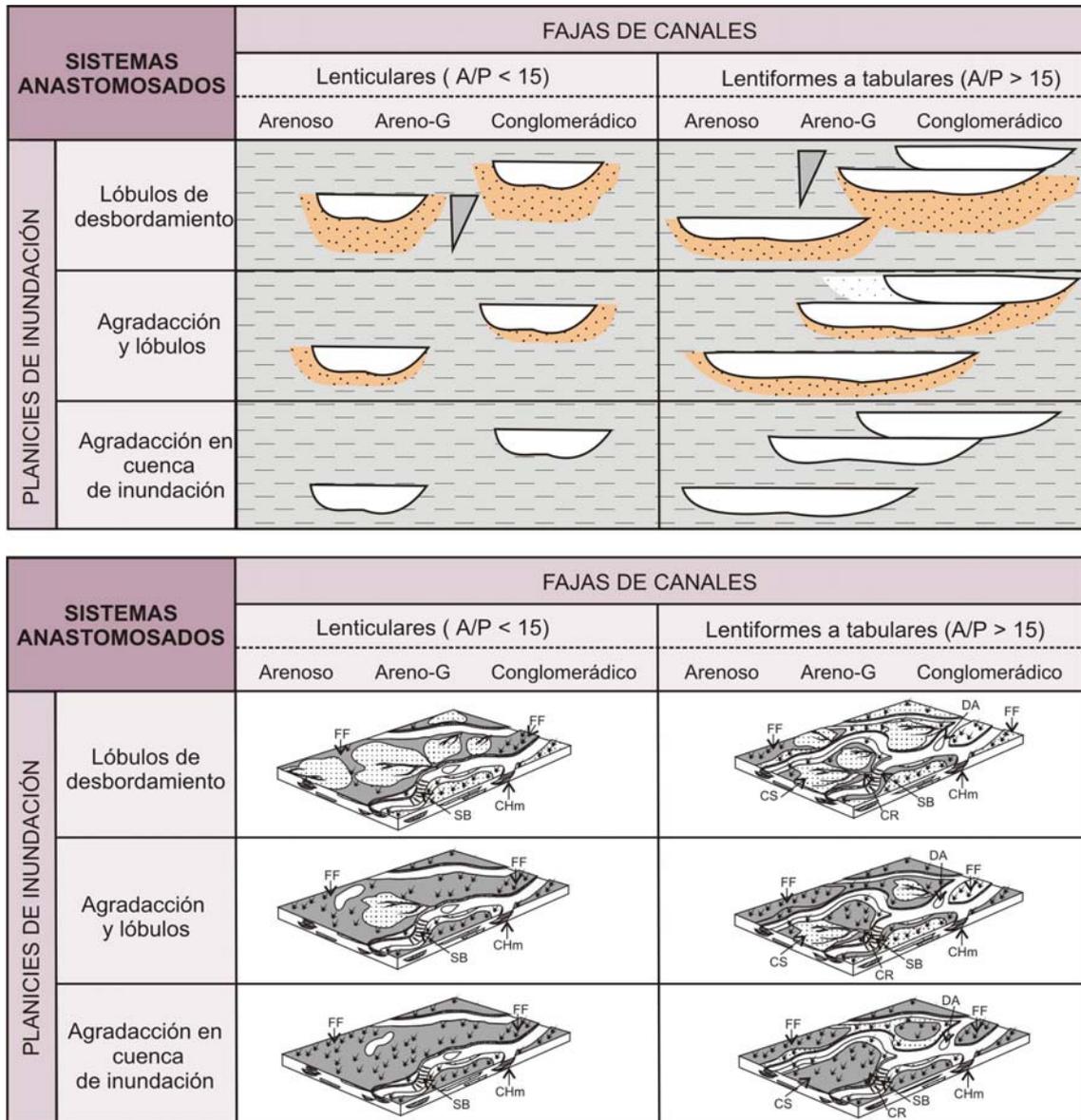
Gran parte estas asociaciones de facies han sido interpretadas como generadas por sistemas fluviales principalmente anastomosados y, en menor medida, entrelazados (AFI, AFXIV). También se han reconocido unidades lacustres de barreal dominados por sedimentación silicoclástica (AFVII) y mixta (AFXII), abanicos terminales (AFXI), planicies aluviales (AFIX, AFXV) y bajadas o piedemontes dominados por flujos canalizados (AFXVI) así como depósitos eólicos y de interacción fluvial-eólica (AFII, AFIV, AFVIII).

Un rasgo característico de los ambientes depositacionales de la Formación Toro Negro es el predominio de sistemas fluviales anastomosados, generalmente, de clima semiárido como lo atestiguan la presencia de grandes grietas de desecación e intercalación de bancos eólicos. Es por ello que fue necesario realizar un estudio detallado de sus rasgos

arquitecturales conjuntamente con los texturales para poder obtener una mejor caracterización de los mismos.

Los sistemas fluviales anastomosados se caracterizan por ser sistemas multicanalizados de baja pendiente con múltiples fajas de canales coexistentes. Según Makaske (2001) “*un río anastomosado está compuesto de 2 o más canales interconectados que encierran cuencas de inundación*”. De esta manera, los ríos anastomosados son clasificados como una forma compuesta formada por fajas de canales individuales que pueden ser canales entrelazados, meandriiformes y rectos (Makaske, 2001).

En esta Tesis, los sistemas fluviales anastomosados han sido clasificados sobre la base del análisis conjunto de los depósitos de canal y de planicie de inundación (Figura VII.3) siguiendo el criterio propuesto por Limarino *et al.* (2008). Así, en lo que respecta a los canales se ha tomado como criterio primario la litología o textura dominante del complejo de canal y la relación ancho/profundidad (A/P) de las fajas de canal. Considerando la litología predominante del complejo de canal, se distinguieron los arenosos (>75% areniscas), conglomerádicos (>75% conglomerados) y areno-conglomerádicos cuando los porcentajes son similares. Respecto a la relación ancho/profundidad, se reconocieron las fajas lenticulares (A/P < 15) y las lentiformes a tabulares (A/P > 15). En cuanto a las planicies, se las ha clasificado según el mecanismo de construcción predominante: 1) apilamiento de lóbulos de desbordamiento, b) agradación de finos de cuenca de inundación por crecidas mantiformes y 3) agradación de finos de cuenca de inundación con discretos niveles de lóbulos de desbordamiento. De esta manera, la combinación de las dos geometrías de las fajas de canal con sus variantes texturales y de las tres clases de planicie de inundación, permite caracterizar hasta 18 tipos diferentes de arreglos arquitecturales en los sistemas anastomosados. Además, en forma adicional, se han considerado rasgos particulares de las unidades de canal como por ejemplo los canales incisos.



**Figura VII.3:** Cuadro de clasificación para los sistemas fluviales anastomosados utilizado en esta tesis (modificado de Limarino *et al.*, 2008)

## Capítulo VIII

# FACIES SEDIMENTARIAS DEL MIEMBRO INFERIOR DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO: AFI, AFII y AFIII

Las asociaciones de facies descritas en esta capítulo corresponden en su totalidad a depósitos de origen fluvial cuyas características se sintetizan en el cuadro de la Figura VIII.1. Como veremos dos de estas asociaciones de facies han sido interpretados como sistemas fluviales anastomosados y clasificados utilizando el diagrama propuesto en esta tesis (Figura VIII.2).

Asociación de facies	Espesor	Subambientes	Litofacies	Elementos arquitecturales	Interpretación paleoambiental
AFI	370 m	Fajas de canal	Gm-Gi-Gp-Gh	CHm (GB >DA)	Sistema fluvial entrelazado dominado por barras gravo-arenosas con planicies arenosas
		Planicie de inundación	Sh-Sm	SO	
AFII	682 m	Fajas de canal	Gm-Gi-Gp-Gh	CHm (LA), CHs	Sistema fluvial anastomosado con fajas de canales gravosos y planicies dominadas por depósitos de desbordamiento (CS) con intercalaciones de depósitos eólicos (clima semiárido)
		Planicie de inundación	Fl, Fm, Fg, Sr, Sp, Sm, P	(CS, CR)>FF	
		Interacción eólico-fluvial	St, Sl, Sm		
AFIII	414 m	Fajas de canal	Gm-Gi-Gp-Gh	CHm	Sistema fluvial anastomosado con fajas de canales gravosos encapsulados en planicies dominadas por finos (FF) con proporción significativa de depósitos de desbordamientos.
		Planicie de inundación	Fl, Fm, Fg, Sr, Sp, Sm, P	FF> (CS, CR)	

**Figura VIII.1:** Cuadro de síntesis de las asociaciones de facies del miembro inferior de la Formación Toro Negro (Parte I) reconocidas en este trabajo.

### VIII.i. ASOCIACIÓN DE FACIES I

#### Descripción

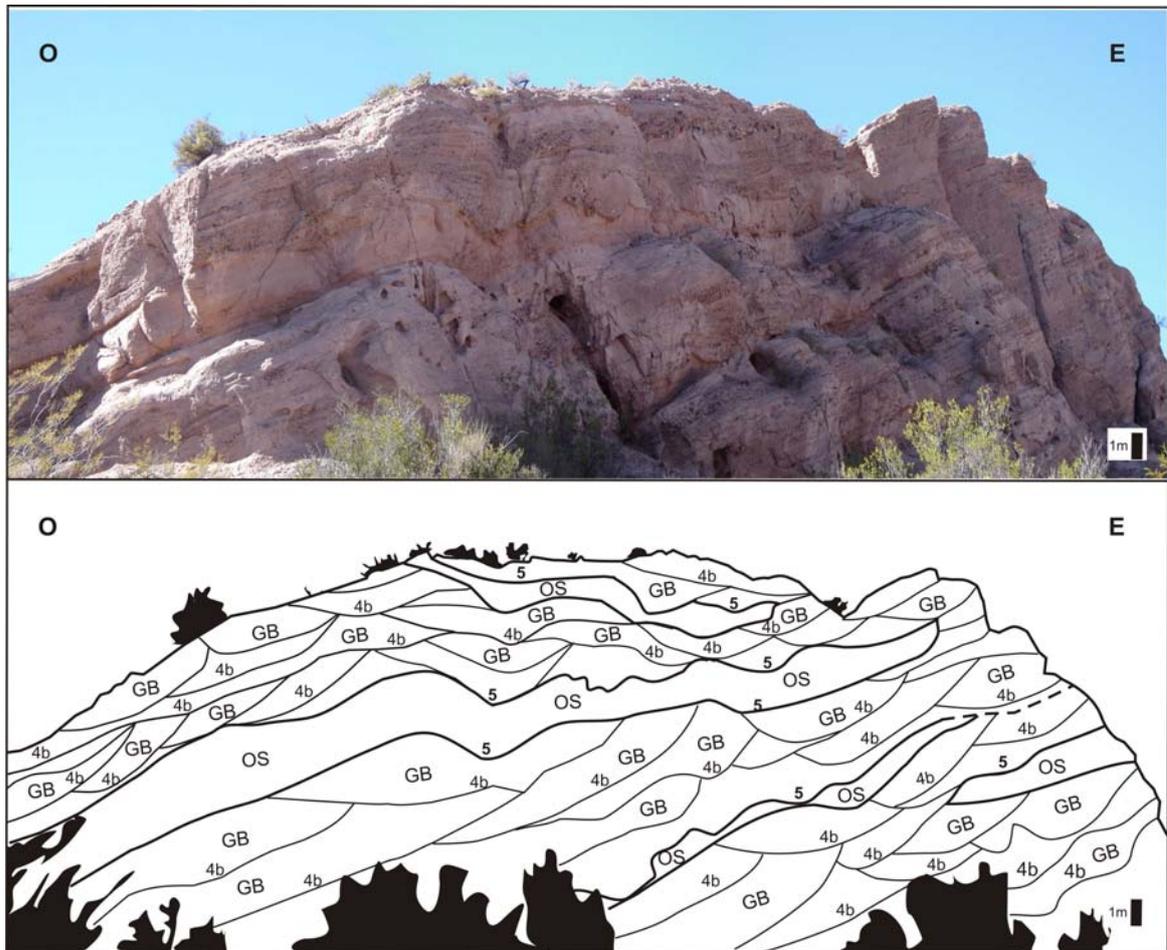
Esta asociación de facies, de 370 m de espesor, constituye la base de la Formación Toro Negro en el sector norte (perfil de quebradas Pozuelo-Aguada) donde la misma rellena la gran superficie de incisión basal. A su vez, se reconoce una delgada repetición de la misma dentro de la AFII en la quebrada de Los Pozuelos.

Esta unidad se encuentra compuesta por conglomerados y areniscas y en ella se reconocen complejos de canales gravo-arenosos de geometría tabular (elemento arquitectural CHm), cada uno de los cuales varía entre 6 y 7 m de espesor. Estos elementos se encuentran limitados por superficies de orden 5a planas o de bajo relieve e internamente están formados por cuerpos lenticulares (elemento CHs), cada uno de ellos limitados en su base por superficies de 4º orden erosivas (4b, figura VIII.3).

Cada unidad CHs, de hasta 2 m de espesor, conforma cuerpos de geometría lenticular y extensión lateral máxima decamétrica. Sin embargo, en la mayoría de los casos los canales exhiben espesores menores a 1 m y extensión lateral de varios metros. Internamente están formados por ortoconglomerados medianos a gruesos, de los cuales el 60% son clasto-soportados y el 40% matriz –soportados (matriz arenosa gruesa a sabulítica o gravosa fina). Los clastos son predominantemente bien redondeados, de formas esféricas a proladas, y alcanzan hasta 20 cm de diámetro máximo. Composicionalmente, se trata de conglomerados polimícticos, compuestos principalmente por clastos de granito, metamorfitas de bajo grado, volcanitas grises, violáceas y blancas (dacitas), areniscas amarillas, blancas y metamorfitas de alto grado.

SISTEMAS ANASTOMOSADOS		FAJAS DE CANALES					
		Lenticulares (A/P<15)			Lentiformes a tabulares (A/P>15)		
		Arenosos	Areno-G	Conglomerádicos	Arenosos	Areno- G	Conglomerádicos
DEPÓSITOS DE PLANICIE	Lóbulos de desbordamiento (CS >> FF)						<b>AFII</b>
	Agradación y lóbulos (FF ~ CS)						
	Agradación en cuenca de inundación (FF>>CS)			<b>AFIII</b>			

**Figura VIII.2:** Cuadro de clasificación propuesto en esta tesis para los sistemas fluviales anastomosados de este capítulo.



**Figura VIII.3:** Aspecto general de la AFI. Obsérvese las fajas de canales (elemento CHm) limitadas por superficies 5º orden mientras que los canales (CHs) compuestos por el elemento GB se encuentran limitados por superficies erosivas (orden 4b). Nótese el elemento OS (planicie arenosa).

Dentro de las unidades de canal (CHs) dominan las barras gravosas que conforman el elemento GB. Estas macroformas presentan dos tipos de arreglos principales de litofacies. La más frecuente comprende paquetes de ortoconglomerados clasto-soportados masivos (Gm) o con imbricación de clastos (Gi), los que cubren una superficie erosiva de moderado relieve 4b o una de reactivación de tercer orden. La parte superior de estos litosomas esta compuesta por ortoconglomerados mostrando estratificación horizontal (Gh) o levemente inclinada (Gl).

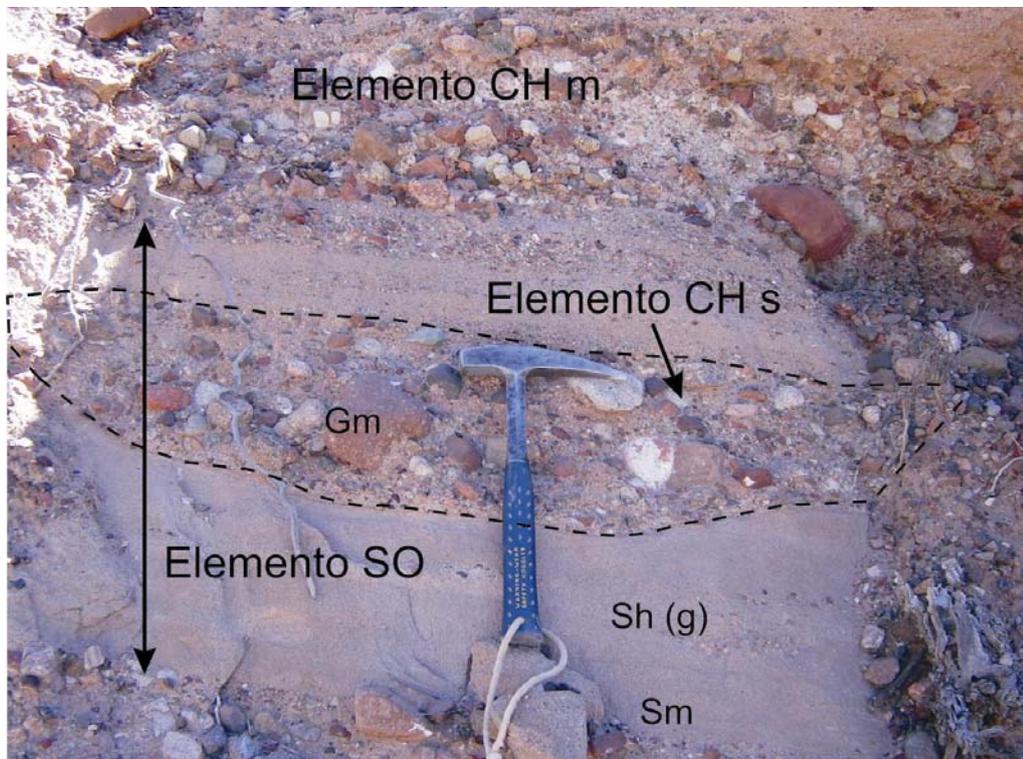
Un segundo arreglo incluye a los conglomerados macizos (Gm) o imbricados (Gi) arriba descritos, pero ahora cubiertos por conglomerados con estratificación entrecruzada tabular planar (Gp). Esporádicamente la forma de lecho de las barras gravosas ha sido preservada parcialmente, evidenciada por la existencia de superficies 4<sup>o</sup> orden (4a) ligeramente convexas hacia arriba.

Los sedimentos psamíticos se encuentran en forma subordinada y conforman los depósitos de planicie arenosas (elemento OS, Ver figura VIII.4). Estas acumulaciones se caracterizan por formar cuerpos de geometría tabular a lentiforme que alcanzan hasta 1-1,50 m de espesor, formados por areniscas medianas masivas (Sm) o con laminación horizontal (Sh) y de bajo ángulo (Sl). Esporádicamente, presentan niveles centimétricos de gravas dispersas (Sh(g)) que se disponen dentro de las areniscas masivas sin mediar superficies de erosión significativas.

En ocasiones, estas planicies arenosas son cortadas por canales monoepisódicos (CHs) de geometría lenticular y de 1 m de ancho por 0,30 a 0,50 m de espesor (Figura VIII.5). Estos canales están compuestos por ortoconglomerados polimícticos clasto-soportados masivos (Gm) que a diferencia de los descritos dentro de las fajas de canal no se sueldan unos a otros lateralmente sino que se encuentran encapsulados dentro de los niveles tabulares de areniscas.



**Figura VIII.4:** Vista de los principales elementos arquitecturales y superficies limitantes de la AFI. Por un lado, la planicie de inundación arenosa (OS) y las fajas de canales multiepisódicos (elemento CHm) dominado por barras gravosa (elemento GB).

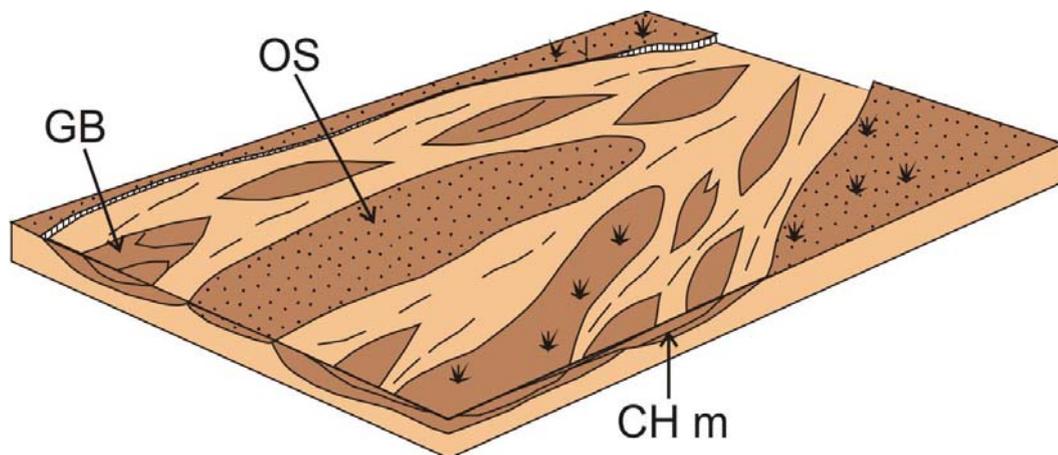


**Figura VIII.5:** Detalle de la planicie de inundación arenosa cortada por canales secundarios (CHs) gravosos.

### Interpretación

Es muy probable que los depósitos que constituyen esta asociación de facies se hayan formado en una planicie fluvial entrelazada gravo-arenosa con canales de baja sinuosidad (Figura VIII.6). Entre las características tenidas en cuenta para esta interpretación, se pueden mencionar, la existencia de fajas de canales multiepisódicos (elemento CHm), la geometría lenticular de las unidades de canal (CHs), la naturaleza gravo-arenosa de los depósitos, la existencia de barras de canal (elemento GB) que no exhiben evidencias de migración lateral.

La geometría lenticular de las unidades de canal y el carácter lentiforme de fajas de canal (CHm) evidencian nula o muy baja migración lateral tanto de los canales como de la faja en su conjunto. De esta manera, el apilamiento de los canales limitados por las superficies de orden 4b indicaría el abandono de los mismos por avulsión reiterada. Mientras que las superficies de 5º orden que limitan los complejos de canales estarían indicando periodos de estabilización de la planicie fluvial.



**Figura VIII.6:** Modelo del sistema entrelazado gravo-arenoso interpretado para la AFI.

Entre las barras gravosas que conforman el elemento GB, se han reconocido básicamente dos tipos. Por un lado, barras longitudinales, integradas por las litofacies Gm-

Gi-Gh, en este caso la base del depósito muy posiblemente corresponda a núcleos de barras, sucedidos por niveles generados por apilamiento de depósitos de carpetas tractivas (Hein y Walter, 1977). Un segundo tipo de macroforma corresponde a barras transversales integradas por las litofacies Gm-Gh-Gp. En este caso la parte inferior de los depósitos de barras es similar a la anteriormente descrita, pero en los términos superiores aparecen niveles entrecruzados que denotan la existencia de caras de sotavento de mayor desarrollo vertical (Hein y Walter, 1977 y Ashmore, 1991). De acuerdo a su litología y morfología las capas frontales corresponden a la alternancia episódica de avalancha y caída de grano antes que a la migración de mesoformas.

Respecto al elemento OS, correspondiente a los depósitos de planicie arenosa, es interpretado, según la clasificación de Nanson y Croke (1992), como una planicie de inundación no cohesiva de energía media. Estos depósitos serían el resultado de la movilización de formas tractivas arenosas durante los periodos de creciente cuando las áreas de canal son sobrepasadas (Reinfelds y Nanson, 1993). Se reconocen varios ciclos de inundación integrados por delgados bancos que se inician con gravas dispersas y continúan con areniscas laminadas a masivas. La superficie que separa a los sedimentos gruesos de canal debajo, de los depósitos de planicies de inundación arenosa por encima (OS), resulta una discontinuidad comparable a una de 5<sup>o</sup> orden ya que materializa un evento de avulsión principal de un sector de la faja aluvial.

Probablemente, la preservación del elemento OS, aunque subordinada a depósitos de canal, señale tasas moderadas a altas de subsidencia y agradación como son documentados en otras cuencas de antepaís por Miall (1996) y Bristow *et al.* (1999) entre otros. Respecto a lo dicho, cabe mencionar que según Bentham *et al.* (1993), la agradación es el factor más importante para el desarrollo y preservación de depósitos de planicie de inundación en sistemas entrelazados.

En función de las características mencionadas, esta asociación de facies se asemeja al sistema entrelazado de lecho gravoso somero de tipo Scott propuesto por Miall (1996).

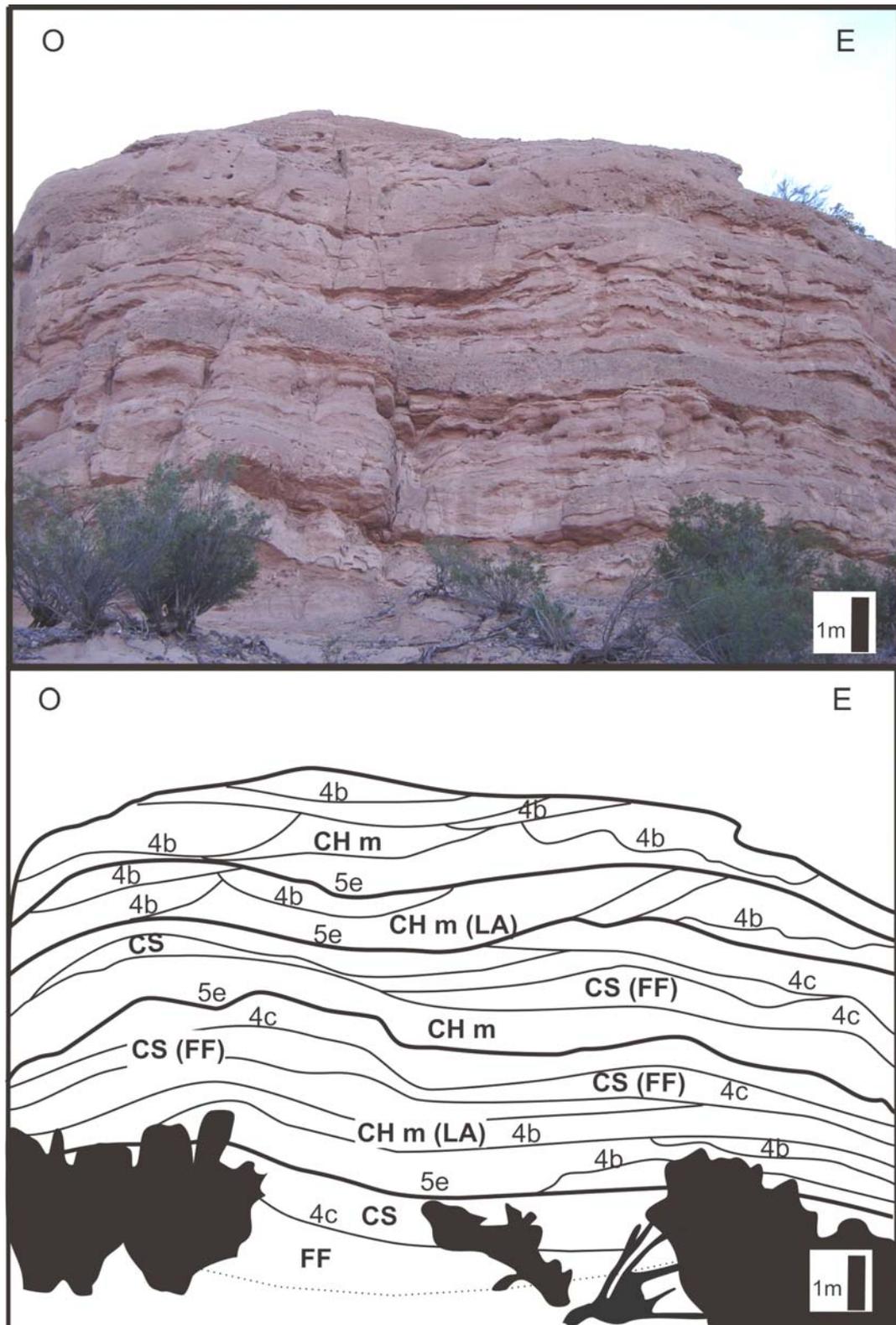
## VIII.ii. ASOCIACIÓN DE FACIES II

### Descripción

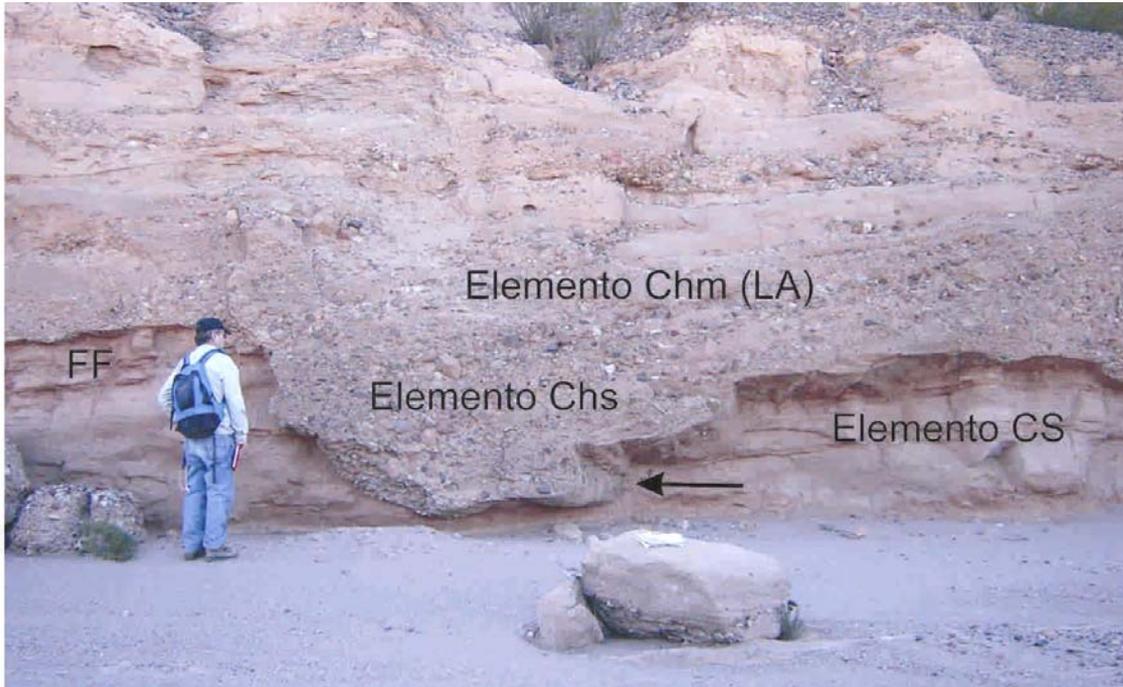
Esta unidad alcanza un espesor máximo de 682 m y aflora en el sector norte (Perfil quebradas Pozuelo-Aguada) con contactos transicionales, cubriendo a la AFI y siendo cubierta por la AFIII. La misma se encuentra formada por conglomerados extraformacionales, areniscas guijarrosas, areniscas y pelitas; las brechas intraformacionales son muy raras y en ocasiones se presentan en niveles muy delgados (Figura VIII.7). Los canales de esta facies son preferentemente conglomerádicos, con frecuencia aparecen fuertemente incisos y sus planicies de inundación se encuentran dominadas (>50%) por depósitos arenosos de desbordamiento (elemento arquitectural CS).

Una característica de esta asociación de facies es el reconocimiento de dos estilos de canales (Figura VIII.8). El primero de ellos, consiste en canales conglomerádicos mono-episódicos con geometría lenticular y con desarrollo de alas de 1 m de espesor, siguiendo la terminología de Gibling (2006). Estas unidades constituyen el elemento arquitectural CHs y se caracterizan por su fuerte carácter de incisión representado en la base por superficies de 5º orden erosivas de alto relieve (5e).

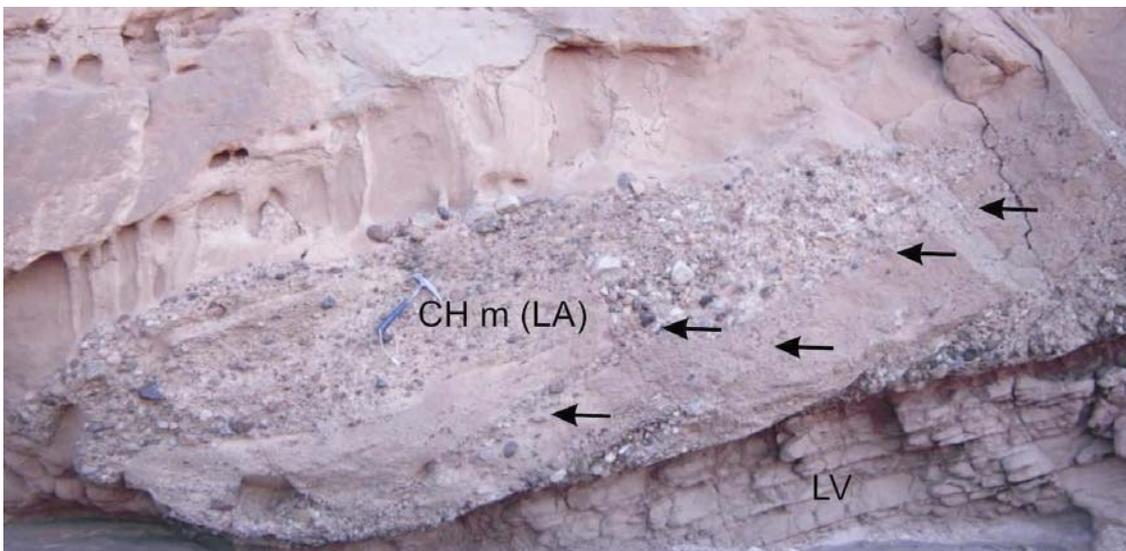
El segundo tipo de canal es el que forma el elemento arquitectural CHm (LA) (Figura VIII.9). Se trata de canales multiepisódicos incisos conglomerádicos, en bancos con geometrías lentiformes a tabulares, de 1 a 2 m de espesor, limitados en la base por superficies de orden 4b de relieve moderado. Internamente, se reconocen superficies de 3º orden delimitando bancos de conglomerados y areniscas gruesas con estratificación entrecruzada tabular planar (Gp-Sp) que integran el elemento de migración lateral (LA, azimut 80º).



**Figura VIII.7:** Aspecto general de la asociación de facies II. Observe los distintos elementos arquitecturales y superficies limitantes.



**Figura VIII.8.** Vista general de los distintos elementos canales de la AFII. Obsérvese la base fuertemente incisa del elemento CHs marcado por la flecha.



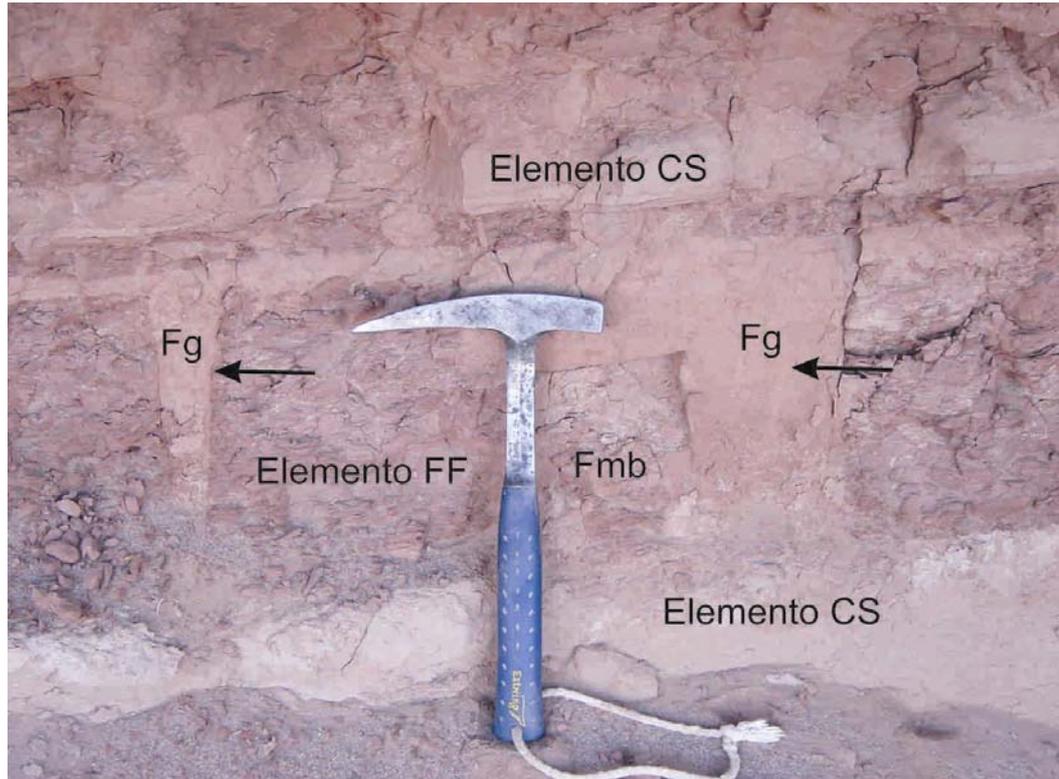
**Figura VIII.9:** Superficies de 3º orden de migración lateral presentes en el elemento CHm (LA). Nótese la base del canal marcado por una superficie de orden 4b y la presencia de depósitos de albardón (LV).

Ambos elementos de canal (CHs y CHm (LA)) se encuentran formados por ortoconglomerados clasto-soportados masivos gruesos con clastos predominantemente bien redondeados, de formas esféricas a proladas, con diámetros que varían entre 15 y 20 cm. Composicionalmente, son conglomerados polimícticos compuestos por clastos de volcanitas verdes, granitos, areniscas rojas, volcanitas violetas, metamorfitas y areniscas rojo ladrillo con matriz arenosa gruesa a mediana y cemento de carbonato.

Los sedimentos finos que representan la sedimentación en las planicies de inundación constituyen el elemento arquitectural FF (<50%). Estos depósitos fangosos están compuestos básicamente por pelitas rojas con laminación paralela y ondulítica (FI, Fr), en ocasiones mostrando grandes grietas de desecación (Fg, figura VIII.10). En menor proporción, se encuentran asociadas areniscas finas masivas o con laminación horizontal (Sm-Sh).

Un segundo tipo de depósito de planicie de inundación y de mayor importancia proporcional (>50%) consiste principalmente de areniscas finas a medianas rojas con laminación ondulítica (Sr), paralela (Sh) y, en ocasiones, heterolítica (She). Estos sedimentos constituyen los lóbulos de desbordamiento (elemento arquitectural CS) que se presentan en bancos de geometría lobulada limitados en la base por superficies de orden 4c planas y mostrando techos convexos. En menor proporción asociadas a estas areniscas, se encuentran niveles de pelitas rojas, de 30 hasta 50 cm de espesor, con estructura masiva (Fm) o moteada y con presencia de pedotúbulos (P) y grandes grietas de desecación (Fg), que en algunos casos alcanzan hasta 20 cm de espesor. En ocasiones, estos depósitos exhiben estructuras deformacionales (Figura VIII.11)

La intercalación de delgados bancos (centimétricos) de pelitas laminadas (FI) y areniscas finas masivas o con laminación ondulítica (Sm, Sr) generan el elemento LV (albardón), el que frecuentemente aparece subyaciendo a la base de los canales (Figura VIII.12).



**Figura VIII.10:** Pequeño dique clástico desarrollado a favor de grandes grietas de desecación (Fg) asociadas a los depósitos de planicie de inundación (Fmb) de la AFII



**Figura VIII.12:** Deformación sinsedimentaria en los depósitos finos de la planicie de inundación.

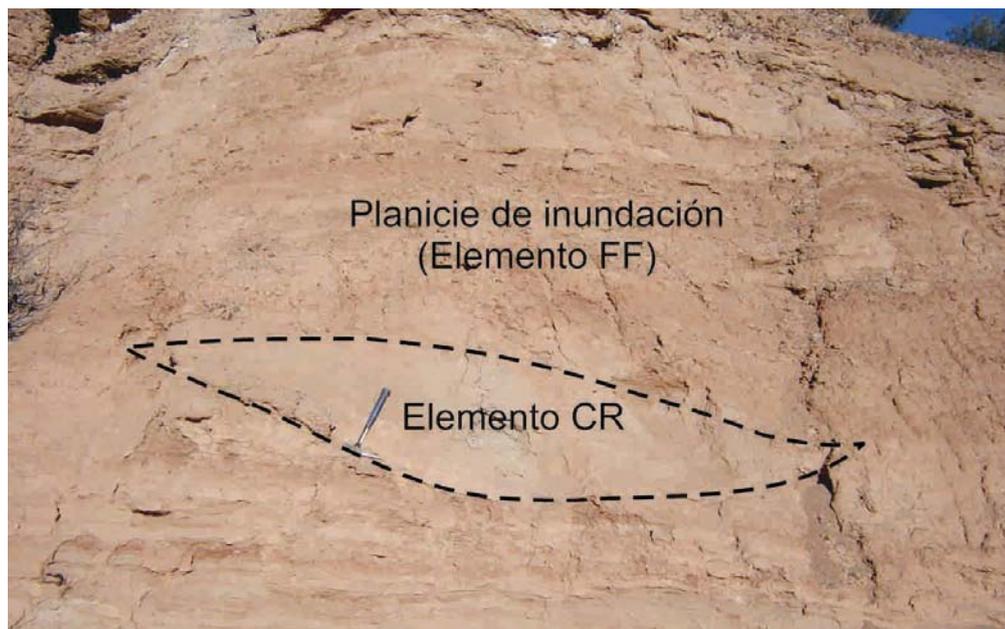
A su vez, dentro de la planicie de inundación, se reconocen canales de desbordamiento (elemento arquitectural CR). Los mismos se presentan en bancos de geometría lenticular, con espesores que varían entre 0,60 a 1 m, y bases erosivas de relieve moderado marcadas por superficie de orden 4c (Figura VIII.13). Internamente están compuestos, en la base, por delgadas capas de gravas finas masivas (Gm) a areniscas guijarrosas (SGm) y en ocasiones, niveles muy delgados de intraclastos o particiones pelíticas, seguidas por areniscas medianas a finas masivas (Sm). En algunos casos, las areniscas medianas exhiben laminación ondulítica (Sr) y estratificación entrecruzada de pequeña escala (Sp).

Otra característica particular de esta asociación de facies es la presencia de intercalaciones de bancos de geometría tabular, de hasta 10 m de espesor máximo (Figura VIII.14). Estos bancos están compuestos por areniscas finas a medianas de color pardo muy bien seleccionadas que muestran estratificación entrecruzada de bajo (Sl) y moderado ángulo (St) en sets de 70 cm de espesor (Figura VIII.15). Esporádicamente, estos depósitos arenosos exhiben muy difusa estratificación o estructuras masivas (Sm).

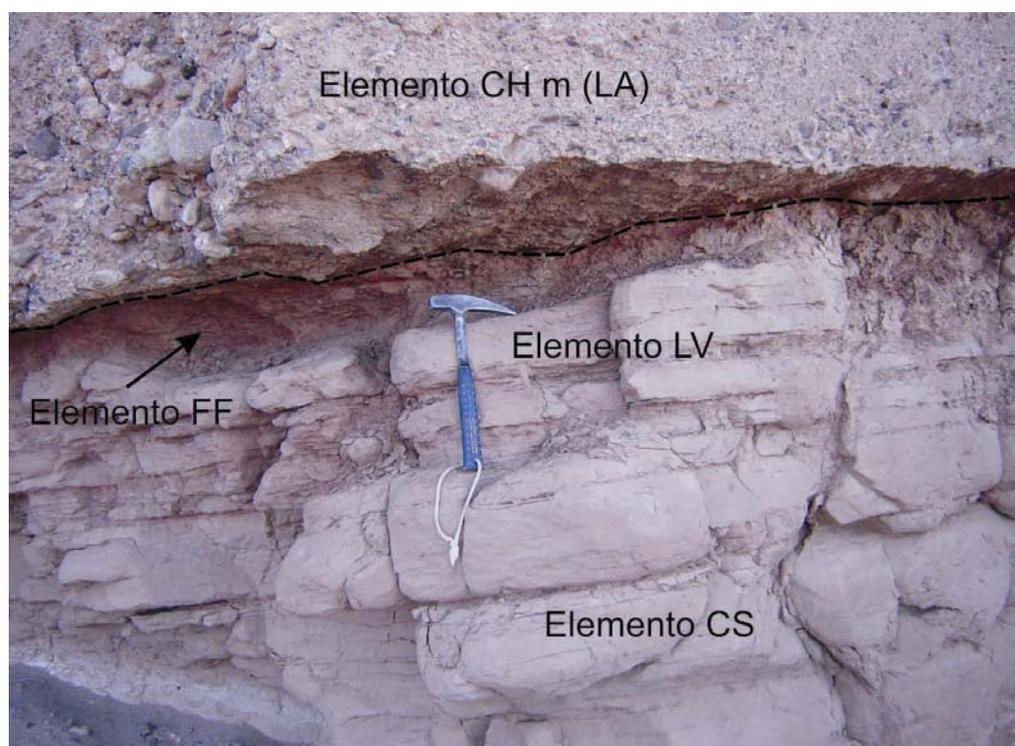
La frecuencia de estas intercalaciones aumenta hacia la parte superior de la asociación de facies.

A veces, estos depósitos arenosos son cortados por canales monoepisódicos incisos que se presentan en bancos con geometría lenticular (elemento arquitectural CHs). Los mismos presentan 1 m de espesor y se encuentran compuestos por ortoconglomerados clasto-soportados medianos a gruesos (diámetro máximo 10-12 cm) polimícticos con estratificación entrecruzada en artesa (Gt) (Figura VIII.16). Los clastos son subredondeados con predominio de formas esféricas a proladas y están integrados principalmente por volcanitas violáceas, metamorfitas de alto grado, areniscas rojas y volcanitas verdes.

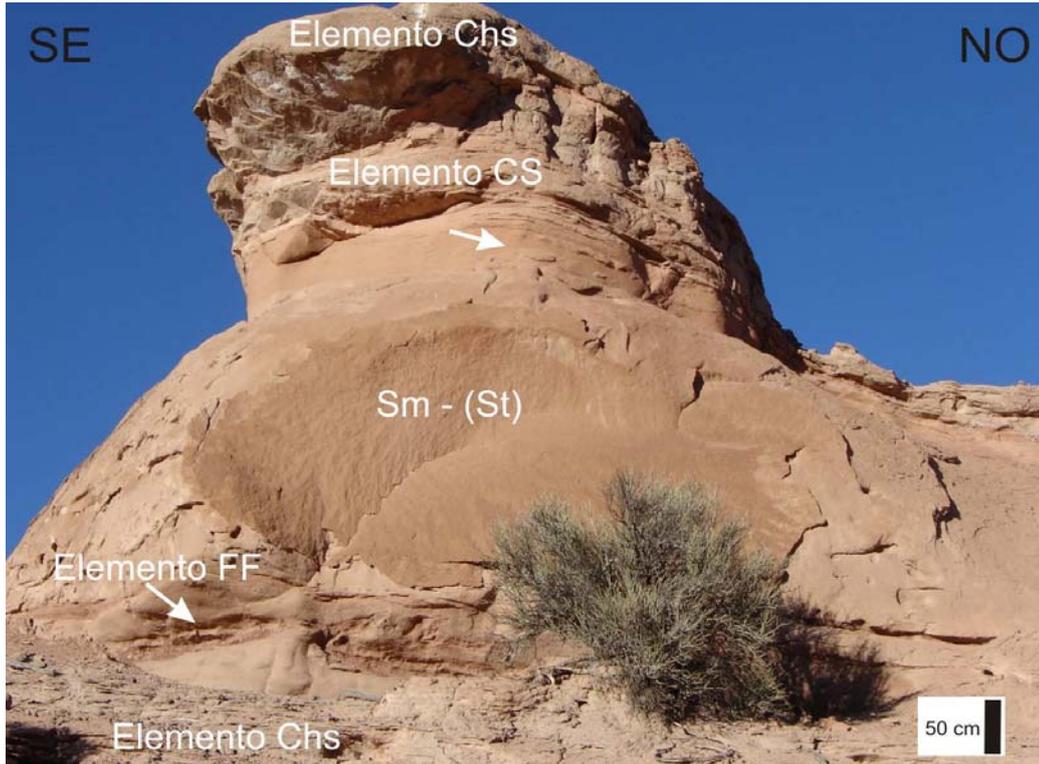
Otro rasgo particular dentro de esta asociación de facies, es la presencia de un nivel de 5 cm de espesor correspondiente a un flujo volcánico gris compuesto por abundantes minerales máficos (principalmente hornblenda) intercalados en la planicie (Figura VIII.17).



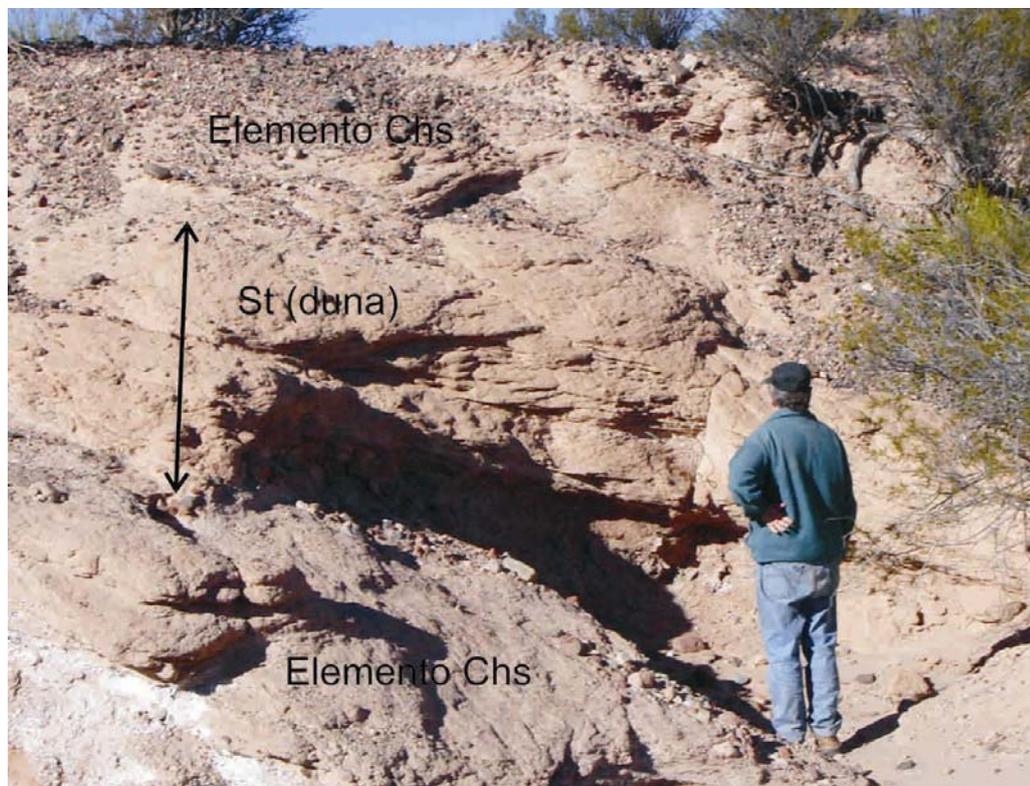
**Figura VIII.12:** Elemento arquitectural CR cortando los depósitos finos de planicie de inundación.



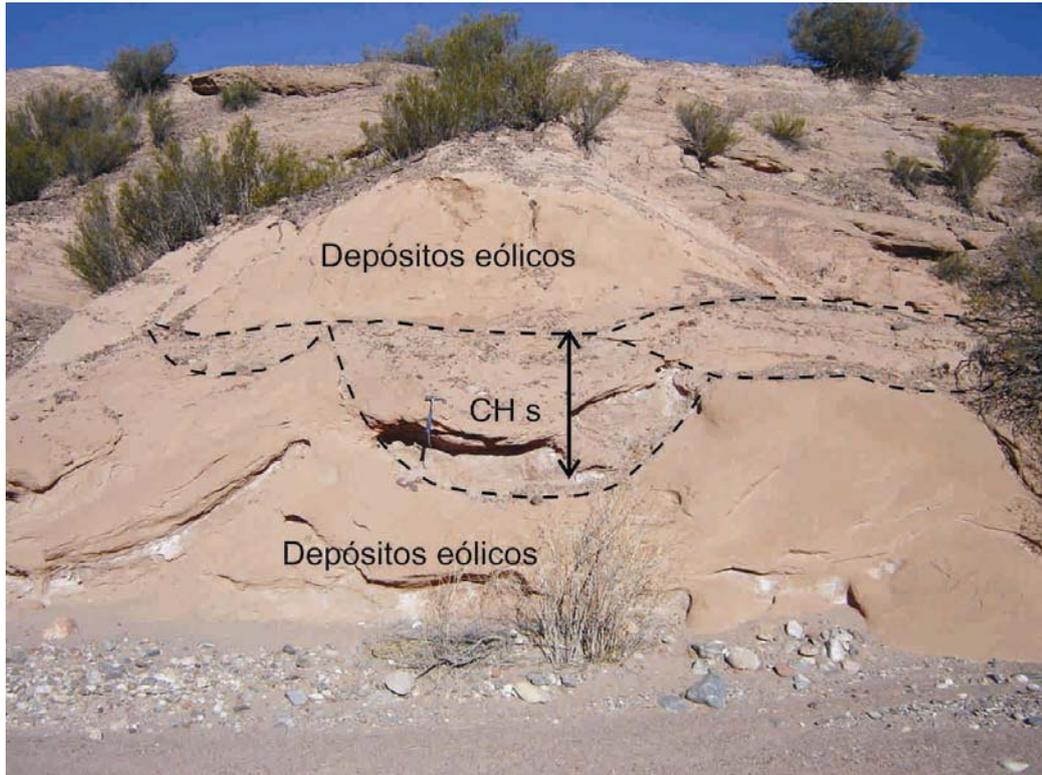
**Figura VIII.13:** Depósitos de albardón (elemento arquitectural LV).



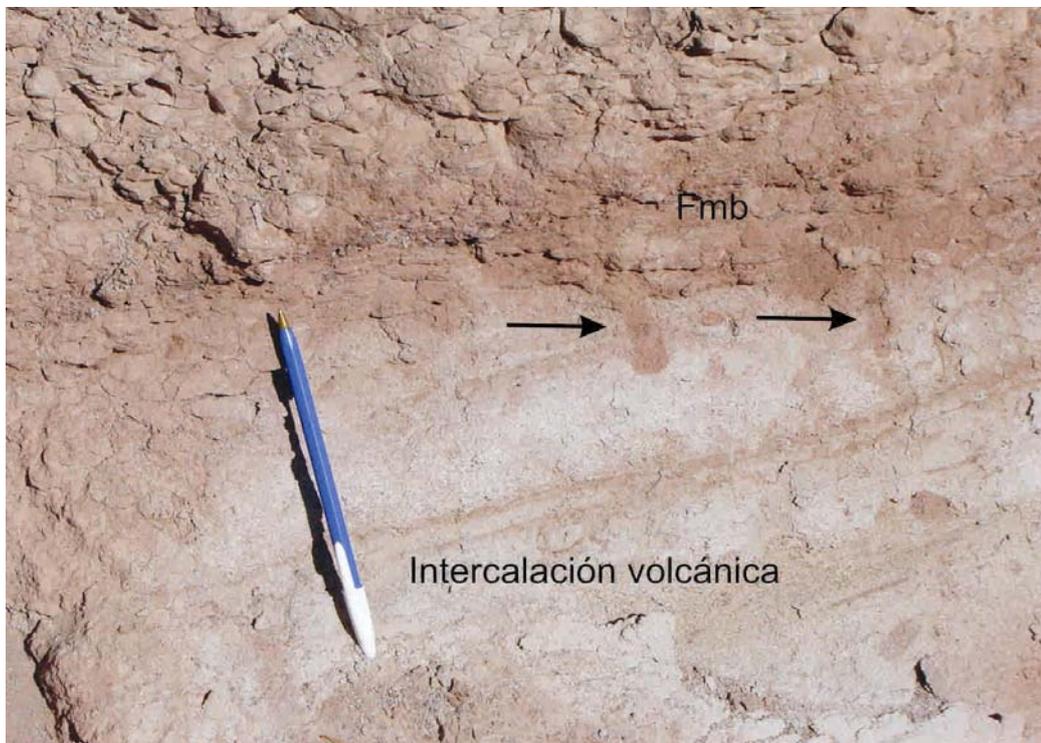
**Figura VIII.14:** Aspecto general de los bancos tabulares de areniscas (Sm-St?) intercalados entre los sedimentos finos de planicie (señalados por las flechas).



**Figura VIII.15:** Sets de areniscas finas de color pardo de 1 m de espesor con estratificación entrecruzada correspondiente a dunas eólicas sobre un canal fluvial gravoso (CHs).



**Figura VIII.16:** Intercalación de depósitos eólicos cortados por canales (CHs) gravo-arenoso. Obsérvese la piqueta de escala.



**Figura VIII.17:** Depósitos de planicie con abundante bioturbación (tubos verticales señalados con las flechas) e intercalación de material volcánico.

Hacia la parte superior de esta asociación de facies, se observa un cambio notorio en la composición de los conglomerados de los canales gravosos, en ambos elementos de canal, CHs y CHm (LA). El mismo consiste en un aumento significativo en el porcentaje de clastos de neovolcanitas (volcanismo contemporáneo con la sedimentación) y de mezcla en la matriz con sedimentos volcánicos (ceniza) reflejado en el cambio de la tonalidad de los mismos desde rojizos a grises.

### **Interpretación**

Esta asociación de facies es interpretada como un sistema fluvial anastomosado con fajas de canales conglomerádicos y planicies construidas principalmente por depósitos arenosos de desbordamiento de clima semiárido (Figura VIII.18).

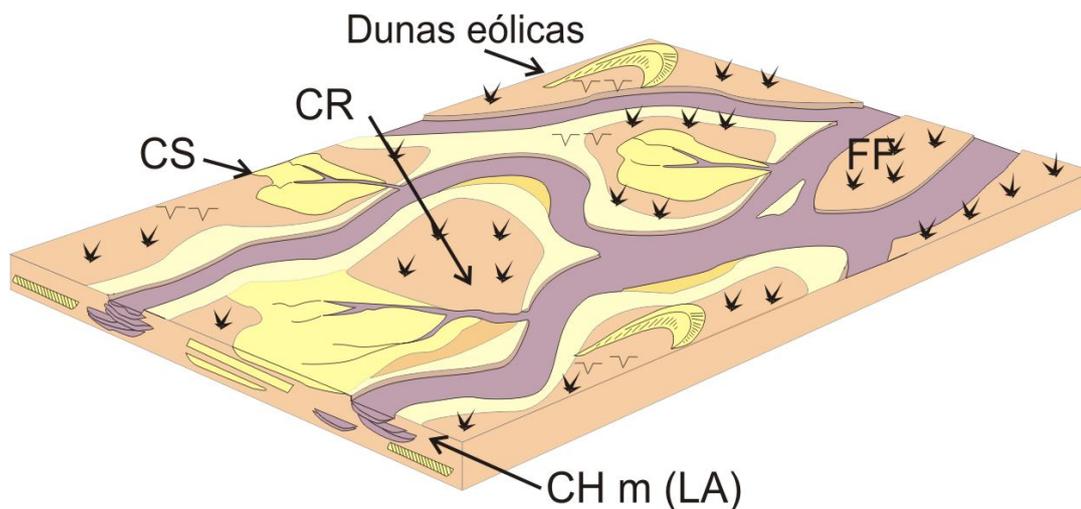
Entre las características tenidas en cuenta, se pueden mencionar el carácter multiepisódico de las fajas de canales que presentan geometría lentiforme a tabular, el buen desarrollo de planicies de inundación con abundantes depósitos de lóbulos de desbordamiento que son frecuentes en estos tipos de sistemas fluviales. Por otro lado, la presencia de paleosuelos en bancos de pelitas rojas, las grandes grietas de desecación y las intercalaciones de bancos eólicos son muy buenos indicadores de condiciones climáticas semiáridas (Lekach *et al.*, 1998).

Dentro de la faja de canales del sistema anastomosado se reconocieron dos estilos de canales. Por un lado, los que conforman el elemento CHm (LA), de carácter multiepisódico con migración lateral moderada evidenciada por la presencia de superficies LA como también por la geometría lentiforme a tabular de los bancos ( $L/A > 15$ ).

Por otro lado, los canales conglomerádicos mono-episódicos con alas (elemento CHs) en bancos de geometría lenticular fuertemente incisos limitados por superficies de 5º orden erosiva de alto relieve que se caracterizan por el abandono debido a avulsión reiterada resultante de la erosión y sin migración lateral. Estos tipos de canales con alas han sido mencionados por varios autores en sistemas anastomosados (entre ellos ver Nadon, 1994 y Rust *et al.*, 1984).

La planicie de inundación está dominada por depósitos arenosos correspondientes al desbordamiento de los canales principales o secundarios durante los periodos de máxima creciente (elementos CS y CR) y, en menor medida, por depósitos producto de la decantación de material fino (FI) en una cuenca de inundación (elemento FF). Es común que estos depósitos formen ciclos grano-estrato creciente.

En ocasiones, los lóbulos de desbordamiento se encuentran rítmicamente estratificados con los depósitos finos de la planicie dando lugar a depósitos de albardón (elemento LV, ver Figura VIII.13). A su vez, el elemento LV se halla asociado lateralmente al elemento CHs con alas, cuyo relleno es interpretado como remanente de depósitos de albardón (Nadon, 1994).



**Figura VIII.18.:** Modelo del sistema fluvial de la asociación de facies II.

Varios rasgos característicos son observados dentro de estos sedimentos finos que evidencian condiciones climáticas. Uno de ellos es el desarrollo de paleosuelos (P), los cuales se presentan en forma de pelitas rojas masivas (Fm) o con estructura moteada y asociadas a grandes grietas de desecación (Fg) que indicarían extensos periodos de exposición subaérea, revelando un claro índice de aridez (Lekach *et al.*, 1998; Mack y James, 1994).

Otra característica particular es la intercalación de depósitos eólicos, que se diferencian claramente de las areniscas fluviales por su ausencia de matriz, la existencia de grandes sets de estratificación entrecruzada y su muy buena selección, todas estas características propias de depósitos eólicos (Ahlbrandt, 1979; Goudie y Watson 1981, Hunter, 1977).

Entre los depósitos eólicos se reconocen básicamente dos tipos. Por un lado, los bancos lenticulares de areniscas medianas con estratificación entrecruzada en artesa (St) en grandes sets que son interpretados como la migración de protodunas a dunas con crestas sinuosas semejantes a las mencionadas en otros sistemas eólicos intermontanos (Tripaldi, 2001, Tripaldi y Limarino, 2005). Por otro lado, los bancos de geometría lenticular de areniscas masiva o con difusa estratificación horizontal representarían depósitos de mesoformas estacionarias como sombras de arena, *gozes*, *zibars* (Fryberger *et al.*, 1979, Tripaldi y Limarino, 1998; Tripaldi *et al.*, 2001). Estos depósitos se desarrollarían durante los periodos de mayor aridez, donde las planicies fluviales presentan abundante disponibilidad de sedimento para ser retrabajado por el viento y generar de esta manera pequeñas intercalaciones de depósitos de dunas y formas estacionarias. Cabe mencionar que estos depósitos son muy comunes en los ambientes de manto eólico. Mientras que durante los periodos de mayor humedad, los mismos son cortados por canales fluviales gravo-arenosos monoepisódicos (CHs) que los inundan y erosionan.

Por lo mencionado anteriormente, en esta parte de la asociación de facies se interpreta como un sistema de interacción eólica-fluvial.

Finalmente, se reconoce un cambio notorio en el área de aporte, evidenciado por la variación en la composición de los conglomerados de los canales gravosos, que indicarían actividad volcánica contemporánea o casi contemporánea con la sedimentación (sinsedimentaria). Este volcanismo también es demostrado por la intercalación de niveles delgados de cenizas y flujos volcánicos.

### VIII.iii. ASOCIACIÓN DE FACIES III

#### Descripción

Esta asociación de facies, de 414 m de espesor máximo, aflora en el perfil Pozuelos-Aguada (sector norte) donde la misma cubre a la AFII en forma transicional. Cabe mencionarse, que en la quebrada de La Aguada, se reconocen una pequeña intercalación de esta unidad entre la AFII. La asociación de facies III está compuesta por areniscas, pelitas y conglomerados extraformacionales que muestran arreglos en ciclos grano-estrato crecientes de hasta 15 m de espesor máximo. Los mismos comienzan con depósitos de planicie de inundación (elemento arquitectural FF, >70%), que llegan a alcanzar hasta 9 m de espesor, integrados por pelitas rojas a pardo rojizo con laminación ondulítica (Fr-Sr). También se encuentran en menor proporción (<30%) los elementos CS (lóbulos de desbordamiento) y CR (canales de desbordamiento) formados por areniscas finas a medianas con laminación ondulítica (Sr) y, en algunas ocasiones, con laminación paralela (Sh). Por encima, se desarrollan los complejos de canales formados por cursos multiepisódicos conglomerádicos (elemento arquitectural CHm), en bancos de geometría lenticular que alcanzan espesores de 6 a 7 m y están limitados en la base por superficies planas de orden 5a (Figura VIII.19).

Internamente, estos complejos están formados por canales simples (elemento arquitectural CHs) limitados en la base por superficies de orden 4b erosivas y de relieve moderado. Estas unidades de canal están compuestas principalmente por ortoconglomerados gruesos (clastos con diámetro mayor a 25 cm) clasto-soportados y, en menor medida, matriz-soportado (matriz arenosa). Los clastos son generalmente subredondeados y con predominio de formas esféricas a proladas. Dentro de los primeros se reconocieron ortoconglomerados clasto-soportados masivos (Gm) o con imbricación de clastos (Gi) que son cubiertos por conglomerados o areniscas guijarrosas mostrando estratificación horizontal o levemente inclinada (Gh, SGh, SGI). Mientras los conglomerados matriz-soportados (matriz arenosa), exhiben estructura masiva (Gmm) y con gradación

inversa (Gmg). Frecuentemente, se reconocen litofacies más finas dentro del complejo de canal (CHm) integradas por areniscas guijarrosas masivas (SGm), areniscas medianas masivas (Sm) y areniscas con laminación de bajo ángulo (Sl) en bancos de geometrías lenticulares o en ocasiones en cuñas (Figura VIII.20).

Los conglomerados son polimícticos y se hallan compuestos por clastos de volcanitas ácidas (59%), granitos (11,5%), metamorfitas de alto grado (11,5%), sílice (6,6%), volcanitas mesosilíceas (4,9%), metamorfitas de bajo grado (3,3%) y sedimentitas representadas por areniscas rojas (1,6%) y areniscas verdes (1,6%).

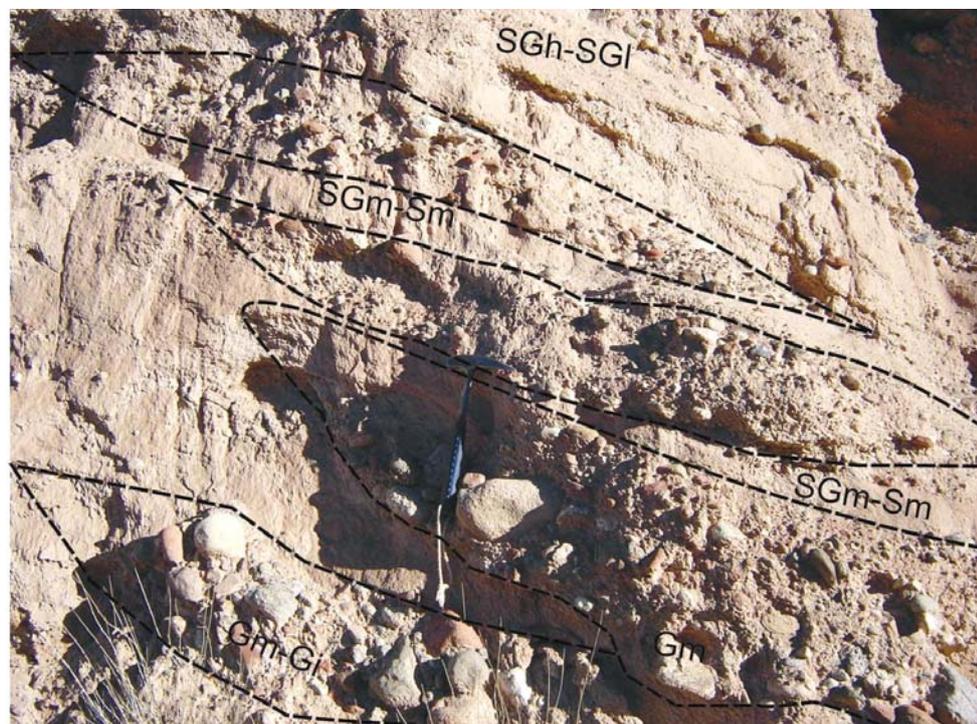
Los depósitos de planicie de inundación alcanzan hasta 10 m de espesor y están integrados por areniscas finas a medianas y pelitas. Se identifican los siguientes elementos arquitecturales: finos de cuenca de inundación (elemento FF, <60%), lóbulos de desbordamiento (elemento CS, 30%) y canales de desbordamiento (elemento CR, 10%, ver figura VIII.21).

Dentro de los depósitos más finos de la planicie se encuentran pelitas rojas con laminación paralela y ondulítica (FI-Fr) y laminación heterolítica (She) que conforman el elemento FF. Asociadas a estos depósitos, se encuentran pelitas masivas (Fm) o con estructuras moteadas que en ocasiones alcanzan espesores considerables, de hasta 1,5 m (Figura VIII.22). También se reconocen grietas de desecación y estructuras de bioturbación representadas por tubos verticales (raíces o actividad de animales excavadores?).

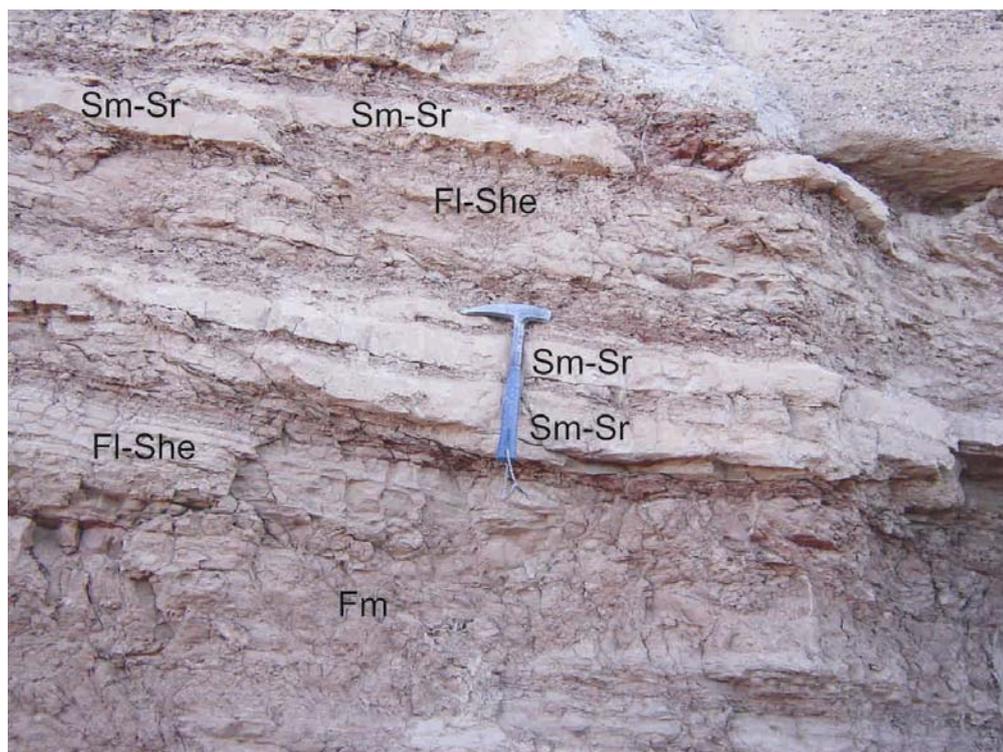
El elemento CS está compuesto por areniscas masivas (Sm) a areniscas con laminación ondulítica (Sr) en bancos de geometría lobulada a lenticular que muestran base plana marcada por superficies de orden 4c y techo convexo (Figura VIII.21). Mientras que el elemento CR se encuentra en bancos de geometría lenticular (relación L/A < 15) exhibiendo en la base superficies de orden 4c erosivas, que en ocasiones, son marcadas por la presencia de intraclastos pelíticos. Estos canales se hallan inmersos dentro de los depósitos de planicie de inundación y están compuestos por ortoconglomerados medianos (diámetro mayor de 5 cm) clasto-soportados masivos que ocasionalmente pasan a exhibir estratificación entrecruzada planar (Gp).



**Figura VIII.19:** Contacto basal abrupto entre el complejo de canal (CHm) y los depósitos de planicie (FF y CS) marcado por una superficie de 5<sup>o</sup> orden.



**Figura VIII.20:** Algunas de las litofacies reconocidas en los canales. Obsérvese la presencia de cuñas con SGm-Sm, por encima de los canales menores, correspondiente a depósitos de tope de barras.



**Figura VIII.21:** Depósitos de desbordamiento presentes en la planicie de inundación (elementos CS y CR).



**Figura VIII.22:** Niveles de paleosuelos interestratificados entre los sedimentos de la planicie de inundación

### Interpretación

Esta asociación de facies es interpretada como un sistema anastomosado con canales conglomerádicos encapsulados en depósitos finos de la planicie de inundación (Miall, 1996, Makaske *et al.*, 2002). De acuerdo a la clasificación propuesta en esta Tesis para ríos anastomosados, esta unidad se encuentra dominada por canales conglomerádicos lenticulares a lentiformes encapsulados entre depósitos de planicies de inundación dominados por el elemento FF pero con proporciones significativas de CS (Figura VIII.2, 23 y 24).

En este sistema se identificaron, por un lado, complejos de canales multiepisódicos (CHm) que corresponden a la faja de canales principales, los cuales están integrados principalmente por ortoconglomerados y, en menor medida, por areniscas gruesas a guijarrosas. Dentro de los mismos, se reconocen distintas condiciones de flujo bajo las cuales tuvieron lugar la depositación del relleno de los canales. Por un lado, los ortoconglomerados clasto-soportados (Gm-Gi) se habrían depositado bajo condiciones de alto régimen de flujos fluidos, generando los depósitos de barras longitudinales donde se reconocen tanto los núcleos de barra (Gm) como la migración corriente abajo de carpetas tractivas (Gh). Al menguar estos flujos tuvo lugar la sedimentación de areniscas (Sm, SI) constituyendo los depósitos de topes de barras o de pequeñas áreas de intercanal. Por otro lado, flujos hiperconcentrados no cohesivos habrían depositados a los ortoconglomerados matriz-soportados con gradación inversa o masivos (Gmg o Gmm).

Los canales de menor jerarquía (CR), que se encuentran inmersos dentro de los depósitos finos de la planicie de inundación, señalarían periodos de mayor caudal o crecida, durante los cuales, los canales principales no son capaces de transportar todo el caudal y generan rupturas de los albardones (erosión) y depositación de la carga del flujo principal sobre los sedimentos finos. De esta manera, estos canales secundarios presentan características similares a los correspondientes a los complejos de canales, pero se diferencian por sus dimensiones y ubicación en el perfil.

PANEL DE LA AF III EN LA QUEBRADA DE LA AGUADA

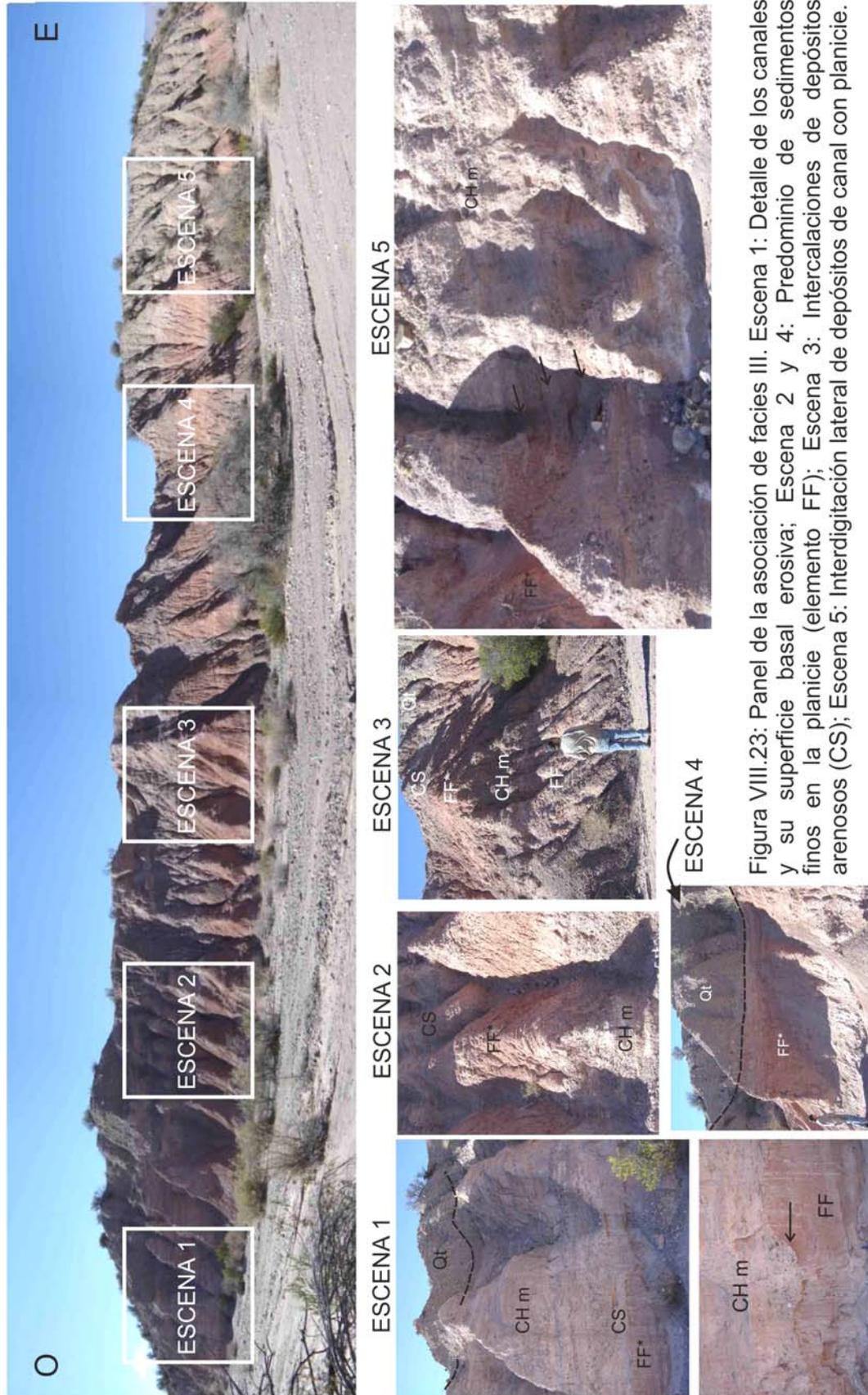
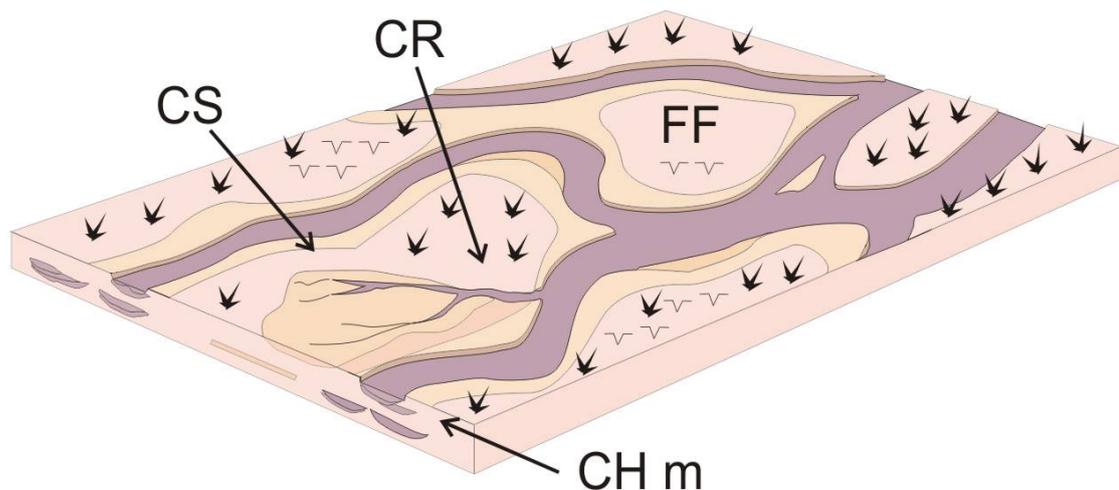


Figura VIII.23: Panel de la asociación de facies III. Escena 1: Detalle de los canales y su superficie basal erosiva; Escena 2 y 4: Predominio de sedimentos finos en la planicie (elemento FF); Escena 3: Intercalaciones de depósitos arenosos (CS); Escena 5: Interdigitación lateral de depósitos de canal con planicie.

Respecto a los depósitos más finos, dominados por las pelitas rojas (FI-Fr) del elemento FF, son interpretados como la sedimentación por decantación en áreas bajas que rodean los canales principales. Ocasionalmente, los desbordes de los canales dan lugar a la intercalación de los delgados depósitos arenosos (CS) entre los sedimentos finos. Por otro lado, los niveles de pelitas masivas o con estructuras moteadas asociados a estructuras de bioturbación (tubos verticales) y grietas de desecación, señalarían periodos de no deposición y exposición subaérea durante los cuales se desarrollaron paleosuelos. En ocasiones estos niveles, que alcanzan espesores considerables, indicarían el apilamiento de más de un proceso de edafización o sea un largo periodo de exposición y/o no deposición (Figura VIII.22).



**Figura VIII.24:** Modelo del sistema fluvial anastomosado de la AFIII.

## Capítulo IX

# FACIES SEDIMENTARIAS DEL MIEMBRO INFERIOR DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO: AFIV, AFV y AF VI

Se trata en este capítulo tres asociaciones de facies dominadas por depósitos de canal arenosos y areno-conglomerádicos con variable participación de depósitos de planicie de inundación. Estas tres asociaciones han sido interpretadas como correspondientes a distintos tipos de sistemas anastomosados arenosos y areno-gravosos (Figura IX.1 y 2).

### IX.i. ASOCIACIÓN DE FACIES IV

#### Descripción

La asociación de facies IV, presenta un espesor máximo de 302 m y constituye la base de la Formación Toro Negro en el perfil de la quebrada de La Troya. Esta unidad está formada principalmente por areniscas, brechas intraformacionales y, en menor medida, por pelitas siendo los conglomerados extraformacionales y areniscas guijarrosas raras. Las areniscas son de grano mediano a grueso, de color pardo rojizo y muestran estratificación entrecruzada planar (Sp), en artesa (St) y, en algunos casos, estructura masiva (Sm).

Las brechas intraformacionales pelíticas (Bi) son muy comunes en las bases de las fajas de canales y están integradas por intraclastos pelíticos rojizos correspondientes a los depósitos de planicies de inundación subyacentes.

Asociación de facies	Espesor	Subambientes	Litofacies	Elementos arquitecturales	Interpretación paleoambiental
AFIV	263 m	Fajas de canales	Bi, Sp, St, Sl, Sm, Ss, SGm(SGp), Sh, Sm	CHm (DA>LA) LS	Sistema fluvial anastomosado arenoso fuertemente encapsulado en depósitos finos de planicie de clima semiárido e intercalación depósitos de interacción.
		Planicie de inundación	Fl, Fm, Fg, Yl, She, (Sr, Fr), Fmb	FF>>(CS, CR)	
	126 m	Interacción eólico-fluvial	Spe, Fr, Sr, She		
AFV	155 m	Faja de canal	Bi, (SGm, Gm, SGp, Gp) Sp, Sl, Sm, (St), Shp	CHm (DA, LS)	Sistema fluvial anastomosado arenoso inciso dominado por depósitos de desbordamiento y de clima semiárido
		Planicie de inundación	Fl, Fr, Sm, Fg, She, Sr, Src	(CS,CR)> FF	
AFVI	61 m	Faja de canal	Bi, Gm, Gp, Gl, Ss, Se, Sp (SGp), Sl (SGl), Shp	CHm CHm (LS)	Sistema fluvial anastomosado areno-gravoso dominado por depósitos de desbordamiento de clima semiárido
		Planicie de inundación	Src, Sr, She, Smb, Fl, Fm, Fmb, Yl, Fg	(CS, CR)>FF	

**Figura IX.1:** Cuadro de síntesis de las asociaciones de facies del miembro inferior de la Formación Toro Negro tratadas en este capítulo.

SISTEMAS ANASTOMOSADOS		FAJAS DE CANALES					
		Lenticulares (A/P<15)			Lentiformes a tabulares (A/P>15)		
		Arenosos	Areno-G	Conglomerádicos	Arenosos	Areno- G	Conglomerádicos
DEPÓSITOS DE PLANICIE	Lóbulos de desbordamiento (CS >> FF)				<b>AFV</b>	<b>AFVI</b>	AFII
	Agradación y lóbulos (FF ~ CS)						
	Agradación en cuenca de inundación (FF>>CS)			AFIII	<b>AFIV</b>		

**Figura IX.2:** Cuadro de clasificación propuesta en esta tesis para los sistemas anastomosados tratados en este capítulo (en negrita).

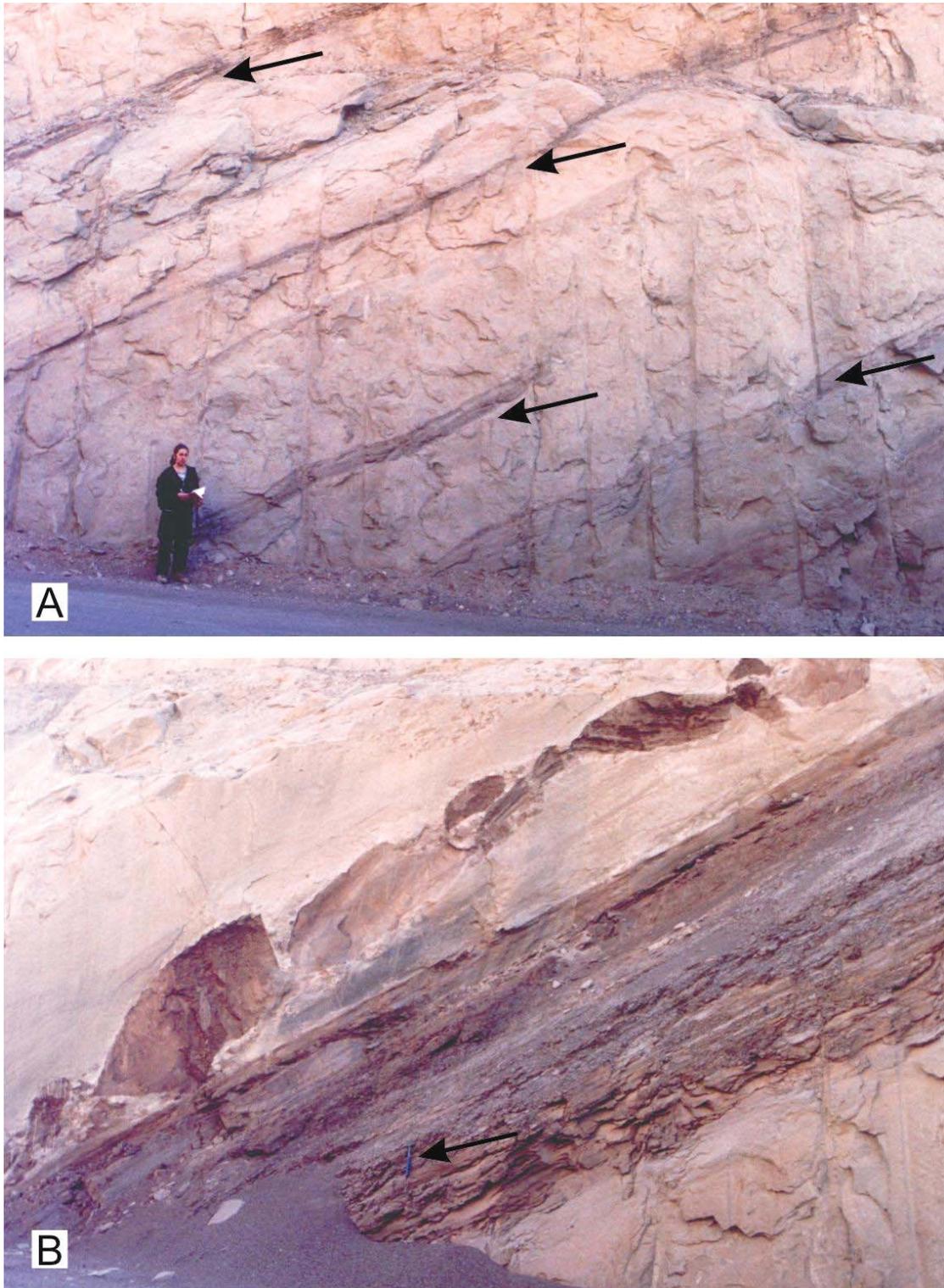
Frecuentemente, los intraclastos presentan tamaño bloque (hasta 2,5 m de diámetro máximo). Las pelitas presentan laminación horizontal o masiva (F1, Fm) y se encuentran asociadas frecuentemente con grietas de desecación (Fg).

Esta unidad se caracteriza por la presencia de ciclos grano-estrato decreciente de hasta 25 m de espesor. Los mismos se inician con fajas de canales multiepisódicos amalgamados con grandes incisiones (elemento arquitectural CHm) que muestran abundantes estructuras de corte y relleno (Ss) y culminan con depósitos de planicie de inundación (elemento FF). Estos últimos depósitos presentan espesores variables que van desde escaso o nulo desarrollo hasta bancos de geometría tabular de 5 m.

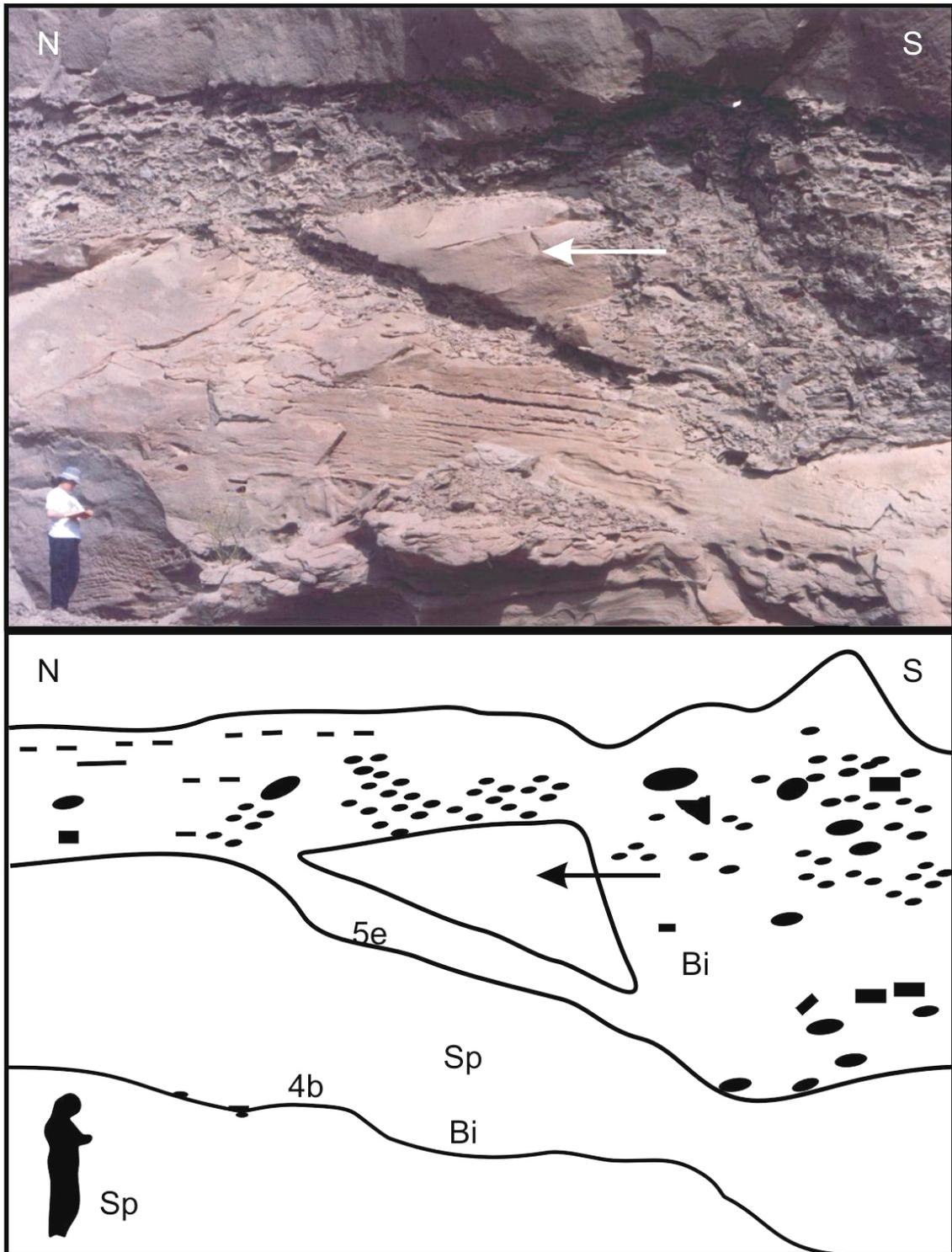
Las fajas de canales multiepisódicos amalgamados con grandes incisiones (elemento arquitectural CHm), se caracterizan por presentar geometría lentiforme a tabular, alcanzando hasta 20 m de espesor máximo. La base de las mismas está marcada por superficies de orden 5e fuertemente erosivas, que generan relieves relativos de hasta 2 m, evidenciadas por niveles de brechas intraformacionales (Bi) compuestas por intraclastos, de hasta tamaño bloque, de pelitas rojas (Figura IX.3). En algunos sectores, las incisiones producen estructuras de barrancas (Figura IX.4).

Internamente, el elemento CHm se encuentra formado por canales simples (elemento CHs) amalgamados, en bancos de geometría lenticular, ocasionalmente tabular, de hasta 1 m de espesor, de areniscas medianas. La base de los mismos está marcada por superficies erosivas de orden 4b, las cuales están representadas por delgados niveles de intraclastos pelíticos (Figura IX.5).

El elemento CHs empieza con brechas o conglomerados intraformacionales masivos (Bi), que son cubiertos por un delgado nivel de areniscas guijarrosas finas masivas (SGm) o con difusa estratificación tabular planar (SGp), seguidos por areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp), estratificación entrecruzada en artesa (St) o de bajo ángulo (SI). Estos depósitos constituyen las macroformas de acreción (elemento DA).



