

# ACTIVIDAD TECTÓNICA SINSEDIMENTARIA EN EL JURÁSICO DEL SUR DE LA CUENCA NEUQUINA.

Hugo Freije<sup>1,2</sup>, Gustavo Azúa<sup>1</sup>, Rodolfo González<sup>3</sup>, Juan José Ponce<sup>1</sup> y Carlos Zavala<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca.  
E-mail: [rhfrije@criba.edu.ar](mailto:rhfrije@criba.edu.ar)

<sup>2</sup> CONICET, Av. Rivadavia 1917, Buenos Aires.

<sup>3</sup> TOTALFINAELF, Moreno 877, Buenos Aires.

**Keywords:** Jurassic, synsedimentary tectonics, growing folds, Huincul Arch, Neuquén Basin.

**Abstract:** *Jurassic synsedimentary tectonics in the southern part of the Neuquén Basin.* Detailed field studies in the Quebrada del Sapo – Picún Leufú area allowed the recognition of nine unconformity-bounded stratigraphic units, which are partially equivalent to Los Molles, Lajas, Challacó, Lotena, Tordillo, Vaca Muerta and Quintuco formations. These units, ranging in age from Early Bajocian to Late Tithonian, often display folding, truncation and onlap relationships at their boundaries. These characteristics strongly suggest a tectonic control in their origin. The number and significance of different tectonic episodes is consistent with a complex deformational history mainly acting along two different structural axes, which were roughly oriented east-west and north-south. The east-west axis provides the best resolution due to the number of units involved. According to the stratigraphy, this last structure shows along time evidences of both compression and extension, that could be related to the shallow expression of tectonic movements of a deep high-angle (basement-involved?) fault system. Main compressive activity apparently occurred during the Bathonian, which is substantially older than previously considered for the area (Intramalm unconformity). Broadly speaking, compressive activity appears to be occurred during the deposition of overall regressive units (Lajas, Challacó and Tordillo formations), while major transgressions (Lotena and Vaca Muerta formations) apparently coincided with extensional events. These observations provide new insights to discuss the eustasy vs. tectonics imprints in the stratigraphic record of the Neuquén Basin. On the other hand, if the main buried fault responses to regional stresses, then the recorded activity could be used to analyze the progressive geodynamic evolution of the basin during the studied interval.

## INTRODUCCIÓN Y PROBLEMÁTICA

La Cuenca Neuquina ha sido considerada una cuenca de retroarco, desarrollada en el centro-oeste de la Argentina durante el Jurásico-Cretácico. De modo corriente, diversos autores (Digregorio *et al.*, 1984; Mpodozis y Ramos, 1989; Legarreta y Uliana, 1991) han analizado y discutido las principales etapas en la configuración, relleno y evolución estructural de la cuenca. De modo particular, se ha reconocido una etapa inicial de *rift* (Hettangiano-Toarciano), caracterizada por depósitos volcánicos continentales (Grupo Precuyo) sobre los que transgreden niveles marinos, seguida por una etapa de *sag*, la que habría abarcado gran parte del Jurásico y Cretácico (Uliana y Biddle, 1988; Legarreta y Gulisano, 1989). De este modo, el principal evento de deformación responsable de la configuración actual de la cuenca es considerado como ocurrido en diversas etapas durante el Terciario (Legarreta y Gulisano, 1989). Asimismo, la existencia de angularidad en algunos niveles en la zona de la Dorsal de Huínful ha sido considerada como la respuesta local a actividad tectónica de transpresión, vinculada a movimientos de rumbo ocurridos principalmente en el Jurásico tardío-Cretácico (Orchuela *et al.*, 1981; Ploszkiewicz *et al.*, 1984).