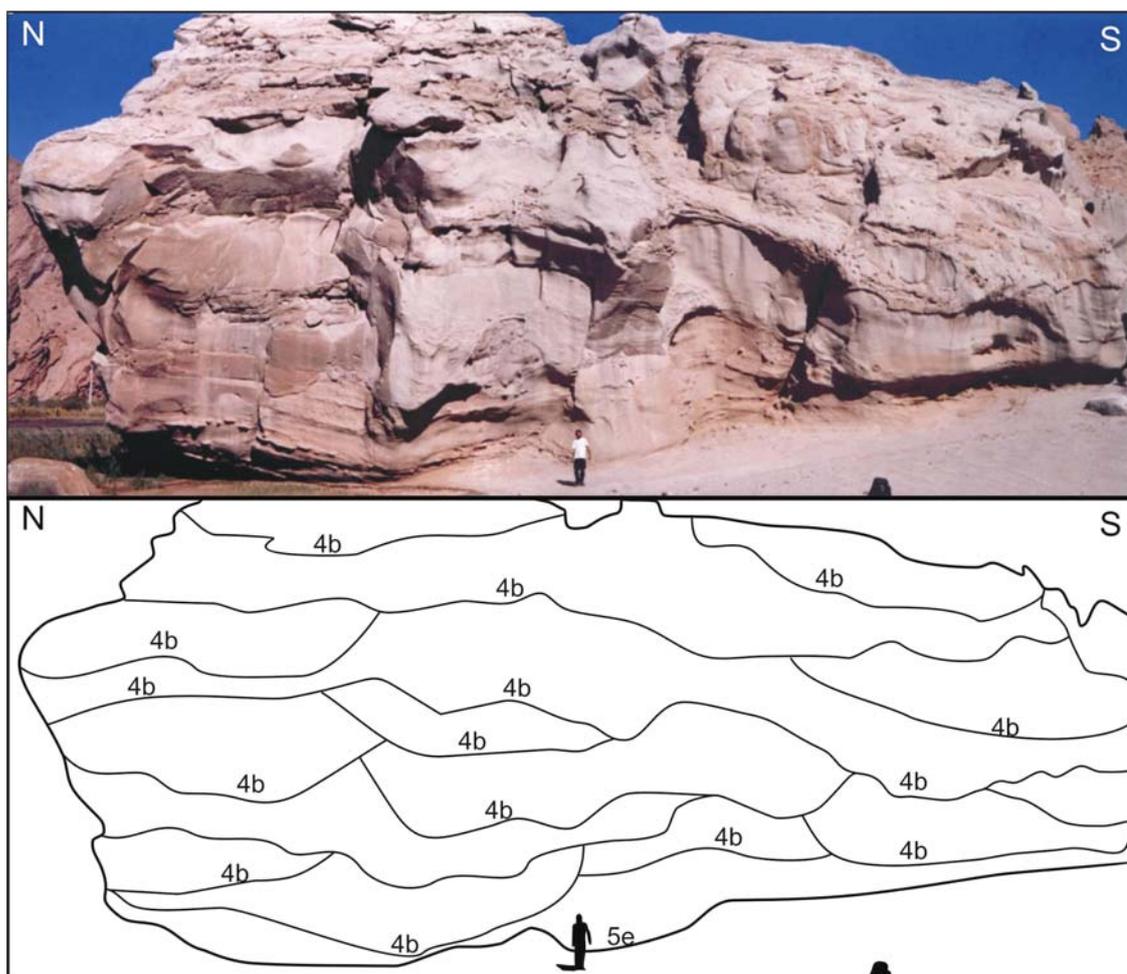
**Figura IX.3:** **A.** Elemento CHm de la AFIV compuesto por unidades de canal limitados por delgadas particiones pelíticas (flechas); **B.** Depósitos de planicies más espesos y nivel de brecha intraformacional con intraclastos tamaño bloque indicando el alto grado de incisión.



**Figura XI.4:** Estructura de barranca presente en la base de las fajas de CHm. Obsérvese el tamaño de la misma (persona de escala)

En ocasiones, estos canales intercalan bancos laminares de areniscas con antidunas asimétricas que verticalmente se asocian a areniscas masivas (Sm) conformando el elemento LS (Figura IX.6). En forma ocasional aparecen macroformas de acreción lateral (elemento arquitectural LA), los cuales están limitados por superficies de 3º orden. (Paleocorriente Sp: AZ. 50° î 52°NO y 30°NO)

Dentro de los depósitos finos de planicies de inundación, el elemento arquitectural FF es el dominante (>70%) y está compuesto por pelitas y areniscas muy finas de color rojo, con laminación paralela (FI-SI) y masiva (Fm-Sm) y, en algunos casos, laminación ondulítica (Fr-Sr). Frecuentemente, se reconocen delgadas láminas interestratificadas de yeso (YI) y niveles de pelitas con textura moteada y estructura nodular (Fmb; ver figura XI.7 B).



**Figura IX.5:** Panel del complejo de canal de la AFIV en la quebrada de La Troya. Nótese el espesor del complejo y la presencia de abundantes superficies de erosión internas (4b).

Con menor frecuencia se observan estructuras de deformación mayormente laminación convoluta, y laminación heterolítica (tipo ondulosa, She) (Figura IX.7A). En algunos casos, estos depósitos finos presentan escaso desarrollo siendo arrasados lateralmente por la faja de canales. En estos casos es frecuente que fragmentos de la planicie sean incorporados formando niveles de brechas intraformacionales (Bi). Excepcionalmente, estos niveles de brechas pueden alcanzar hasta 5 m de espesor.

También en forma excepcional, las facies de planicie de inundación muestran algunos niveles de pelitas negras que presentan laminación paralela (FI) y laminación ondulítica (Fr). Probablemente, estos depósitos se hayan generado en áreas pantanosas, en los que se han reconocidos fragmentos de plantas en regular estado de preservación (Figura IX.7B-C).

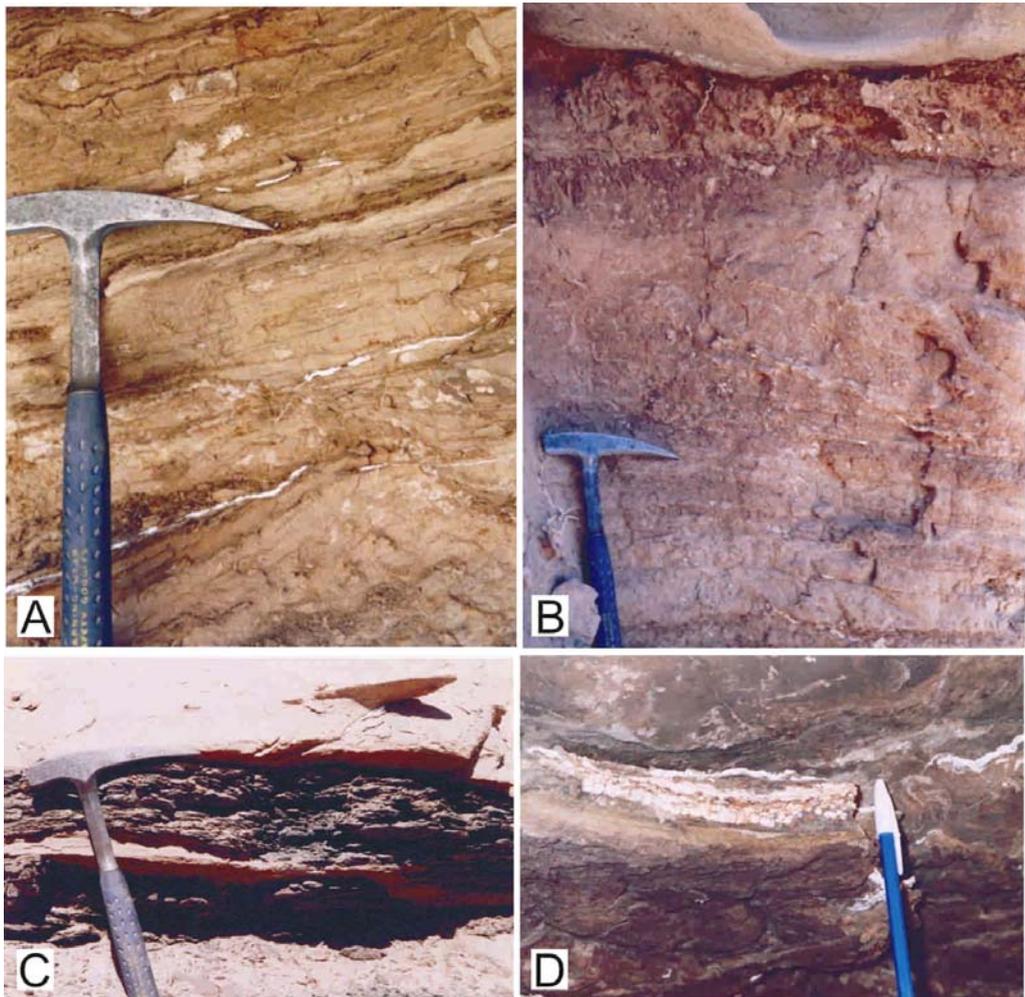
También integrando las áreas de intercanal aparecen escasos y delgados depósitos de arenosos de desbordamiento (<30%, elementos arquitecturales CS y CR). Consisten en areniscas medianas a finas de color rojizo con laminación ondulítica (Sr) a masiva (Sm), aunque en algunos casos, es común la presencia de areniscas medianas a gruesas con estratificación de bajo ángulo (Sl). Estas últimas corresponden a canales de desbordamiento representados por bancos de 10 cm de espesor con geometría lentiforme y superficies basales generalmente irregulares de orden 4c. Mientras que los lóbulos de desbordamiento (elemento CS) se presentan en delgados bancos de geometría lobulada a mantiforme con superficies basales planas (4c).

En la parte superior de esta unidad, es frecuente la presencia de abundantes grietas de desecación entre las particiones pelíticas o marcando los límites de los canales menores. En algunos casos, se encuentran asociadas a abundantes trazas de vertebrados (icnitas de aves y mamíferos, figura IX.8).

Finalmente, un interesante tipo de depósito observado en algunas planicies corresponde a la alternancia rítmica de areniscas finas y medianas con pelitas y escasas brechas intraformacionales (Figura IX.9).



**Figura IX.6:** Base de los canales arenosos con preservación de antidunas asimétricas



**Figura IX.7:** Distintos depósitos de planicie de inundación de la AF IV. **A.** Tipo heterolítica; **B.** Pelitas rojas con yeso interestratificado; **C y D.** Pelitas negras laminadas, y en ocasiones con restos de flora (D).

Este intervalo se dispone como intercalaciones de hasta 30 m de potencia dentro de las facies pelíticas del ambiente de planicie de inundación. Las areniscas se caracterizan por su muy buena selección, alta porosidad y la presencia de estratificación entrecruzada tabular planar de alto ángulo (Spe) en sets de 50 cm. Un rasgo particular de las capas frontales es su geometría asintótica y la presencia de bolsillos de arena en su base (Figura IX.9B). Las pelitas intercaladas, limonitas de color rojo intenso, forman bancos tabulares de hasta 1 m de espesor los que exhiben laminación heterolítica (She) y ondulítica (Fr, Sr). Otro rasgo conspicuo es la presencia de bioturbación representada por tubos verticales.

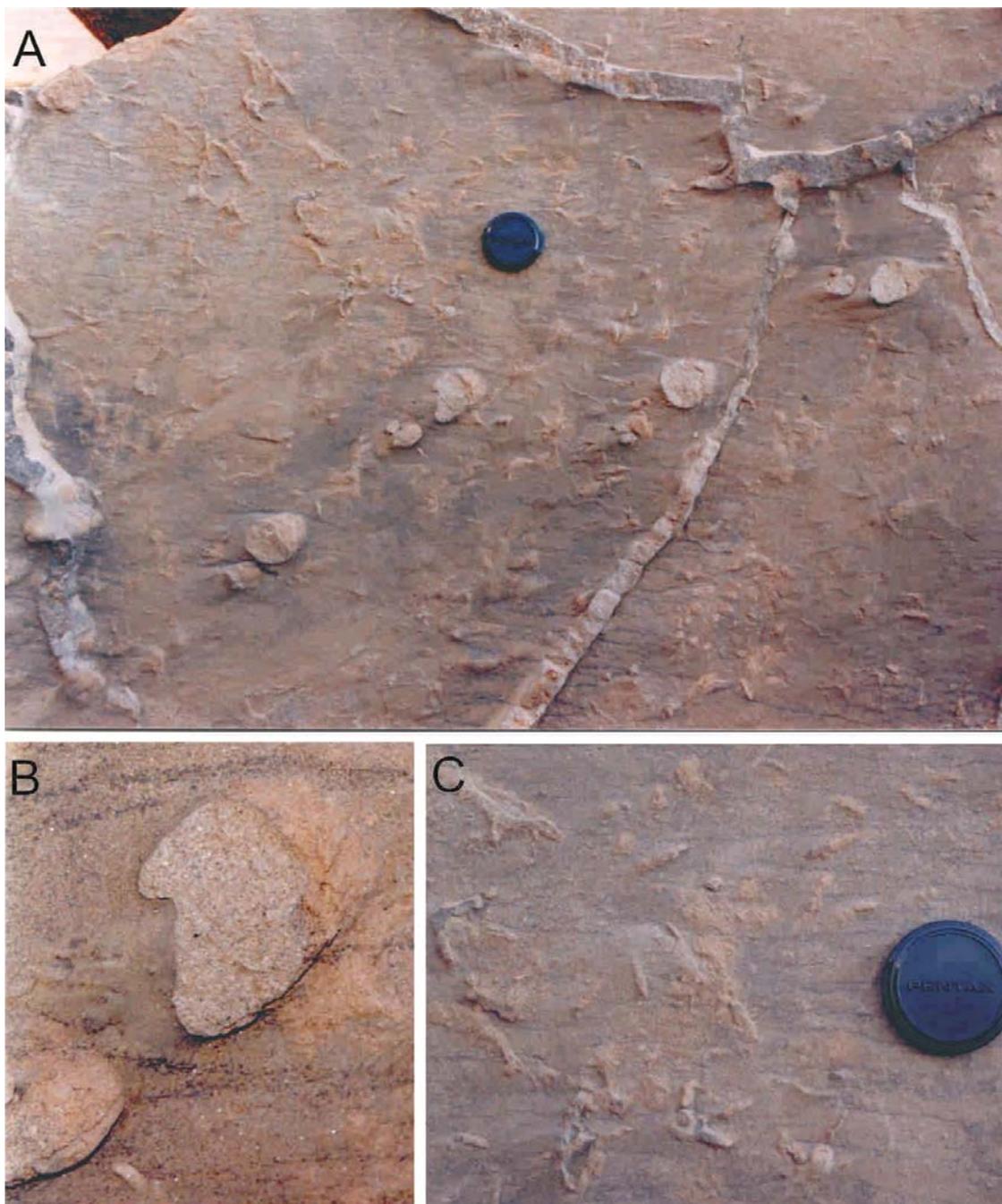
Ocasionalmente se agregan al conjunto descripto, delgadas capas (de 5 a 10 cm de espesor) de brechas intraformacionales (Bi) y areniscas guijarrosas masivas (SGm) que muestran contactos levemente erosivos sobre las areniscas y pelitas previamente mencionadas.

### **Interpretación:**

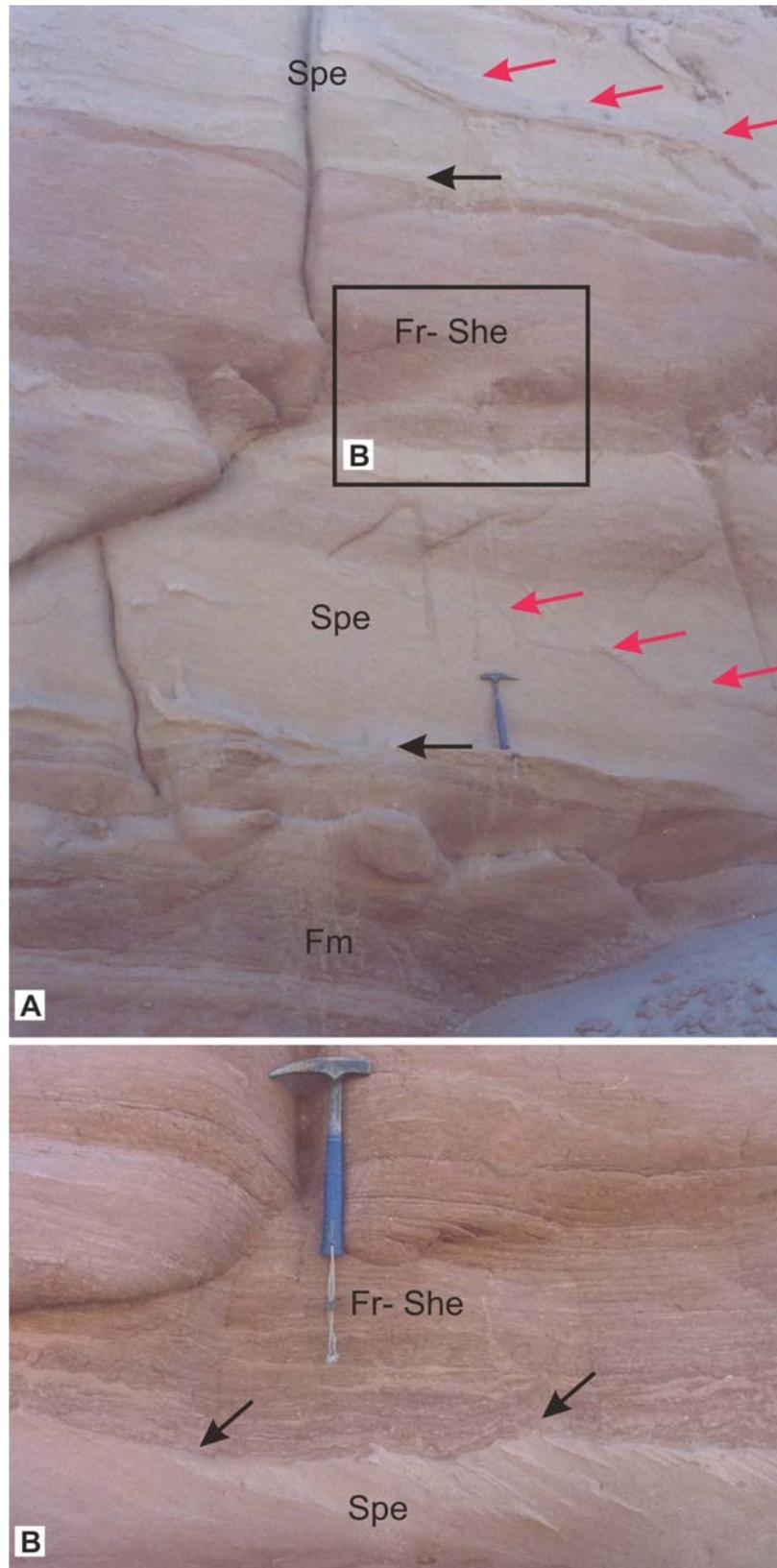
En función de las características presentes en esta asociación de facies se interpreta como depositada por sistemas anastomosados con canales arenosos fuertemente encapsulados en la planicie de inundación, nótese que esta última está dominada por depósito finos de cuenca de inundación (FF). Es probable que este sistema pueda ser comparado con los de agradación lenta descritos por Makaske (1998) y de clima semiárido con intercalación de un sistema de interacción fluvial-eólico (Figura IX.10).

Por un lado, el complejo de canal (elemento CHm) limitado en su base por superficies fuertemente incisas (5e) indicarían un sistema de lenta agradación con predominio de erosión. Esto probablemente esté relacionado a caídas del nivel de base del sistema produciendo que el mismo erosione para poder alcanzar el equilibrio.

Por otro lado, los canales simples (CHs) amalgamados que conforman las fajas de canales multiepisódicos, se encuentran limitados por superficies también erosivas (4b).



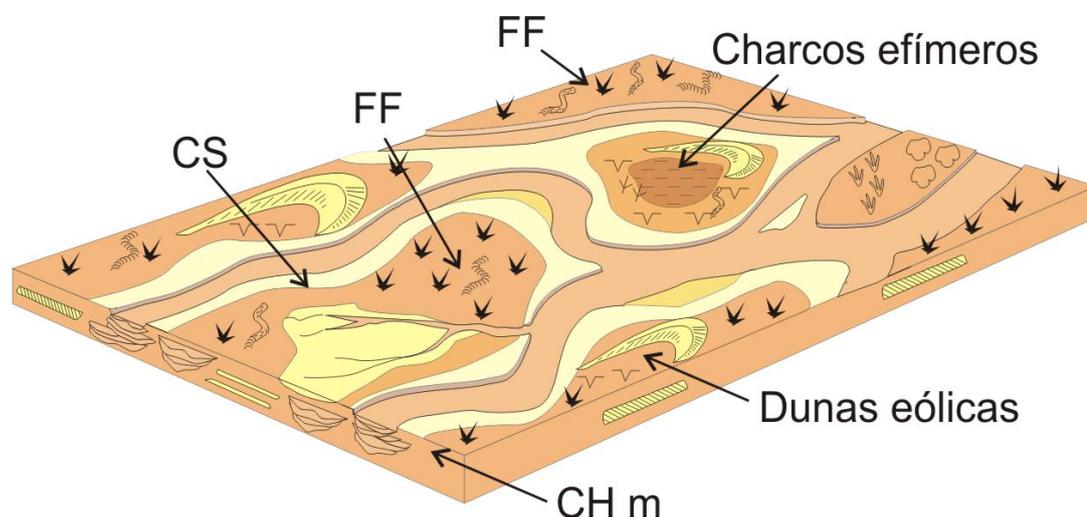
**Figura IX.8:** A. Niveles con abundantes icnitas de aves y vertebrados asociados con grietas de desecación. B. Detalle de traza de vertebrado no identificado y C. Detalle de las icnitas de aves.



**Figura IX.9:** A. Depósitos de interacción fluvial- eólica. Obsérvese las diferentes superficies presentes, tanto limitando los distintos depósitos (flechas negras) como dentro de los bancos eólicos (flechas rojas). B. Superficie planar erosiva (flechas) entre las areniscas eólicas (Spe) de los depósitos heterolíticos (Fr-She).

Estas probablemente sean el resultado de las fuertes crecidas, típicas de los sistemas efímeros, seguidas de periodos de estiaje o sequía. Estos canales se caracterizan por la migración de barras transversales arenosas (Sp-St) que alcanzan hasta 1 m de espesor. Probablemente, luego de las grandes incisiones el sistema fluvial tenga la capacidad de depositar este tipo de barras, las cuales parecen tener limitada capacidad de migración lateral (elemento LA) cerca del tope de las mismas.

Frecuentemente, durante las crecidas repentinas que se caracterizan por condiciones de alto régimen de flujo se depositarían las areniscas con lecho plano y migración de antidunas (Foley, 1978; Reid & Frostick, 1987) como las areniscas masivas (elemento LS). Estas últimas podrían estar reflejando también una rápida deposición a partir un flujo con alta concentración de sedimento típico de corrientes efímeras.



**Figura IX.10:** Modelo deposicional del sistema anastomosado arenoso de la AFIV.

Esta sedimentación repentina que forman las espesas fajas de canales arenosos sobre los sedimentos finos embebidos en agua de las planicies de inundación, generarían las estructuras convolutas encontradas debido al peso de las mismas.

Todo lo mencionado anteriormente permiten interpretar que este sistema fluvial sufrió avulsiones por incisión y en ocasiones por anexión (Slingerland y Smith, 2004) del tipo “*abruptamente estratigráficas*” en el sentido de Jones y Hayek (2007) dado que las facies de canal se apoyan directamente sobre las facies finas de planicie (FF).

Los distintos tipos de depósitos de planicies de inundación encontrados en esta asociación de facies estarían indicando diferentes condiciones ambientales (paleoclimáticas?) durante la depositación de la misma. Por un lado, la presencia de pelitas negras, en algunos casos con restos de flora, indicarían breves periodos húmedos. Mientras que los niveles de pelitas rojas con interestratificación de yeso y grietas de desecación asociadas con abundantes icnitas, estarían indicando condiciones climáticas semiáridas o periodos de exposición subaérea, bien contrastantes con las primeras. Estas últimas serían las predominantes durante la depositación de la unidad.

A su vez, esos niveles con abundantes icnitas de aves y otros vertebrados asociadas con grandes grietas de desecación, podrían estar indicando niveles de condensación, es decir, periodos en los cuales las barras arenosas quedaron expuestas (emergidas).

Por otra parte, las alternancias rítmicas de areniscas y pelitas dentro de las facies de planicie de inundación son aquí interpretadas como un depósito de interacción eólico-fluvial (Langford, 1989; Langford y Chan, 1989; Tripaldi y Limarino, 1998; ver Figura IX.8). Avalan esta interpretación la existencia de areniscas muy bien seleccionadas de tamaño de grano fino a mediano, la falta de matriz (generando alta porosidad) y la existencia de *sets* entrecruzados de escala grande (Ahlbrandt, 1979; Goudie y Watson, 1981; Wilson, 1972). Dentro de este contexto las areniscas con estratificación entrecruzada representarían pequeñas dunas (protodunas?), dominadas por procesos de flujos de grano (*grainflow*) evidenciado por la presencia de bolsillos de arena (Hunter, 1977). Estas dunas se habrían desarrollado en las áreas de intercanal o en las zonas aledañas a los canales.

Los depósitos de dunas se hallan cubiertos mediante una marcada superficie planar erosiva por depósitos finos correspondientes a la planicie de inundación (Fm-She). Estas superficies limitantes planares del tipo erosivas en el sentido de Newell (2001) son

interpretadas como originadas durante un periodo de no deposición eólica, siendo el resultado de procesos de deflación combinados con eventos de inundación y alto nivel de la capa freática. Bajo tales condiciones, se produjo la sedimentación subácuas de sedimentos finos (Fr, She) en pequeños cuerpos de agua efímeros (*ephemeral ponds*). Estos depósitos podrían corresponderse con los de interduna húmeda (*overbank or wet interdune deposits*) descritos por Langford y Chan (1989). Finalmente, los delgados niveles de conglomerados y brechas intraformacionales (Bi) probablemente resulten de corrientes efímeras mantiformes que se derramaron dentro de los cuerpos de agua previamente descritos.

## IX.ii. ASOCIACIÓN DE FACIES V

### **Descripción:**

Esta asociación de facies presenta un espesor máximo de 110 m y aflora en la quebrada de La Troya por encima de la AFIV mediante un contacto transicional. La misma está constituida principalmente por areniscas medianas pardas y verdosas y, en menor medida, por pelitas rojas, con escasa participación de areniscas guijarrosas, conglomerados extraformacionales finos y brechas intraformacionales.

Las areniscas presentan generalmente estratificación entrecruzada tabular planar (Sp), de bajo ángulo (Sl) y masivas (Sm), rara vez exhiben estratificación entrecruzada en artesa (St). Las pelitas presentan laminación horizontal (Fl), ondulítica (Fr) y, en algunos casos, estructura masiva (Fm). Las areniscas guijarrosas y los conglomerados finos, generalmente, se presentan con estructura masiva (SGm, Gcm).

Estos depósitos se caracterizan por su arreglo en ciclos grano-estrato creciente formados por los elementos de planicie (FF, CS y CR) que culminan con fajas de canales multiepisódicos arenosos (elemento CHm). Esto últimos, en ocasiones son, bi o tri-episódicos, y forman cuerpos de geometría lentiforme a tabular, de hasta 10 m de espesor, integrados por areniscas verdes o pardas (Figura IX.11 y 12).

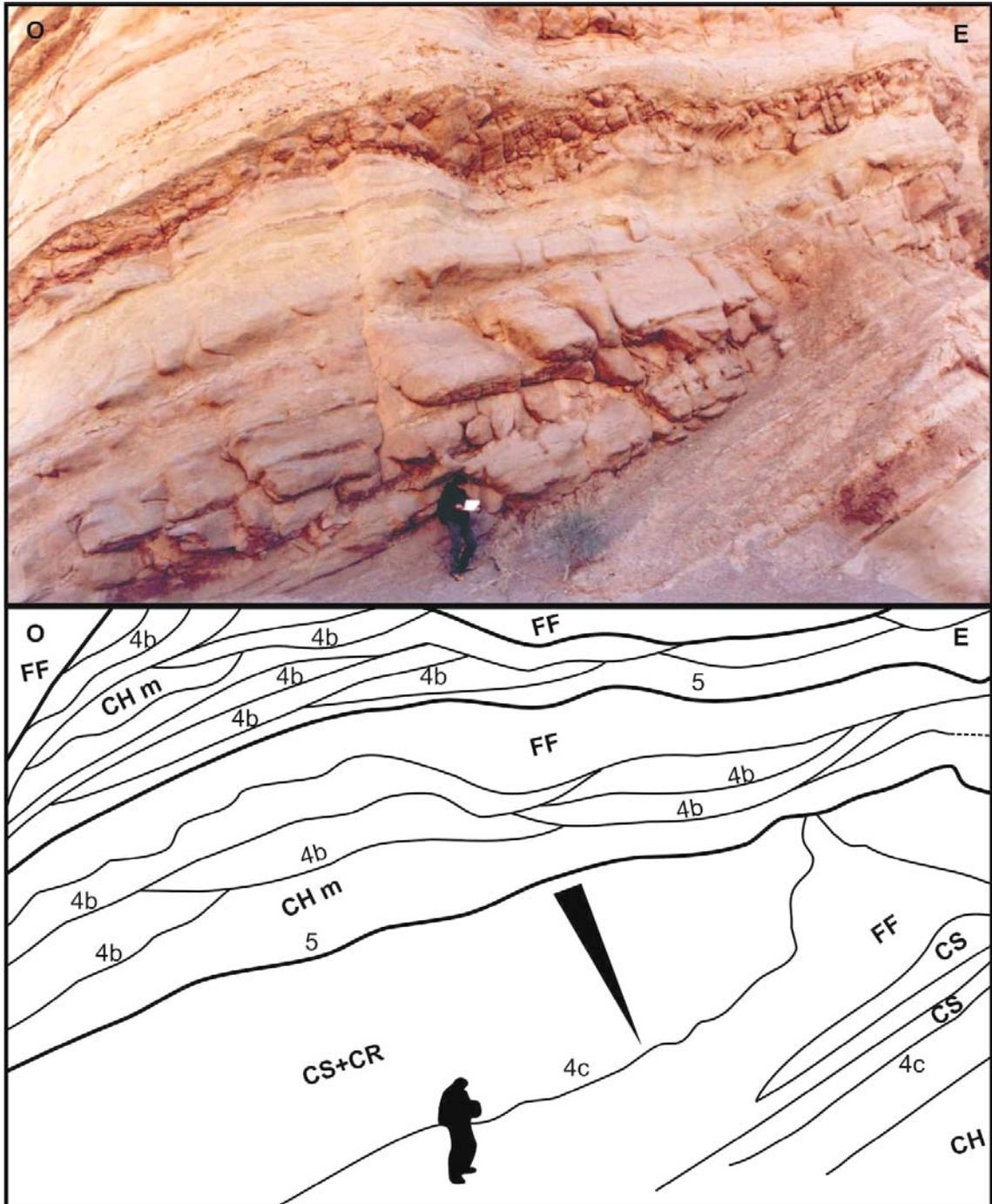
Dentro de las fajas de canales, se reconocen unidades de canal (CHs) de geometría lenticular de hasta 3 m de espesor máximo. Los mismos se inician con un delgado nivel de areniscas guijarrosas masivas (SGm) y escasas brechas intraformacionales (Bi) que materializan una superficie levemente erosiva de 4º orden (4b). Por encima, se encuentran areniscas medianas verdes y, en ocasiones pardas, con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) con capas frontales bien marcadas (AZ. 95º 21ºN, 133º 22ºNE, Regional 35º 30ºNO), estratificación de bajo ángulo (SI) y masivas (Sm). Esporádicamente, se reconocen pequeños lentes de areniscas guijarrosas (SGm) y rara vez, escasos conglomerados finos con estratificación entrecruzada tabular planar (SGp-Gp).

Son muy frecuentes, dentro del elemento CHs, las estructuras de corte y relleno (Ss) como las superficies de 3º orden limitando el elemento DA, caracterizadas por su crecimiento hacia arriba de la base (Figura IX.13). A su vez, las areniscas con megaóndulas, y antidunas en bancos con formas de láminas que conforman el elemento arquitectural LS son dominantes.

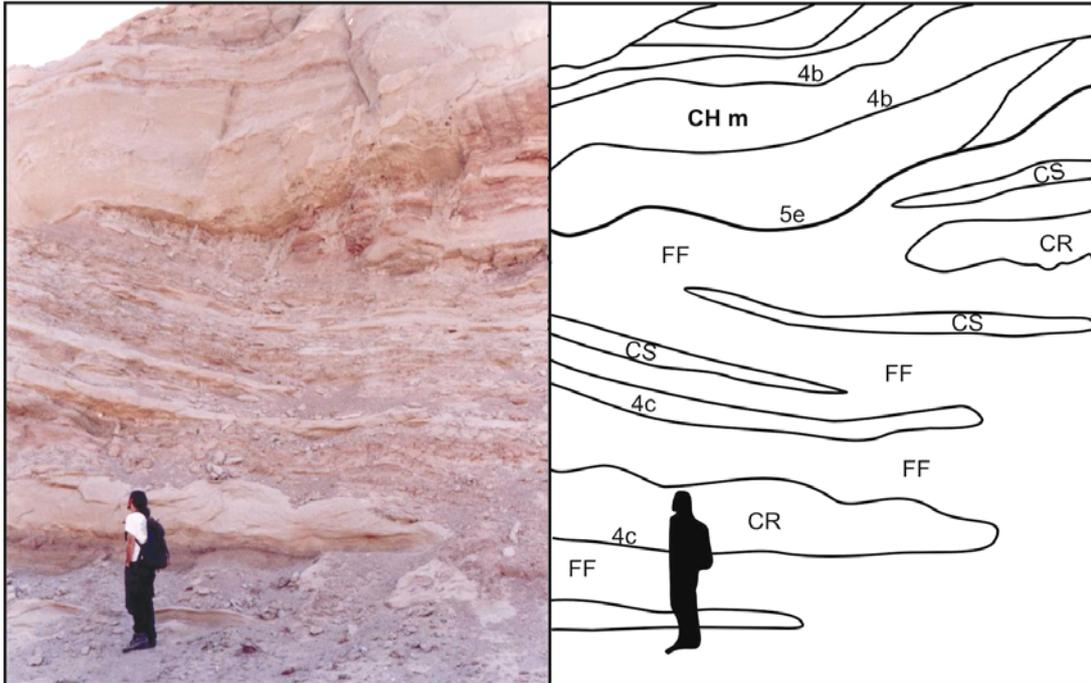
Dentro de los depósitos de planicie se encuentran los finos (elemento arquitectural FF) en proporciones minoritarias (<40%) con respecto a los arenosos (elementos CS y Cr, >60%). Los primeros presentan espesores que varían desde particiones de formas lentiformes y en cuñas centimétricas hasta niveles de 2 m de espesor (Figura IX.12 y 15). Se encuentran formados por pelitas y areniscas finas de color pardo rojizo con predominio de laminación ondulítica (Fr-Sr) y, en menor medida, paralela (FI-SI).

Esporádicamente, se reconoce laminación heterolítica (She) de tipo *flaser* y ondulosa, estructuras deformaciones tipo convoluta y abundantes grietas de desecación bien desarrolladas (Figura IX.14 y 16).

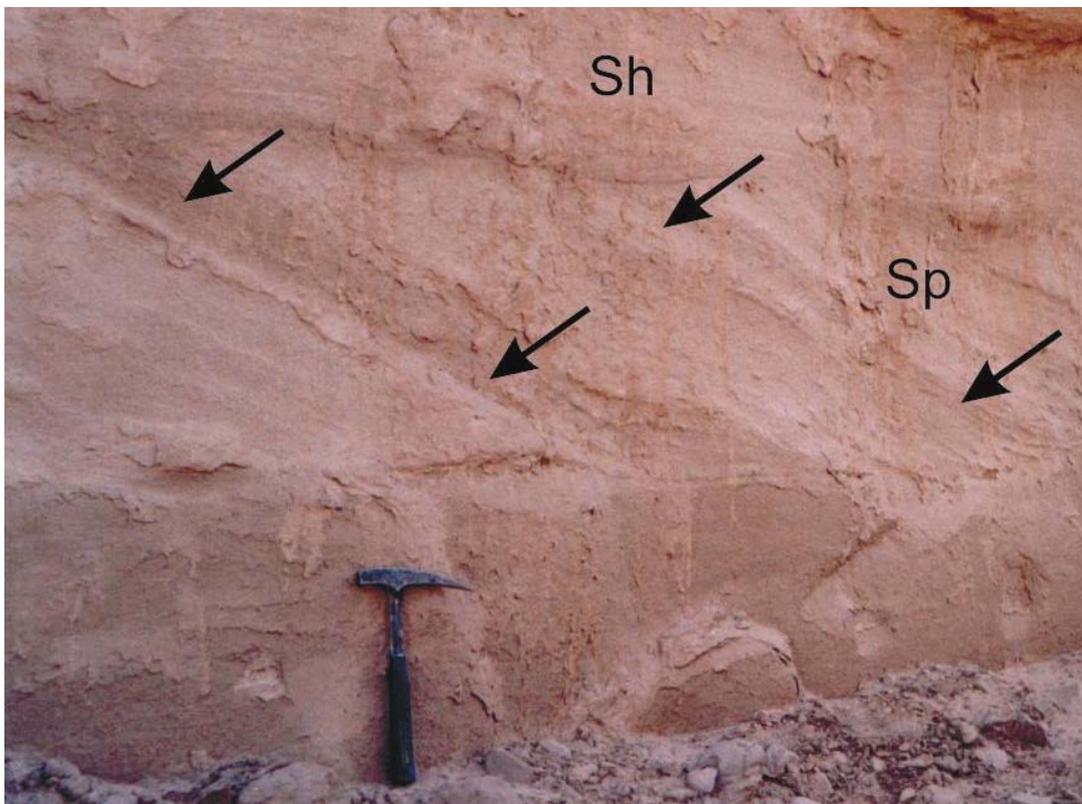
Un rasgo particular de los sedimentos finos cuando alcanzan espesores considerables, es la presencia de grandes concreciones esferoidales de hasta 50 cm de diámetro. En algunos casos estas concreciones predominan dentro de los bancos dando un diseño “esferoidal” característico.



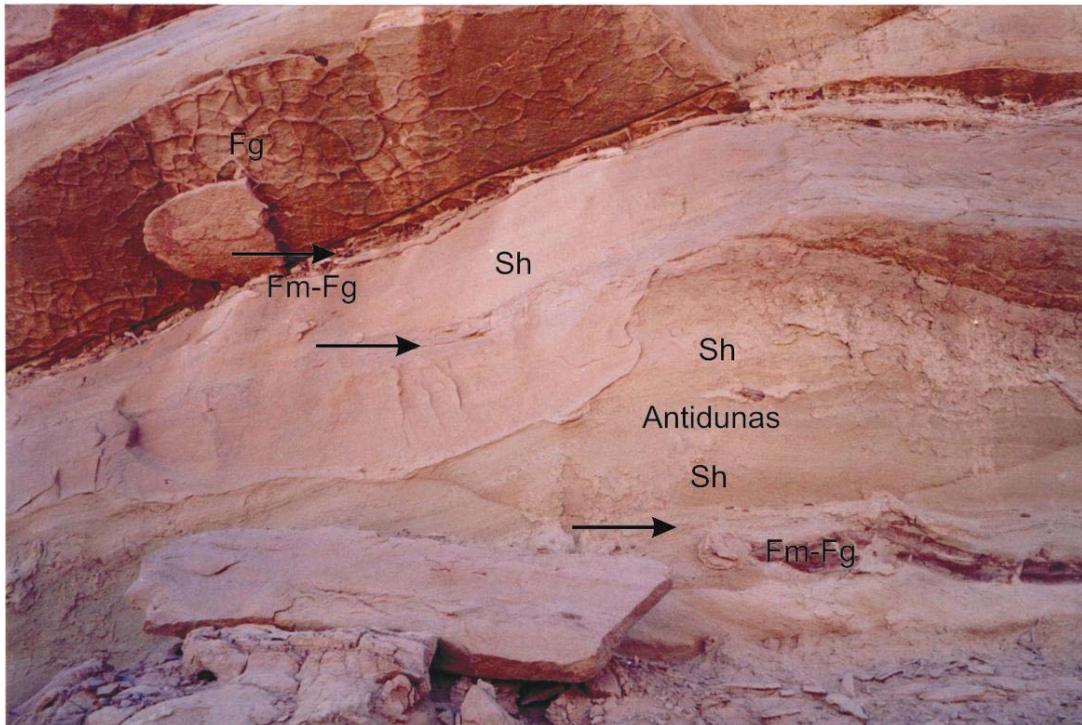
**Figura IX.11:** Ciclos grano-estrato crecientes de depósitos de planicie (elementos FF, CS y CR) y canales multiepisódicos arenosos (CHm).



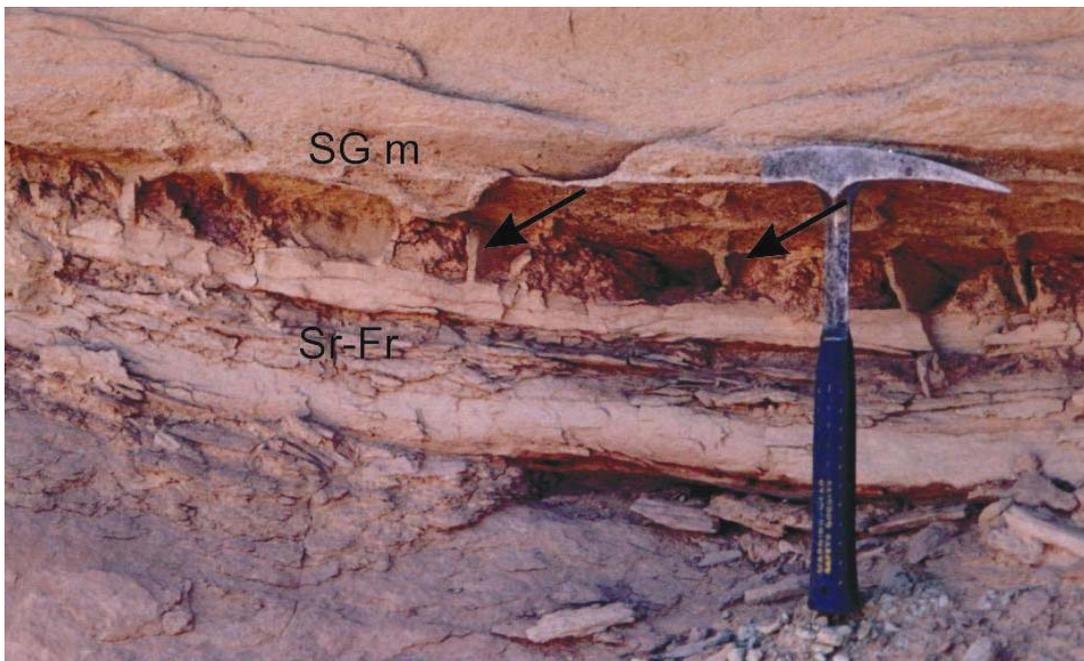
**Figura IX.12:** Ciclos grano-estrato creciente. Nótese la importancia de los depósitos de planicie.



**Figura IX.13:** Superficies DA presentes en los CHm. Observe que las mismas crecen hacia arriba de la base.



**Figura IX.14:** Canales arenosos dominados por estructuras de alto régimen de flujo (Sh, antidunas). Observe las superficies de reactivación señaladas por las flechas y la abundancia de grietas de desecación.



**Figura IX.15:** Detalle de los depósitos finos de la AFV con preservación de tabiques de las grietas de desecación en los sedimentos finos (flecha).

Los canales de desbordamiento (elemento CR) están compuestos por areniscas guijarrosas en bancos de geometría lentiforme de 30 a 40 cm de espesor con una difusa estratificación entrecruzada planar (SGp-Sp). El elemento CS se presenta en bancos de geometría lobulada caracterizados por presentar la base plana marcada por superficies de orden 4c y el techo convexo. Estos depósitos están dominados por areniscas medianas pardas a verdosas con laminación ondulítica ascendente (Src), laminación ondulítica (Sr) y masivas (Sm).

Hacia la parte superior de la unidad, se intercalan canales simples arenoconglomerádicos (elemento CHs). Los mismos se presentan en delgados bancos de geometría lenticular (hasta 30 cm) con superficies basales levemente erosivas cóncavas hacia arriba de orden 4c. Estas superficies son materializadas por una delgada capa de brechas intraformacionales (Bi) u ortoconglomerados finos clasto-soportados masivos (Gm). Por encima de este delgado nivel residual, se encuentran areniscas guijarrosas con difusa estratificación entrecruzada planar (SGp?) o masiva (SGm); rara vez se reconoce estratificación entrecruzada en artesa (Gt).

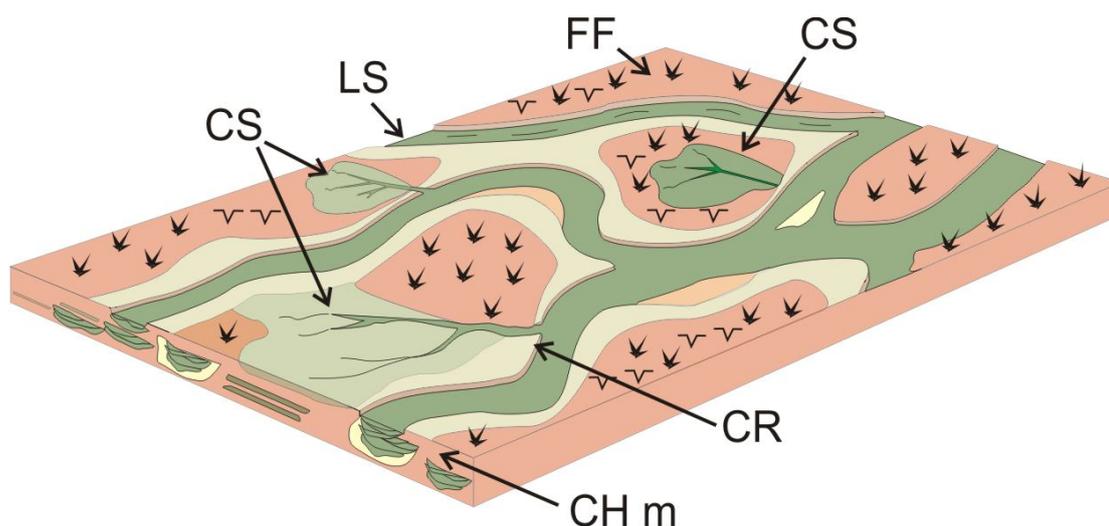
Estos bancos culminan con areniscas medianas con laminación ondulítica a masiva (Sr, Sm). Se trata de conglomerados polimícticos medianos moderadamente seleccionados con clastos de hasta 7 cm de diámetro con formas esféricas a proladas, de metamorfitas de alto grado (tipo gneises, 36%), volcanitas (riolitas y andesitas, 31%), y granitos (25%) y, en menor proporción por clastos de sedimentitas rojas (8%).

### **Interpretación**

Esta asociación de facies ha sido interpretada como un sistema anastomosado efímero o de clima semiárido dominado por canales arenosos de naturaleza incisa asociados a planicies de inundación dominadas por depósitos de desbordamiento (CS, figura IX.16).

Dentro de los canales se reconocen dos estilos de rellenos principales. Por un lado depósitos de barras arenosas transversales (Sp, Sl, ((St)) en los que se identifican tanto

elemento de acreción aguas abajo (DA) como de migración lateral del canal (LA). Un segundo estilo de relleno corresponde a areniscas laminadas horizontalmente, probablemente correspondientes al elemento LS que se habría desarrollado por flujos efímeros en canales relativamente pandos. En este caso predominan las areniscas con lecho plano y antidunas típicas de este tipo de corrientes (Foley, 1978; Reid & Frostick, 1987). Entre las características usadas como criterios para su interpretación, se puede mencionar la presencia de fajas de canales multiepisódicos con superficies de reactivación que evidencian la avulsión y subsiguiente reactivación. Las mismas estarían relacionadas con los distintos eventos de crecidas durante los cuales las condiciones de flujo supercrítico son de corta vida y sería el responsable del desarrollo de estructuras de corte, también de corta vida, y el posterior relleno (Reid & Frostick, 1987).



**Figura IX.16:** Modelo depositacional del sistema anastomosado arenoso con planicies dominadas por desbordamiento (CS) de la AFV.

Los ciclos grano-estrato creciente que caracterizan a esta unidad son interpretados como el resultado de una mayor frecuencia de depósitos de desbordamiento (*crevasse*, elementos CS y CR). Los mismos conformarían depósitos de avulsión del tipo transicional estratigráficamente según Jones y Hajek (2007) que probablemente se producirían durante los picos altos de las crecientes propias de los sistemas efímeros o de clima semiárido.

Por otro lado, la presencia de abundantes grietas de desecación preservadas en la base de los canales como en los niveles de planicie de inundación, estarían indicando periodos de mayor aridez o sequía quedando las barras arenosas expuestas o secándose completamente las áreas bajas correspondientes a las planicies de inundación.

La presencia de estructuras deformacionales presente en los sedimentos finos posiblemente sean el resultado del gran peso de los depósitos de canal, apoyados rápidamente sobre las pelitas embebidas en agua.

### IX.iii. ASOCIACIÓN DE FACIES VI

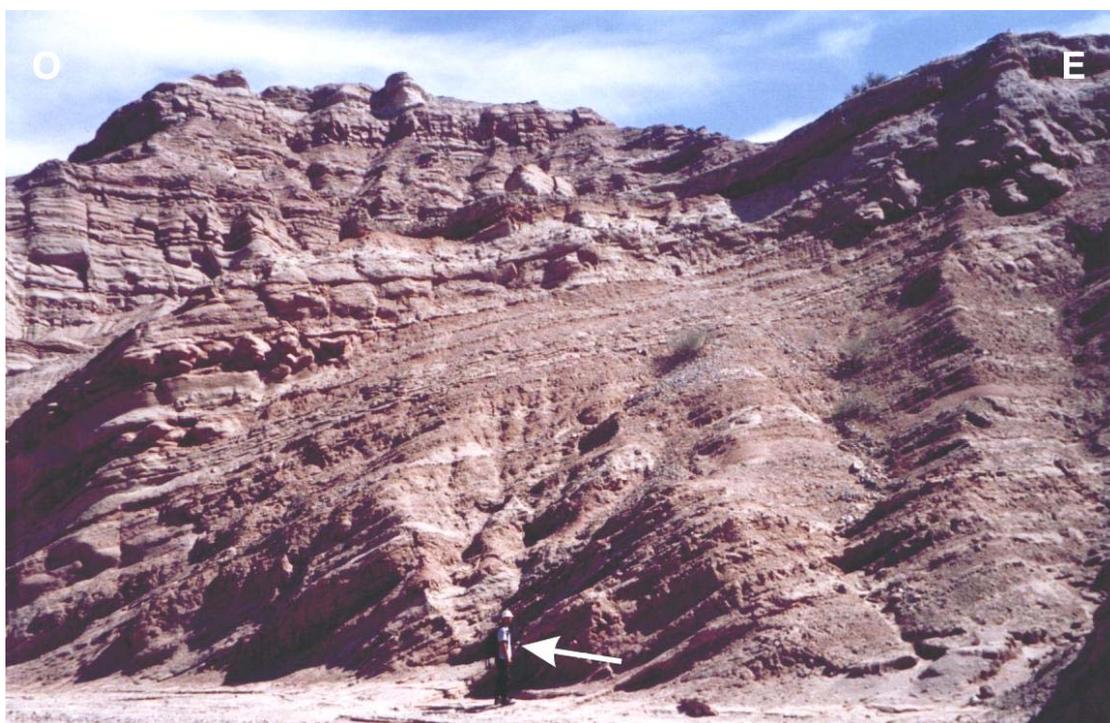
#### Descripción

Esta asociación de facies, de 232 m de espesor, aflora en la quebrada de La Troya cubriendo en forma transicional a la AFV (Figura IX.17). De esta manera, esta unidad empieza similar a la AFV pero presenta importantes niveles de conglomerados extraformacionales con fuertes superficies basales de incisión. Se incluye dentro de esta asociación areniscas, areniscas guijarrosas, pelitas, conglomerados y escasas brechas intraformacionales. Las areniscas muestran estratificación entrecruzada en artesa (St) y de bajo ángulo (Sl), laminación ondulítica (Sr), ondulítica ascendente (*climbing*, Src) y heterolítica (She). Las pelitas presentan laminación ondulítica (Fr), paralela (Fl) y un alto grado de bioturbación (Fm).

Esta asociación de facies está compuesta por ciclos grano-estrato crecientes integrados por canales multiepisódicos (CHm) arenosos y conglomerádicos y depósitos de planicie de inundación. Estos últimos se encuentran dominados por depósitos arenosos de desbordamiento (CS, >60%) y en menor medida por finos de cuenca de inundación (FF, <40%, figura IX.18).

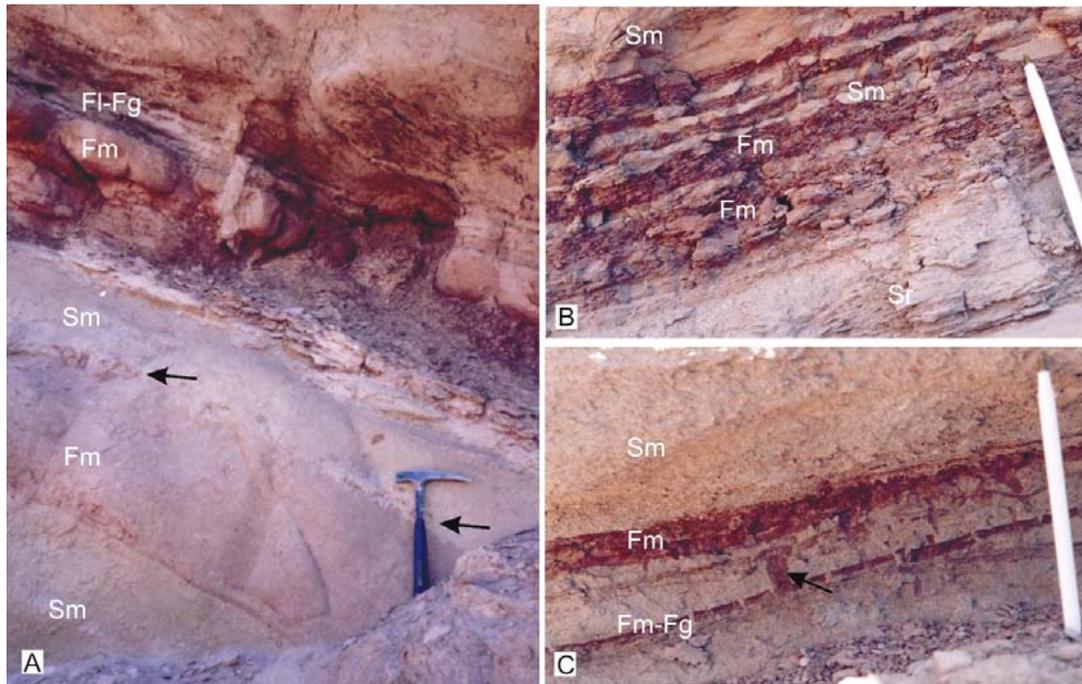
Los depósitos de planicie conforman bancos de geometría tabular de hasta 2 m de espesor de pelitas y areniscas finas rojas con laminación paralela (Fl, Sh) y ondulítica (Fr,

Sr) y, en ocasiones, heterolítica (She). Frecuentemente, exhiben grietas de desecación (Fg), intercalaciones de láminas milimétricas de yeso (YI) y de areniscas finas verde (1-2 cm). En ocasiones, estos depósitos se caracterizan por presentar estructura masiva (Fmb, Smb) debido al alto grado de bioturbación reconociéndose principalmente trazas verticales (*burrows*) y en ocasiones tubos meniscados (*spritten*, figura IX.19). Este último depósito es el que se caracteriza por presentar un diseño “esferoidal” característico debido al predominio de grandes concreciones en el interior de los bancos.



**Figura IX.17:** Aspecto general de la asociación de facies VI.

Dentro de los depósitos de planicie se reconocen lóbulos de desbordamiento (elemento arquitectural CS) en cuerpos de geometría lobulada a lentiforme con base plana, señalada por una superficie de orden 4c, y techo convexo (Figura IX.20). Estos bancos están compuestos de areniscas medianas a finas de color verde y pardo con laminación ondulítica (Sr), ondulítica ascendente (*climbing*, Src) y masiva (Sm).



**Figura IX.18:** A. Depósitos de planicie de inundación. Observe la intercalación de niveles de areniscas con base erosiva (flechas); B. Detalle de la intercalación de pelitas masivas rojas (Fm) y capas de areniscas masivas verdes (Sm); C. Detalle de tabiques de grietas de desecación y bioturbación (tubos verticales).



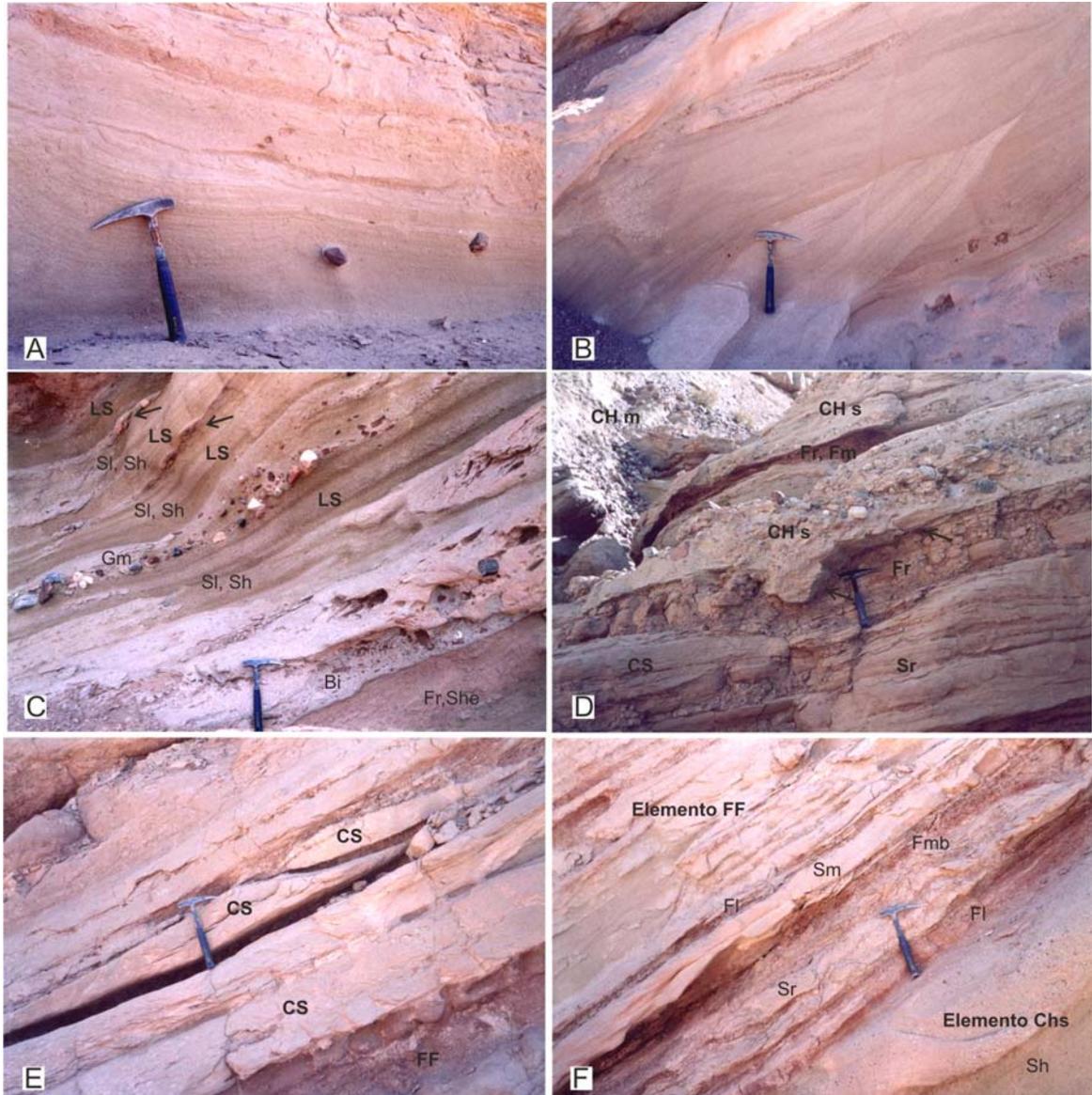
**Figura IX.19:** Niveles con abundantes trazas con meniscos (*spritzen*).

También se reconocen canales menores de geometría lenticular a lentiforme (elemento CR) de areniscas medianas a gruesas y, en ocasiones, conglomerádicos, de color gris con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) a masiva (Sm, Gm). Estos bancos presentan base levemente erosiva (superficie de orden 4c) y dimensiones que van de 1 m de extensión lateral y 10 cm de espesor.

Los depósitos de canal están representados también por dos tipos, uno arenoso y otro gravoso. Los primeros consisten en canales multiepisódicos amalgamados de areniscas pardas y verdes (elemento CHm) en bancos de geometría lentiforme a tabular, de hasta 3 m de espesor. La base de los mismos está marcada por superficies planas a levemente erosivas de orden 5a, materializada por niveles de brechas intraformacionales (Bi). Internamente, este elemento está formado por bancos de geometría lentiforme a laminar, de hasta 1 m de espesor, limitadas en su base por superficies erosivas de orden 4b. Estas superficies se encuentran señaladas por particiones pelíticas rojas y por muy delgados niveles de brechas intraformacionales (Bi) de pelitas rojas.

Dentro de estos litosomas son comunes las superficies de reactivación (Se) y estructuras de corte y relleno (Ss) como la presencia de clastos tamaño grava aislados (Figura IX.20A y B). Las areniscas se caracterizan por exhibir estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl), horizontal de alto régimen de flujo (Shp) y, en algunos casos, laminación ondulítica (Sr). Estos depósitos conforman el elemento arquitectural LS.

El segundo tipo de depósito de canal lo conforman fajas de canales multiepisódicos amalgamados areno-conglomerádicos (elemento CHm) en bancos de geometría lentiforme a tabular de hasta 2 m de espesor (Figura IX.21). Estas fajas presentan la base fuertemente erosiva representada por superficies de orden 5e. Internamente están compuestas por canales simples (elemento CHs) en bancos de geometría lenticular a lentiforme de conglomerados extraformacionales grises limitados por superficies levemente erosivas de orden 4b, que evidencian episodios de reactivación.



**Figura IX.20:** A-B. Canales arenosos con gravas aisladas y estructuras de corte y relleno y antidunas; C. Fajas dominadas por el elemento LS con niveles conglomerádicos marcando las superficies basales; D. Canales simples lenticulares gravosos; E-F. Predominio de los depósitos de desbordamiento (CS) en las planicies de inundación donde se reconocen geometrías lobuladas y en ocasiones con superficies onduladas.

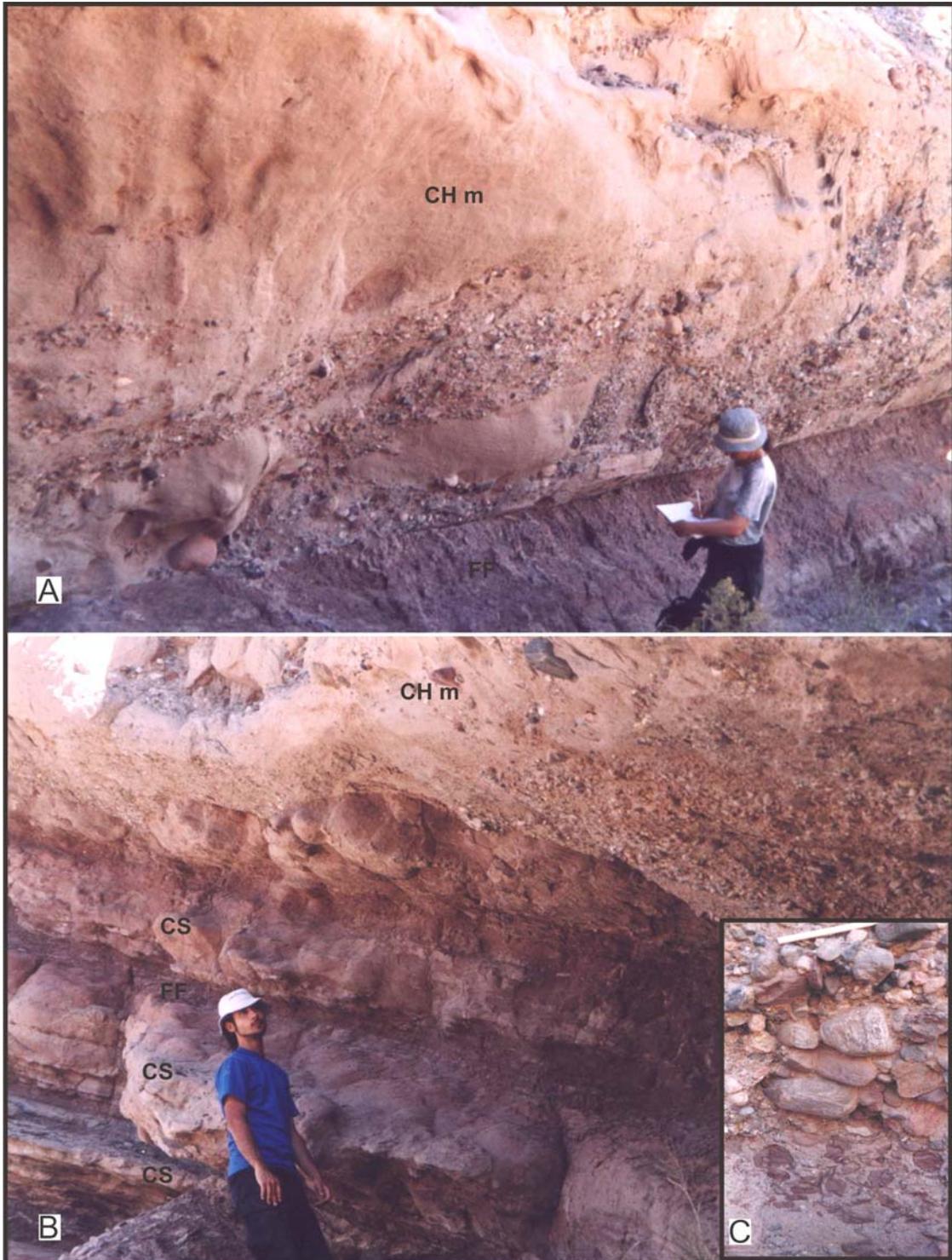
El elemento CHs empieza con un depósito residual representado por un nivel de brechas intraformacionales (Bi) masivas que rápidamente son cubiertas por ortoconglomerados extraformacionales masivos (Gm), con estratificación entrecruzada tabular planar (Gp), de bajo ángulo (G1) y, en ocasiones, imbricación de clastos (Gi). (Paleocorriente de Gp  $185^{\circ} 28^{\circ}\text{NO}$ ,  $163^{\circ} 35^{\circ}\text{SO}$  y  $130^{\circ} 34^{\circ}\text{SO}$ ; Sp  $44^{\circ} 11^{\circ}\text{NE}$ ;  $95^{\circ} 6^{\circ}\text{SE}$ ).

Estos niveles gravosos están compuestos por ortoconglomerados polimícticos matriz a clasto-soportados (matriz arenosa) medianos a gruesos, con clastos de 5 cm de diámetro medio y hasta 20 cm de diámetro máximo. Los mismos están integrados principalmente por clastos subredondeados, con formas esféricas a proladas, de metamorfitas de alto grado (gneises, 40%), volcanitas (riolitas, andesitas; 27%) y sedimentitas rojas (20%) y, en menor medida, por clastos de granitos (13%; Figura IX.22C).

Una característica de estos niveles es el aumento del tamaño de los clastos conjuntamente con la disminución del espesor de los bancos hacia la parte superior de la unidad. Los mismos empiezan con clastos de 10 cm de diámetro medio y 20 cm de diámetro máximo para luego alcanzar valores de 25 cm de diámetro medio y hasta 35 cm de diámetro máximo. Contrariamente, el espesor de estos bancos conglomerádicos disminuye desde 2 m en la parte inferior hasta delgados niveles (35 cm) intercalados entre las areniscas y pelitas rojas hacia el tope.

### **Interpretación**

La asociación de facies VI ha sido interpretada como un sistema fluvial anastomosado areno-gravoso de clima semiárido (Figura IX.23). De acuerdo al esquema de clasificación propuesto en esta tesis (Figura IX.2) se correspondería con un sistema anastomosado formado por fajas de canales lentiformes areno-conglomerádicos asociados a planicies de inundación dominadas por lóbulos de desbordamiento (CS).

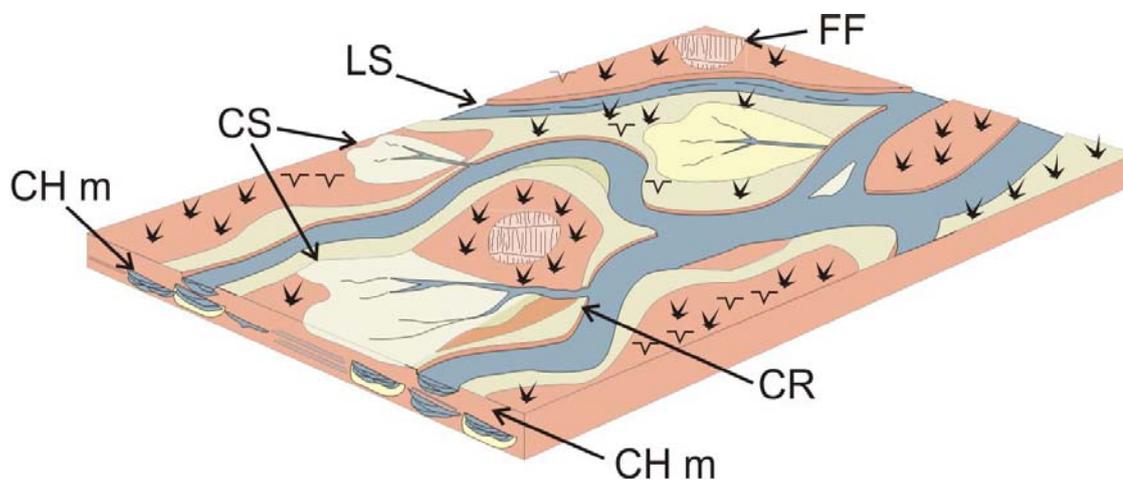


**Figura IX.22:** A. Fajas de canales areno-conglomerádicos. B. Obsérvese la base erosiva del elemento CHm sobre los depósitos de planicie de inundación y el arreglo grano creciente. C. Detalle de la composición del elemento CHm con predominio de clastos de metamorfitas de alto grado (gneises) y la presencia de intraclastos pelíticos en la base.

Entre las características tenidas en cuenta, pueden mencionarse la litología, el desarrollo de ciclos grano-estrato creciente, los canales multiepisódicos, la abundancia de depósitos de desbordamiento y la presencia de interestratificación de yeso.

Cabe destacarse que esta asociación de facies se caracteriza por la alternancia de dos tipos de canales. Por un lado, los arenosos dominados por pequeñas barras transversales y mantos de arenas con estructuras de alto régimen de flujo (elemento LS), que son típicos de corrientes efímeras (*flash flood*, Leopold *et al.* 1966).

Estas corrientes se caracterizan por ser de alta energía y capaces de transportar clastos tamaño grava disponibles. Dado que el periodo de flujo subcrítico durante un evento de inundación de estas corrientes es de corta vida, las estructuras de corte generadas, también lo son (Reid & Frostick, 1987). Generalmente, bajo tales condiciones esas estructuras se encuentran relacionadas con lecho plano y migración de antidunas (Foley, 1978; Reid & Frostick, 1987).



**Figura IX.23:** Modelo depositacional de la asociación de Facies VI.

A su vez, la alta concentración de sedimento en este tipo de flujos, una vez pasada la creciente, da lugar a la sedimentación de los materiales finos en niveles que pueden alcanzar hasta más de 10 cm de espesor. Generalmente, estas pelitas al ser expuestas y desecadas generan las grietas que pueden ser luego incorporadas como intraclastos

durante el próximo evento de creciente (Mather, 2007). Por otro lado, los canales gravosos que se caracterizan por la migración de barras gravosas y areno-gravosas transversales.

Dentro de las características anteriormente mencionadas, un indicio importante es la presencia de canales multiepisódicos con abundantes estructuras de corte y relleno que evidencian las sucesivas reactivaciones tras el abandono por avulsión reiterada producida por agradación con pocos indicios de erosión. A su vez, el desarrollo de ciclos grano-estrato crecientes resultarían del apilamiento de depósitos de desbordamiento producto de la avulsión reiterada.

Dentro del sistema se reconocen cambios notorios en las condiciones climáticas, las cuales se ven reflejada en las características del flujo y en los distintos tipos de depósitos. Por su parte, el elemento CHm está compuesto por canales simples dominados por las estructuras de alto régimen de flujo (Shp, antindunas) que se producirían durante las crecidas repentinas. Asociados a estos depósitos arenosos se encuentran algunos clastos aislados tamaño grava gruesa que ayuda a determinar la alta energía que presentaban las corrientes.

Por otro lado, los canales gravosos (CHm) indicarían periodos de mayor caudal y probablemente de mayor estabilidad, asociados a condiciones de mayor humedad. Esto se evidencia por el mayor desarrollo de las barras transversales.

A su vez, la presencia de dos tipos de depósitos finos de planicie de inundación estarían reflejando esas pequeñas variaciones en las condiciones climáticas. Por un lado, las areniscas finas y pelitas rojas masivas indicarían condiciones de mayor humedad, donde es favorable el desarrollo de actividad biológica que se ve reflejado por el alto grado de bioturbación. Estos depósitos en ocasiones pueden corresponder a paleosuelos pobremente desarrollados, característicos de este tipo de ambientes (Lekach *et al.*, 1998; Mack y James, 1994). Por otro lado, las pelitas con láminas de yeso y asociadas con grietas de desecación estarían indicando condiciones mayor aridez o mayor sequía. Bajo tales condiciones, es común la precipitación de evaporitas y la formación de grietas de desecación.

## Capítulo X

# FACIES SEDIMENTARIAS DEL MIEMBRO INFERIOR DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO: AFVII, VIII y IX

Las asociaciones de facies tratadas en este capítulo corresponden a sistemas lacustres de barreal, planicies aluviales y sistemas fluviales areno-conglomerádicos con depósitos de interacción fluvial-eólica. En el cuadro de la Figura X.1 se sintetizan las características principales de las mismas mientras que en la Figura X.2 se muestra la clasificación del sistema anastomosado.

### X.ii. ASOCIACIÓN DE FACIES VII

#### Descripción

La asociación de facies VII, de 242 m de espesor, cubre en forma transicional a la AFVI en el perfil de la quebrada de La Troya y es cubierta también en forma transicional por la AFVIII. La base de la misma está caracterizada por la presencia de un nivel de toba blanco grisáceo de 50 cm de espesor (Figura X.3). Esta unidad está compuesta principalmente por pelitas y areniscas finas, y escasos sedimentos gruesos representados por areniscas guijarrosas, conglomerados finos a medianos y brechas intraformacionales (Bi). Las pelitas y las areniscas finas son de color rojo y presentan laminación ondulítica (Fr, Sr) y paralela (Fl, Sh) y en ocasiones, masivas (Fm, Sm).

Asociación de facies	Espesor	Subambientes	Litofacies	Elementos arquitecturales	Interpretación paleoambiental
AFVII	241 m	Planicie arenosa	Sr, Sm		Sistema lacustre de barreal con sedimentación silicoclástica dominante y con corrientes fluviales efímeras.
		Planicie fangosa	Fr, Fl, (Fmb, Fg)		
		Corrientes efímeras	Bi, Gm, SGp, Ss, Sl, Sh, Shp, Sr, Sm	CHm (LS>SB)	
AFVIII	415 m	Fajas de canal	Bi, Gm, Gp, Gt, Gh, Gl, SGm, SGp, SGt, SGI, Sp, St, Sl, Sh, Ss, Se	CHm, CHs (GB, SB)	Sistema fluvial anastomosado areno-gravoso con planicies de inundación construida por los elementos FF y CS de clima semiárido.
		Planicie de inundación	Sl, Src, Sr, She, Smb, Fl, Fr, Fmb, Fg, P	FF~ (CS, CR)	
		Manto eólico	Spe, Sl		
AFIX	252 m	Fajas de canales	Bi, Gm, Gp, Gh, Gl, SGh, SGI, SGt, St, Sl, Sh	CHs >> CHm (SB, GB)	Sistema de planicie aluvial de rápida agradación con flujos poco canalizados a mantiformes ( <i>sheetflows</i> ) areno-gravoso y aporte volcániclastico
		Planicie de inundación	Sr, She, Sm, Sl (Fr, Fl, Fm)	FF>>(CR, CS)	

Figura X.1: Cuadro de las asociaciones de facies reconocidas en el miembro inferior de la Formación Toro Negro (continuación CAP. VIII-IX).

SISTEMAS ANASTOMOSADOS		FAJAS DE CANALES					
		Lenticulares (A/P<15)			Lentiformes a tabulares (A/P>15)		
		Arenosos	Areno-G	Conglomerádicos	Arenosos	Areno- G	Conglomerádicos
DEPÓSITOS DE PLANICIE	Lóbulos de desbordamiento (CS >> FF)				AFV	AFVI	AFII
	Agradación y lóbulos (FF ~ CS)					<b>AFVIII</b>	
	Agradación en cuenca de inundación (FF>>CS)			AFIII	AFIV		

Figura IX.2: Cuadro de clasificación propuesta en esta tesis para el sistema anastomosado tratado en este capítulo (en negrita).

Las areniscas medianas muestran principalmente laminación ondulítica (Sr), y en menor medida, desarrollan estratificación de bajo ángulo (SI). Las areniscas guijarrosas desarrollan estratificación entrecruzada planar o de bajo ángulo (SGI) mientras que los conglomerados y brechas generalmente no presentan estructura (Gm, Bi).

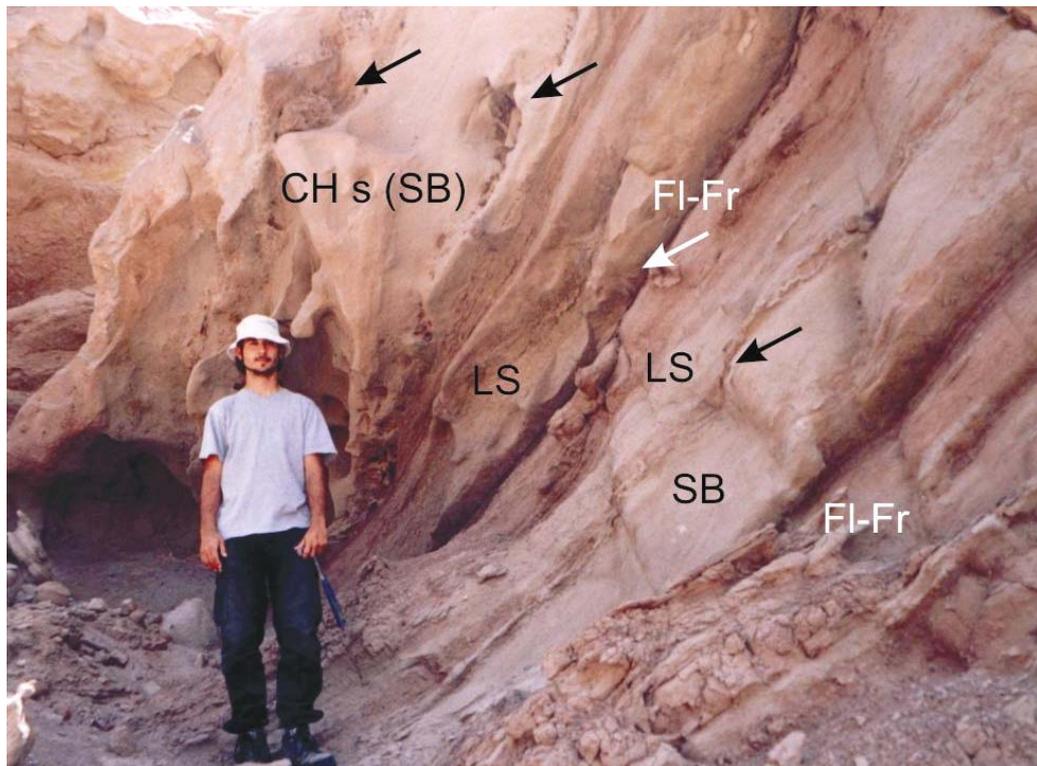
Una característica de esta asociación de facies es la presencia de ciclos grano-estrato crecientes de hasta 20 m de espesor. Los mismos se inician con pelitas rojas con laminación ondulítica (Fr) o masivas (Fm) y ocasionalmente areniscas finas con laminación heterolítica (She). Dentro de los mismos se intercalan, esporádicamente, cuerpos de geometría lentiforme de hasta 20 cm de espesor de areniscas medianas con laminación ondulítica (Sr) o masiva (Sm). En algunos casos, estos cuerpos se caracterizan por presentar en su base una superficie plana y estar compuestos por areniscas medianas, en ocasiones gruesas, de color verde. Hacia la parte superior del ciclo, los bancos de areniscas medianas a gruesas se hacen más próximos, y se encuentran separados por delgados niveles de 10 cm de espesor de areniscas finas rojas con laminación ondulítica (Sr-Fr).

En la parte cuspidal de la unidad, los ciclos terminan con fajas de canales bi o tri episódicos (CHm) de areniscas medianas verdes y pardas (Figura X.4). Estos cuerpos presentan geometría lentiforme a tabular y están limitados en sus bases por superficies erosivas (5e) materializadas por un delgado nivel de brechas intraformacionales (Bi) y conglomerados extraformacionales finos masivos (Gm). Este depósito residual es cubierto por areniscas guijarrosas con estratificación entrecruzada planar (SGp) y areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (SI). Este conjunto de litofacies conforman el elemento arquitectural SB.

Mientras que cuerpos de geometría laminar de areniscas con abundantes estructuras de corte y relleno (Ss) y laminación paralela (Sh) de alto régimen de flujo, en ocasiones, mostrando lineación *parting* (Shp), conforman el elemento arquitectural LS.



**Figura X.3:** Inicio de la asociación de facies VII. Obsérvese el predominio de sedimentos finos y el nivel de toba marcado por la flecha.



**Figura X.4:** Detalle de la faja de canal en la parte cuspidal del ciclo. Obsérvese los distintos elementos de CHs (SB y LS) que la conforman limitados por brechas intraformacionales (flechas) o particiones pelíticas.

En algunos casos, dentro de la faja de canal (CHm) se pueden diferenciar unidades de canal (elemento CHs). Las mismas se encuentran limitadas por la presencia de delgados niveles de hasta 10 cm de espesor de pelitas rojas con laminación ondulítica (Fr) y paralela (Fl) o, en algunos casos, masivas por bioturbación (Fmb; figura X.4).

Cabe destacarse, que los depósitos que conforman esta unidad, presentan importantes variaciones laterales, observándose las geometrías lenticulares de los bancos de areniscas más gruesas inmersos en los sedimentos finos.

### **Interpretación**

El amplio dominio de depósitos finos (Figura X.5) representados por pelitas y areniscas finas rojas con estructuras de baja energía (Fr-Sr, Fl) y la escasa existencia de bancos de areniscas finas a medianas en cuerpos de geometría lenticular permiten interpretar a la unidad como depositada en un cuerpo de agua somero con dominio de sedimentación clástica, es decir, un ambiente lacustre de barreal (Figura X.6).

Dentro de este sistema se reconocen, por un lado, depósitos predominantemente arenosos caracterizados por la presencia de bancos lenticulares a laminares o lobulados de areniscas (Sr, Sm). Los mismos son interpretados como correspondientes a la parte marginal del cuerpo de agua, es decir, la planicie arenosa (*sand flat*), donde predominan los depósitos distales de corrientes efímeras no canalizadas (*sheet flows*). La depositación de estos sedimentos se da generalmente en condiciones de bajo régimen de flujo, durante la desaceleración moderada a rápida de esos flujos mantiformes (Hubert y Hyde, 1982).

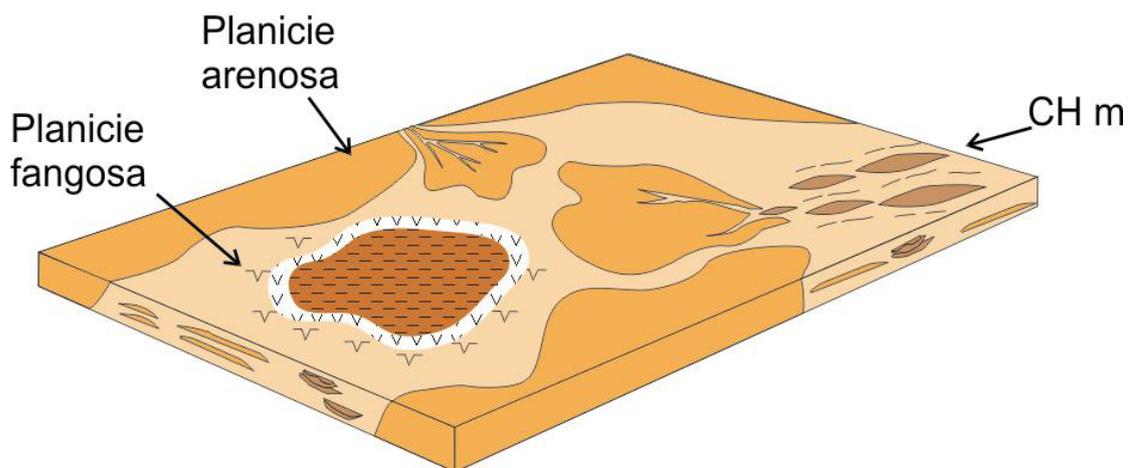
Por otro lado, las pelitas (Fr, Fl, Fmb) y, en algunos casos, las facies heterolíticas (She) corresponderían a la sedimentación en un ambiente de menor energía correspondiente a una planicie fangosa (*mud flat*). En este subambiente predominaría la decantación de sedimento fino en suspensión aportado por las corrientes efímeras, las cuales se caracterizan por tener una alta concentración de material fino en suspensión (Hubert y Hyde, 1987). Ocasionalmente, se produce la migración de ondulitas subácueas

(Fr, Sr) en condiciones de bajo régimen de flujo relacionadas a los lóbulos más distales de las corrientes mencionadas anteriormente.

Esporádicamente se observan pelitas masivas por bioturbación (Fmb) que estarían indicando que las condiciones ambientales no fueron tan severas y permitieron el desarrollo de la actividad biológica.



**Figura X.5:** Aspecto general de la AFVII. Obsérvese el predominio de sedimentos finos y la presencia de ciclos grano-estrato creciente.



**Figura X.6:** Modelo deposicional para la asociación de facies VII.

Los ciclos grano-estrato crecientes reconocidos dentro de la unidad indicarían distintos pulsos de progradación de corrientes fluviales efímeras hacia el cuerpo de agua somero (Figura X.5). Hacia la parte cuspidal de la unidad, los ciclos culminan con fajas de canales multiepisódicos arenosos (CHm) que podrían corresponder a una planicie fluvial distal con canales entrelazados areno-guijarrosos que habría progradado hacia el cuerpo lacustre de barreal. La misma estaría integrada por canales someros de baja sinuosidad dominados tanto por depósitos arenosos de alto régimen de flujo correspondientes a las crecidas repentinas (Bi, Ss, Sh, elemento LS) como por la migración de formas de lecho arenosas (elemento SB). Estos tipos de depósitos se asemejan a los mencionados por Miall (1996) para este tipo de planicies entrelazadas distales como también a los descritos por Nichols y Fisher (2007) para la parte proximal de un sistema fluvial distributivo.

### X.iii. ASOCIACIÓN DE FACIES VIII

#### Descripción

La asociación de facies VIII, de 415 m de espesor máximo, aflora en el sector central (quebrada de La Troya y alrededores) en forma recurrente. En su primera aparición la misma se apoya en forma transicional sobre el sistema lacustre de barreal de la AFVII donde se inicia con un banco de toba blanco que dado su marcada extensión lateral sirve como un importante nivel guía. En la segunda repetición, esta asociación de facies se vuelve a apoyar en forma transicional pero sobre la AFIX constituyendo el techo del Miembro Inferior en la quebrada de La Troya. En este último caso, se caracteriza por intercalar depósitos arenosos con *sets* de estratificación entrecruzada de gran escala como importantes niveles tobáceos.

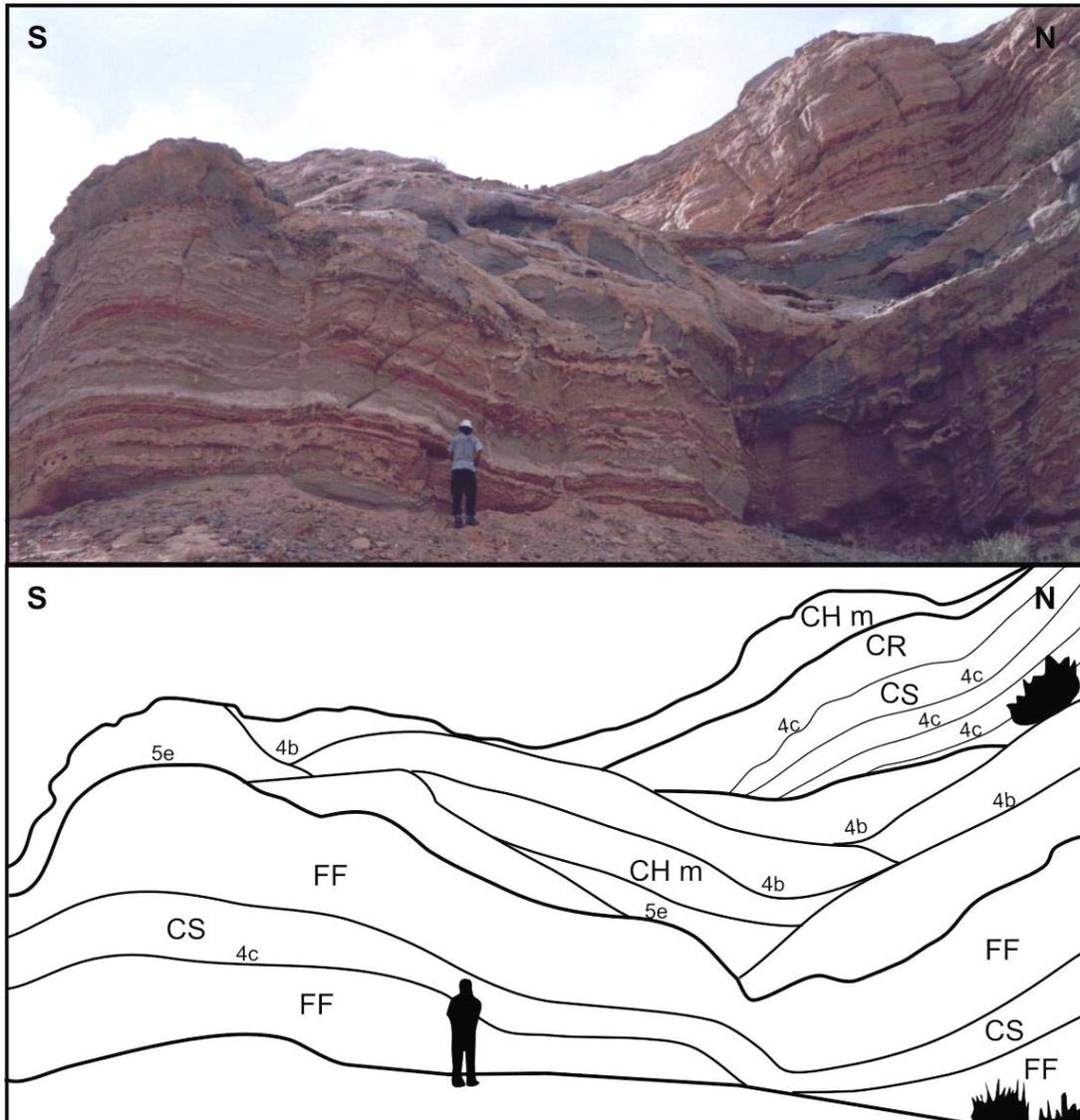
Esta asociación de facies está formada por conglomerados medianos extraformacionales, areniscas y pelitas y, en menor medida, por areniscas guijarrosas y brechas intraformacionales. Un componente importante consiste en material volcanoclástico

de caída, en especial, en la segunda repetición de la unidad. Los conglomerados son de color gris y, al igual que las areniscas guijarrosas, presentan estratificación entrecruzada planar (Gp, SGp), en artesa (Gt, SGt), de bajo ángulo (Gl, SGl) a horizontal (Gh, SGh) y masivas (Gm, SGM). Las areniscas, de color pardo o verdoso, presentan estructura masiva (Sm), estratificación entrecruzada en artesa (St), planar (Sp), de alto ángulo (Spe) y de bajo ángulo (Sl). Mientras que las areniscas más finas, junto con las limolitas de color pardo rojizo, exhiben laminación heterolítica (She), ondulítica (Sr, Fr) o masivas (Sm, Fm).

Esta unidad está integrada por depósitos de canales multiepisódicos areno-conglomerádicos (50%, elemento CHm) y de planicies de inundación (50%), en proporciones similares tanto de depósitos finos (elemento FF) como arenosos (elementos CS y CR) en ciclos grano-estrato crecientes de hasta 13 m de espesor.