No obstante, en los últimos años han surgido evidencias que sustentan la idea de que esta deformación temprana (jurásica y cretácica) habría sido mucho más extendida y compleja que lo anteriormente considerada, y habría ejercido un importante control en la distribución y tipos de facies (Bettini, 1984; Vergani *et al.*, 1995; Zavala y González, 2001; Zavala y Freije, 2001; Zavala, 2002). A modo de ejemplo, (Zavala y González, 2001) reconocen movimientos verticales en la Dorsal de Huínful y Sierra de la Vaca Muerta, los que habrían condicionado en gran medida la sedimentación sobre todo hacia la parte cuspidal del Grupo Cuyo. Específicamente, estos autores indican que la Formación Challacó, no constituiría una sucesión continental genéticamente equivalente de las areniscas marinas de plataforma presentes en la Sierra de la

Vaca Muerta, sino que dicha actividad tectónica temprana habría interpuesto una barrera física, limitando los aportes sedimentarios desde el sur (macizo Nordpatagónico). Consecuentemente, la Formación Challacó constituiría una unidad acumulada en un medio lacustre a marino salobre desarrollado en la subcuenca Picún Leufú, y parcialmente desconectado del sector norte de la Cuenca Neuquina. Uno de los aspectos más destacables de esta contribución, es que los movimientos anteriormente mencionados se ubicarían en el Jurásico medio (Bathoniano?), indicando una actividad tectónica compresiva más antigua que la considerada anteriormente para la región (Ploskiewicz *et al.*, 1984; Vergani *et al.*, 1995). De modo adicional, Zavala (1993; 1996) y Limeres (1996) mencionan una importante truncación, de posible origen tectónico, ocurrida durante el Bajociano.

Las evidencias anteriormente mencionadas hacen necesaria una revisión del tipo, magnitud y ordenamiento temporal de los sucesivos eventos de deformación jurásicos en el área de la Dorsal. En este sentido, la zona de la Quebrada del Sapo, ubicada en la margen Sur del arroyo Picún Leufú a unos 50 kilómetros al sur de la ciudad de Zapala (Fig. 1), presenta excelentes afloramientos para realizar un detallado esquema estratigráfico poniendo énfasis en la relación entre tectónica y sedimentación. Esta zona muestra evidencias de movimientos tectónicos verticales localizados, dentro de un marco general caracterizado por una subsidencia más regional. Este hecho hace posible contar con un registro preciso del número, ubicación temporal, orientación y magnitud de los sucesivos eventos de deformación, a partir del análisis estratigráfico de las unidades involucradas. De modo general, el esquema evolutivo propuesto ha sido enriquecido mediante observaciones puntuales en los alrededores del área de estudio.