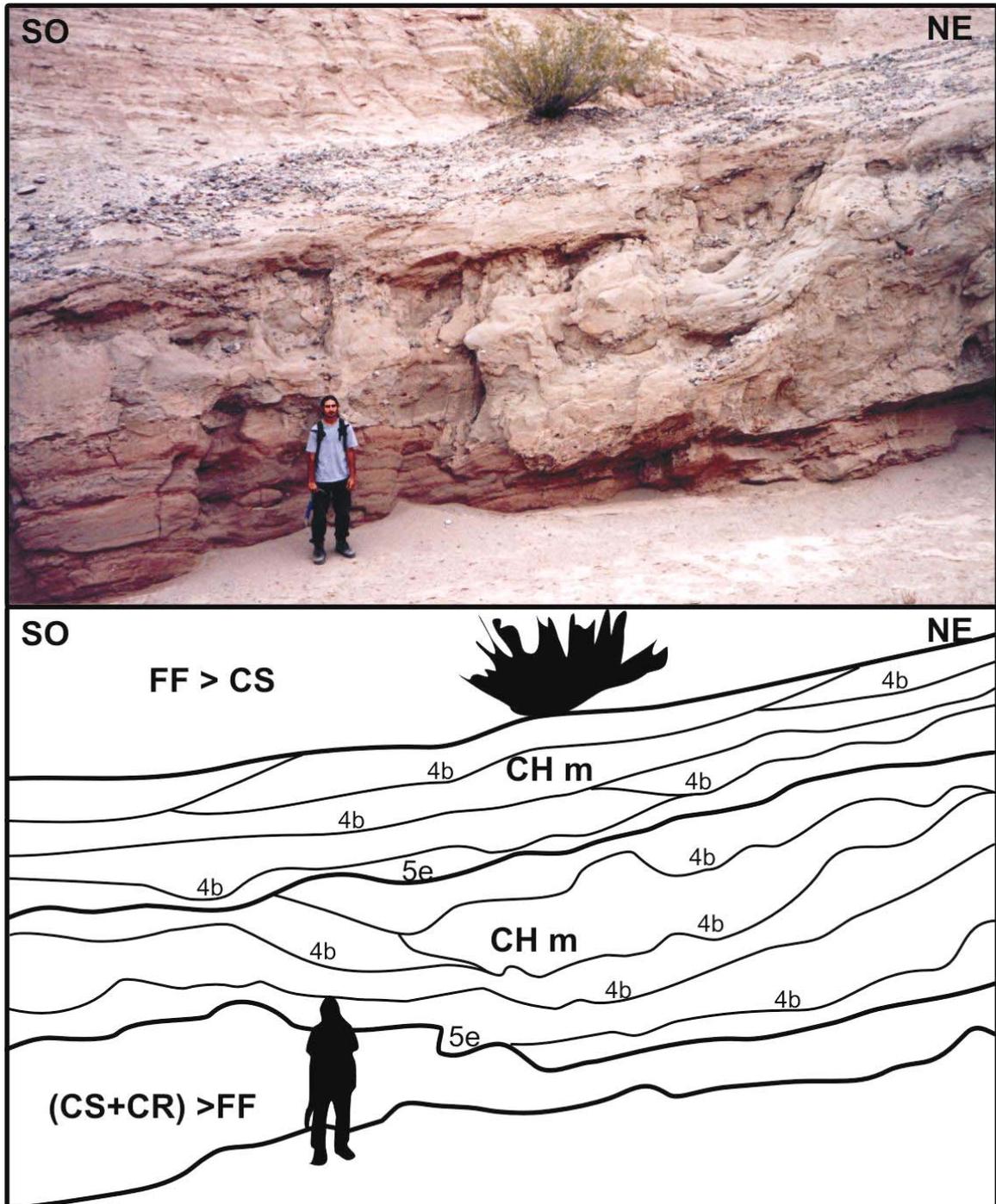
Las fajas de canales multiepisódicos areno- conglomerádicos (elemento CHm) se presentan en bancos de geometría lenticular de hasta 4 m de espesor, limitados en sus bases por superficie de orden 5e leve a fuertemente erosivas. Internamente, se reconocen algunas unidades de canal (CHs) en bancos de geometría claramente lenticular de 0,50 m hasta 1,5 m de espesor que por momentos, se sueldan lateralmente y con frecuencia se amalgaman verticalmente (Figuras X.7, 8 y 9A). Estas unidades (CHs) están limitadas en la base por superficies erosivas de orden 4b materializadas por niveles de brechas intraformacionales pelíticas (Bi). Esporádicamente, estas últimas están marcadas por niveles centimétricos de pelitas con grietas desecación (Fg) o por delgados depósitos finos de planicie (Fl, Fr, Sr, She, Figura X.9E).

Dentro de ambos elementos de canal (CHm, CHs) son comunes las estructuras de corte y relleno (Se) y las superficies de reactivación (Ss). El relleno de los mismos se caracteriza por la intercalación de los elementos arquitecturales GB y SB. El primero de ellos (GB) se inicia con un delgado nivel de conglomerados medianos extraformacionales masivos (Gm, *lag basal*), el cual es cubierto por ortoconglomerados medianos matriz-soportados (matriz arenosa fina) o areniscas guijarrosas con estratificación entrecruzada en artesa (Gt, SGt), planar (Gp, SGp) y de bajo ángulo (Gl, Gh, SGl).



**Figura X.7:** Aspecto general de la AF VIII. Obsérvese el espesor de la faja de canal (elemento CHm).

Generalmente, por encima se encuentra el elemento SB que consiste en areniscas gruesas a medianas con estratificación entrecruzada en artesa (St), tabular planar (Sp) y de bajo ángulo (Sl). En algunos casos, por encima de las lentes conglomerádicas (Gm) o sobre un delgado nivel residual (SGm) se apoyan areniscas guijarrosas con una difusa estratificación entrecruzada (SGp?), rápidamente cubiertas por areniscas medianas a gruesas con estratificación de muy bajo ángulo a horizontal (Sl a Sh).



**Figura X.8:** Fajas de canal (CHm) integrado por unidades de canal amalgamadas verticalmente. Observe la superficie erosiva (5e) en la base de las mismas.

Una característica particular de las fajas de canal es la preservación de las cucharas de artesas (Gt, St) en el techo de las mismas como también la presencia de lineación *parting* (Shp) asociadas a marcas de base (dirección 170°, Figura X.9B-C).

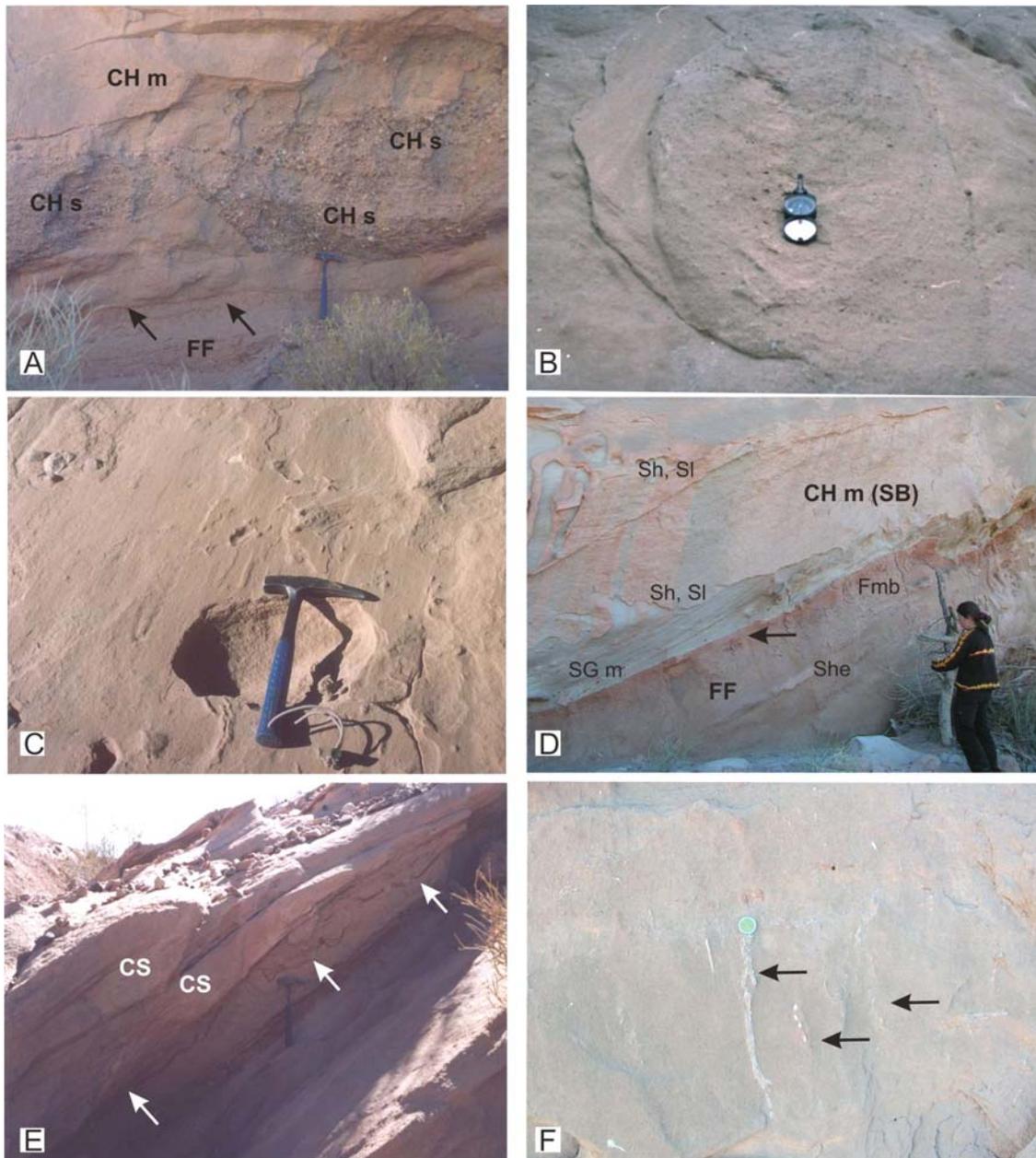
Los niveles conglomerádicos están compuestos por clastos esféricos a prolados, subredondeados, de 6 cm de diámetro medio, aunque algunos clastos alcanzan hasta 15 cm de diámetro máximo. Composicionalmente, son polimícticos y están integrados por clastos de volcanitas (riolitas, andesitas; 33%), sedimentitas (arenitas rojas y algunas arenitas grises, 27%), metamorfitas (principalmente gneises y algunas anfibolitas, 20%) y granitos (20%). Paleocorrientes medidas: Gp: 123° 16°SO, 149° 20°SO, 130° 24°SO y 44° 57°NO (Az. Regional 190° 29°NO); Gt-St: promedio de varias mediciones de dirección 180° (hacia el sur; regional 180° 48°O); Gt-St: dirección de cucharas y lineación *parting* 170° (hacia el sur; Az regional 210° 35°NO); Sp: 220° 32°NO, 200° 55°NO y 235° 41°NO.

Los depósitos finos de planicie, que conforman el elemento FF (>40%), se presentan en cuerpos tabulares y están integrados principalmente por pelitas rojas con laminación paralela y ondulítica (Fl, Fr). En forma subordinada, se observan areniscas finas con laminación ondulítica (Sr), y ocasionalmente laminación heterolítica tipo flaser (She). Con frecuencia se observan bancos masivos por bioturbación (Fmb, Smb) y grietas de desecación (Fg). Las areniscas masivas se caracterizan por exhibir abundantes tubos verticales de 2 cm de ancho y 15 cm de largo, aunque esporádicamente presentan hasta 50 cm de largo (Figura X.10). También se reconocen delgadas láminas de 2 cm de espesor de carbonato blanco (P), niveles de costras de hasta 5 cm de espesor (pedogénico) y concreciones del mismo material que en algunos sectores, forman pequeños cuerpos de geometría lenticular de 5 cm de espesor.

Dentro del elemento FF se reconocen depósitos de desbordamiento (>40%, elementos arquitecturales CS y CR), los cuales se caracterizan por mostrar un incremento en su espesor desde 15 cm hasta 60 cm hacia la parte superior de la unidad. Los mismos están formados por bancos de geometría lentiforme a mantiforme de areniscas medianas pardas que muestran estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl), laminación ondulítica

ascendente (Src, *climbing*) y laminación ondulítica (Sr). Aunque frecuentemente, los mismos se caracterizan por ser masivos por bioturbación (Smb) representada generalmente por tubos verticales (Figura X.9F). La base de estos bancos está marcada por superficies de orden 4c levemente erosivas a planas. Este último tipo de superficie corresponde a los lóbulos de desbordamiento (elemento CS) que frecuentemente preservan sus techos convexos (Figura X.9E). Asociados al techo de estos depósitos se encuentran también abundantes tubos verticales de color pardo y niveles de carbonato (P, Figura X.10). En la segunda repetición de esta asociación de facies, estas intercalaciones se hacen mas frecuentes y se encuentran asociadas a bancos de geometría tabular de 10 m de espesor de areniscas finas y medianas de color gris y pardo (Figura X.11). Las mismas se caracterizan por presentar muy buena selección, alta porosidad y el desarrollo de sets de estratificación entrecruzada planar de alto ángulo y escala grande de hasta 2 m (Spe, paleocorriente: 230° 27°SE, regional 340° 40°O, 30° 25°NO). Dentro de este tipo de estratificación es común la presencia de gradación inversa en las capas frontales y de pequeñas lentes de areniscas medianas (Figura X.11B).

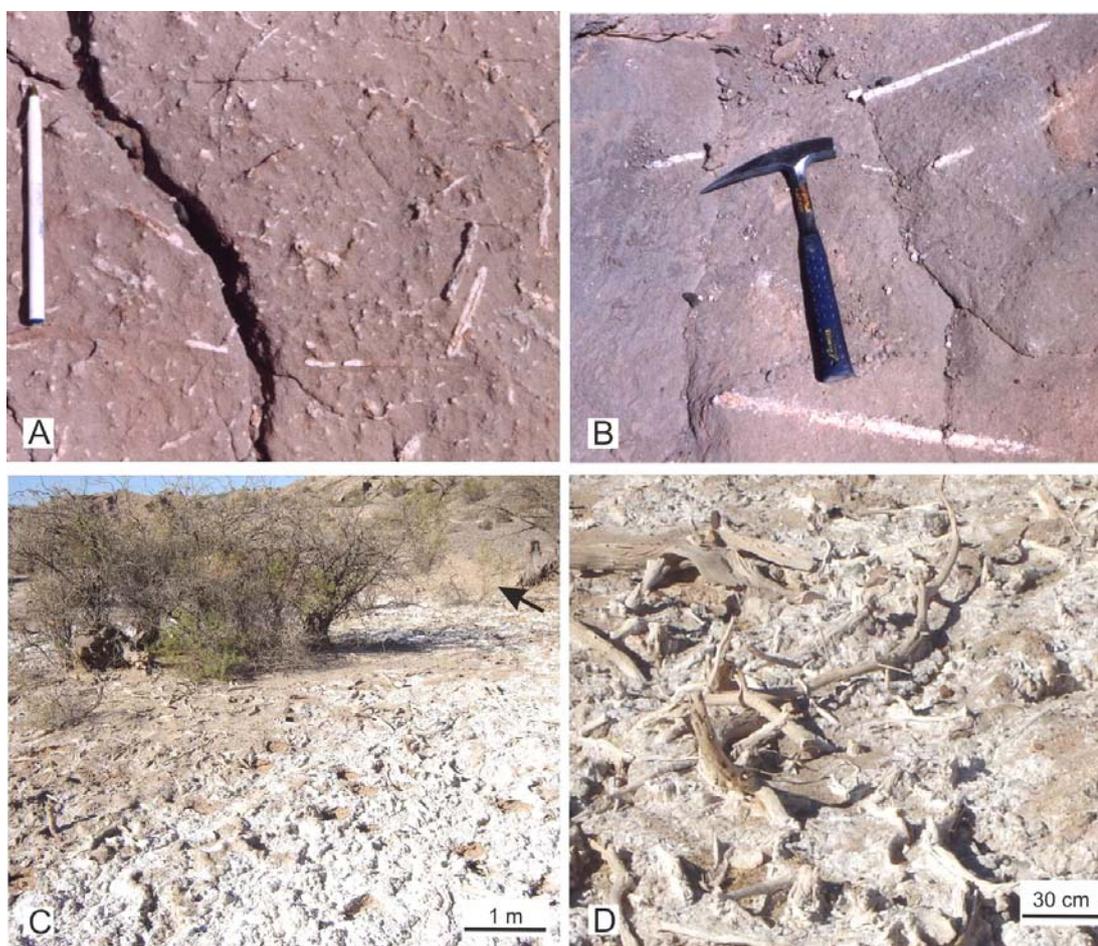
Otro rasgo importante de esta asociación de facies es la presencia de varios niveles delgados de depósitos volcanoclásticos de caída. En particular, se destaca unos importantes niveles de tobas vítreas blancas (TN58 y TN6) de hasta 60 cm de espesor en la parte cuspidal de la unidad (Figura X.12). Los mismos se caracterizan por estar compuestos casi totalmente por material vítreo, principalmente trizas, en sus variadas formas, y por fragmentos pumíceos sin evidencia de desvitrificación. Cabe mencionar que estos niveles de tobas han resultado sumamente significativos porque han sido datados otorgando edades de  $6,8 \pm 0,2$  M.a. (TN58) y  $8,6 \pm 0,3$  M.a. (TN6). De esta manera y dada la ubicación estratigráfica de las mismas, se ha podido establecer la edad del límite entre los Miembros inferior y superior de la Formación Toro Negro (Ver CAP. XVI).



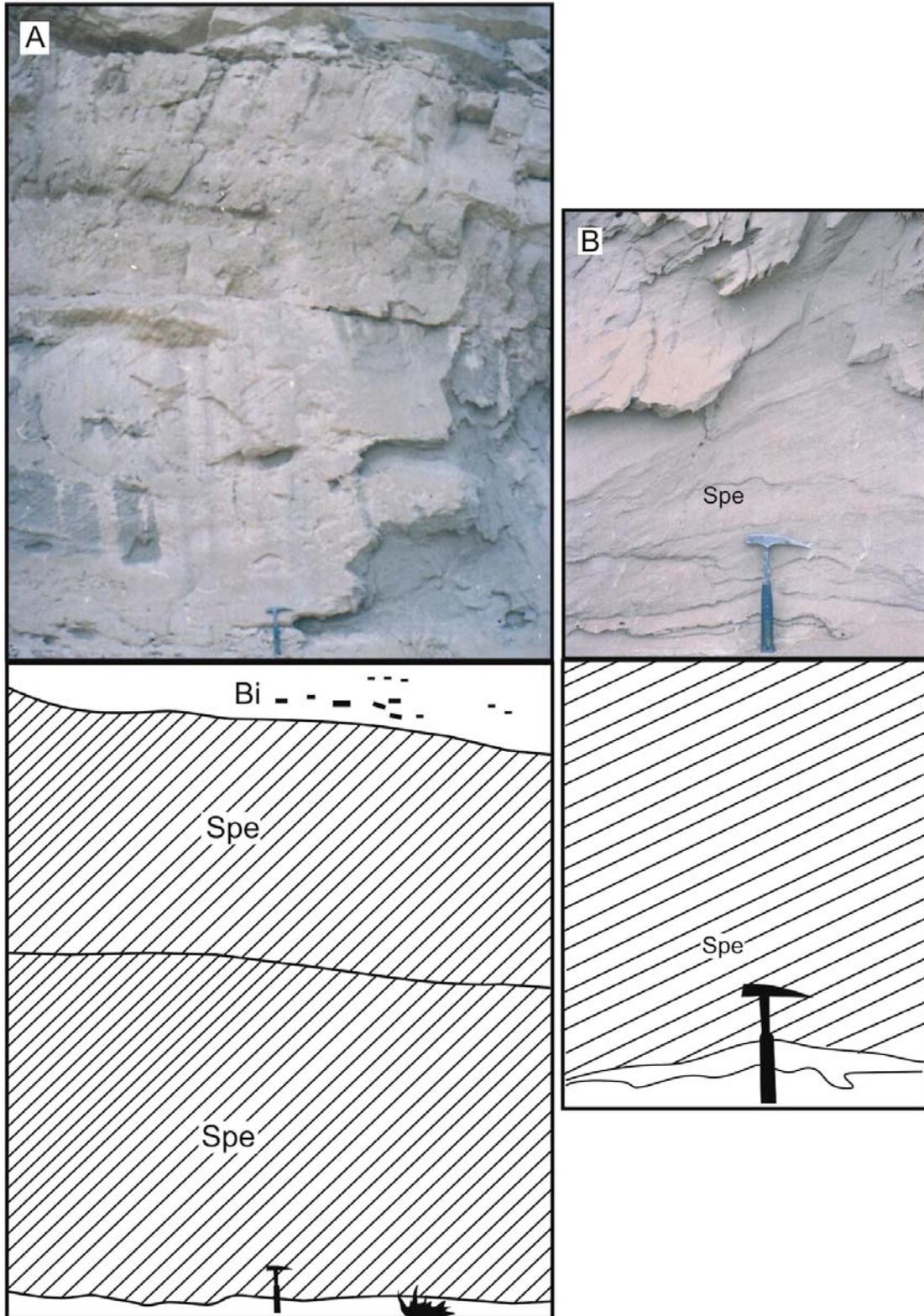
**Figura X.9:** **A.** Detalle del elemento CHm donde se reconocen unidades de canales conglomerádicos (CHs) con geometría lenticular soldados lateralmente. Observe el contacto de la faja con respecto a los depósitos de planicie (flechas). **B.** Preservación de cucharas de artesa (SGt) en el techo de las fajas de canales (CHm); **C.** Lineación *parting* asociados a marcas de base; **D.** Elementos SB asociado a los canales arenosos. **E.** Delgados depósitos de desbordamiento. Observe la base plana y el techo convexo del elemento CS y las estructuras de deformación convoluta de las pelitas (flechas) y **F.** Rizolitos preservados en bancos de areniscas masivas.

### Interpretación

Esta asociación de facies ha sido interpretada como un sistema fluvial anastomosado dominado por complejos de canal de geometría lenticular a lentiforme arenoconglomerádicos y planicies de inundación donde se combinan los elementos FF y CS. Por lo tanto, este sistema guarda similitudes con los de agradación moderada propuestos por Makaske (1998; 2001). A su vez, el mismo se caracteriza por la intercalación de depósitos eólicos, volcánicos y volcanoclásticos (Figura X.13).



**Figura X.10:** **A.** Niveles de areniscas masivas asociadas con abundantes tubos de carbonato (posiblemente tallos y ramas); **B.** Obsérvese la longitud de los mismos; **C. y D.** Depósitos de planicies de inundación del actual río de La Troya. Nótese la abundante presencia de restos de tallos y ramas con evaporitas (sales) y acumulaciones de arenas eólicas (flecha en C) y el tamaño de los restos de ramas presentes (D).



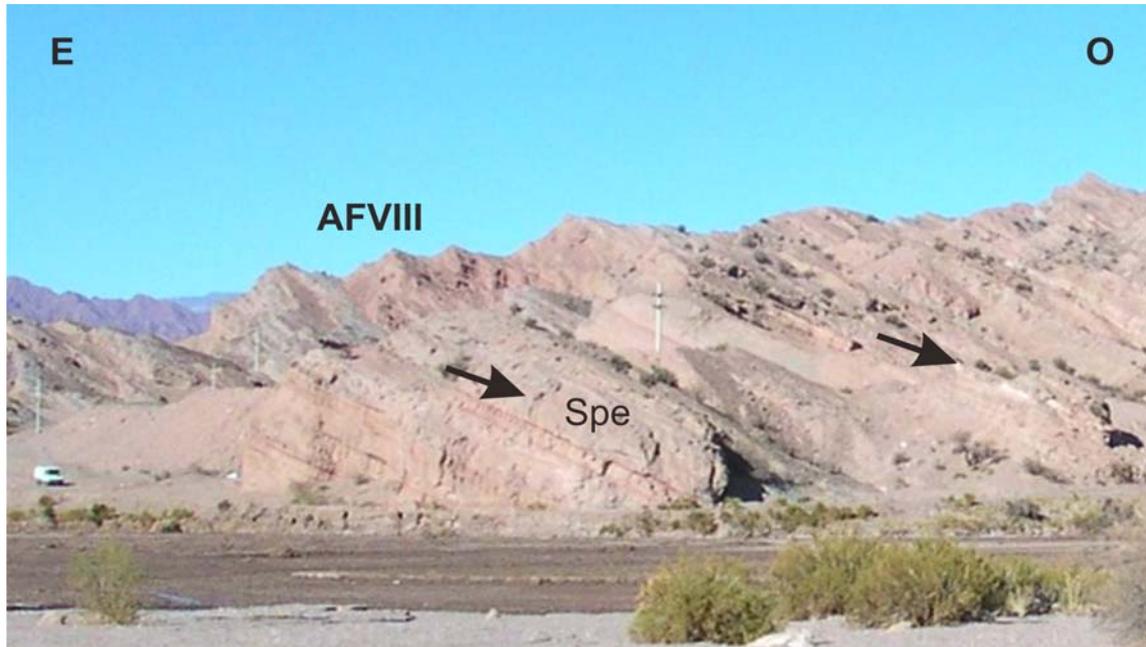
**Figura X.11:** Intercalación eólica en la segunda repetición de la AFVIII en el techo del Miembro Inferior de la Formación Toro Negro. **A.** Obsérvese el espesor de los sets de estratificación entrecruzada de escala grande (Spe); **B.** Detalle de la estratificación (Spe) donde se reconocen láminas más gruesas y gradación inversa.

Dentro del complejo de canal areno- conglomerádicos (elemento CHm) se reconocen distintos estilos y depósitos de canal. Por un lado, los canales monoepisódicos gravosos (CHs) que migran lateralmente o probablemente dejan de estar activos en forma abrupta (*switching*) con menor subsidencia contemporánea (Miall, 1985). Un segundo estilo, de menor migración lateral, consiste de unidades de canal (CHs) que se apilan o amalgaman verticalmente generando complejos de canales (CHm) compuestos por los elementos GB y SB.

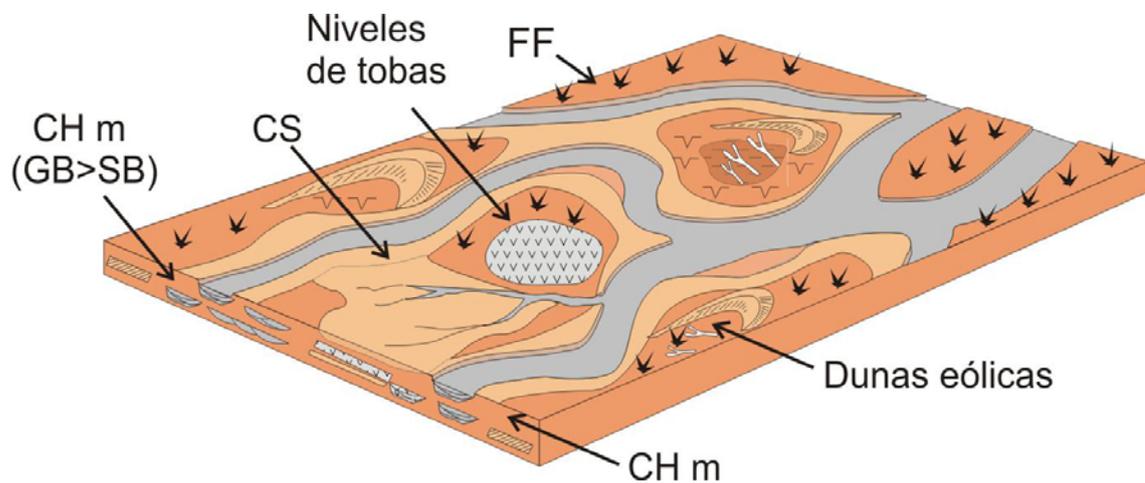
Con respecto a los depósitos de canal, las barras transversales son las macroformas dominantes. Las mismas se caracterizan por ser tanto gravosas (Gm, Gp, Gt) o guijarrosas (SGm, SGp, SGt) conformando el elemento GB, como arenosas (Gm, SGm, Sp, St; elemento SB). En algunos casos, dentro de estas macroformas es posible diferenciar depósitos correspondientes a núcleos de barras (lentes de Gm, SGm) como de tope de barras (Sl, Shp). Estos últimos depósitos serían el resultado de la migración de pequeñas mesoformas arenosas, con frecuencia, bajo condiciones de alto régimen de flujo (Shp). En forma subordinada, se reconocen pequeñas barras longitudinales areno-gravosas con escaso desarrollo vertical (Gm, SGp?, Sl, Shp).

Una característica de este sistema fluvial es la moderada agradación vertical, acompañada en ocasiones por migración lateral de las unidades de canal. De esta manera, el sistema presentaría avulsiones reiteradas seguidas por episodios de migración lateral de los canales activos. Esta migración lateral se daría a través del abandono completo del canal y la activación del canal contiguo (Miall, 1985; 1996).

El tipo de avulsión reconocido en este sistema fluvial ha sido denominada del tipo “transicional estratigráficamente” por Jones y Hajek (2007). El mismo se caracteriza por presentar depósitos de desbordamiento definidos por Krauss y Wells (1999) como “*heterolithic avulsion deposits*” que incluyen tanto canales como lóbulos (elementos CR y CS) por debajo de los depósitos de canal (elemento CHm).



**Figura X.12:** Vista general de la parte cuspidal de la AFVIII en la quebrada de La Troya. Observe los bancos tabulares correspondientes a la intercalación eólica (Spe) y el nivel de toba blanco (TN58) señalado por la flecha.



**Figura X.13:** Modelo depositacional del sistema fluvial anastomosado areno-gravoso con intercalación de depósitos eólicos y volcánoclasticos propuesto para la asociación de facies VIII.

Respecto a las areniscas finas en sets de entrecruzamiento de escala grande (Figura X.11), caracterizadas por su muy buena selección y alta porosidad, han sido interpretadas como de origen eólico (Ahlbrandt, 1979; Goudie y Watson 1981, Hunter, 1977). Dado esas características y el escaso desarrollo vertical del intervalo que las contiene como a su limitada extensión lateral, el mismo es interpretado como un sistema de interacción fluvial-eólico (Langford 1989, Langford y Chan 1989). De esta manera, los bancos de areniscas con Spe corresponderían a depósitos de dunas o protodunas (mesoformas móviles) que avanzaron sobre las planicies fluviales del sistema, desarrollándose en las áreas de intercanal o en las zonas aledañas a los canales. Dado el espesor de los sets, que en ocasiones, alcanza los 2 m, se trataría de dunas medianas (Rubin y Hunter, 1982).

Cabe mencionar que además de los depósitos de dunas, se encuentra abundante carbonato (P) de posible origen pedogénico asociado a la presencia de niveles con concentración de restos orgánicos, probables tallos u otros restos de flora (Figura X.10). En la misma, se muestra un probable análogo de estos depósitos correspondiente a la planicie del actual río de La Troya, donde puede observarse la abundancia de restos de flora (tallos y ramas) en una planicie areno-limosa y asociados a importantes depósitos de sales (evaporitas, Figura X.10 C y D).

Debido a la asociación de estos niveles con areniscas finas grises con laminación ondulítica (Sr) y en ocasiones con estatificación entrecruzada en artesas (St), los mismos podrían corresponder a pequeñas áreas de interdunas húmedas (Talbot, 1985) desarrolladas entre las mesoformas eólicas anteriormente mencionadas. Es decir, que condiciones de mayor humedad favoreció el crecimiento de vegetación y desarrollo de paleosuelos pobremente desarrollados, los cuales posteriormente al aumentar las condiciones de aridez se preservaron ya sea como rizolitos o como restos orgánicos (tubos de carbonato). Tales niveles podrían estar marcando superficies de inundación (Langford y Chan, 1988).

Todas las características mencionadas anteriormente, que incluyen las intercalaciones de depósitos eólicos, la presencia de grietas de desecación y las pelitas

rojas masivas bioturbadas asociadas a rasgos pedogénicos (pedotúbulos?) probablemente correspondientes a paleosuelos pobremente desarrollados y la preservación de evaporitas (carbonato), evidencian condiciones paleoclimáticas semiáridas (Lekach *et al.*, 1998, Miall, 1996; Mack y James, 1994).

#### **X.iv. ASOCIACIÓN DE FACIES IX**

##### **Descripción**

El inicio de esta unidad (AFIX) ha sido establecido debido a la disminución de conglomerados extraformacionales y la aparición en mayor proporción de depósitos finos de planicie (pelítico-arenosas) y de canales arenosos con respecto a la AFVIII, la cual es cubierta en forma transicional por la unidad aquí tratada.

Esta asociación de facies, de 252 m de espesor máximo, está compuesta principalmente por areniscas finas a medianas pardas rojizas y pelitas rojas, y en menor medida por areniscas guijarrosas a conglomerados extraformacionales finos a medianos de color gris (Figura X.14). Estos depósitos se caracterizan por su arreglo en ciclos grano-estrato creciente de hasta 15 m de espesor que se inician con los depósitos finos de planicies (areno-pelíticas) y culminan con los de canales (areniscas y escasos conglomerados).

Gran parte del ciclo está dominado por areniscas finas rojas con laminación ondulítica (Sr) y heterolítica (She) asociadas, en menor proporción, a pelita con laminación ondulítica y horizontal (Fr-FI) y, en algunos casos, masivas (Fm). Este conjunto de litofacies conforman el elemento arquitectural FF. Esporádicamente, dentro del mismo se reconocen delgados niveles de geometría lobulada, de 15 cm de espesor, de areniscas medianas masivas (Sm) o con estratificación de bajo ángulo (Sl). Estos bancos conforman pequeños depósitos de desbordamiento (elementos arquitecturales CS) limitados en sus bases por superficies de orden 4c planas.

Los depósitos gruesos, que conforman el elemento CHs, se presentan en cuerpos de geometría lenticular a lentiforme con una alta relación ancho / profundidad ( $A/P > 10$ ) mostrando hasta 15 m de longitud y 1 m de espesor máximo. Generalmente, estos cuerpos, de areniscas medianas pardas rojizas o areniscas guijarrosas a conglomerados finos a medianos grises, presentan bases planas a levemente erosivas (superficies de orden 4b) y techos convexos. Las areniscas, que exhiben estratificación entrecruzada en artesa (St) y de bajo ángulo (Sl), constituyen el elemento SB. El mismo domina en la parte inferior de la unidad como de los ciclos. Mientras que hacia la parte superior de los ciclos, los canales (CHs) se caracterizan por estar dominados por el elemento GB. El mismo está integrado por conglomerados medianos a finos a areniscas guijarrosas grises y se caracteriza por exhibir superficies basales levemente erosivas de orden 4b (Figura X.15).

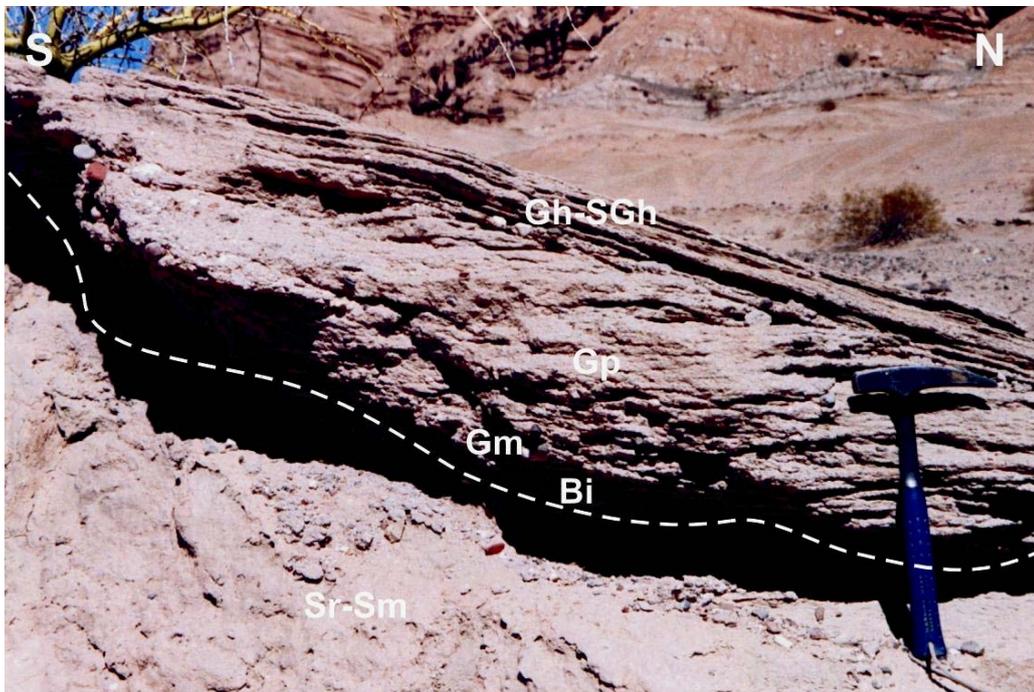
Estas superficies se encuentran marcadas por un delgado nivel de conglomerados o areniscas guijarrosas masivas (Gm, SGm) y raramente por brechas intraformacionales masivas (Bi). Por encima de las mismas, se hallan conglomerados medianos a finos o areniscas guijarrosas con difusa estratificación entrecruzada en artesa (Gt, SGt), planar (Gp, SGp), horizontal (Gh, SGh) o de bajo ángulo (Gl, SGl). (Mediciones de paleocorriente Gl:  $222^{\circ} 37^{\circ}\text{NO}$ ,  $233^{\circ} 37^{\circ}\text{NO}$ , ver Figura X.15).

Se trata de ortoconglomerados polimícticos matriz-soportado (matriz arenosa), medianos a finos con clastos de 3 cm de diámetro medio, aunque alcanzan hasta 5 cm. Los clastos son subredondeados con formas proladas a esféricas de volcanitas (riolitas y andesitas, 38%), granitos (25%), sedimentitas (arenitas rojas, 25%) y metamorfitas de alto grado (gneises, 13%).

Cabe mencionarse que hacia la parte superior de la unidad, se observa un aumento en la cantidad de los canales gravosos, los cuales esporádicamente se amalgaman formando el elemento CHm, bi o tri-episódico, que en algunos casos alcanza hasta 1,50 m de espesor (Figura X.16).



**Figura X.14:** Aspecto general de la AFIX. Obsérvese el predominio de depósitos finos y la geometría lenticular de los canales señalado por el acúñamiento del banco hacia el sur (persona de escala).



**Figura X.15:** Depósitos de pequeñas barras transversales gravosas correspondientes al elemento GB (Bi, Gm-Gp-Gh-SGh). Observe la base erosiva, señalada por la línea punteada.

Otro rasgo de esta asociación es la intercalación de niveles de tobas o de areniscas tobáceas. En especial, se destaca la presencia de un espeso nivel tobáceo blanco grisáceo (TN-50) de 1,50 m de espesor, el cual exhibe en la parte superior, una difusa estratificación horizontal y de bajo ángulo (Sh, Sl, ver Figura X.17).

### **Interpretación**

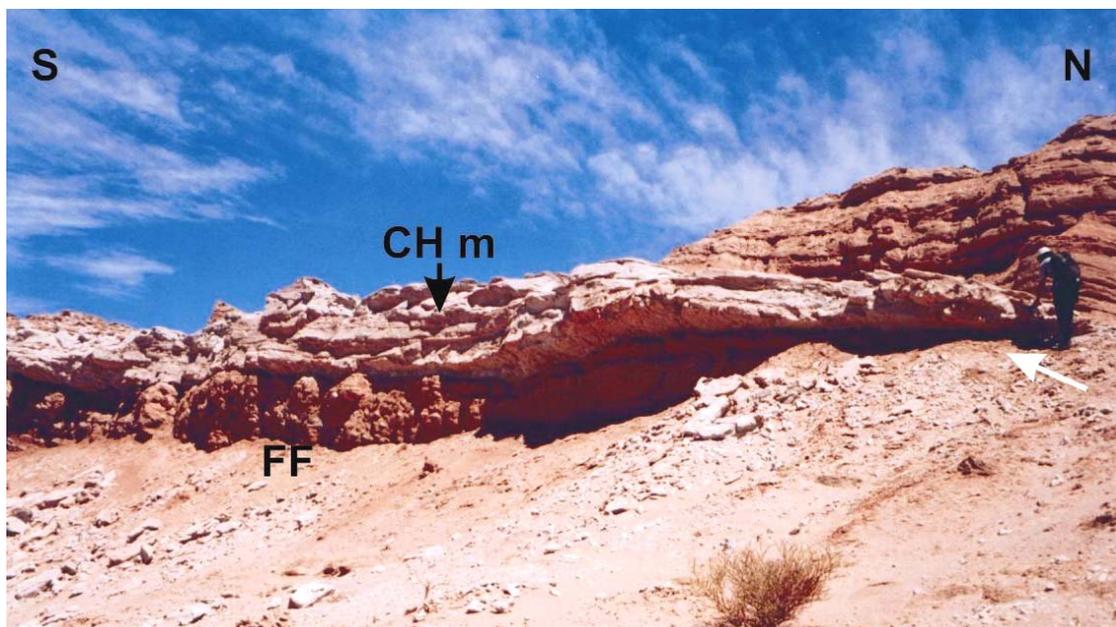
Esta asociación de facies ha sido interpretada como una planicie aluvial de rápida agradación dominada por una red multicanalizada, de muy baja sinuosidad y poca profundidad. Este tipo de depósitos es similar a los ríos de arena de crecientes distales no encauzados (*distal sheetflood, sand bed rivers*) considerados por Miall (1996) que muestran tanto depósitos de flujos canalizados poco jerarquizados (*stream flood*) como mantos de crecientes no encauzadas (*sheetflows*, Glennie, 1970; Turnbridge, 1981; Fisher *et al.*, 2007; véase figura X.18).

Una característica notoria de este sistema es el dominio de depósitos areno-pelíticos (Sr, She, Fr) correspondientes a la planicie de inundación (elemento FF) y muy escasos depósitos de desbordamiento (elementos CR y CS). Este rasgo permite interpretar al sistema como de agradación rápida y frecuente avulsión por agradación y progradación (Bristow y Best, 1999; Bentham *et al.*, 1993), probablemente controladas por factores alocíclicos como alta tasa de subsidencia.

Los depósitos de canal, que se encuentran en proporción subordinada, se presentan en cuerpos fuertemente lenticulares a mantiformes y están dominados por la migración de pequeñas barras longitudinales (Hein y Walker, 1977) de bajo relieve, gravosas o gravo-arenosas (Gm, Gh, Sl, Sh; elemento GB) o formas de lecho menores (SB) formadas durante la disminución de la energía. Mientras que hacia la parte superior de la unidad, donde se reconoce un aumento de los depósitos de canal, es probable el desarrollo de pequeñas barras transversales gravosas (Gm, Gt, St; Hein y Walker, 1977; ver Fig. X.15).

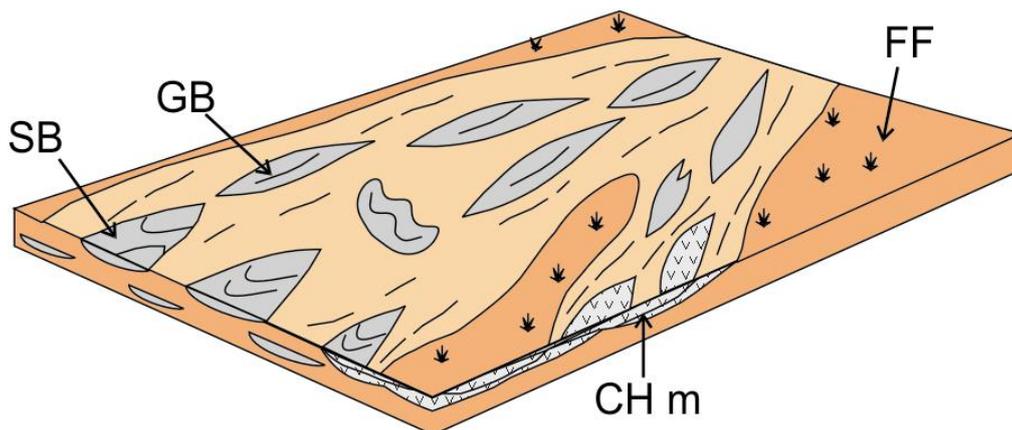


**Figura X.16:** Ciclo grano-estrato creciente característico en la parte superior de la AFIX



**Figura X.17:** Aspecto general de la AFIX donde se observa la abundancia de material fino (elemento FF) y la geometría lenticular de los canales (CHm) con abundante material volcánico (flecha).

A su vez, debe destacarse la presencia de importante aporte de material volcánico contemporáneo a la sedimentación. El mismo es reconocido tanto por la presencia de niveles de tobas (depósitos de caída) como de areniscas tobáceas correspondientes al retrabajo de los anteriores por la acción fluvial. Estos últimos se caracterizan por una difusa a ausente estratificación y probablemente se han generado a partir de flujos hiperconcentrados no cohesivos (*hyperconcentrated flood-flow*) como los definidos por Smith (1986). Cabe mencionarse que estos depósitos podrían representar periodos de rápida agradación fluvial originados cuando las corrientes sufrieron ahogo debido al importante aporte de sedimentos volcánicos (Vessell y Davies 1981; Smith 1986, 1987a, 1987b).



**Figura X.18:** Modelo deposicional de la asociación de facies IX.

## Capítulo XI

# FACIES SEDIMENTARIAS DEL MIEMBRO INFERIOR DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO: AFX, AFXI, AFXII y AFXIII

En este capítulo, se describen las asociaciones de facies reconocidas en el Miembro Inferior de la Formación Toro Negro en el Perfil del Yeso. En el cuadro de la Figura XI.1 se detalla las características de las mismas. Como puede observarse, hay un gran predominio de sedimentos finos correspondientes a ambientes de abanicos terminales (AFXI), lacustres someros efímeros (AFXII) y sistemas fluviales anastomosados arenosos someros (AFX y AFXIII, Figura XI.2).

### ASOCIACIÓN DE FACIES X

#### Descripción

Esta unidad, de 342 m de espesor, constituye la base de la Formación Toro Negro en la quebrada del Yeso donde se observa un contacto neto no erosivo con la infrayacente Formación Vinchina.

La asociación de facies X está compuesta principalmente por areniscas medianas a finas de color pardo rojizo y pelitas rojas con un delgado nivel tobáceo gris. Las areniscas presentan estratificación entrecruzada en artesa (St), de bajo ángulo (Sl) y horizontal (Sh) y, en menor medida, laminación ondulítica (Sr). Las pelitas presentan laminación ondulítica (Fr) y estructura masiva (Fm). Con frecuencia los depósitos de esta sucesión muestran un arreglo en ciclos grano-estrato crecientes de hasta 4 m de espesor (Figura XI.3).

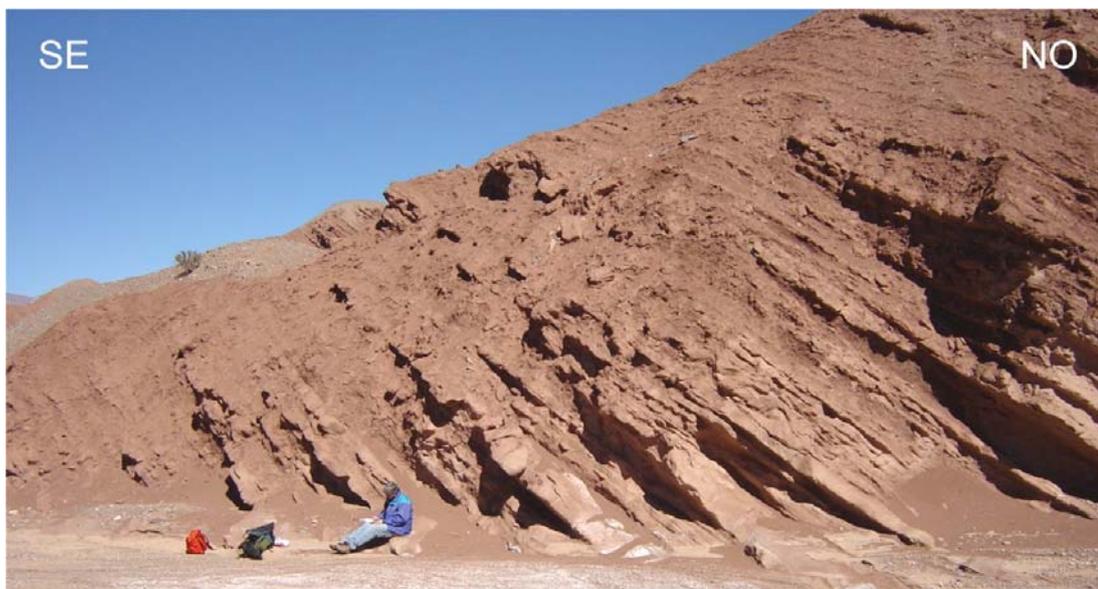
Asociación de facies	Espesor	Subambientes	Litofacies	Elementos arquitecturales	Interpretación paleoambiental
AFX	342 m	Fajas de canales	Sl, Sh, Sr, (St?)	CHm (CHs) (SB>>LA)	Sistema fluvial anastomosado arenoso con canales someros con planicies mixtas (CS y FF)
		Planicie de inundación	Fl, Fr, Fmb, Fg; Sr, She, Sm	FF> (CS, CR)	
AFXI	192 m	Sistema fluvial distributivo	Gm, SGm, St, Sl, Sh, Sr	CHs (CHm)	Sistema fluvial distributivo dominado por flujos mantiformes ( <i>sheetflows</i> ) (Abanico terminal).
		Zona de cuenca	Fl, Fr, Yl, Fmb, Fg; (Sr, She, Sm)		
AFXII	740 m	Planicie fangosa salina	Fl, Fr, Yl, Y		Sistema lacustre de barreal somero efímero ( <i>Playa lake</i> ) dominado por depósitos de planicie fangosa salina.
		Planicie areno-fangosa?	She, Sr, Sm, Fr		
AFXIII	318 m	Fajas de canales	Gm, SGm, Gp, SGp Sl, Sh, Sm, Sr	CHm (GB, SB)	Sistema fluvial anastomosado arenoso de agradación rápida dominado por el elemento FF y con aporte volcánico-clástico.
		Planicie de inundación	Fl, Fm, Fr, Sr, Sm, C, Yl	FF>>(CS, CR)	

Figura XI.1: Cuadro de las asociaciones de facies reconocidas en el miembro inferior de la Formación Toro Negro (continuación CAP. VIII-X).

SISTEMAS ANASTOMOSADOS		FAJAS DE CANALES					
		Lenticulares (A/P<15)			Lentiformes a tabulares (A/P>15)		
		Arenosos	Areno-G	Conglomerádicos	Arenosos	Areno- G	Conglomerádicos
DEPÓSITOS DE PLANICIE	Lóbulos de desbordamiento (CS >> FF)				AFV	AFVI	AFII
	Agradación y lóbulos (FF ~ CS)	<b>AFX</b>				AFVIII	
	Agradación en cuenca de inundación (FF>>CS)	<b>AFXIII</b>		AFIII	AFIV		

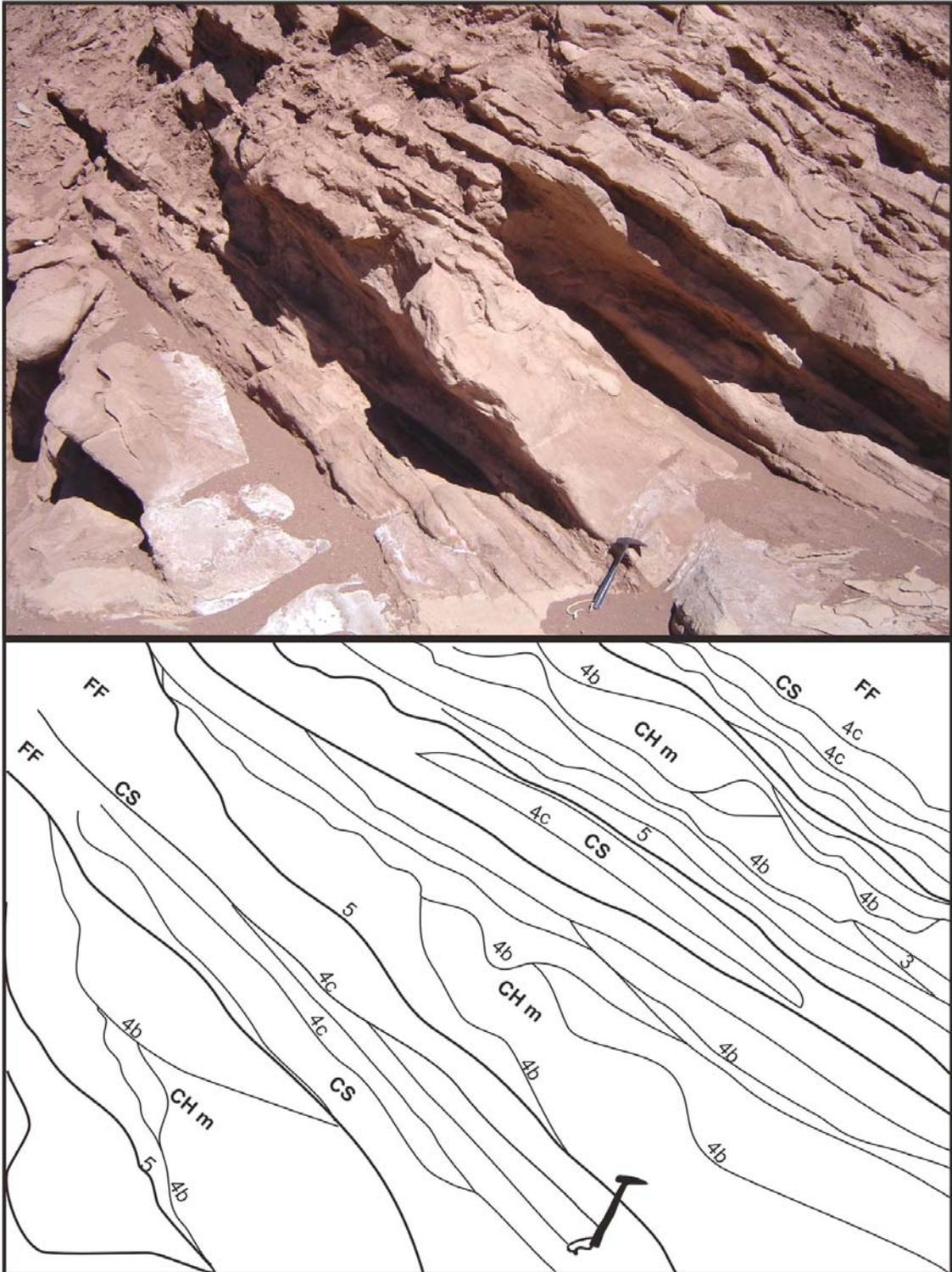
Figura IX.2: Cuadro de clasificación propuesta en esta tesis para los sistemas fluviales anastomosados arenosos tratados en este capítulo (en negrita).

Los depósitos de canal conforman el elemento arquitectural CHm en bancos de geometría lenticular de 0,50 m de espesor, aunque ocasionalmente alcanza hasta 1 m (Figura XI.4). La base está marcada por superficies de orden 5, levemente erosivas y el techo de estos cuerpos se caracteriza por preservar su convexidad. Internamente, se reconocen unidades de canal (CHs) en bancos de geometría lenticular de hasta 0,50 m de espesor. Las mismas están limitadas por superficies de orden 4b, levemente erosivas materializadas por pequeñas particiones pelíticas. Estas superficies en ocasiones están asociadas a láminas de yeso y estructuras deformacionales (convoluta). Esporádicamente, se reconocen superficies de 3º orden de bajo ángulo correspondientes a migración lateral de los canales (elemento arquitectural LA, figura XI.4).



**Figura XI.3:** Aspecto general de la asociación de facies X.

Internamente, las unidades de canal (CHs) están compuestas principalmente por areniscas medianas de color pardo rojizo con estratificación de bajo ángulo (Sl), horizontal (Sh) y heterolítica (She) conformando el elemento SB. Con frecuencia en el techo de estos bancos se reconocen ondulitas (Sr).



**Figura XI.4:** Elementos arquitecturales reconocidos en la asociación de facies X.

Los depósitos de planicie están integrados principalmente por pelitas rojas y, en menor medida, por areniscas finas. Los primeros conforman el elemento arquitectural FF, que se presenta en bancos de geometría tabular de hasta 3 m. Dentro de los mismos, se reconocen diferentes tipos de depósitos (Figura XI.5). Por un lado, pelitas masivas intensamente bioturbadas y, en ocasiones, con estructura moteada (Fmb, fig. XI.5A). Un segundo tipo de depósito consiste en pelitas de color pardo rojizo asociadas a areniscas finas con laminación ondulítica (Fr, Sr) y heterolítica (She, fig. XI.5B).

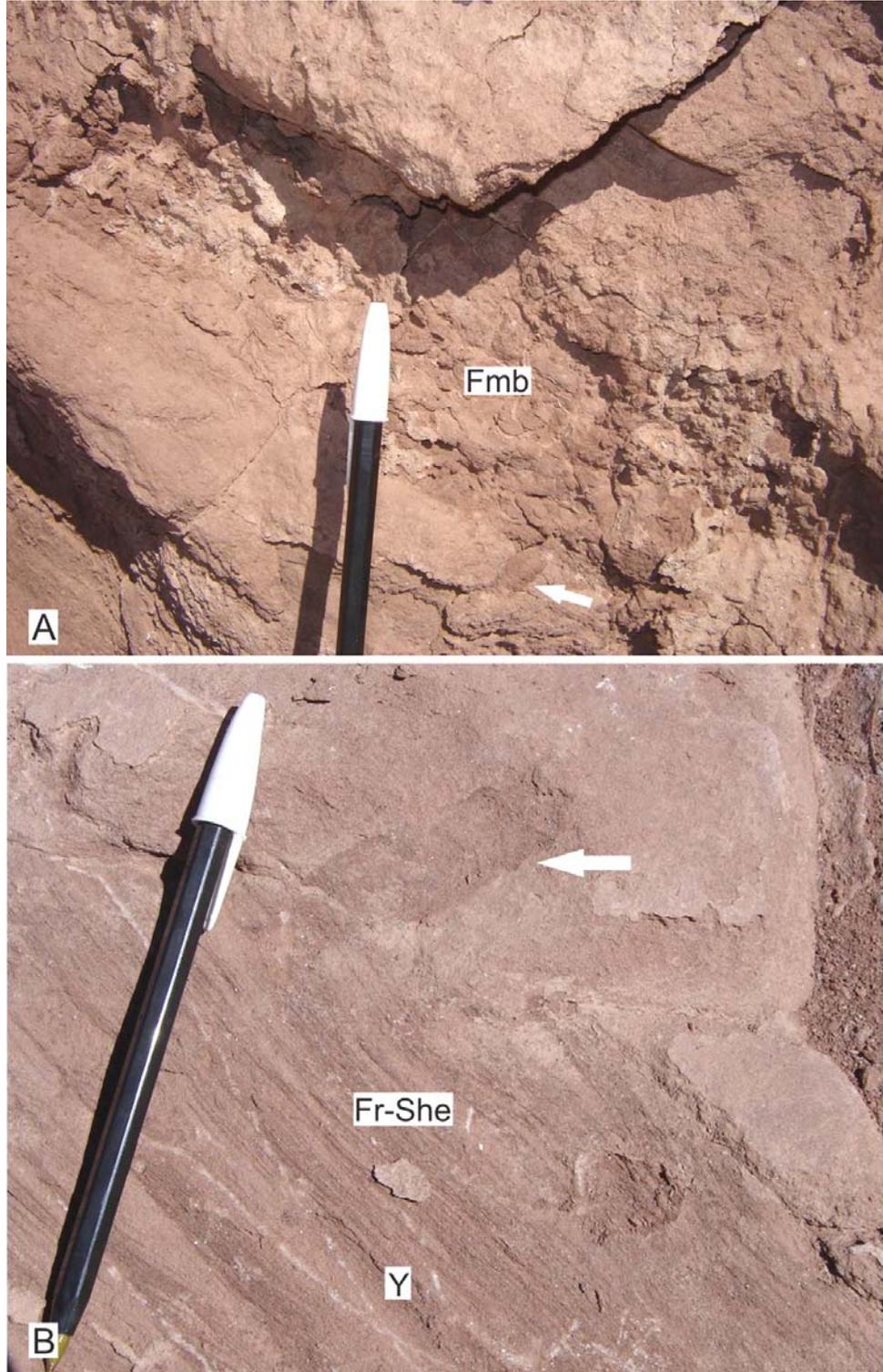
Formando parte de las planicies, se reconocen depósitos de desbordamiento (elementos CS y CR). Los mismos se presentan en bancos de geometría lentiforme de 20 hasta 50 cm de espesor con superficies basales planas de orden 4c. El relleno consiste principalmente de areniscas medianas a finas con laminación ondulítica (Sr), heterolítica (She) y masiva (Sm), en ocasiones, asociadas con trazas de invertebrados (Figura XI.5B).

Dentro de los sedimentos finos se intercala un delgado nivel tobáceo blanco grisáceo de 10 cm de espesor.

### **Interpretación**

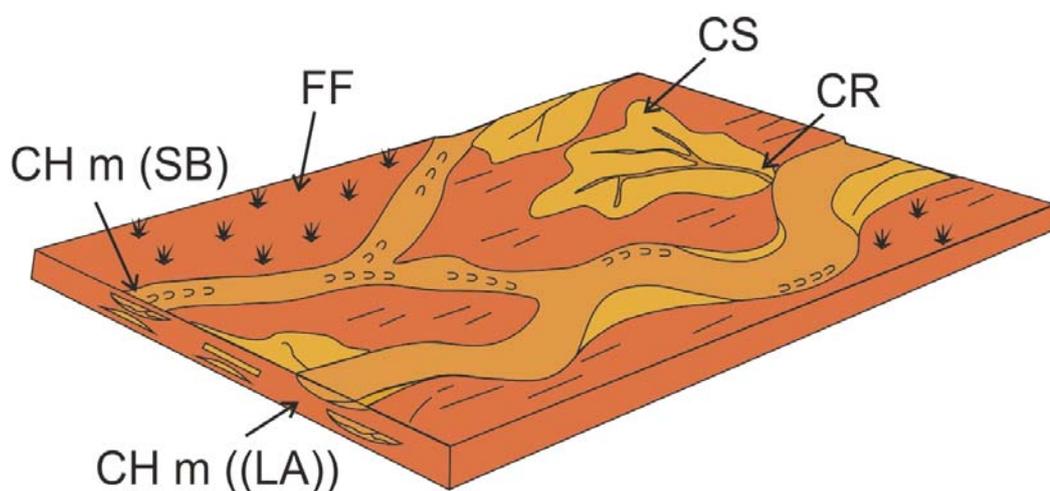
Esta unidad ha sido interpretada como depositada por un sistema fluvial anastomosado arenoso somero dominado por canales lenticulares encapsulados dentro de facies de planicie de inundación construida tanto por agradación de sedimentos finos (FF) como por el elemento lóbulo de desbordamiento (CS, figura XI.2 y 6).

Entre las características tenidas en cuenta se pueden mencionar el ocasional arreglo grano-estrato creciente de los depósitos, el frecuente carácter multiepisódico de los canales de geometría lenticular, la presencia de sedimentos finos correspondientes a depósitos de planicie de inundación, el predominio de estructuras de alto régimen de flujo y de mesoformas arenosas, la presencia de evaporitas y de paleosuelos pobremente desarrollados.



**Figura XI.5:** Distintos tipos de depósitos de planicie de inundación. **A.** Pelitas masivas intensamente bioturbadas (Fmb) y **B.** Pelitas y areniscas finas laminadas (Fr, She) asociadas con delgadas láminas de yeso (Y) y con trazas de invertebrados en ocasiones con menisco (flecha).

Los depósitos de canal corresponden principalmente a mesoformas arenosas (elemento SB) que migran durante las condiciones de crecidas repentinas (*flash flood*). De ahí, que sea considerado un sistema de carácter efímero y somero. La poca profundidad de los canales es interpretada, tanto por el delgado espesor de los depósitos de canal (0,50 m como máximo) como por las estructuras de alto régimen de flujo presentes (Shp) o la migración de mesoformas arenosas (SB). Generalmente, tales condiciones se alcanzan durante crecidas repentinas que generan flujos de poca profundidad (Foley, 1978; Reid & Frostick, 1987; Mather, 2007).



**Figura XI.6:** Modelo depositacional de la asociación de facies X.

La presencia de láminas de yeso asociadas a las superficies de reactivación (4b) como las estructuras deformacionales estarían indicando las condiciones efímeras del sistema. De esta manera, entre cada evento de inundación hubo breves periodos donde tuvo lugar la precipitación de evaporitas probablemente bajo condiciones de hipersalinidad en poca profundidad de agua (Picard y High, 1973).

Por otro lado, en la planicie de inundación (FF) dominaron tanto la decantación de sedimentos finos como la progradación de depósitos de desbordamiento (elementos CS y CR). En ocasiones, los depósitos finos estuvieron asociados a leves procesos de

pedogénesis (Fmb) que indicarían breves periodos de exposición subaérea. Mientras que los depósitos de desbordamiento con frecuencia se encuentran relacionados a trazas de invertebrados.

El ocasional arreglo grano-estrato creciente reconocido dentro de la unidad evidencia la progradación de los depósitos de desbordamiento (CS) sobre los sedimentos finos (FF) de la planicie de inundación. Estos depósitos de avulsión heterolítica (Krauss y Wells, 1999) por agradación y progradación generarían avulsiones del tipo “transicional estratigráficamente” según Jones y Hajek (2007).

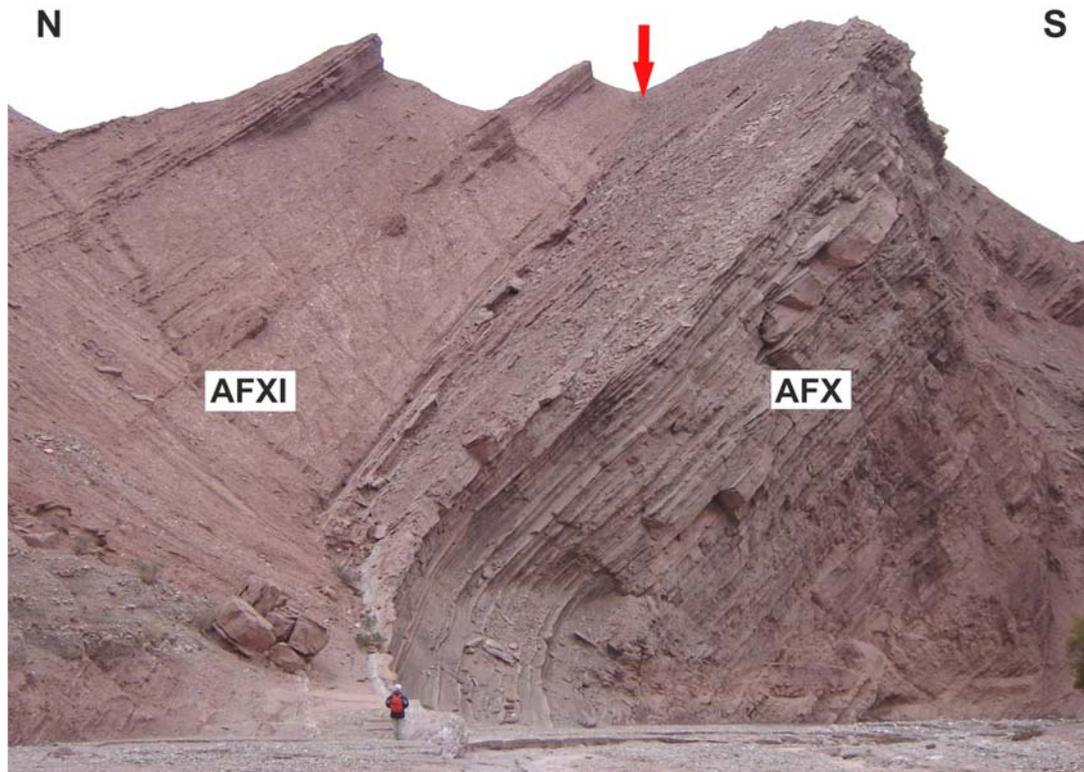
## ASOCIACIÓN DE FACIES XI

### Descripción

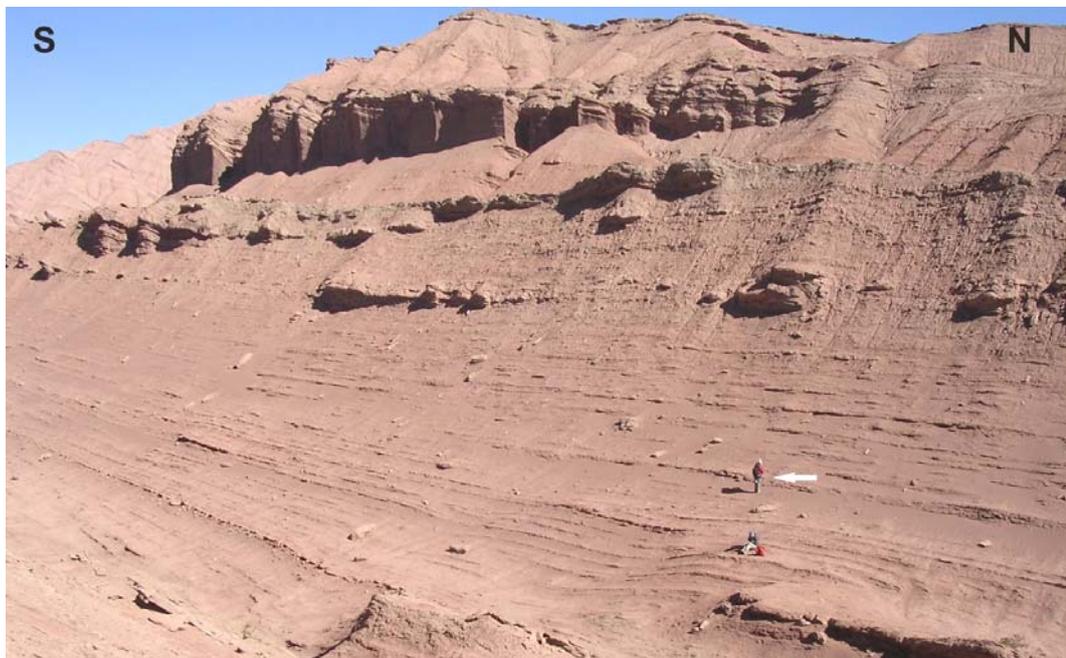
Esta asociación de facies, de 192 m de espesor, presenta un contacto neto con la unidad infrayacente (AFX) y se caracteriza por presentar ciclos grano-estrato crecientes de hasta 10 m (Figura XI.7). La misma está integrada principalmente por pelitas de color pardo rojizo, yeso interestratificado y, en menor medida, por areniscas medianas a finas de color pardo rojizo y escasos conglomerados finos a areniscas guijarrosas (Figura XI.8).

En el techo de la unidad, se reconoce un importante nivel, de 1 m de espesor, correspondiente a una toba vítrea con abundantes minerales máficos (biotitas).

Los sedimentos finos, predominantes en esta unidad, se presentan en bancos tabulares compuestos por la intercalación de láminas milimétricas de pelitas rojas con laminación horizontal (FI), ondulítica (Fr) y láminas milimétricas de yeso cristalino (YI; ver figura XI.9). Ocasionalmente, las pelitas son masivas y están asociadas con areniscas finas masivas con estructuras moteadas (Fm, Sm).



**Figura XI.7:** Contacto neto entre las asociaciones de facies X y XI en la quebrada del Yeso. Obsérvese los ciclos grano-creciente característico de la AFXI.



**Figura XI.8:** Aspecto general de la XI. Obsérvese el predominio de pelitas y el arreglo grano- estrato creciente.

Dentro de estos depósitos se intercalan distintos tipos de bancos de areniscas finas a medianas. Por un lado, delgados bancos (15 cm) de geometría lobulada con base plana y techo ondulado de areniscas con laminación ondulítica (Sr, figura XI.10). Un segundo tipo consiste en bancos de geometría tabular (del tipo mantiforme) de areniscas con laminación ondulítica (Sr) a masiva (Sm).

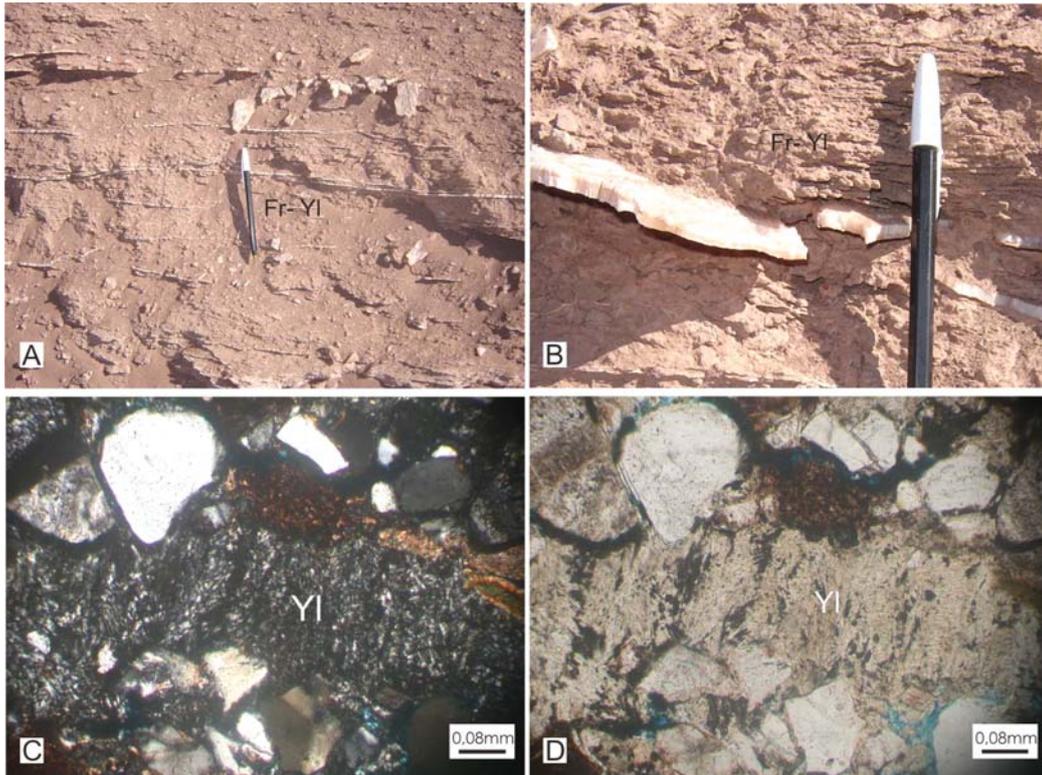
Por último, bancos de geometría lenticular a lentiforme de areniscas medianas a gruesas con espesores de 20 cm hasta 1 m. La base de los mismos se caracteriza por ser levemente erosiva e irregular (superficies de orden 4b) marcada con niveles de areniscas guijarrosas a ortoconglomerados finos (*lag basal*). Por encima de este nivel residual (Gm, SGM), las areniscas exhiben laminación horizontal (Sh) y ondulítica (Sr). En ocasiones, estos depósitos es la presencia en la base de grietas de desecación y abundantes trazas de invertebrados.

### **Interpretación**

Esta unidad ha sido interpretada como un sistema fluvial distributivo dominado por flujos mantiformes (*sheetflow*; Hampton y Horton, 2007) compuesto por canales someros y efímeros que progradan hacia un cuerpo de agua somero (Figura XI.11). Cabe mencionarse que este sistema se asemejaría al de abanico terminal propuesto por Kelly y Olsen (1993) pero actualmente en discusión por North y Warwick (2007).

Dentro del mismo se reconocen los depósitos correspondientes a la cuenca como los de los canales distributivos. Los primeros corresponderían las pelitas rojas laminadas (Fl, Fr) con interestratificación de láminas de yeso cristalino (Yl). Es decir, que en este subambiente predominaron los procesos de decantación de sedimentos con frecuente precipitación de evaporitas, en especial, de yeso.

Probablemente, las pelitas asociadas a las areniscas finas masivas con estructuras moteadas (Fm, Sm) sean producto de la actividad bacteriana, ya que se asemejan a los montículos de algas (*algal mounds*) comunes en este tipo de ambientes (Carozzi, 1962).



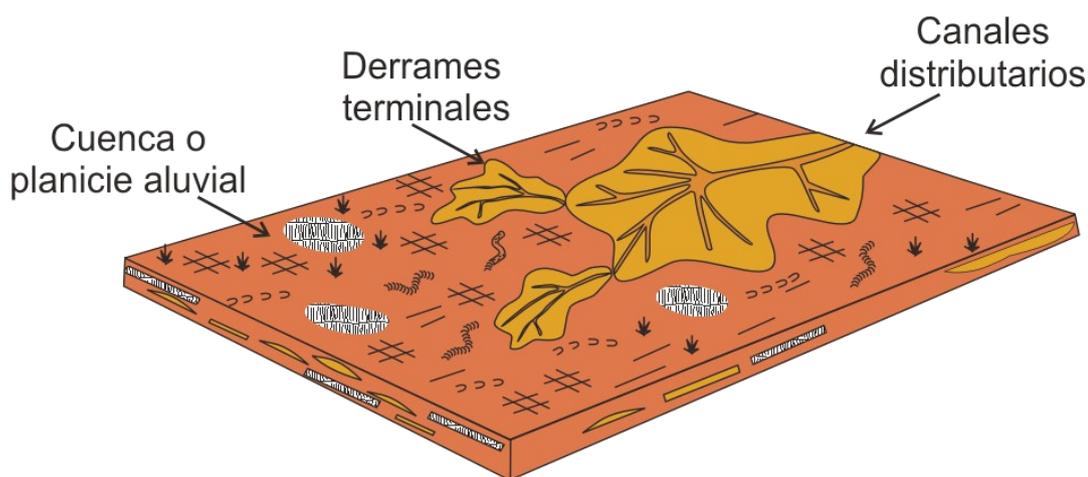
**Figura XI.9:** A. Aspecto general de las pelitas laminadas con yeso; B. Láminas de yeso de hasta 1 cm de espesor; C-D. Vista microscópicas de las mismas donde se observa cristales de yeso fibrosos con textura en *chevron* (C con nicoles cruzados y D nicoles paralelos). Observe la abundancia de óxidos de hierro con fango asociados al yeso.



**Figura XI.10:** Cuerpos tabulares de areniscas con Sr o Sm intercalados entre las pelitas con yeso laminado (FI, YI). Obsérvese la base plana y techo ondulado de los mismos.

Mientras que en los depósitos correspondientes a sistemas distributarios estarían representados por los distintos tipos de bancos de areniscas. Entre ellos, los lenticulares son interpretados como correspondientes a canales someros distributarios, mientras que los lobulados a tabulares corresponderían a los derrames desde los canales distributarios sobre la planicie aluvial o cuenca. Es decir, constituirían los depósitos de derrames terminales (*terminal splays*) como los mencionados por Fisher et al. (2007), Nichols y Fisher (2007) y Hampton y Horton (2007), entre otros.

El arreglo de los depósitos en ciclos grano-estrato crecientes, permiten interpretarlos como el resultado de la progradación de sistemas fluviales distributarios dominados por flujos mantiformes (*sheetflows*) sobre una planicie fangosa salina.



**Figura XI.11:** Modelo depositacional de la asociación de facies XI.

## ASOCIACIÓN DE FACIES XII

### Descripción

Esta unidad, de 740 m de espesor, presenta un pasaje transicional a partir de la AFXI. La misma se caracteriza por el predominio de pelitas de color pardo rojizo (tanto

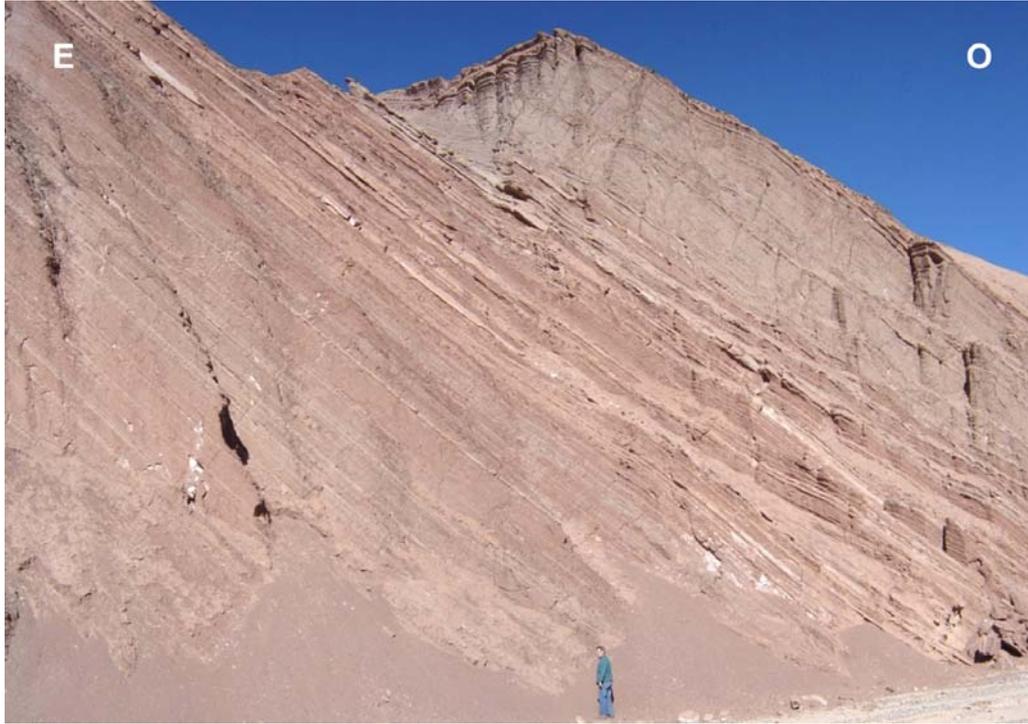
arcilitas como limolitas), y en forma subordinada, por areniscas finas de color pardo y calizas grisáceas (Figura XI.12). Las pelitas presentan laminación paralela (Fl), ondulítica (Fr) o masivas (Fm) y generalmente se encuentran interestratificadas con delgadas láminas de yeso cristalino (Yl, Figura XI.13). Mientras que las areniscas exhiben laminación ondulítica (Sr), heterolítica (She) y en ocasiones no presentan estructura (Sm).

Estas litofacies conforman pequeños ciclos grano-crecientes de hasta 10 cm de espesor. Los mismos se inician con pelitas pardo rojizas laminadas (Fl, Fr) con interestratificación de delgadas láminas de yeso (1 mm) integrado por cristales fibrosos con textura en *chevron* (Figura XI.14) y laminación heterolítica del tipo *flaser* (She) o areniscas finas con laminación ondulítica (Sr) o masiva (Sm).

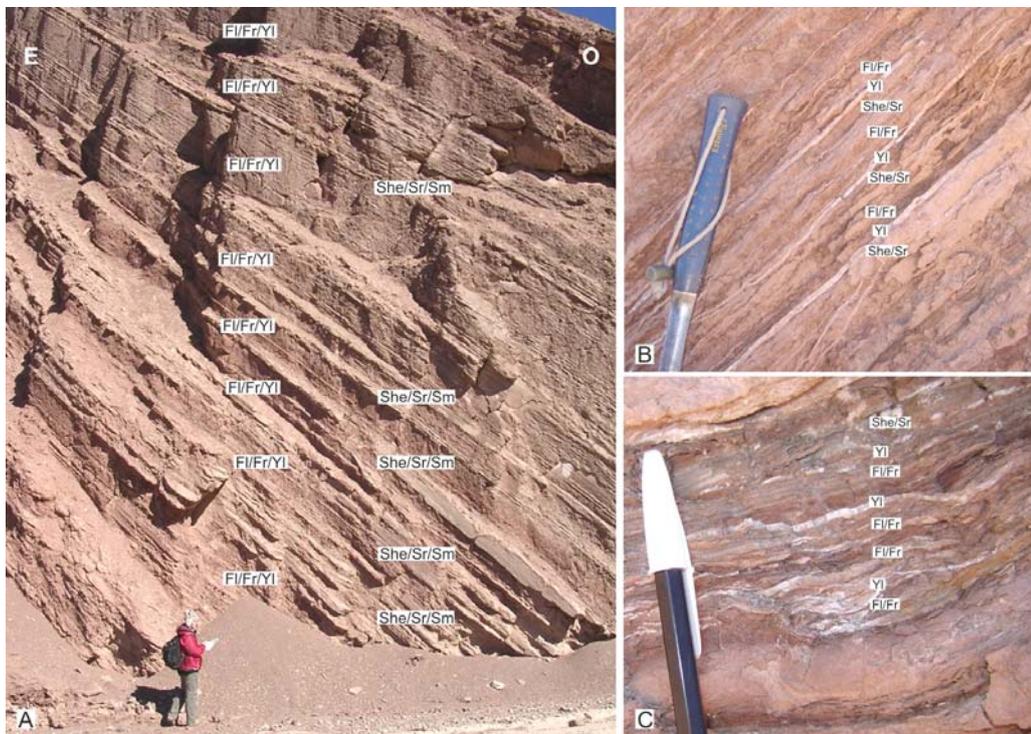
Las areniscas se presentan en bancos, de 2 a 15 cm de espesor, de geometría lobulada, con base plana y techo ondulado o convexo. Las mismas se caracterizan por mostrar laminación ondulítica (Sr) y masiva (Sm). Una característica particular es la frecuente presencia de diferentes tipos de óndulas de pequeña escala preservadas en el techo de los bancos de areniscas finas (Figura XI.15). Entre ellas se pueden mencionar óndulas simétricas, con crestas frecuentemente arrasadas, óndulas asimétricas de corriente con crestas sinuosas y linguoides (Figura XI.15). Una característica particular es la probable presencia de diferentes trenes de ondulas en forma local (Figura XI.15A-C). En ocasiones, las mismas se asocian con grietas de desecación (Figura XI.15D).

Muy esporádicamente, se reconocen bancos de geometría lenticular, de hasta 50 cm de espesor, de areniscas medianas de color pardo verdoso. Las areniscas muestran laminación horizontal (Sh) asociadas a lineación por partición y, ocasionalmente, a antidunas (Figura XI.16). Las estructuras deformacionales son frecuentes.

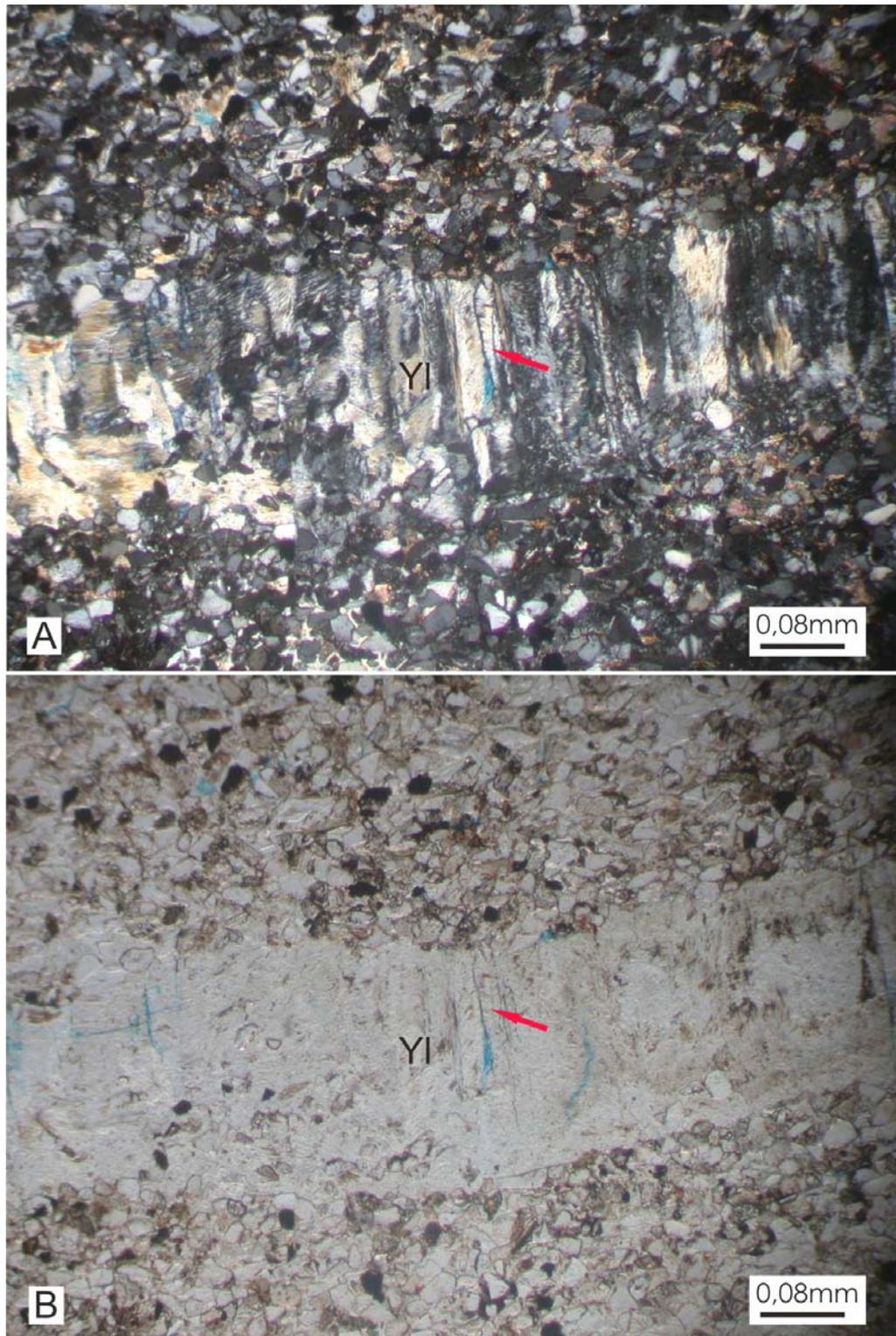
Las calizas se presentan en bancos tabulares de hasta 20 cm de espesor. Se trata de rocas grano-sostenidas compuestas en un 90% de oolitas y 10% de cemento integrado por cristales ecuanes de esparita de composición calcítica. Petrográficamente corresponden a ooesparitas según la clasificación de Folk (1962).



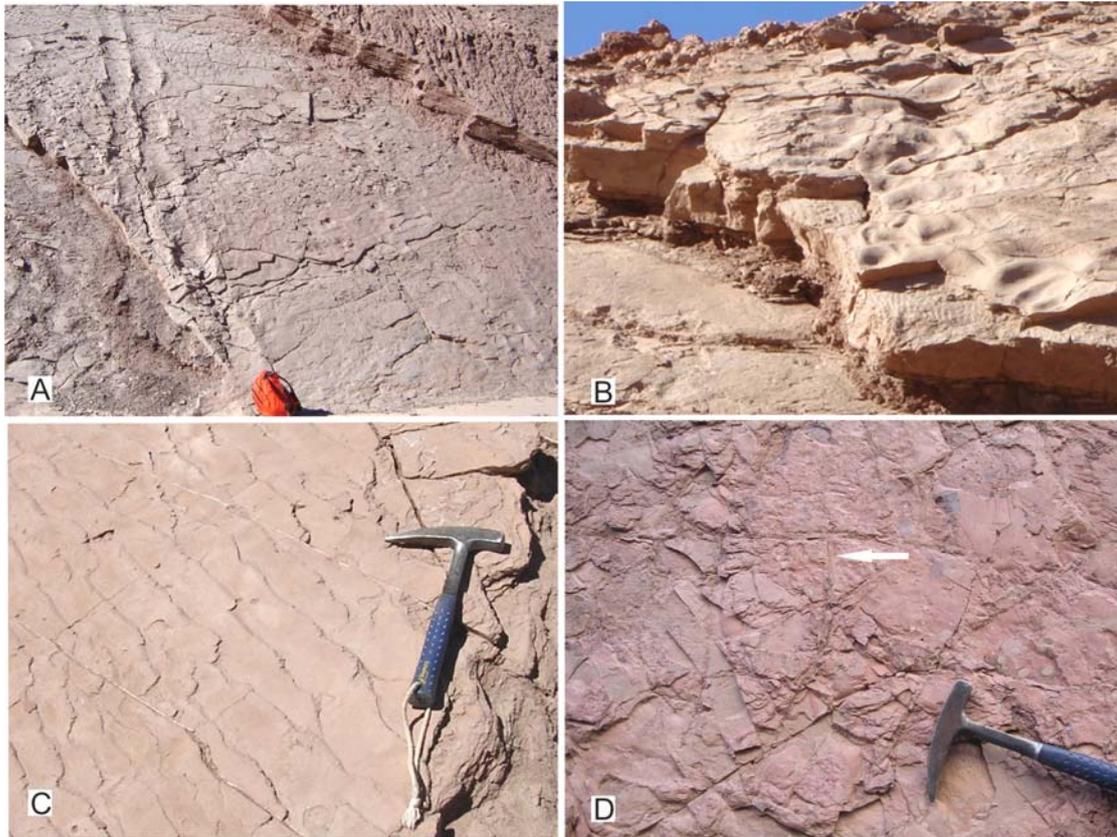
**Figura XI.12:** Aspecto general de la AFXII. Obsérvese el predominio de sedimentos finos y la geometría tabular de los bancos.



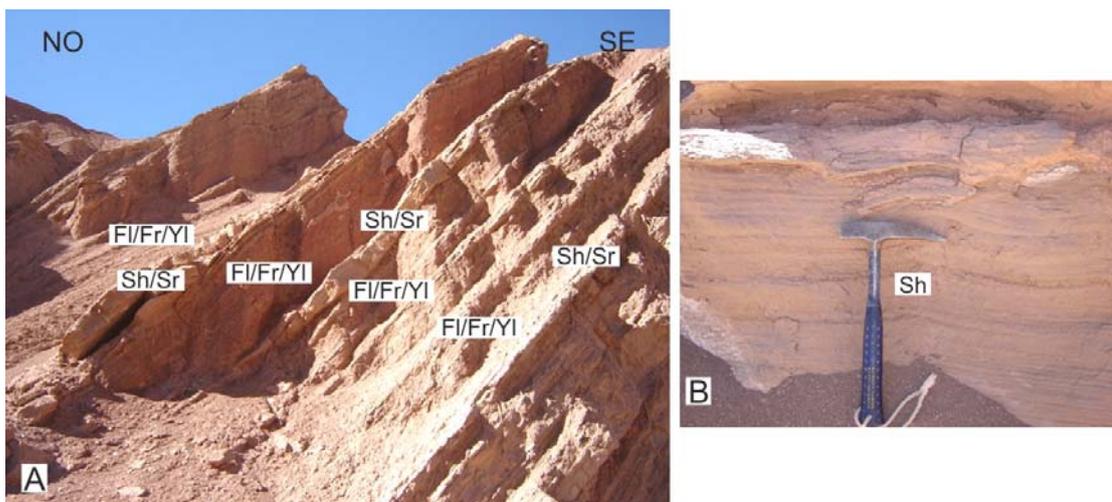
**Figura XI.13:** A. Pequeños ciclos grano crecientes (FI/F/YI-She/Sr/Sm) en un arreglo general grano-decreciente; B y C. Detalle de las laminaciones presentes.



**Figura XI.14:** **A.** Láminas de yeso fibroso con textura en *chevron* intercalado entre las limonitas. Observe la difusa laminación marcada por la orientación de los clastos, en especial de los minerales opacos (nicos cruzados); **B.** Idem con nicos paralelos.