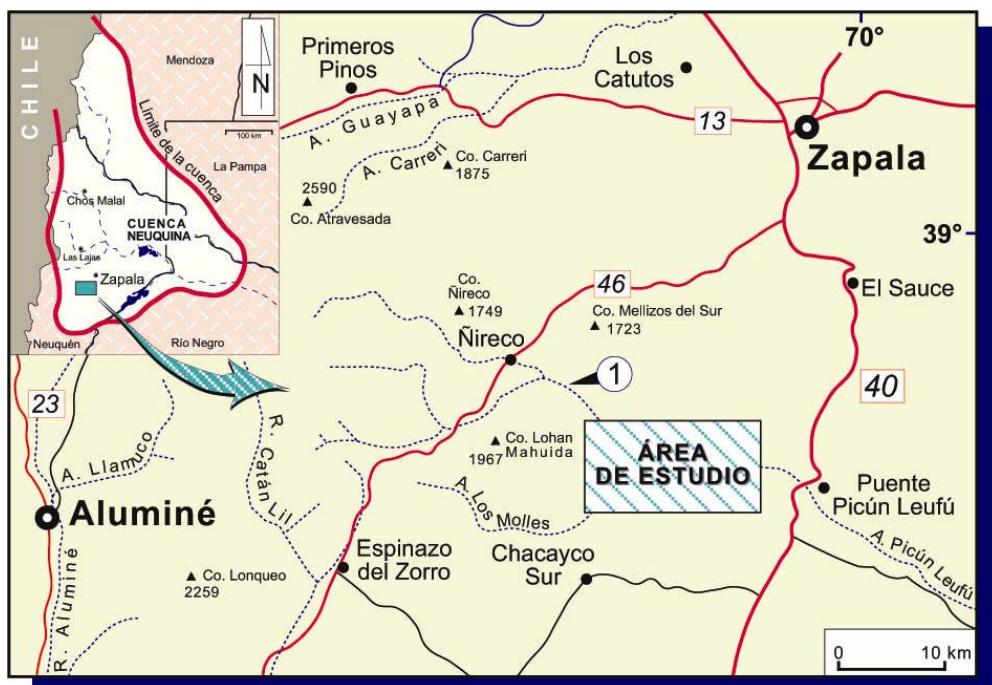


Figura 1: Mapa de ubicación del área de estudio. En 1 se indica la localización de la Figura 6.

## **MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES**

La zona de la Quebrada del Sapo se ubica en el flanco sur de una importante estructura anticlinal de eje aproximadamente este-oeste, la que se encuentra profundamente disectada por el Arroyo Picún Leufú. Los términos más antiguos aflorantes en la zona del núcleo corresponden a las pelitas de la Formación Los Molles (Weaver, 1931). Estas pelitas son sucedidas en un pasaje rápido por una espesa sucesión de areniscas de plataforma a litorales de la Formación Lajas (Weaver, 1931). Sobre estas areniscas se reconoce una unidad mayormente clástica compleja, integrada por pelitas verdes y rojas, conglomerados y areniscas continentales, asignadas en un principio por Herrero Ducloux (1943, 1946) a la Formación Lotena (Weaver, 1931). Esta última unidad es sucedida por pelitas marinas correspondientes a la Formación Vaca Muerta (Weaver, 1931), las que culminan con depósitos calcáreos someros de la Formación Picún Leufú (Leanza, 1973; = Formación Quintuco). De esta manera, de acuerdo a la bioestratigrafía, el intervalo aflorante abarcaría desde el Aaleniano (?), hasta el Tithoniano.

Cabe destacar que los niveles clásticos asignados por Herrero Ducloux a la Formación Lotena, han sido objeto de reinterpretaciones en años sucesivos. De esta manera Parker (1965), discriminó los conglomerados y areniscas superiores, denominándolos como Formación Quebrada del Sapo, los que serían parcialmente equivalentes a la Formación Tordillo (Groeber, 1929). Posteriormente Dellapé *et al.* (1979) realizan una interesante discusión sobre el origen y significado estratigráfico de esta unidad, discriminando dentro de ella tres unidades estratigráficas distintas, pertenecientes a los ciclos Cuyano, Loteniano y Ándico (*sensu* Groeber *et al.*, 1953). Más recientemente, Zavala y González (2001), en base a evidencias estratigráficas regionales, indican que parte de la sucesión de areniscas y pelitas rojas correspondientes al Grupo Cuyo, asignadas en la zona a la Formación Challacó (De Ferrari, 1947) por Gulisano *et al.* (1984), podrían corresponder a la parte basal del Grupo Lotena. Consecuentemente, dichos autores denominan tentativamente a estos depósitos como Formación “Challacó”.

## METODOLOGÍA

Las interpretaciones presentadas en la presente contribución se basan en un detallado análisis de terreno en el área de la Quebrada del Sapo, y la zona ubicada al sur del Arroyo Picún Leufú, entre las localidades de Los Molles y el puente de la Ruta Nacional 40 sobre dicho arroyo, involucrando un área de más de 60 km<sup>2</sup> (Fig. 1). En dicha zona se relevaron cuatro secciones estratigráficas de detalle, totalizando 3107 metros de espesor estratigráfico. Dichas secciones fueron correlacionadas utilizando criterios físicos, control directo de campo y relevamientos fotoestratigráficos. A este respecto, y a fin de controlar de modo preciso la distribución y relaciones estratigráficas entre las distintas unidades discriminadas se realizó un mapeo de fotohorizontes siguiendo las técnicas de Sgavetti (1992).

De modo adicional, se realizó un muestreo de rocas pelíticas a fin de analizar su contenido palinológico. Dichos estudios aún están en elaboración, aunque se han obtenido al presente datos de interés que fueron utilizados para reforzar criterios de correlación regional. La ubicación temporal, tanto de las unidades reconocidas como sus discontinuidades limitantes, se realizó en base a las determinaciones de amonites efectuadas por el Dr. Riccardi (en Zavala, 1993). Aquellas unidades donde no se halló fauna fueron ubicadas de acuerdo a su posición en la secuencia.

## ESTRATIGRAFÍA

El análisis de terreno ha permitido identificar nueve secuencias deposicionales, denominadas de modo informal con letras desde la “A” a la “I”, las que muestran en general evidencias de actividad tectónica sindeposicional. Dichas secuencias han sido consideradas en este trabajo como unidades limitadas por discontinuidades (en el sentido de Chang, 1975) y son parcialmente equivalentes a las formaciones Los Molles, Lajas, Challacó, Lotena, Tordillo, Vaca Muerta y Quintuco (Fig. 2).

### Unidad A (Aaleniano ? - Bajociano inferior)

La unidad A se ubica a la base de las secciones estratigráficas estudiadas y en el presente trabajo sólo se analizaron los términos más altos de dicha unidad (entre 75 y 100 metros de espesor aproximadamente). Litoestratigráficamente corresponde al tramo superior de la Formación Los Molles. Esta unidad está constituida principalmente por pelitas oscuras, finamente laminadas, con intercalaciones menores de areniscas finas, depositadas en un ambiente de plataforma costa afuera hasta prodelta. Las mismas (en el tramo superior) son portadoras de fauna de invertebrados marinos, donde se destaca la presencia de amonites (*Sonninia espinazitensis*, *Otoites sauzei*, *Emileia multiformis*, etc.) de la Zona de Giebel (Bajociano temprano), rostros de belemnites y bivalvos (indeterminados). Las facies arenosas se presentan en bancos tabulares, de 10 a 20 cm de espesor, con estructura de *ripples* de ola al techo. Ocasionalmente, estas capas muestran estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* (HCS), de carácter isotrópicos. Estas facies corresponderían a lóbulos arenosos distales, generados a partir de corrientes de turbidez de baja densidad (LDTC).

Al techo de esta unidad se observó, en algunos sectores del área de estudio, una marcada truncación erosiva (con evidentes relaciones de angularidad) respecto a la unidad suprayacente (Fig. 2). Lateralmente, el contacto entre dichas unidades es paraconcordante.

### Unidad B (Bajociano inferior)

Los depósitos que conforman esta unidad presentan una composición predominantemente arenosa, con algunas intercalaciones de niveles tobáceos y en menor medida pelíticos. Litoestratigráficamente, en esta