**Figura XI.15:** A, B y C: Distintos tipos de óndulas preservadas en el techo de los bancos de areniscas finas, en ocasiones se reconocen distintos trenes y escalas (A); óndulas de crestas linguoides (B) y con crestas arrasadas (C); y D. grietas de desecación rellenas en la base de bancos.



**Figura XI.16:** A. Cuerpos de areniscas lenticulares intercalados entre los sedimentos finos; B. Detalle de la laminación presente (Sh, Sr).

La mayoría de las oolitas (90%) son superficiales y esféricas con núcleos principalmente micritizados o de partículas terrígenas de cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos. En menor proporción (10%), se reconocen oolitas más alargadas, que probablemente correspondan a partículas esqueléticas de pelecípodos que han sufrido oolitización como reemplazo de su estructura interna (Figura XI.17 A y B). Ocasionalmente, se reconocen conchillas de bivalvos que han preservado su estructura (Figura XI.17 C y D).

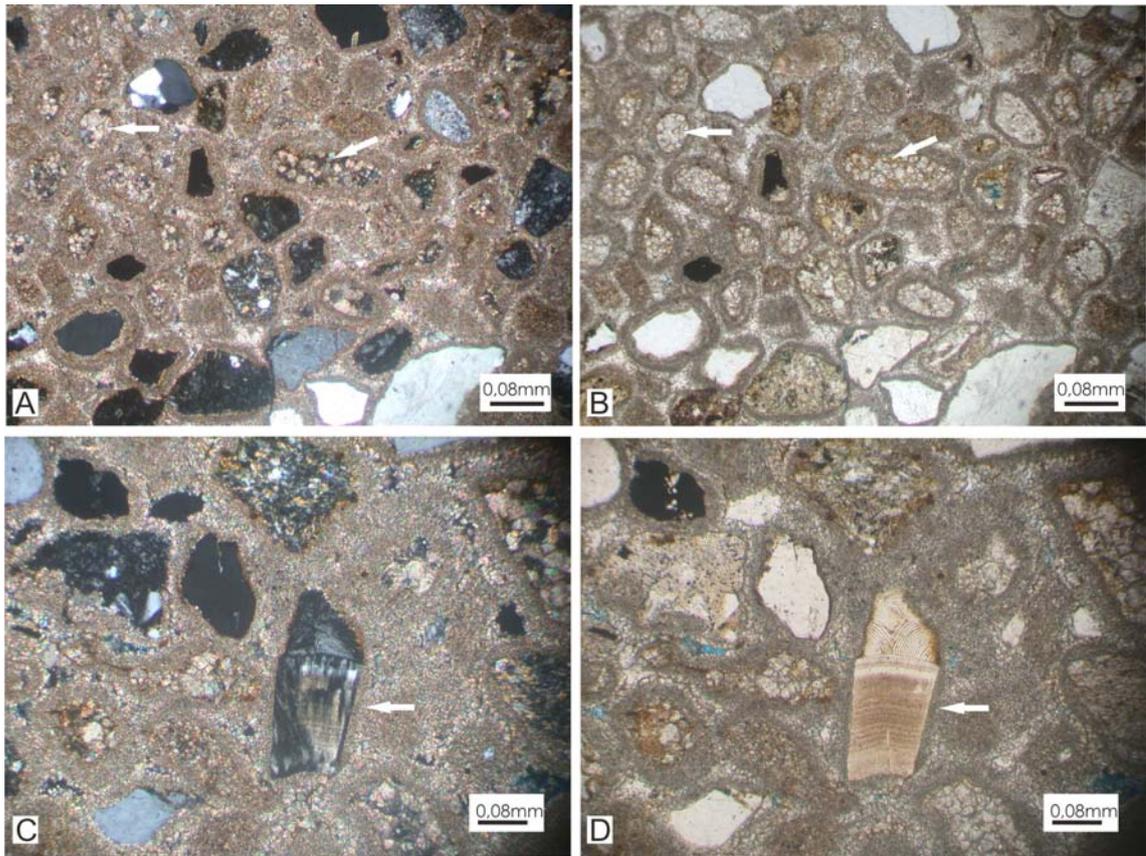
### **Interpretación**

Esta asociación de facies ha sido interpretada como un sistema lacustre somero efímero (*playa lake*) dominado por depósitos correspondientes a la planicie fangosa salina (*saline mud flat*; Hardie *et al.*, 1978, Handford, 1982; ver figura XI.18).

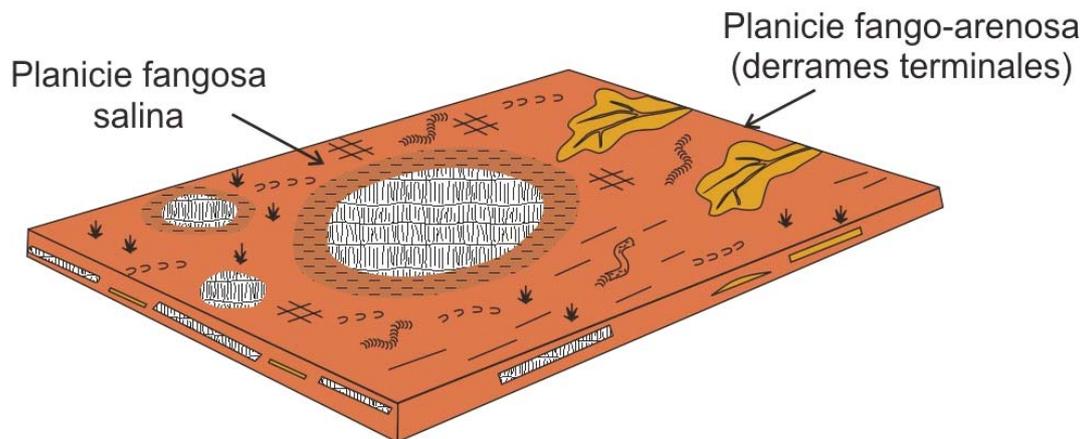
Dentro de este subambiente de muy baja energía, predomina la decantación del material silicoclástico fino (FI) aportado por corrientes mantiformes efímeras, poco canalizadas, caracterizadas por la alta concentración de material fino en suspensión (Hubert y Hyde, 1987).

Relacionadas con estos flujos pero asociadas a los lóbulos más distales, se encuentran las óndulas asimétricas producto de la migración de ondulitas subácueas (Fr, Sr) en condiciones de bajo régimen de flujo. Por otro lado, la frecuente presencia de óndulas simétricas, preservadas en el techo de los bancos de areniscas, estaría indicando la existencia de flujos oscilatorios. Probablemente, estas se hayan producido en las partes marginales del lago, donde los niveles muy someros de agua favorecieron la generación de oleaje por la acción del viento. Posteriormente, las mismas quedaron expuestas y sufrieron arrasamiento de sus crestas (Glennie, 1970).

Casi todos los depósitos de la unidad se encuentran asociados a yeso del tipo cristalino y laminado (YI). Esto estaría indicando condiciones de poca profundidad e hipersalinidad donde la precipitación de evaporitas es muy común (Hardie *et al.*, 1978, Tucker, 1991, Yechieli y Wood, 2002).



**Figura XI.17:** Calizas compuestas por oolitas superficiales (Ooesparita). **A y B.** Observe los distintos tipos de oolitas superficiales presentes y las probables valvas de pelecípodos reemplazadas por esparita (flecha); **C y D.** Conchilla de bivalvo con su estructura preservada (A y C con nicos cruzados; B y D con nicos paralelos).



**Figura XI.18:** Modelo depositacional de la asociación de facies XII.

Las condiciones semiáridas también son indicadas por la preservación de grietas de desecación, que estarían señalando frecuentes exposiciones subaéreas durante las cuales tuvieron lugar la desecación y agrietamiento de los sedimentos finos (Collinson y Thompson, 1992).

En menor medida, se reconocen delgados depósitos arenosos interpretados como una planicie areno-fangosa (*sandy-mud flat*). La misma sería el producto de la ocasional progradación de pequeñas corrientes fluviales mantiformes arenosas no confinadas (*sheetflood*) de alto régimen de flujo (Shp, antidunas) o a derrames terminales (*terminal splays*) de esas corrientes (Nichols y Fisher, 2007; Hampton y Horton, 2007). Estos depósitos correspondería a la parte marginal del cuerpo de agua somero (Handford, 1982). Asociadas a esta parte del sistema se encuentran las calizas oolíticas que estarían indicando condiciones someras y tranquilas dado el predominio de oolitas superficiales (Strasser, 1986).

Dado lo mencionado anteriormente, podría interpretarse como ciclos de contracciones y expansiones del cuerpo de agua que llevaría a tener facies correspondiente a la parte marginal (planicie areno-fangosa) sobre facies de la parte central (planicie fangosa salina).

### ASOCIACIÓN DE FACIES XIII

#### Descripción

Esta unidad, de 318 m de espesor, aflora en la parte cuspidal del Miembro Inferior en la quebrada del yeso, donde la misma cubre en forma transicional a la AF XII. Esta asociación de facies se encuentra formada principalmente por pelitas y areniscas finas de color pardo rojizo y pardo respectivamente. En menor medida, se reconocen areniscas medianas a gruesas y areniscas guijarrosas, siendo los conglomerados medianos a gruesos

escasos (Figura XI.19). Hacia la parte superior se registra un importante nivel tobáceo de color gris de 1,5 m de espesor.

Los depósitos de planicie son los predominantes (60% con respecto a los de canal) y están compuestos principalmente por pelitas de color pardo rojizo. Los mismos conforman el elemento arquitectural FF (>70% de los depósitos de planicie) en bancos de geometría tabular de hasta 4 m de espesor (Figura XI.20).

Las pelitas exhiben laminación paralela (FI) y ondulítica (Fr) y frecuentemente intercalan delgadas láminas de 2 hasta 10 cm de areniscas finas de color verde con laminación ondulítica (Sr) o masivas (Sm, Figura XI.21A). En ocasiones, se observan láminas de yeso blanco cristalino (YI) de espesores centimétricos.

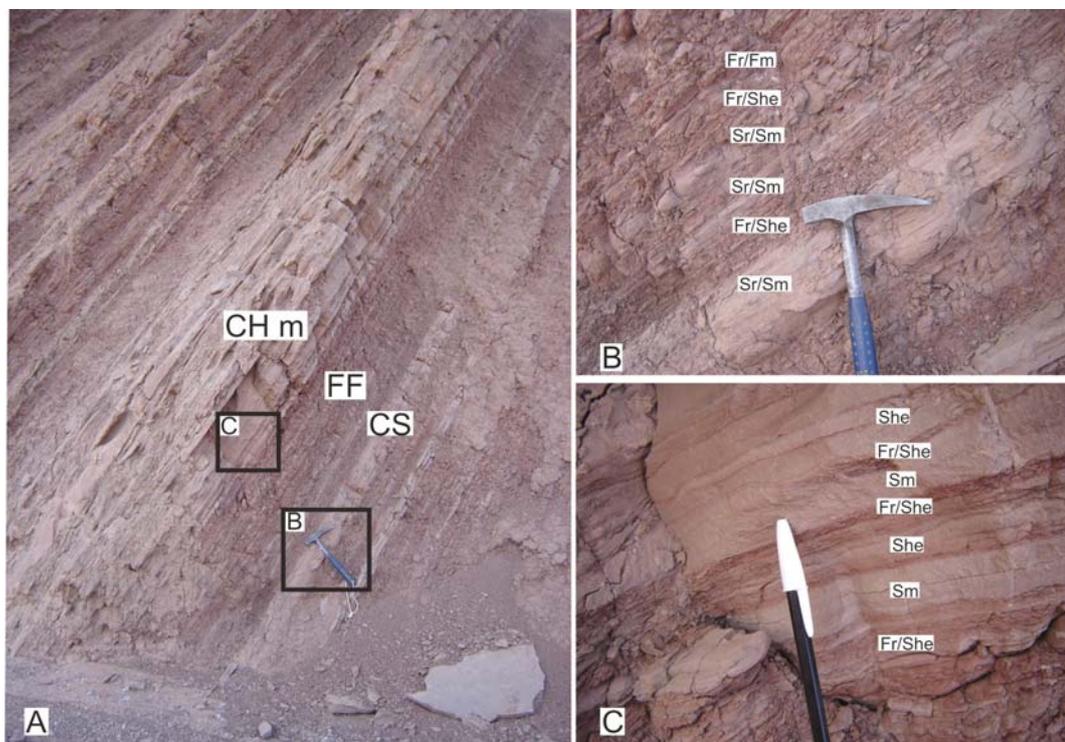
Una característica particular, es la intercalación de niveles de pelitas masivas (Fm) con concreciones esferoidales y pequeños restos de carbón del tipo leñoso (Figura XI.21). Los mismos se encuentran concentrados en delgadas láminas, continuas y recurrentes, de hasta 2 cm de espesor, mientras que otros se presentan como fragmentos aislados (Figura IX.21B).

Dentro de estos depósitos finos se reconocen delgados bancos de geometría tabular a laminar, de 10 hasta 50 cm de espesor, de areniscas medianas de color pardo con laminación ondulítica (Sr) y masiva (Sm). Los mismos constituyen mantos de desbordamiento (elemento CS, <30%) y presentan la base marcada por superficies de orden 4c planas.

Los depósitos de canal (40%) se encuentran formados por areniscas gruesas a areniscas guijarrosa y, ocasionalmente, por conglomerados finos a medianos, con algunos clastos desproporcionados (Figura XI.22). Los mismos conforman el elemento arquitectural CHm que se presenta en bancos de geometría lenticular a lentiforme con espesores que varían desde 1 a 3 m. La base de estos cuerpos está marcada por una superficie de orden 5e levemente erosiva. Internamente, se reconocen superficies de orden 4b erosivas que separan las unidades de canal (CHs). Las mismas se presentan en bancos, de 50 cm de espesor, de geometría lentiforme a tabular.



**Figura XI.19:** Aspecto general de la AFXIII. Obsérvese la abundante proporción de depósitos de planicie (FF y CS) con respecto a los canales (CHm). La flecha indica un nivel carbonoso dentro de los sedimentos finos.



**Figura IX.20:** A Ciclos grano-crecientes característicos de la unidad, B. Detalle de los depósitos de planicie (Fr, She) con intercalación de bancos arenosos de desbordamiento (Sr/Sm) y C. Detalle de la laminación en la base de los canales (She, Sm).

El relleno de los canales comienza con un nivel residual de conglomerados medianos a finos masivos (Gm, SGm). Por encima, los conglomerados muestran una cruda estratificación entrecruzada planar (Gp?) y son cubiertos por areniscas guijarrosas crudamente estratificadas (SGp?) a masivas (SGm) que conforman el elemento GB (Figura IX.22). Los mismos alternan con areniscas medianas con estratificación de bajo ángulo (SI) y horizontal (Sh) que frecuentemente hacia el techo exhiben laminación ondulítica (Sr). Estas litofacies arenosas conforman el elemento arquitectural SB que resulta el predominante en el relleno de los canales.

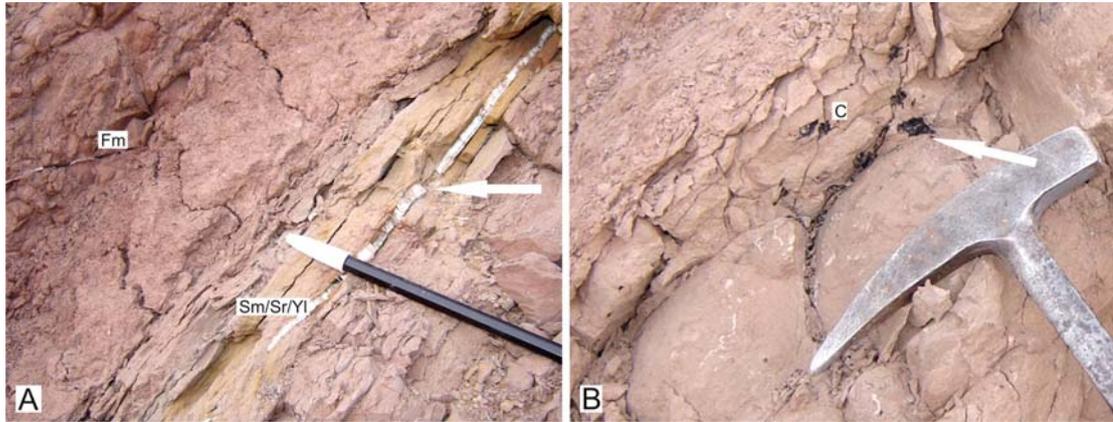
Los ortoconglomerados son matriz-soportados (matriz arenosa) polimícticos medianos con clastos de diámetro medio de 5 cm y algunos clastos de tamaño desproporcionado que alcanzan hasta 15 cm (Figura IX.22). Los clastos presentan formas esféricas a proladas, están subredondeados y se encuentran compuestos principalmente por metamorfitas de alto grado, granitos y algunas metamorfitas de bajo grado.

Hacia la parte superior de la unidad, se intercala un nivel tobáceo en el relleno de los canales. El mismo alcanza hasta 1,5 m de espesor y se caracteriza por no exhibir estratificación (Sm) o por presentar estratificación horizontal (Sh) o difusa (Figura IX.23).

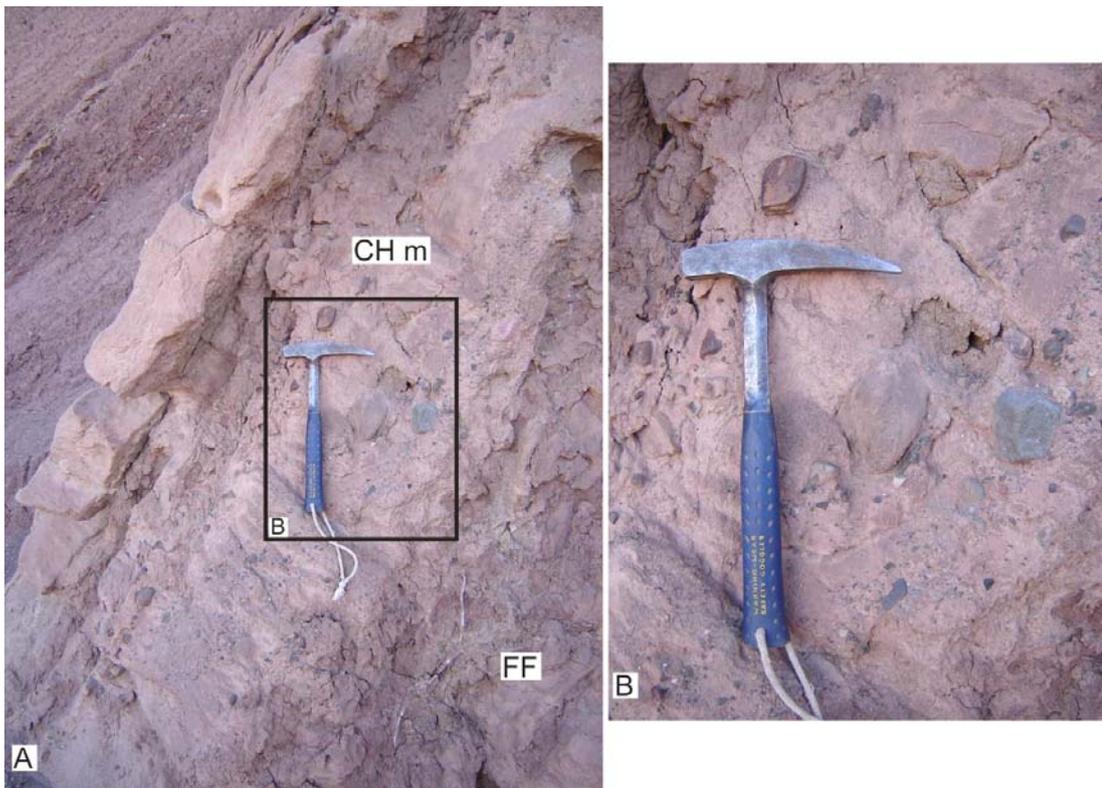
### **Interpretación**

Las rocas que integran esta unidad corresponderían a sistemas anastomosados, con desarrollo de canales arenosos (parcialmente gravosos, <15%) encapsulados en planicies de inundación dominadas por el elemento FF. Dado el predominio de estos depósitos, el sistema se asemejaría al de agradación rápida propuesto por Makaske (2001) y afectado por periodos de aporte volcanoclástico (Figura IX.24).

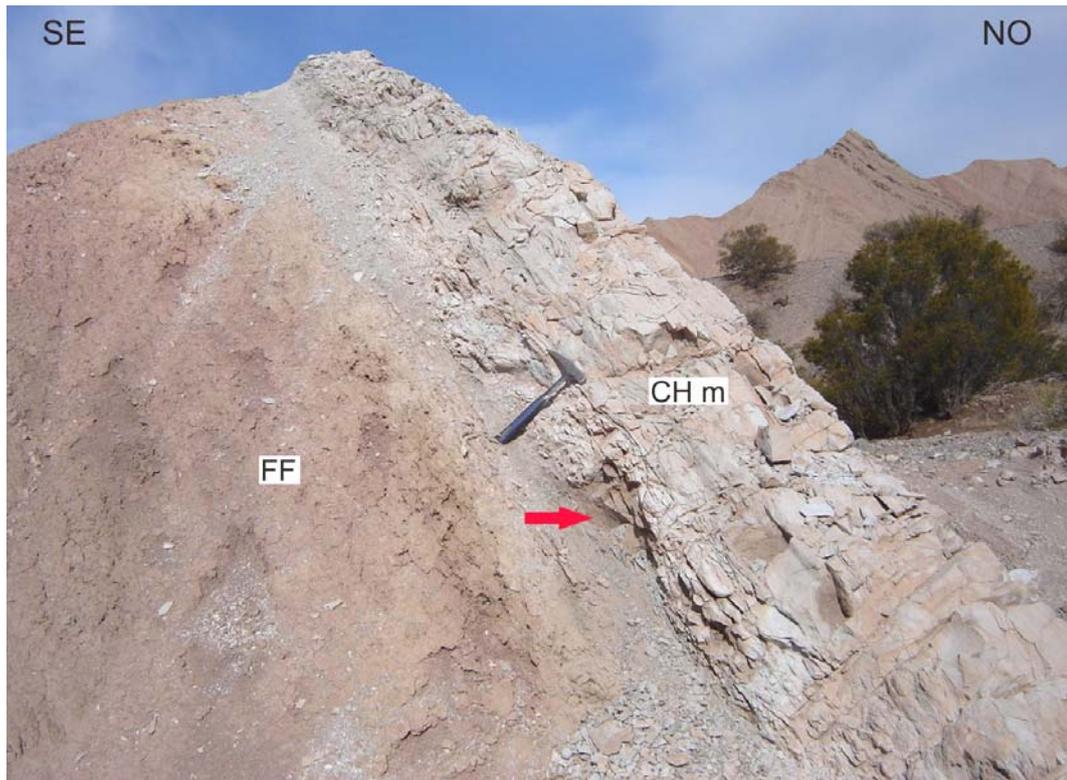
El relleno de los canales está dominado por la migración de mesoformas arenosas (areno-guijarrosas a gravosas) y, ocasionalmente, por el desarrollo de barras transversales de escaso relieve (SB y GB). Generalmente, estos depósitos se generaron por flujos fluidos bajo condiciones variantes de alto a bajo régimen de flujo.



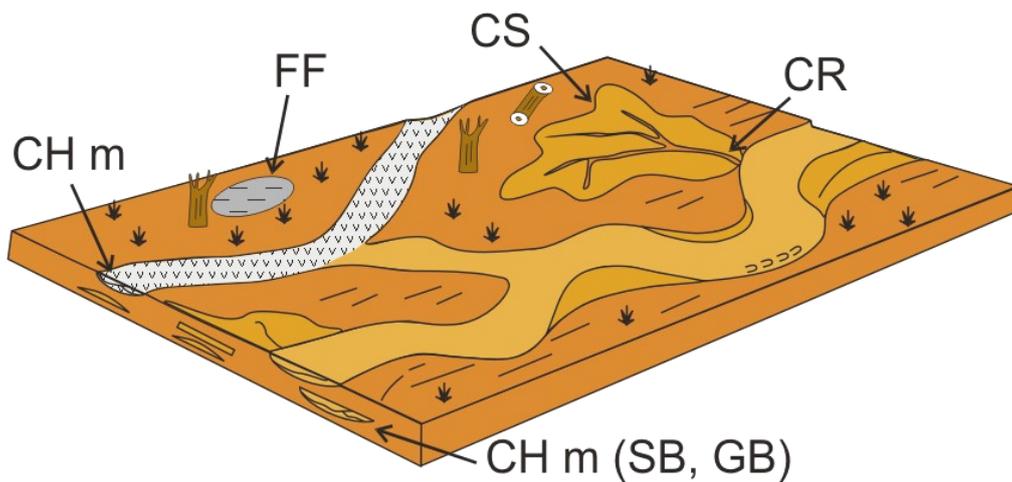
**Figura IX.21:** A. Areniscas verdosas con láminas de yeso (Sm/Sr/Yl); B. Restos de carbón (C) del tipo leñoso en las pelitas con concreciones esféricas.



**Figura IX.22:** A. Depósitos de canal (CHm) con difusa estratificación; B. Detalle de la misma, donde se observan ortoconglomerados matriz-soportados y la baja proporción de clastos desproporcionados.



**Figura IX.23:** Depósitos de canal (CHm) con importante aporte volcánico. Observe la forma lenticular y la base erosiva del canal (flecha).



**Figura IX.24:** Modelo depositacional de la asociación de facies XIII.

Esporádicamente, dado el importante aporte de material volcanoclástico al sistema, se produjeron modificaciones notorias en las condiciones de flujo, reconociéndose la presencia de flujos hiperconcentrados no cohesivos (*hyperconcentrated flood-flow*) como los mencionados por Smith (1986). Los depósitos correspondientes a estos flujos están caracterizados por su masividad (Sm) y por la ocasional presencia de difusa estratificación o laminación horizontal (Sh). Tales características podrían representar periodos de rápida agradación fluvial generadas por el ahogo de las corrientes fluviales debido al aporte de sedimento volcánico (Vessell y Davies, 1981; Smith, 1986, 1987a, 1987b).

La mayor proporción de los depósitos de planicie (60%) respecto a los de canal (40%) son un claro indicio de la alta tasa de agradación del sistema. Cabe mencionarse que en las planicies predominó la agradación a partir de crecidas mantiformes, desarrollándose en baja proporción delgados depósitos de desbordamiento (elementos CS). De esta manera, los canales, ocasionalmente, pudieron haber sufrido avulsión del tipo “abrupta estratigráficamente” según lo propuesto por Jones y Hajek (2007).

Cabe mencionarse que dentro de los depósitos de planicie se encuentran distintos tipos de depósitos indicadores de pequeñas variaciones paleoclimáticas. Por un lado, el dominio de pelitas rojas (Fl, Fr) con intercalaciones de láminas de yeso (Yl) indicarían condiciones semiáridas (Miall, 1996). Por otro lado, los delgados niveles de pelitas rojas masivas (Fm) asociadas a concreciones esferoidales y con niveles de carbón del tipo leñoso son interpretados como producto de procesos de edafización. El generación de paleosuelos pobremente desarrollados es común en condiciones semiáridas, pero dada la presencia de restos de carbón leñoso, se infiere que durante la formación de los mismos hubo breves periodos de mayor humedad donde tales restos pudieron ser preservados (Retallack, 1988).

## Capítulo XII

# FACIES SEDIMENTARIAS DEL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO

Dentro del miembro superior de la Formación Toro Negro, se han reconocido tres asociaciones de facies que se sintetizan en el cuadro de la Figura XII.1. Como puede observarse, en general estos depósitos se caracterizan por el predominio de sedimentos gruesos depositados por sistemas fluviales entrelazados a bajadas dominadas por flujos canalizados. Una excepción corresponde a la AFXV, donde predominan los sedimentos finos depositados en una planicie aluvial tobácea distal. A continuación, en este capítulo, se desarrollará la descripción e interpretación de las distintas asociaciones de facies reconocidas.

Asociación de facies	Espesor	Subambientes	Litofacies	Elementos arquitecturales	Interpretación paleoambiental
AFXIV	696 m	Faja de canal	Gm, Gp, Gt, Gl, Gh, (Gmm1), Sm, Sp?, Sh	CHm (GB>>SB, ((SG)))	Sistema fluvial entrelazado de lecho gravoso profundo con planicies areno-limosas
		Planicie de inundación	Sm, Fm, (Sr), P	OS (FF)	
AFXV	190 m	Fajas de canal	Gm-Gi-Gp-Gh	CHm, CHs,	Planicie aluvial tobácea asociada a un sistema fluvial distributivo de lecho gravoso.
		Planicie de inundación	Fl, Fm, Fg, Sr, Sp, Sm, P	OS> FF(CS, CR)	
AFXVI	263 m	Fajas de canal	Gm, Gi, Gl, Gh (Gp)	CHm (GB)	Piedemonte o bajada dominada por flujos canalizados gravosos
		Planicie de inundación	Sm, Sr, Fr, Fm	OS	

**Figura XII.1:** Cuadro de las asociaciones de facies presentes en el miembro superior de la Formación Toro Negro.

## ASOCIACIÓN DE FACIES XIV

### Descripción

Esta asociación de facies de 696 m de espesor constituye la base del miembro superior de la Formación Toro Negro en la quebrada de La Troya y alrededores. Allí, la misma aflora sobre la segunda repetición de la AFVIII mediante un contacto erosivo el cual se puede reconocer tanto hacia el sur como hacia el norte dada la geometría en cuña de la misma. En la quebrada del Yeso esta asociación de facies se presenta como delgadas intercalaciones dentro de la AFXVI mostrando también contacto basal erosivo.

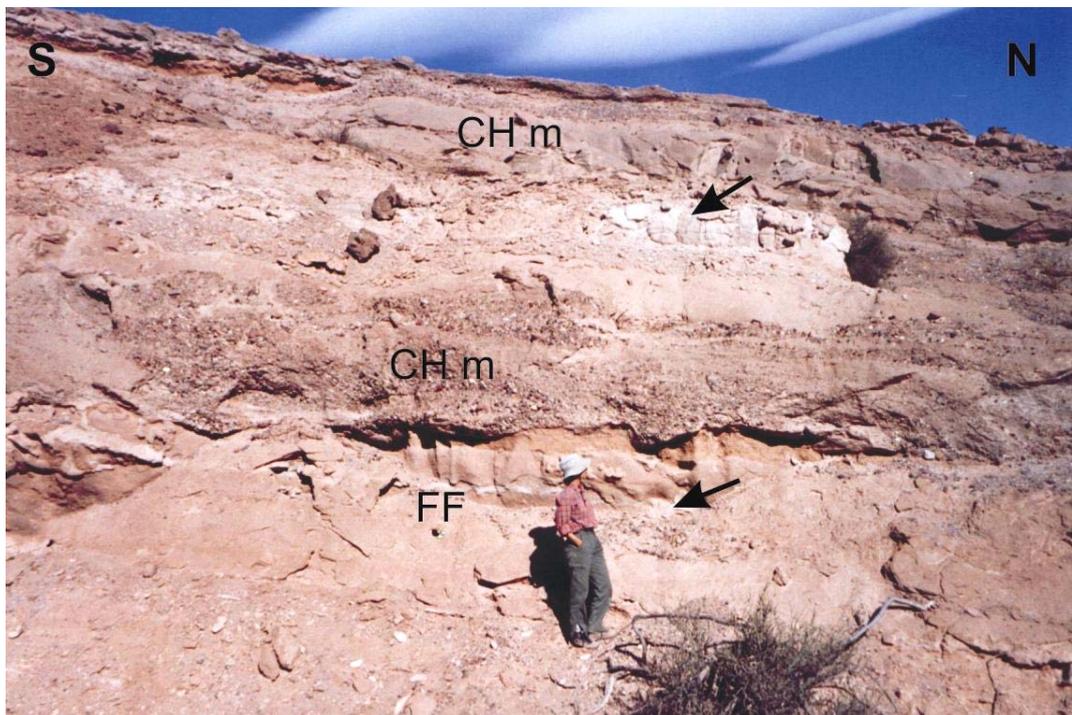
Esta asociación de facies está constituida principalmente por conglomerados extraformacionales medianos a gruesos y, en menor medida, por areniscas gruesas a medianas, escasas pelitas (limolitas) y raras brechas intraformacionales (Figura XII.2). En la parte inferior de la unidad se reconocen algunos niveles delgados de tobas blancas y grises (TN61, figura XII.3). Los conglomerados presentan principalmente estratificación entrecruzada tabular planar (Gp), en artesa (Gt) y horizontal (Gh), en ocasiones, estructura masiva (Gm). Las areniscas se caracterizan por ser masivas (Sm) y rara vez presentar estratificación entrecruzada (Sp?) o laminación horizontal (Sh). Las limolitas pardas rojizas, en general, son masivas (Fm).

La mayor parte de esta unidad está formada por facies gruesas de canal (>75%, elemento CHm) y, en forma subordinada, por facies finas de intercanal (<25%, elemento OS), que forman arreglos grano-estrato decrecientes.

El elemento CHm consiste en fajas de canales multiepisódicos, en bancos de geometría lenticular a lentiforme de 2,5 m en la base de la unidad hasta 13 m de espesor. Este elemento está limitado en su base por superficies erosivas de 5º orden. Internamente, está compuesto por unidades de canal gravosas (CHs) de geometría lenticular de 1 m hasta 3 m de espesor amalgamadas verticalmente. La base de estos bancos está marcada por superficies de orden 4b erosivas.



**Figura XII.2:** Aspecto general de la AFXIV al norte de la quebrada de La Troya. Obsérvese el espesor de las fajas de canal (CHm) y la pequeña intercalación de depósitos de planicie areno-limososa (OS).



**Figura XII.3:** Inicio de la AFXIV. Nótese los niveles de tobas intercalados en los depósitos finos de planicies (flechas) y la base erosiva de la faja de canal (CHm).

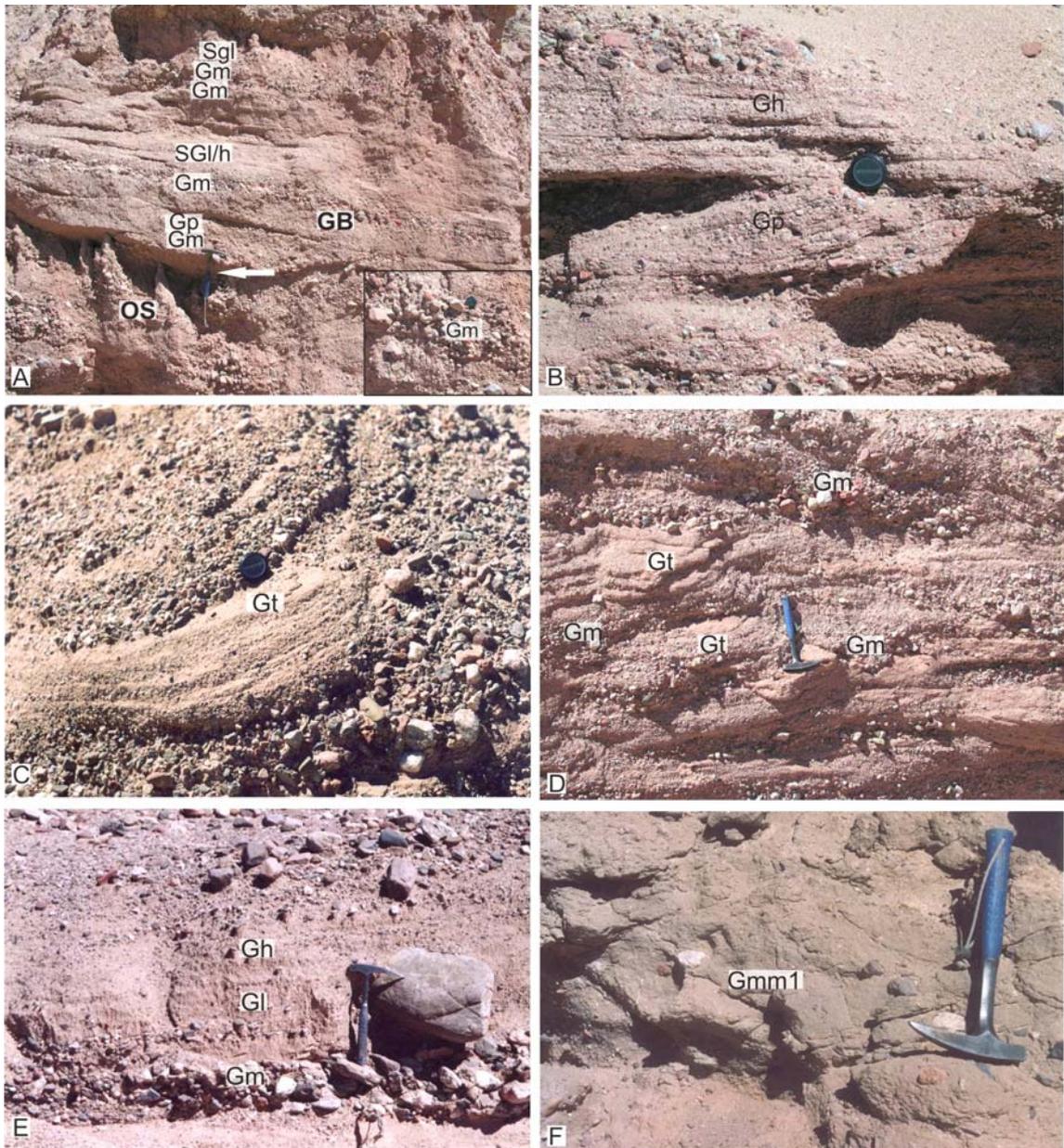
En los casos que las fajas alcanzan hasta 13 m de espesor, las unidades de canal se encuentran separadas por delgados niveles de planicie arenosa (particiones).

El relleno de los canales consiste principalmente en conglomerados medianos en distintos arreglos conformando el elemento arquitectural GB (Figuras XII.4). El primero de ellos, se inicia con lentes de conglomerados clasto-soportados masivos (Gm) que son cubiertos por conglomerados, tanto clasto como matriz-soportados, con estratificación entrecruzada tabular planar (Gp) en sets de escala grande, de hasta 2,5 m de espesor (Figura XII.4). Ocasionalmente, los conglomerados muestran estratificación entrecruzada en artesa (Gt, Fig. XII.4C y D). Ambos arreglos exhiben por encima estratificación entrecruzada de bajo ángulo (G1) a horizontal (Gh, Figura XII.4E). En casi todos los casos, se intercalan capas centimétricas de areniscas gruesas masivas (Sm) o con una difusa estratificación entrecruzada (S1) que constituyen el elemento SB. (Paleocorriente de Gp de escala grande: 210° 25°O, 200° 32°O, 210° 44°O, 215° 36°NO; Gt dirección 180°; dirección 45°)

Otro tipo de arreglo consiste en ortoconglomerados medianos a finos polimícticos clasto-soportados, y en ocasiones matriz-soportados (matriz arenosa), que empiezan masivos (Gm) y luego muestran estratificación de bajo ángulo (G1) a horizontal (Gh). Dentro de estos depósitos es común la presencia de clastos subredondeados desproporcionados (Figura XII.4E).

Esporádicamente, se reconocen entre los depósitos gruesos de canal, bancos compuestos por ortoconglomerados matriz-soportados masivos (Gmm1) con escasos clastos prolados y esféricos, subangulosos a subredondeados, de 3 cm de diámetro medio y hasta 5 cm de diámetro máximo que conforman el elemento SG (Figura XII.4F). Los mismos se presentan en bancos de geometría lenticular con bases planas (superficies de orden 4b).

En general, se trata de conglomerados gruesos polimícticos con clastos subredondeados a subangulosos de 7 cm de diámetro medio y de hasta 30 cm de diámetro máximo de volcanitas (33%), granitos (29%), sedimentitas (arenitas rojas, 21%) y metamorfitas de alto grado (gneises, 17%).



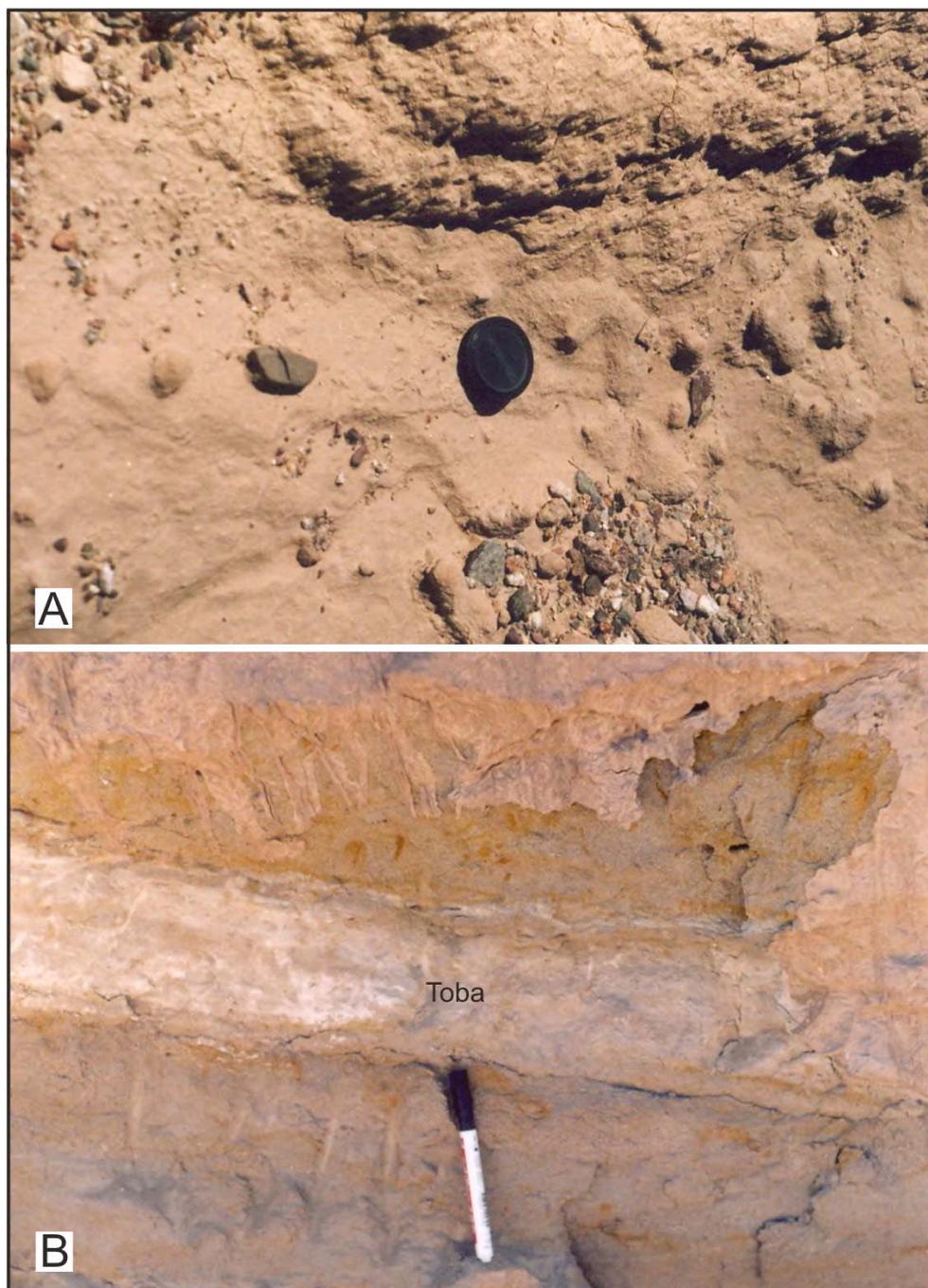
**Figura XII.4:** Depósitos gravosos de canal. **A.** Canal gravoso (GB) sobre planicie (OS). Observe las distintas superficies internas y el arreglo de las litofacies (Gm, Gp, SGI/h) de las barras, como el detalle del núcleo de barra (lente de Gm); **B.** Facies más finas (Gp, Gh); **C-D.** Depósitos de barras más sinuosas con predominio de la litofacies Gt; **E.** Estratificaciones de bajo ángulo (Gl) a horizontales con clastos desproporcionados y **F.** Litofacies de conglomerados matriz-soportados masivos (Gmm1) del elemento SG.

Los depósitos de planicies de inundación son escasos en la quebrada de La Troya, pero hacia el sur y norte de la misma, los mismos llegan a alcanzar espesores considerables (Figuras XII.5 y 7). Se tratan de bancos tabulares que varían desde delgados niveles de 30 cm hasta bancos de 4 m de espesor de depósitos areno - limosos que conforman los elementos arquitecturales OS y FF. El primero es el dominante (>80%) y está compuesto por areniscas medianas, esporádicamente, gruesas de color pardo rojizo masivas (Sm) por bioturbación (Figura XII.5) o con una difusa laminación ondulítica (Sr) a horizontal (Sh). Ocasionalmente, se reconocen sedimentos más finos (elemento FF, <20%) representados por pelitas rojas o areniscas finas rojas con laminación ondulítica (Fr, Sr) o masivas (Fm, Sm). Estas últimas están asociadas a bioturbación, en especial a algunos tubos verticales, rizolitos o texturas moteadas (Figura XII.5A). En ocasiones, se encuentran delgadas láminas de yeso (Y) y grietas de desecación (Fg) como niveles de tobas blancas y grises (Figura X.5B).

### **Interpretación**

Es muy probable que la secuencia aquí descrita se haya formado en un sistema fluvial entrelazado de lecho gravoso profundo semejante al propuesto por Miall (1996) con depósitos de planicie compuestos principalmente por el elemento OS y en forma subordinada por el elemento FF (Figura X.6 y X.7).

Los principales elementos que sugieren este origen son la forma lenticular de los bancos de canal, el predominio de depósitos de canales dominados por sedimentación de carga de lecho gravoso (litofacies Gm, Gp, Gt, Gl, Gh), el dominio del elemento GB correspondiente a barras gravosas con delgadas intercalaciones del elemento SB y la presencia esporádica del elemento SG correspondiente a flujos hiperconcentrados no cohesivos (Figura XII.4F).

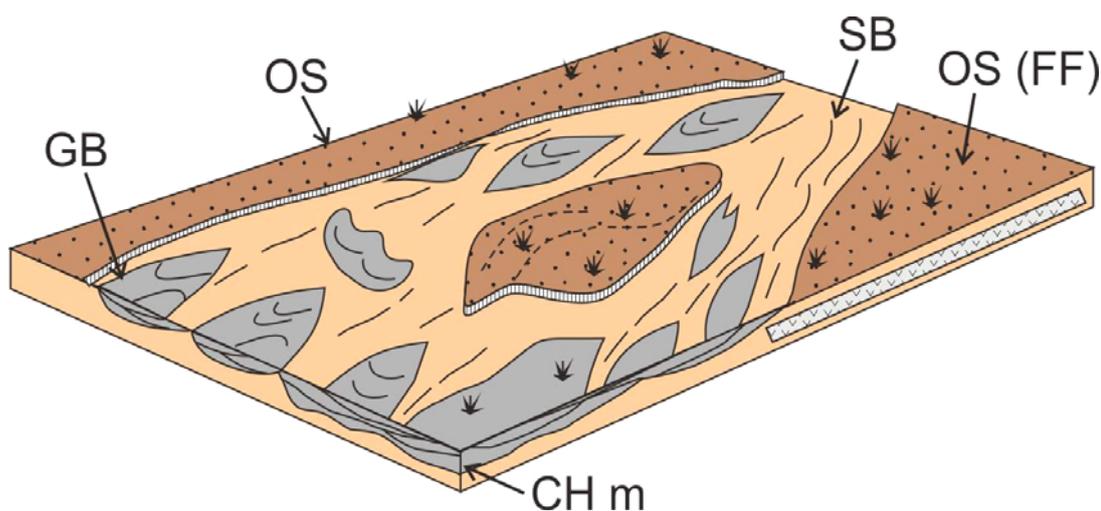


**Figura XII.5:** Depósitos de planicie arenosa (OS). **A.** Detalle de la misma con importante bioturbación y textura moteada y **B.** Nivel de toba blanco intercalado en la planicie arenosa; observe la alteración a óxidos de hierro de la misma.



Figura X.6: Panel de la AFXIV en el norte del área. A. Observe las fajas de canales CH m y el espesor de las planicies areno-limosas (OS). B. Detalle del relleno de la faja de canal dominada por el elemento GB; observe las superficies erosivas de orden 4b; C. Detalle del relleno del elemento GB; D. Niveles de brechas intraformacionales areno-limosas en la base de las fajas de canal, observe el tamaño de los intraclastos; E. Detalle del elemento OS, observe la presencia de depósitos de desbordamiento (CS).

En este sistema se reconoce la presencia de diferentes condiciones de flujos. Por un lado, hay un alto predominio de flujos normales bajo los cuales tienen lugar la depositación del elemento GB dentro del cual se reconocen distintos tipos de depósitos. Por un lado, barras transversales gravosas (Gm, Gp, Gt, Gl, Gh) se caracterizan por presentar depósitos correspondientes a núcleos de barras (lentes de Gm) y grandes sets de entrecruzamiento, que indicarían canales más profundos (Miall, 1996). Un segundo tipo de depósito corresponde a barras longitudinales (Gm, Gl, Gh), las cuales se caracterizan por menor desarrollo vertical y migración corriente abajo. Ambas macroformas presentan depósitos arenosos en el techo (elemento SB), probablemente depositados al menguar las corrientes, en ocasiones, bajo condiciones de alto régimen de flujo (Sh).



**Figura XII.7:** Modelo depositacional de la AFXIV.

Otra característica es la ocasional intercalación de depósitos correspondientes a flujos hiperconcentrados no cohesivos (Gmm1) indicando condiciones de alta energía y rápida depositación. A su vez, la preservación de importantes espesores de depósitos de planicie (OS y FF) indicarían altas tasas de subsidencia asociadas a altas tasas de agradación.

## ASOCIACIÓN DE FACIES XV

### Descripción

La asociación de facies XV, de 190 m de espesor máximo, aflora intercalada entre la AFXVI en la quebrada del Yeso mientras que en la quebrada de La Troya la misma cubre en forma neta a la AFXIV. Esta unidad está compuesta principalmente por pelitas, areniscas y, en menor medida, por conglomerados. En la misma predominan los depósitos de planicie (elementos OS y FF, 70%) sobre los depósitos de canales (CHs y CHm, 30%). Ambos depósitos se caracterizan por su arreglo grano-estrato creciente en ciclos de hasta 15 m (Figura XII.8). Un rasgo característico de esta asociación de facies es la presencia de importante material tobáceo en los depósitos más finos, otorgándole las tonalidades pasteles características (amarillas, verdes y grises, ver figura XII.8).

Los depósitos de planicie, que son dominantes en esta unidad (70%), están compuestos por areniscas finas y limolitas rojas masivas (Sm, Fm), con laminación ondulítica (Sr, Fr) o raramente laminadas (Sh, Fl). Dentro de ellos el elemento OS es el más abundante (>50%) respecto al FF (<40%). Ambos se presentan en bancos de geometría tabular de hasta 10 m de espesor máximo.

Dentro de los sedimentos finos de la planicie, se intercalan escasos (<10%) y delgados bancos areno- guijarrosos, de hasta 25 cm de espesor, que constituyen los depósitos de desbordamiento (elemento CS y CR). Generalmente, estos se presentan en bancos de geometría lenticular a lobulada con base levemente irregular a plana (4c) y techo convexo. Ambos depósitos empiezan con un delgado nivel guijarroso masivo (SGm) que es cubierto por areniscas medianas masivas (Sm) o con laminación ondulítica (Sr) y laminación horizontal (Sh). Es común la presencia de clastos más gruesos (de guijarros hasta guijones, de 2 cm de diámetro) dispersos (S(g)). (Figura XII.9).

Una característica notoria es la presencia de importante material tobáceo conformando los depósitos finos que son denominados “chonitas” o tobas choníticas

(piroclastita consolidada de granulometría muy fina, inferior a los 0,062 mm, *sensu* Teruggi *et al.*, 1978; ver Figura XII.10). Estos depósitos volcanoclásticos de caída y probablemente retrabajados, se caracterizan por ser finos con colores verdes blanquecinos y rosados, constituyendo buenos niveles guías que pueden seguirse a lo largo de toda la Sierra de los Colorados.

En ocasiones, estos depósitos se encuentran asociados a canales monoepisódicos (CHs) de menor jerarquía en bancos de geometría lenticular de 50 cm de espesor compuestos por areniscas tobáceas finas de colores pardos (TN-69 y TN-70). Generalmente, la base de los mismos está marcada por superficies de orden 4b planas aunque, en ocasiones, puede ser erosiva, marcada por un delgado nivel, de 3 cm de espesor, de brechas intraformacionales (Bi). Estas areniscas exhiben estratificación entrecruzada planar (Sp), de bajo ángulo (Sl) y laminación horizontal (Sh) y, ocasionalmente, estratificación convoluta.

Los elementos de canal (CHs) se caracterizan por ser unidades simples gravo-arenosas de color gris en bancos de geometría lenticular de 0,50 m hasta 2 m de espesor y hasta 5 m de ancho de ( $A/P < 10$ ). Las bases se encuentran marcadas por superficies levemente erosivas de orden 4b.

El relleno de las unidades de canal (CHs) se inicia con un nivel residual de conglomerados masivos (Gm) o con clastos imbricados (Gi) que son cubiertos por conglomerados con estratificación entrecruzada tabular planar (Gp) y de bajo ángulo (Gl) a horizontal (Gh). Medición de paleocorriente de Gp:  $12^{\circ} 59^{\circ}O$ , Azimut regional  $157^{\circ} 20^{\circ}SO$ .

En algunos casos, estos canales simples se amalgaman verticalmente formando fajas de canales, bi o tri episódicos (elemento CHm) que se presentan en bancos lentiformes de hasta 6 m de espesor con bases levemente erosivas a planas marcadas por superficies de orden 5<sup>o</sup>.

Estos litosomas están compuestos por ortoconglomerados polimícticos clasto-soportado (matriz arenosa) gruesos con clastos esféricos y prolados, subredondeados con 8 cm de diámetro medio y hasta 20 cm de diámetro máximo.



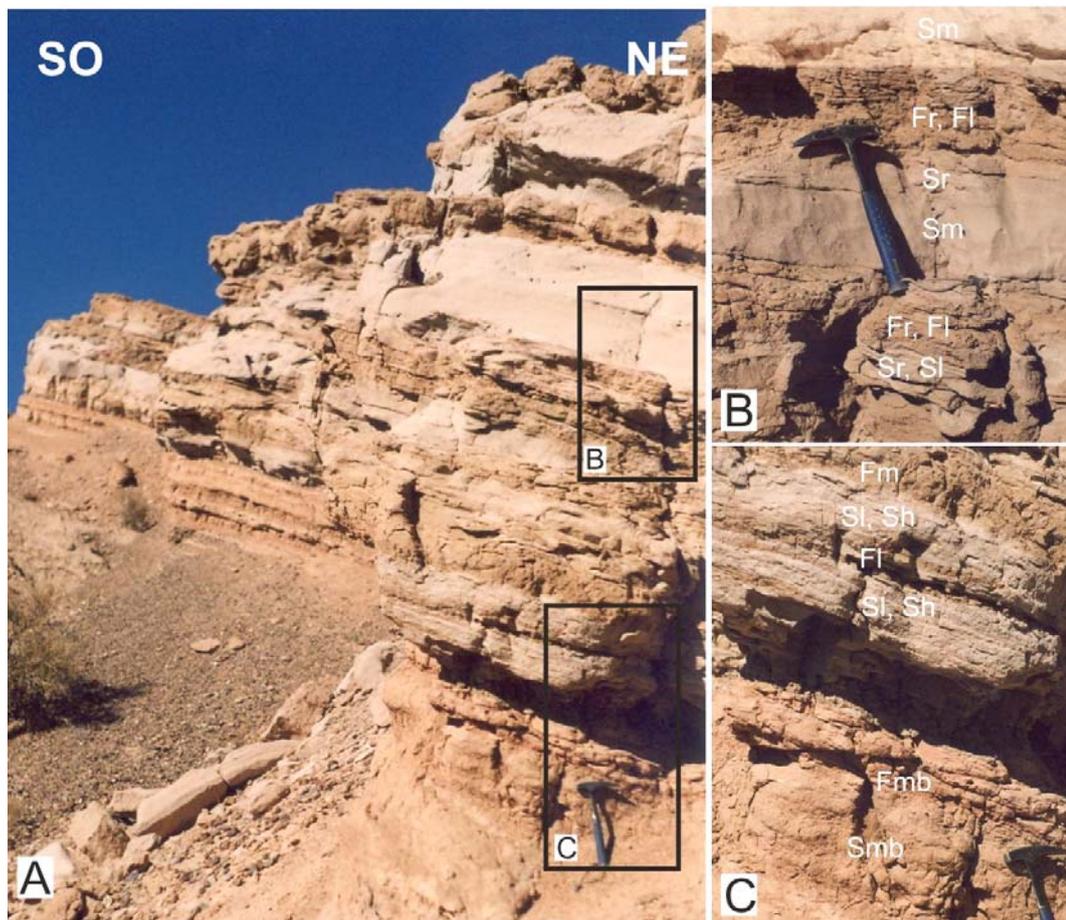
**Figura XII.8:** Aspecto general de la AFXV. Obsérvese el dominio de sedimentos areno-limosos (OS) con intercalación de material tobáceo de tonalidad más clara y el arreglo en ciclos grano-estrato creciente. Persona de escala (flecha).



**Figura XII.9:** Detalle de los ciclos de la AFXV. Obsérvese la abundancia de sedimentos finos (areno-limosos, elementos OS y FF) y la geometría lenticular de los bancos de conglomerados (flecha).

En algunos sectores se observa una disminución en el tamaño de los clastos (2,5 cm de diámetro medio y 5 cm de diámetro máximo).

Respecto a la composición de estos niveles dominan los clastos de volcanitas (44%) principalmente riolitas y andesitas, con proporciones menores de metamorfitas de alto grado (gneises, 20%), sedimentitas (16%) tanto arenitas rojas como blancas y granitos (16%), siendo escasos los clastos de cuarzo lechoso (4%). Esporádicamente, se reconocen pequeños restos fósiles de vertebrados (huesos de origen incierto ?) en la parte inferior de la misma. (Figura XII.11).



**Figura XII.10:** A. Intercalaciones de areniscas tobáceas entre los depósitos finos de planicie; B y C. Detalles de las laminaciones presentes.

### Interpretación

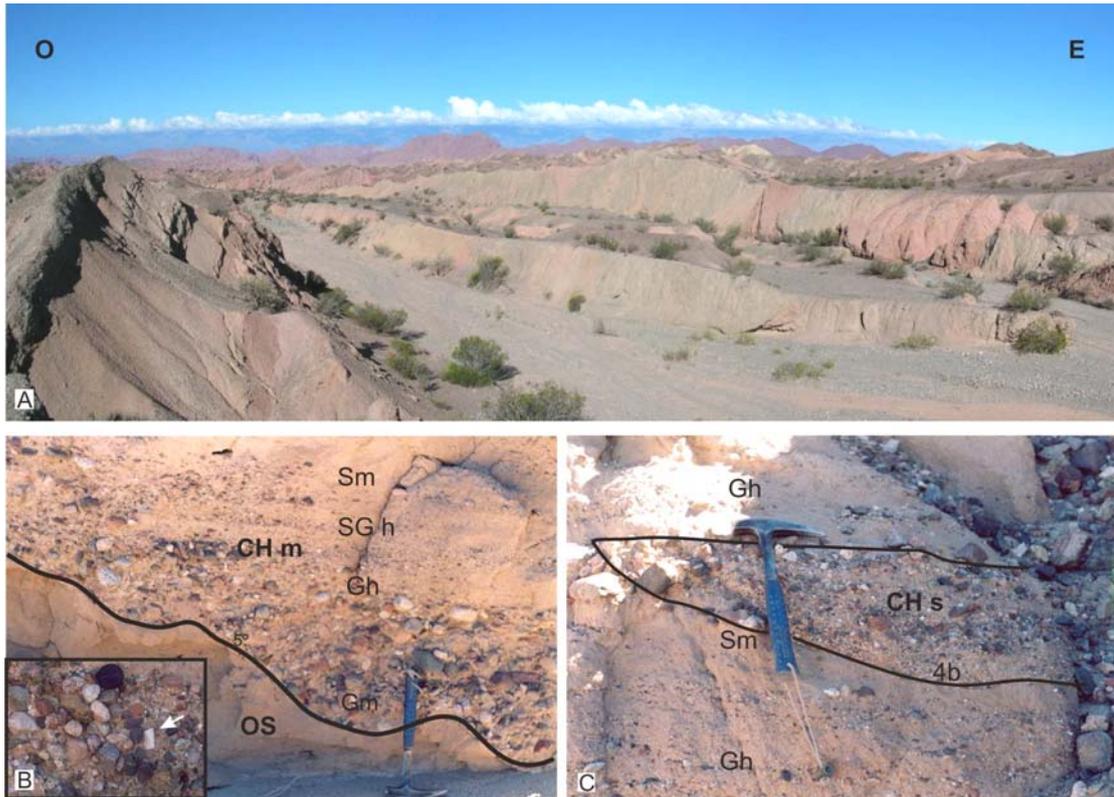
Esta asociación de facies ha sido interpretada como una planicie aluvial areno-limosa tobácea asociada con un sistema distributivo gravoso (Figura XII.12). El importante espesor de los sedimentos finos (elementos OS y FF en menor medida) como el desarrollo de ciclos grano-estrato crecientes permiten interpretar que este ambiente se caracterizó por tener una alta tasa de agradación donde progradaban sistemas fluviales del tipo distributivo de lecho gravoso poco canalizados, probablemente del tipo entrelazado someros (Bentham *et al.*, 1993; Miall, 1996; Nichols y Fisher, 2007).

A su vez, la abundancia de material tobáceo en especial en los depósitos de intercanal que le otorgan las tonalidades pasteles a los sedimentos finos (“chonitas”) indicaría eventos volcaniclásticos contemporáneos con la sedimentación de la misma (Figura XII.10). Mientras que en los depósitos de canal, el material volcaniclástico participa, en menor medida, generando flujos hiperconcentrados no cohesivos caracterizados por el alto porcentaje de material (agua / sedimento <50%).

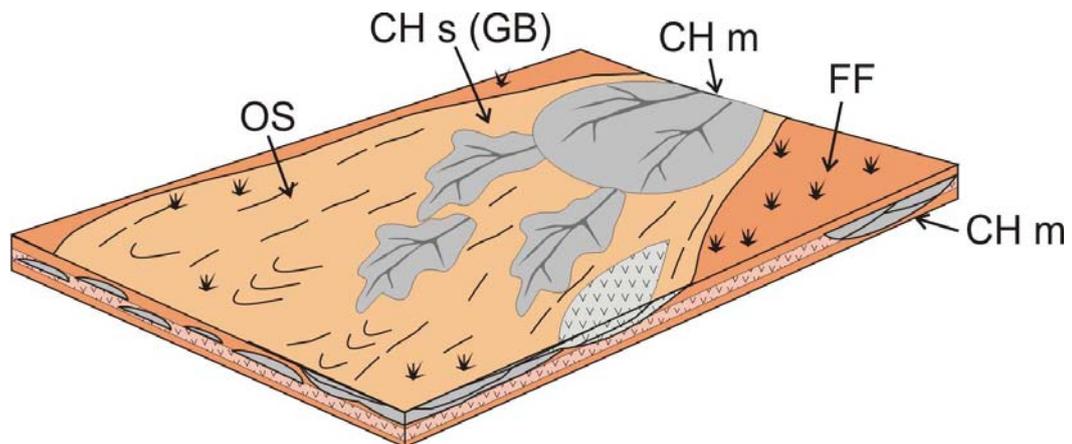
Por otra parte, los depósitos de canal (<25%) están representados por unidades simples (CHs) que ocasionalmente en la parte superior forman fajas de canales multiepisódicos (CHm) areno-conglomerádicos. En general, este sistema se caracteriza por la migración de barras longitudinales gravosas (Gm, Gp, Gl, Gh) o mesoformas areno-guijarrosas.

Dada las características anteriormente mencionadas, esta asociación de facies es interpretada como depositada en una planicie aluvial areno-limosa de composición tobácea agradable sobre la cual progradan (ciclos grano-estrato creciente) cursos fluviales gravosos del tipo distributivo de baja sinuosidad y poco canalizados semejantes al modelo propuesto por Nichols y Fisher (2007).

Las semejanzas con el modelo de sistemas fluviales distributivo distal propuesto por Nichols y Fisher (2007) son los canales que se caracterizan por ser someros, poco móviles lateralmente con abundante depósitos de planicie preservada.



**Figura XII.11:** **A.** Aspecto general de la AFXV en la quebrada del Yeso, observe el gran espesor de los depósitos finos tobáceos (OS). **B.** Elemento CHm con superficie basal erosiva (5º orden) y detalle de la composición con restos óseos (flecha); **C.** Estructura de corte y relleno, elemento CHs gravoso matriz-soportado (matriz arenosa).



**Figura XII.12:** Modelo depositacional de la asociación de facies XV.

De esta manera, el sistema funcionaría mediante la avulsión reiterada de los canales posterior a la agradación y progradación de los mismos. Probablemente, los canales a desembocar en la planicie aluvial arenosa, pierdan rápidamente caudal, debido a la alta infiltración, probablemente alta evaporación dadas las condiciones semiáridas, y rápida depositación (Nichols y Ficher, 2007).

## ASOCIACIÓN DE FACIES XVI

### Descripción

Con un espesor máximo de 549 m, esta asociación de facies constituye el techo del Miembro Superior de la Formación Toro Negro en toda la sierra de Los Colorados. La misma presenta un contacto transicional con la AFXV en la quebrada de La Troya mientras que en la quebrada del Yeso, la misma presenta un contacto neto y levemente erosivo con la infrayacente AFXIII. En este último sector, la unidad constituye gran parte del Miembro Superior con intercalaciones delgadas de la AFXIV como de mayor espesor de la AFV (189 m).

Esta unidad se encuentra formada principalmente por conglomerados medianos a gruesos polimícticos y, en menor medida, por areniscas guijarrosas, areniscas medianas a gruesas y escasas limolitas (Figura XII.13 y 14). Sin embargo, la participación de rocas de grano fino, puede ser variable, por ejemplo hacia el norte de la quebrada de La Troya como hacia el sur en la quebrada del Yeso, algunos tramos estratigráficos de esta asociación de facies muestran un incremento sustancial en la participación de limolitas que pueden alcanzar hasta un 35 % de la unidad (Figura XII.14).

Los conglomerados presentan estructuras masivas (Gm), estratificación entrecruzada planar (Gp) y horizontal (Gh). Las areniscas medianas, en general, presentan estructura masiva (Sm) mientras que las areniscas gruesas y guijarrosas, en ocasiones,

exhiben laminación de bajo ángulo (SGI, SI) y horizontal (SGh, Sh). Raramente, las areniscas finas y limolitas muestran laminación ondulítica (Sr, Fr).

La unidad está compuesta por depósitos gruesos de canal (70 a 75%, elemento CHm) y, en menor medida, por depósitos más finos correspondientes a planicies arenosas (20 a 25%, elemento OS) y eventualmente limosas como en la quebrada del yeso (Figura XII.14).

Los canales gravosos grises que conforman las fajas de canales (elemento CHm) de hasta 15 m de espesor presentan superficies basales erosivas (5º orden). Estas fajas están integradas principalmente por el elemento GB que se presenta en bancos de geometría lenticular de ortoconglomerados clasto-soportados (matriz arenosa) medianos a gruesos (15 cm de diámetro promedio, Figura XII.15 y 16). En la base de estos litosomas se reconocen lentes a delgados niveles de conglomerados masivos (Gm) o con clastos imbricados (Gi, dirección 310º). Por encima, los conglomerados muestran estratificación de bajo ángulo (GI) a horizontal (Gh) e intercalan pequeñas lentes (20 cm de ancho x 10 cm de espesor) de areniscas a areniscas guijarrosas pardas masivas (Sm, SGm). Otros niveles se inician con ortoconglomerados medianos con clastos imbricados (Gi), que son cubiertos generalmente por conglomerados finos a medianos con *sets* de estratificación entrecruzada tabular planar (Gp) y en artesa (Gt, ver figura XII.15). Mediciones de paleocorrientes de Gi en plano ab: 40º en dirección 270º; 45º en dirección 270º; 45º en dirección 300º; 37º en dirección 320º; 67º en dirección 300º; 45º en dirección 300º; 35º en dirección 290º; 41º en dirección 280º.

Muy esporádicamente, se reconocen algunas lentes de ortoconglomerados matriz-soportados (matriz arenosa) polimícticos masivos (Gmm1) con estructura caótica que conforman el elemento arquitectural SG.

Se trata de conglomerados polimícticos, tanto clasto-soportados como matriz-soportados (matriz arenosa), de color gris y con clastos prolados a esféricos, subredondeados a subangulosos de 5 cm de diámetro medio y 25 cm de diámetro mayor (15 cm media, máximo de 30 cm y mínimo entre 10-8 cm).



**Figura XII.13:** Vista general de la AFXVI en la quebrada de La Troya. Nótase el contacto neto con la unidad subyacente (AFXV).



**Figura XII.14:** A. AFXVI al norte de la quebrada de La Troya con importantes depósitos de planicie arenosa (OS); B. Faja de canal (CHm), C. Aspecto de la misma unidad en la quebrada del Yeso.

Un aspecto que debe ser resaltado, es la diferencia composicional que muestran los niveles conglomerádicos en la quebrada de La Troya y, aún más al norte, con respecto a aquellos de la quebrada del Yeso. En el primer caso, los conglomerados muestran una composición bastante uniforme dominada por fragmentos de volcanitas (43%) y en menor proporción metamorfitas de alto grado (tipo gneises, 22%), sedimentitas (arenitas rojas, 19%), granitos (14%) y cuarzo lechoso (2%). Un componente característico en este sector es la presencia de grandes clastos (>20 cm de diámetro) de conglomerados verdes metamorfizados probablemente correspondientes a la Formación Jagüel / Punilla (Figura XII. 16C).

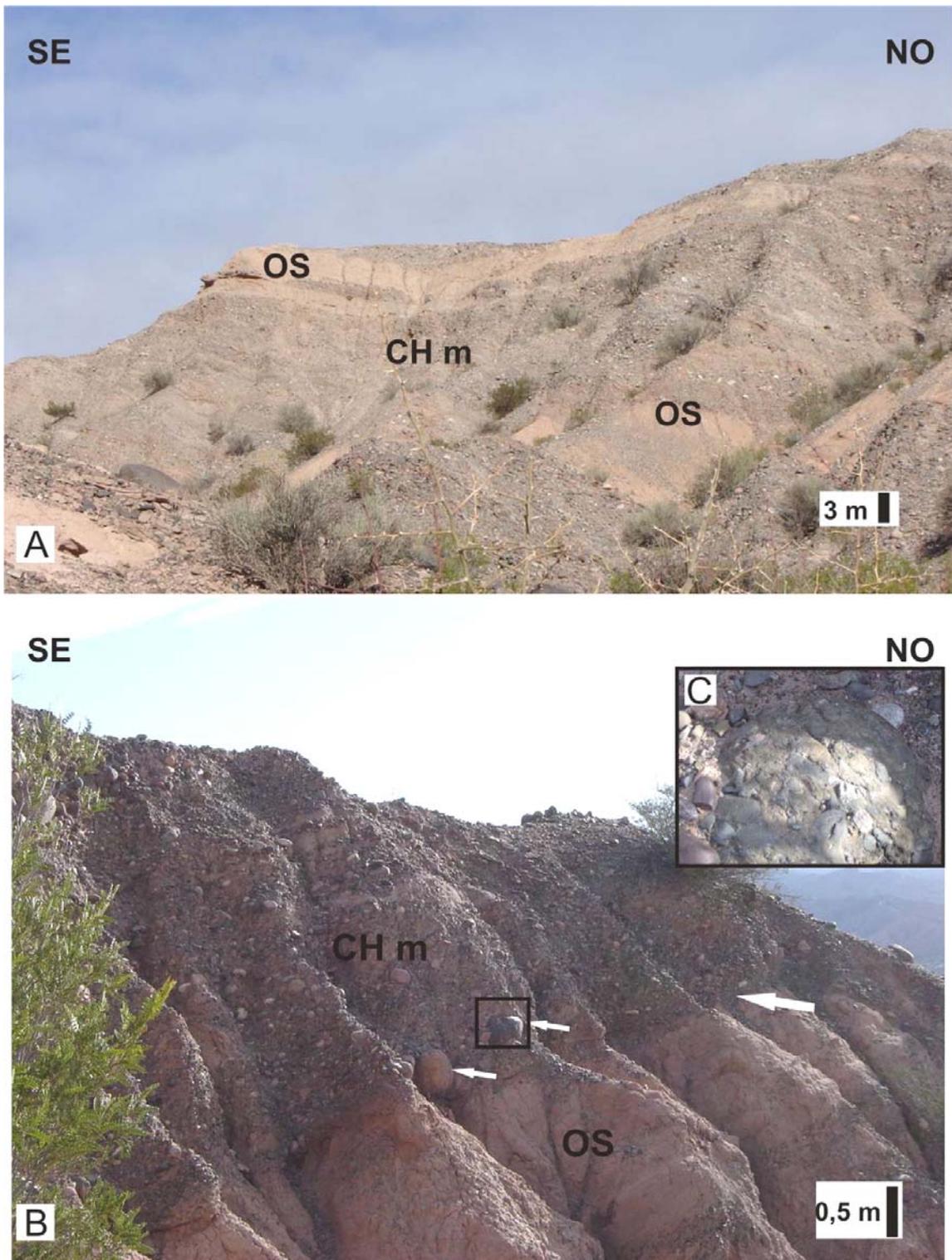
Por el contrario, en la quebrada del yeso existen interesantes modificaciones en la composición de las gravas. En este sentido, es común la alternancia de niveles cuya composición es análoga a la arriba descrita con otros donde claramente dominan los clastos de sedimentitas verdes y metamorfitas de bajo grado correspondientes a las Formaciones Jagüel / Punilla junto a metamorfitas de alto grado (gneisses y granitoides blancos) seguramente provenientes de la Sierra de Umango. Un recuento estadístico de estos últimos niveles arroja los siguientes resultados 40% metamorfitas de alto grado, 40% de granitoides blancos y 20% de sedimentitas verdes y metamorfitas de bajo grado verde. En otras palabras, en el área de la quebrada del Yeso existe una reiteración cíclica de niveles conglomerádicos dominados por volcanitas y fragmentos de granito con otros donde privan las sedimentitas y metamorfitas de bajo y alto grado (ver CAP. XV).

Los depósitos de planicie (elemento OS) se presentan en bancos de geometría tabular a cuerpos en forma de cuña en relación de  $\frac{1}{4}$  aproximadamente con respecto a los depósitos de canales (Figura XII.16, 17 y 18).

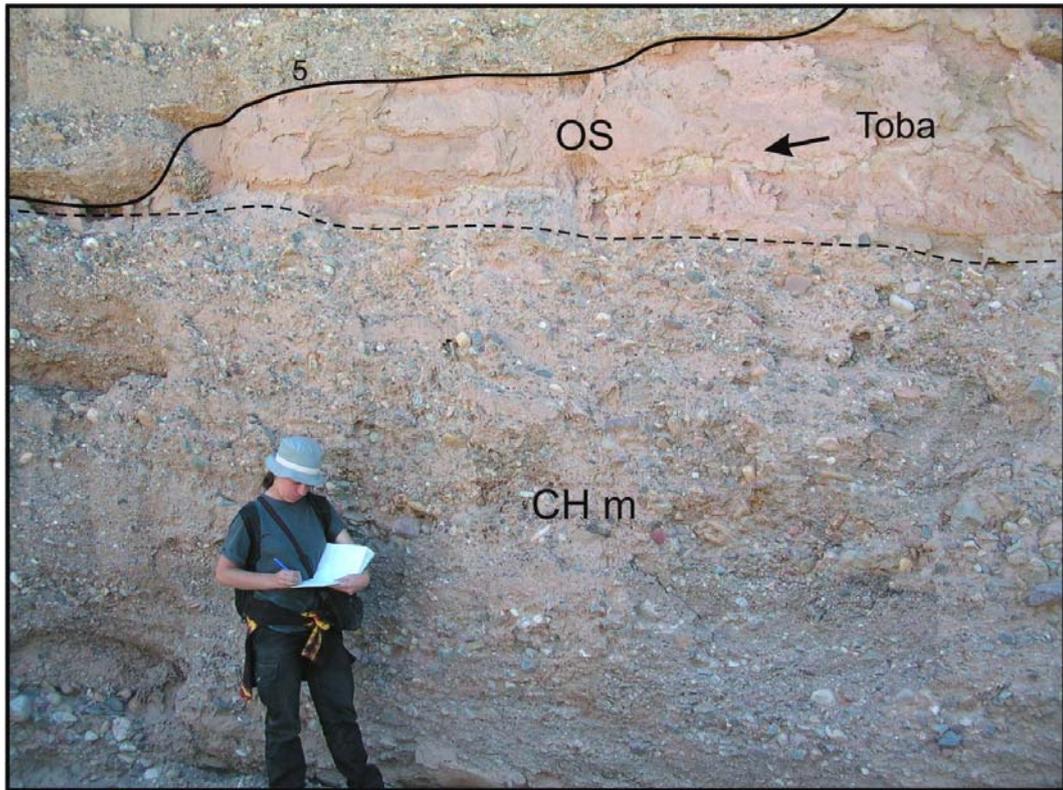
Los mismos están compuestos por areniscas finas a medianas y por limolitas con laminación ondulítica (Sr, Fr) o masiva (Sm, Fm). Dentro de estas litologías se reconocen dos composiciones notoriamente diferentes. Por un lado, abundantes limolitas y areniscas finas rojizas masivas con abundantes marcas de raíces (rizolitos, paleosuelos) y contornos de óxidos de hierro (Figura XII.18).



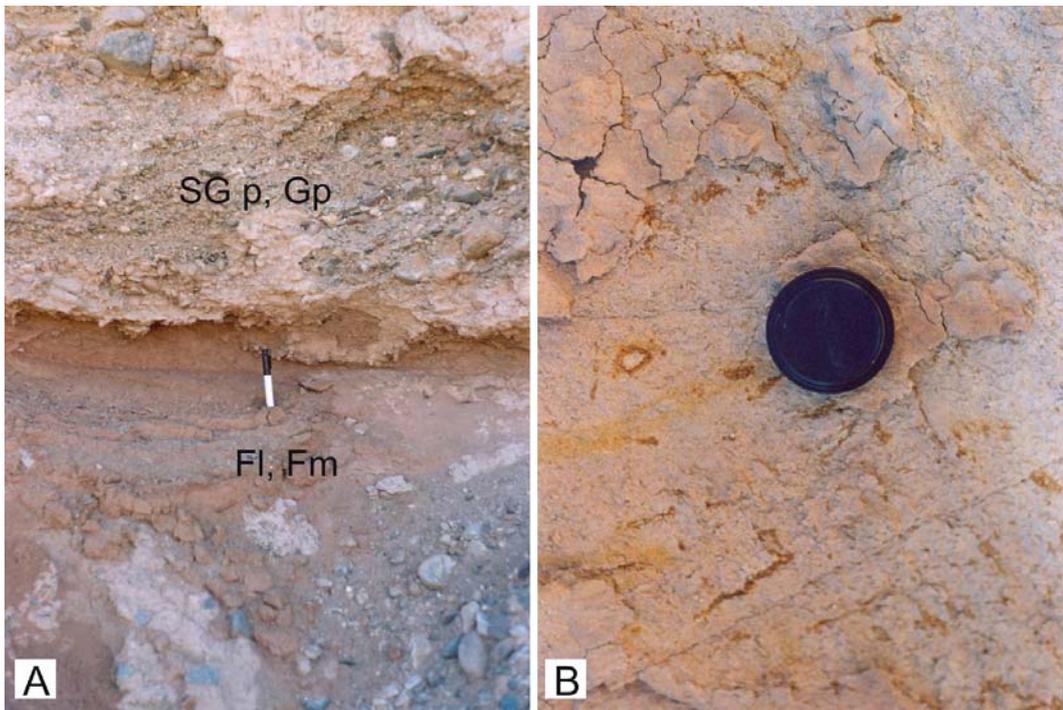
**Figura XII.15:** **A.** Aspecto general de la AFXVI en la quebrada del Yeso donde se reconocen las intercalaciones de los elementos CHm y OS. **B.** Faja de canal (CHm) dominada por el elemento GB donde se reconocen distintas superficies internas levemente erosivas (4b); **C.** Detalle del elemento GB donde se reconocen las litofacies Gm-Gh y Gi-Gt; **D.** Predominio de la litofacies Gt dentro del elemento GB del canal.



**Figura XII.16:** A. Aspecto general de la AFXVI en la quebrada de La Troya. Obsérvese el predominio de conglomerados y la menor proporción de bancos tabulares a lentiformes de areniscas pardas (OS). B. Detalle de la faja de canal (CHm) sobre los depósitos finos (OS) y C. Clasto característico de los conglomerados de Punta Negra (Fm. Jagüel/ Punilla).



**Figura XII.17:** Depósitos de planicie (OS) en forma de cuña entre depósitos

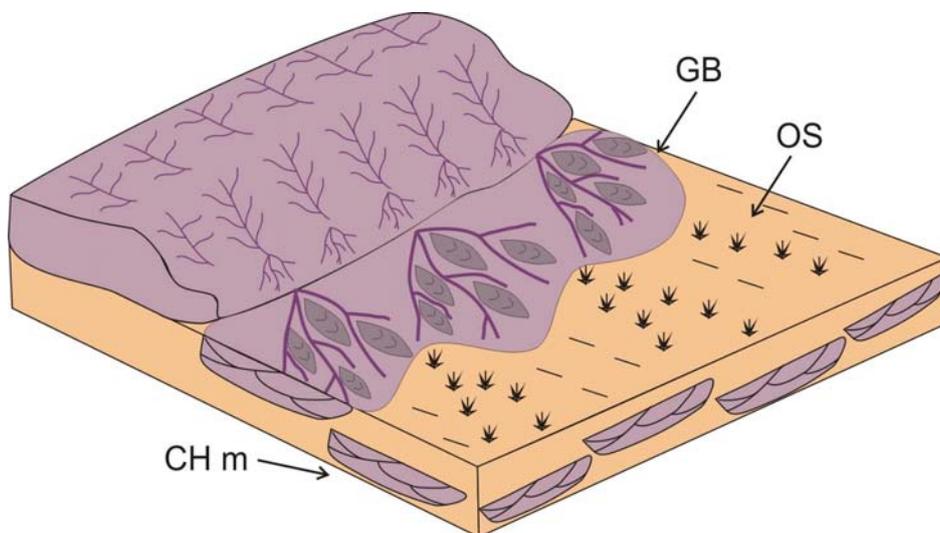


**Figura XII.18:** A. Depósitos finos de planicie; B. Depósitos arenosos de planicie con notoria alteración a óxidos de hierro.

Muy esporádicamente, se reconocen delgadas láminas de yeso interestratificado. Por otro lado, escasas areniscas finas a limolitas blanquecinas masivas de clara composición volcaniclástica, las cuales esporádicamente intercalan delgados niveles (2 cm) de tobas verdes.

### Interpretación

Se interpreta a esta asociación de facies como generada en un ambiente de piedemonte o bajada dominada por flujos canalizados (Smith, 2000; Figura XII.19). Este sistema se caracteriza por patrones de drenaje paralelos que se desarrollan desde el frente montañoso hasta la planicie aluvial sin presentar la morfología en abanico o pérdidas importantes en el confinamiento del flujo, formándose a partir de mantos continuos lateralmente en el piedemonte (Smith, 2000). Las características que permiten llegar a esta interpretación paleoambiental son la predominancia de facies conglomerádicas canalizadas dominadas por barras longitudinales (GB), la presencia de depósitos de intercanal (OS) caracterizados por depósitos masivos asociados a desarrollo de suelos y el tamaño grueso de los clastos que, en ocasiones, alcanzan tamaño bloque (>30 cm).



**Figura X.19:** Modelo deposicional de la asociación de facies XVI.

Otra rasgo tenido en cuenta es la escasez de depósitos correspondientes a flujos hiperconcentrados no cohesivos (SG), la ausencia de depósitos tabulares característicos de flujos en manto (*sheetflows*) como de flujos densos característicos de ambientes de mayor pendiente como abanicos aluviales.

Entre los depósitos gruesos que son los dominantes en esta unidad (elemento GB), se reconocen principalmente barras longitudinales gravosas amalgamadas (Gi, Gl, Gh), las cuales se inician generalmente a partir de núcleos o depósitos residuales de canal (Gm) y fueron depositados por flujos normales de alta energía. El amalgamiento de este elemento (GB) es muy frecuente y se caracteriza por formar las fajas de canales (elemento CHm) que ocasionalmente están separadas por depósitos de intercanal (elemento OS) caracterizado por el desarrollo de suelos (rizolitos). En estos ambientes es muy común el desarrollo de suelos dada las condiciones de hidromórficas y de buen drenaje (Slate *et al.*, 1996).

## **Capítulo XIII**

# **DISTRIBUCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO**

La Formación Toro Negro muestra importantes variaciones de facies entre el sector norte y sur del área analizada, lo que se refleja en el espesor, participación y características de las distintas asociaciones de facies descritas en los capítulos previos. Por esta razón, se ha dividido al área de estudio en tres secciones: centro, norte y sur.

La sección norte incluye a las quebradas de Los Pozuelos, de la Aguada, El Cardón y alrededores de Valle Hermoso, en la mayor parte de esta región el contacto basal de la Formación Toro Negro con la Formación Vinchina está claramente expuesto, como se verá, formando una importante superficie de incisión.

Las secciones estudiadas correspondientes a región central incluyen a las quebradas de La Troya, Las Torrecitas, Puesto Viejo, La Toma y otras no nominadas como los alrededores del Campo Negro. En este sector, la Formación Toro Negro muestra sus perfiles más completos que exhiben interesantes variaciones verticales de facies.

Finalmente la sección Sur, es la que muestra las más importantes variaciones faciales con las anteriormente descritas, pues el Miembro Inferior está ampliamente dominado por sedimentos areno-pelíticos mientras que el Miembro Superior está dominado principalmente por facies gravo-arenosas con menor participación areno-pelítica. Esta sección incluye a la quebrada del Yeso y alrededores.

### **XIII.i. SECTOR NORTE**

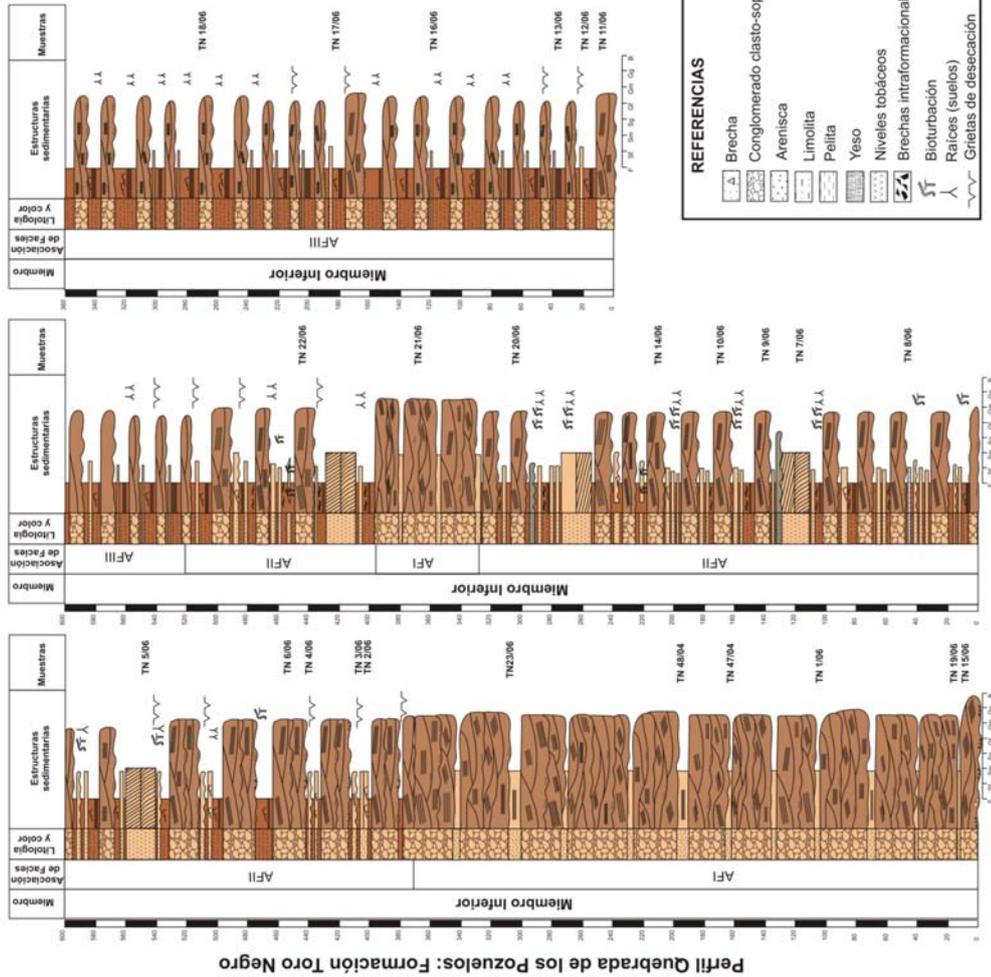
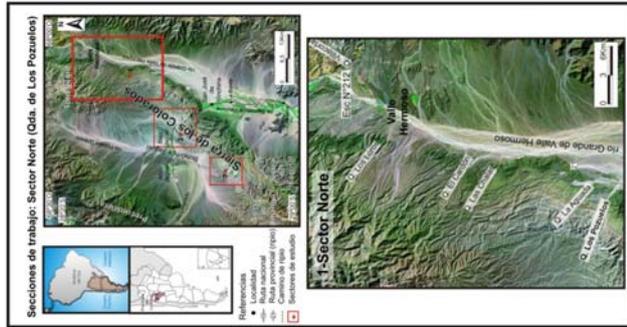
El perfil de la quebrada de Los Pozuelos, de unos 1460 m de potencia, es aquí tomado como sección tipo de los afloramientos del área norte. Cabe destacarse que aquí se encuentran depósitos correspondientes a la base de la Formación Toro Negro no representados en los otros sectores. Como ilustra la figura XIII.1, la sección basal de la Formación Toro Negro está formada por depósitos areno-conglomerádicos muy probablemente depositados por sistemas entrelazados correspondientes a la Asociación de Facies I (AFI). Es importante destacar que esta unidad (AFI), con un espesor máximo de 370 m, sólo ha sido reconocida en esta región tapizando, como se verá más adelante, la importante superficie de incisión que separa a la Formación Toro Negro de la Formación Vinchina.

El resto del miembro inferior de la Formación Toro Negro está formado por sistemas fluviales anastomosados (AFII), los que verticalmente aumentan la participación de depósitos de planicie de inundación (AFIII).

La figura XIII.2 corresponde a un mapa de asociaciones de facies levantado entre las quebradas de Los Pozuelos y la Aguada donde pueden reconocerse las unidades mencionadas anteriormente.

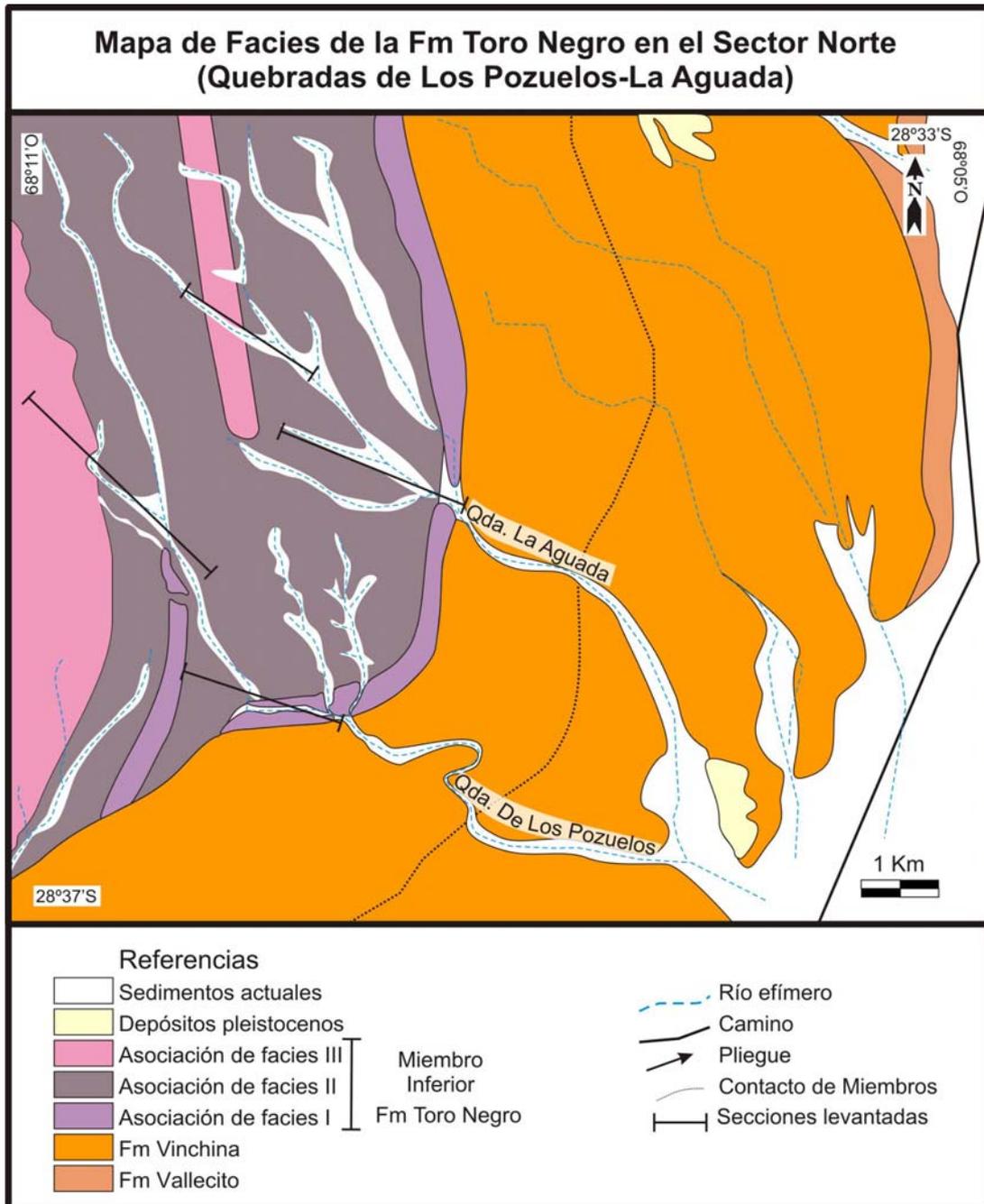
En lo que respecta al Miembro Superior aparece principalmente cubierto por depósitos cuaternarios y está caracterizado por secuencias gravo-arenosas de las AFXIV y XVI.