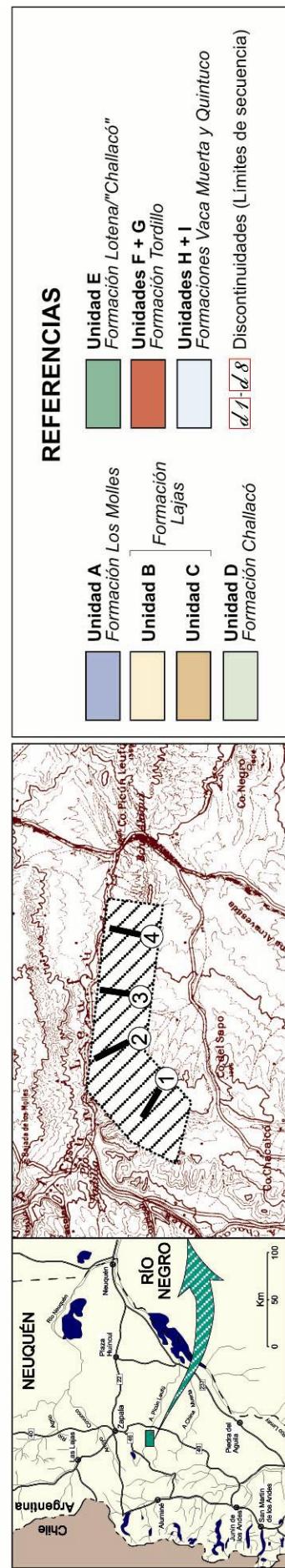
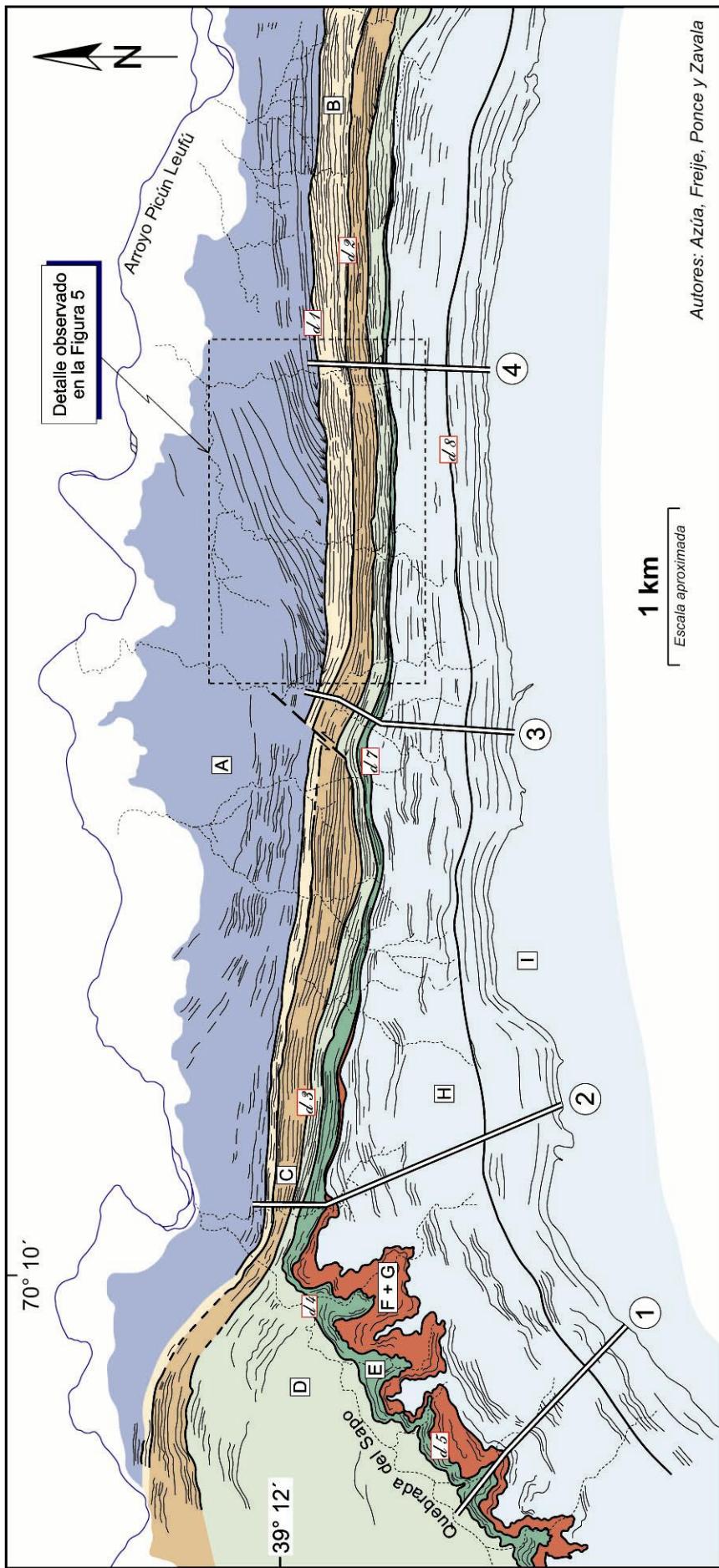