Distribución de las Asociaciones de facies de la Fm Toro Negro



Ciccioli, P. L.

Figura XIII.1: Perfil de la parte basal de la Formación Toro Negro en la quebrada de Los Pozuelos (Sector norte).



**Figura XIII.2:** Mapa de distribución de las Asociaciones de Facies en el sector norte.

### XIII.ii. SECTOR CENTRAL

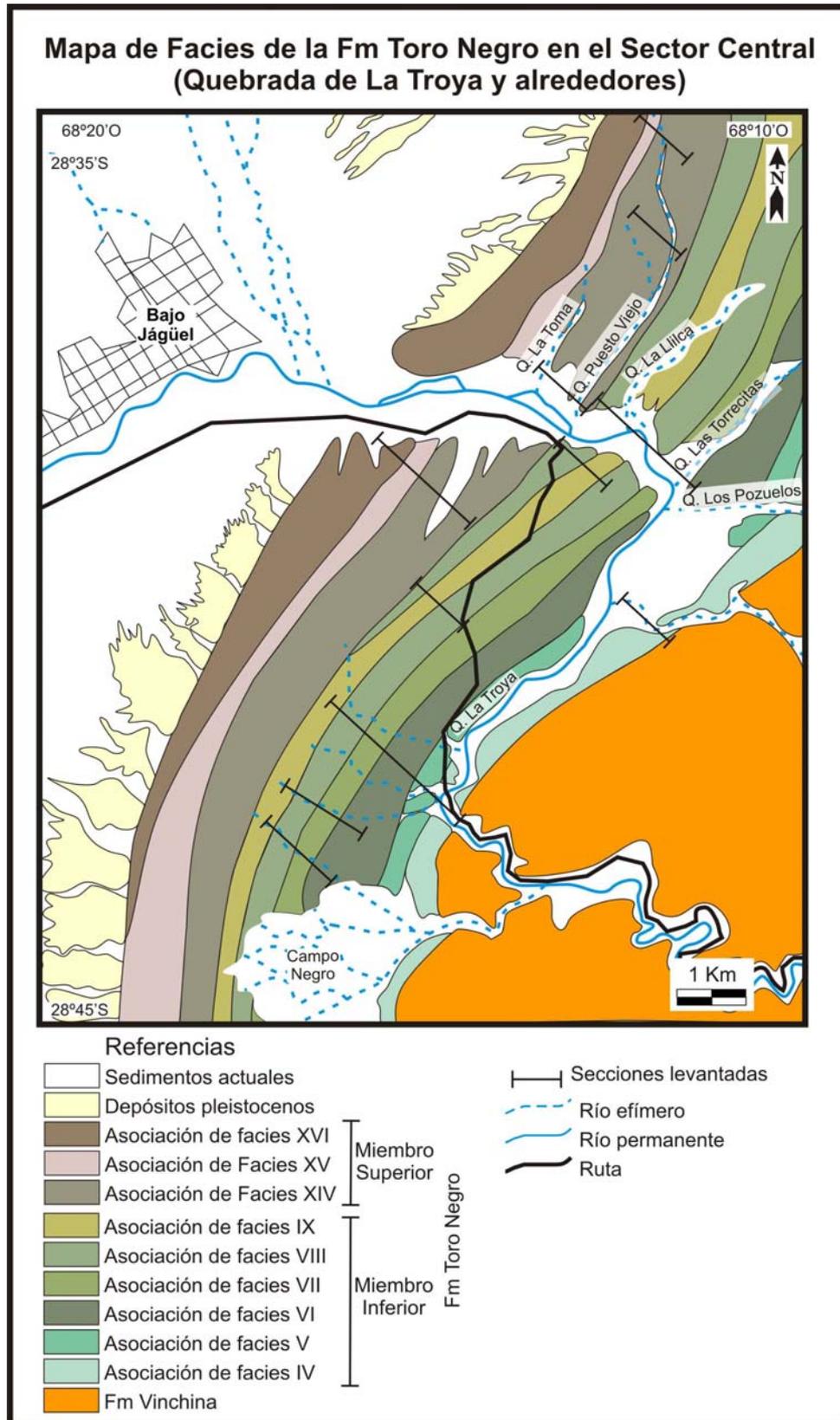
En esta región se encuentran probablemente las exposiciones más completas de la Formación Toro Negro. La caracterización de la misma se ha realizado mediante una sección compuesta nominada perfil Río de La Troya (Figura XIII.3) cuyos tramos son ilustrados en el mapa de la Figura XIII.4. Este perfil alcanza un espesor de 2706 m y en el han sido obtenidos varios niveles tobáceos datados radimétricamente.

A diferencia de la sección norte, la base de la Formación Toro Negro en la quebrada de La Troya está formada por un sistema fluvial anastomosado inciso (AFIV) que regionalmente pasa en transición a los sistemas entrelazados (AFI) descritos para la quebrada de Los Pozuelos (sector norte). El resto del Miembro Inferior muestra una compleja sucesión de asociaciones de facies que incluyen diferentes sistemas fluviales anastomosados (AFV, VI y VIII), secuencias de interacción eólica-fluvial (AFIV, VIII) niveles de lagos efímeros dominados por sedimentación silicoclástica (AFVII) como planicies aluviales dominadas por flujos poco canalizados (AFIX).

Finalmente, la base del Miembro Superior representada por un potente nivel correspondiente a sistemas entrelazados (AFXIV) que pasan verticalmente a secuencias de planicies aluviales dominadas por flujos canalizados con importante participación volcaniclástica (AFXV), culminando con sedimentación gruesa correspondiente a la progradación de depósitos de bajadas o pie de montes dominados por flujos canalizados (AFXVI).

Cabe destacarse que en el contacto entre ambos miembros se han datado dos niveles de tobas vítreas (Véase Cap. XVI Edades Absolutas).





**Figura XIII.4:** Mapa de distribución de las Asociaciones de Facies en el sector central correspondiente a la sección compuesta del Río de La Troya.

### XIII.iii. SECTOR SUR

Es este sector el que muestra las más importantes diferencias faciales dentro de la Formación Toro Negro, en particular dentro del Miembro Inferior. La principal diferencia estriba en el tamaño de grano más fino y el amplio predominio de sedimentos correspondientes a lagos efímeros dominados por sedimentación silicoclástica. Asimismo la base de la Formación Toro Negro se encuentra sólo marcada por una secuencia fluvial arenosa, aquí correspondiente a un sistema anastomosado somero efímero (AFX). Nótese la marcada diferencia con los depósitos de ríos entrelazados que marcaban la base en el sector norte (AFI) y con los sistemas anastomosados incisos del sector central (AFIV).

Por otro lado, la superficie de incisión bien expuesta en las quebradas de Los Pozuelos y la Aguada (sector norte) y fácilmente deducible por la existencia del sistema fuertemente inciso de la parte central (AFIV) ha prácticamente desaparecido en el sector sur, donde el límite entre las formaciones Vinchina y Toro Negro no parece ser erosivo.

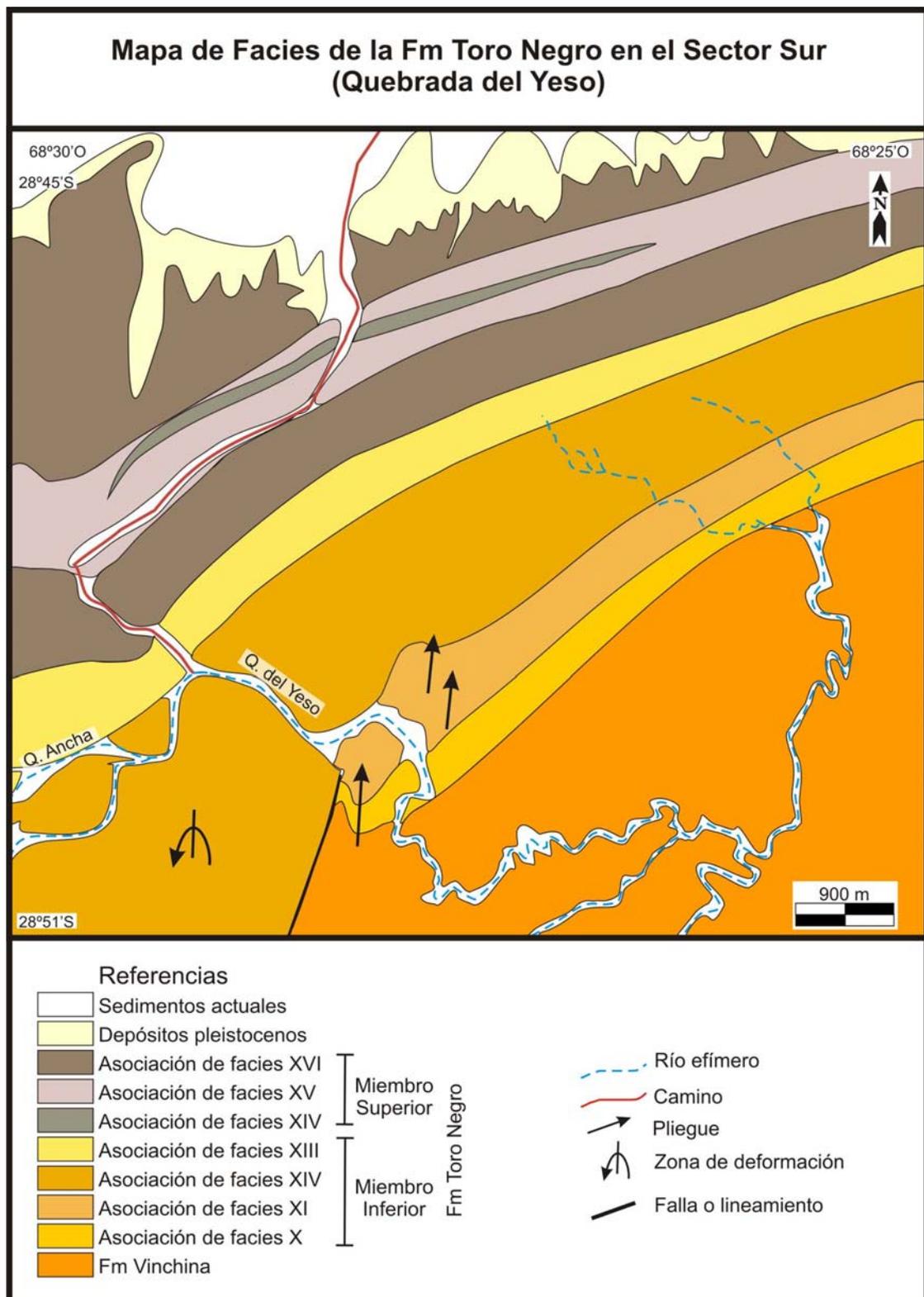
El perfil de la quebrada del Yeso, de 2400 m de espesor, es sin dudas el más representativo de la sección austral (Figura XIII.5). En esta sección dominan claramente, en el Miembro Inferior, los depósitos de lago efímero (AFXII) los que alcanzan un espesor total de 740 m e incluyen recurrentes facies evaporíticas y, en menor medida, sistemas de abanicos terminales (AFXI). Un rasgo importante, es el cambio en las condiciones climáticas que se reconoce antes del comienzo del Miembro Superior. El mismo es reconocido por la presencia de importantes restos de carbón de tipo leñoso preservados en las planicies de inundación de sistemas anastomosados correspondiente a la Asociación de Facies XIII.

En la región sur, el contacto entre los Miembros Inferior y Superior se resuelven por un claro cambio litológico, pues los sedimentos finos son sucedidos por depósitos conglomerádico-arenosos pertenecientes a AFXVI. Cabe destacarse, que el Miembro Superior en este sector, presenta un dominio de depósitos correspondientes a bajadas dominadas por flujos canalizados (AFXVI) a los que se le intercalan pequeños intervalos de

sistemas fluviales entrelazados (AFXIV) e una importante intercalación de depósitos de planicies aluviales tobáceas dominadas por flujos poco canalizados (AFXV).

En el mapa de la figura XIII.6 puede observarse la distribución de las asociaciones de facies mencionada anteriormente.





**Figura XIII.6:** Mapa de distribución de las Asociaciones de Facies en el sector sur.

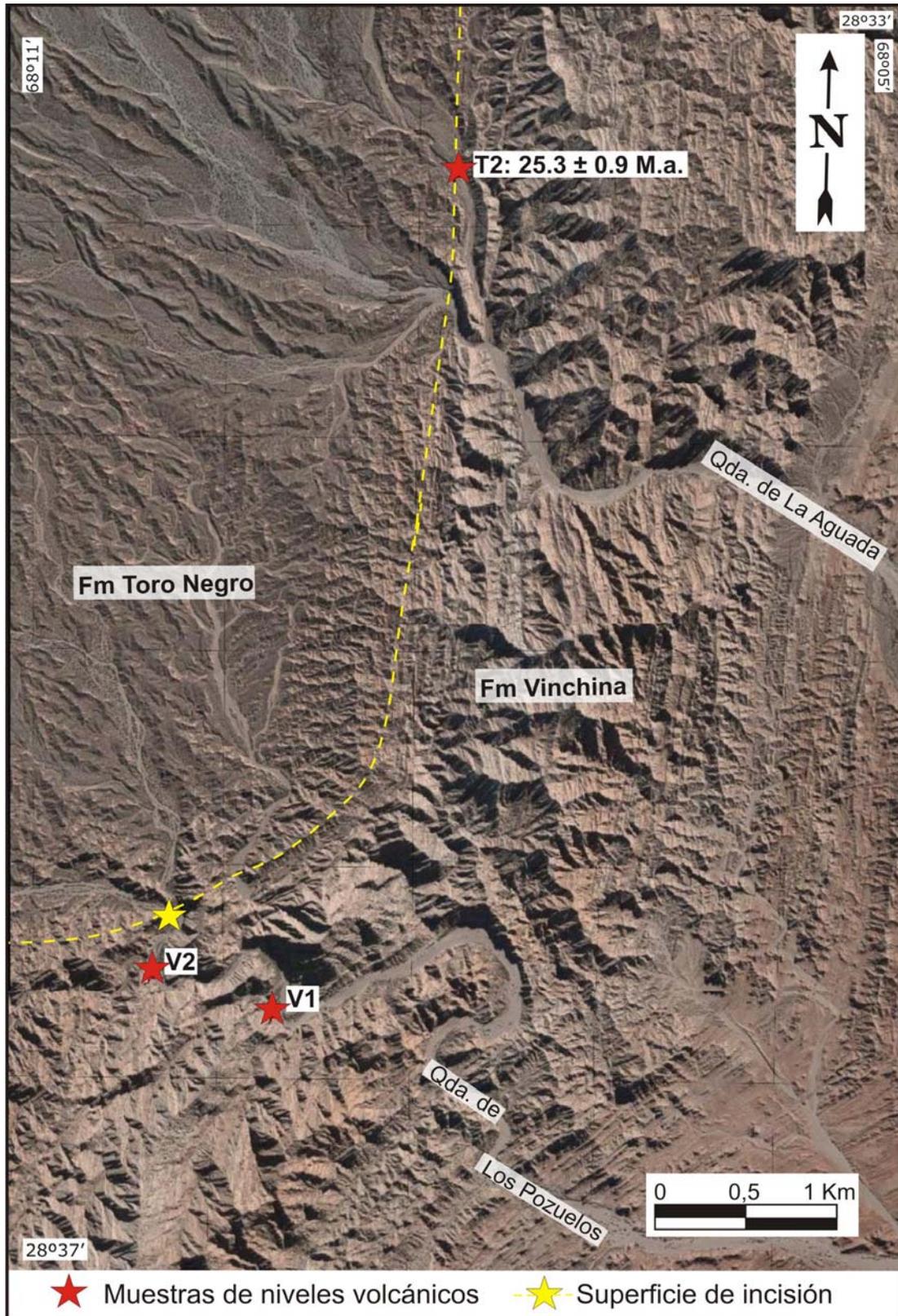
### XIII.vi. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DE LA BASE DE LA FORMACIÓN

#### TORO NEGRO

El tipo de contacto basal de la Formación Toro Negro es crítico para la correcta interpretación de la evolución tecto-sedimentaria de la cuenca, pues en sí mismo representa una discontinuidad de orden mayor que separa a los dos principales conjuntos sedimentarios neógenos identificados en la región, Formaciones Vinchina y Toro Negro.

El límite entre ambas unidades ha sido inicialmente considerado por Turner (1964) quien señaló la existencia de una posible discordancia erosiva en la base de la Formación Toro Negro marcada por un conglomerado de 2 metros de espesor. La presencia de esta probable discordancia erosiva ha sido también mencionada por Ramos (1970) y Tripaldi *et al.* (2001). Sin embargo, y a diferencia de Turner (1964), Ramos (1970) utilizó un nivel de toba blanca para marcar la base de la Formación Toro Negro. Por su parte, Ciccioli *et al.* (2004) analizaron los cambios en la arquitectura fluvial de los sistemas que representan el techo de la Formación Vinchina y la base de la Formación Toro Negro en la quebrada de La Troya.

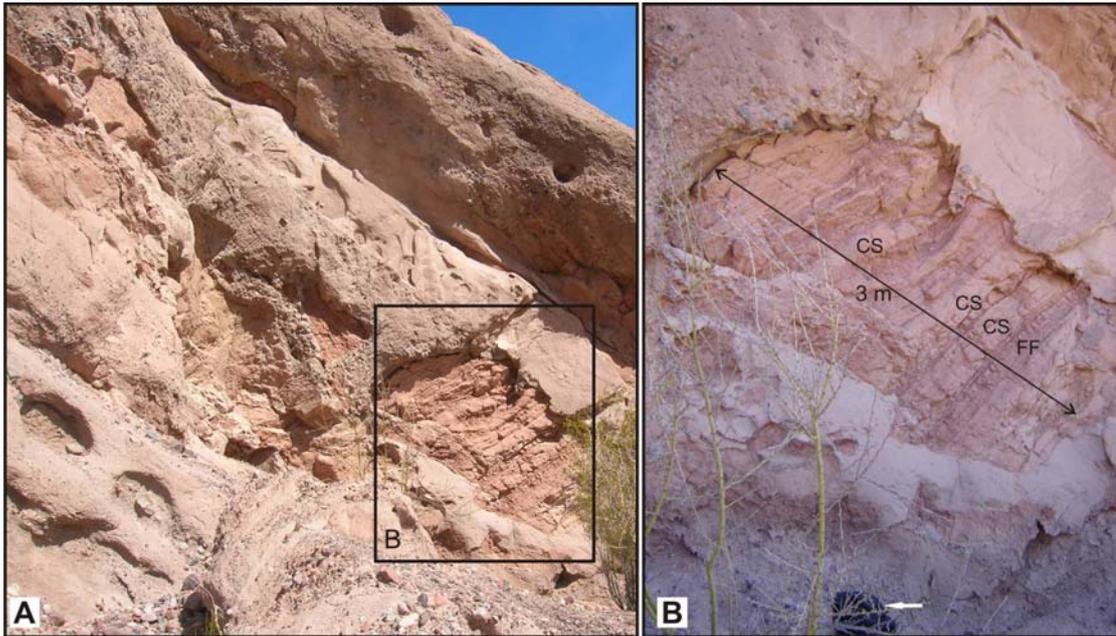
Una discordancia erosiva entre ambas unidades implicaría la existencia de una superficie estratigráfica que objetivamente separara los dos conjuntos aquí estudiados. La materialización de esta superficie no es clara en el sector central (quebrada de La Troya) como en el sur (quebrada del Yeso) del área de estudio. Esto queda evidenciado por los diferentes criterios asumidos para definir la base de la formación, y sobre todo por la inspección detallada del límite entre ambas unidades. Por lo contrario, en el sector norte la presencia de una superficie de incisión en la base de la Formación Toro Negro es claramente observada (Figura XII.7). Entre las evidencias que permiten reconocerla se pueden mencionar la geometría del contacto, en especial, en el sector norte donde el mismo descende estratigráficamente erosionando gran parte del miembro superior de la Formación Vinchina.



**Figura XIII.7:** Imagen del sector norte donde se observa la superficie de incisión en la base de la Formación Toro Negro. Obsérvese que el nivel piroclástico (V2) ubicado en la techo de la Formación Vinchina se encuentra precisamente en el límite (T2, muestra de toba vítrea datada) en la quebrada de La Aguada.

Allí, un análisis detallado de un nivel de toba blanco, entre las quebradas de Los Pozuelos y La Aguada, ha permitido corroborar la existencia de la superficie de incisión. Este nivel ubicado en la parte superior de la Formación Vinchina, ha sido seguido y muestreado en ambas quebradas. Como puede observarse en la Figura XIII.7, en la quebrada de Los Pozuelos, el nivel piroclástico (V2) se encuentra en el techo de la Formación Vinchina por debajo de la superficie de incisión. Allí la misma es materializada por un nivel brechoso compuesto por bloques de hasta 3 m correspondientes a depósitos de planicie de inundación que incluyen pelitas laminadas con intercalaciones de areniscas de desbordamiento (Figura XIII.8). Mientras que, a sólo 4 Km al norte, en la quebrada de La Aguada, el mismo nivel tobáceo (T2), que ha sido datado (ver Cap. XVI), se halla precisamente en el contacto entre ambas unidades.

Esta superficie de incisión, en la quebrada de La Troya, exhibe un menor grado de desarrollo reconociéndose como un plano irregular y erosivo de menor escala (Figura XIII.9).



**Figura XIII.8:** **A.** Superficie de incisión en la base de la Formación Toro Negro en la quebrada de Los Pozuelos. **B.** Detalle de los grandes bloques correspondientes a depósitos de planicie de inundación, nótese el tamaño de los mismos (la flecha indica la mochila de escala).



**Figura XIII.9:** Superficie de incisión en la base de la Formación Toro Negro en la quebrada de La Troya.

### **XIII.v. MODELO DE DISTRIBUCIÓN REGIONAL DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES LA FORMACIÓN TORO NEGRO**

Las asociaciones de facies reconocidas en la Formación Toro Negro exhiben una importante variación lateral, en especial, el miembro inferior. Es por ello que a continuación se tratará de ilustrar los cambios laterales de los distintos ambientes depositacionales reconocidos mediante la representación esquemática de columnas representativas de los distintos perfiles levantados en los distintos sectores (Figura XIII.10).

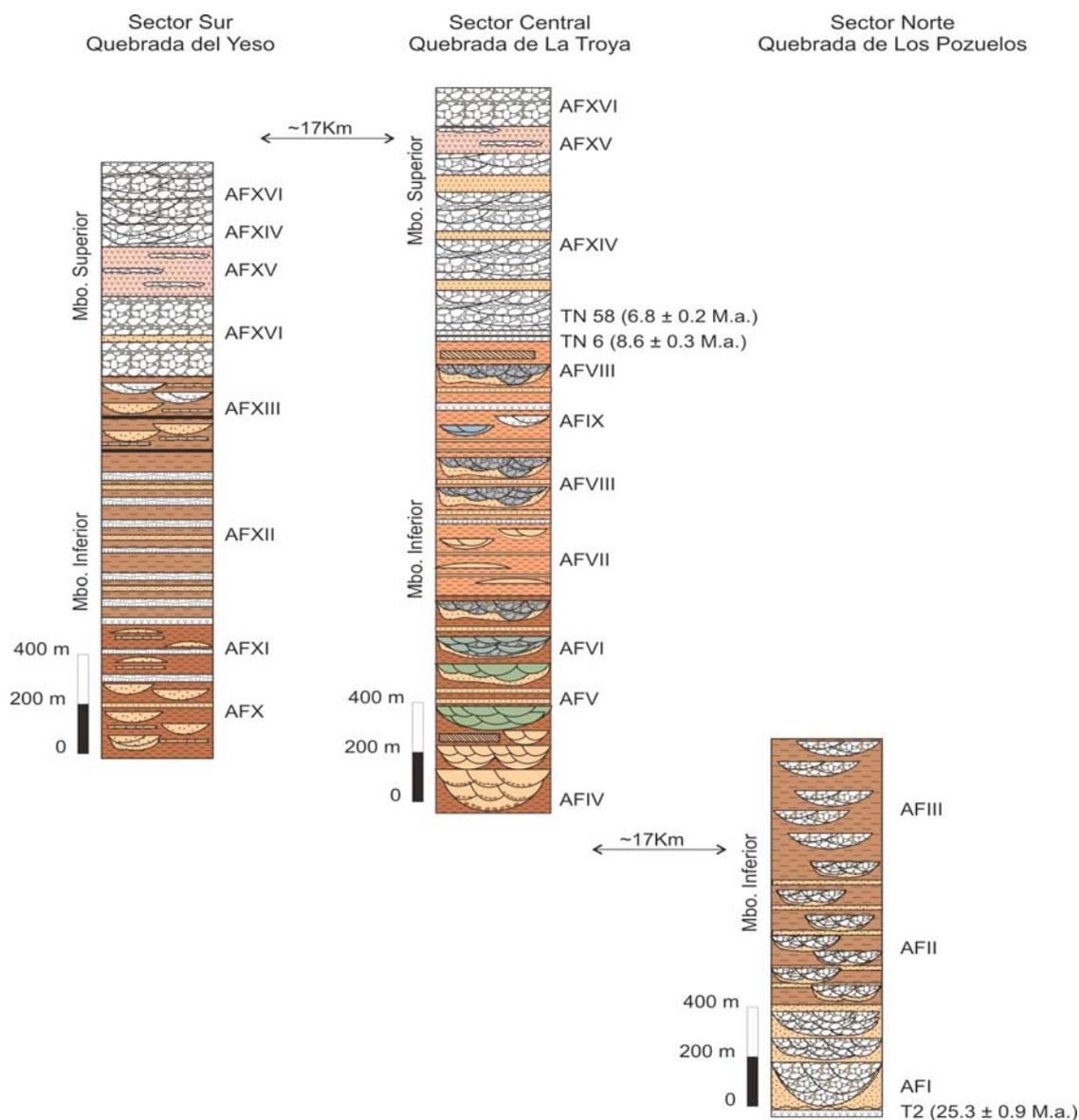
El inicio de la Formación Toro Negro es reconocido sólo en el sector norte donde como se mencionó anteriormente, tiene lugar una superficie de incisión de gran jerarquía que erosiona gran parte del miembro superior de la unidad infrayacente (Formación Vinchina). Sobre tal superficie se reconocen depósitos correspondientes a un sistema entrelazado gravo-arenoso (AFI). Por encima se reconocen sucesiones correspondientes a sistemas fluviales anastomosados conglomerádicos con planicies dominadas por desbordamiento (AFII) que evoluciona a sistemas que van incorporando mayor cantidad de sedimentos finos (AFIII).

Por su parte en el sector central, la parte basal de la unidad esta representada por depósitos anastomosados arenosos fuertemente incisos (AFIV) que se correlacionarían con los anteriormente descritos para el sector norte pero con superficies de incisión de menor jerarquía. Este sistema evoluciona a sistemas anastomosados arenosos a areno-conglomerádicos (AFV, VI) con planicies dominadas por depósitos de desbordamiento. Por encima de los mismos, se desarrolla un sistema lacustre de barreal silicoclástico (AFVII) sobre el cual progradan sistemas fluviales anastomosados areno-conglomerádicos (AFVIII) caracterizados por tener planicies construidas tanto por depósitos finos como por desbordamiento. Variaciones en la cantidad de sedimentos finos permiten establecer el desarrollo de una planicie areno-limosa dominada por flujos poco canalizados areno-guijarrosos, en ocasiones, tobáceos (AFIX) que nuevamente es cubierta por sistemas progradantes (AFVIII)

En el sector sur, en cambio, en miembro inferior empieza con un sistema anastomosado arenoso somero (AFX) que evoluciona a un sistema de abanico terminal (AFXI) que al ascender estratigráficamente pasa a un sistema lacustre de barreal dominado por sedimentación mixta con importante depósitos evaporíticos (AFXII). Esta unidad abarca gran parte del miembro inferior en este sector (quebrada del Yeso) siendo cubierta en el techo de la misma por un sistema anastomosado arenoso encapsulado (AFXIII) donde predomina la decantación de material fino en la cuenca de inundación y donde se desarrollan suelos preservándose restos de carbón. Esta asociación de facies es afectado por volcanismo (factor alocíclico) generando en ocasiones canales rellenos por material volcanoclástico.

Por su parte el miembro superior se caracteriza por una mayor homogenización de las asociaciones de facies. El contacto con el miembro inferior es principalmente marcado por el cambio litológico, y el mismo se caracteriza por ser erosivo en especial en la quebrada de La Troya. Allí, la erosión es reconocida por la desaparición hacia el sur de la asociación de facies que representa el techo del miembro inferior portadora de los niveles de tobas blancos datados en esta tesis. Es por ello que en el mapa de facies de ese sector se puede observar el acuñamiento de la AFVIII (bis) en el contacto de los miembros (Figura XIII.4).

El inicio del miembro superior en la quebrada de La Troya consiste en sistemas fluviales entrelazados profundos (AFXIV) que hacia el sur (quebrada del Yeso) conforman un ambiente de piedemonte o bajada dominada por flujos canalizados del tipo entrelazado (AFXVI). Estos ambientes presentan pequeñas variaciones, incorporando en tramos, mayor espesor de depósitos correspondiente a planicie de inundación areno-limosa. Estos sistemas gruesos son interrumpido por un intervalo fino representado por una planicie aluvial tobácea (AFXV) con mayor espesor en la quebrada del Yeso, sobre la cual progradan sistemas fluviales distributarios gravosos.



**Figura XIII.10:** Columnas esquemáticas de los distintos perfiles levantados en cada sector. Nótese la variación lateral de los ambientes sedimentarios en el miembro inferior entre las quebradas de La Troya y del Yeso.

Finalmente, el techo del miembro superior es representado en ambos sectores por depósitos nuevamente de piedemonte o bajada dominada por flujos canalizados (AFXVI), la cual muestra un contacto basal erosivo con la AFXV, en especial en la quebrada de La Troya. Probablemente, esta sea la causa del menor espesor de la AFXV en ese sector.

## Capítulo XIV

# PETROGRAFÍA DE LAS ARENISCAS DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO

### XIV.i. INTRODUCCIÓN

La caracterización petrográfica de las areniscas de la Formación Toro Negro permite no sólo una mejor caracterización de la unidad sino que es materia obligada para la determinación de las áreas de proveniencia (véase CAP. XV). Con respecto a este último punto, los estudios de procedencia sobre la base de modas detríticas requieren la caracterización de los rasgos petrográficos y principales procesos diagenéticos.

Para esta tesis doctoral se han recolectado 120 muestras de areniscas de distintos niveles estratigráficos de la Formación Toro Negro. A partir de las cuales se han elegido 95 muestras representativas correspondientes principalmente a areniscas medianas y gruesas para ser analizadas petrográficamente. En el cuadro de la Figura XIV.1 se resumen las características principales como la ubicación estratigráfica de las mismas. Cabe mencionarse que algunas muestras corresponden a matrices arenosas de niveles conglomerádicos.

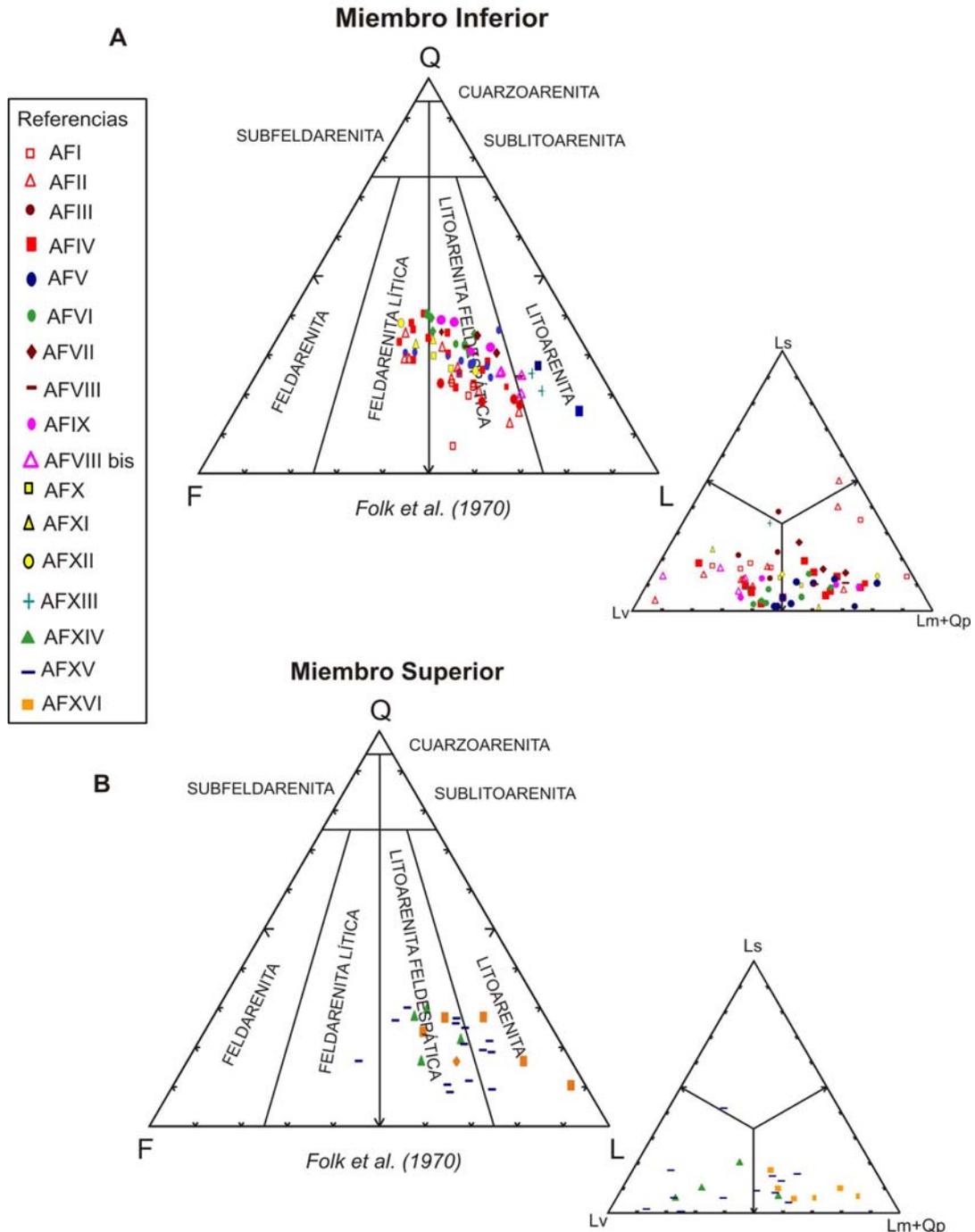
Se trata principalmente de litoarenitas (47%), litoarenitas feldespáticas (45%) y feldsarenitas líticas (8%) según la clasificación de Folk *et al.* (1970, ver figura XIV.2).

Cabe destacarse que existen variaciones en los porcentajes de tipos de arenitas presentes en los miembros de la Formación Toro Negro.

De esta manera, el miembro inferior de la unidad se encuentra integrado principalmente por litoarenitas feldespáticas (51%) y litoarenitas (39%) y, en menor medida, por feldsarenitas líticas (10%).

Muestra	AF	Moda	Selec.	Redon	Text	Contactos				Clas %	Mat %	Cem %	Por %	Clasificación de Folk et al. (1970)			CEMENTO								
						T	R	CC	S					Q	F	L	Zeol	Arcill	C2Si	Mqz	Carbo	OxFe	Yeso	C2Fe	
<b>Miembro Inferior - Sector Norte (Qda de Los Pozuelos -Aguada)</b>																									
TN1/06	AFI	Am-g	bs-mbs	sr	cs	P	P	S		85,95	1,62	11,35	1,08	24,84	30,07	45,10	Litoarenita feld.	23,81	9,52	4,76	0,00	61,90	0,00	0,00	0,00
TN-47/04	AFI	Am	mbs	sr-sa	cs	P	S	S		79,58	1,21	17,39	1,82	29,06	34,19	36,75	Litoarenita feld.	62,50	6,25	0,00	3,13	18,75	9,38	0,00	0,00
TN-48/04	AFI	Am-mg	mbs	sr	cs	P	E	S		89,01	1,10	8,79	1,10	28,10	26,80	45,10	Litoarenita feld.	62,50	12,50	0,00	6,25	12,50	6,25	0,00	0,00
TN15/06	AFI	Ag(S)	mbs	sr	cs(f)	P	E	E		83,67	0,56	14,78	1,00	19,40	29,85	50,75	Litoaren. feld.volc	87,50	6,25	0,00	0,00	0,00	6,25	0,00	0,00
TN19/06	AFI	Am(G)	bs	sa	cs	P				84,51	0,00	14,79	0,70	9,46	9,46	81,08	Litoaren. feld.volc	95,24	4,76	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TN23/06	AFI	Am	bs	sa-sr	cs	S	P	S		90,03	0,69	8,28	1,00	22,03	28,81	49,15	Litoarenita feld.	50,00	0,00	0,00	0,00	25,00	25,00	0,00	0,00
TN3/06	AFII	Am-g	mbs	sa-sr	cs	S	P	S		85,64	1,06	12,30	1,10	23,49	32,89	43,62	Litoarenita feld.	80,00	16,00	0,00	0,00	0,00	4,00	0,00	0,00
TN4/06	AFII	Am	mbs	sr-sa	cs	P	P	E		78,11	1,11	20,22	0,56	36,11	35,19	28,70	Feldarenita litica	34,69	16,33	4,08	0,00	36,73	8,16	0,00	0,00
TN6/06	AFII	Ag-Mg	mbs-ps	sr	cs(m)	P	E			84,26	4,06	10,50	1,10	15,09	22,01	62,89	Litoarenita volc	69,57	8,70	0,00	0,00	4,35	17,39	0,00	0,00
TN7/06	AFII	Af-m	bs	sr	cs	P	S			79,96	0,00	19,04	1,00	28,80	40,00	31,20	Feldarenita litica	59,09	13,64	0,00	0,00	13,64	13,64	0,00	0,00
TN10/06	AFII	Am	ps	sr	cs(f)	P	E			86,83	4,39	7,78	1,00	20,44	28,47	51,09	Litoarenita feld.	0,00	0,00	0,00	0,00	100,0	0,00	0,00	0,00
TN14/06	AFII	Am-g	mbs	sr	cs(f)	P	S	E		88,14	1,55	9,79	0,52	21,60	28,40	50,00	Litoarenita feld.	10,53	36,84	0,00	0,00	31,58	21,05	0,00	0,00
TN5/06*	AFII	Af-m	Mbs	sr	cs(m)	P	S			79,58	1,74	17,67	1,00	28,81	38,98	32,20	Feldarenita litica	2,56	33,33	0,00	0,00	7,69	56,41	0,00	0,00
TN9/06	AFII	Am-g	mbs	sa	cs	P				83,91	1,72	13,37	1,10	12,23	25,90	61,87	Litoarenita volc	68,00	20,00	0,00	0,00	0,00	12,00	0,00	0,00
TN20/06	AFII	Am-g	mbs	sa-sr	cs	P	E			86,34	0,62	12,04	1,00	31,58	30,83	37,59	Litoarenita feld.	4,76	0,00	0,00	0,00	95,24	0,00	0,00	0,00
TN21/06	AFII	Am-g	bs-mbs	sa-sr	cs	P	S	E		84,15	0,56	14,29	1,00	22,22	33,33	44,44	Litoarenita feld.	68,97	6,90	0,00	3,45	10,34	10,34	0,00	0,00
TN22/06	AFII	Am-g	mbs	sr-sa	cs(f)	P	S	E		79,67	0,55	18,78	1,00	26,32	30,08	43,61	Litoarenita feld.	69,44	0,00	0,00	0,00	22,22	8,33	0,00	0,00
TN11/06	AFIII	Ag-Mg	ps	sr-sa	cs(f)	P				89,17	0,00	10,19	0,64	22,14	35,88	41,98	Litoarenita feld.	0,00	18,75	0,00	0,00	81,25	0,00	0,00	0,00
TN13/06	AFIII	Ag-Mg	mbs	sr	cs	P	E			82,93	1,22	14,85	1,00	18,11	22,05	59,84	Litoarenita	15,38	11,54	0,00	0,00	3,85	69,23	0,00	0,00
TN16/06	AFIII	Amg-G	ps	sa-sr	cs	P	ME			88,24	1,76	9,00	1,00	16,67	21,53	61,81	Litoarenita	47,06	11,76	0,00	0,00	35,29	5,88	0,00	0,00
TN18/06	AFIII	Am(S)	mbs	sa	cs	P	E			77,25	4,76	16,99	1,00	17,52	29,20	53,28	Litoarenita feld.	35,29	14,71	0,00	0,00	41,18	8,82	0,00	0,00
<b>Miembro Inferior - Sector Central (Qda de La Troya)</b>																									
TN 9	AFIV	Ag	mbs-ps	r	cs	P	E	ME		78,01	0,00	16,82	5,17	13,33	20,78	65,88	Litoarenita	64,52	20,97	0,00	11,29	3,23	0,00	0,00	0,00
TN10	AFIV	Am-g	bs-mbs							86,34	0,87	12,50	0,29	20,36	21,07	58,57	Litoarenita	76,74	11,63	0,00	2,33	4,65	4,65	0,00	0,00
TN11	AFIV	Ag(S)	mbs	sa-sr	cs	P	E			86,17	2,13	10,11	1,60	21,71	26,32	51,97	Litoarenita	26,32	10,53	0,00	0,00	63,16	0,00	0,00	0,00
TN13	AFIV	Af	bs	sa-sr	cs(f)	P	E			77,87	3,55	17,49	1,09	25,82	38,52	35,66	Feldarenita litica	57,81	23,44	1,56	3,13	7,81	6,25	0,00	0,00
TN14	AFIV	Am	bs-mbs	sr-sa	cs(f)	P	E			89,71	0,74	8,46	1,10	13,15	32,39	54,46	Litoarenita feld.	34,78	0,00	0,00	8,70	56,52	0,00	0,00	0,00
TN15	AFIV	Am	bs	sr-sa	cs(f)	P				83,24	0,59	15,29	0,88	20,78	38,04	41,18	Litoarenita feld.	9,62	11,54	0,00	0,00	67,31	11,54	0,00	0,00
TN16	AFIV	Amf-f	mbs-ps	sr-sa	cs(f)	P				73,07	4,95	20,74	1,24	33,33	29,63	37,04	Litoarenita feld.	2,99	20,90	0,00	0,00	65,67	10,45	0,00	0,00
TN 17	AFIV	Am	mbs	sr-sa	cs	P	E	E		76,81	0,00	21,45	1,74	18,22	22,88	58,90	Litoarenita	52,70	27,03	2,70	8,11	2,70	6,76	0,00	0,00
TN-30/04	AFIV	Ag-S	mbs	sr	cs	P	P	S		87,18	1,92	8,33	2,56	27,43	30,09	42,48	Litoarenita feld.	23,08	30,77	0,00	30,77	0,00	15,38	0,00	0,00
TN1/05	AFIV	Am(G)	mbs	sa-sr	cs(f)	S	P			72,62	4,76	19,64	2,98	30,84	33,64	35,51	Litoarenita feld.	23,08	30,77	0,00	30,77	0,00	15,38	0,00	0,00
TN2/05	AFIV	Am(G)	mbs	sr	cs	P	S	E		95,52	0,57	3,41	0,50	22,88	28,10	49,02	Litoarenita feld.	54,55	24,24	0,00	6,06	9,09	6,06	0,00	0,00
TN 19	AFV	Ag	bs-mbs	sr-sa	cs	P	E	E		77,09	1,46	16,20	5,25	21,76	30,13	48,12	Litoarenita feld.	33,33	33,33	0,00	0,00	33,33	0,00	0,00	0,00
TN20	AFV	Af-m	mbs	sr-sa	cs	P	E	E		75,64	4,30	17,19	2,87	22,91	37,89	39,21	Litoarenita feld.	67,80	15,25	5,08	10,17	0,00	1,69	0,00	0,00
TN21	AFV	Am	bs	sr-sa	cs	P	E	E		95,50	0,00	4,00	0,50	15,84	23,76	60,40	Litoarenita	23,33	30,00	0,00	0,00	31,67	15,00	0,00	0,00
TN22	AFV	Af-m	bs	sa-sr	f(cs)	P				76,76	2,75	12,23	8,26	19,30	26,75	53,95	Litoarenita	28,57	28,57	0,00	0,00	21,43	21,43	0,00	0,00
TN24	AFV	Am	mbs	sr-sa	cs	P	E			80,89	1,38	16,08	1,65	20,53	28,14	51,33	Litoarenita feld.	19,35	14,52	0,00	6,45	53,23	6,45	0,00	0,00
TN25	AFV	Af-m	mbs-ps	sr-sa	cs	P				85,71	4,35	9,01	0,93	17,28	30,45	52,26	Litoarenita feld.	41,38	37,93	0,00	0,00	6,90	13,79	0,00	0,00
TN26	AFV	Am	mbs-bs	sr-sa	cs	P	E	E		72,26	1,19	19,11	7,44	20,29	24,64	55,07	Litoarenita	43,21	24,69	0,00	16,05	9,88	6,17	0,00	0,00
TN27	AFV	Am	bs-mbs	sr-sa	cs(f)	P	E			87,89	0,62	8,70	2,80	29,08	14,34	56,57	Litoarenita	10,71	32,14	0,00	32,14	10,71	14,29	0,00	0,00
TN5/05*	AFV	Am	bs-mbs	r-sr	cs(f)	P	S	S		79,46	0,00	19,00	1,54	19,29	21,43	59,29	Litoarenita	66,67	28,21	0,00	0,00	2,56	2,56	0,00	0,00
TN6/05	AFV	Am	Mbs	sa-sr	cs	P	S	S		91,50	0,00	8,00	0,50	28,15	25,93	45,93	Feld. lit neovolc	64,71	29,41	0,00	0,00	5,88	0,00	0,00	0,00
TN29	AFVI	Ag	mbs-bs	sa-sr	cs(m)	P	E	E		75,15	3,94	13,33	7,58	24,79	27,73	47,48	Litoarenita feld.	22,73	50,00	0,00	22,73	0,00	4,55	0,00	0,00
TN31	AFVI	Ag(S)	ms-bs	r-sr	cs	S	P			81,49	1,38	13,54	3,59	22,66	25,54	51,80	Litoarenita	0,00	8,16	0,00	2,04	87,76	2,04	0,00	0,00
TN33	AFVI	Am	bs-mbs	sa-sr	cs	P	E			88,55	2,71	8,43	0,30	32,97	30,40	36,63	Litoarenita feld.	7,14	60,71	0,00	21,43	7,14	3,57	0,00	0,00
TN34	AFVI	Am(g)	bs	sa-sr	cs	P	E			85,66	1,05	12,24	1,05	24,44	25,78	49,78	Litoarenita feld.	14,29	51,43	0,00	20,00	11,43	2,86	0,00	0,00
TN37	AFVI	Am	mbs	sa-sr	cs	P	E			78,74	1,51	15,82	3,93	28,51	29,41	42,08	Litoarenita feld.	44,07	38,98	0,00	10,17	1,69	5,08	0,00	0,00
TN38	AFVI	Ag	bs(mbs)	sa-sr	cs	S	P	S		86,82	1,43	9,17	2,58	22,65	19,51	57,84	Litoarenita	50,00	21,88	0,00	6,25	21,88	0,00	0,00	0,00
TN39	AFVI	Ag	mbs	sr-sa	cs	P	S	S		90,55	1,95	7,49	0,00	27,45	21,57	50,98	Litoarenita								

## Formación Toro Negro



**Figura XIV.2:** Diagrama de clasificación de Folk *et al.* (1970) para las areniscas de la Formación Toro Negro. **A.** Muestras correspondientes al Miembro Inferior, obsérvese el predominio de litoarenitas feldespáticas y la pequeña dispersión hacia feldsarenitas líticas y litoarenitas con dominio tanto de líticos volcánicos (Lv) como metamórficos y plutónicos (Lm+Lp) en el diagrama hijo. **B.** Muestras correspondientes al Miembro Superior compuesto por litoarenitas feldespáticas y litoarenitas con una clara diferenciación en los tipos de líticos, dominando los metamórficos y plutónicos (Lm+Qp) en el techo de la unidad (AFXVI). (AF: Asociación de facies).

Por su parte el miembro superior presenta un claro dominio de litoarenitas (71%) y en forma subordinada de litoarenitas feldespáticas (25%), siendo las feldsarenitas líticas (4%) escasas.

La mayoría de las arenitas de la Formación Toro Negro presentan textura clasto-sostén aunque, en menor medida, se reconocen algunas muestras con textura flotante y escasas con textura matriz-sostén. En general, este último tipo se presenta como textura secundaria en sectores aislados de las muestras, siendo muy escasas las que la presentan como textura principal. Los porcentajes de matriz en las muestras analizadas varían entre 0 y 6%, aunque en las arenitas muy finas los porcentajes de matriz pueden alcanzar hasta un 15%. Los componentes clásticos presentes en las arenitas analizadas son descritos en detalle en el capítulo siguiente (Ver Descripción Litotipos en CAP. XV).

Para un mayor ordenamiento de los procesos diagenéticos observados en las areniscas de la Formación Toro Negro se ha procedido a dividir los mismos. En la primera parte de este capítulo, se desarrollará brevemente los aspectos de la diagénesis física incluyendo la compactación. La segunda parte estará dedicada a los procesos diagenéticos químicos, en especial, se describirán todos los cementos reconocidos, como también todos los procesos observados que llevan a la reducción de la porosidad y variación del empaquetamiento (principales reemplazos de clastos). Finalmente, se presentará una síntesis de los principales eventos diagenéticos.

#### **XIV.ii. ASPECTOS DE LA DIAGÉNESIS FÍSICA**

Las areniscas de la Formación Toro Negro exhiben variable grado de compactación física, siendo muy escasa a ausente la compactación química. En este sentido, la mayor parte de las areniscas del miembro inferior de la unidad muestran contactos mayormente tangenciales y en parte rectos (Figura XIV.4). Los contactos cóncavo-convexos son escasos a muy escasos (Figura XIV.1 y 3).

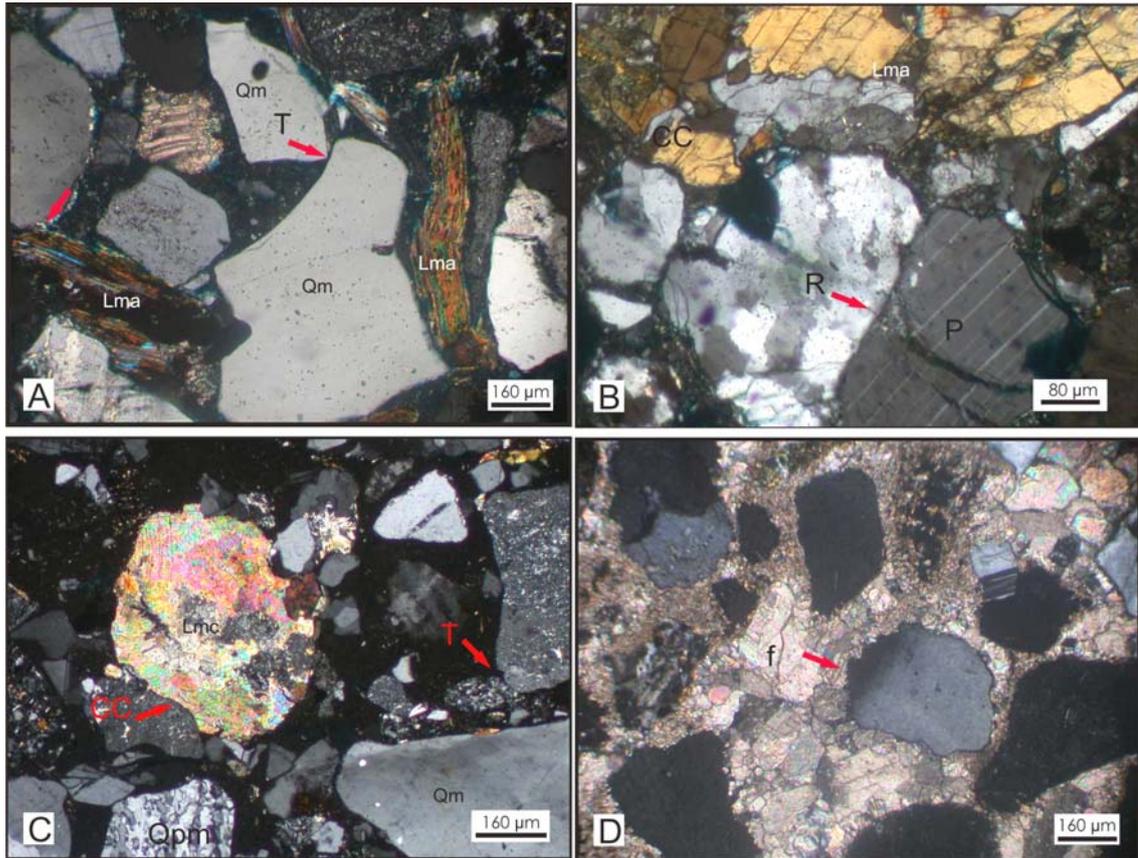
En lo que respecta al miembro superior, la compactación física fue notablemente menor, privando los contactos tangenciales mientras que los contactos rectos al igual que los cóncavos-convexos son muy escasos a escasos (Figura XIV.1 y 3).

Es frecuente, sin embargo, cuando la cementación ha sido temprana que muchas areniscas, de ambos miembros, exhiban contactos flotantes, ya sea en toda la sección como en parte de la misma.

#### **XIV.iii. PRINCIPALES TIPOS DE CEMENTOS**

Dentro de las areniscas analizadas se han reconocido varios minerales autigénicos que aparecen cementándolas. Entre ellos se encuentran carbonatos, en especial, calcita; zeolitas, las cuales son muy abundantes en especial en las arenitas líticas volcánicas o en los niveles cercanos a los depósitos volcanoclásticos; arcillas que incluyen tanto clorita como illita; óxidos de hierro (hematina) y sulfatos, en especial, yeso. La sílice como crecimiento secundario, megacuarczo y, en menor medida, como sílice microcristalina es escasa. Por su parte, el feldespato autigénico como crecimiento secundario es reconocido, en cantidades muy escasas, en algunas arenitas del miembro superior de la Formación Toro Negro. Respecto a los cementos arcillosos, cabe destacarse que falta hacer difracción de rayos X y microscopía electrónica para poder diferenciar las otras especies presentes.

Aunque el porcentaje de estos cementos es altamente variable dentro de la unidad es probable que los cementos de calcitas y zeolitas sean los más representados. Mientras que cuando el porcentaje de líticas neovolcánicas se incrementa, el cemento de zeolitas puede volverse excluyente. Por otro lado, el cemento de sulfatos, en especial de yeso, es dominante en las arenitas del miembro inferior en el sector sur del área de estudio (quebrada del Yeso). Los otros tipos de cemento se presentan en porcentajes variables pero generalmente subordinados a los mencionados anteriormente.



**Figura XIV.3:** Tipos de contactos presentes en las areniscas de la Formación Toro Negro. **A.** Predominio de contactos tangenciales (T); **B.** Algunos contactos rectos (R); **C.** Contactos cóncavo-convexos (CC) y **D.** Textura flotante (f) común en muchas arenitas con cementación carbonática temprana, obsérvese la corrosión de los clastos.

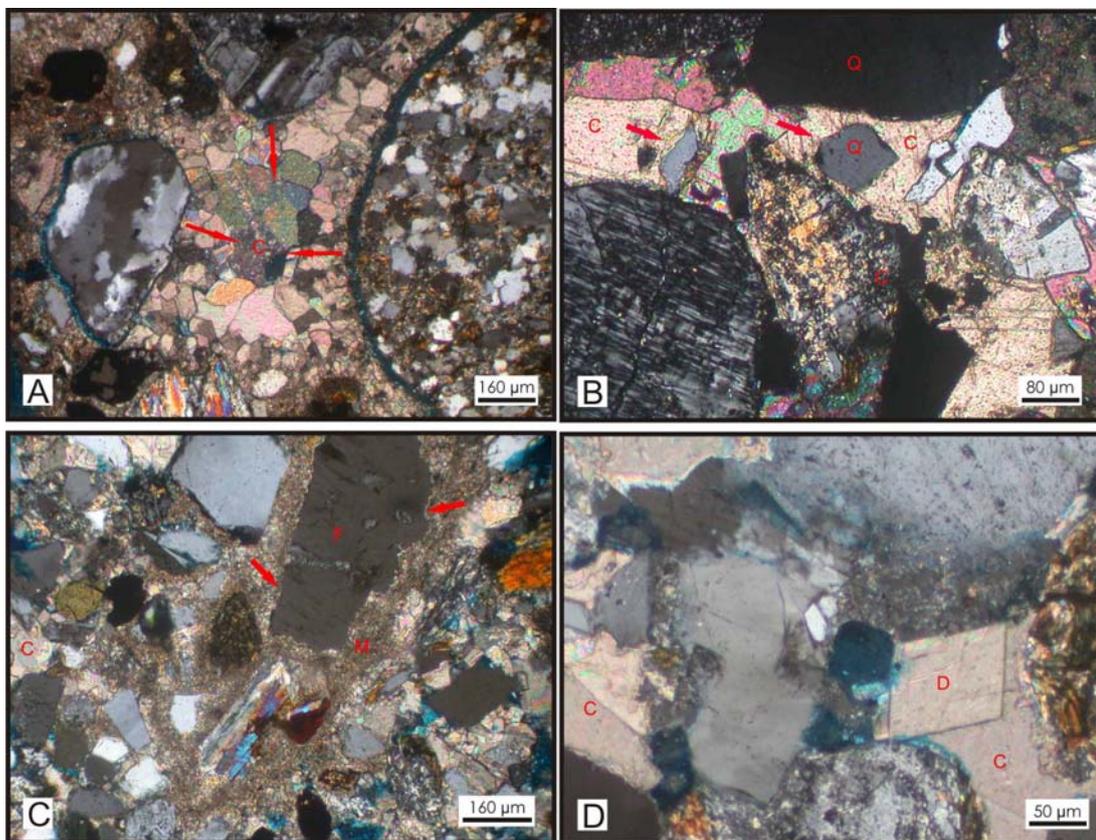
A continuación se brinda una breve caracterización de los principales tipos de cementos reconocidos.

#### XIV.iii.a. CARBONATOS

Los carbonatos en las areniscas de la Formación Toro Negro son un cemento común especialmente en las arenitas gruesas correspondientes a depósitos de canales principales arenosos o conglomerádicos. En este último caso, el carbonato se presenta cementando a las areniscas que constituyen la matriz de los conglomerados.

La composición de los carbonatos es principalmente calcita, y en escasos casos, se ha observado la presencia de dolomita (figura XIV.4D). La calcita se presenta formando distintos tipos de fábrica: granular, poikilítica o micrítica (Figura XIV.4). Probablemente, la

calcita granular es el cemento más frecuente, siendo común en las areniscas gruesas donde ocasionalmente precede a la disolución de cuarzo y feldespato potásico. La misma se presenta como mosaicos integrados por grandes cristales de esparita (hasta 200  $\mu\text{m}$ ).



**Figura XIV.4:** **A.** Cemento carbonático con textura granular, nótese el aumento del tamaño de los cristales de esparita desde el borde de los clastos hacia el centro del espacio poral; **B.** Textura poikilítica con cristales de hasta 200  $\mu\text{m}$ ; **C.** Micrita como cemento ocluyente, observe la corrosión en el borde del clasto (F) y **D.** Cristales romboédricos de dolomita reemplazando a la calcita.

El cemento poikilítico es frecuente en las areniscas gruesas, que ocasionalmente corresponden a matrices de conglomerados, con texturas flotantes. Se trata generalmente de un cemento temprano que en algunos casos ha producido desplazamiento y fractura de clastos de tectosilicatos y filosilicatos (micas) generando fábricas desplazantes (Buczynski y Chafetz, 1987; Saigal y Walton, 1988; Braithwaite, 1989; Monrad, 1998; ver figura XIV.5). Este tipo de *crecimiento desplazante (displacive growth)*, resultado de la precipitación de carbonato en el espacio poral intergranular, genera la separación de granos produciendo muchas veces la destrucción de la fábrica clasto-sostén original del sedimento (Dapples,

1971) y generando fábricas con empaquetamientos anormalmente abiertos y texturas flotantes. Este tipo de cemento carbonático es común entre las areniscas de la Formación Toro Negro.

Finalmente, la micrita se presenta como un cemento intergranular que ocluye el espacio poral casi por completo en las areniscas de grano mediano a fino. En ocasiones, la micrita se presenta en parches heterogéneos y se caracteriza por ser corrosivo con respecto a los clastos y estar asociado con los otros tipos de cementos carbonáticos (Figura XIV.4).



**Figura XIV.5:** Crecimiento desplazante del cemento carbonático, nótese el desplazamiento y fracturamiento de tectosilicatos (feldespatos (F) en **A** y cuarzos (Q) en **B**) como también en filosilicatos (B: biotitas) en **C** y **D**.

Desde el punto de vista genético, pueden ser reconocidos 3 tipos de cementos carbonáticos: 1) cementos tempranos formados por condiciones subáreas o a muy bajo soterramiento, caracterizados por fábricas desplazantes en las que el fracturamiento de clastos priva sobre la disolución; 2) cementos eo-diagenéticos de moderada temperatura

caracterizados por calcitas que rellenan pasivamente el espacio poral sin producir disolución de clastos; y 3) calcita de alta temperatura caracterizada por el reemplazo y disolución, generando corrosión en los bordes de los clastos.

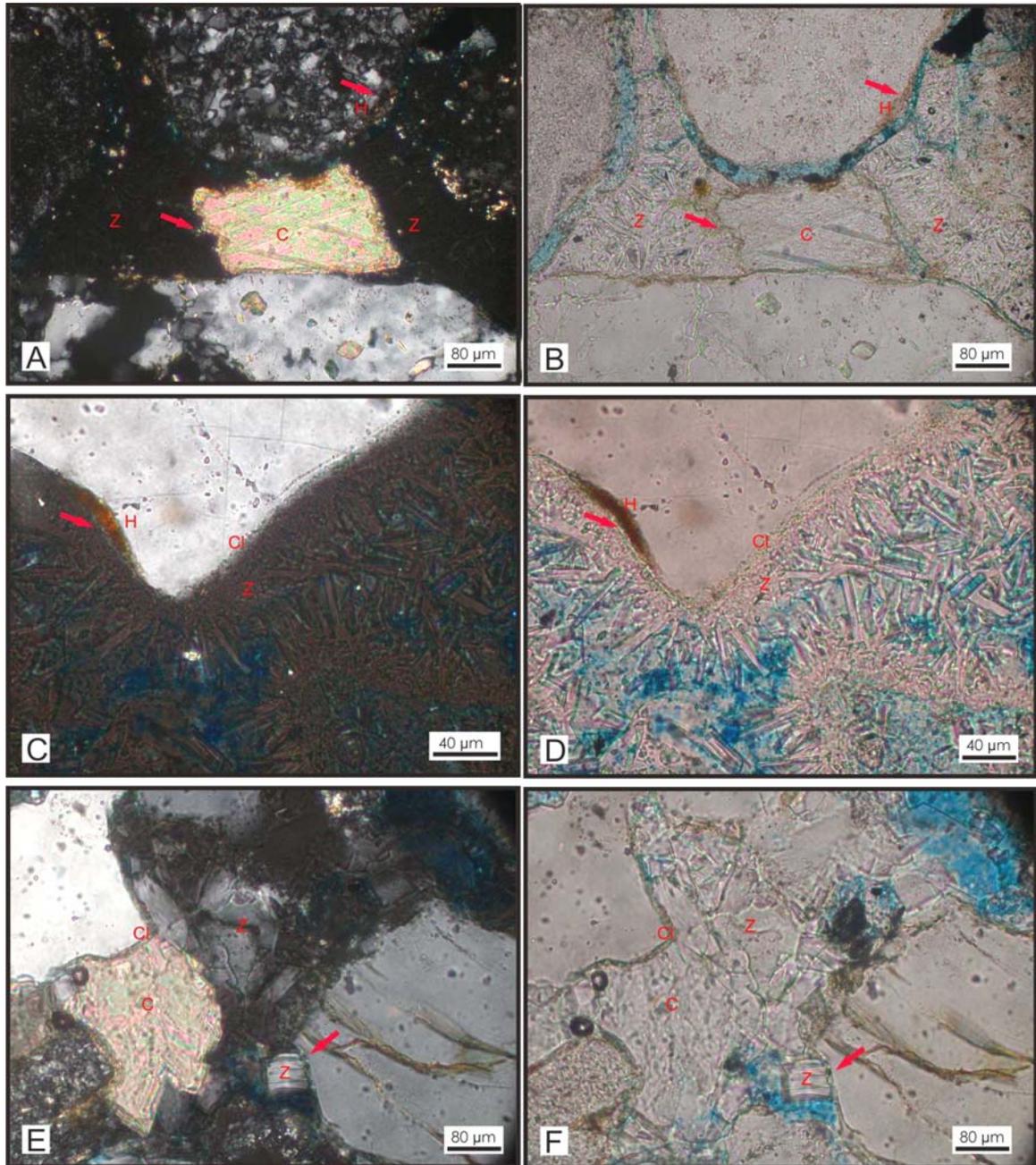
#### **XIV.iii.b. ZEOLITAS**

Las zeolitas son uno de los principales minerales autigénicos presentes en las areniscas estudiadas siendo el cemento dominante en las arenitas del miembro inferior de la Formación Toro Negro. En las arenitas del miembro superior, este tipo de cemento se encuentra asociado a las arenitas líticas volcánicas, en especial, a aquellas dominadas por fragmentos líticos neovolcánicos.

Este tipo de cemento se encuentra formando dos tipos principales de texturas: 1) zeolitas como cemento de reborde y 2) como cemento de oclusión. En el caso de formar reborde, se presentan como un cemento pasivo compuesto por cristales *bladed* a ecuanes de 60  $\mu\text{m}$  o aciculares (~40  $\mu\text{m}$ ) que no ha producido importante disolución de clastos (Figura XIV.6A-D). En cambio cuando aparece como cemento de oclusión, muestra textura granular con grandes cristales ecuanes de hasta 100  $\mu\text{m}$  tamaño (Figura XIV.6E-F). Ocasionalmente, exhiben textura poikilítica donde los cristales alcanzan tamaños mayores a 150  $\mu\text{m}$  quedando clastos “flotando” en los mismos. En algunos casos, estos cristales exceden el espacio poral y producen *reemplazo parcial* o total de los fragmentos líticos u otros clastos. En general, este tipo de reemplazo es muy común en los fragmentos líticos volcánicos con pastas vítreas, dominados por trizas o pumíceos, o con pastas vitrofíricas o félsicas (Véase Reemplazo de clastos).

Los cementos zeolíticos frecuentemente se encuentra asociado con rebordes de arcillas fibrosas verdes (cloritas).

Es muy probable que los cementos zeolíticos de las areniscas de la Formación Toro Negro se hayan formado durante la eodiagénesis a partir de la hidratación de vidrio y plagioclasas (Surdam y Boles, 1979; Boggs, 1992).



**Figura XIV.6:** Cemento de zeolitas. **A-B:** Cristales aciculares de zeolita (Z) de rebordes que rellenan parcialmente el espacio poral asociados a pequeñas cantidades de óxido de hierro (H) y clorita (aumento X20); **C-D.** Detalle de los cristales aciculares de zeolita (aumento X40); nótese el crecimiento normal al borde los clastos y **E- F.** Cristales ecuanter de zeolitas con textura mosaico (aumento X20). A, C y E con nicoles cruzados y B, D y F con nicoles paralelos.

#### XIV.iii.c. ARCILLAS

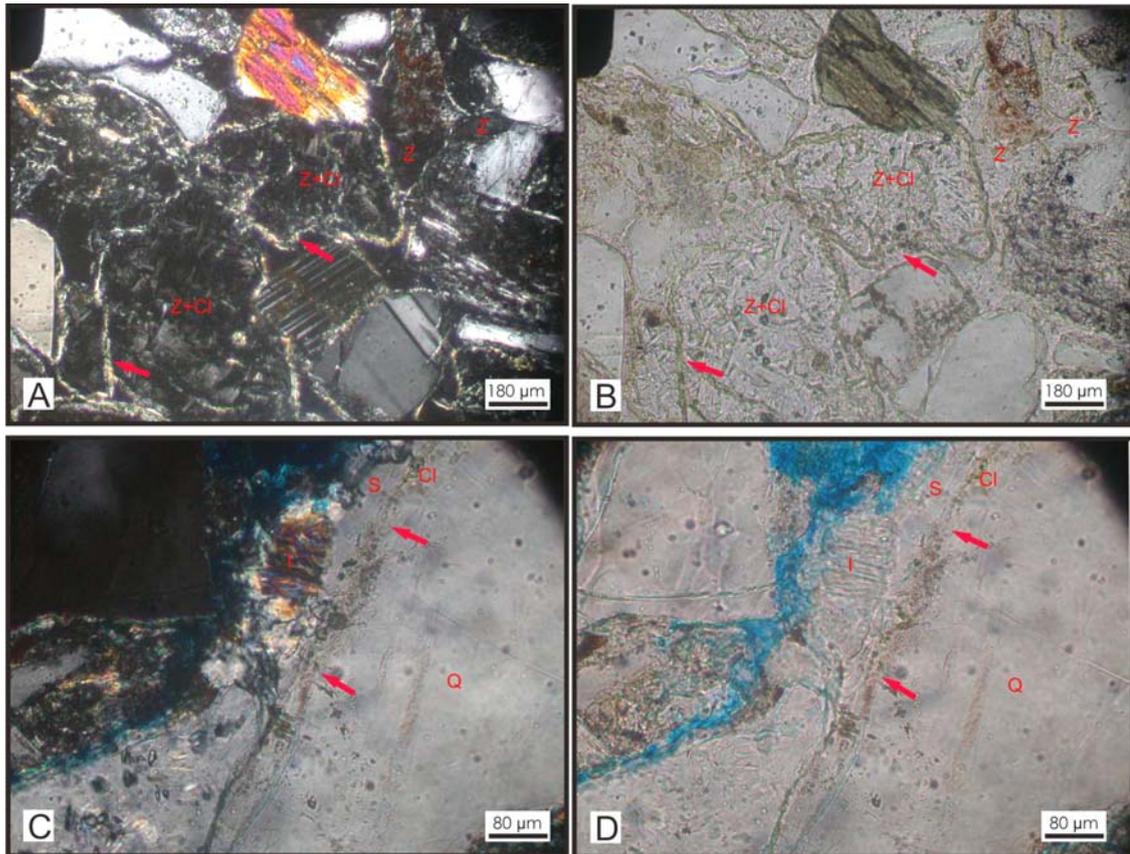
Dentro de este grupo de minerales autigénicos, se han incluido sólo a los cementos de clorita e illita, ya que no se han realizado estudios de difracción de rayos X ni microscopía electrónica para poder identificar otras especies arcillosas.

El cemento de clorita es abundante en las litoarenitas de la Formación Toro Negro, en especial, en las litoarenitas volcánicas y neovolcánicas. En ocasiones, se encuentran asociadas con el cemento de zeolitas (Figura XIV.6 y 7). Las cloritas se presentan en cristales de color verde pálido a intenso con colores de birrefringencia baja, ocasionalmente anómalos. Se reconocen tres tipos principales: 1) delgadas coberturas (*rims*) de cristales fibrosos sobre las superficies de los clastos; 2) relleno de poros formando arreglos fibrosos radiales, con ocasional desarrollo de zonaciones concéntricas y suturas medias (criterios considerados como indicadores de origen autigénico) y 3) reemplazo pseudomórfico, en especial, de clastos de líticos volcánicos mesosilíceos aunque también en ocasiones asociados a clivajes de feldespatos. Los dos primeros son los más comunes, aunque cuando las arenitas están dominadas por líticos volcánicos o neovolcánicos el reemplazo pseudomórfico es el dominante y se encuentra asociado con zeolitas autigénicas. En algunos casos, los cristales de clorita presentan colores rojizos indicando la transformación parcial a óxidos de hierro.

El origen del cemento de cloritas en las arenitas de la Formación Toro negro probablemente esté relacionado con la disolución de minerales inestables ricos en Fe (Wilson y Stanton, 1994). De esta manera, las cloritas serían neoformadas como rebordes en los clastos o como recubrimientos irregulares o parches durante la eodiagénesis (Boggs, 1992).

El cemento de illita aparece como agregados de cristales incoloros de hábito micromicáceo, con colores de birrefringencia altos. Generalmente, los cristales son fibrosos aunque en ocasiones, se observan cristales ecuantos (*bladed*) de mayor tamaño (Ver figura XIV.7-D). Se distinguen cuatro tipos de cemento de illita: 1) rebordes de poros compuestos por delgados agregados de cristales tangenciales a la superficie del clasto; 2) rebordes

(*rims*) de agregados fibrosos radiales y, en ocasiones, generando puentes; 3) cemento de oclusión compuesto por agregados desordenados de cristales mas gruesos de hasta 20  $\mu\text{m}$  rellenando espacios porales y 4) como reemplazo pseudomórfico formado por cristales fibrosos en los planos de debilidad de los clastos, en especial, en los planos de clivaje de feldespatos. En ocasiones, los agregados de oclusión se encuentran asociados a cloritas.



**Figura XIV.7 A-B:** Cementos arcillosos de reborde compuesto por cristales fibrosos de clorita; obsérvese que los líticos volcánicos se encuentran reemplazados por zeolitas y cloritas (Z+Cl); **C-D.** Grandes cristales bladed a aciculares de illita (I) normales al borde del clasto posteriores al crecimiento secundario de sílice (S). A y C con nicoles cruzados, B y D con nicoles paralelos.

El origen del cemento de illita puede ser según Wilson y Stanton (1994) a partir de: 1) alteración de arcillas detríticas previas; 2) precipitación directa a partir de una solución (neoformación); 3) transformación de arcillas autigénicas previas y 4) alteración de plagioclasas y feldespatos potásicos. En nuestro caso, el origen del cemento de illita en las arenitas de la Formación Toro Negro se encuentra principalmente relacionado con la

transformación de arcillas autigénicas previas, a la alteración de feldespatos y precipitación a partir de soluciones. Esto se ha deducido dado que este tipo de cemento arcilloso (illita) es abundante cuando los feldespatos potásicos como otros componentes de rocas cristalinas son predominantes.

Por otro lado, en algunas arenitas finas de depósitos de desbordamiento de los sistemas fluviales, se han reconocido rebordes tangenciales de arcillas que probablemente sean el producto de la recristalización de cutanes arcillosos introducidos por infiltración (McBride *et al.*, 1987; Matlack *et al.*, 1989; Dutton y Diggs, 1990; Gierlowski-Kordesch y Gibling, 2002; Wolela y Gierlowski-Kordesch, 2007).

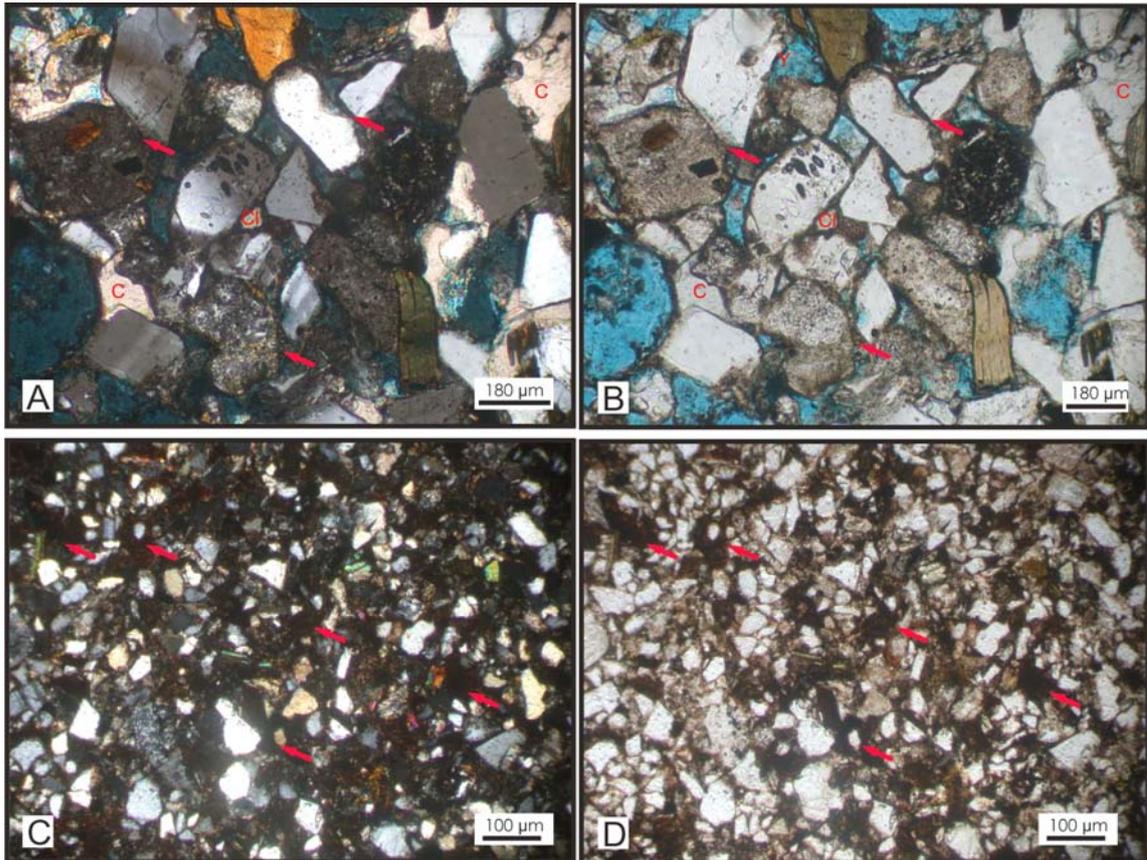
#### **XIV.iii.d. OXIDOS DE HIERRO**

Este tipo de cemento se presenta casi exclusivamente en forma de pátinas (*coating*) de hematita, aunque en ocasiones también aparecen como parches (Figura XIV.8).

Dentro de las pátinas se reconocen dos tipos: 1) continuas, que no se interrumpen en los contactos primarios entre clastos, y 2) discontinuas, que si se interrumpen. Las primeras, que indican un origen pre-depositacional, han sido generalmente relacionadas con la formación de hematina en suelos (paleosuelos) bajo condiciones climáticas húmedas (Krinine, 1949, 1950; Limarino *et al.*, 1987). Tales condiciones no han sido reconocidas durante la depositación de la Formación Toro Negro. Es por ello que se cree que el origen de este tipo de cemento ferruginoso este relacionado con la transformación de óxidos hidratados de origen detrítico como el modelo propuesto por Limarino *et al.* (1987). Estos óxidos serían transportados en forma de partículas discretas o como delgadas películas pigmentantes firmemente adheridas a la superficie del clasto que posteriormente son deshidratados formando hematita (Limarino *et al.*, 1987).

Por otro lado, cuando las pátinas de hematita son discontinuas, evidencian un claro origen post-depositacional (diagenético). Es probable que este tipo de *coatings* como los parches de hematita se hayan generado por la alteración *in situ* de silicatos y minerales

ferromagnesianos, formándose primero óxidos hidratados de hierro que posteriormente, por deshidratación, dan lugar a la hematita autigénica (McBride, 1974; Walter, 1979; Al Rawi, 1983; Limarino *et al.*, 1987). En este sentido, en la figura XIV.8 puede observarse que los parches de hematita se encuentran rodeando minerales opacos u otros clastos, en especial, de fragmentos líticos ricos en ferromagnesianos.



**Figura XIV.8:** Cemento de óxidos de hierro. **A-B:** En pátinas continuas y discontinuas; **C-D.** En parches (flechas) y pátinas. A, C con nicoles cruzados y B, D paralelos.

#### XIV.iii.e. SULFATOS

Los sulfatos se presentan en forma de yeso principalmente, aunque es probable también que se encuentre algo de anhidrita residual. Este tipo de cemento es casi exclusivo en las arenitas del Miembro Inferior en el sector sur (quebrada del Yeso) donde los depósitos evaporíticos primarios son comunes.

El yeso autigénico se presenta formando 3 tipos texturas: 1) parches aislados de cristales que varían desde 40 hasta 80  $\mu\text{m}$ ; 2) en mosaico inequigranulares con cristales entre 30 y 50  $\mu\text{m}$ ; 3) poikilítica con grandes cristales ( $>300 \mu\text{m}$ ) que engloban clastos y 4) en *chevron* (Figura XIV.9). Esta última consiste en parches o láminas de hasta 0,5 mm de espesor de cristales fibrosos a ecuanes de hasta 180  $\mu\text{m}$  que se disponen alineados en planos gemelos (*twins*) con caras de crecimiento superpuestas a  $\sim 90^\circ$  (Figura XIV.9).

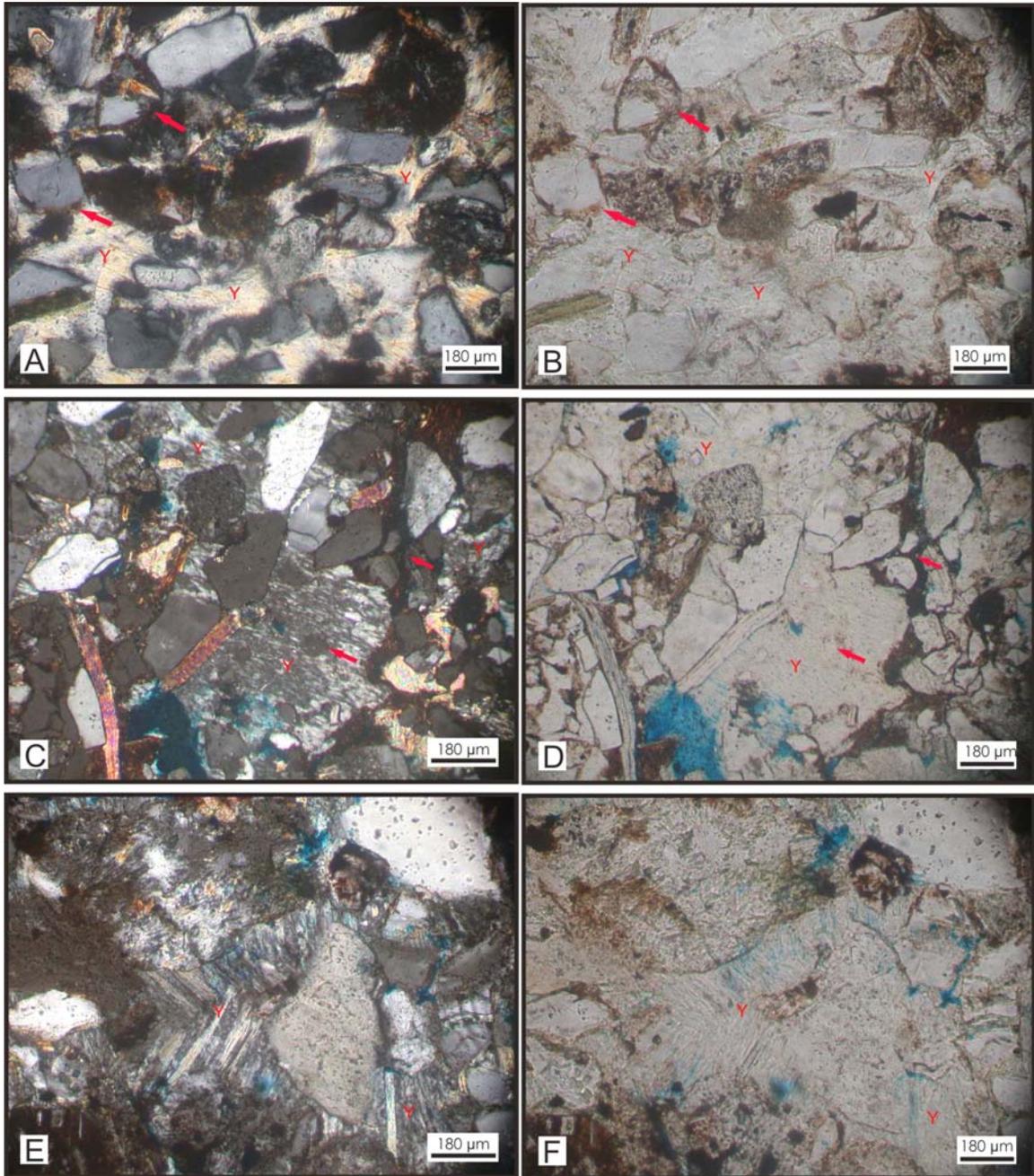
En algunos casos, este tipo de yeso con textura en *chevron* se presenta interlaminado con limonitas o areniscas finas. Se trata de láminas de yeso de 1 mm que han sufrido reprecipitación y probablemente, en ocasiones, han sido transformado en anhidrita. Es por ello que se lo considera secundario y como cemento a pesar de su origen depositacional (Paz y Rossetti, 2006).

El origen del yeso autigénico está claramente relacionado con los depósitos evaporíticos primarios abundantes en ese sector del área de estudio (Quebrada del Yeso). Es por ello que se considera que probablemente el yeso depositacional haya sufrido la transformación a anhidrita durante el soterramiento y nuevamente se haya generado yeso secundario durante la exhumación de la secuencia. Aunque en muchos casos el mismo se ha formado directamente como un cemento muy temprano en las areniscas de los canales fluviales como de los desbordamientos.

#### **XIV.iii.f. SILICE**

La sílice es un cemento poco representado en las areniscas de la Formación Toro Negro, reconociéndose 3 tipos principales de texturas: 1) crecimiento secundario; 2) megacuarzo y 3) microcuarzo.

El crecimiento secundario es escaso y ocasionalmente ha reducido el espacio poral. El mismo se presenta en clastos de cuarzo sobre una delgada zona marcada por relictos de arcillas (cloritas) y otros minerales insolubles (*rim dust*) que permiten visualizar el borde original del clasto (Figura XIV.10).



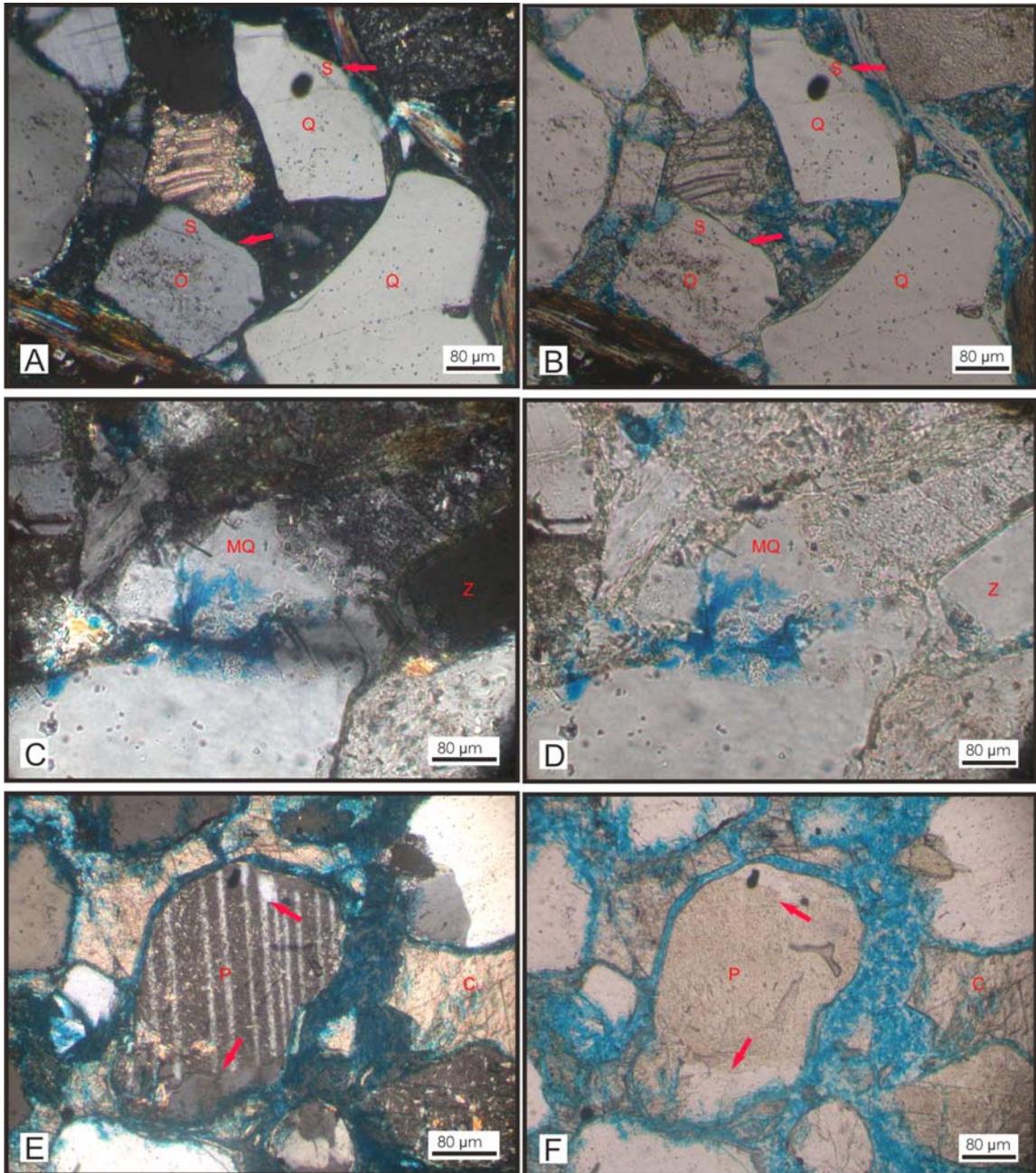
**Figura XIV.9** Yeso como cemento. **A y B:** Textura poikilítica homogénea asociada con pátinas de óxidos de hierro; **C-D:** Parches aislados de yeso con textura poikilítica y **E-F.** Yeso en *chevron* compuesto por cristales fibrosos a ecuanes (A, C y D con nicoles cruzados y B, D y F con nicoles paralelos).

Por su parte, los cementos de oclusión son muy escasos, presentándose como megacuarzo y sílice microcristalina. El primero se presenta formando parches silicios de cristales  $>20\ \mu\text{m}$  que ocasionalmente han sufrido disolución parcial (Figura XIV.10). Mientras que la sílice microcristalina es bastante rara y cuando se presenta lo hace como delgados recubrimientos en clastos de cuarzo o como agregados microcristalinos con característica extinción en “punto de alfiler” (*point point extinction*).

#### **XIV.iii.g. FELDESPATO**

Los feldespatos autigénicos son muy escasos en las areniscas de la Formación Toro Negro, en especial han sido reconocidos en algunas litoarenitas y litoarenitas feldespáticas del miembro superior. Se presentan como pequeños rebordes de crecimiento secundario en clastos de feldespatos siendo más comunes en las plagioclasas. Se reconocen debido a la casi ausencia de arcillas o minerales insolubles en la zona del feldespato autigénico. En el caso de las plagioclasas, es común, que el feldespato autigénico continúe el diseño de las maclas polisintéticas del cristal núcleo (Figura XIV.10E-F). En ocasiones, se encuentran asociados con cementos de megacuarzo.

El origen del feldespato autigénico aquí analizado puede estar asociado a la hidrólisis de ciertos silicatos. A pesar, que no se ha determinado la composición del mismo, es probable que se trate de albita. De esta manera, puede estar asociado a la liberación de  $\text{Ca}^{+2}$  en los procesos que llevan a la formación de zeolita durante la eodiagénesis (Surdam y Boles, 1979, Boggs, 1992, Worden y Rushton, 1992).



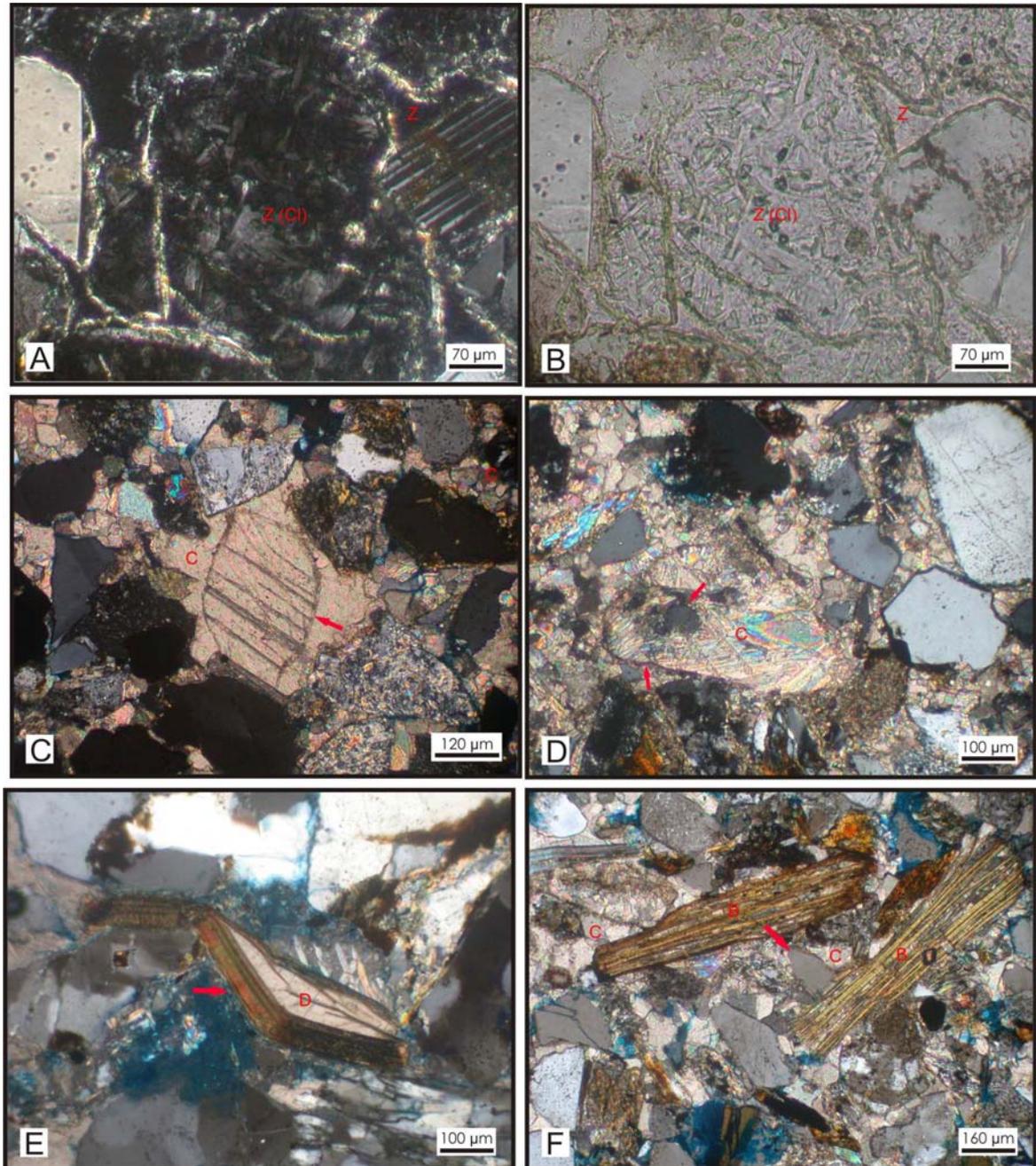
**Figura XIV.10:** A-B. Crecimiento secundario (S) de sílice en clastos de cuarzo (Q) y de feldespatos en ortosa (O); C-D. Megacuarzo (MQ) como cemento relleno de los poros. Obsérvese la disolución parcial del mismo (nicols cruzados); E-F. Crecimiento secundario de feldespato en plagioclasas (P). Todas las microfotografías con aumento X20, A, C y E con nicols cruzados y B, D y F con nicols paralelos.

#### XIV.iv. REEMPLAZO DE CLASTOS

El reemplazo diagenético de clastos es frecuente en las areniscas de la Formación Toro Negro. En especial, en algunas arenitas líticas volcánicas donde los fragmentos líticos han sido parcial o totalmente reemplazados por agregados granulares de zeolitas. Ocasionalmente, algunos líticos volcánicos exhiben variable grado de disolución diagenética que ha conducido al desarrollo de la porosidad secundaria intragranular.

Un segundo tipo de reemplazo diagenético incluye a la sustitución parcial o total de cuarzo, feldespato o micas por carbonatos. Este tipo de proceso generado por el *crecimiento desplazante* del carbonato (*displacive growth*, Buczynski y Chafetz, 1987; Saigal y Walton, 1988; Braithwaite, 1989) es más frecuente en las areniscas de grano grueso con fábricas flotantes y texturas granulares y poikilíticas (Figura XIV.11).

Los reemplazos pseudomórficos de tectosilicatos por arcillas, en especial de feldespatos por illita, es común en las areniscas de la Formación Toro Negro. Este se caracteriza por ser un reemplazo parcial concentrado en las superficies de debilidad de los clastos, ya sea maclas o planos de clivajes de tectosilicatos. Por su parte, las cloritas son comunes como reemplazos pseudomórficos en los fragmentos líticos de volcanitas como metamorfitas. Cabe mencionarse que se han reconocido distintos grados de estos tipos de reemplazos pseudomórficos.



**Figura XIV.11 A-B:** Reemplazo de líticos volcánicos por zeolitas, asociadas a cloritas; **C-D.** Reemplazo total (en C) a parcial (en D) de tectosilicatos por carbonato; **E-F.** Crecimiento desplazante de carbonatos tanto dolomita (D) como calcita en biotitas (B); obsérvese los bordes corrosivos de los clastos y los contactos irregulares entre cristales de esparita (F) indicando un origen de alta temperatura.

#### **XIV.v. POROSIDAD**

Aunque la mayor parte de la porosidad que muestran las areniscas de la Formación Toro Negro es de origen secundario, la escasa compactación que muestra la unidad, en especial en el miembro superior, hace que exista una significativa participación de porosidad primaria remanente, principalmente, del tipo intergranular (Figura XIV.12).

En lo que respecta a la porosidad secundaria intergranular resulta de la disolución parcial de matriz o cemento dando como resultado solo excepcionalmente poros fuera de tamaño (*oversized pores*).

La porosidad secundaria intragranular es más frecuente en las arenitas líticas volcánicas y deriva de diferentes grados de disolución de fragmentos de volcanitas.

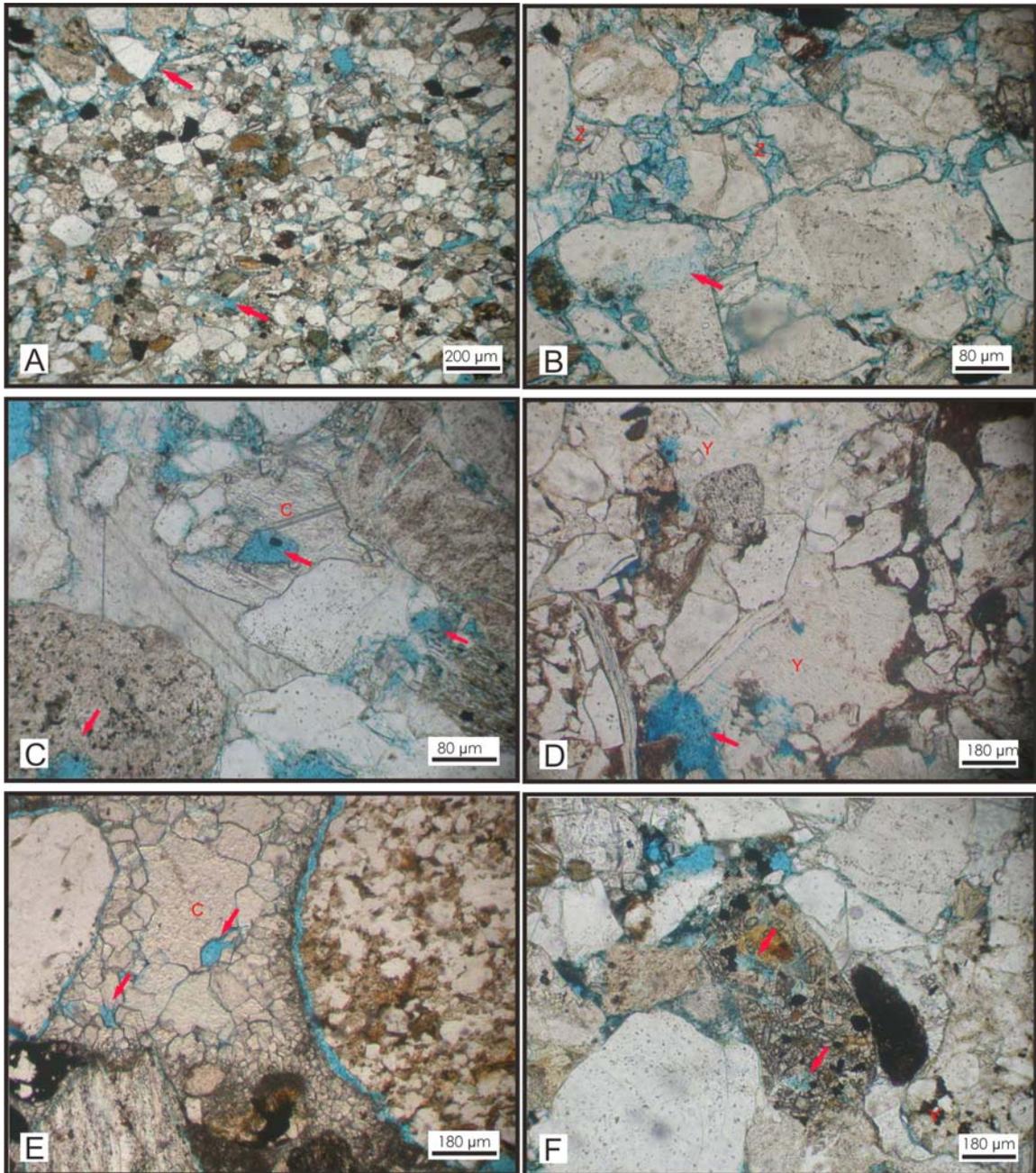
Por su parte la porosidad intracristalina se observa especialmente en las arenitas dominadas por cementos carbonáticos como sulfatos donde se reconoce la disolución parcial de cristales de calcita y yeso (Figura XIV.12).

#### **XIV.vi. SÍNTESIS DE LOS PRINCIPALES EVENTOS DIAGENÉTICOS**

Aunque el objetivo principal de la presente tesis no apunta a la caracterización diagenética de la Formación Toro Negro, a modo preliminar la figura XIV.13 resume el encadenamiento de los principales rasgos diagenéticos de la unidad.

En lo que respecta a la compactación física ha sido mucho más importante en el miembro inferior donde se reconocen contactos rectos a escasos cóncavo-convexos. Por el contrario, el miembro superior de la unidad fue soterrado a menor profundidad durante un lapso menor lo que redujo la compactación física sufrida por el mismo.

Procesos significativos de compactación química no han sido registrados en la unidad.



**Figura XIV.12** Tipo de porosidad reconocida en las areniscas de la Formación Toro Negro. **A.** Aspecto general de la porosidad de tipo intergranular; **B.** Detalle de la porosidad intergranular y disolución parcial de clastos generando porosidad intragranular; **C-D.** Porosidad intracrystalina en cementos carbonáticos (C y E) como en yeso autigénico (D); **F.** Porosidad de tipo intragranular donde se observa la disolución parcial de un lítico metamórfico.

Dentro de los cementos carbonáticos existe una clara sucesión de fábricas que caracterizan grados específicos de diagénesis. Así por ejemplo, los cementos desplazantes de calcita, dominados por fábricas poikilíticas, es probable que se hayan generado durante la diagénesis muy temprana incluso en suelos (paleocalcretes). Durante la eodiagénesis, el cemento de calcita fue principalmente granular rellenando pasivamente los espacios porales. La falta de disolución y corrosión de clastos de cuarzo y feldespato por parte del carbonato es debido a que en este estado diagenético, no se alcanzaron temperaturas suficientemente elevadas para disolver completamente tectosilicatos. Finalmente, durante la mesodiagénesis (temperaturas inferiores a 150°C), solo alcanzada en el Miembro Inferior de la unidad, se produjo la formación de cemento invasivo de calcita que ha corroído y reemplazado en diferentes grados a la fracción clástica.

Los cementos de zeolitas presentan características similares de formación que los carbonatos. Es muy probable que las texturas poikilíticas como granulares se hayan formados durante una cementación muy temprana debido a la alteración de plagioclasa, vidrio volcánico y fragmentos líticos volcánicos de las arenitas líticas de la Formación Toro negro. Durante la eodiagénesis, tanto las texturas granulares como los rebordes (*rims*) de cristales fibrosos de zeolitas asociados a cloritas pudieron haberse generado. Estas zeolitas diagenéticamente tempranas son generadas principalmente por procesos de hidratación de plagioclasa y vidrio (Surdam y Boles, 1979; Boggs, 1992). Durante tales reacciones puede producirse la adición de sílice ( $\text{Si}_2\text{O}$ ) aportado por el reemplazo de cuarzo como también la liberación de  $\text{Ca}^{2+}$ , el cual puede combinarse con  $\text{HCO}_3^-$  para formar cementos carbonáticos tempranos si una fuente de bicarbonato es disponible (Surdam y Boles, 1979). Zeolitas por deshidratación no son comunes en las areniscas de la Formación Toro Negro, en especial, porque la unidad no ha sido soterrada a grandes profundidades como las sugeridas por Surdam y Boles (1979) para tales cementos diagenéticamente tardíos.

	Diagénesis muy temprana	Eodiagénesis	Mesodiagénesis	Telodiagénesis
Compactación física	_____			
Compactación química	_____			
Cemento carbonático	_____			
Cemento de zeolitas	_____			
Cemento de arcillas	-----			
Sulfatos (yeso)	_____			-----
Óxidos de hierro	_____			
Cemento de sílice	_____			
Feldespato autigénico	_____			
Reemplazo de zeolitas	_____			
Reemplazo de carbonato	_____			
Porosidad secundaria	_____			

**Figura XIV.13** Cuadro de síntesis de los eventos diagenéticos reconocidos para las areniscas de la Formación Toro Negro

Dentro de los cementos arcillosos se reconocen tres episodios de formación. Por una lado, los cementos de clorita, en ocasiones asociados con zeolitas, que estarían indicando una formación diagenéticamente temprana (eodiagénesis). Este tipo de rebordes fibrosos y alteración de líticas volcánicas u otros clastos ferromagnesianos es un origen común para las cloritas (Larese *et al.*, 1984; Wilson y Stanton, 1994). Por otro lado, no se descarta que los cementos de illita, en especial, aquellos compuestos por grandes cristales ecuanes podrían haberse formado bajo condiciones mesodiagenéticas tempranas. Cabe mencionarse que estos últimos se encuentran cubriendo el crecimiento secundario de sílice. Finalmente, los cementos arcillosos por infiltración relacionados con el desarrollo de paleosuelos (cutanes) se habrían generado durante la diagénesis muy temprana bajo condiciones de exposición subaérea y muy poco soterramiento (Gierlowski-Kordesch y Gibling, 2002; Wolela y Gierlowski-Kordesch, 2007).

En lo que respecta a la cementación ferruginosa, si bien existen *coatings* de hierro (hematita), especialmente en las areniscas del miembro inferior, la sucesión analizada no

forma una clásica secuencia de bancos rojos. Esto se debe, en parte, a que el cemento ferruginoso no es dominante en la unidad y que las condiciones diagenéticas no favorecieron la alteración masiva de ferromagnesianos. Estos minerales liberan altas cantidades de  $Fe^{+3}$  libre responsable de la formación de los bancos rojos postdepositacionales.

Las texturas granulares, poikilíticas y en *chevron* del yeso están claramente evidenciando una cementación muy temprana a eodiagenesis (Schreiber y El Tabakh, 2000; Paz y Rossetti, 2006; Paz *et al.*, 2005). Este cemento se encuentra condicionado por la importante presencia de yeso primario en las areniscas del miembro inferior de la Formación Toro Negro en el sector sur (quebrada del Yeso). Tales características depositacionales llevarían a la generación de fluidos porales ricos en sales que favorecerían la precipitación de yeso como cemento principal (Murray 1964; Schreiber y El Tabakh, 2000). No se descarta que durante el soterramiento y mesodiagénesis se haya producido la deshidratación del yeso y la formación de anhidrita, la cual nuevamente fue transformada a yeso al ser expuesta la sucesión sedimentaria (telodiagénesis).

En lo que respecta a los cementos de sílice, las texturas observadas sugieren precipitación eodiagenética y formación de crecimiento secundario de cuarzo previo a una compactación significativa de la fábrica clástica. Esto es sugerido por la falta de contactos suturados asociados a crecimiento secundario de posición axial de cuarzo que indiquen condiciones de alta presión y temperatura (McBride, 1989; Wilson y Stanton, 1994; Bjorkum, 1996). Por otro lado, la cementación muy temprana, en condiciones edáficas, de cemento silíceo debe descartarse debido a la falta de texturas típicas de silcretes (pedotúbulos rellenos por sílice, disolución de clastos, fábrica alveolar, etc.)

Por su parte, el crecimiento secundario de feldespatos probablemente se haya generado durante la diagénesis temprana a eodiagénesis relacionado con importantes cantidades de  $Ca^{+2}$  en los fluidos porales (Surdam y Boles, 1979; Bogas, 1992). Según Stablein y Dapples (1977) la precipitación de feldespatos puede generarse a temperaturas menores a los 25-60°C, aunque no se descarta la posibilidad que el mismo se haya

formado, casi simultáneamente, con el crecimiento secundario de sílice bajo temperaturas entre 50 y 75°C (Surdam y Boles, 1979; Boggs, 1992).

Las fábricas de reemplazo de clastos por zeolitas, carbonato o arcillas observadas en muchas areniscas parecen haberse producido mayormente durante la eodiagénesis aunque condiciones mesodiagenéticas no deberían ser descartadas.

Finalmente, la porosidad secundaria producida por la disolución de matriz y cemento se habría originado durante la eodiagénesis tardía - mesodiagénesis temprana y telogénesis. En esta última etapa es frecuente la disolución parcial del cemento carbonático. Por otra parte, la disolución parcial o total de clastos formando porosidad secundaria intragranular muy probablemente sea de origen mesodiagenético.

## Capítulo XV

# COMPOSICIÓN Y PROCEDENCIA DE LAS ARENISCAS Y CONGLOMERADOS DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO

### XV. i. INTRODUCCION

Aunque la procedencia de una unidad estratigráfica pueden ser investigada sobre la base de distintas metodologías (p.e. modas detríticas de areniscas, composición de gravas en rocas psefíticas, suites de minerales pesados, c.f. Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983; Dickinson, 1985; Cavazza, 1989; Howard, 1993; Nechaev y Isphording, 1993; entre otros), el estudio de las modas detríticas de minerales livianos ha demostrado ser una metodología altamente útil y de gran aplicación en los últimos años (Dickinson, 1970, Dickinson y Suczek, 1979, Dickinson y Valloni, 1980; Dickinson *et al.*, 1983, Dickinson, 1988). Este tipo de estudio se realiza sobre la composición de la fracción clástica tamaño arena, ya que el tipo y cantidad de matriz y cemento intersticiales están fuertemente condicionados por los efectos diagenéticos (Dickinson, 1970).

A pesar de que la composición de las areniscas está fuertemente influenciada por la naturaleza del área de aporte, existen otros factores que pueden modificar en cierto grado la composición final de las mismas. Cabe destacar en este sentido, al clima y relieve del área fuente, la abrasión y el retrabajo de partículas en ambientes particulares y los efectos diagenéticos que pueden ejercer un importante control sobre la composición modal de las areniscas (Dickinson y Suczek, 1979; Mack, 1978, 1984; Garzanti, 1986; Suttner y Dutta,

1986; Espejo y López Gamundí, 1994, entre otros). Empero lo dicho, el estudio modal resulta una herramienta útil para caracterizar el área de aporte y en forma indirecta, el ambiente tectónico de depositación de los sedimentos (Dickinson y Suczek, 1979 y Dickinson *et al.*, 1983).

De acuerdo a lo dicho en esta Tesis se procedió al análisis modal de 95 muestras de areniscas y 36 de conglomerados que caracterizan distintos niveles estratigráficos de la Formación Toro Negro.

## XV.ii. METODOLOGÍA

Para los estudios de procedencia de las areniscas de la Formación Toro Negro se han efectuado conteos sistemáticos de no menos de 300 puntos por sección delgada, el número exacto dependió de la selección modal de acuerdo a la metodología sugerida por Harwood (1988) sobre la base de un grado de certeza de 90%. Se han preferido areniscas gruesas y medianas debido a la dificultad operativa de determinar componentes modales en areniscas muy finas y finas. Para evitar el control que el tamaño de grano ejerce sobre la composición modal se ha utilizado el método de Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970; Zuffa, 1980; Ingersoll *et al.*, 1984, Zuffa, 1985; Ingersoll *et al.*, 1993) el que básicamente considera a toda partícula menor a 62 micrones como el componente mineral correspondiente. Sin embargo, con el propósito de efectuar diagramas de regeneración, en aquellos casos en que el mineral se encontraba dentro de un fragmento de roca se ha anotado el lítico correspondiente.

Una vez obtenidas las modas detríticas fueron identificadas las petrofacies a las que se considera como “un intervalo estratigráfico caracterizado por una determinada composición modal” (c.f. Scasso y Limarino, 1997) que en esta Tesis es interpretada como el reflejo de un área específica de procedencia (o la mezcla de ellas). Para caracterizar globalmente a las áreas de procedencia se han utilizado los diagramas de Dickinson y

Suzcek (1979) y Dickinson *et al.* (1983) y diagramas de regeneración modal ideados para el caso aquí analizado. Estos diagramas ternarios fueron realizados con componentes modales específicos agrupados, que en esta Tesis se consideran como indicadores de áreas de aportes definidos.

En el caso de los conglomerados, se contaron en el campo no menos de 350 guijarros y guijones comprendidos entre 5 cm y 25 cm, ponderando convenientemente la moda de acuerdo al tamaño de los clastos (Cavazza, 1989; Howard, 1993). Para la caracterización de los mismos se utilizó la propuesta de clasificación de Limarino *et al.* (1996b) como diagramas binarios de porcentajes y ternarios propuestos en esta Tesis.

### **XV.iii. ARENISCAS: DESCRIPCION DE LOS LITOTIPOS**

Para el estudio petrológico y de procedencia de las areniscas pertenecientes a la Formación Toro Negro se han reconocidos y establecido diferentes Litotipos siguiendo el criterio de Dickinson y Suzcek (1979) con ciertas modificaciones (Figura XV.1). Los componentes identificados se pueden agrupar en tres tipos principales: cuarzo (Q), feldespatos (F) y fragmentos líticos (L). Cada uno de estos grupos es descrito brevemente a continuación.

#### **CUARZO**

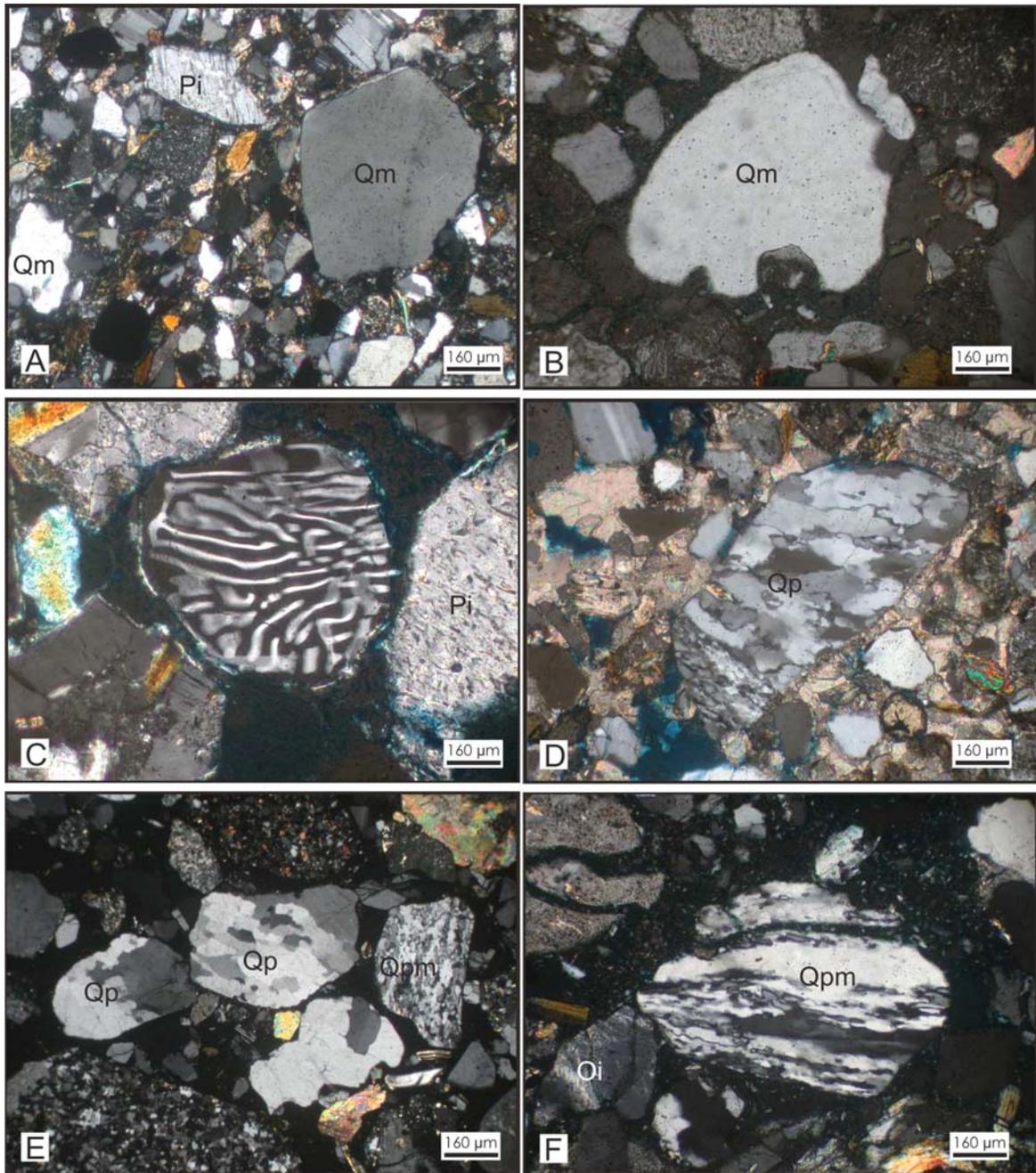
Dentro de los clastos de cuarzo (Q) reconocidos en las areniscas de la unidad estudiada, caben destacarse la distinción de: Cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo monocristalino en los diferentes fragmentos líticos y cuarzo monocristalino intercrecido (Qmi, figura XV.1 y 2).

El cuarzo monocristalino (Qm) se presenta, en la mayoría de los casos, en clastos esféricos subredondeados a redondeados. En los casos particulares, que se relacionan con

depósitos volcanoclásticos, ya sean tobas o arenitas líticas volcánicas, los clastos de cuarzo suelen ser subangulosos y presentar bordes con engolfamiento (Figura XV.2B). El cuarzo monocristalino intercrecido (Qmi) agrupa todos los clastos de cuarzo que presentan intercrecimiento e inclusiones de minerales aciculares, ya sean arcillas como minerales accesorios.

Código	Descripción de Litoclastos	Código	Descripción de Litoclastos
<b>Qm</b>	<b>Cuarzo monocristalino</b>	<b>P</b>	<b>Plagioclasa</b>
Qm(Lp)	Qm en fragmento lítico plutónico	Pz	P zonada
Qm(Lm)	Qm en fragmento lítico metamórfico	P(Lp)	P en fragmento lítico plutónico
Qm (Ls)	Qm en fragmento lítico sedimentarios	P(Lm)	P en fragmento lítico metamórfico
Qm(Lv)	Qm en fragmento lítico volcánico	P(Ls)	P en fragmento lítico sedimentario
Qm(Lvm)	Qm en fragmento lítico volcánico metamorfozado	P(Lv)	P en fragmento lítico volcánico
Qm(Lmm)	Qm en fragmento lítico metamórfico milonítico	P(Lvm)	P en fragmento lítico volcánico metamorfozado
Qm(Lsm)	Qm en fragmento lítico sedimentario metamorfozado	Pp	P pertítico
Qmi	Qm intercrecido	Pi	P intercrecido
<b>Qp</b>	<b>Cuarzo policristalino</b> (incluye <3 individuos)	<b>Lv</b>	<b>Fragmento lítico volcánico</b>
Qpmb	Qp de bajo grado (>3 individuos)	Lvf	Lv con pasta felsítica
Qp (Lp)	Qp en fragmento lítico plutónico	Lve	Lv con pasta esferulítica
Qpm	Qp tipo milonítico	Lvm	Lv con pasta microlítica
Ch	Chert	Lvi	Lv con pasta intergranular
<b>O</b>	<b>Ortosa</b>	Lvn	Lv con pasta negra
O(Lp)	O en fragmento lítico plutónico	Lvv	Lv con pasta vitrofídea
O(Lm)	O en fragmento lítico metamórfico	Lvp	Lv tipo piroclástico (pumicita+ignimbrita+toba)
O(Ls)	O en fragmento lítico sedimentario	Lvme	Lv metamorfozado
O(Lv)	O en fragmento lítico volcánico	<b>Ls</b>	<b>Fragmento Lítico sedimentario</b>
O(Lvm)	O en fragmento lítico volcánico metamorfozado	Lsp	Ls de pelita
O(Lsm)	O en fragmento sedimentario metamorfozado	Lsc	Ls de calizas
Op	O pertítico	<b>Lm</b>	<b>Fragmento lítico metamórfico</b>
Oi	O intercrecido	Lmb	Lm de bajo grado (pizarras-filitas-esquistos)
<b>M</b>	<b>Microclino</b>	Lmm	Lm tipo micacitas
M(Lp)	M en fragmento lítico plutónico	Lma	Lm tipo esquistos –anfibolitas
M(Lm)	M en fragmento lítico metamórfico	Lmc	Lm tipo mármol
Mp	M pertítico		
Mi	M intercrecido		

**Figura XV.1:** Cuadro de litotipos de las arenitas reconocidos en este trabajo.



**Figura XV.2:** Componentes modales de cuarzo. **A.** Cuarzo monocristalino (Qm); **B.** Cuarzo monocristalino con bordes engolfados; **C.** Cuarzo monocristalino con simplectitas asociado a plagioclasas intercrecidas (Pi); **D-F.** Distintos tipos de cuarzopolicristalinos (Qp) compuesto por varios individuos (Qp>3 en D-E), pocos (<3 individuos en E) y tipo milonítico (Qpm en F).

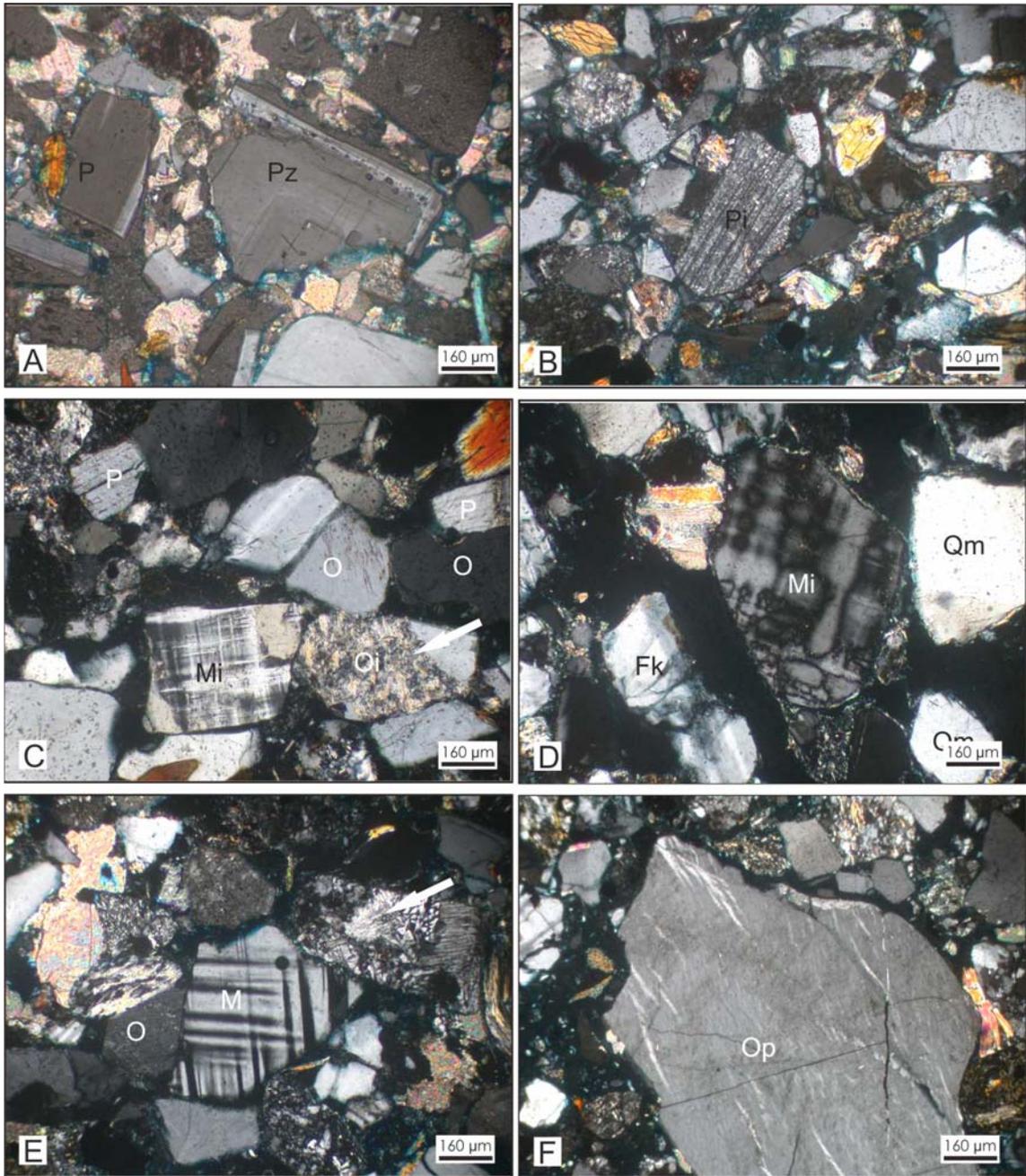
El cuarzo policristalino (Qp) incluye a todos aquellos clastos de cuarzo compuestos por más de 2 subgranos. Dentro del mismo se distinguieron el cuarzo policristalino milonítico (Qpm) donde los clastos muestran numerosos individuos con contactos suturados (Figura XV.2F). Mientras que cuando los contactos entre los mismos son rectos se los ha agrupado como Qpmb de posible origen plutónico o metamórfico de bajo grado respectivamente (Figura XV.2E-F). Por último, se ha reconocido el cuarzo policristalino tipo chert (Ch) que incluye a clastos cuarzosos compuestos por abundantes subgranos microcristalinos menores a 4  $\mu\text{m}$ .

### **FELDESPATOS**

Dentro de la categoría de los feldespatos se incluyeron a los tres tipos principales: ortosa (O), plagioclasa (P) y microclino (M). También fueron discriminados los mismos si se encontraban en distintos tipos de líticos. La mayoría de los feldespatos se presentan en clastos con formas tabulares con diferentes grados de alteración a arcillas y mostrando las maclas características de cada variedad (Figura XV.3). A su vez, dentro de estos tipos de feldespatos, se reconocieron los componentes intercrecidos (Oi, Mi, Pi, figura XV.3B) que incluye a todos aquellos granos que presentan intercrecimiento e inclusiones de minerales aciculares, y las variedades perfiticas (Op, Pp, Mp, figura XV.3F). Por último, han sido discriminados para su conteo, los granos de plagioclasa zonada (Pz), los cuales se caracterizan por presentar formas tabulares, y escasa alteración (Figura XV.3A).

### **FRAGMENTOS LÍTICOS**

Dentro de la categoría de los fragmentos líticos se reconocieron, en el segundo orden, los fragmentos líticos volcánicos (Lv), los líticos metamórficos (Lm) y los líticos sedimentarios (Ls).



**Figura XV.3:** Componentes modales de feldspatos. **A-B:** Diferentes tipos de plagioclasas reconocidas entre ellas zonadas (Pz, en A) e intercrecida (Pi en B); **C- F:** Feldspatos potásicos: microclino (M) con típica macla en arpillera y ortosa (O). En algunos casos se presentan con intercrecimientos (Mi y Oi en C) o las variedades perfiticas (Op en F).

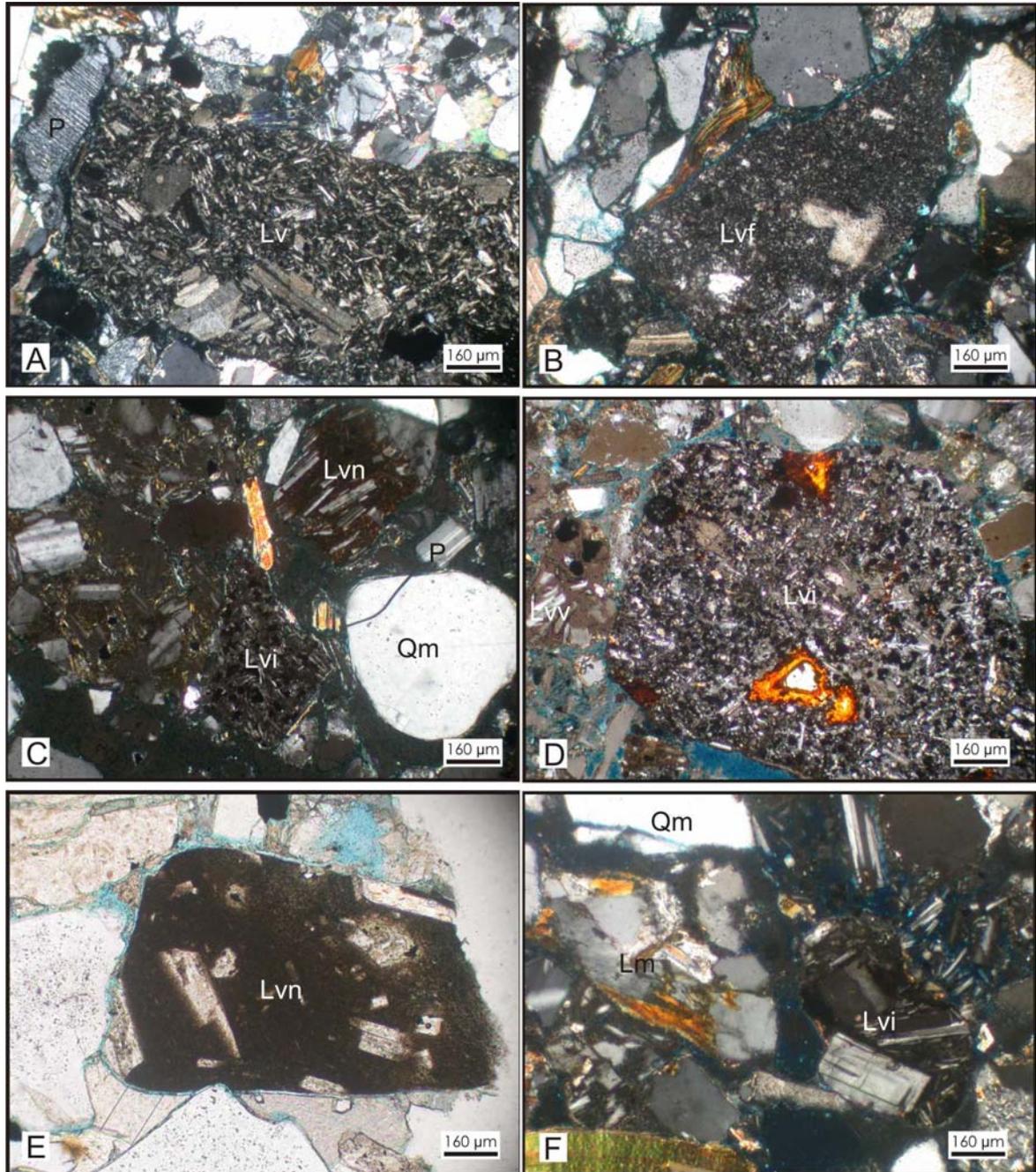
Los fragmentos líticos volcánicos fueron divididos siguiendo el tercer orden de la categoría de Dickinson (1970) para su diferenciación en función de la afinidad en ácidos, mesosilíceos y básicos (Figuras XV.4 y 5). De esta manera, se reconocieron los líticos volcánicos con textura felsítica (Lvf) que incluye a los fragmentos con pastas integradas por intercrecimiento de cuarzo y feldespato, los microlíticos (Lvm) que agrupan a todos los fragmentos volcánicos con texturas pilotáxica, afieltrada, traquítica o hialopilitica; los intergranular (Lvi) fueron separados en un subtipo para poder obtener información extra del volcanismo de composición básico a intermedio.

Otros subtipos incluyen a los líticos volcánicos esferulíticos (Lve) que incluyen a todas las pastas volcánicas con textura esferulítica producto de la desvitrificación, mientras que los líticos volcánicos vitreofíricos (Lvfv) abarcan a los granos con texturas vitreofíricas (Figura XV.5).

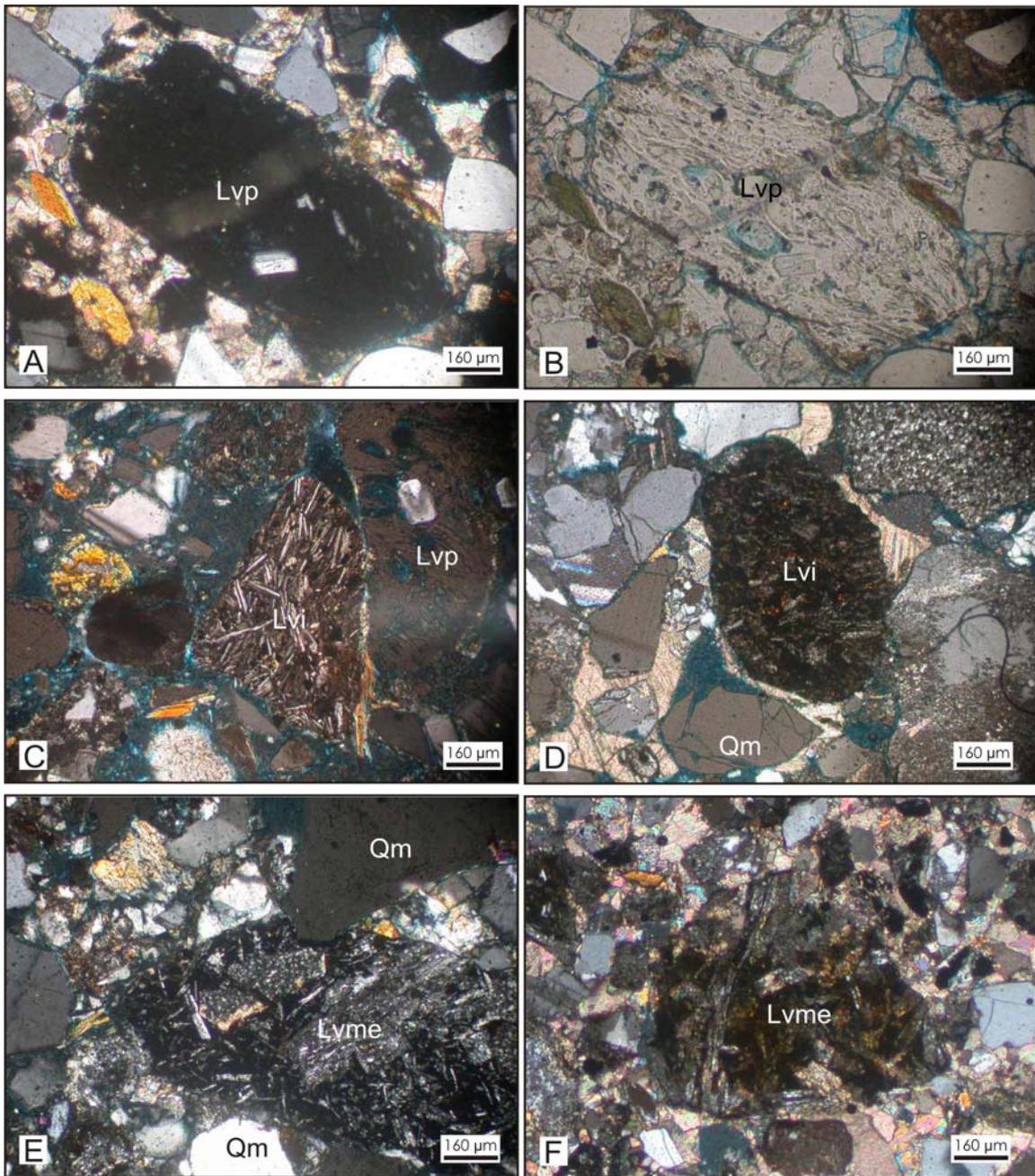
Los líticos volcánicos tipo piroclásticos (Lvp), incluyen a los clastos de rocas correspondientes a depósitos de caída (tobas, pumicitas), caracterizados por la abundancia de trizas vítreas y fragmentos pumíceos que, en ocasiones, se presentan alterados o reemplazados parcialmente por cloritas o zeolitas (Figura XV.5 A-B).

Por último, cabe destacarse la distinción de los fragmentos líticos volcánicos metamorfizados (Lvme), donde se contaron a todos los clastos correspondientes a fragmentos volcánicos con distintos grados de metamorfismo (Figura XV.5E-F).

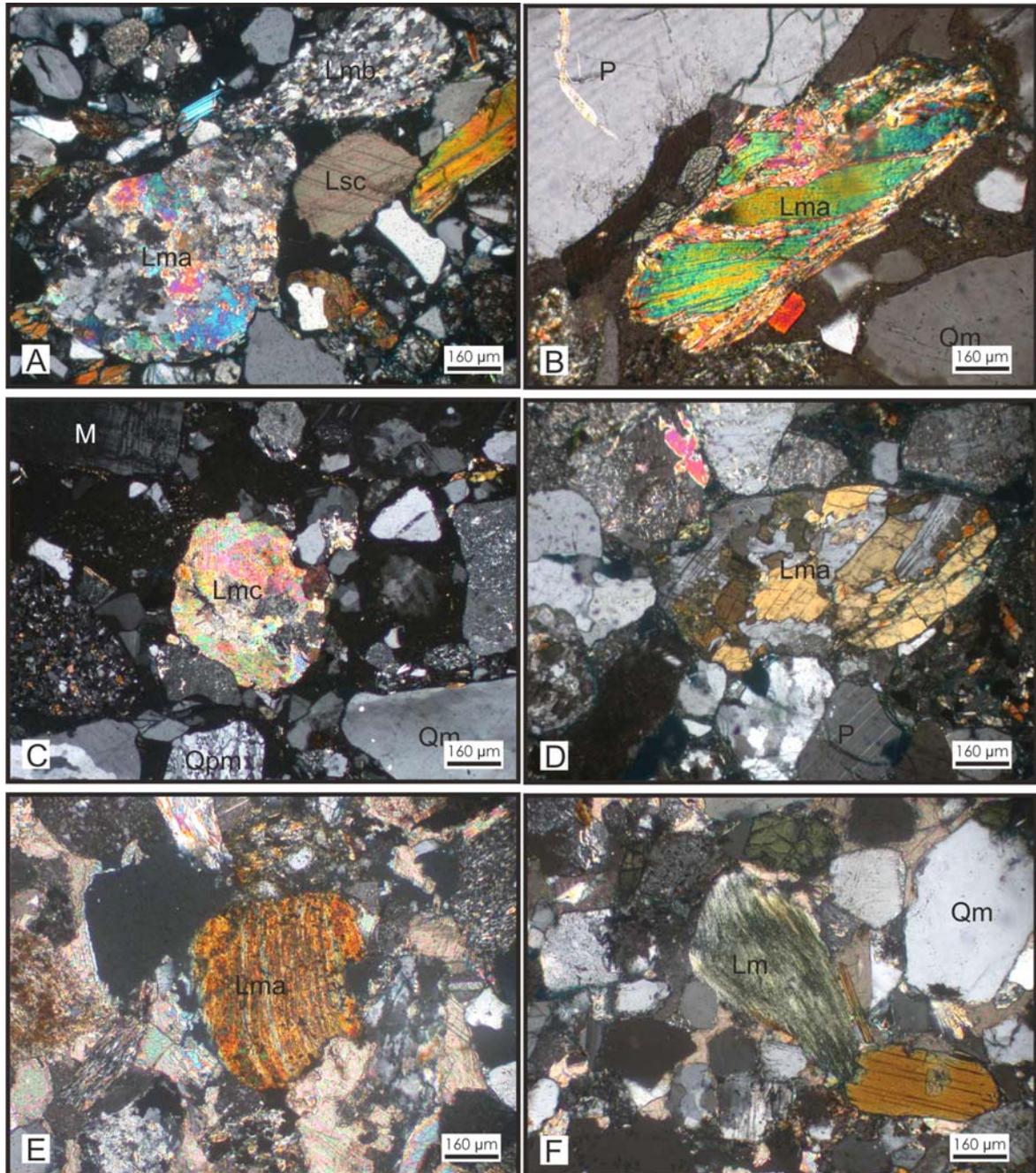
Los componentes modales metamórficos fueron diferenciados principalmente en líticos metamórficos de bajo grado (Lmb) donde se agruparon pizarritas y filitas. Los fragmentos tipo micacitas han sido contados como Lmm. Por su parte, dentro de los líticos metamórficos de alto grado (Lma) se incluyeron a todos aquellos clastos correspondientes a esquistos, tanto moteados como talcosos, gneises y anfibolitas (Fig. XV.6). Finalmente, dentro del litotipo Lmc se han agrupado a las rocas carbonáticas con distinto grado de metamorfismo (Figura XV.6).



**Figura XV.4:** Componentes modales de líticos volcánicos (Lv). **A:** Fragmento lítico volcánico con textura afieltrada; **B:** Fragmento lítico volcánico con pasta felsítica (Lvf) de composición ácida; **C-D y F:** Pastas volcánicas con texturas intergranulares (Lvi) indicando composición básica y **C y F:** Líticos volcánicos con pastas negras (Lvn) debido al alto contenido de óxidos.



**Figura XV.5:** Componentes modales de líticos volcánicos. **A.** Fragmento volcánico pumíceo (Lvp) con nicols cruzados, **B.** Mismo fragmento de A con nicols paralelos, obsérvese la composición completamente vítrea y la leve alteración a clorita; **C-D.** Pastas volcánicas con texturas intergranulares (Lvi) a microlíticas (Lvm) indicando composición mesosilícea a básica; **E-F.** Líticos volcánicos metamorfizados (Lvme), obsérvese que presentan distinto grado de metamorfismo y generalmente son de composición básica con texturas afieltradas a intergranulares.



**Figura XV.6:** Componentes modales de líticas metamórficas. **A.** Fragmentos líticas metamórficas de bajo grado (Lmb) tipo cuarcita y de alto grado (Lma) tipo gneiss. **B.** Fragmento correspondiente a una anfibolita (Lma); **C.** Lítico metamórfico tipo mármol (Lmc), **D.** Tipo gneiss, **E-F.** Fragmentos líticas metamórficas de mediano grado correspondientes a esquistos moteado (E) y talcoso (F).

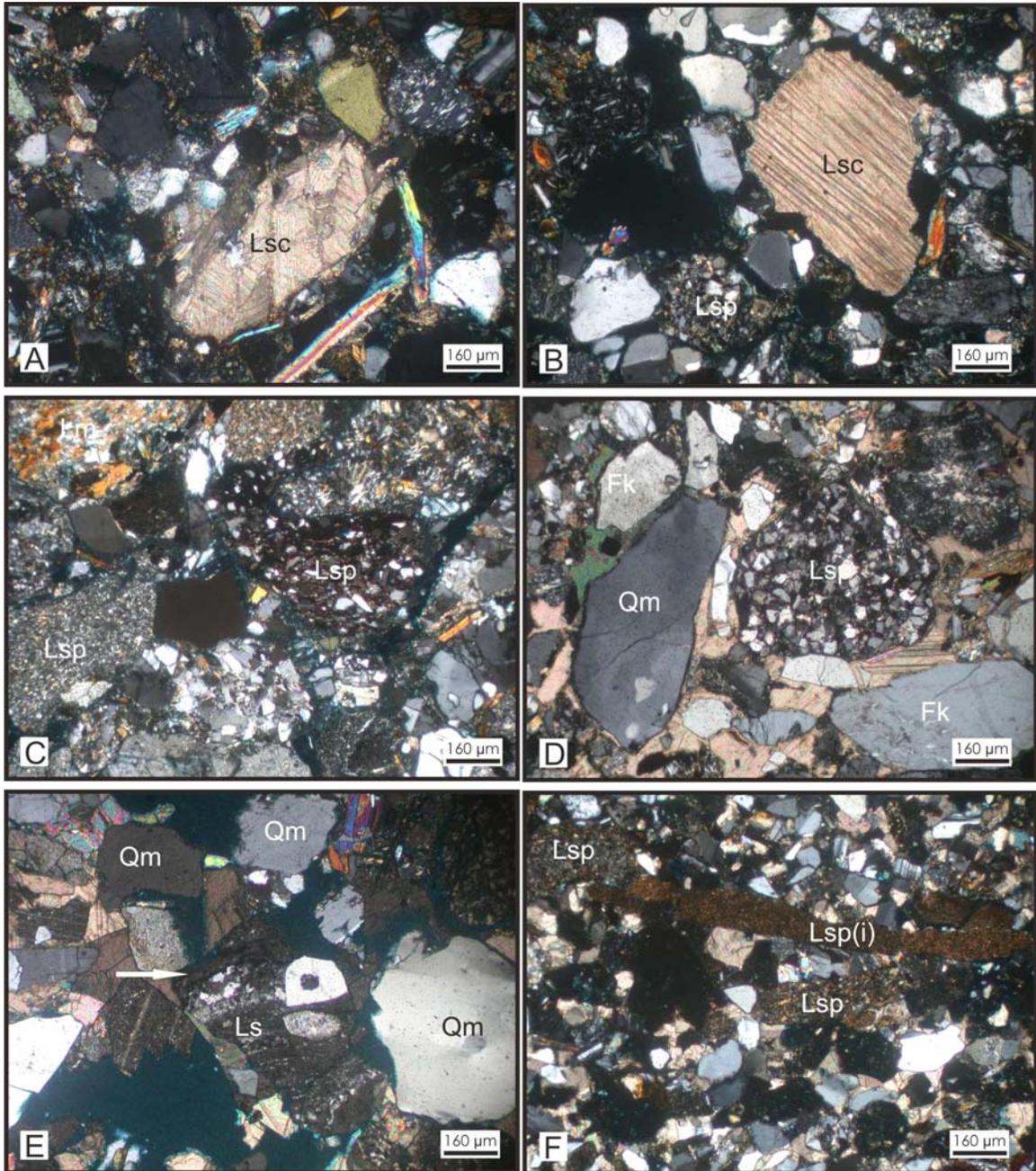
Dentro de los fragmentos líticos sedimentarios (Ls, figura XV.7) se distinguieron dos subtipos principales: los de pelita (Lsp) y los de calizas (Lsc). El primero corresponde a fragmentos de rocas clásticas finas (limonitas, arcilitas), generalmente compuestos por cuarzo, feldespatos, abundantes filosilicatos y, en algunos casos, con abundante cantidad de óxidos de hierro y titanio (Figura XV.7C-D).

El otro subtipo (Lsc) incluye a todos los clastos correspondientes a rocas carbonáticas (Figura XV.7 A-B). Cabe mencionarse, que este último tipo ha sido muy escaso. Los intraclastos pelíticos (Figura XV.7F) no han sido tenidos en cuenta para los recuentos modales.

#### **XV.iv. MODAS DETRÍTICAS Y PROCEDENCIA: RESULTADOS OBTENIDOS**

Los valores de los conteos realizados en las arenitas de la Formación Toro Negro como también su ubicación estratigráfica (asociación de facies) son mostrados en el cuadro de la Figura XV.8.

Los resultados de las modas detríticas han sido graficados en los diagramas QFL y QmFLt de Dickinson *et al.* (1983) y en los diagramas complementarios QmPF y QpLvLs propuestos por Dickinson y Suczek (1979). En el primero de ellos, en el vértice Q han sido incluido todas las variedades de cuarzo, tanto el cuarzo monocristalino (Qm) como todos los tipos de cuarzo policristalino (Qp) incluyendo el chert (Qpch). En el segundo diagrama (QmFLt), en el vértice Qm solo se han incluido el cuarzo monocristalino, mientras que todas las variedades de Qp han sido adicionadas al vértice correspondiente a líticos (Lt). Por su parte, el diagrama complementario QpLvLs ha sido realizado dado el alto contenido de fragmentos líticos en las arenitas de la Formación Toro Negro mientras que el QmPF para tratar de diferenciar entre el aporte de basamento cristalino de arco volcánico (Figura XV.10).



**Figura XV.7:** Componentes modales de líticos sedimentarios. **A-B.** Diferentes tipos de rocas carbonáticas; **C-D.** Sedimentitas de grano fino tipo limonitas (Lsp), en ocasiones, con abundantes óxidos de hierro en la matriz que le otorgan la tonalidad rojiza; **E-F.** Sedimentitas particulares ricas en sílice con gradación y estilolitas (flecha en E) y de origen intracuencial (Lsp(i) en F).

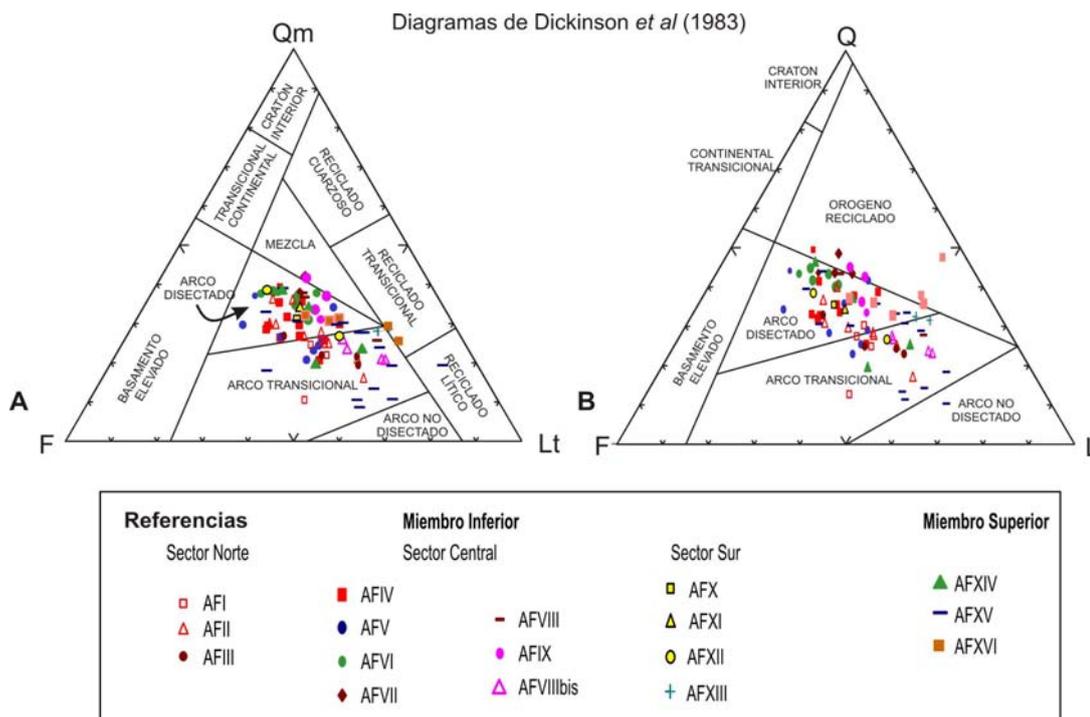
Como puede verse en la Figura XV.9, existe una marcada tendencia de las modas detríticas a agruparse dentro del campo de *arco volcánico disectado* y, en menor proporción, en el campo *arco transicional*, siendo muy escasas las muestras que grafican en el campo de *mezcla y orógeno reciclado*. Lo mismo sucede en los diagramas complementarios donde la mayoría de las arenitas de la Formación Toro Negro caen también en el campo de *arcos orogénicos*, con escasas muestras que se separan hacia el campo de *orógenos de colisión* (Figura XV.10A). Esta pequeña dispersión en el diagrama QpLvLs estaría indicando un aporte local dada la cercanía con el basamento en el sector norte (quebradas El Cardón-Los Loros).

Sin embargo, la composición modal de las areniscas (Figura XV.8) no parece indicar la existencia de un arco volcánico como una única área de aporte, especialmente si se tiene en cuenta la existencia de significativas proporciones de microclino, feldespatos peritéticos e intercrecidos y variados tipos de líticos metamórficos. La autora considera más probable que la ubicación de las modas en el campo de *arco disectado* en el diagrama de Dickinson *et al.* (1983) resulte de una mezcla de áreas de proveniencia.

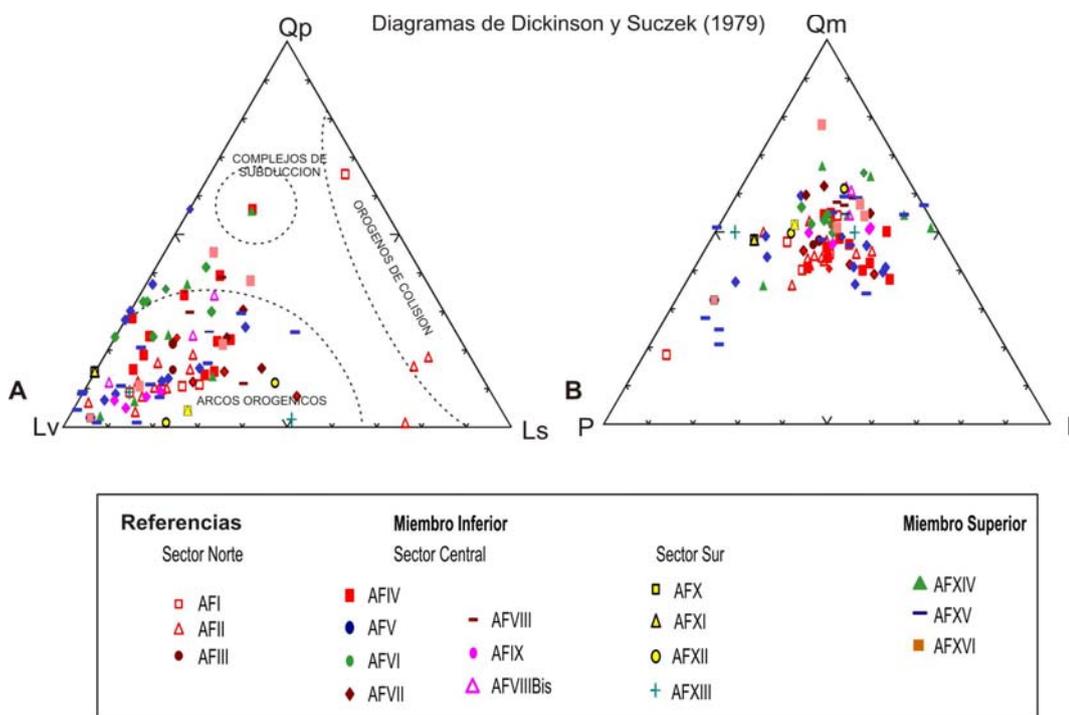
En este sentido, la información regional, paleocorrientes y las modas detríticas sugieren, al menos, cuatro áreas principales de proveniencia: 1) la sierra de Toro Negro, ubicada al norte del área aquí estudiada; 2) las sierras de Umango - Espinal que flanquean al sur el área de estudio; 3) la Cordillera Frontal, que aunque se encuentra ubicada en una posición distal al oeste de la cuenca, fue una fuente de sedimentos para la unidad aquí estudiada y 4) la Precordillera, ubicada al oeste, integrada por las sierras del Peñón y de la Punta Negra, que como se verá alcanzaron mayor importancia como fuente de sedimentos para el miembro superior de la Formación Toro Negro.







**Figura XV.9:** Diagramas QmFLt (A) y QFL (B) propuestos por Dickinson *et al.* (1983) para las areniscas de la Formación Toro Negro. Observe que la mayoría de las muestras caen en los campos de arco disectado y arco transicional. (AF= Asociación de Facies; AFI a AFXIII corresponden al miembro inferior y AFXIV a AFXVI al miembro superior de la unidad).



**Figura XV.10:** Diagramas complementarios de Dickinson y Suczek (1979). **A.** Diagrama QpLvLs y **B.** Diagrama QmPF.

Una representación esquemática de las áreas de aporte mencionadas es mostrada en la Figura XV.11. Nótese, que allí el Sistema de Famatina no es considerado un área de aporte, no sólo porque esta unidad morfoestructural parece no haber tenido una expresión topográfica significativa, al menos durante la depositación del miembro inferior de la unidad, sino también porque las mediciones de paleocorrientes no indican paleoflujos desde el este.

Por otro lado, la composición modal derivada de las mencionadas áreas de aporte, y su interpretación desde un punto de vista geotectónico, se sintetiza en la figura XV.12. Como allí es mostrado, el aporte de las sierras de Toro Negro y Umango - Espinal, ambas integrando el basamento de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, muy probablemente aportaron altos contenidos de cuarzo monocristalino (Qm), como también gran parte del cuarzo policristalino milonítico (Qpm). Así mismo, gran parte del feldespato potásico (FK>P), tanto ortosa como microclino, con abundantes inclusiones aciculares y/o formando pertitas o simplectitas provengan de esta área de aporte. Finalmente, la mayor proporción de líticos totales (Lt) con respecto a los volcánicos resulta obvia. Aquí es interesante destacar que casi la totalidad de los líticos metamórficos (Lm) de mediano y alto grado incluyendo a los líticos volcánicos metamorfizados (Lvme), que fueron identificados en los recuentos modales, son originados en estas áreas.

En lo que respecta al ambiente de Cordillera Frontal arrojó sin dudas importantes cantidades de líticos volcánicos, mayormente ácidos y mesosílicos, correspondientes a los segmentos magmáticos representados por el Grupo Choiyoi (aporte paleo-volcánico) y el arco volcánico neógeno (aporte neo-volcánico). Este ambiente también habría arrojado un mayor porcentaje de plagioclasa en relación con el feldespato potásico ( $P \gg FK$ )

Es realmente complejo, el inferir los probables aportes modales correspondientes a la Precordillera. Por un lado, las rocas plutónicas que conforman la sierra del Peñón ("Peñoniano" de Borrello 1955) fueron una fuente que indudablemente aportaron gran cantidad de cuarzo (Q) y feldespato potásico (FK).



**Figura XV.11:** Mapa esquemático de las principales áreas de proveniencia para la Formación Toro Negro. Las flechas indican los probables paleoflujos. Nótese que el Sistema de Famatina no es considerado un área de aporte.

Áreas de aporte		Interpretación conceptual del aporte modal	Ambiente tectónico
Sierras Pampeanas Noroccidentales	Sierra de Toro Negro	Alto contenido Q FK > P Lt >> Lv	Rocas cristalinas
	Sierras de Umango - Espinal		
Cordillera Frontal		Bajo contenido Q FK << P Lv >> Lt	Arco magmático Neo y Paleo-volcánico
Precordillera		Variable contenido Q FK ≥ ≤ P Lt ≥ ≤ Lv	Mezcla

**Figura XV.12:** Cuadro de síntesis desde el punto de vista tectónico de las áreas de aporte.

Con respecto a este último componente, el feldespato potásico peritítico (Op, Mp) reconocido en los conteos modales podría derivar de esta fuente o bien del basamento de las sierras de Toro Negro y Umango - Espinal. Además la Precordillera aportó clastos de sedimentitas y leptometamorfitas, mayormente pelitas, originadas no solo en las unidades paleozoicas (Fm. Jagüel / Punilla / Río del Peñón) sino también en los bancos rojos mesozoicos (Fm. Santo Domingo y Ciénaga del Río Huaco). A la complejidad señalada, debe agregársele el indudable aporte de volcanitas carboníferas representadas por la Formación Punta del Agua. De acuerdo a lo expresado, el aporte Precordillerano es complejo y altamente variable según la edad de los corrimientos que elevaron las sierras y sólo puede inferirse un Área de Mezcla.

En síntesis, los resultados alcanzados utilizando los diagramas de Dickinson *et al.* (1983) y Dickinson y Suczek (1979) parecen representar la mezcla de áreas de aporte, antes que un verdadero *arco volcánico disectado* o un *arco orogénico* (Figura XV.9 y 10). Por lo tanto, en el caso aquí analizado el empleo de componentes modales básicos, como los planteados por Dickinson *et al.* (1983), no permiten separar diferentes áreas de aporte. Como se verá a continuación, es necesario recurrir a diagramas de regeneración para una caracterización mas detallada de las áreas de proveniencia y su evolución en el tiempo.

### XV.v. PETROFACIES

Para la definición de petrofacies en la Formación Toro Negro se ha recurrido a diagramas de regeneración modal cuyos componentes caracterizan las principales áreas de aporte anteriormente señaladas (De Rosa *et al.*, 1986; Critelli y Le Pera, 1994; Critelli e Ingersoll, 1995; entre otros). La naturaleza de los componentes regenerados es mostrada en la Figura XV.13. Como allí puede verse, se ha definido como **Lv** al aporte regenerado proveniente de rocas volcánicas que incluyen además de las pastas volcánicas a fragmentos de cuarzo, feldespato y plagioclasa identificados en líticos volcánicos. El

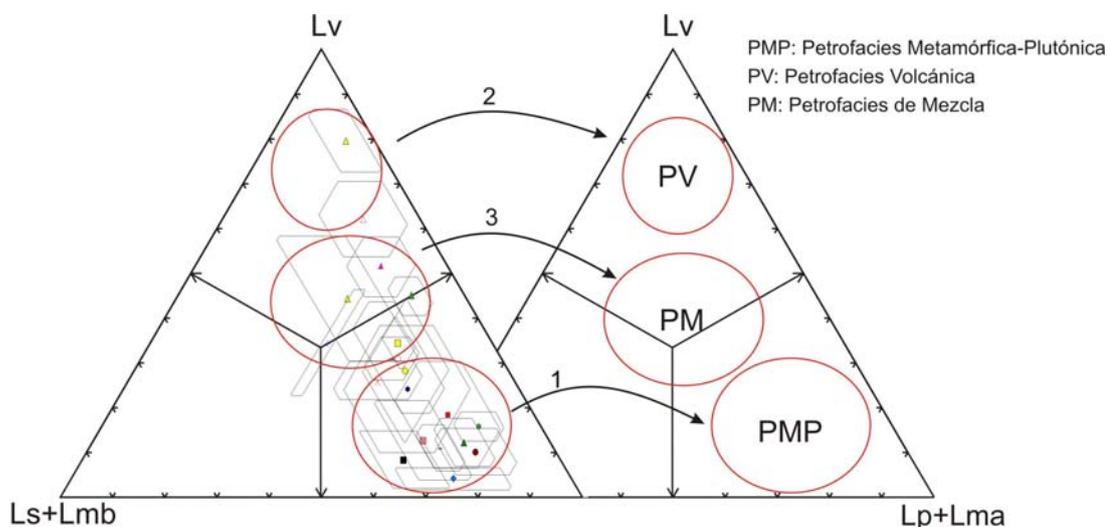
componente **Lp+Lma** reúne clastos derivados de rocas cristalinas, incluyendo apilitas, diferentes tipos de esquistos, micacitas, gneises de grano fino y los componentes cristalinos de los mismos. Por su parte, el componente **Ls+Lmb** incluye a fragmentos líticos de sedimentitas de grano fino y líticos metamórficos de bajo grado (pizarras y filitas).

Componentes regenerados	Áreas de aporte representadas	Componentes modales regenerados
<b>Lv</b>	Arco volcánico Cordillera Frontal	$Lv \text{ totales} + Pz + P(Lv) + O(Lv) + Qm(Lv)$
<b>Ls + Lmb</b>	Precordillera	$Ls \text{ totales} + Lmb + [\sum(Qm + O + P) \text{ en } Ls \text{ y } Lsm]$
<b>Lp + Lma</b>	Basamento incluye rocas plutónicas	$Lma + Lmm + Lmc + Lvme + Qpm + [\sum(Qm + O + P) \text{ en } Lp, Lm, Lmm, Lvme] + [M \text{ total} - M(Ls)] + Qmi + Oi + Pi + Op + Pp$

**Figura XV.13:** Síntesis de los componentes regenerados.

Como muestra la figura XV.14, tres petrofacies principales pueden ser claramente identificadas cuyas características son resumidas en el cuadro de la figura XV.15.

La petrofacies metamórfica-plutónica (PMP, 1 en la figura XV.15) incluye a las asociaciones de facies IV a VII, XV y XVI. Se caracteriza por presentar relaciones de  $P/FK < 1$ , con abundantes feldespatos potásicos perfiticos y microclino y predominio de líticos metamórficos de alto grado ( $Lm/Lv > 1$ ). La petrofacies volcánica (PV, 2 en la figura XV.14) muestra un claro predominio de pastas volcánicas y mayor proporción de plagioclasa que feldespato potásico ( $P/FK > 1$ ). Esta petrofacies corresponde a las asociaciones de facies I a III y parte de la XV y ha sido dividida en 2, lo que se aprecia en el diagrama binario de la figura XV.16. La más abundante está dominada por líticos paleovolcánicos (en el sentido de Zuffa, 1980 y Critelli e Ingersoll, 1995), es decir, resultantes de un vulcanismo no concomitante con la sedimentación (PpV). Un segundo grupo, la petrofacies neovolcánica (PnV), de menor representación estratigráfica, comprende exclusivamente a fragmentos líticos de piroclastitas (mayormente tobas) que derivaron de la erosión intracuencial de depósitos de lluvias de cenizas.

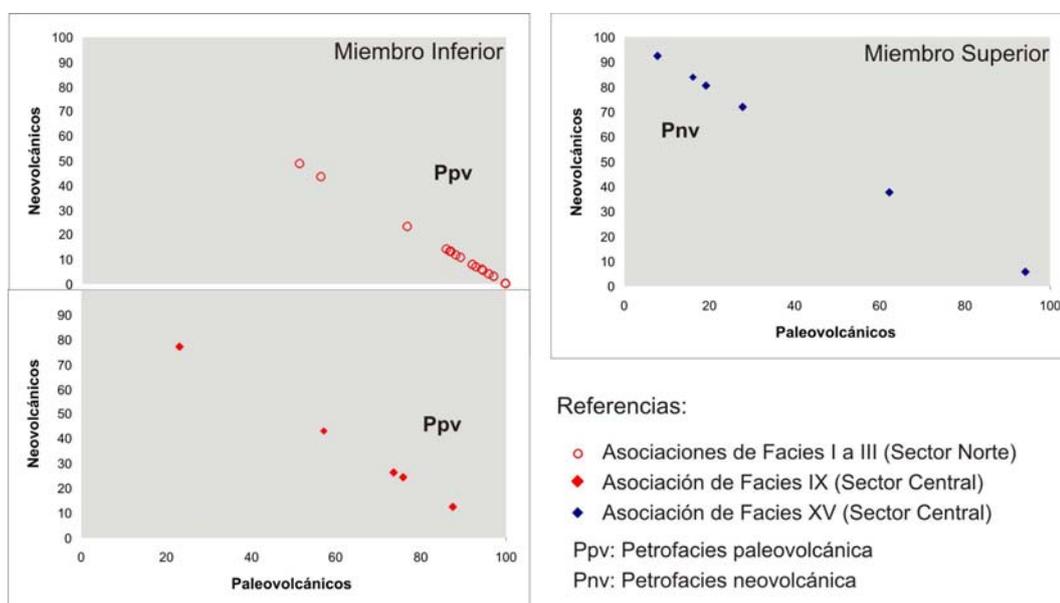


**Figura XV.14:** Diagramas de regeneración para las areniscas de la Formación Toro Negro. Los datos graficados corresponden a los promedios de las muestras analizadas por asociación de facies y las desviaciones Standard de las mismas. Nótese el agrupamiento de las mismas permitiendo diferenciar las 3 petrofacies reconocidas: 1: metamórfica-plutónica (PMP), 2: volcánica (PV) y 3: de mezcla (PM).

Petrofacies	Composición	Caracterización de área de aporte
<b>PMP (Metamórfica-Plutónica)</b>	Amplio dominio de componentes plutónicos y metamórficos de alto grado, escasos sedimentarios y volcánicos.	Rocas cristalinas incluyendo cuerpos graníticos y metamórficos de alto grado.
<b>PM (Mezcla)</b>	Equivalente proporción de componentes volcánicos y plutónico-metamórficos de alto grado. Escasos sedimentarios y metamórficos de bajo grado.	Mezcla entre arcos volcánicos y rocas cristalinas.
<b>PV (Volcánica)</b>	Amplio dominio de componentes volcánicos que de acuerdo a su composición se dividen en paleo (PpV) y neo volcánicos (PnV).	Arco volcánico concomitante con la sedimentación (neovolcánico) y previos (paleovolcánicos).

**Figura XV.15:** Resumen de las principales características de las tres petrofacies reconocidas.

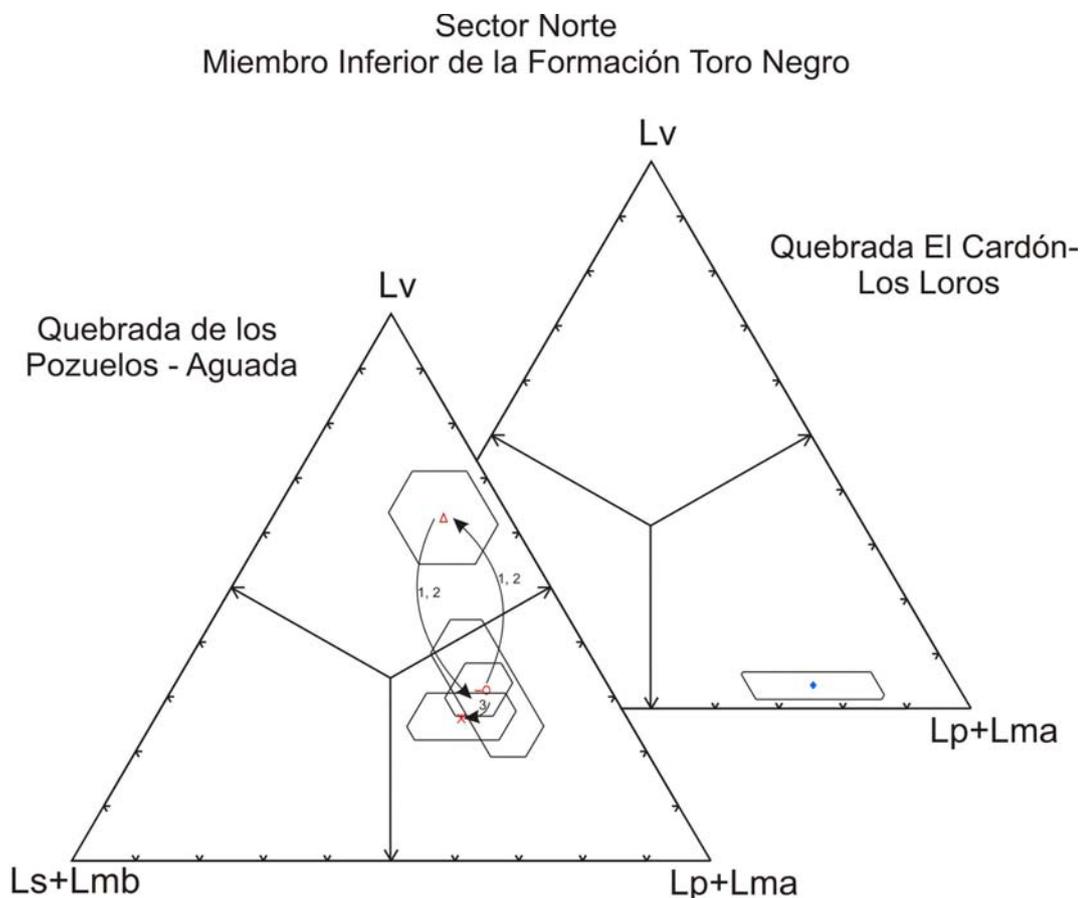
Esta última petrofacies se presenta en delgados y recurrentes niveles estratigráficos, y como veremos luego, lejos de marcar una tendencia regional en la evolución en las áreas de aporte (márgenes de cuenca) sólo indica la erosión de lluvias de cenizas por sistemas fluviales al recuperar sus perfiles de equilibrio. Finalmente, una petrofacies de mezcla (PM, 3 en la figura XV.14), ligeramente dominada por componentes volcánicos, muestra un relativo empobrecimiento en pastas cuando se la compara con PV, una variable relación P/FK y un empobrecimiento en cuarzo en relación a PMP. Esta petrofacies incluye a las asociaciones de facies I-III, X -XIII y XIV.



**Figura XV.16:** Diagramas binarios Paleovolcánicos vs Neovolcánicos. En el mismo se graficaron las muestras pertenecientes a las Petrofacies Volcánicas. Nótese la diferenciación de las mismas en Petrofacies paleovolcánica (Ppv) dominante en el miembro inferior y Petrofacies neovolcánica (Pnv) en el superior.

Los términos basales de la Formación Toro Negro sólo afloran en el sector norte del área de estudio (quebradas Pozuelos-Aguada) no estando representados en la quebrada de La Troya donde a pesar de ello se observa el perfil más completo de la unidad. Es por ello que las áreas de aporte correspondientes al inicio de la sedimentación de la unidad puedan ser sólo caracterizadas en el sector norte. En la Figura XV.17 se han graficado la variación de los componentes modales regenerados para este intervalo. Como puede verse allí, la

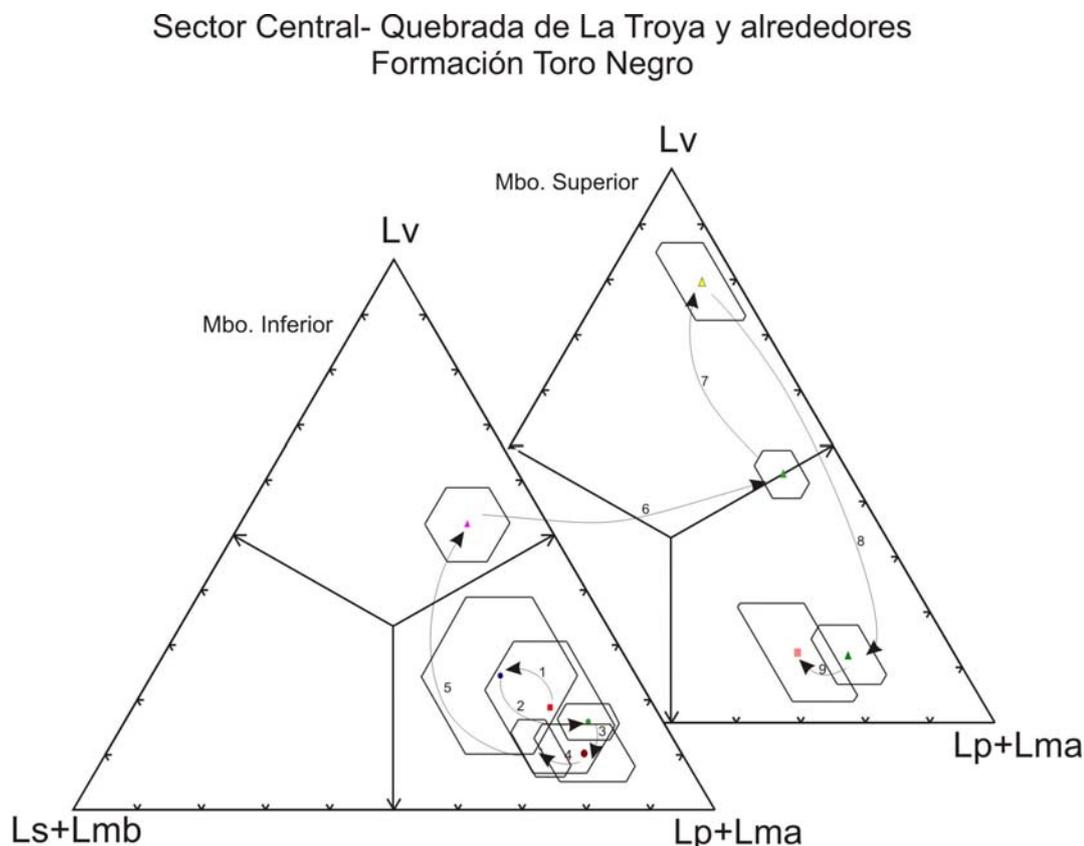
parte basal de la Formación Toro Negro muestra una recurrente repetición de las petrofacies de mezcla (PM) y paleovolcánica (PpV).



**Figura XV.17:** Diagramas de regeneración para las areniscas de la base de la Formación Toro Negro en el sector norte del área de estudio. Los datos graficados corresponden a los promedios de las muestras analizadas por asociación de facies y las desviaciones Standard de las mismas. Las flechas con números indican el pasaje por las distintas asociaciones a medida que se asciende estratigráficamente. Nótese la recurrente repetición de las petrofacies de mezcla (PM) y volcánica (PV) mientras que la petrofacies PMP en las quebradas El Cardón-Los Loros indica un aporte muy local debido a la proximidad con la sierra de Toro Negro.

La variación de los componentes modales regenerados para los miembros inferior y superior en la quebrada de La Troya es mostrada en la figura XV.18. Como puede observarse, la base del miembro inferior, en este sector, está dominada por la petrofacies PMP indicando el aporte preponderante de rocas cristalinas. Hacia la parte cuspidal del

miembro inferior se produce un drástico cambio en la naturaleza de las áreas de aporte materializado por la petrofacies PM.

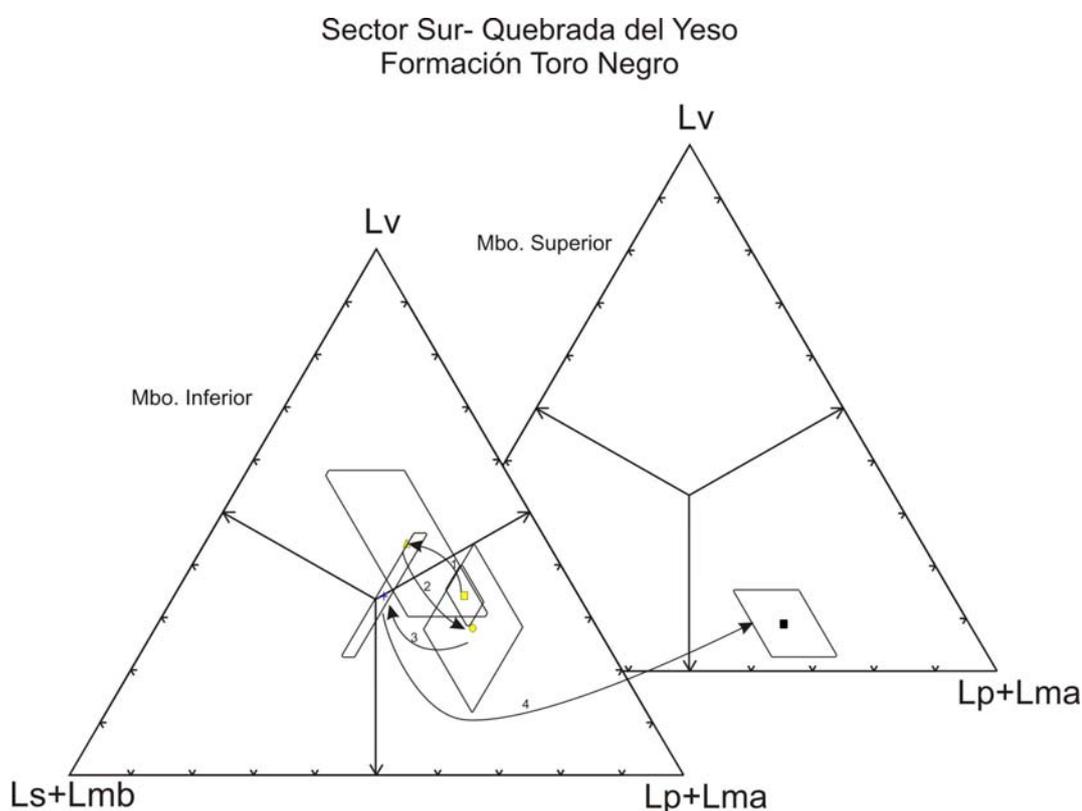


**Figura XV.18:** Diagramas de regeneración para las areniscas de la Formación Toro Negro en el sector central del área de estudio. Los datos graficados corresponden a los promedios de las muestras analizadas por asociación de facies y las desviaciones Standard de las mismas. Las flechas con números indican el pasaje por las distintas asociaciones a medida que se asciende estratigráficamente en la unidad. Nótese el agrupamiento de las mismas en distintas petrofacies.

La base del miembro superior de la unidad no muestra variaciones composicionales significativas con el techo del miembro inferior, ya que como puede observarse en la figura XV.18, está dominada por la petrofacies de mezcla (PM). Sin embargo, hacia niveles estratigráficos superiores (AFXV) se produce un abrupto pasaje a la petrofacies PnV (Figura XV.16) mostrando un considerable incremento en componentes de rocas volcánicas. Finalmente, hacia los niveles superiores de la Formación Toro Negro se produce un muy

rápido incremento de aporte de basamento acompañado por un ligero aumento en líticos sedimentarios y metamórficos de bajo grado (AFXVI).

Por último, en el extremo sur del área de estudio, quebrada del Yeso, los componentes regenerados para el miembro inferior de la Formación Toro Negro indican un claro aporte de mezcla representado por la petrofacies PM, con un mayor incremento en los componentes sedimentarios y metamórficos de bajo grado con respecto a las áreas previamente tratadas (Figura XV.19). En cambio, el miembro superior de la unidad está claramente dominado por la petrofacies metamórfica-plutónica (PMP).



**Figura XV.19:** Diagramas de regeneración para las areniscas de la Formación Toro Negro en el sector sur (quebrada del Yeso). Los datos graficados corresponden a los promedios de las muestras analizadas por asociación de facies y las desviaciones Standard de las mismas. Las flechas con números indican el pasaje por las distintas asociaciones a medida que se asciende estratigráficamente en la unidad. Nótese el agrupamiento de las mismas en la petrofacies de Mezcla (Mbo. inferior) y Plutónica-Metamórfica (Mbo. superior).

El análisis de la variación de las petrofacies identificadas en los tres perfiles estudiados permite sugerir un patrón regional de procedencia a lo largo del tiempo. Los términos basales de la Formación Toro Negro (Fig. XV.17), que se encuentran sólo expuestos en el sector norte, consisten de una repetición cíclica de las petrofacies PM y PV. Esta situación indicaría la alternancia de un aporte de mezcla de rocas cristalinas del basamento de sierras Toro Negro y Umango-Espinal con pulsos de mayor aporte de volcanitas (PpV). Probablemente, estas correspondan al aporte distal del arco volcánico terciario de Cordillera Frontal (Grupo Doña Ana y equivalentes del sector norte).

Los niveles estratigráficos superiores del miembro inferior (Figura XV.18) muestran un claro predominio de la petrofacies metamórfica-plutónica (PMP) que en la opinión de la autora, estaría indicando el aporte del basamento cristalino que integra las sierras de Toro Negro y Umango-Espinal. Apoyan esta interpretación la existencia de abundantes fragmentos de esquistos, gneises, volcanitas metamorfizadas, y diferentes tipos de simplectitas que caracterizan al basamento de las sierras arriba citadas.

Hacia la parte superior del miembro inferior e inicio del miembro superior, se produce nuevamente el pasaje a la petrofacies de mezcla (PM, figura XV.18). El mismo se encuentra caracterizado por un incremento en la proporción de componentes volcánicos permaneciendo constantes los de origen sedimentario y metamórficos de bajo grado. Esta petrofacies podría estar señalando el aporte de las volcanitas paleozoicas y mesozoicas de la Precordillera (Formaciones Chuscho y Santo Domingo) mezcladas con el aporte distal nuevamente del arco volcánico terciario de la Cordillera Frontal.

Por su parte, la incursión de la petrofacies neovolcánica (PnV) estaría indicando un importante evento de volcanismo coetáneo con la sedimentación de ese intervalo estratigráfico.

Finalmente, la parte cuspidal de la unidad muestra nuevamente un dominio de la petrofacies metamórfica-plutónica (PMP) pero esta vez con un pequeño incremento en el porcentaje de componentes sedimentarios y metamórficos de bajo grado (Figuras XV.18 y

19). Según la autora, esta petrofacies estaría indicando el aporte de la Precordillera, aunque teniendo un alto porcentaje de componentes de mezcla con las otras áreas de proveniencia.

#### XV.vi. CONGLOMERADOS: CLASIFICACIÓN Y COMPOSICIÓN

Dado que los niveles de conglomerados en la Formación Toro Negro son abundantes, siendo la litología predominante en el miembro superior, se ha procedido al recuento modal de los mismos. En el cuadro de la figura XV.20 se muestran los distintos litotipos utilizados durante los conteos de los de clastos de conglomerados. Como puede verse los mismos se agruparon en 7 grupos: volcanitas (V), sedimentitas, dentro de los cuales se dividieron en S1 incluyendo a clastos de sedimentitas rojas, pardas y ocasionalmente grises mientras que en S2 se contaron todas las sedimentitas verdes y amarillas incluyendo conglomerados (Figura XV.20 y 21). Muchas de las sedimentitas de este tipo presentan un cierto grado de metamorfismo, lo que permitió que las mismas sean discriminadas en el grupo de MB (metamorfitas de bajo grado).

<b>Código</b>	<b>Descripción de Litotipo</b>
<b>V</b>	Incluye volcanitas verdes, violáceas y rojas.
<b>S1</b>	Incluye areniscas rojas, pardas rojizas y grises.
<b>S2</b>	Incluye areniscas verdes y amarillas como clastos de conglomerados verdes.
<b>G</b>	Incluye granitos rosados y blancos como clastos de feldespatos rosados.
<b>C</b>	Incluye clastos de cuarzo blanco y cuarcitas.
<b>MB</b>	Incluye pizarritas, filitas y otras leptometamorfitas de colores verdes y grises.
<b>MA</b>	Incluyen gneises, anfibolitas y esquistos.

**Figura XV.20:** Cuadro simplificado donde se muestran agrupados los principales litotipos reconocidos para los conteos de los conglomerados.

Por otra parte, dentro del grupo G se han contado todas los granitos tanto rosados del tipo pegmatíticos como blanquecinos (Figura XV.21) mientras que los clastos de cuarzo y cuarcitas han sido separados en el grupo C. Por último, el litotipo MA incluye a todas los clastos de metamorfitas de alto grado, es decir, rocas tipo gneises y anfibolitas (Figura XV.21). Los resultados de los conteos son sumarizados en la Figura XV.22.

Las psefitas fueron clasificadas siguiendo el esquema propuesto por Limarino *et al.* (1996). El 68% de las mismas corresponden a clasto ortoconglomerados polimícticos, mientras que sólo el 29% a matriz ortoconglomerados polimícticos (Figura XV.23).