Figura 2: Mapa geológico con indicación de fotohorizontes para la Quebrada del Sapo y zonas aledañas.

localidad corresponde al tramo basal de la Formación Lajas. Internamente la unidad se compone por capas de areniscas finas a medias, con estratificación entrecruzada de tipo *hummocky*, las que alternan con pelitas laminadas micáceas, posiblemente relacionadas a un prodelta (Mutti, com. verb.). Estas características sugieren que esta unidad se habría acumulado en un medio marino somero, mediante sistemas deltaicos fluvio-dominados.

El espesor de esta unidad se encuentra controlado por el relieve vinculado a la estructuración de la unidad precedente, observándose en la base relaciones de *baselap* sobre la Unidad A (Fig. 3).

#### **Unidad C (Bajociano inferior alto - Bajociano superior)**

Esta unidad está constituida por una sucesión principalmente arenosa, la cual se inicia a partir de una discontinuidad regional. Dicha discontinuidad se hace evidente en las secciones 2, 3 y 4, donde se reconocen cerca de la base de la unidad, niveles residuales bioclásticos de hasta un metro de espesor. En la zona de la Sierra de Chacaico y Puente Picún Leufú, dichos niveles son comunes por encima de la Discordancia Intrabajociana (Zavala, 1993; 1996). Litoestratigráficamente, esta unidad corresponde al tramo superior de la Formación Lajas.

La presencia de cuerpos arenosos gradados de origen fluvial con evidencias de retrabajo por acción de mareas hacia el techo sugiere que estos depósitos corresponderían a lóbulos arenosos de plataforma (frente deltaico) modificados por la acción mareal. Las paleocorrientes muestran en general una procedencia desde el sureste.

La posición estratigráfica de esta unidad está dada por criterios de correlación regional, ya que no se halló localmente fauna de amonites. En base a su localización por encima de la Discordancia Intrabajociana se infiere una edad Bajociano temprano alto - Bajociano tardío, ya que en la Sierra de Chacaico y en Lohan Mahuida esta unidad es portadora de amonitas de la Zona de Rotundum (Bajociano tardío) (Zavala, 1993; 1996).

#### **Unidad D (Bathoniano?)**

La unidad D corresponde a la Formación Challacó y se dispone discordantemente sobre la unidad C, con evidencias de una importante truncación. Litológicamente, esta unidad se compone por niveles pelíticos grises a morados con abundantes restos de vegetales y bancos arenosos, con algunas evidencias de difusión mareal. Los bancos arenosos muestran espesores de hasta 3 metros, y se integran por capas amalgamadas de 20 a 50 cm. Internamente, estas capas se componen por areniscas gruesas con pequeños clastos a la base (inferiores a 1 cm. de diámetro) que hacia el techo pasan a facies de areniscas medias. Las facies pelíticas presentan intercalaciones arenosas muy finas (menores a 1 cm. de espesor) con estructuras de *wave bedding* y *lenticular bedding*. De acuerdo al análisis de facies, contenido palinológico y correlación regional se interpreta que esta unidad se habría acumulado en un ambiente lacustre salobre. La presencia de estructuras relacionadas a mareas sugeriría una cierta conexión con el medio marino.

Es importante destacar que internamente esta unidad presenta un patrón divergente en la inclinación de los estratos, lo que se vincularía al crecimiento sindepositacional de la estructura. Debido a este hecho, el espesor estratigráfico de la misma se incrementa notablemente hacia el oeste (Figs. 2 y 3). La ubicación estratigráfica de esta unidad se efectuó por su posición en la secuencia debido a la ausencia de indicadores faunísticos.