Ambos tipos de conglomerados se caracterizan por ser inmaduros composicionalmente. La matriz es arenosa mediana a gruesa, y los clastos exhiben formas esféricas a proladas, siendo subredondeados a subangulosos y, en ocasiones, bien redondeados. En el caso particular de los conglomerados del sector sur (quebrada del Yeso), muchos de ellos exhiben formas tabulares y poco redondeadas (subangulosas) cuando las metamorfitas de bajo grado son los componentes dominantes. Finalmente, las psefitas matriz paraconglomerados son escasas (3%) y, en general, están compuestas por clastos subangulosos

#### **XV. vii. CONGLOMERADOS Y AREAS DE APORTE**

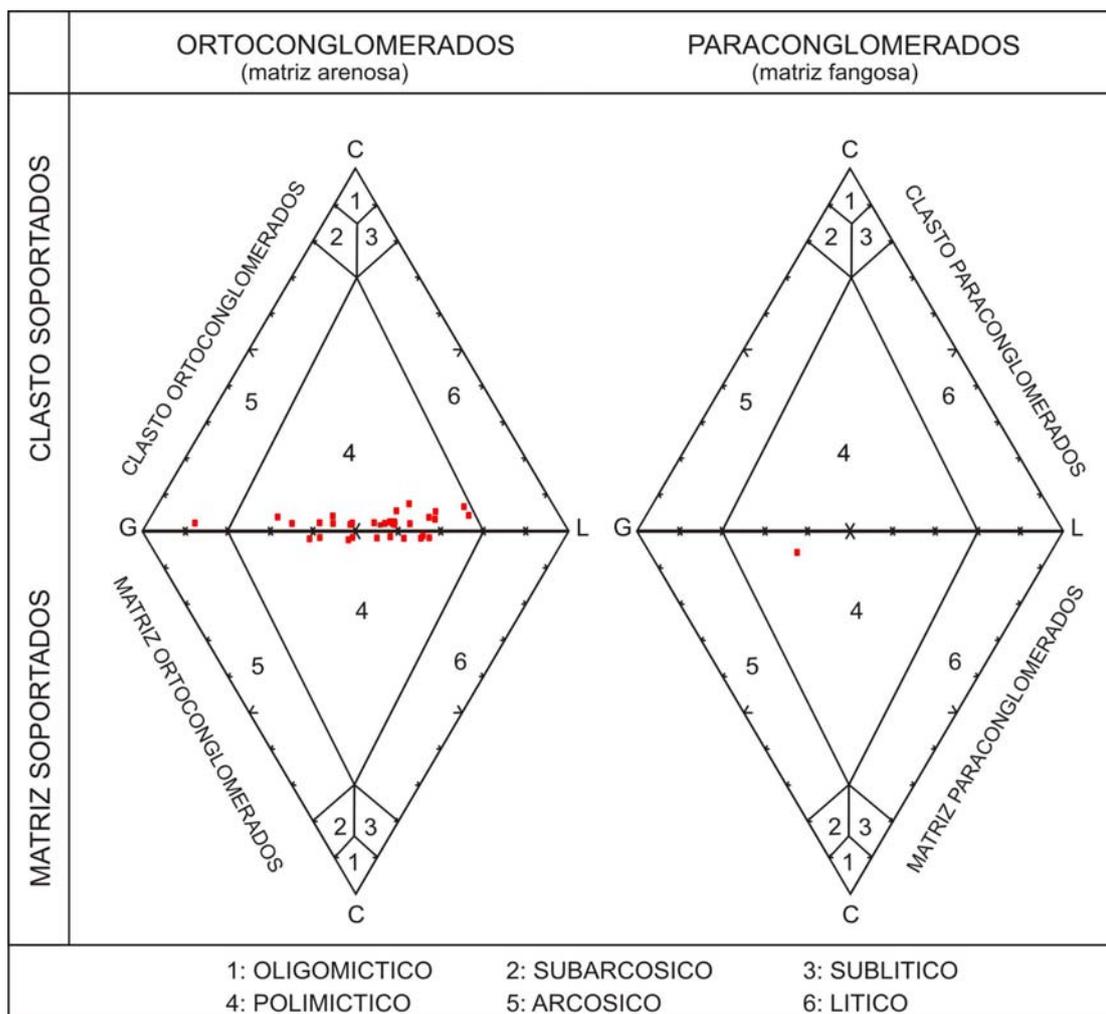
Inicialmente, los resultados han sido graficados en un diagrama ternario  $L_v:(L_s+L_{mb}):L_p+L_{ma}$  definido en esta tesis, con la intención de establecer una relación entre la composición de los clastos de conglomerados y el de las areniscas en función de las distintas área de aporte supuestas (Figura XV.24). El mencionado diagrama agrupa en el vértice superior a la totalidad de líticos volcánicos que indicarían aporte de arcos volcánicos antiguos (paleo) o contemporáneos a la sedimentación (neo).



**Figura XV.21:** Principales litotipos reconocidos en los conteos de los niveles de conglomerados. **A.** Metamorfitas de alto grado (MA); **B.** Granitos de tipo pegmatíticos (G) y sedimentitas rojas incluidas en el litotipo S1; **C-D.** Distintos tipos de clastos de volcánitas (V) verdes y violáceas y sedimentitas (S1) rojas; **E.** Clasto de conglomerado verde perteneciente al litotipo S2 y **F.** Clastos de granitoides blancos (G) y sedimentitas verdes (S2).

Cuentos		Clasificación	Tamaño	G	C	V	S1	S2	MA	MB	
<b>Sector Norte - Quebradas Los Pozuelos- Aguada</b>											
<b>Miembro inferior</b>	C1 (AFI)	Clasto-ortoconglomerado	7 cm (15 cm)	26,0	1,0	19,7	33,3	2,1	17,7	0	
	C2 (AFI)	Clasto-ortoconglomerado	8 cm (20 cm)	30,0	2,0	20,0	8,0	15,0	10,0	15	
	C3 (AFII)	Clasto-ortoconglomerado	7 cm (15 cm)	10,8	6,2	60,0	3,0	3,1	10,8	6,2	
	C4 (AFII)	Clasto-ortoconglomerado	7 cm (30 cm)	4,0	7,0	2,0	50,0	4,0	30,0	3,0	
	C5 (AFIII)	Clasto-ortoconglomerado	7 cm (15 cm)	23,0	2,0	35,0	20,0	2,0	18,0	0	
	C6 (AFIII)	Clasto-ortoconglomerado	7 cm (15 cm)	13,0	5,0	40,0	15,0	2,0	25,0	0	
	<b>Sector Central - Quebrada de La Troya y alrededores</b>										
	C7 (AFVI)	Matriz-paracongglomerado	5 cm (10-15)	25,0	2,5	30	7,5	0,0	35,0	0,0	
	C8 (AFVI)	Matriz-ortocongglomerado	5 cm (15-20)	10,7	1,8	33,9	19,6	0,0	33,9	0,0	
	C9 (AFVI)	Matriz-ortocongglomerado	7 cm (20 cm)	14,0	1,8	22,8	24,5	0,0	36,8	0,0	
	C10 (AFVI)	Matriz-ortocongglomerado	7 cm (>20 cm)	11,7	1,7	23,3	25,0	0,0	38,3	0,0	
	C11 (AFVI)	Matriz-ortocongglomerado	10 cm (>20)	13,2	1,3	22,3	18,4	0,0	44,7	0,0	
	C12 (AFVI)	Clasto-ortocongglomerado	20 cm (35 cm)	15,3	1,7	30,5	10,1	0,0	42,4	0,0	
	C13 (AFVIII)	Clasto-ortocongglomerado	4 cm (>8 cm)	14,5	1,6	29,0	19,3	0,0	35,5	0,0	
	C14 (AFVIII)	Clasto-ortocongglomerado	5 cm ( >10)	15,5	1,4	33,8	28,1	0,0	21,1	0,0	
C15 (AFIX)	Matriz-ortocongglomerado	3 cm (> 5 cm)	24,5	0,0	37,7	24,5	0,0	13,2	0,0		
<b>Miembro Superior</b>	C16 (AFXIV)	Matriz-ortocongglomerado	5 cm (>15 cm)	26,8	1,4	33,8	29,5	0,0	8,5	0,0	
	C17 (AFXIV)	Clasto-ortoconglomerado	7 cm (30 cm)	23,4	1,3	36,3	22,0	0,0	16,9	0,0	
	C18 (AFXIV)	Clasto-ortoconglomerado	5 cm (15 cm)	35,7	3,6	25,0	17,8	0,0	17,9	0,0	
	C19 (AFXIV)	Clasto-ortoconglomerado	10 cm (>15)	41,8	1,5	23,8	10,4	0,0	22,4	0,0	
	C20 (AFXIV)	Clasto-ortoconglomerado	10 cm (>15)	34,8	1,5	22,7	21,2	0,0	19,7	0,0	
	C21 (AFXIV)	Clasto-ortoconglomerado	10 cm (20 cm)	12,7	1,3	36,7	11,3	0,0	38,0	0,0	
	C22 (AFXIV)	Clasto-ortoconglomerado	7 cm (20 cm)	18,2	1,5	33,3	22,7	0,0	24,2	0,0	
	C23 (AFXVII)	Clasto-ortoconglomerado	4 cm (15 cm)	14,5	4,8	42,1	7,2	0,0	14,5	16,8	
	C24 (AFXV)	Clasto-ortoconglomerado	5 cm (15 cm)	11,3	3,2	31,1	12,9	0,0	19,9	21,5	
	C25 (AFXVI)	Clasto-ortoconglomerado	4 cm (>10 cm)	20,0	1,7	33,3	0,0	25,0	20,0	0,0	
	C26 (AFXVI)	Matriz-ortocongglomerado	5 cm (20 cm)	20,6	1,6	25,3	15,8	15,9	20,6	0,0	
	C27 (AFXVI)	Clasto-ortoconglomerado	6 cm (30 cm)	10,9	2,7	28,4	19,6	0,0	19,1	19,1	
	C28 (AFXVI)	Clasto-ortoconglomerado	6 cm (30 cm)	11,4	3,8	29,7	16,7	0,0	10,3	28,1	
	C29 (AFXVI)	Clasto-ortoconglomerado	5 cm (12 cm)	11,2	2,2	32,5	10,1	0,0	33,7	10,1	
	<b>Sector Sur - Quebrada del Yeso</b>										
	C30 (AFXVI)	Matriz-ortocongglomerado	4 cm (>7 cm)	26,4	1,1	27,5	3,3	18,7	8,8	14,3	
	C31 (AFXVI)	Matriz-ortocongglomerado	4 cm (>7 cm)	24,0	1,3	36,0	4,0	13,3	9,3	12,0	
C32 (AFXVI)	Matriz-ortocongglomerado	5 cm (>7 cm)	28,2	1,3	30,8	0,0	17,9	15,4	6,4		
C33 (AFXVI)	Clasto-ortoconglomerado	5 cm (>10 cm)	4,9	1,6	3,3	0,0	8,2	82,0	0,0		
C34 (AFXVI)	Clasto-ortoconglomerado	5 cm (>15 cm)	22,4	1,7	32,8	1,7	13,8	22,4	5,2		
C35 (AFXVI)	Clasto-ortoconglomerado	30 cm (50 cm)	63,3	3,3	3,3	0,0	23,3	3,3	3,3		
C36 (AFXVI)	Clasto-ortoconglomerado	7 cm (15 cm)	25,0	1,6	29,7	3,1	25,0	15,6	0,0		

**Figura XV.22:** Cuadro donde se resumen las características texturales principales y se muestran los conteos realizados para los niveles de conglomerados. En la columna tamaño se indica el diámetro promedio y entre paréntesis el máximo.

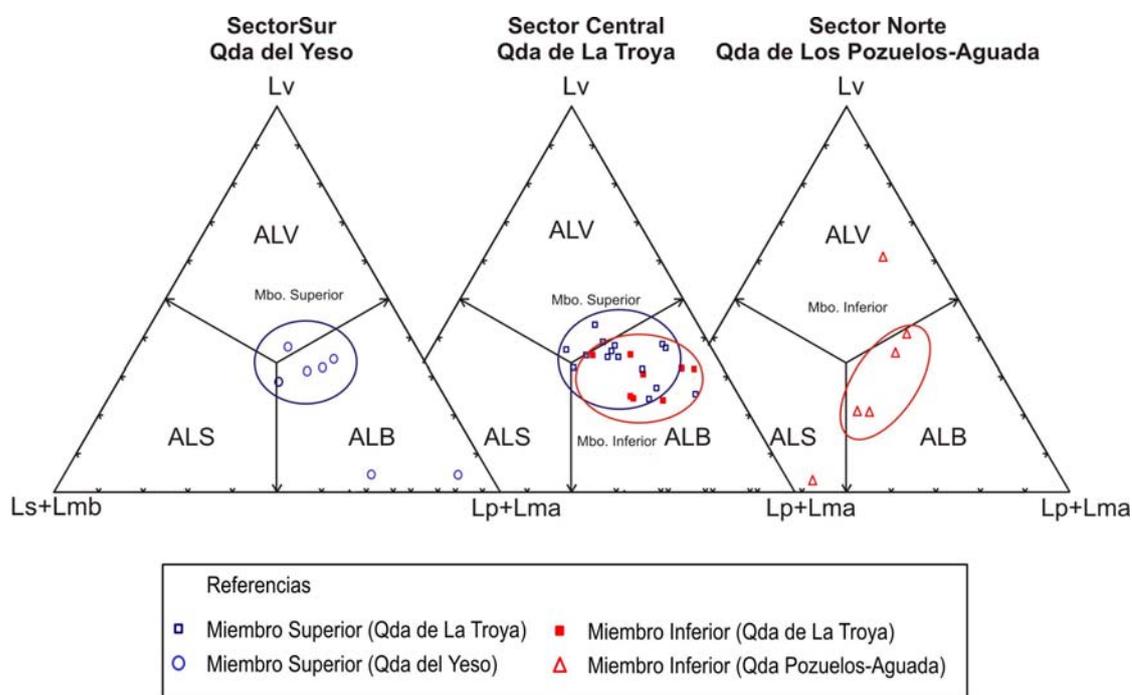


**Figura XV.23:** Diagramas de clasificación de conglomerados de Limarino *et al* (1996b) de los niveles de conglomerados de la Formación Toro Negro. Observe el predominio de clasto ortoconglomerados polimícticos y en menor medida de matriz ortoconglomerados polimícticos, siendo muy escasos los matriz paraconglomerados.

Mientras que en el vértice inferior izquierdo, se incluyen todos aquellos clastos correspondientes a líticos sedimentarios y de leptometamorfitas (pizarritas, filitas) que guardan afinidad con un teórico aporte de orógenos reciclados.

Finalmente, en el vértice inferior derecho han sido ploteados todos los componentes que derivan de rocas cristalinas (granitos, migmatitas, feldespatos magmáticos, metamorfitas de mediano y alto grado y cuarzo). Como puede verse han sido distinguidos tres campos principales: 1) Asociación lítica volcánica (ALV), 2) Asociación lítica sedimentaria (ALS) y 3) Asociación lítica de basamento (ALB, Fig. XV.24). Claramente la

composición modal de los conglomerados muestran una marcada tendencia a concentrarse en el campo correspondiente a ALB en el miembro inferior y en una asociación de mezcla (AM), entre los campos ALV y ALB, para el miembro superior (Figura XV.24).



**Figura XV.24:** Diagramas ternarios para las pefitas. Obsérvese que para el miembro inferior, tanto en las quebradas de Los Pozuelos como en La Troya, hay una clara tendencia de la Asociación lítica de basamento (ALB) mientras que el miembro superior domina una asociación de mezcla (AM) con enriquecimiento en componentes volcánicos y sedimentarios. Nótese que en la quebrada del Yeso, algunos valores caen en el campo de ALB indicando un aporte muy local, debido a la cercanía de las sierras de Umango-Espinal.

Otros gráficos (figura XV.25) se han realizado para tratar de discriminar el aporte de basamento metamórfico de alto grado de otras rocas cristalinas (granitoides). Esta distinción es de suma importancia, ya que como se mencionó anteriormente el aporte de granitos pueden provenir tanto de las sierras de Toro Negro y Umango-Espinal como de la Precordillera (Granito del Peñón). Como puede verse, en el gráfico Lma: Ls+Lmb: Lp (Fig. XV.25A) se han separado los componentes considerados de la Asociación lítica de basamento. En los mismos podemos ver que el inicio del miembro inferior (quebradas de Los Pozuelos-Aguada) muestra una composición de mezcla mientras que en la quebrada de

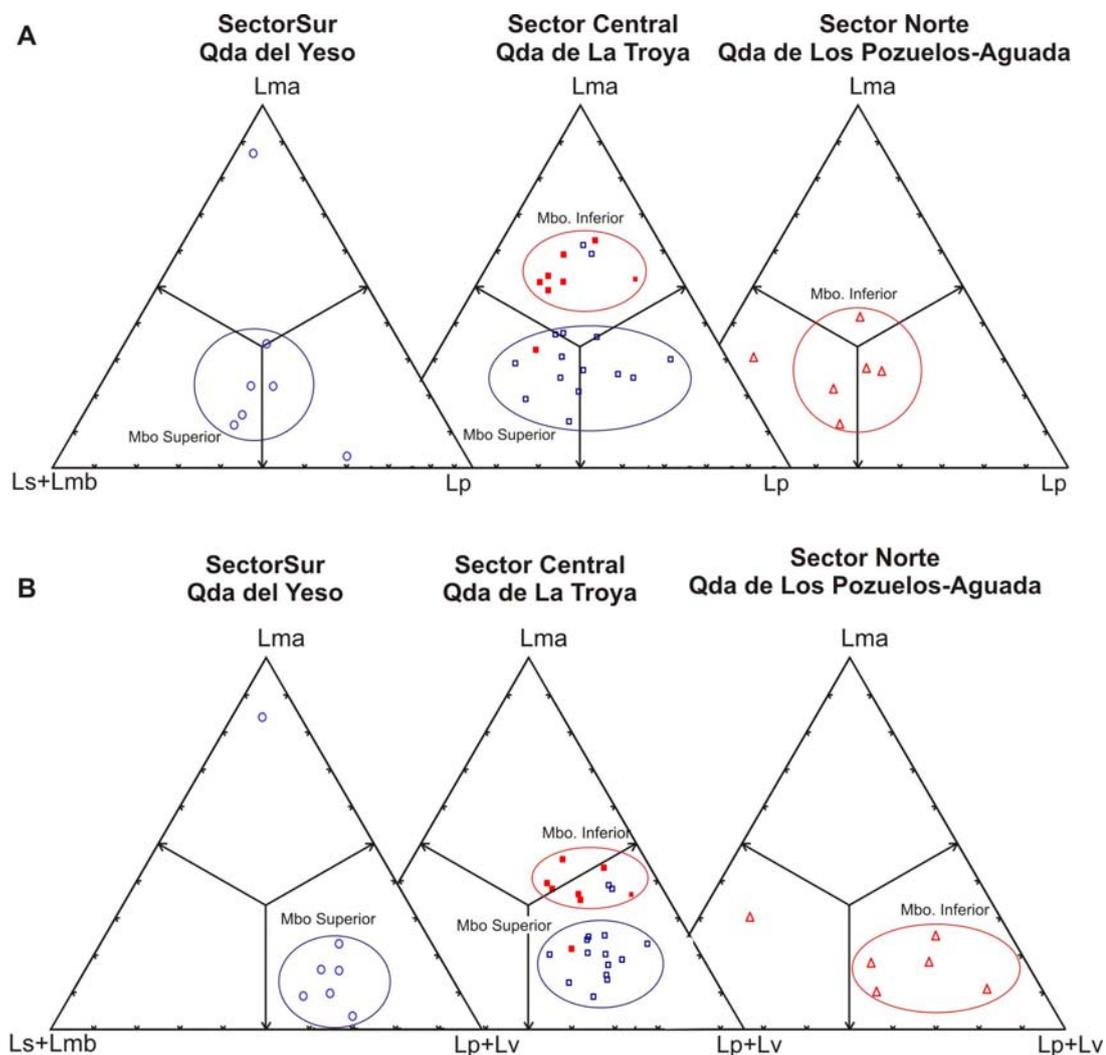
La Troya esta claramente dominada por componentes metamórficos de alto grado. Por su parte, el miembro superior está dominado por componentes tanto sedimentarios como plutónicos (Fig. XV.25A).

En el segundo gráfico (Lma: Lmb+Ls: Lp+Lv, Fig XV.25B), al componente plutónico (Lp) se le sumó el volcánico (Lv), para tratar de asociar bien el aporte del oeste (Cordillera Frontal, Precordillera). Estos diagramas muestran una clara tendencia de agrupamiento. Las psefitas del inicio del miembro inferior (qdas. de Los Pozuelos-Aguada) caen en el campo de Lp+Lv, mostrando un claro aporte del oeste. Mientras que ascendiendo estratigráficamente, en la quebrada de La Troya, el miembro inferior muestra un aporte de mezcla con un claro dominio de los componentes metamórficos (Lma) acoplados los volcánicos y plutónicos (Lp+Lv). Por su parte, el miembro superior nuevamente está enriquecido en componentes volcánicos y plutónicos (Lp+Lv, figura XV25B).

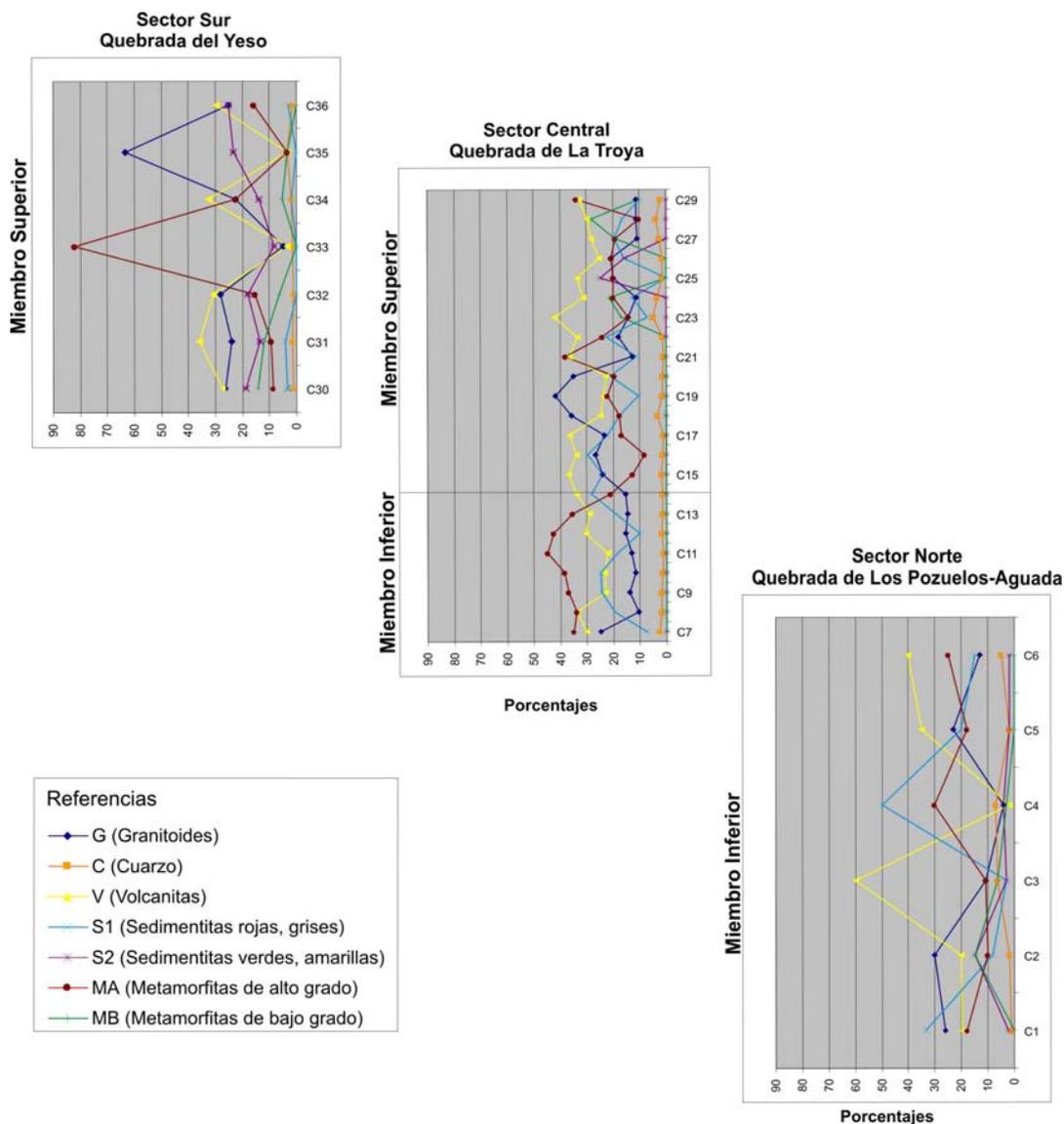
El diagrama de referencia claramente muestra como los conglomerados del miembro inferior presentan mayor proporción de rocas esquistosas y gneises que los del miembro superior que exhiben mayores proporciones de líticos plutónicos (granitoides) y leptometamorfitas-sedimentitas. Esta variación en las modas podría indicar un predominio de las sierras de Toro Negro y Umango-Espinal como área de aporte para el miembro inferior mientras que hacia el superior el aporte precordillerano se hace más evidente.

En forma complementaria y para una mejor visualización de la variación de los componentes modales de las psefitas, se realizaron diagramas de porcentajes de los distintos litotipos reconocidos (Figura XV.26) como la agrupación de los mismos en función de las principales áreas de aporte (Figura XV.27).

En este último, se asociaron a los litotipos de basamento cristalino de las Sierras Pampeanas (MA), Cordillera Frontal incluyendo sierra del Peñón (G+V+S1) y Precordillera de Jagüel (MB+S2). Como allí puede observarse, el aporte del oeste (G+V+S1) presenta un claro dominio para la base de la unidad (sector norte) con pulsos en los distintos litotipos (Figura XV.26). Mientras que para el resto del miembro inferior (sector central) el aporte de basamento (MA) se hace más importante (Figuras XV.26 y 27).



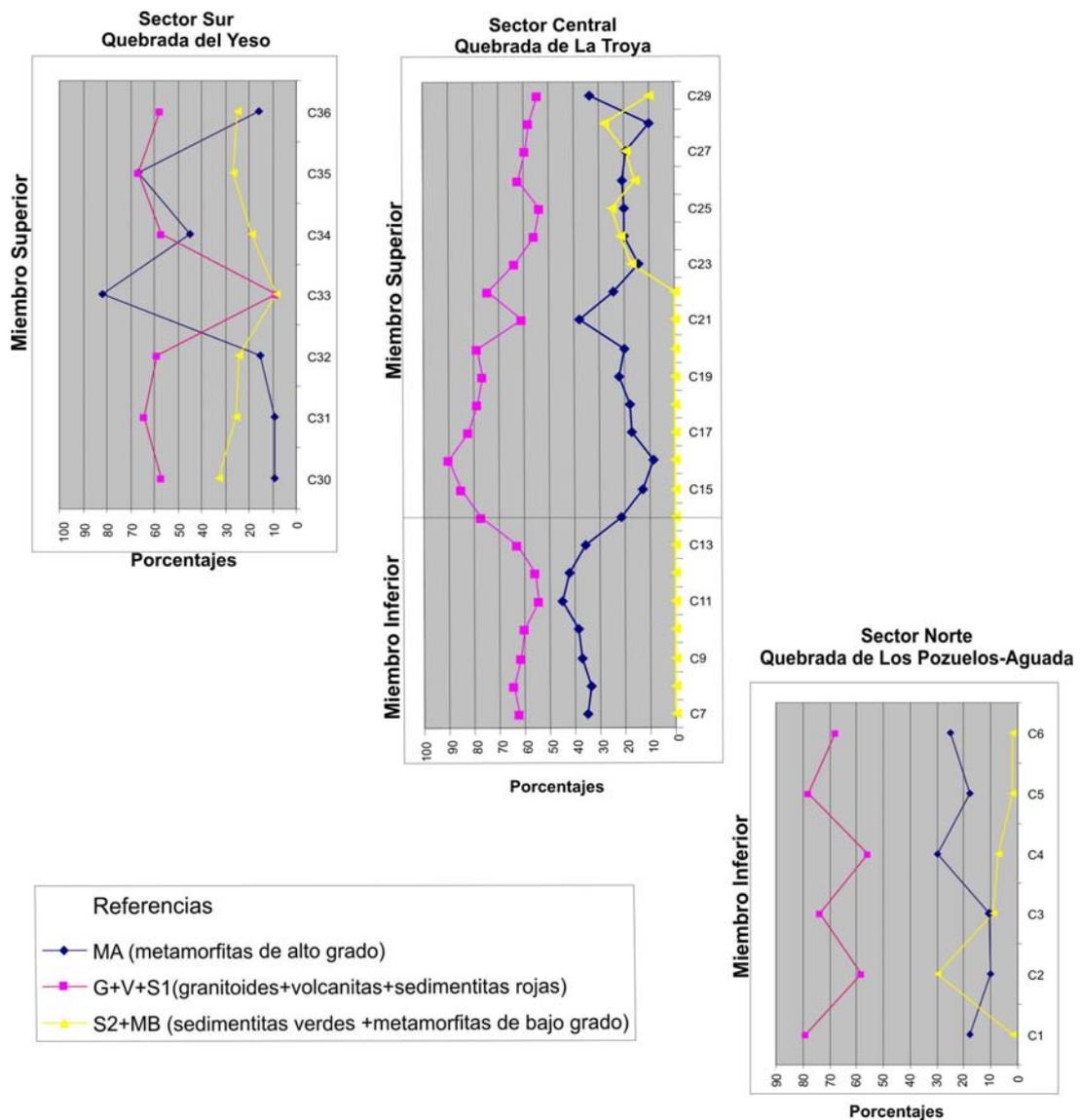
**Figura XV.25:** Diagramas ternarios propuestos para discriminar los granitoides del basamento metamórfico. **A.** Diagrama Lma: Ls+Lmb: Lp donde se puede observar el dominio de componentes metamórficos (Lma) en el miembro inferior, en especial en la quebrada de La Troya, con respecto al miembro superior, el cual está dominado por granitoides (Lp) y sedimentitas (Ls+Lmb). **B.** Diagrama Lma: Ls+Lmb: Lp+Lv donde se asociaron a los granitoides los componentes volcánicos (Lv) que claramente indican un aporte del oeste (Cordillera Frontal, Precordillera). Nótese nuevamente el agrupamiento de las muestras. El inicio de la unidad (quebradas de Los Pozuelos-Aguada) muestra un claro dominio de los componentes Lp+Lv mientras que el resto del miembro inferior (quebrada de La Troya) muestra un mayor enriquecimiento en componentes metamórficos de alto grado (Lma). Por su parte, el miembro superior está dominado por componentes plutónicos-volcánicos (Lp+Lv) y en forma subordinada por sedimentitas (Ls+Lmb).



**Figura XV.26:** Porcentajes de los litotipos reconocidos en los distintos sectores de estudio. Obsérvese, la base de la unidad (sector norte) representada por pulsos de volcanitas (V) con un aporte de mezcla (G, S1 y MA); mientras que en el resto del miembro inferior (sector central), predomina el aporte de basamento (MA) con porcentajes menores de volcanitas (V), sedimentitas rojas (S1) y granitos (G). El miembro superior presenta un predominio de volcanitas (V) y sedimentitas rojas (S1) con intercalaciones de pequeños pulsos dominados por granitos (G) y metamorfitas de alto grado (MA). Nótese el aumento progresivo hacia la parte cuspidal del miembro de los porcentajes de metamorfitas de bajo grado (MB).

Por su parte, en el miembro superior se observa un cambio en el aporte representado por una brusca disminución de los componentes de basamento cristalino (MA) y un incremento de los componentes del oeste tanto sierra del Peñón (G+V+S1) como de Precordillera (MB+S2, figuras XV.26 y 27). En especial, se observa que el aporte de

Precordillera se incrementa hacia la parte cuspidal del miembro (Figuras XV.26 y 27). En el sector sur, el miembro superior muestra un mayor desarrollo de los pulsos de metamorfitas de alto grado (MA) y de granitoides blancos (G) que podrían estar el ascenso de la sierra de Umango dada la cercanía de la misma.



**Figura XV.27:** Diagramas de porcentajes de litotipos asociados en función de las principales áreas de aporte: basamento cristalino de las Sierras Pampeanas (MA), Cordillera Frontal incluyendo sierra del Peñón (G+V+S1) y Precordillera de Jagüel (MB+S2).

### **XV.viii. MODAS DETRÍTICAS DE CONGLOMERADOS Y ARENISCAS: DISCUSIÓN**

Los resultados obtenidos de las modas detríticas de areniscas y de la composición de los clastos de conglomerados indican que ambas técnicas son complementarias. En particular las limitaciones impuestas por la diagénesis y el tamaño de grano en el caso de las areniscas son de menor relevancia en las psefitas. Al mismo tiempo, es probable que las areniscas brinden una información más regional de las áreas de proveniencia ya que regiones distantes pueden no encontrarse representadas en el tamaño grava (Cavazza, 1989, Ingersoll *et al.*, 1984).

En el caso particular del aporte de rocas cristalinas claramente mostrado por las modas detríticas de areniscas resultó interesante en esta tesis el discriminar si el aporte de rocas de basamento provenía de las sierras de Toro Negro, Umango-Espinal o bien del cuerpo granítico expuesto al oeste en la sierra del Peñón. Para esta discriminación la composición modal de areniscas se torna ineficaz toda vez que el control del tamaño de grano impide la preservación de fragmentos líticos diagnósticos (granitos, gneises, etc.) y al mismo tiempo puede sobre-representar fragmentos de rocas esquistosas de grano fino correspondientes al basamento de rocas metamórficas de alto grado. Así mismo, la utilización de diagramas de regeneración, a partir de la asignación de componentes minerales específicos se torna ineficaz debido a que un mismo componente monomineral puede derivar tanto de rocas graníticas como del basamento de alto grado (por ejemplo: microclino, ortosa perítica, simplectitas cuarzo-feldespáticas, etc.). Por lo expuesto, se intentó discriminar ambos tipos de rocas de basamento sobre la base del estudio de los clastos en conglomerados. Las figuras XV.18, 25, 26 y 27 muestran claramente como en el miembro inferior fueron los macizos metamórficos de las Sierras Pampeanas (sierras de Toro Negro, Umango-Espinal) los que actuaron como principal fuente de componentes derivados de rocas cristalinas con porcentajes subordinados de componentes derivados de la Cordillera Frontal y de la sierra del Peñón. Respecto a este punto, la autora considera, dada la distribución de los ambientes sedimentarios, granulometría y mediciones de

paleocorrientes, que la sierra de Toro Negro fue la principal fuente de componentes cristalinos para la Formación Toro Negro (ver Cap. XVIII). Por el contrario, en el miembro superior parece existir una mayor participación de clastos de granitos probablemente generados como consecuencia del levantamiento de la sierra del Peñón ubicada al oeste. Esta posibilidad parece ser avalada por su asociación con líticos volcánicos como el correlativo incremento en líticos sedimentarios y metamórficos de bajo grado hacia la parte cuspidal de la unidad (Figura XV.18 y 27), que claramente indican el aporte de las unidades paleozoicas de Precordillera también ubicadas al oeste.

En lo que respecta al porcentaje de clastos de volcanitas muestran una proporción bastante constante en los conglomerados de toda la unidad. Sin embargo, en el miembro superior aparecen niveles notablemente enriquecidos en fragmentos volcánicos (hasta 60%) que probablemente indiquen el aporte de volcanitas mesozoicas (Formación Santo Domingo) y en particular de las potentes secuencias volcánicas neopaleozoicas (Formación Chuscho) aflorantes en la zona de Punta del Agua (Precordillera).

En síntesis, la composición modal de clastos de los conglomerados es consistente con las modas detríticas de areniscas. Así, el miembro inferior de la Formación Toro Negro muestra un importante aporte del basamento de las Sierras Pampeanas Noroccidentales acoplado al arco volcánico terciario de la Cordillera Frontal. Por el contrario, el miembro superior exhibe un progresivo aumento en la proveniencia de sedimentos derivados de la Precordillera.

## Capítulo XVI

# NIVELES PIROCLÁSTICOS DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO

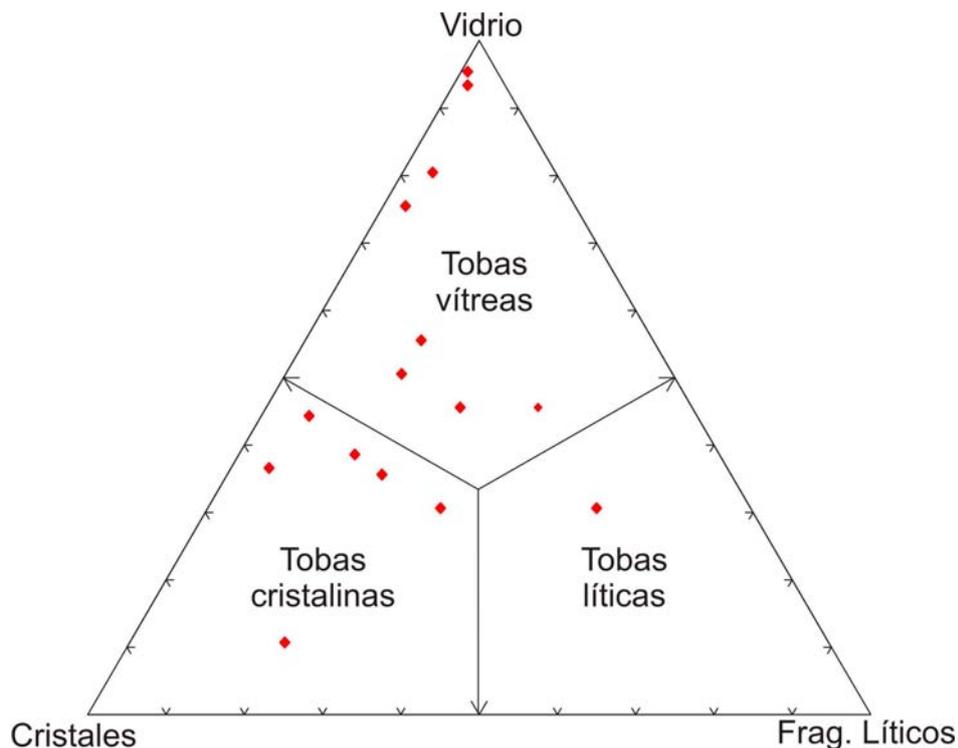
Una característica de la Formación Toro Negro es la existencia de varios niveles piroclásticos intercalados a lo largo de toda la unidad. Este hecho ha permitido obtener nuevas edades absolutas para la formación como también evaluar las características geoquímicas del volcanismo sincrónico con la sedimentación.

Con respecto al primer punto han sido datados para la presente tesis 2 niveles correspondientes a la Formación Toro Negro y un nivel de la infrayacente Formación Vinchina. Este último se ubica inmediatamente por debajo de la base de la secuencia estudiada.

Por otro lado, se realizaron 10 análisis geoquímicos de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas (REE) de varios niveles de tobas de la Formación Toro Negro.

### XVI. i. PETROGRAFÍA DE LOS NIVELES PIROCLÁSTICOS

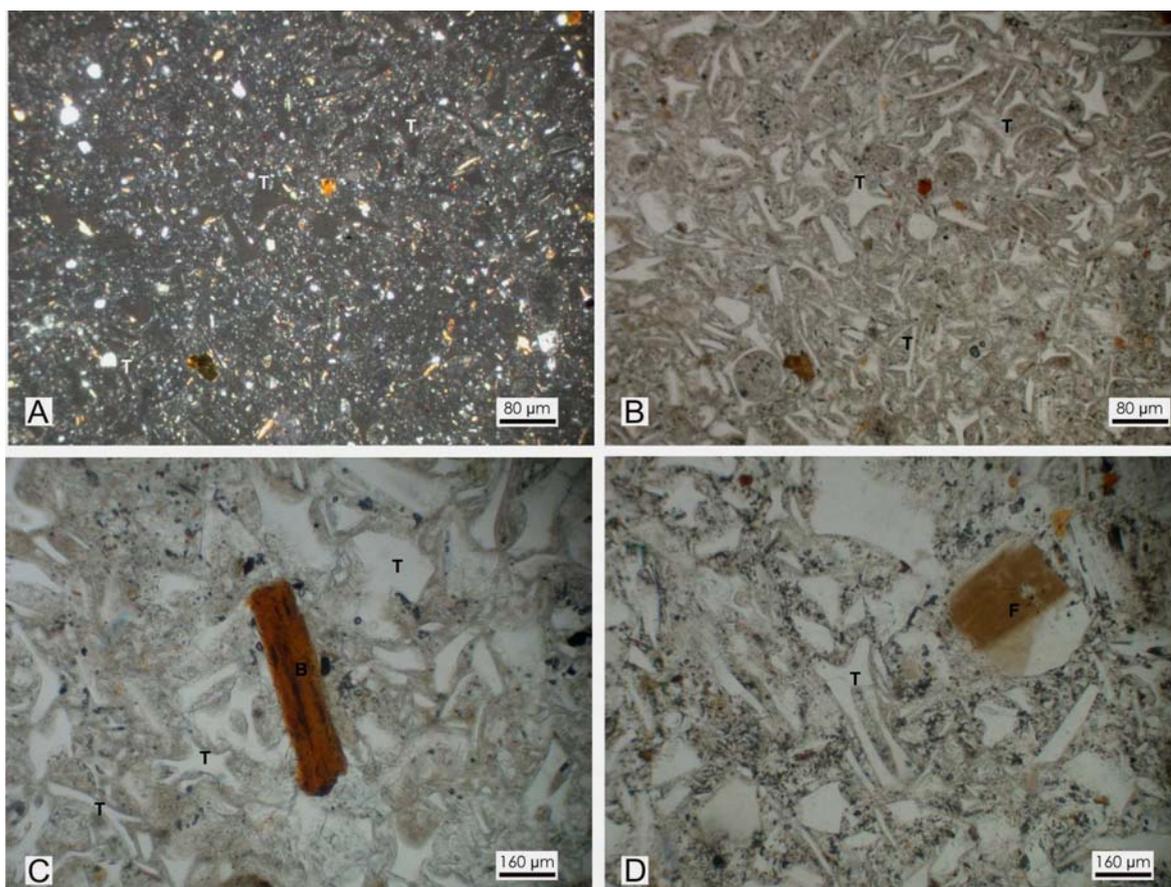
De acuerdo a su tamaño de grano, dos tipos de niveles piroclásticos han sido reconocidos en la unidad: tobas y chonitas siguiendo la nomenclatura de Terruggi *et al.* (1978) y Mazzoni (1986). Las primeras son mas abundantes y de mayor significación en esta tesis. Se trata principalmente de tobas vítreas (53%) y cristalinas (40%) siendo muy escasas las tobas líticas (7%), según el diagrama de clasificación petrográfica propuesto Schmid (1981, figura XVI.1).



**Figura XVI.1:** Diagrama de clasificación petrográfica propuesto por Schmid (1981) para los niveles piroclásticos de la Formación Toro Negro. Nótese el predominio de tobas vítreas y cristalinas con respecto a las líticas.

Dentro de los niveles piroclásticos de la Formación Toro Negro, las muestras TN6 y TN58 que afloran en la parte central del área de estudio, resultan muy buenas representantes de tobas vítreas y, dadas sus características, han sido utilizadas para dataciones radimétricas (véase Edades Absolutas). Estos niveles, de 20 a 50 cm de espesor, consisten en piroclastitas finas a medianas de color blanco, formadas por vitroclastos incoloros (95%), principalmente trizas vítreas con formas planares, monoaxonas y triaxonas, sin evidencias de aplastamiento (Figura XVI.2A y 2B). En otros casos, aparecen trizas curvas que evidencian restos parcialmente preservados de tabiques de burbujas. La cantidad de fragmentos pumíceos es relativamente alta, los que muestran desde delgadas paredes (1  $\mu\text{m}$ ) hasta tabiques gruesos (3  $\mu\text{m}$ ). El grado de desvitrificación es en todos los casos bajo. Los cristaloclastos ocupan hasta un 4% de la roca y están representados por cristales subhedrales de cuarzo y sanidina y raramente de plagioclasas (hasta 0,30 mm), no alterados y ligeramente corroídos. Como mineral accesorio aparece biotita, parcialmente

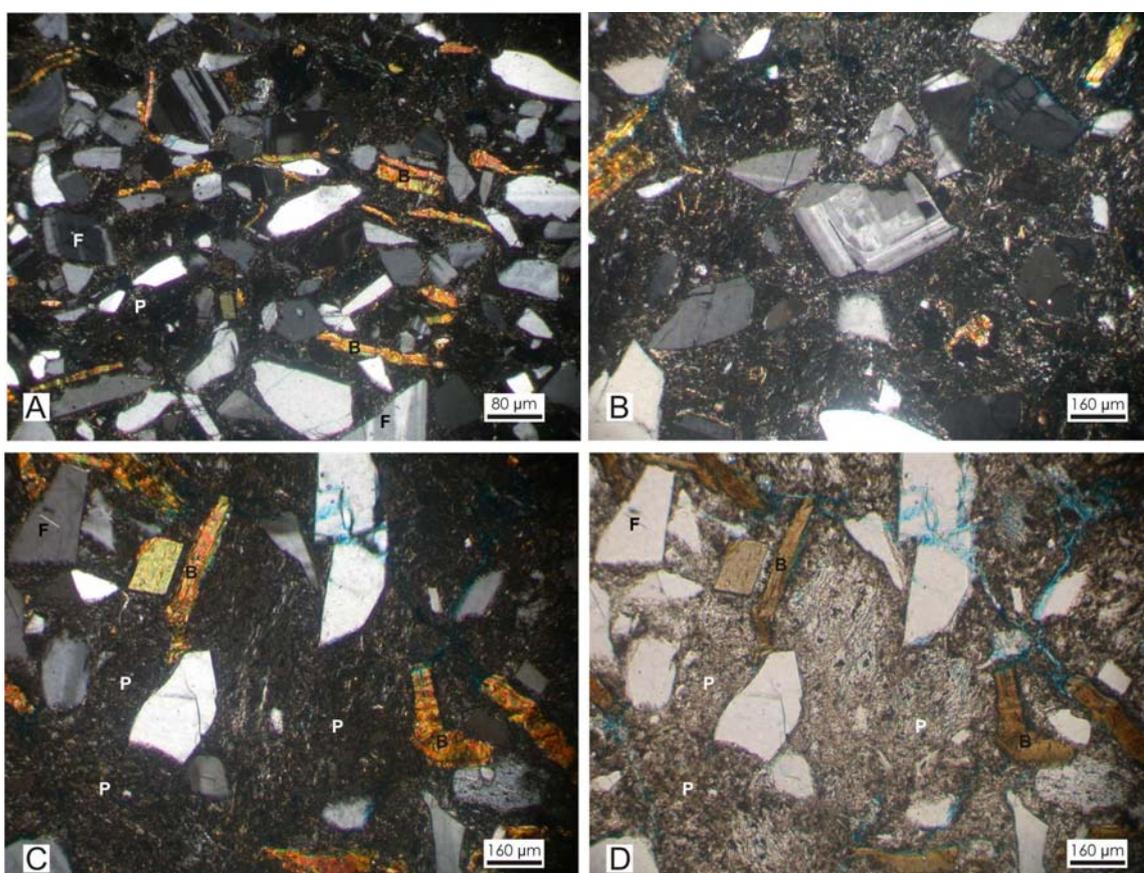
desferrizada (Fig. XVI.2C). Finalmente, los litoclastos (0,25 mm) son extremadamente escasos (menos del 1%), se trata de fragmentos de volcanitas ácidas exhibiendo texturas predominantemente felsíticas. La matriz es totalmente vítrea, a excepción de diminutos cristales de minerales opacos (Fig. XVI.2D).



**Figura XVI.2:** Vistas microscópicas de los niveles de tobas vítreas. **A.** Toba vítrea con nicols cruzados; **B.** Ídem con nicols paralelos, observe la abundancia de trizas vítreas (T) con distintas formas flotando en polvo vítrea; **C.** Biotita (B) como mineral accesorio y **D.** Presencia de escasos cristaloclastos de feldespatos (F).

El resto de las tobas y chonitas vítreas presentan porcentajes importantes de cristaloclastos (hasta 35-40%), principalmente cristales de cuarzo con bordes engolfados y plagioclasas euhedrales en ocasiones zonadas. Los litoclastos (hasta 15%) en general son escasos y están compuestos tanto por juveniles (volcanitas ácidas) como accidentales.

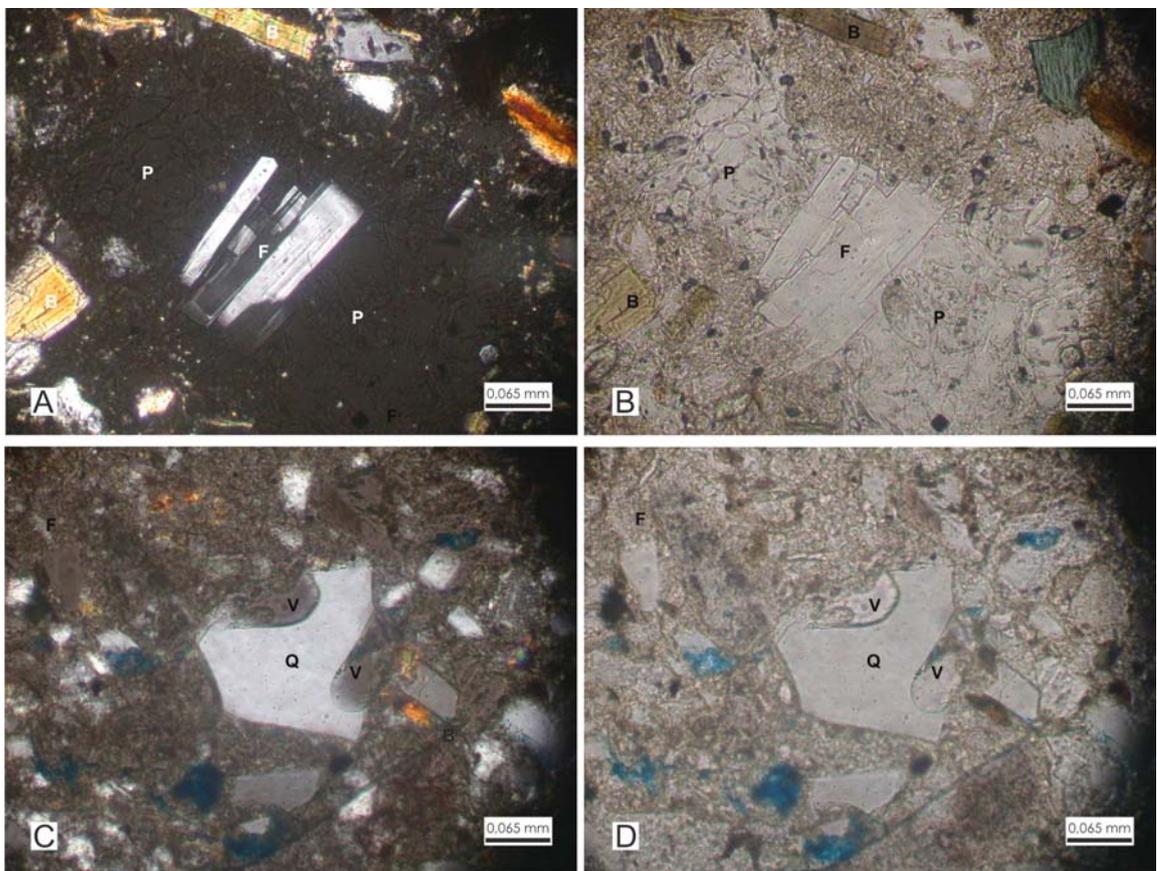
Las tobas cristalinas también son abundantes (40%) dentro de las piroclastitas de la Formación Toro Negro (Fig. XVI.3) y están compuestas principalmente por cristales euhedrales y, en ocasiones, fracturados de cuarzo con bordes engolfados y de feldespatos zonados (Figura XVI.3B y XVI.4). Los vitroclastos, tanto trizas como fragmentos pumíceos, se encuentran en proporciones variables y, con frecuencia, muestran leve alteración a clorita (Figura XVI.3C-D, XVI.). Generalmente, la matriz está compuesta por polvo vítreo y proporciones variables de minerales opacos.



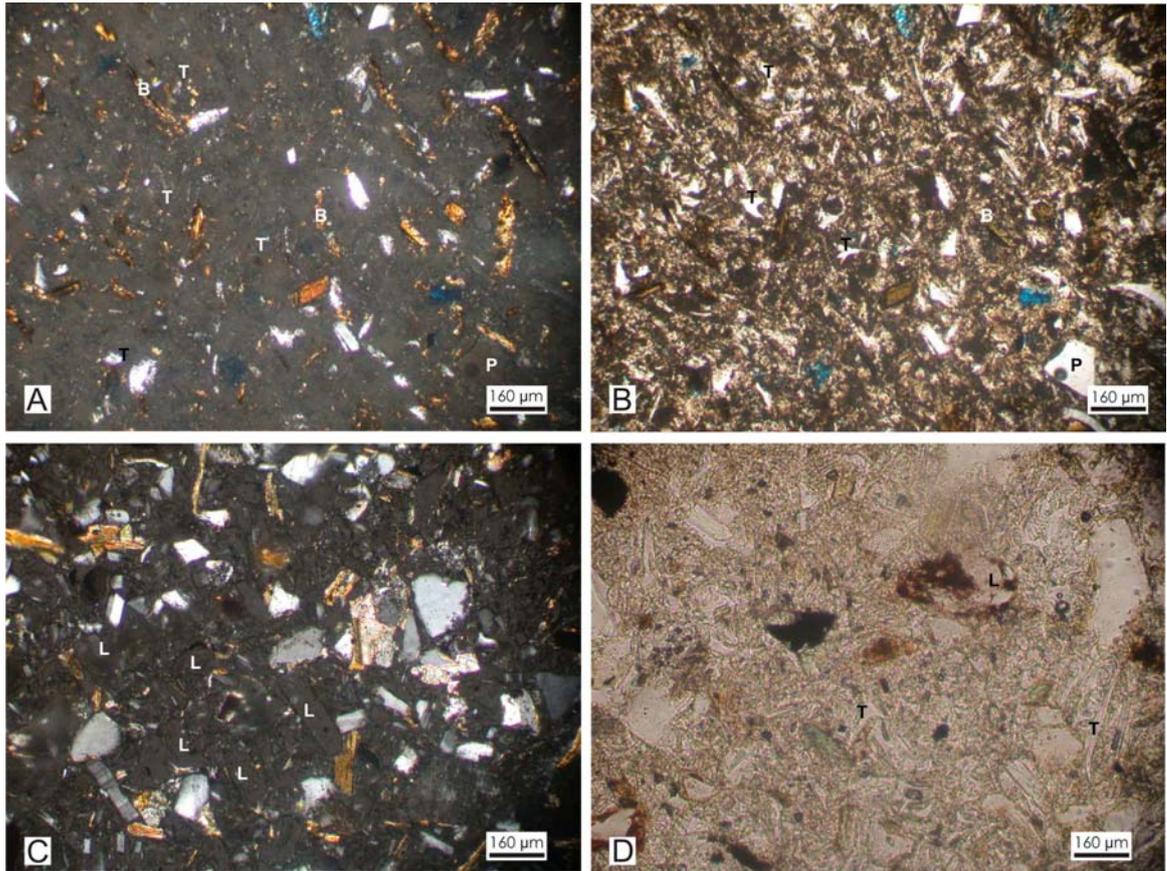
**Figura XVI.3:** Vistas microscópicas de los niveles de tobas cristalinas. **A.** Aspecto general con nicols cruzados, observe la abundancia de biotitas (B); **B.** Presencia de feldespatos zonados; **C.** Fragmentos pumíceos (P) como componentes subordinados (nicols cruzados) y **D.** Ídem C pero con nicols paralelos.

Finalmente, escasos niveles de tobas líticas (7%) han sido reconocidos. Los litoclastos (50-60%), en general, consisten en componentes juveniles, es decir, fragmentos de volcanitas ácidas asociadas al mismo episodio eruptivo (Figura XVI.5C-D). Como

componentes subordinados, se encuentran los vitroclastos (30-40%) integrados por trizas vítreas con formas triaxomas y planares y fragmentos pumíceos. Mientras que los cristaloclastos (10-20%) consisten en cristales de cuarzo y feldespatos. En ocasiones, los fragmentos pumíceos y los fragmentos de volcanitas ácidas se encuentran reemplazados parcialmente por cristales de zeolitas (zeolitización) y por cloritas (cloritización) en cristales fibrosos verdes (Figura XVI.5D).



**Figura XVI.4:** A. Feldespato (F) dentro de un fragmento pumíceo (P) de paredes altamente porosa (aumento X20 con nicols cruzados); B. Ídem A pero con nicols paralelos; C. Cristal de cuarzo (Q) con bordes engolfados y presencia de vidrio adosado a los mismos (V, aumento X20 con nicols cruzados) y D. Ídem C pero con nicols paralelos; note la leve alteración a clorita.



**Figura XVI.5:** **A.** Microfotografías de niveles de tobas finas o chonitas (con nicoles cruzados, X10); **B.** Ídem A pero con nicoles paralelos, observe la presencia de trizas (T) como de biotitas (B); **C.** Toba lítica dominada por litoclastos juveniles vítreos (L, nicoles cruzados) y **D.** Ídem C pero con nicoles paralelos.

## XVI. ii. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS NIVELES PIROCLÁSTICOS

Para poder caracterizar la composición geoquímica de los niveles piroclásticos de la Formación Toro negro se han realizado el análisis de 10 muestras. Los contenidos de elementos mayores, menores y trazas (REE) obtenidos por los métodos de fluorescencia de rayos X (XRF) y espectrometría de plasma inducido con espectrometría de masas (ICP-MS) en el Laboratorio ActLabs (Canadá), son mostrados en el cuadro de la figura XVI.6.

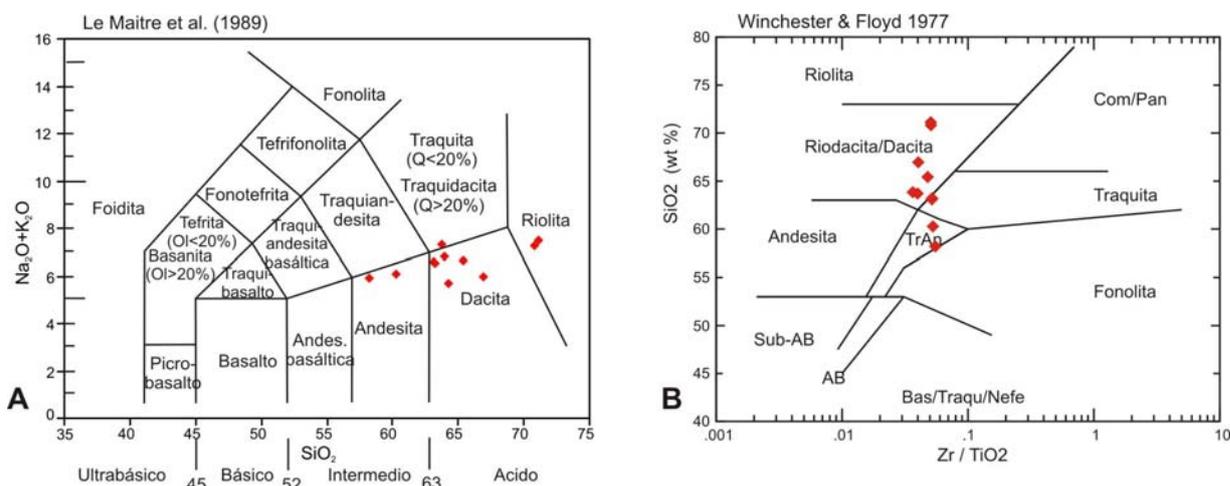
	TN 4	TN 6	TN 50	TN 61	TN 58	TN 56	TN 70	TN 03-1	TN 03-2	TN 03-3
SiO <sub>2</sub> (%)	58,20	70,81	65,41	66,95	71,14	63,93	64,21	60,26	63,70	63,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	15,40	12,47	16,38	12,82	11,95	13,79	16,50	15,40	15,64	15,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	1,48	0,94	1,78	3,58	0,90	2,89	3,32	1,52	2,71	1,68
MnO (%)	0,032	0,065	0,030	0,049	0,067	0,052	0,048	0,048	0,073	0,038
MgO (%)	2,12	0,56	1,46	1,81	0,26	1,37	1,70	1,89	1,39	1,21
CaO (%)	3,29	0,80	2,81	2,42	0,62	3,24	3,88	3,29	2,28	2,52
Na <sub>2</sub> O (%)	4,26	3,18	4,70	3,06	3,13	3,99	4,04	3,64	3,26	4,31
K <sub>2</sub> O (%)	1,64	4,06	1,95	2,89	4,39	2,82	1,65	2,44	4,07	2,24
TiO <sub>2</sub> (%)	0,221	0,124	0,265	0,613	0,125	0,454	0,555	0,222	0,334	0,260
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0,09	0,04	0,10	0,16	0,04	0,12	0,16	0,09	0,13	0,09
LOI (%)	13,22	7,00	5,21	4,95	7,16	7,14	4,08	10,43	6,29	8,89
TOTAL (%)	99,95	100,04	100,08	99,30	99,77	99,80	100,14	99,24	99,87	99,99
Ba (ppm)	605	367	700	719	373	771	428	752	790	721
Sr (ppm)	491	69	591	412	52	447	708	449	366	511
Y (ppm)	3	22	9	18	31	16	15	4	7	5
Sc (ppm)	3	7	3	8	6	7	8	3	3	3
Zr (ppm)	121	72	124	245	64	188	204	117	125	135
Be (ppm)	2	4	2	2	3	2	3	3	2	2
V (ppm)	33	9	32	70	8	45	66	91	52	25
Zn (ppm)	76	68	70	90	59	76	77	153	316	108
Ga (ppm)	23	17	25	20	17	21	24	25	25	24
As (ppm)	9	11	10	8	11	-5	6	5	5	-5
Rb (ppm)	68	198	89	144	216	111	69	75	155	85
Sr (ppm)	483	73	562	429	55	448	702	463	371	506
Y (ppm)	4	27	6	15	28	12	17	5	7	6
Zr (ppm)	122	63	127	248	63	175	203	117	133	135
Nb (ppm)	7	20	7	12	20	10	11	8	8	7
Sn (ppm)	1	4	1	2	5	3	2	4	2	2
Cs (ppm)	2,3	10,3	3,3	5,9	10,8	4,0	3,4	1,8	3,7	3,1
Ba (ppm)	586	368	669	716	367	765	433	755	777	708
La (ppm)	17,9	15,9	23,6	42,1	16,1	36,1	35,4	16,7	23,2	24,5
Ce (ppm)	27,8	34,9	39,8	74,1	34,0	57,9	67,4	29,3	39,8	45,4
Pr (ppm)	3,43	3,89	4,43	7,83	3,93	6,31	7,97	3,32	4,54	5,10
Nd (ppm)	13,7	17,1	17,5	30,5	16,2	24,2	33,4	13,1	18,3	18,3
Sm (ppm)	2,4	4,4	3,1	5,4	4,3	4,3	6,3	2,3	3,3	3,2
Eu (ppm)	0,65	0,66	0,88	1,22	0,68	1,10	1,68	0,65	0,82	0,77
Gd (ppm)	1,5	4,1	2,0	3,7	4,5	2,7	4,4	1,4	2,1	1,8
Tb (ppm)	0,2	0,9	0,3	0,5	0,9	0,4	0,6	0,2	0,3	0,2
Dy (ppm)	0,9	5,1	1,3	2,9	5,2	2,3	3,4	0,9	1,4	1,1
Ho (ppm)	0,2	0,9	0,2	0,5	0,9	0,4	0,6	0,1	0,2	0,2
Er (ppm)	0,4	2,8	0,6	1,4	2,7	1,1	1,6	0,4	0,6	0,5
Yb (ppm)	0,4	2,8	0,5	1,4	2,9	1,2	1,6	0,5	0,6	0,5
Lu (ppm)	0,06	0,41	0,08	0,22	0,41	0,18	0,23	0,07	0,09	0,07
Hf (ppm)	3,3	2,8	3,4	5,9	2,8	4,5	5,1	3,2	3,4	3,6
Ta (ppm)	0,6	2,2	0,5	1,1	2,1	0,7	1,0	0,7	0,6	0,6
Tl (ppm)	0,5	1,5	1,2	0,8	1,4	0,7	0,6	0,7	1,3	0,7
Pb (ppm)	20	28	18	19	22	18	20	94	33	25
Bi (ppm)	1,9	13,1	1,6	3,3	10,9	0,9	1,8	3,2	2,6	1,2
Th (ppm)	7,5	14,9	6,6	14,9	14,6	9,8	9,8	8,1	7,3	7,5
U (ppm)	1,2	7,3	1,6	5,7	7,8	2,4	1,9	1,8	2,3	3,7

**Figura XVI.6:** Cuadro de los contenidos de elementos mayoritarios, minoritarios y REE de los niveles de tobas.

Las muestras han sido graficadas en los diagramas de clasificación química de rocas volcánicas de Le Maitre *et al.* (1989) y Winchester y Floyd (1977, Figura XVI.7). En el primero de ellos, que utiliza álcalis total vs sílice (TAS), la mayoría de las muestras caen en

el campo de rocas ácidas, siendo principalmente dacitas, y escasas riolitas y andesitas (Figura XVI.7A). Por su parte, en el diagrama de clasificación de Winchester y Floyd (1977) que grafica  $Zr/TiO_2$  vs  $SiO_2$ , los valores se agrupan nuevamente en los campos de riodacitas/dacitas siendo escasas las traquiandesitas (Fig. XVI.7B).

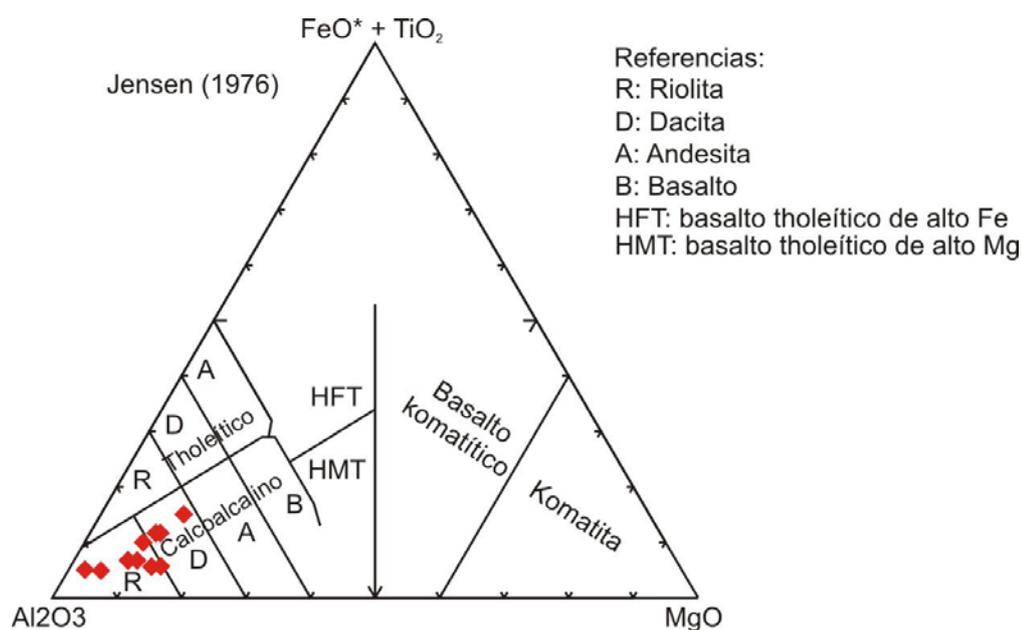
En forma adicional, se realizó el diagrama de clasificación química de Jensen (1976) que utiliza los porcentajes de cationes de Al, (Fe + Ti) y Mg. Como puede verse en la Figura XVI.8, la mayoría de las muestras también se distribuyen en el campo de dacitas y riolitas de la serie calcoalcalina.



**Figura XVI.7:** Diagramas de composición química y nomenclaturas para rocas volcánicas. **A:** Álcalis total vs sílice (TAS) propuesto por Le Maitre *et al.* (1989). Observe que las muestras caen en los campos de composición ácida, principalmente son dacitas y en menor medida, andesitas y riolitas. **B:** Diagrama de composición de Winchester & Floyd (1977) donde la mayoría de las muestras caen en el campo de riodacita/dacita siendo escasas las traquiandesíticas.

Las piroclastitas de la Formación Toro Negro tienen contenidos en  $SiO_2$  dentro del rango de 58,20 a 71,14%, lo que indica una composición ácida para las mismas. Con respecto a los componentes mayoritarios, se observa que con el incremento de la  $SiO_2$  decrecen los contenidos de  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$  y  $Fe_2O_3$ , mostrando arreglos con pendientes negativas (Figura XVI.9). Mientras que los contenidos de  $K_2O$ ,  $MgO$ ,  $TiO_2$  y, en menor medida,  $MnO$  aumentan conjuntamente con el de la  $SiO_2$ , desarrollando arreglos con

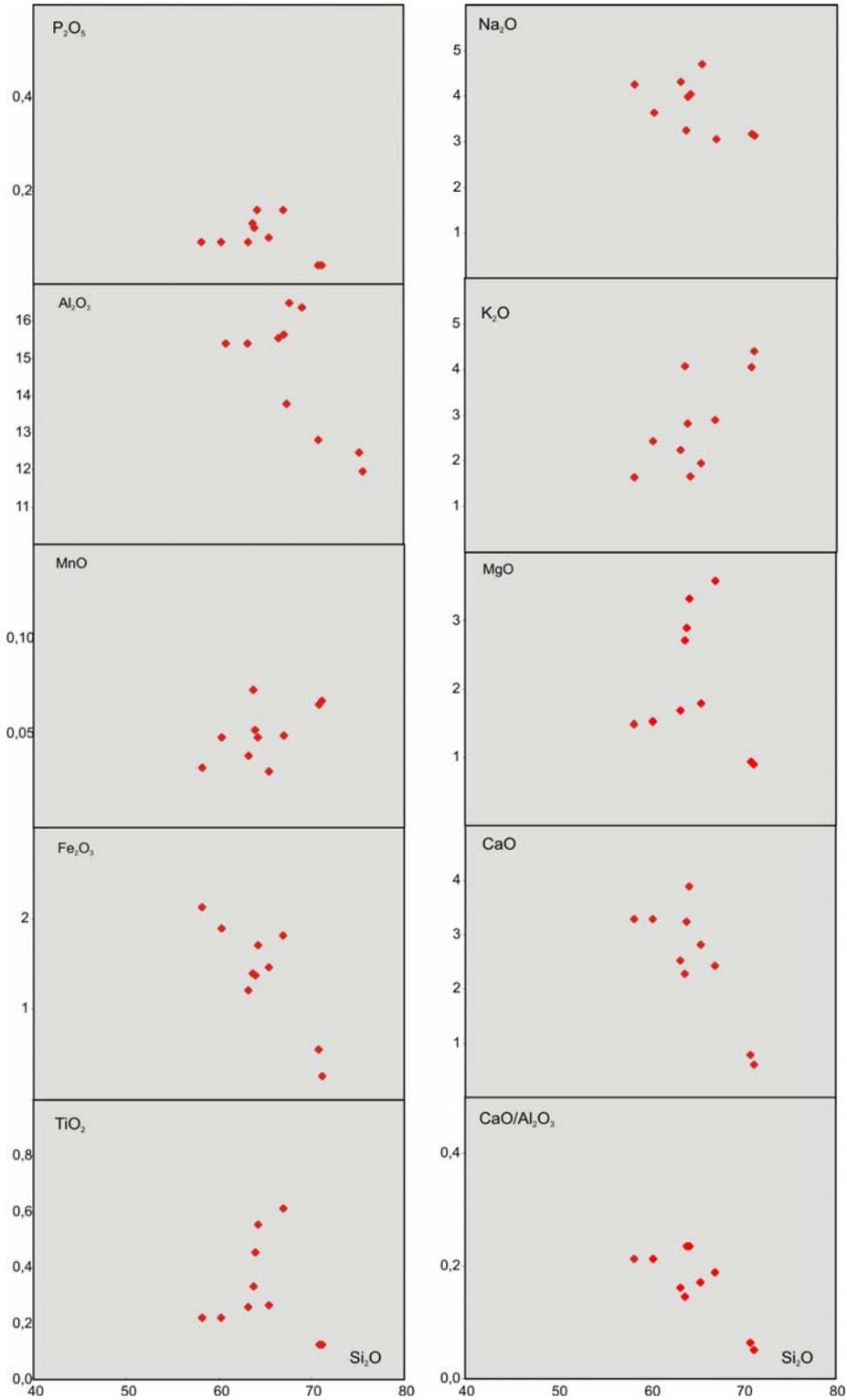
pendientes positivas (Figura XVI.9). Respecto a esto último, se observan que dos muestras presentan un comportamiento distinto con bajas relaciones de  $\text{TiO}_2$  y  $\text{MgO}$  con respecto a la  $\text{Si}_2\text{O}$  (Figura XVI.9). Las mismas corresponden a las tobas vítreas TN6 y TN58 las cuales se caracterizan por presentar hasta un 95% de componentes vítreos (ver descripción petrográfica).



**Figura XVI.8:** Diagrama de clasificación de rocas volcánicas de Jensen (1976) donde se utilizan los porcentajes de cationes (Al, Fe+Ti) y Mg. Observe que la mayoría de las muestras caen en el campo de riolitas (R) y dacitas (D) de la serie calcoalcalina.

El contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  es alto y se encuentra en el rango de 11,95 a 16,50% mientras que la relación de  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  disminuye con el aumento de la  $\text{SiO}_2$  (Figura XVI.9).

Por otro lado, las muestras fueron graficadas en los diagramas AFM de Irvine y Baragar (1971) y  $\text{FeO}/\text{MgO}$  vs  $\text{Si}_2\text{O}$  de Miyashiro (1974) para obtener información sobre la composición del magmatismo (Figura XVI.10). En ambos diagramas, todos los valores analizados caen en el campo de la serie calcoalcalina mostrando baja relación de  $\text{FeO}/\text{MgO}$  y alta proporción de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) y sílice ( $\text{Si}_2\text{O}$ ) (Figura XVI.10).

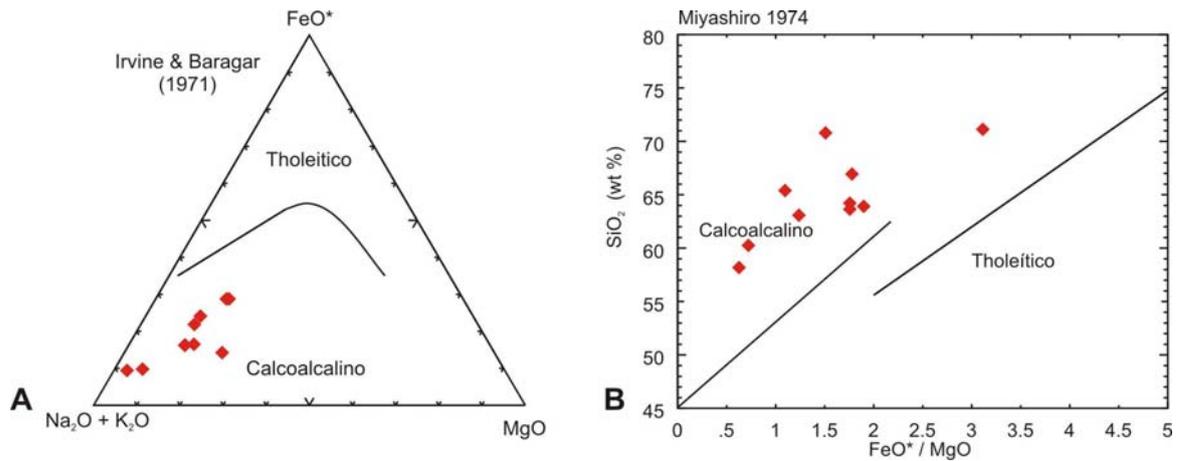


**Figura XVI.9:** Distribución de los datos correspondientes a elementos mayoritarios versus sílice y la variación de la relación CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

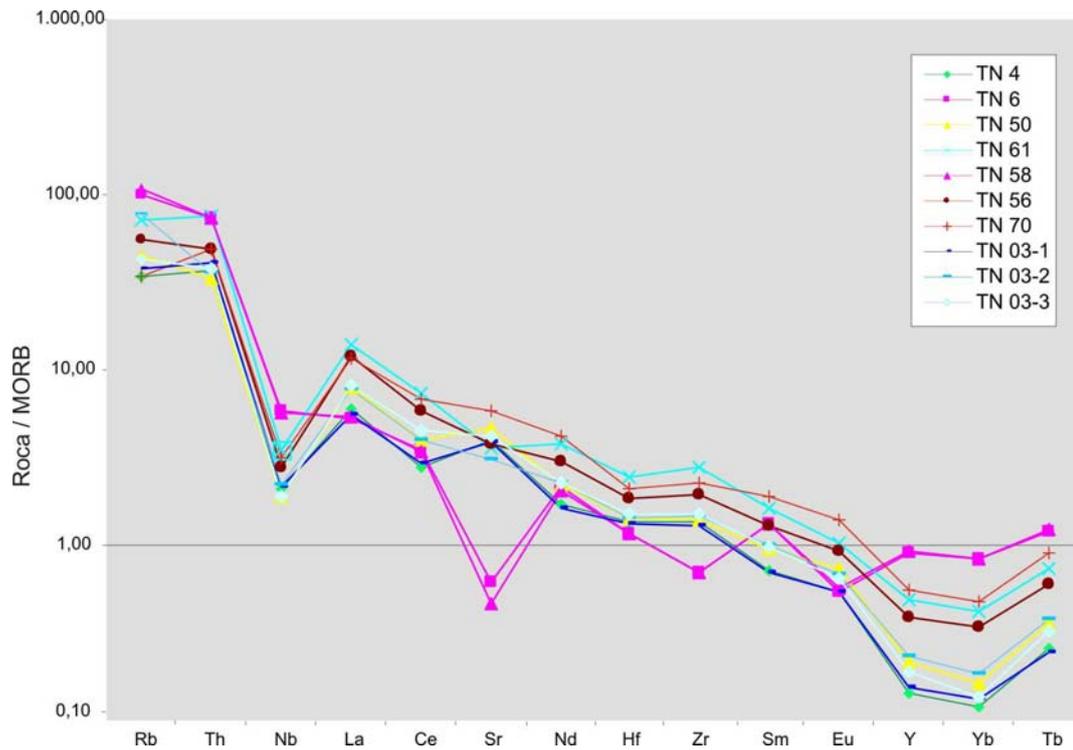
Los valores de los elementos menores y trazas fueron normalizados a MORB, según Thompson (1982) y Sun (1980) para los elementos Rb y Cs (tomado de Rollinson 1993), y graficados en el diagrama multivariado de la Figura XVI.11. Como puede observarse, las piroclastitas de la Formación Toro Negro muestran concentraciones similares, estando enriquecidas en elementos LIL (móviles) y empobrecidas en elementos HFS (inmóviles). Las altas concentraciones de LIL junto con el empobrecimiento en Nb son rasgos característicos en rocas de arco volcánico. A diferencia de la mayoría de los valores analizados, las muestras TN6 y TN58 correspondientes a tobas vítreas presentan un ligero enriquecimiento en Nb y Ta, y anomalías negativas (empobrecimiento) en Sr, Zr y Eu mientras que las concentraciones de los elementos HFS (inmóviles) son muy similares a la del MORB. El empobrecimiento en Sr puede estar asociado con el de Eu, ya que el mismo se comporta como un elemento móvil durante la deshidratación de la losa oceánica y generación de magmas calcoalcalinos (Pearce, 1983).

Respecto al ambiente tectónico, se realizaron los diagramas de Wood (1980) y los de Gill (1981). En el primero, la proporción de los elementos menores Th-Hf/3-Ta (Figura XVI.12) indican un ambiente de margen continental enmarcado en un régimen destructivo (Wood, 1980). Por su parte, los diagramas de Gill (1981), que grafican Th vs La y Nb vs La, indican que todas las muestras presentan altas proporciones de La/Th y La/Nb compatibles con los valores de series de alto K ( $2 < \text{La/Th} < 7$ ), típicas de un ambiente orogénico (Figura XVI.13).

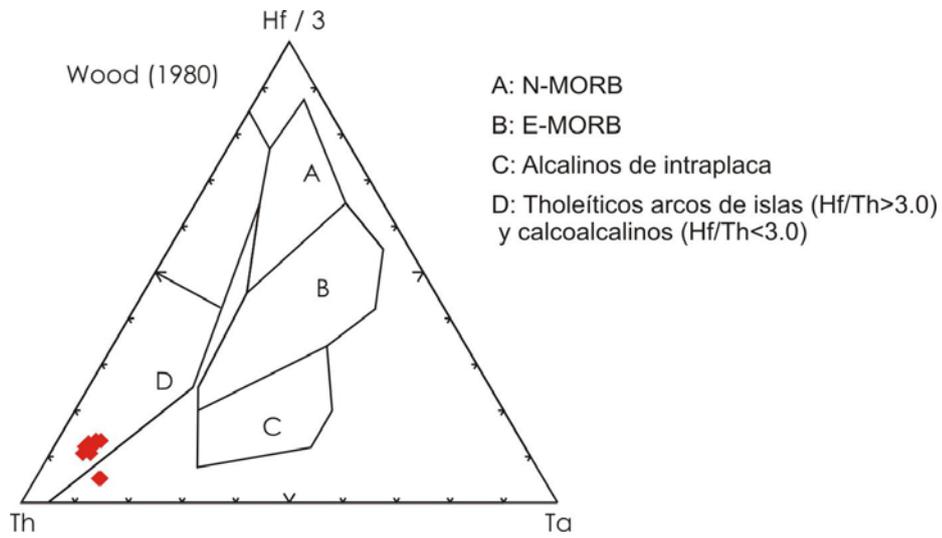
De esta manera, toda la información mencionada anteriormente permite concluir que el volcanismo sincrónico con la depositación de la Formación Toro Negro fue explosivo de composición ácida, principalmente dacitas y escasas riolitas y andesitas, de afinidad calcoalcalina con abundancia relativa de K en un régimen orogénico. Esta información se corresponde con el ambiente tectónico de margen activo (subducción) tipo andino establecido para el área de estudio durante el Mioceno (Ramos *et al.* 2002).



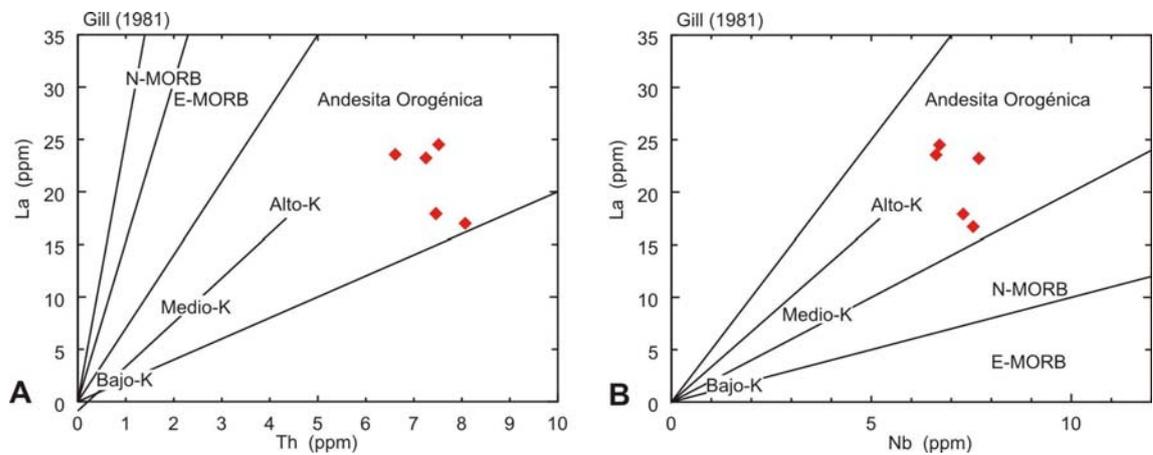
**Figura XVI.10:** A. Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) donde se observa el enriquecimiento en álcalis que presentan las muestras analizadas, y B. Gráfico FeO/MgO vs SiO<sub>2</sub> de Miyashiro (1974).



**Figura XVI.11:** Diagrama multivariado de las tierras raras de las piroclásticas de la Formación Toro Negro normalizadas a MORB. Observe el enriquecimiento en LIL y empobrecimiento en HSF para las muestras en general y nótese el comportamiento levemente distinto de las tobas vítreas (TN6 y TN58) con anomalías negativas en Sr, Zr y Eu.



**Figura XVI.12:** Distribución de las muestras según la relación Hf/3, Th y Ta en el campo orogénico calcoalcino (D con Hf/Th<3) del diagrama de Wood (1980).



**Figura XVI.13:** Distribución de las muestras en función de su relación Th/La (A) y Nb/La (B) según la propuesta de Gill (1981).

### XVI. iii. EDADES ABSOLUTAS

Tabbutt (1986) y Tabbutt *et al.* (1989) obtuvieron edades por el método de trazas de fisión sobre granos de zircones pertenecientes a dos niveles de tobas encontrados en la secuencia terciaria aflorante en la sierra de los Colorados. A pesar que la ubicación de las mismas es difícil de precisar (véase Reynolds, 1987: 150; Tabbutt *et al.*, 1989: 413), estas edades han sido utilizadas para la mayoría de los estudios posteriores. Así, se ha interpretado que uno de los valores, el más antiguo, de  $7,3 \pm 1,3$  Ma corresponde a la parte media del miembro inferior de la Formación Vinchina (Reynolds, 1987). Por otro lado, la datación más joven, de  $4,3 \pm 1$  Ma, fue estratigráficamente ubicada cerca de la base del miembro inferior de la Formación Toro Negro (Reynolds, 1987) o cercano al límite entre las Formaciones Vinchina y Toro Negro (Tabbutt *et al.*, 1989).

Con el propósito de obtener edades absolutas para la unidad fueron datados tres niveles de tobas por el método K/Ar roca total en los Laboratorios ActLabs en Ontario, Canadá. La ubicación estratigráfica de las mismas, su localización geográfica (con coordenadas GPS), su clasificación petrográfica y edades obtenidas son mostradas en la Figura XVI.14.

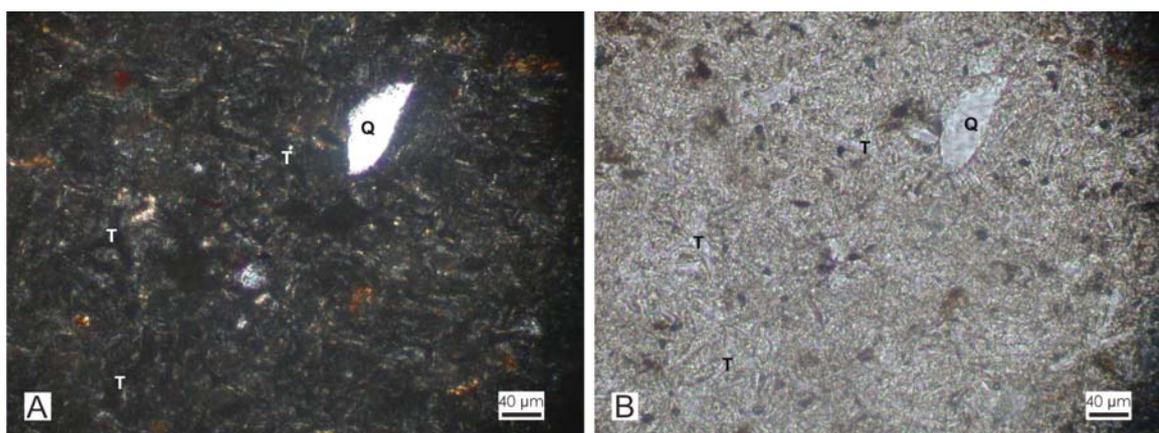
La muestra T2 ( $28^{\circ} 33' 43.6''S$   $68^{\circ} 08' 46.0''O$ ) corresponde a una toba fina vítrea recolectada en la parte más alta de la Formación Vinchina en el sector norte del área de estudio (Figura XVI.15 y 16). Allí aflora formando un nivel continuo de unos 20 cm de espesor que se puede seguir entre las quebradas de Los Pozuelos y La Aguada. La muestra datada corresponde específicamente a esta última localidad (Figura XVI.16) donde el nivel piroclástico es directamente incidido por los conglomerados de la base de la Formación Toro Negro. El valor obtenido de  $25,3 \pm 0,9$  Ma (Figura XVI.14) permite asegurar que la Formación Toro Negro no es más antigua que el Oligoceno superior- Mioceno inferior.

Por otro lado, como se ha discutido en el Capítulo XIII entre las quebradas de La Aguada y de Los Pozuelos se encuentra la mayor superficie de incisión, por lo que la edad

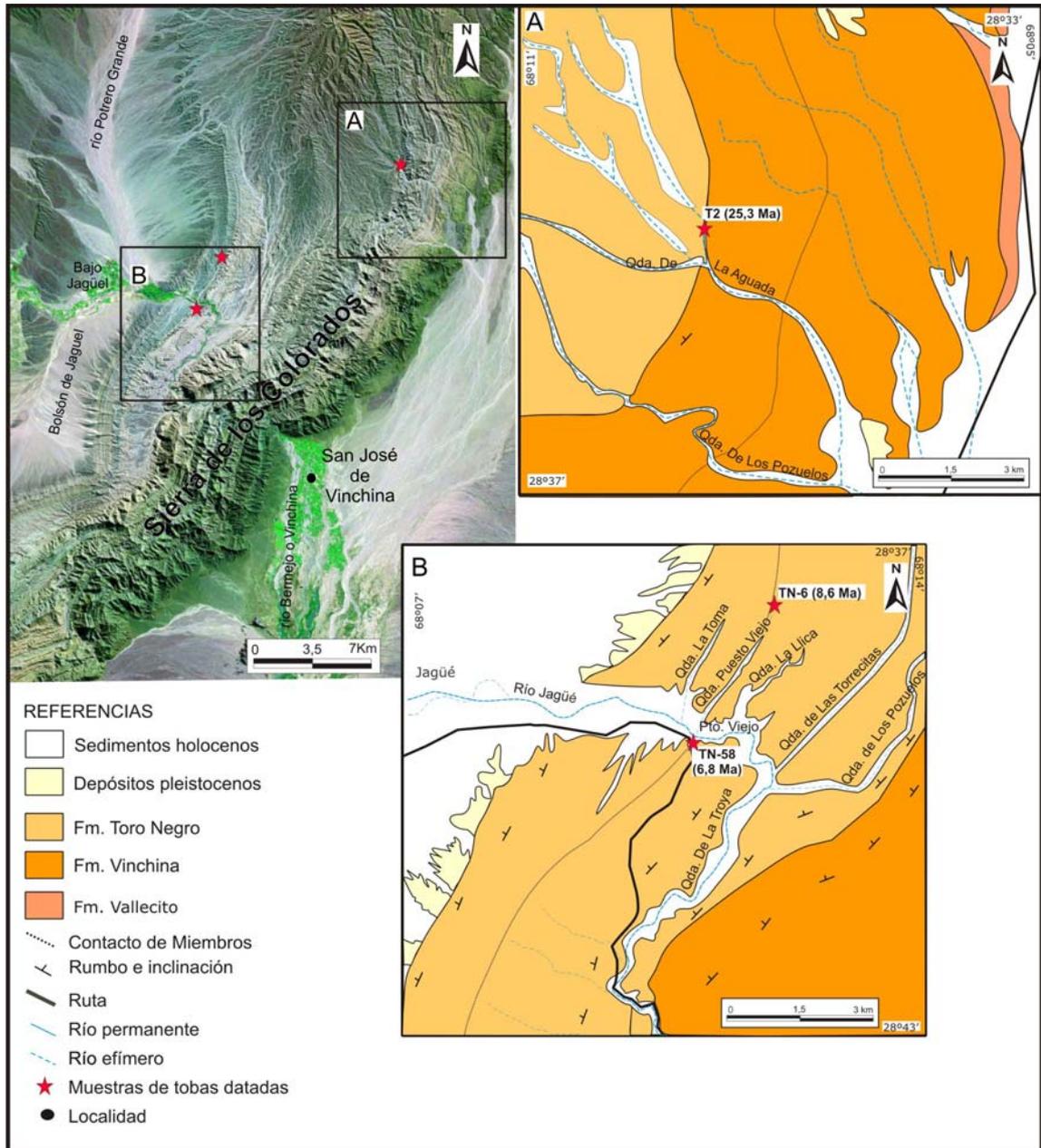
obtenida refleja una antigüedad máxima para los niveles más inferiores de la Formación Toro Negro.

Muestra	Ubicación estratigráfica	Localización geográfica	Clasificación petrográfica	%K	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ , nI/g	% $^{40}\text{Ar}_{\text{air}}$	Edad (Ma)	Edad
T2	Contacto Fm Vinchina – Toro Negro	Quebrada de la Aguada (Sector Norte) 28° 33' 43.6"S 68° 08' 46.0"O	Toba vítrea fina (chonita)	1,91	1,855	73,4	25,3±0,9	Oligoceno superior
TN6	Límite mbos. inferior-superior, Formación Toro Negro	Quebrada Puesto Viejo (Sector central norte) 28° 37' 48.7"S 68° 16' 18.1"O	Toba vítrea	3,52	1,15	77,9	8,6±0,3	Mioceno superior
TN58	Límite mbos. inferior-superior, Formación Toro Negro	Quebrada de La Troya (Sector central) 28° 39' 21.8"S 68° 17' 19.7"O	Toba vítrea	1,08	4,17	62,7	6,8±0,2	Mioceno superior

**Figura XVI.14:** Cuadro donde se sinteriza la ubicación geográfica-estratigráfica, clasificación y edad de las muestras de tobas datadas por el método K/Ar roca total.



**Figura XVI.15:** Microfotografías de la muestra T2 correspondiente a la Formación Vinchina. Observe el tamaño fino de la misma (aumento X20) y la abundancia de componentes vítreos dentro de los cuales se reconocen trizas (T).



**Figura XVI.16:** Ubicación estratigráfica de los niveles piroclásticos datados. **A.** Mapa geológico del sector norte donde la muestra T2 otorgó una edad Oligocena superior (25,3 M.a.) para el límite de las Formaciones Vinchina y Toro Negro; **B.** Mapa geológico del sector central donde los valores de las dataciones establecen una edad miocena superior (8,6-6,8 Ma) para el contacto entre el miembro inferior y el superior de la Formación Toro Negro.

Las muestras TN6 y TN58 correspondientes a tobas vítreas se ubican estratigráficamente en el contacto entre el miembro inferior y el superior de la Formación Toro Negro. Por su parte la muestra TN-6 (28° 37' 48.7"S, 68° 16' 18.1"O) se ubica al norte del río de La Troya, en la quebrada Puesto Viejo, ha proporcionado una edad de  $8,6 \pm 0,3$  Ma. Mientras que la muestra TN58 (28° 39' 21.8"S 68° 17' 19.7"O) que se encuentra justo en el margen sur de la quebrada de la Troya, sobre el camino viejo, donde el río de la Troya se curva hacia el oeste, ha otorgado una edad de  $6,8 \pm 0,2$  Ma, ubicando a la parte media de la Formación Toro Negro en el Mioceno superior (Ciccioli *et al.*, 2005). De esta manera, estas dos edades obtenidas indican que el límite entre los Miembros de la unidad se encontraría en el Mioceno superior (Véase figuras XVI.14 y 16).

Según los datos obtenidos la Formación Toro Negro comenzó a depositarse con posterioridad al Oligoceno superior (25,3 Ma) muy probablemente durante el Mioceno. Esto se basa en la edad obtenida para el techo de la Formación Vinchina en la quebrada de La Aguada.