#### **Unidad E (Caloviano medio)**

Integran esta unidad depósitos principalmente pelíticos que incluyen lentes de areniscas gruesas a conglomerádicas. Esta unidad se correlaciona lateralmente con los niveles finos aflorantes en la zona del puente de la Ruta Nacional 40 sobre el Arroyo Picún Leufú, los que son portadores de amonites del Caloviano medio y han sido asignados a la Formación Lotena (Dellapé *et al.*, 1979). A la base de esta unidad se observó una importante discordancia erosiva, la cual ejerce un control sobre el espesor de la misma. Fuera de la zona estructurada, esta discordancia pasa gradualmente a una paraconcordancia, reconociéndose en el contacto evidencias de alteración subaérea (paleosuelos) con una paleotopografía irregular y nidos de escarabeidos fósiles desarrollados sobre la unidad D.

Las pelitas son de color gris verdoso, y gradan lateralmente a niveles rojizos (similares a la Formación "Challacó" de Zavala y González 2001). La pelitas en general se presentan masivas con importante bioturbación. Los lentes arenosos presentan un arreglo interno granodecreciente, con carpetas de tracción, y se caracterizan por su geometría lenticular.

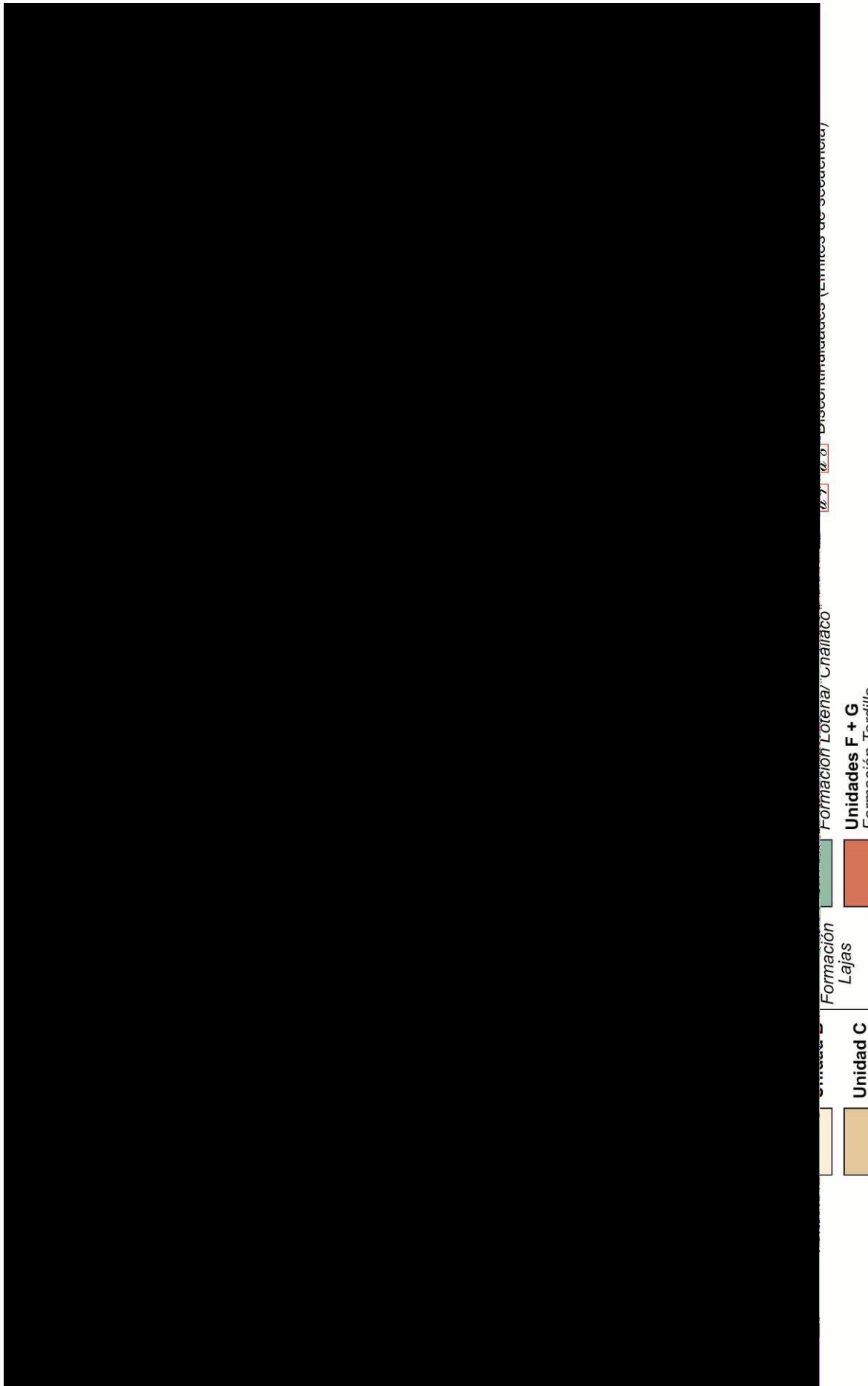


Figura 3: Corte estratigráfico de las unidades secuenciales presentes en el área. La ubicación de las secciones estratigráficas se muestra en Figura 2.

Dichos cuerpos se interpretan como depósitos fluvio-deltaicos de relleno de canales lenticulares subácueos, dentro de una cuenca marina somera hasta salobre, la que transita lateralmente a pelitas rojas (*mudflat* ?). La vinculación marina de esta sucesión se sustenta en la presencia de una microfauna de acritarcos.