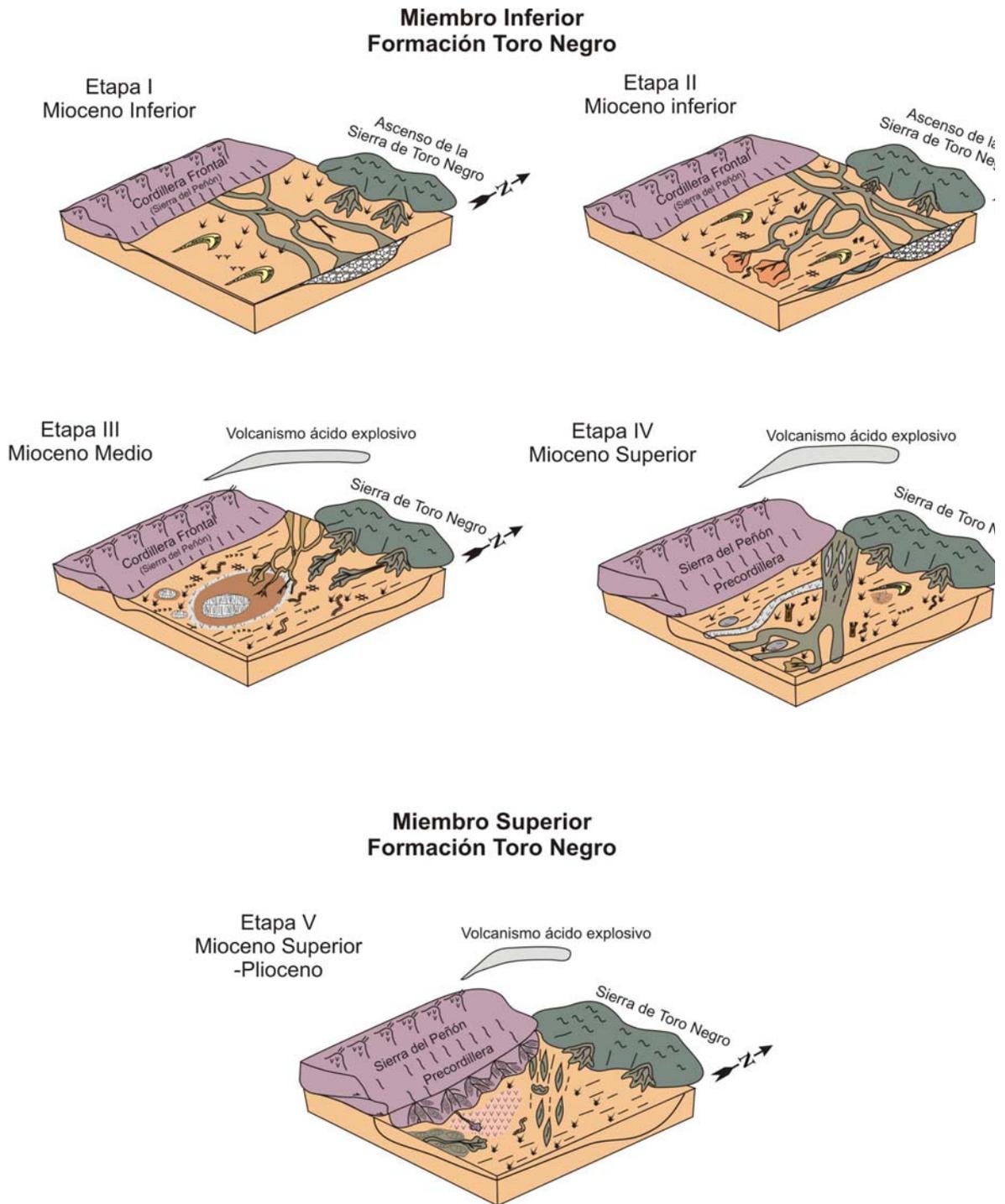
Por otro lado, las edades obtenidas en la quebrada de Puesto Viejo y La Troya en el límite de los miembros de la unidad indicarían una edad miocena superior para el inicio de la depositación en el miembro superior (8,6 y 6,8 Ma). Asimismo, no se descarta la posibilidad que la unidad llegue hasta el Plioceno.

## Capítulo XVII

# EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO

El análisis estratigráfico, sedimentológico y petrológico de la Formación Toro Negro ha permitido reconocer cinco etapas en la evolución de la unidad a través del tiempo y espacio (Figura XVII.1 y 2). Todas ellas se desarrollan durante el Mioceno, llegando quizás hasta el Plioceno, en función de las edades absolutas obtenidas en esta Tesis.

La etapa I marca el inicio de la Formación Toro Negro en el sector norte, caracterizándose por la generación de una gran superficie de incisión. La etapa II corresponde a la base de la unidad en el sector central y sur, y consiste en el desarrollo de incisiones de menor jerarquía acompañadas por importantes procesos de agradación y progradación de sistemas fluviales arenosos. Posteriormente, la etapa III constituye un periodo de cuenca hambrienta con predominio de sedimentos finos correspondientes a sistemas lacustres asociados a depósitos piroclásticos de caída. A partir de la etapa IV comienza a registrarse con mayor énfasis la progradación de la cuña clástica proveniente del oeste con participación concomitante de los bloques de basamento y actividad volcánica explosiva. Finalmente, la etapa V, reconocida con facies similares en todos los sectores de la cuenca, representa importantes pulsos de progradación de la cuña clástica desde el oeste, en especial, del corrimiento que asciende la Precordillera con participación del basamento cristalino en los extremos noroeste-suroeste.



**Figura XVII.1:** Diagramas representativos de las distintas etapas reconocidas en la evolución de la Formación Toro Negro.

## **XVII.i. ETAPA I: GENERACIÓN Y RELLENO DE LA SUPERFICIE DE INCISIÓN BASAL**

### **Base del miembro inferior en el sector norte (Mioceno Inferior)**

Esta etapa se desarrolla posterior a los 25 Ma, edad obtenida en este trabajo para el techo de la Formación Vinchina en la quebrada de La Aguada (Véase Cap. XVI.iii. Edades Absolutas). En ese sector (quebradas Pozuelos-Aguada), han quedado preservados los depósitos más antiguos de la Formación Toro Negro que se inicia con una gran superficie de incisión que ha erosionado parte del miembro superior de la Formación Vinchina (Véase Capítulo XIII). Esta superficie podría corresponder a una discontinuidad de orden 7 (en el sentido de Miall, 1996) y, por lo tanto, resultar una discordancia de extensión regional.

Luego del episodio de erosión generado en este sector comienza el relleno por cursos fluviales entrelazados gravo-arenosos (AFI) que tapizan la superficie de incisión. Por encima, se desarrollan sistemas fluviales anastomosados gravo-arenosos confinados a encapsulados que van incorporando cada vez mayor proporción de sedimentos finos de planicie (AFII-III, Figura XVII.1 y 2). La composición de las areniscas indica una alternancia de las petrofacies PM y PV con un predominio de la asociación lítica de mezcla para los conglomerados. Así, en esta etapa dominan los sistemas fluviales de lecho gravoso provenientes del oeste (Cordillera Frontal) y en menor proporción del norte (basamento cristalino, sierra de Toro Negro).

De esta manera se pueden reconocer los cortejos de perfil de equilibrio (Figura XVII.2A) propuestos por Dalrymple *et al.* (1998). El cortejo de perfil de equilibrio bajo, tras la brusca caída del nivel de base, se caracteriza por el predominio de procesos erosivos que llevan a la generación de la superficie de incisión. Posteriormente, una progresiva recuperación del perfil de equilibrio condujo al relleno de la superficie de incisión mediante la agradación de sistemas entrelazados gravo-arenosos (AFI). El cortejo de equilibrio alto confinado, donde coexisten tanto los procesos erosivos como agradantes, está representado por sistemas anastomosados gravo-arenosos confinados (AFII). Esta etapa culmina con el

cortejo de perfil de equilibrio alto no confinado materializado en los sistemas anastomosados gravo-arenosos encapsulados de la asociación de facies III donde predominan los procesos agradantes.

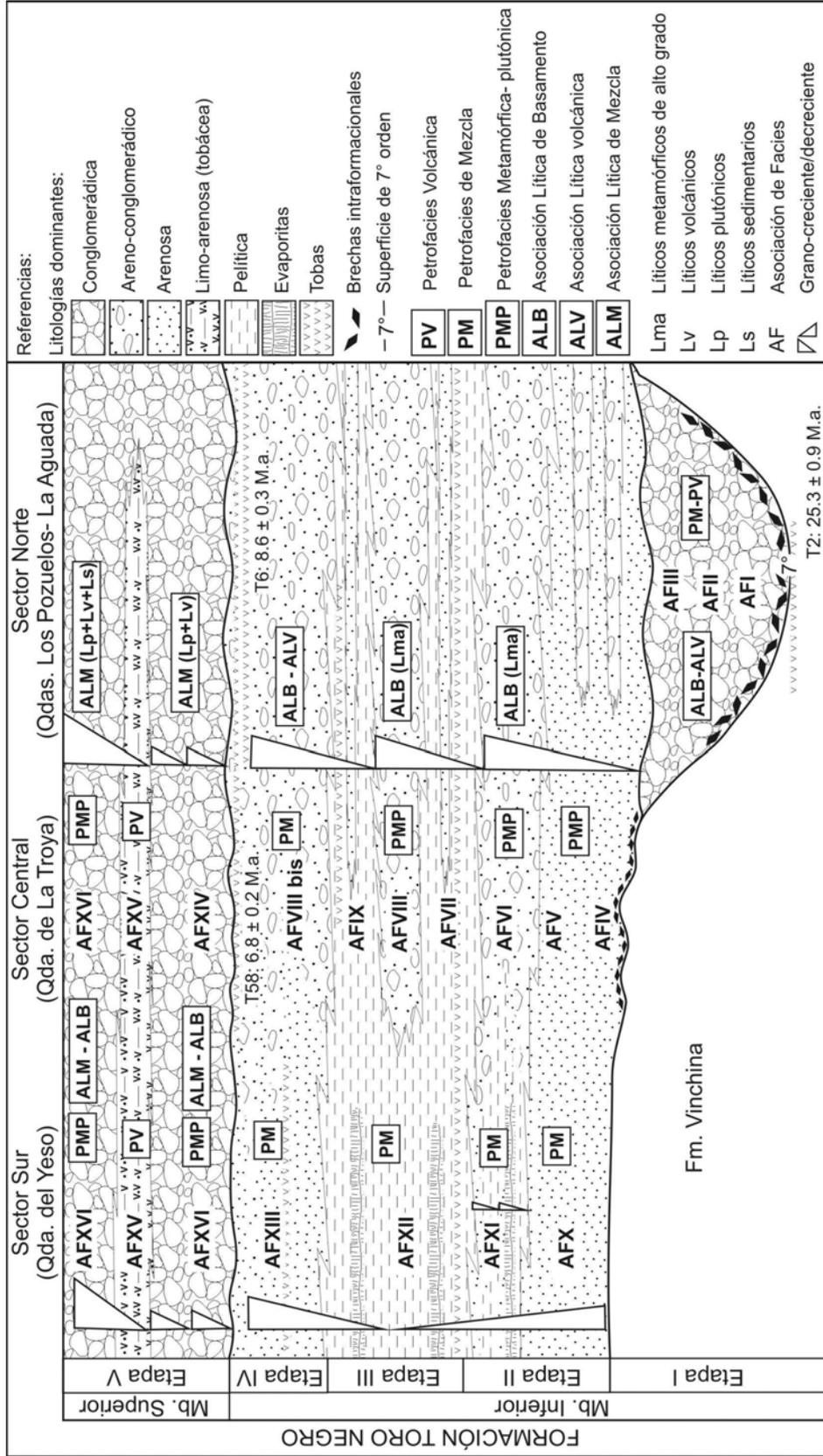
Es importante aclarar que durante la etapa I (generación y relleno de la superficie de incisión basal) la parte central y austral de la cuenca se comportaron como áreas de no depositación y eventualmente erosión, por lo que se interpreta que un prolongado hiato ocurrió durante este tiempo en las quebradas de La Troya y del Yeso (Figura XVII.2).

## **XVII.ii. ETAPA II: INCISIONES DE MENOR JERARQUIA Y AGRADACION DE SISTEMAS FLUVIALES ARENOSOS**

### **Parte basal del miembro inferior en el sector central y sur (Mioceno inferior)**

Luego del prolongado hiato que tuvo lugar en la parte central y austral de la cuenca durante la etapa I, la sección basal de la Formación Toro Negro en los perfiles de La Troya y del Yeso se generó durante esta etapa caracterizada por el predominio de sistemas fluviales arenosos (Figura XVII.1).

En el sector central de la cuenca (quebrada de La Troya), el inicio de la Formación Toro Negro coincide con el desarrollo de sistemas fluviales anastomosado arenosos fuertemente incisos (AFIV) correspondientes al cortejo de perfil de equilibrio bajo de Dalrymple *et al.* (1998). Los mismos evolucionan a sistemas fluviales anastomosados arenosos confinados (AFV) y encapsulados (AFVI) a medida que se asciende estratigráficamente. Lo dicho expone un progresivo ascenso del perfil de equilibrio con la concomitante incorporación de depósitos de planicie de inundación (cortejos de perfil de equilibrio alto confinado y no confinado, figura XVII.3B).

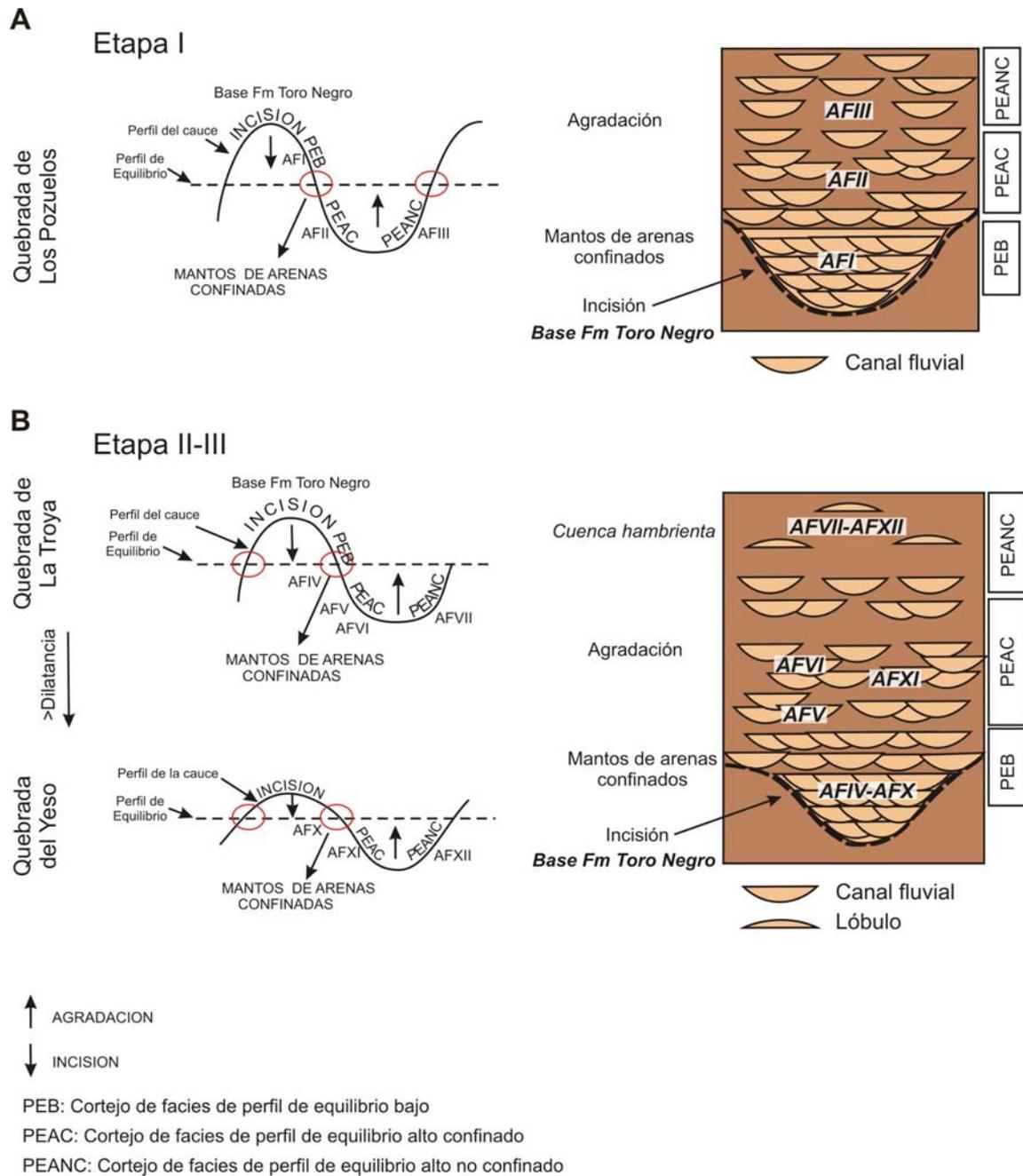


**Figura XVII.2:** Panel esquemático (no a escala) de la evolución de la Formación Toro Negro donde se utilizaron las litologías dominantes en cada asociación de facies (AF). Se incluye las características petrológicas: petrofacies (areniscas) y asociaciones líticas (conglomerados). Las edades corresponden a los valores absolutos obtenidos en esta tesis.

En el sector sur, también se reconocen sistemas fluviales arenosos someros (AFX) que son cubiertos por sistemas de abanicos terminales (AFXI) con predominio de sedimentos finos. Estos últimos se correlacionarían distalmente con los sistemas fluviales (AFV-VI) desarrollados en la quebrada de La Troya (Figura XVII.3B).

El análisis modal de las areniscas al igual que las mediciones de paleocorrientes indican un claro aporte del basamento ubicado al norte, es decir, de la sierra de Toro Negro para la quebrada de La Troya (petrofacies metamórfica-plutónica, PMP) variando, a medida que aumenta la distancia, a una procedencia de mezcla (petrofacies PM) en la quebrada del Yeso. Es por ello que no se registran sedimentos gruesos (gravosos), sólo algunas gravas dispersas en la quebrada de La Troya, concentrándose los mismos en la parte cercana al área de aporte (sector norte) donde probablemente se haya generado la mayor subsidencia. Asimismo, a medida que nos alejamos del sector norte disminuyen las variaciones observadas en el nivel de base de los sistemas conjuntamente con un aumento del tiempo desde que se generan tales cambios hasta que los sistemas obtienen nuevamente el equilibrio. Esto último fue definido como dilatancia por Dalrymple *et al.* (1998). En particular, estos cambios se reconocen en la quebrada de La Troya en un intervalo estratigráfico donde se desarrollan superficies de incisión de menor jerarquía (AFIV) desapareciendo tales rasgos hacia el sur en la quebrada del Yeso.

Las incisiones de menor jerarquía dentro de los sistemas fluviales desarrollados en el inicio de esta etapa, corresponderían a superficies limitantes de orden 5e (Miall, 1996) evidenciando claros cambios en el nivel de base (Dalrymple *et al.*, 1998).



**Figura XVII.3:** Curvas de comparación del perfil de equilibrio y del cauce donde se reconocen los distintos cortejos de facies protestos por Dalrymple *et al.* (1998). **A.** Corresponde a la Etapa I de la evolución de la Formación Toro Negro en el sector norte; **B.** Etapa II y III en el sector central y sur. Obsérvese la variación de las mismas debido a la dilatancia.

### **XVII.iii. ETAPA III: CUENCA HAMBRIENTA CON DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS**

#### **Miembro inferior (Mioceno medio)**

Durante esta etapa el miembro inferior de la Formación Toro Negro se caracteriza por el predominio de depósitos de grano fino con intercalaciones de depósitos piroclásticos de caída de composición ácida y afinidad calcoalcalina (Figura XVII.1). En el sur del área (quebrada del Yeso), la secuencia fina alcanza su mayor espesor (740 m) desarrollándose un sistema lacustre de sedimentación mixta con importantes depósitos evaporíticos (AFXII). Por su parte, en la quebrada de La Troya se reconocen un sistema lacustre silicoclástico con algunas corrientes fluviales efímeras (AFVII) sobre el cual progradaron sistemas fluviales anastomosados areno-gravosos (AFVIII). Probablemente, el mayor aporte terrígeno a partir de corrientes efímeras, dada la cercanía al área de aporte, condicionó la no precipitación de evaporitas en esta parte de la cuenca.

Por su parte, la composición de las areniscas continúa indicando un claro aporte de basamento cristalino (petrofacies PMP) con mayor dispersión hacia el sur (petrofacies PM) debido a la mayor distancia de la sierra de Toro Negro, interpretada por la autora como la principal área de aporte. Por su parte, el análisis modal de los conglomerados en la parte central, caracterizados por la asociación lítica de basamento, conjuntamente con las mediciones de paleocorrientes corrobora a la sierra de Toro Negro como fuente principal de aporte.

De esta manera, todas las características mencionadas anteriormente permiten definir a esta etapa como de cuenca hambrienta (*underfilled*), caracterizada por importante subsidencia y agradación de sedimentos finos. Probablemente, esta etapa se haya desarrollado conjuntamente con pulsos de ascensos de los corrimientos de oeste, principalmente de la sierra del Peñón y quizás de la Precordillera, quedando los sedimentos gruesos retenidos en la parte proximal de tales estructuras.

#### **XVII.iv. ETAPA IV: INICIO DE LA PROGRADACIÓN DE CUÑAS CLÁSTICAS CON DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS DE CAÍDA**

##### **Parte cuspidal del miembro inferior (Mioceno superior)**

Durante esta etapa, correspondiente a la parte cuspidal del miembro inferior de la Formación Toro Negro, se produce un cambio en las condiciones depositacionales como en las áreas de procedencia continuando el registro de importantes depósitos piroclásticos de caída de composición ácida y afinidad calcoalcalina. Respecto a este último punto, cabe mencionarse que dos niveles de estas piroclastitas fueron datados permitiendo acotar el contacto entre los miembros de la Formación Toro Negro entre los 8,6 y 6,8 Ma (Mioceno superior).

Esta etapa se caracteriza por el desarrollo de una planicie aluvial dominada por flujos poco canalizados (AFIX) que evoluciona a sistemas fluviales anastomosados arenogravosos a arenosos con sedimentación volcaniclástica y planicies dominadas por agradación (segunda repetición de la AFVIII y AFXIII, ver figura XVII.1). Es decir, que se corresponden al cortejo de facies de perfil de equilibrio alto no confinado a confinado, indicando una disminución en el espacio de acomodación (Figura XVII.4A). Al igual que en las etapas anteriores, las facies más gruesas se encuentran en el sector central siendo muy escasas en la parte austral. Otro rasgo interesante es la intercalación de delgados depósitos eólicos y niveles o pavimentos atestados de restos de ramas en la parte central, mientras que en el sur se reconocen niveles con restos de carbón leñoso asociados a paleosuelos. Es probable que en el sector austral los sistemas fluviales hayan tenido mayor estabilidad, dado la menor pendiente, lo que permitiría el mejor desarrollo de suelos en las planicies con la posterior preservación de restos de carbón.

Respecto a la procedencia, la petrofacies de mezcla (PM) caracteriza a las areniscas de este intervalo con un incremento en el aporte volcánico mientras que la composición de los conglomerados muestra un aporte dominado por granitos, volcanitas y sedimentitas evidenciando un claro cambio en el área de procedencia. La autora interpreta que este

cambio estaría indicando la progradación de sedimentos derivados del oeste, en especial, de la sierra del Peñón donde afloran granitos permo-triásicos, volcanitas y sedimentitas mesozoicas (Fm. Santo Domingo-Ciénaga del Río Huaco). No se descarta la posibilidad que las volcanitas paleozoicas correspondientes a la Formación Chuscho también estuviesen aportando sedimento a la cuenca durante esta etapa.

## **XVII.v. ETAPA V: PROGRADACIÓN DE CUÑAS CONGLOMERÁDICAS DE LA PRECORDILLERA**

### **Miembro superior (Mioceno superior- Plioceno)**

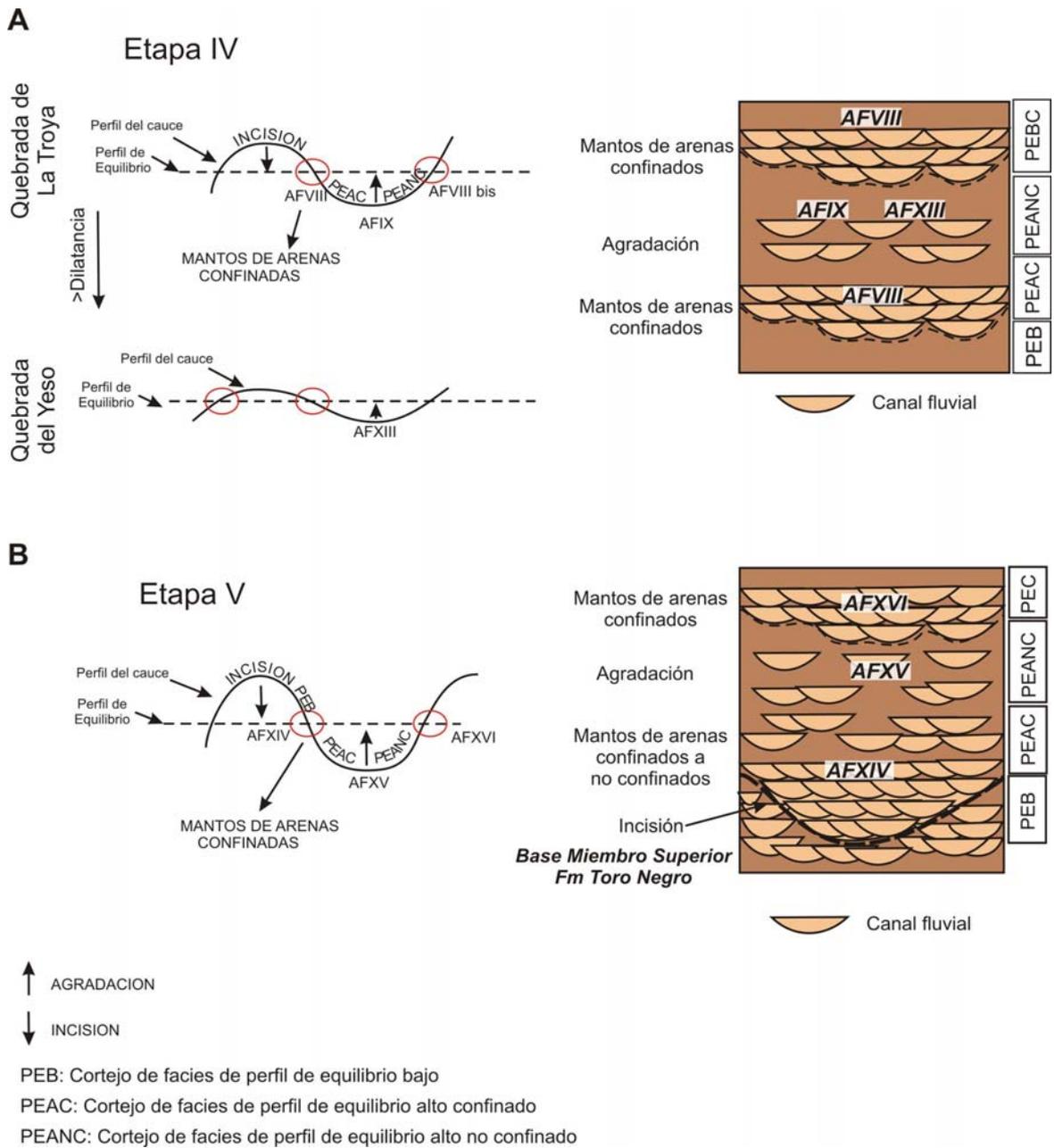
Esta etapa corresponde a la depositación del miembro superior de la Formación Toro Negro, el que se caracteriza por un brusco cambio en la litología siendo las facies gruesas dominantes (Figura XVII.2). La base de esta unidad presenta un contacto erosivo con el miembro inferior, encontrándose erosionada parte de la AFVIII (techo del miembro inferior) hacia el sur del área. Por encima de esta incisión se desarrollan sistemas fluviales entrelazados gravosos (AFXIV) que, en ocasiones, preservan espesos depósitos de planicies de inundación arenosas indicando una alta tasa de subsidencia (Figura XVII.1). Estos depósitos corresponderían al cortejo de facies de equilibrio bajo (Figura XVII.4B). Cabe mencionarse que esta asociación de facies presenta mayor espesor en el sector central acuñándose hacia el sur donde se reconocen sistemas de bajada dominadas por flujos canalizados (AFXVI). La composición de las areniscas de este sistema corresponde a la petrofacies de mezcla (PM) con un pulso neovolcánico (PnV) mientras que los conglomerados presentan en general alto contenido de granitos y volcanitas (asociación lítica de mezcla) con un pulso dominado por metamorfitas de alto grado (asociación lítica de basamento). Las áreas de aporte para esta parte de la unidad, en el norte y centro de la cuenca, se ubicarían tanto al oeste como al noroeste, correspondiendo a la Precordillera incluyendo el cordón de la Escarcha ubicado al NO donde afloran granitos, sedimentitas y

basamento cristalino sin descartar también al aporte distal de la sierra del Peñón (granito y secuencias mesozoicas). Por su parte, en el sur es probable que el aporte predominante haya sido del oeste.

Por encima, se desarrolla una planicie aluvial tobácea dominada por flujos pocos canalizados (AFXV) correspondientes a un estado de perfil de equilibrio alto no confinado donde predomina los procesos de agradación (Figura XVII.4B). Esta asociación de facies presenta mayor desarrollo hacia el sur siendo cubierto en toda la cuenca por un sistema de bajada o piedemonte dominado por cursos fluviales canalizados gravosos (AFXVI). Este sistema de *by pass* agradacional se correlacionaría con un cortejo de perfil de equilibrio bajo confinado probablemente relacionado a una pérdida del espacio de acomodación.

La petrofacies metamórfica-plutónica (PMP) es la característica para las areniscas mientras que los conglomerados están dominados por clastos de granitos, volcanitas y sedimentitas verdes con intercalaciones de niveles, en el sector sur y norte, con mayor participación de metamorfitas de alto grado. Todos estos componentes indicarían un claro aporte del oeste, en especial, de la Precordillera de Jagüel aunque, tanto en el sur como en el norte, se reconoce pulsos de aporte del basamento cristalino ubicado al SO como al NO, es decir, cerro Cacho y parte austral del cordón de la Escarcha respectivamente.

De esta manera, el periodo en el cual tuvo lugar la depositación de la Formación Toro se correspondería a la etapa más joven (26-0 Ma) propuesta por Somoza y Ghidella (2005) que se iniciaría con la ruptura de la placa de Farallón en Cocos y Nazca entre los 23 y 26 Ma según distintos autores, produciendo condiciones fuertemente compresivas (Somoza y Ghidella, 2005).



**Figura XVII.4:** Curvas de comparación del perfil de equilibrio y del cauce. **A.** Corresponde a la Etapa IV de la evolución de la Formación Toro Negro en el sector central y sur. Obsérvese la variación de las mismas debido a la dilatancia; **B.** Etapa V correspondiente al Miembro Superior de la Formación Toro Negro con similitudes en todos los sectores.

En esta etapa la convergencia entre la placa subductada de Nazca y la placa Sudamericana es ligeramente oblicua y se caracteriza en su comienzo por un fuerte incremento en la velocidad de convergencia, la cual empieza a disminuir en los últimos 10 Ma (Somoza y Ghidella, 2005). Esto habría originado una importante compresión que propició el ascenso de los bloques de basamento, en especial, de la sierra de Toro Negro, asociada a una aceleración en la subsidencia, contribuyendo a la depositación y preservación del importante espesor correspondiente a la Formación Toro Negro.

De esta manera, la autora considera que tales condiciones altamente compresivas pudieron ser propicias para el inicio del ascenso de la sierra de Toro Negro generando la gran superficie de incisión (7° orden) en la base de la Formación Toro Negro. Bajo tal escenario, es probable que se hayan producido pulsos de ascenso de la sierra de Toro Negro acompañados de una importante subsidencia generando brusco cambios del nivel de base de los sistemas fluviales que corrían de O-E o NO-SE. Es por ello que tal superficie erosiva es desarrollada y reconocida en el sector norte en cercanía a la sierra de Toro Negro mientras que en la quebrada de La Troya la base del Formación Toro Negro, está marcada por el desarrollo de superficies de incisión de menor jerarquía. Probablemente, la generación de estas correspondan a las mismas causas de la superficie de incisión basal en el norte, es decir, a pulsos de ascenso de la sierra de Toro Negro pero debido a la mayor distancia del alto topográfico las mismas presentan menor desarrollo con un mayor tiempo de retardo, es decir, una mayor dilatación (*lag time*) en el sentido de Dalrymple *et al.* (1998).

A su vez, sumado al ascenso de los bloques de basamento, las condiciones compresivas produjeron la generación progresiva de corrimientos en el oeste del área, reconociéndose primero el aporte correspondiente a la Cordillera Frontal - Sierra del Peñón y finalmente a la Precordillera. La progradación de este último corrimiento correspondería al Miembro Superior de la unidad y se podría correlacionar con la disminución de la velocidad de convergencia a partir de los 10 Ma según Somoza y Ghidella (2005).

## Capítulo XVIII

# CONCLUSIONES

El análisis de la información presentada en esta Tesis Doctoral permite formular las siguientes conclusiones:

- 1) La Formación Toro Negro cubre mediante una discordancia erosiva a la Formación Vinchina. En particular, esta superficie de incisión presenta mayor desarrollo en el sector norte de la sierra de Los Colorados atenuando su desarrollo en la parte central (quebrada de La Troya) hasta casi no reconocerse en el sector sur (quebrada del Yeso). En particular, es este último sector el contacto entre ambas unidades parece ser concordante (paraconcordancia).
- 2) A partir del levantamiento de los distintos perfiles se han reconocido 16 asociaciones de facies, 13 correspondientes al miembro inferior y 3 al miembro superior. La mayoría de las asociaciones de facies fueron interpretadas como sistemas fluviales anastomosados y, en menor medida, sistemas fluviales entrelazados. También se han reconocidos sistemas lacustre de barreal con sedimentación silicoclástica y mixta, planicies aluviales, sistemas de interacción fluvial-eólica y ambientes de piedemonte o bajadas dominadas por flujos canalizados.
- 3) Respecto a la distribución de los ambientes sedimentarios se ha reconocido una importante variación de los mismos en el miembro inferior. En este sentido, la parte basal del miembro inferior en el sector norte (quebrada de Los Pozuelos) es representada por

sistemas fluviales entrelazados gravosos que pasan a sistemas fluviales anastomosados gravosos que preservan progresivamente cada vez más depósitos de planicie. En el sector central, la base del miembro inferior se inicia con predominio de depósitos fluviales arenosos que hacia la parte superior evolucionan a sistemas arenogravosos. Mientras que en el sector sur predominan los sedimentos pelíticos correspondiente a sistemas lacustre de barreal con sedimentación mixta, abanicos terminales y, en menor medida, sistemas fluviales anastomosados arenosos. Por su parte, el miembro superior presenta mayor homogeneidad en la litología, siendo las facies gruesas dominantes en todos los sectores. Las mismas corresponden a sistemas fluviales entrelazados de alta energía y bajadas dominadas por flujos canalizados.

- 4) Los estudios petrográficos indican que las areniscas de la Formación Toro Negro están dominadas por litoarenitas (47%) y litoarenitas feldespáticas (45%), siendo escasas las feldsarenitas líticas (8%). A su vez, se ha reconocido una pequeña variación composicional entre sus dos miembros, estando el miembro inferior compuesto principalmente por litoarenitas feldespáticas (51%) y litoarenitas (39%) siendo escasa las feldsarenitas líticas (10%), mientras que el miembro superior se encuentra dominado por litoarenitas (71%) con proporciones menores de litoarenitas feldespáticas (25%) y escasa feldsarenitas líticas (4%). Respecto a la diagénesis, se han reconocido pocos indicios de diagénesis física, dominando los contactos tangenciales con poca presencia de contactos rectos y cóncavos-convexos. Dentro de la diagénesis química, se han reconocido los cementos carbonáticos y zeolíticos como principales, siendo dominante los sulfatos (yeso) en el sector sur. En forma

secundaria aparecen los cementos arcillosos (clorita e illita), los ferruginosos (óxidos de hierro) y la sílice siendo muy escasa la presencia de feldespatos autigénicos. En ocasiones, donde la cementación ha sido temprana, es común el desarrollo de reemplazo parcial hasta ocasionalmente total de clastos ya sea por carbonatos como por zeolitas autigénicas. Este último reemplazo es muy frecuente en niveles dominados por fragmentos líticos volcánicos

- 5) Los resultados de las modas detríticas de las areniscas muestran una marcada tendencia a agruparse dentro del campo de *arco volcánico disectado* y, en menor proporción, en el campo *arco transicional*, siendo muy escasas las muestras que grafican en el campo de *mezcla* y *orógeno reciclado* en los diagramas de Dickinson *et al.* (1983). Sin embargo, dada la presencia de significativas proporciones de microclino, feldespatos peritíticos e intercrecidos y variados tipos de líticos metamórficos, la autora considera que esta tendencia de las modas a ubicarse en el campo de *arco disectado* resulta de la mezcla de varias áreas de aporte. En este sentido, la información regional, paleocorrientes, las modas detríticas y la composición modal de los conglomerados sugieren, al menos, tres áreas principales de proveniencia: a) la sierra de Toro Negro, ubicada al norte del área aquí estudiada; b) la Cordillera Frontal, ubicada en una posición distal al oeste de la cuenca, y c) la Precordillera, ubicada al oeste e integrada por las sierras del Peñón y de la Punta Negra.
- 6) A partir del estudio de la composición modal de las areniscas se han establecido 3 petrofacies: la metamórfica-plutónica (PMP), la de mezcla (PM) y la volcánica (PV) que a su vez pudo ser dividida en neo-volcánica (PnV) y paleo-volcánica (Ppv). Mientras que a partir

del estudio composicional de los clastos de conglomerados se han reconocido tres asociaciones líticas: la asociación lítica de basamento (ALB), la asociación lítica sedimentaria (ALS) y la asociación lítica volcánica (ALV). En ciertos intervalos estratigráficos es frecuente la mezcla de las mismas sin predominar una asociación lítica determinada. De esta manera, la parte basal del miembro inferior en el sector norte está caracterizada por las petrofacies PM-PV y las asociaciones líticas ALB-ALV. El resto del miembro inferior está dominado por la petrofacies PMP y la asociación lítica ALB en el sector central y la petrofacies PM en el sector sur. Mientras que el miembro superior se caracteriza por el predominio de la petrofacies PMP y las asociaciones líticas ALM - ALB con intercalaciones de intervalos estratigráficos dominados por la petrofacies PV.

- 7) Los niveles piroclásticos dentro de la Formación Toro Negro se caracterizan por ser en general tobas vítreas (53%) y cristalinas (40%) siendo muy escasas las tobas líticas (7%). Las características geoquímicas de estos niveles piroclásticos de caída indican que se trata de un volcanismo ácido con afinidad calcoalcalina y de carácter explosivo, indicando un ambiente orogénico de arco volcánico.
- 8) Según los datos radiométricos obtenidos la Formación Toro Negro comenzó a depositarse con posterioridad al Oligoceno superior (25,3 Ma) muy probablemente durante el Mioceno. Esto se basa en la edad obtenida (T2), en la quebrada de La Aguada (sector norte), para el techo de la Formación Vinchina, unidad infrayacente a la Formación Toro Negro. Por otro lado, las edades obtenidas en el contacto entre los miembros inferior y superior de la Formación Toro Negro, en la quebrada de Puesto Viejo (TN6) y La Troya (TN58), indicarían una edad miocena superior para el inicio de la

deposición en el Miembro Superior (8,6 y 6,8 Ma) sin descartarse la posibilidad que la unidad llegue hasta el Plioceno. De esta manera, la Formación Toro Negro se ubicaría en el Mioceno – Plioceno inferior.

- 9) En la evolución paleoambiental de la Formación Toro Negro se han establecido cinco etapas. La etapa I marca el inicio de la Formación Toro Negro en el sector norte, caracterizándose por la generación de una gran superficie de incisión y el posterior relleno por depósitos fluviales conglomerádicos provenientes del oeste (PM-PV; ALB, ALM). La etapa II corresponde a la base de la unidad en el sector central y sur y consiste en el desarrollo de incisiones de menor jerarquía acompañadas por importantes procesos de agradación y progradación de sistemas fluviales anastomosados arenosos (PMP y PM) con escasa presencia de sistemas areno-conglomerádicos en el sector central a norte (ALB). La etapa III constituye un periodo de cuenca hambrienta con predominio de sedimentos finos correspondientes a sistemas lacustres con sedimentación silicoclástica (PMP y ALB) en el sector central y mixta con importantes acumulaciones de evaporitas en el sector sur (PM), asociados a depósitos piroclásticos de caída. La etapa IV comienza a registrarse con mayor énfasis la progradación de la cuña clástica proveniente del oeste con participación concomitante de los bloques de basamento (PMP y PM; ALB y ALV) con depósitos piroclásticos de caída. Finalmente, la etapa V que corresponde al miembro superior de la Formación Toro Negro se inicia con una superficie erosiva y se caracteriza por la presencia de facies similares en todos los sectores de la cuenca. Se caracteriza por el predominio de sistemas fluviales entrelazados conglomerádicos y sistemas de

bajadas dominadas por flujos canalizados con una delgada intercalación correspondiente a una planicie limo-arenosa con importante participación volcanoclástica (PV). Esta etapa representa importantes pulsos de progradación de la cuña clástica desde el oeste, en especial, del corrimiento que asciende la Precordillera con participación del basamento cristalino en los extremos noroeste-suroeste (PMP; ALM-ALB).

- 10) La Formación Toro Negro presenta una oportunidad superlativa para el estudio de la evolución sedimentaria de una cuenca de antepaís fragmentada en donde el control sobre la sedimentación y la arquitectura de los cuerpos está dado no sólo por la faja plegada y corrida sino también por los bloques de basamento.

## AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer en primer lugar a mi Director de Tesis Sergio A. Marensi y a mi Consejero de Tesis Carlos O. Limarino por su dedicación, paciencia y apoyo en la realización de este trabajo.

Por otro lado, quiero agradecer a todo el Grupo de Trabajo de Sedimentología (en orden alfabético): Alfonsina Tripaldi, Ana Tedesco, Horacio Tassone, Julieta Suriano, Oscar Limarino, Sergio Marensi y Susana Alonso por todo el apoyo otorgado como también por hacer del lugar de trabajo un ámbito familiar. Extiendo este agradecimiento a Daniela Villegas que aunque ya no forma parte del grupo, ha sido una integrante más de esta gran familia.

También quisiera agradecer a todos aquellos que me acompañaron durante las tareas de campo: Hernán Reijeinsten, José Mescua, Alfonsina Tripaldi, Julieta Suriano y Horacio Tassone.

También quisiera hacer llegar mi agradecimiento a los docentes, alumnos y pobladores de Valle Hermoso y de la Escuela N° 202 en la provincia de La Rioja, por su hospitalidad y predisposición durante nuestra estadía.

Este trabajo fue realizado gracias a las becas de Doctorado de la Secretaria de Ciencia y Técnica de la Universidad de Buenos Aires y la beca de Postgrado de Tipo I del agradezco al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET). Las viajes de campos como los análisis químicos y petrográficos fueron financiados con los subsidios de investigación PIP5187 de CONICET y UBACyt X203.

Quiero agradecer a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires por haberme dado lugar de trabajo como a todos los colegas que tratan de llevar a cabo la complicada tarea de ser docentes y de investigar.

También quisiera agradecer a todos los miembros del Geocine por alegrar las meriendas y compartir gratas cenas de alto nivel académico como a todos aquellos con los cuales compartí momentos durante todos estos años en el ámbito universitario.

En especial, quisiera agradecer a mis padres, Ana y Luis, y a mis hermanas Gladys, Analía y Lorena por estar siempre a mi lado, quererme y apoyarme en todo los momentos de mi vida. Quisiera extender este agradecimiento a mi cuñado Rolo, mis sobrinos Mati y Sebas, a mis hermanas del corazón Ana y Caro y a Horacio por haber sido mi amigo todos estos años y poder haber contado con él siempre.

## BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F.G., 1971. Geología estratigráfica de la zona comprendida entre Punta del Agua y Rincón Blanco. Con especial referencia a la posición estratigráfica de los niveles fosilíferos del Carbónico marino. *Acta Geológica Lilloana* 11(7): 125-150. San Miguel de Tucumán.

Aceñolaza, F.G. y Bernasconi, A., 1970. Sobre la edad de las intrusivas que afloran en el sector norte de la Precordillera riojana: área del río Bonete. 4° Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza 1969), *Actas* 2: 61-67.

Aceñolaza, F.G y Vergel, M.M., 1987. Hallazgo del Pérmico Superior fosilífero en el Sistema de Famatina. 10° Congreso Geológico Argentino (San Miguel de Tucumán), *Actas* 3: 125-129.

Aceñolaza, F.G., Toselli, A. y Bernasconi, A., 1971. La Precodillera de Jagüé, La Rioja, Argentina, su importancia geológica y estructural. *Acta Geológica Lilloana* 11(14): 257-290. San Miguel de Tucumán.

Ahlbrandt, T.S., 1979. Textural parameters of eolian deposits: united States Geological Survey, Professional Paper 1052, 21-51pp.

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

Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh borders. *Sedimentary Geology*, 33, 237-295.

Arcucci, A.B., Tambussi, C.T., Pardiñas, U.F.J., Petrulovicus, J.F., 1999. Nuevos registros de vertebrados en el Terciario superior del noroeste de La Rioja, Argentina. *Ameghiniana*, 36(1):95-96.

Arigós, L., 1949. Descripción geológica de la Hoja 14c. Cerros de Cuminchango (provincias de La Rioja y Catamarca), Instituto Nacional de Geol. y Min. Bs. As. (inédito).

Ashmore, P.E., 1991. How do gravel-bed rivers braid? *Canadian Journal of Earth Science*, 28: 326–341.

Azcuy, C.L. y Ozayán, S.I., 1987. *Euryphyllum whittianum* Feismantel en las capas rojas de la Formación De La Cuesta, provincia de La Rioja. 7° Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología (Buenos Aires), *Actas*: 25-28.

Bentham, P.A., Talling, P.J. y Burbank, D.W., 1993. Braided stream and flood-plain deposition in a rapidly aggrading basin: the Escanilla Formation, Spanish Pyrenees. En:

Braided Rivers (Ed. By J.L. Best and C.S. Bristow), Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 75, 177-194.

Bjørkum, P.A., 1996. How important is pressure in causing dissolution of quartz in sandstone? *Journal of Sedimentary Research* 66: 147-154.

Bodenbender, G., 1896. Sobre la edad de algunas formaciones carboníferas de la Republica Argentina. *Revista del Museo de La Plata*, VII: 131-148.

Bodenbender, G., 1912. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y Regiones Limítrofes, República Argentina. *Boletín de la Academia de Ciencias en Córdoba*, Tomo XIX: (5- 220).

Bodenbender, G., 1922. Contribución al conocimiento geológico de la República Argentina. I. Descripciones generales. El Nevado de Famatina (provincia de La Rioja). *Anales de Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería* 16(1): 1-69. Buenos Aires.

Bodenbender, G., 1924. El Calchaqueño y los Estratos de la Puna de Penck. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba*, Tomo XXVII: (405-468).

Boggs, S., 1992. *Petrology of Sedimentary Rocks*. MacMillan, 706 pp. New York.

Bonaparte, J.F., 1965. Nuevas icnitas de la quebrada del Yeso (La Rioja) y reconsideración de la edad de los afloramientos. *Acta Geológica Lilloana* VII, 5-16.

Borrello, A.V., 1955. Los conglomerados del Cerro Punta Negra al oeste de Jagüe, provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, X, 1: (44-53).

Borrello, A.V. y Cuerda, A.J., 1968. Tectonema Neomolásico (IV). Grupo Río Huaco. Norte de la Precordillera de San Juan. Jáchal-Huaco. Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires, *Notas* 6(1): 3-16. La Plata.

Bracaccini, O., 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuanina-Mendocina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 258: 16-17. Buenos Aires.

Brackebusch, L., 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina. Esc. 1: 1.000.000, Gotha.

Braithwaite, C.J.R., 1989. Displasive calcite and grain breakage in sandstones. *Journal of Sedimentary Research* 59 (2): 258-266.

Bristow, C.S. and Best, J.L. 1993. Braided rivers: perspectives and problems. In Best, J.L. and Bristow, C.S. (Eds.) *Braided Rivers*, Geological Society of London Special Publication 75, pp.1-11.

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

Buczynski, C., Chafetz, H.S. 1987. Siliciclastic grain breakage and displacement due to carbonate crystal growth: an example from the Lueders Formation (Permian) of north-central Texas, U.S.A. *Sedimentology* 34 (5), 837–843.

Caminos, R., 1972. Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En Leanza, A. F. (editor), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Caminos, R. y L. Fauqué, 2001. Hoja Geológica 2969-II Tinogasta, Provincia de La Rioja, a escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Boletín 276, Buenos Aires.

Caminos, R., Fauqué, L., Cingolani, C., Varela, R. y Morel, E., 1993. Estratigrafía y estructura del Devónico-Carbonífero en el sector septentrional de la Sierra de la Punilla, Precordillera de La Rioja y San Juan. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 31-41, Mendoza.

Caminos, R.; Zamuner, A.; Limarino, C. y Fauqué, L., 1995. Triásico superior fosilífero en la Precordillera riojana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 262-265.

Carozzi, A.V., 1962. Observations on algal bioherms in the Great Salt Lake, Utah. *Journal of geology* 70: 246-253.

Carrizo, H.A. y Azcuy, C.L., 1997. Las fitozonas del Carbonífero Temprano de Argentina y la edad de las discordancias relacionadas: una discusión. *Revista Universidade Guarulhos, Geociências* 2 (numero especial): 19-27. Guraulhos.

Caselli, A.T., Marensi, 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, El Calafate, Actas Tomo I: 679-683.

Cavazza, W. 1989. Detrital modes and provenance of the Stilo-Capo d'Orlando Formation (Miocene), southern Italy. *Sedimentology* 36, 1077-1 090

Césari, S.N. y Gutiérrez, P.R., 2001. Palynostratigraphic study of the Upper Paleozoic central-western Argentina in sequences. *Palynology* 24: 113-146. Dallas.

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. Universidad de Buenos Aires, 110pp.

Ciccioli, P. L., Marensi, S. A., Limarino, C. O., 2004. Cambio en la arquitectura de los sistemas fluviales en el límite de las formaciones Vinchina y Toro Negro (Neógeno), Sierra de los Colorados (provincia de La Rioja). X Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes, 41-43.

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): 122-131.

Ciccioli, P. L., Limarino, C.O., Marensi, S.A., 2005. Nuevas edades radimétricas para la Formación Toro Negro en la Sierra de los Colorados, Sierras pampeanas Noroccidentales, Prov. La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (1): 251-254.

Cisterna, G.A. y Sabbatini, N., 1998. Algunos Gastrópodos de la Formación Río del Peñón (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior), provincia de La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53(2): 212-218. Buenos Aires.

Cisterna, G.A. y Simanaukas, T., 2000. Brachiopods from the Río del Peñón Formation, Río Blanco Basin, Upper Paleozoic of Argentina. *Revista Española de Paleontología* 15(2): 129-151. Madrid.

Collinson, J.D., Thompson, D.B., 1992. *Sedimentary structures*. Chapman and Hall, Second edition reprinted, London, 206 pp.

Córsico, S., 1996. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Cerro Morado (Terciario) en inmediaciones del Dique Los Cauquenes (área de Jáchal, provincia de San Juan). Trabajo Final de Licenciatura, UBA (inédito).

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).

Critelli, S. e Ingersoll, R.V., 1995. Interpretation of neovolcanic versus paleovolcanic sand grains: an example from Miocene deep marine sandstone of the Topanga Group (Southern California). *Sedimentology* 42: 783-804.

Critelli, S. y Le Pera, E., 1994. Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the southern Apennines thrust-top basin (Italy). *Journal of Sedimentary Research* A64: 824-835.

Dalrymple, M., Prosser, J. y Williamsn, B., 1998. A dynamic systems approach to the regional controls on deposition and architecture of alluvial sequences, illustrated in the Staffjord Formation (United Kingdom, Northern North Sea). En: *Relative Role of Eustasy, Climate and Tectonism in Continental Rocks*, SEPM Special Publication N°59, 65-81pp.

Dapples, E.C., 1971. Physical classification of carbonate cement in quartzose sandstones. *Journal of Sedimentary Research* 41(1): 196-204.

DeCelles, P.J., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Pivnik, D.A., Pequera, N. y Srivastava, P., 1991. Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Paleocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology*, 38: 567-590.

De Iullis, G., Ré, G.H., Vizcaíno, S.F., 2004. The Toro Negro Megatheriine (Mammalia, Xenarthra): A new species of *Pyramiodontherium* and a review of *Plesiomegatherium*. *Journal of Vertebrate Paleontology* 24 (1): 214-227.

De La Fuente, M., 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.

De Rosa, R., Zuffa, G.G., Taira, A., y Teggett, J., 1986. Petrography of trench sands from Nakai Trough, southwest Japan: implications for long-distance turbidites transportation. *Geological Magazine* 23: 477-486.

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

Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relation from modes of sandstones. En "Provenance of arenites" (editado por Zuffa):332-362.

Dickinson, W.R., 1988. Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins. In: Paola C, Paola C, editors. *New Perspectives in Basin Analysis*. Springer-Verlag, p. 3 – 26.

Dickinson, WR, Suczek CA., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bulletin* 63(12):2164– 82.

Dickinson, W.R y Valloni, R., 1980. Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins. *Geology* 8: 82-86.

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

Dutton S. P. y Diggs, T.N., 1990. History of quartz cementation in the Lower Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas. *Journal of Sedimentary Research* 60: 191-202.

Espejo, I.S. y López-Gamundi, O.R., 1994. Source versus depositional controls on sandstone composition on a foreland basin: the El Imperial Formation (mid-Carboniferous - lower Permian), San Rafael Basin, western Argentina. *Journal of Sedimentary Research* A64: 8-16.

Esteban, S.; Tortello, F.; Mángano, M.G.; Buatois, L.A. y Aceñolaza, F.G. 1999. Bioestratigrafía del Paleozoico inferior del Sistema del Famatina. *Relatorio de Geología y Recursos Naturales del Noroeste Argentino*.

Fauqué, L. y Limarino, C.O., 1992. El Carbonífero de Agua de Lucho (Precordillera de La Rioja), su importancia tectónica y paleoambiental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46 (1-2): 103-114. Buenos Aires.

Fauqué, L.E. y Villar, L.M., 2003. Reinterpretación estratigráfica y petrología de la Formación Chuscho. Precordillera de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (2): 218-232.

Fauqué, L., Caminos, R., Limarino, C.O. y Carullo, M., 1991. Relaciones estratigráficas del magmatismo carbonífero en la Precordillera Riojana, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Expandidos, pp. 552-556.

Fauqué, L. y Limarino, C.O., Cingolani, C. y Varela, R., 1999. Los movimientos intracarboníferos en la Precordillera riojana. 14° Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 1: 421-424.

Fisher, J.A., Nichols, G.J., y Waltham, D.A., 2007. Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: Examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, northern Spain. *Sedimentary Geology* 195: 55-73.

Foley, M.G., 1978. Scour and fill in steep, sand-bed ephemeral streams. *Geological Society of America Bulletin* 89, 559-570.

Folk, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestone types. En: Ham, W.E., (ed.) *Classification of Carbonate Rocks - A Symposium: American Association of Petroleum Geologists Memoir* 1, 62-84.

Folk, R.L., Andrews, P.B., Lewis, D.W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *N.Z. Journal of geology and geophysics*, N° 4 (13): 937-968.

Frenguelli, J., 1950. Incites en el Paleozoico Superior del Oeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Tomo V, N° 3, 136-148.

Fryberger, S. G., Ahlbrandt, T. S., 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*, 49(3): 733-746.

Furque, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b, Guadacol, provincias de La Rioja y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín N° 92, pp.

Furque, G., 1972. Descripción geológica de la Hoja 16b, Cerro La Bolsa, provincias de La Rioja y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín N°125, 69pp.

Furque, G., 1979. Descripción geológica de la Hoja 17c, Jáchal, provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional, Boletín 164, 79 pp. Buenos Aires.

Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society*, 129: 93-131.

Garzanti, E., 1986. Source rock versus sedimentary control on the mineralogy of deltaic volcanic arenites (Upper Triassic, northern Italy). *Journal of Sedimentary Petrology* 56: 267-275.

Gazzi, P. 1966. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; Correlazioni con il flysch di Monghidoro: Mineralogez e Petrografica, Acta, 12: 69-97.

Gibling, M.R., 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research* 76: 731-770.

Gierlowski-Kordesch, E. y Gibling, M.R., 2002. Pedogenic mud aggregates in rift sedimentation. En: Ashley, G. Renaul, R.W (Eds): *Sedimentation in Continental Rifts*. SEPM Special Publications, vol. 73, 95-206.

Gill, J.B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, 390 p. Berlin-Heidelberg.

Glennie, K.W., 1970. *Desert sedimentary environments*. Development in Sedimentology, Vol. 14, 111 p. Elsevier. Amsterdam.

González Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Tomo V, Nº 3: 81-110.

González, C.R. y Bossi, G.E., 1986. Los depósitos carbónicos al este de Jagüel, La Rioja. IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Mendoza, Actas, 1: 231-236, Bs. As.

González, C.R. y Bossi, G.E., 1987. Descubrimiento del Carbónico inferior marino al oeste de Jagüel, La Rioja. IV Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas, 2: 713-724, Santa Cruz de la Sierra (Bolivia).

Goudie, A., Watson, A., 1981. The shape of desert sand dune grains, *Journal of Arid environment*, 4: 185-190.

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, Volumen VI, Provincia de La Rioja, Buenos Aires.

Gutiérrez, P. R., 1988. Análisis paleoflorístico, bioestratigráfico y aspectos paleoambientales de la Formación Agua Colorada en el sector sudoriental de la Sierra de Famatina, Provincia de La Rioja, Republica Argentina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, inédita, 850 pp.

Gutiérrez, P. R., 1993. Palinología de la Formación Agua Colorada (Carbonífero Superior), Sierra de Famatina, Provincia de La Rioja, Argentina. I. Granos de polen. *Ameghiniana*, 30 (2): 163-212.

Gutiérrez, P. R. y Limarino, C. O., 2006. El perfil del sinclinal del Rincón Blanco (noroeste de La Rioja): el límite Carbonífero-Pérmico en el noroeste argentino. *Ameghiniana* 43 (4): 687-703.

Hampton, B.A., Horton, B.K., 2007. Sheetflow fluvial processes in a rapidly subsiding basin, Altiplano plateau, Bolivia. *Sedimentology* 54 (5): 1121-1148.

Handford, C. R., 1982. Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene continental-sabkha playa basin- Bristol Dry Lake, California. *Sedimentology* 29, 239-253.

Hardie, L.A., Smoot, J.R., Eugster, H.P. 1978. Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. En: Matter A. y Tucker, M.E. (Eds): *Modern and Ancient Lake Sediments*. Special Publication International Association of Sedimentology, 2: 7-42.

Harrington, H. J., 1956. Argentina. En: Jenks, William F. (Editor), *Handbook of South American geology: an explanation of the geologic map of South America*. Geological Society of America, New York, 378 pp.

Harrington, H.J. y Leanza, A.F., 1957. Ordovician Trilobites of Argentina. University of Kansas, Dpt. Of Geology, Spec. Public. (Lawrence, Kansas).

Harwood, G., 1988. Microscopic techniques: II. Principles of Sedimentary Petrography. En: *Techniques in Sedimentology*, Ed: Tucker, M., Blackwell Scientific Publication, London, 394pp.

Hausen, H., 1921. On the lithology and geological structure of the Sierra de Umango area. *Acta Acad. Aboensis, Math., et Physic*, 1 (Abo).

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

Howard, J.L., 1993. The statistics of counting clasts in rudites: a review, with examples from the upper Palaeogene of southern California, USA. *Sedimentology* 40: 157-174.

Hubert, J. F., Hyde, M. G. 1982. Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on a alluvial sandflat-playa system: Upper Triassic Blomidon redbeds, St Mary's Bay, Nova Scotia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 457-474.

Hunter, R. E., 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24: 361-387.

Ingersoll, R.V., Bullardt, F., Ford, R.L., Grimmj, B., Picklej, .D. & Saress, W, 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson pointcounting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 103-116. (Ver discusiones y respuestas: 55, 616-621)

Ingersoll, R.V., Kretchmer, A.G. y Valles, P.K., 1993. The effects of sampling scale on actualistic sandstones petrofacies. *Sedimentology* 40:937-953

Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.

Isacks, B.L., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Ramos, V.A., 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la geometría de la placa de Nazca subductada. Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina. *Actas III*:587-606.

Jensen, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario, Division of Mines. Misc. Pap. 66

Jones, H.L., Hajek, E.A., 2007. Characterizing avulsion stratigraphy in ancient alluvial deposits. *Sedimentary Geology* 202:124-137.

Jordan, T.E., 1995. Retroarc Foreland and Related Basins. En Busby, C. J. y Ingersoll, R. V. (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins: Blackwell Science, Cambridge, US: 331-362.*

Jordan, T. E., and Allmendinger, R. W., 1986, The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation: *American Journal of Science*, v. 286, p. 737-764.

Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., Ando, C. J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Bulletin of the Geological Society of America* 94:341-61

Jordan, T., Drake, R., Nasser, Ch., 1993. Estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del Río Jáchal, San Juan, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas II: 132-141.

Kay, S.M. y Abbruzzi, J.M., 1996, Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flat-slab" between 30° and 32°S, *Tectonophysics*, 259, 15-28.

Kelly, S.B. y Olsen, H., 1993. Terminal fans - a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology*, 85, 339-374.

Krapovickas, V., Ciccioli, P.L., Mángano, M.G., and Limarino, C.O., 2007. Vertebrate and invertebrate trace fossils in anastomosing fluvial deposits of The Toro Negro Formation (Upper Miocene), La Rioja, Argentina. Lucas et al., eds., 2007, *Cenozoic Tracks*. New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin 42. Cenozoic Vertebrate Track Symposium; Albuquerque, New Mexico, USA.

Kraus, M.J., Wells, T.M., 1999. Recognizing avulsion deposits in the ancient stratigraphical record. *Special Publication International Association Sedimentology* 28: 251-268.

Krynine, P.D. 1949. The origin of red beds. *NY Acad. Sci. Trans. Ser. II* 2: 60-66.

Krynine, P.D. 1950. Petrology, Stratigraphy, and Origin of the Triassic Sedimentary Rocks of Connecticut. *Connecticut Geological and Natural History Survey Bulletin* 73.

Langford, R.P. 1989. Modern and ancient fluvial-aeolian systems: part 1 modern systems. *Sedimentology*, 36: 1023-1035.

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

Larese, R.E., Pittman, E.D. y Heald, M.T., 1984. Effects of diagenesis on porosity development, Tuscaloosa sandstone, Lousinian (abs). American Association of Petroleum Geologist Bulletin 68: 498.

Lekach, J., Amit, R., Grodek, T., Schick, A.P., 1998. Fluivo-pedogenic processes in an ephemeral stream channel, Nahal Yael, Southern Negev, Israel. *Geomorphology* 23: 353-369.

Le Maitre, R.W, Bateman, P., Dudek, A., Keller; J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Strekeisen; A., Woolley, A.R.y Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, pp193. Oxford.

Leopold, L.B., Emmett, W.W. y Myrick, R.M., 1966. Channel and hillslope processes in a semiarid area, New Mexico. U.S. Geological Survey Professional Paper 352-G: 193-253.

Limarino, C.O., 1985. Paleoambientes de sedimentación y estratigrafía del Grupo Paganzo en el Sistema de Famatina, Universidad de Buenos Aires, Tesis de Doctorado (Inedito), 300pp.

Limarino, C.O., 1988. Paleoambientes sedimentarios y paleogeografía de la sección inferior del Grupo Paganzo en el Sistema de Famatina, Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 39: 145-178.

Limarino, C.O., Morelli, J.R., Alonso, M.S., 1987. El color rojo de la sección Superior del Grupo Paganzo (Pérmico), su origen y probable significado. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 18 (1-4): 1-10.

Limarino, C.; Fauqué, L. 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*, 1: 169-174. San Juan.

Limarino, C.O., Caminos, R. y Fauqué, I., 1996a. Caracterización litoestratigráfica y correlación regional de la Formación Ranchillos (Carbonífero Superior-Pérmico), Cordillera Frontal de La Rioja. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 1: 513-530.

Limarino, C.O., Caselli, A.T., Net. L.I. y Gagliardo, M. 1996b. A popose of psefite classification relateded to sand and sandstone composition. En: *Petrología y Diagenesis de rocas clásticas*, Scasso R.A. y Limarino, C.O.

Limarino, C.O., Net, L., Gutiérrez, P., Barreda, V., Caselli, A. y Ballent, S., 2000. Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico Superior), Precordillera Central, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55 (1-2): 83-99.

Limarino, C., Tripaldi, A., Marensi, S. A., Net, L. I., Re, G., Caselli, A. T., 2001. Tectonic control on the evolution of the fluvial systems of the Vinchina Formation (Miocene), Northwestern Argentina. En: González Bonorino, G., Kraemer, P. y Re., G. (Eds.), *The*

Sedimentary and Tectonic Evolution of Cenozoic Andean Foreland Basins, *Journal of South American Earth Sciences* 14 (7): 751-762.

Limarino, C.O.; Fauqué, L., Ciccioli, P.L., Tedesco, A.M., Marsicano, C. y Arcucci, 2005. El Mesozoico De La Precordillera Septentrional. *Actas XV Congreso geológico Argentino*, La Plata, I: 217-222.

Limarino, C., Marensi, S., Gomez O'Connell, M., Ciccioli, P., Tedesco, A. y Tripaldi, A. 2008. Arquitectura de sistemas fluviales anastomosados en ambientes semiáridos: ejemplos de las formaciones Toro Negro y Vinchina (Neógeno, Sierras Pampeanas Noroccidentales, Argentina). *XII Reunión Argentina de Sedimentología* (en prensa).

Llambías, E.J. y Caminos, R., 1987. El magmatismo neopaleozoico de Argentina. En: Archangelsky, S., (Ed.): *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, pp. 253-279. Córdoba.

Mack, G.H., 1978. The survivability of labile light mineral grains in fluvial, eolian and marine environments: The Permian Cutler and Cedar Mesa Formations, Moab, Utah. *Sedimentology* 25: 587-604.

Mack, G.H., 1984. Exceptions to the relations of plate tectonics and sandstones composition. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 212-220.

Mack, G.H., James, W.C., 1994. Paleoclimate and the global distribution of paleosols. *Journal of Geology* 102, 360– 366.

Makaske, B., 1998. *Anastomosing rivers; forms, processes and sediments*, Ph.D. thesis, Univ. Utrecht, Netherlands.

Makaske, B., 2001. *Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products*. *Earth-Science Reviews* 53:149–196.

Makaske, B., Smith, D.G. y Berendsen, H.J.A., 2002. Avulsions, channel evolution and floodplain sedimentation rates of the anastomosing upper Columbia River, British Columbia, Canada. *Sedimentology* 49, 1049–1071.

Maisonave, H.M., 1979. Descripción geológica de la Hoja 14c. Cerros Cuminchango (Provincias de La Rioja y Catamarca). *Servicio Geológico Nacional. Boletín N° 162*, Buenos Aires, 83p.

Marcos, O., Faroux R., Alderete M., Guerrero M. A. y Zolezzi R., 1971. Geología y prospección geoquímica de la Cordillera Frontal en la provincia de La Rioja. 1º Simposio Nacional de Geología Económica, 2: 305-318. San Juan.

Marensi, S., Net, L., Caselli, A., Tripaldi, A. y Limarino, C.O., 2000. Hallazgo de discordancias intraformacionales en la Formación Vinchina (Neógeno), quebrada de La Troya, La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(4): 414-418.

Matlack, K.S., Houseknecht, D.W., and Applin, K.R., 1989. Emplacement of clay into sand by infiltration: *Journal of Sedimentary Petrology* 59 (1):77-87.

Mather, A., 2007. Arid environments. En: *Environmental Sedimentology*. Eds: Chris Perry and Kevin Taylor. Blackwell Publishing, Cap 5: 144-189.

Mazzoni, M. M., 1986. Procesos y depósitos piroclásticos. Asociación Geológica Argentina. Serie B, didáctica y complementaria 14, 115pp. Buenos Aires.

McBride, E.F. 1974. Significance of color in red, green, purple, olive, brown, and gray beds of Difunta Group, northeastern Mexico. *Journal of Sedimentary Research* 44 (3): 760-773.

McBride, E.F., 1989, Quartz cements in sandstones: a review: *Earth Sci. Rev.*, v. 26, no. 2, p. 69-112.

McBride, E. F., Land, L. S., and Mack, L. E., 1987. Diagenesis of eolian and fluvial feldspathic sandstones, Norphlet Formation (Upper Jurassic), Rankin County, Mississippi, and Mobile County, Alabama: *AAPG Bull.* 71, 1019-1034.

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

Miall, A. D., 1983. Basin analysis of fluvial sediments, in Collinson, J.D., and Lewin, J., eds., *Modern and Ancient Fluvial Systems: International Association of Sedimentologists Special Publication*, 6: 279-286.

Miall, A. D., 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22: 261- 308.

Miall, A. D., 1996. *The geology of fluvial deposits*. Springer, 582 pp.

Milana, J.P., 1993. Estratigrafía de eolianitas en la zona de Jáchal-Huaco, Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48 (3-4): 283-298.

Miyashiro, A., 1974. Volcanic rocks series in Island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274: 321-355.

Morad, S., 1998, Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution, En Morad (Ed.), "Carbonate cementation in sandstones". *International Association of Sedimentologists Special Publication* 26, 1-26.

Murray, R.C. 1964. Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. *Journal of Sedimentary Research* 34 (3): 512-523.

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*, 64B: 451- 463.

Nanson G.C., Croke, J.C., 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, 4: 459-486.

Nechaev, V.P. y Isphording, W.C., 1993. Heavy-mineral assemblages of continental margin as indicator of plate-tectonic environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 1110-1117.

Net, L., 1995. Caracterización petrográfica de las areniscas de la Formación Guandacol (Carbonífero medio) en el perfil de la Cuesta de Huaco, provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, UBA (inédito).

Newell, A.J. 2001. Bounding surfaces in a mixed aeolian-fluvial system (Rotliegend, Wessex Basin, SW UK). *Marine and Petroleum Geology* 18(3):339-347.

Nichols, G.J. y Fisher, J.A. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology*, 195, 75-90.

North, C.P., Warwick, G.L., 2007. Fluvial fans: myths, misconceptions, and the end of the terminal-fan model. *Journal of Sedimentary Research*, 77:693-701.

Paz, J.D.S. y Rossetti, D.F., 2006. Petrography of gypsum-bearing facies of the Codó Formation (Late Aptian), Northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias* 78 (3): 557-572.

Paz, J. D.S., Rossetti, D.F y Macambira, M.J.B., 2005. An Upper Aptian saline pan/lake system from the Brazilian equatorial margin: integration of facies and isotopes. *Sedimentology* (2005) 52, 1303-1321.

Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma génesis at active continental margins. En C.J.Hawkesworth y M.J.Norry (eds.) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*: 230-249. Shiva Publishing Limited.

Penck, W., 1920. Der Südrand der Puna de Atacama (NW. Argentinien). Ein Beitrag zur Kenntnis des andinen Gebirgstypus und zur Frage der Gebirgsbildung. *Abh. Math. Phys. Kl. Sächsischen Akad. Wiss.* 37, 1–420.

Picard, M. D., High, L. R., 1973. Sedimentary structures of ephemeral streams. *Developments in Sedimentology* 17, 223pp.

Ramos, V. A., 1970. Estratigrafía y estructura del Terciario en la Sierra de los Colorados (Provincia de La Rioja), República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XXV, 3: 359-382.

Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America: a collisional history. *Episodes* 11: 168-173.

Ramos, V.A., 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30-33°S Lat.). En: Reutter, K.J., Scheuber, E., Wigger, P.J. (Eds.). *Tectonics of the southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin*. Springer, Berlin, 249-261pp.

Ramos, V.A., 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. En Caminos, R. (Editor), *Geología Argentina, Anales N° 29, Capítulo 22*: 651-691.

Ramos, V., Reynolds, J., Jordan, T., Tabbutt, K.D., 1988. Time constraints for the uplift of the Sierras de Toro Negro, Umango and Espinal, Western Sierras Pampeanas, Argentina. Geological Society of America, Abstracts with Programs, 20(7): A61, Denver.

Ramos, V. A., Escayola, M., Mutti, D. I. and Vujovich, G. I. 2000. Proterozoic-early Paleozoic ophiolites of the Andean basement of southern South America. Geological Society of America Special Paper 349: 331-349.

Ramos, V.A, Cristallini, E.C. y Pérez, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. Journal of South American Earth Sciences, 15 (1): 59-78.

Ré, G. H., 1994. Tectosedimentary evolution of the Andean foreland basin (W Argentina) based in magnetostratigraphic and lithostratigraphic correlation. In: 14th international sedimentological congress; abstracts. Mabesoone-Jannes-M (chairperson). International Sedimentological Congress. 14; 15-17. IAS, Comparative Sedimentology Division. Utrecht, Netherlands. 1994.

Ré, G. H., 1996. Relación entre 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.

Ré, G. H., Barredo, S. P., 1993a. Esquema de correlación magnetoestratigráfica de formaciones terciarias aflorantes en las provincias de San Juan, La Rioja y Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 48 (3-4): 241-246.

Ré, G. H., Barredo, S. P., 1993b. Esquema de correlación de las Formaciones terciarias aflorantes en el entorno de Sierras Pampeanas y la Precordillera. XII Congreso Geológico Argentino, Mendoza. Tomo II: 172-179.

Ré, G. H., Rapalini, A. E., 1997. Rotaciones de bloques corticales en el entorno de Sierras Pampeanas y Precordillera: sus implicancias tectónicas. II Jornadas de Geología de Precordillera, San Juan (198-203).

Ré, G.H. y Vilas, J.F.A., 1988. Magnetoestratigrafía de la F. Vinchina (Prov. de La Rioja) y su aporte al conocimiento de la Tectónica Andina. XV Reunión Científica de la Asoc. Arg. de Geof. y Geod., Catamarca, Octubre 1988, Resúmenes, 70.

Ré, G. H., Vilas, J. F., 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 2: 267-270.

Reid, I. y Frostick, L.E., 1987. Flow dynamics and suspended sediment properties in arid zone flash floods. Hydrological Processes 1, 239-253.

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

Remesal, M., Fauqué, L. y Limarino, C.O., 2004. Volcanismo calcoalcalino neopaleozoico en la Precordillera de La Rioja. Petrología y caracterización litoestratigráfica de la Formación Punta del Agua (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (3): 462-476.

Retallack, G.J. 1988. Field recognition of paleosols. En Reihardt J. y Sigleo, W. (eds.) *Paleosols and weathering through geologic time: principles and applications*. Geological Society of America, Special Paper 216: 1-20, Colorado.

Reynolds, J. H., 1987. Chronology of Neogene tectonics in the Central Andean (27° - 33° S) of western Argentina, based on the magnetic polarity stratigraphy of foreland basin sediments, Thesis Ph. Doc., Dartmouth College, 353 pp (inédito).

Reynolds, J.H., Jordan, T.E., Johnson, N.M., Damanti, J.F., Tabbutt, K.D., 1990. Neogene deformation of the flat - subduction segment of the Argentine - Chilean Andes: Magnetostratigraphic constrains from Las Juntas, La Rioja province, Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 12: 1607-1622.

Rodríguez Brizuela, R., 2002. Estratigrafía y vertebrados fósiles de la Formación Toro Negro (Neógeno) del departamento Vinchina, provincia de La Rioja, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba, 100pp., inédito. Director A. Tauber

Rodríguez Brizuela, R., 2003. Nuevos hallazgos de vertebrados fósiles en la Formación Toro Negro (Plioceno de La Rioja) e interpretación paleoambiental. Resúmenes de XIX Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados (Buenos Aires). *Ameghiniana* 40: 4 (70R) Suplemento.

Rodríguez Brizuela, R., 2004. Registro de Vulturidae (Aves, Ciconiiformes) en el Neógeno de la Provincia de La Rioja, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 6 (2): 307-311.

Rodríguez Brizuela, R. y Tauber, A. 2006. Estratigrafía y mamíferos fósiles de la Formación Toro Negro (Neógeno), departamento Vinchina, noroeste de la provincia de La Rioja, Argentina. *Ameghiniana* 43: 257-272.

Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, UK. 352 pp.

Rossello, E.A., Mozetic, M.E., Cobbold, P.R., de Urreiztieta, M. y Gapais, D., 1996a. El espolón Umango-Maz y la conjugación sintaxial de los lineamientos Tucumán y Valle Fértil (La Rioja, Argentina). XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas II: 187-194.

Rossello, E.A., Mozetic, M.E., Cobbold, P.R., de Urreiztieta, M. y Gapais, D., 1996b. Geometry and partitioning of the Andean foreland basin due to the Valle Fértil lineament (30-

32°S, Argentina). III International Simposium Andean Geodynamics, ORSTOM-Geosciences-Rennes (S.Maló).

Rubin, D.M. y Hunter, R.E., 1982. Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology* 29: 121-138.

Rust, B.R., Gibling, M.R., y Legun, A.S., 1984. Coal deposition in an anastomosing-fluvial system: the Pennsylvanian Cumberland Group south of Joggins, Nova Scotia, Canada. En: Raham, R.A & Flores, R.M. (eds.), *Sedimentology of Coal and Coal-bearing sequences*. International Association of Sedimentologist Special Publications, 7, 105-120.

Salfity, J.A., Gorustovich, S.A., González, R.E., Monaldi, C.R., Marquillas, R.A., Galli, C.I., Alonso, R.N., 1996. Las Cuencas Terciarias Posincaicas de los Andes Centrales de la Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas I: 453-471.

Sánchez Moya, Y., Sopeña, A. y Ramos, A., 1996. Infill architecture of a non marine half-graben Triassic basin (central Spain). *Journal of Sedimentary Research, Section B: Stratigraphy and Global Studies*, 66: 1122-1136.

Saigal, G.C. y Walton, E.K., 1988. On the occurrence of displasive calcite in Lower Old Red Sandstone of Carnoustie, Eastern Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology* 58: 131-135.

Scalabrini Ortiz, J., 1973. El Carbónico en el sector septentrional de la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 27(4) [1972]: 351-377. Buenos Aires.

Scalabrini Ortiz, J. y Arrondo, O.G., 1973. Contribución al conocimiento del Carbónico de los perfiles del Cerro Veladero y del Río del Peñón (Precordillera de La Rioja). *Revista del Museo de La Plata (nueva serie), Sección Geología* 8: 257-279. La Plata.

Schreiber, B. Ch. y El Tabakh, M. 2000. Deposition and early alteration of evaporates. *Sedimentology* 47(s1), 215-238.

Scasso, R.A. y Limarino, C.O., 1997. *Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas*. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial Nº 1, 257pp.

Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*. The Geological Society of America. Boulder. 9: 41-43.

Slate, J.L.; Smith, G.A.; Wang, Y. y Cerling, T.E, 1996. Carbonate-paleosol genesis in the Pliocene-Pleistocene St. David Formation, southeastern Arizona, *Journal of Sedimentary Research* 66 (1), 85-94.

Slingerland, R. y Smith, N.D., 2004. River avulsions and their deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32, 257-285.

Smith, G.A., 1986, Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional processes: Geological Society of America Bulletin, v. 90, p. 1-10.

Smith, G.A., 1987a, Sedimentology of volcanism-induced aggradation in fluvial basins: examples from the Pacific northwest, U.S.A. in Ethridge, F.G., Flores, R.M., and Harvey, M.A., eds, Recent Developments in Fluvial Sedimentology: SEPM Special Publication 39, 217-229.

Smith, G.A., 1987b. The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: the Deschutes Formation (Neogene) in central Oregon: Journal of Sedimentary Petrology, v. 57, p. 613-629.

Smith, G.A., 1991, Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sequences, in Fisher, R.V. and Smith, G.A., eds., Sedimentation In Volcanic Settings: SEPM Special Publication 45, p. 109-121.

Smith, G. A. 2000. Recognition and significance of streamflow-dominated piedmont facies in extensional basins. Basin Research, 12, 399-411.

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

Stablein, N. K. y Dapples, E.C. 1977. Feldspars of the Tunnel City Group (Cambrian), western Wisconsin. Journal of Sedimentary Research 47(4): 1512-1538.

Stelzner, A., 1885. Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Argentinischen Republik und des angrenzenden, zwischen dem 32° u 33° S. Br. gelegenden Teiles der Chilenischen Cordillere. I. Geologischer Theil. 329 pp. Cassel & Berlin. [Traducción en 1925].

Sterren, A.F., 1999. Nuevos hallazgos de bivalvos en la Formación Río del Peñón de el Carbonífero Tardío-Pérmico Temprano, provincia de La Rioja. Ameghiniana 36(4-Resúmenes): 34R. Buenos Aires.

Sterren, A.F., 2000. Moluscos bivalvos en la Formación Río del Peñón (Carbonífero Tardío-Pérmico Temprano), provincia de La Rioja, Argentina. Ameghiniana 37: 421-438. Buenos Aires.

Strasser, A. 1986. Ooids in Purbeck Limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. Sedimentology 33: 711-728.

Surdam, R.C. y Boles, J.R., 1979. Diagenesis of volcanic sandstones. En Scholle, P.A. y Schluger, P.R., Eds., Aspects of Diagenesis, 26, p. 227-242. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, Tulsa.

Suttner, L.J. y Dutta, P.K., 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. Journal of Sedimentary Petrology 56: 329-345.

Tabbutt, K.D., 1986. Fission track chronology of foreland basins in the eastern Andes: magmatic and tectonic implications. Unpublic. Master's Thesis, Dartmouth College, 100p. (inédita)

Tabbutt, K.D., Naeser, Ch.W., Jordan, T.E., Cervený, P.F., 1987. Edades nuevas por método de trazas de fisión de tobas mio-pliocenas en las Sierras Pampeanas y la Precordillera de Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Tucumán, Actas 4: 22-24.

Tabbutt, K.D., Naeser, Ch.W., Jordan, T.E., Cervený, 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, XLIV (1-4): 408-419.

Talbot, M. 1985. Major bounding surfaces in eolian sandstones - a climatic model. *Sedimentology* 32: 257-265.

Tedesco, A.M., 2003. Sedimentología y paleoambientes depositacionales de la Formación El Corral (Plioceno) en los alrededores del Cordón de La Flecha. Trabajo Final de Licenciatura, UBA (inédito).

Tedesco, A.M. 2006. Estratigrafía, evolución paleoambiental y tectosedimentaria de la Cuenca de La Troya (Paleógeno y Neógeno, Precordillera de La Rioja). Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, inédita, 303pp.

Tedesco, A., Limarino, C.O. y 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. Actas: 165-167.

Tedesco, A.M., Limarino, C.O., Ciccioli, P.L. 2007. Primera edad radimétrica de los depósitos Cretácicos de la Precordillera Central. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (3): 471-474.

Teruggi, M.E., Mazzoni, M.M., Spaletti, L.A., Andreis, R.R., 1978. Rocas piroclásticas. Interpretación y Sistemática. Asociación Geológica Argentina, serie B., Didáctica y Complementaria 5, 36pp., Bs. As.

Toselli, A. J. y Durand, F. R. 1996. Volcanismo del ciclo precordillerano. En: Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. Toselli (eds.) Geología del Sistema de Famatina. *Munchner Geologische Hefte*, 19: 293-295, Alemania.

Toselli, A., Rossi de Toselli, J. y Aceñolaza, F., 1985. Mllonitas de bajo grado de la megafactura de Sierras Pampeanas en la Quebrada de La Rioja, Sierra de Velasco, Argentina, IV Congreso Geológico Chileno, 1, 159-171.

Toselli, A.J., Durand, F.R., Rossi de Toselli, J.N. y Saavedra, J., 1996. Esquema de Evolución Geotectónica y Magmática Eopaleozoica del Sistema de Famatina y Sectores de Sierras Pampeanas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. 5: 443-462.

Tripaldi, A., 2001. Análisis Sedimentológico de depósitos eólicos de Valles Intermontanos, su aplicación al estudio de secuencias terciarias del Noroeste Argentino. Tesis Doctoral, UBA (inédita).

Tripaldi, A., Limarino, C. O., 1998. Depósitos de interacción eólica-fluvial en el valle de Guandacol (provincia de La Rioja). VII Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 136-137.

Tripaldi, A., 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.

Tripaldi, A., Net, L., Limarino, C.O., Marensi, S., Ré, G., Caselli, A., 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.

Tucker, M.E., 1991. *Sedimentary petrology. An introduction to the origin of Sedimentary Rocks*. Blackwell Scientific Publications, London, 260 p.

Tunbridge, I. 1981. Sand high-energy flood sedimentation- some criterio of recognition, with an example from the Devonian of S.W. England. *Sedimentary Geology* 28: 79-95.

Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía del tramo medio de la sierra del Famatina y adyacencias (La Rioja). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 42, pp. 109-112.

Turner, J.C.M., 1962. Las Sierras Pampeanas como unidad estructural. *Anales de las Primeras Jornadas Geológicas Argentinas*, Tomo II: 387-402.

Turner, J.C.M., 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c. Vinchina (Provincia de La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín N° 100, 81p. Buenos Aires.

Turner, J.C.M., 1967. Descripción geológica de la Hoja 13b, Chaschuil (provincias de Catamarca y La Rioja). Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 106, 68 pp. Buenos Aires.

Urreiztieta de, M; Gapais, D., Le Corre, C. Cobbod, P.R. y Rossello, E., 1996. Cenozoic destrral transpression and basin development at the southern edge of the Puna Plateau, northwestern Argentina. *Tectonophysics* 254: 17-39.

Varela, R., López de Lucchi, M., Cingolani C., Dalla Salda, L., 1996. Geocronología de gneises y granitoides de la Sierra de Umango, La Rioja. Implicaciones tectónicas. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 519-528, Buenos Aires.

Varela, R., Sato, A.M., Basei M.A.S., Siga Jr. O., 2003. Proterozoico medio y Paleozoico inferior de la sierra de Umango, antepaís andino (29ºS), Argentina: edades U-Pb y caracterizaciones isotópicas. *Revista Geológica de Chile*, 30 (2): 265-284.

Vessell, R.K., Davies, D.K., 1981. Non-marine sedimentation in an active fore arc basin, En: Ethridge, F.G. and Flores, R.M., eds., Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration: SEPM Special Publication 31, p. 31-45.

Villar, L., 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas. Tipos de ultramáficas. Metalogenia. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 3 (4): 610-632.

Vujovich, G.I., Fernandes, L.A.D., Porcher, C.C., Fauque, L., 2001. Sierras Pampeanas Noroccidentales, La Rioja, Argentina: su integración regional. XI Congreso Latinoamericano de Geología, Montevideo. CD, 6pp.

Vujovich, G.I., Porcher, C.C., Chernicoff, C.J., Fernandes, L.A.D., Pérez, D.J., 2005. Extremo norte del basamento del terreno de Cuyania: nuevos aportes multidisciplinarios para su identificación. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial N° 8: 15-38.

Walter, T. 1979. Red color in dune sand.. En: Mc Kee, E. (Ed). A study of global sand sea. Geological Survey Professional Papre 1052: 61-82.

Wilson, I.G., 1972. Aeolian bedforms - their development and origin. Sedimentology, 19: 173-210.

Wilson, M.D. y Stanton, P.T., 1994. Diagenetic mechanisms of porosity and permeability reduction and enhancement. En: Wilson, M. (Ed.) Reservoir Quality Assessment and Prediction in Clastic Rocks. SEPM, Short Course 30: 59-118. Tulsa.

Winchester, J.A. y Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements Chemical Geology, 20: 325-343.

Wolela A.M. y Gierlowski-Kordesch E.H, 2007. Diagenetic history of fluvial and lacustrine sandstones of the Hartford Basin (Triassic-Jurassic), Newark Supergroup, USA. Sedimentary Geology 197 (1-2): 99-126.

Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth Planetary Science Letters, 50:11-30.

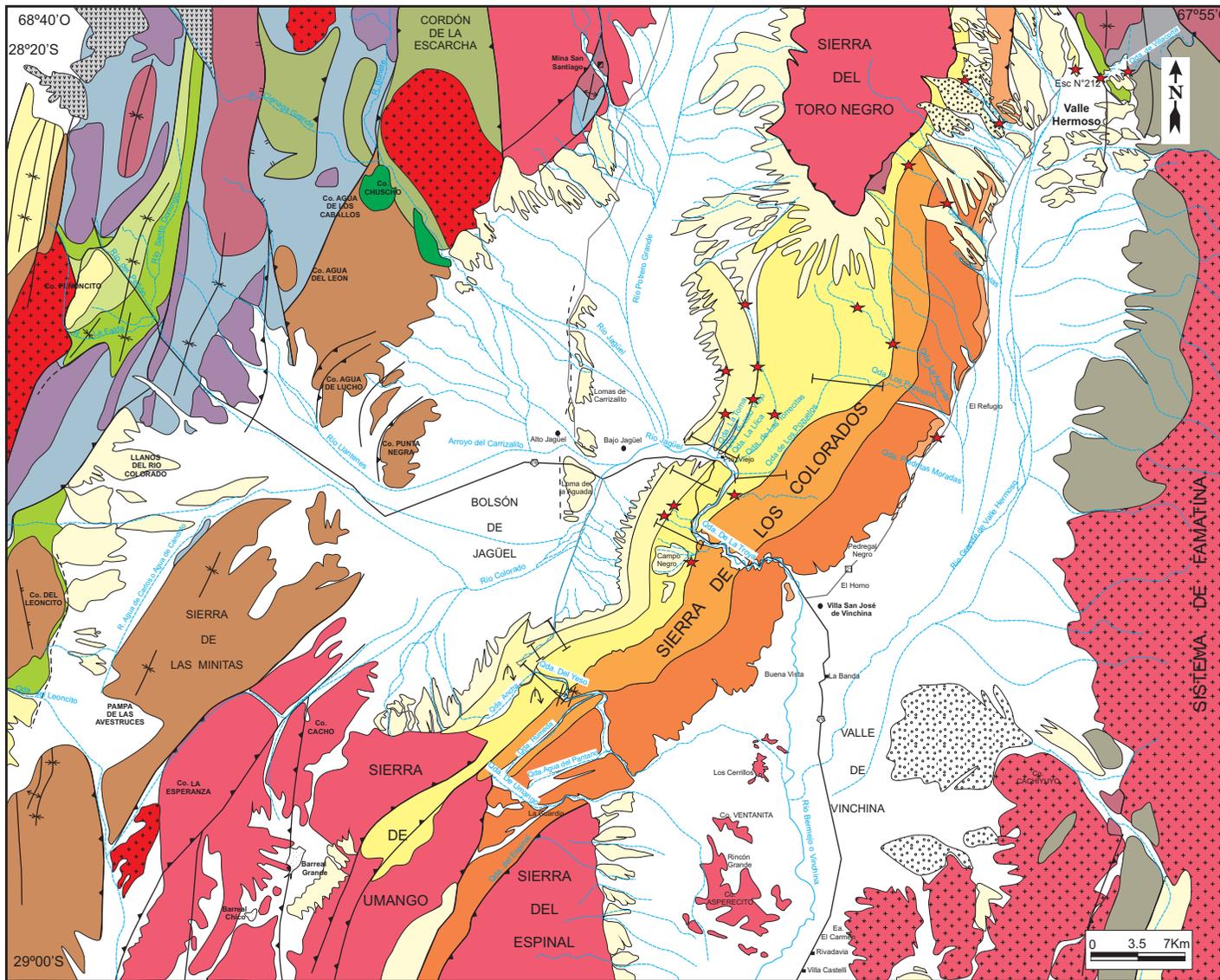
Worden, R. N. y Rushton, J. C.1992. Diagenetic K-feldspar textures; a TEM study and model for diagenetic feldspar growth. Journal of Sedimentary Research 62 (5): 779-789.

Yechieli, Y., Wood, W.W., 2002. Hydrogeologic processes in saline systems: playas, sabkhas, and saline lakes. Earth-Science Reviews 58: 343-365.

Zuffa, G.G., 1980. Hybrid arenites: Their composition and classification. Journal of Sedimentary Petrology 50: 21-29.

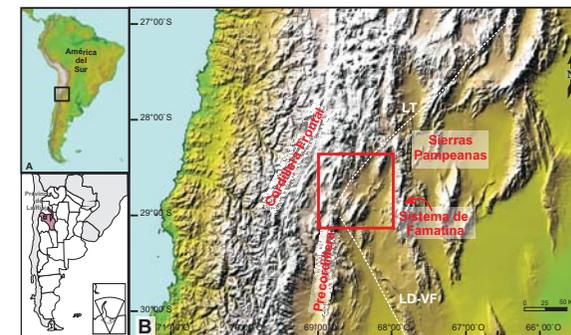
Zuffa, G.G., 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. En: G.G. Zuffa (Ed.), "Provenance of Arenites": 165-189.

# MAPA GEOLÓGICO DE LA CUENCA DE VINCHINA Y ALREDEDORES SIERRAS PAMPEANAS NOROCCIDENTALES, PROVINCIA DE LA RIOJA



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Dpto. De Ciencias Geológicas

Tesis Doctoral  
Patricia L. Ciccioli  
2008



## REFERENCIAS

- |  |                          |  |           |  |                      |
|--|--------------------------|--|-----------|--|----------------------|
|  | Sinclinal                |  | Localidad |  | Barreal, salinas     |
|  | Anticinal                |  | Pueblo    |  | Abanicos aluviales   |
|  | Zona de deformación      |  | Puesto    |  | Perfiles             |
|  | Falla con bloque elevado |  | Mina      |  | Río efímero          |
|  | Falla con bloque hundido |  | Camino    |  | Río permanente       |
|  | Traza de falla inferida  |  | Ruta      |  | Áreas de observación |

Modificado de Turner (1964), Maisonave (1979) y Caminos y Fauqué (2001)

EDAD	SIERRAS PAMPEANAS	SISTEMA DE FAMATINA	CORDILLERA-CORDILLERA FRONTAL	
Cenozoico	Cuaternario	Depósitos aluviales, coluviales y éolicos		
	Pleistoceno	Abanicos Pleistocenos		
		Fm. Veladero		
	Neógeno	Plioceno	Fm. El Corral	
		Mioceno	Mb. Superior	Fm. Toro Negro
	Mb. Inferior			
Paleógeno	Oligoceno	Mb. Superior	Fm. Vinchina	
		Mb. Inferior		
	Eoceno	Fm. Vallecito		
Paleoceno	Fm. Puesto La Flecha			
Mesozoico	Cretácico	Fm. Ciénaga del Río Huaco		
	Jurásico	Fm. Santo Domingo		
	Triásico			
Paleozoico	Pérmico	Fm. De La Cuesta	Granitos Potrerillos	
	Carbonífero	Fm. Agua Colorada	Fm. Punta del Agua	
		Fm. Jagüel	Fm. Río del Peñón	
	Devónico	Fm. Guacachico/ Nuñorco	Fm. Río Bonete	
		Ordovícico	Fm. Suri	Fm. Chuscho
	PC	Proterozoico	Fm. Umango/ Espinal	