#### **Unidad F (Kimmeridgiano?)**

La unidad F se compone principalmente por asociaciones de facies gruesas las que yacen en discordancia erosiva sobre la unidad precedente (Discordancia Intramálmica). Esta unidad se inicia con conglomerados clasto-sostén dispuestos en capas con bases erosivas, de 10 a 50 cm de espesor, frecuentemente amalgamados. Internamente carecen de gradación y se hallan pobremente seleccionados. El tamaño de los clastos no supera los 10 cm de diámetro, prevaleciendo las formas subredondeadas. Su composición es lítica, con predominio de rocas de origen volcánico. Sobre estos depósitos aparecen, en contacto neto, facies de areniscas conglomerádicas en bancos de 0,20 a 1 m de espesor. Internamente, estas areniscas conglomerádicas contienen clastos que no superan los 3 cm de diámetro, los que se encuentran diseminados en una matriz arenosa gruesa a media. Eventualmente, aparecen alineados a la base formando pequeñas carpetas de tracción.

Esta asociación de facies, grano y estratodecrecientes, estaría indicando una transformación pendiente abajo de flujos hiperconcentrados en corrientes de turbidez de alta densidad gravosas/arenosas. Para el ambiente deposicional se proponen sistemas fluviales de *fan-delta* lacustres (Mutti *et al.*, 1996). Esta unidad se corresponde con el tramo basal de la Formación Quebrada del Sapo de Parker (1965), la que sería equivalente a la Formación Tordillo. No obstante, algunos autores (Leanza y Hugo, 1997; Zavala y Freije, 2001; 2002) han sugerido una posible equivalencia con la Formación Fortín 1° de Mayo (Gulisano *et al.*, 1984), principalmente para el tramo aflorante en las inmediaciones del puente de la Ruta Nacional 40 sobre el Arroyo Picún Leufú. Esta unidad, al igual que la suprayacente (Unidad G), muestra un fuerte acuñamiento hacia el Este (sección 4 en Fig. 3) motivado por la existencia de un control topográfico y una incipiente truncación erosiva hacia el techo.

#### **Unidad G (Kimmeridgiano?)**

Esta unidad se integra por areniscas finas a medias dispuestas en contacto erosivo sobre la unidad F. De modo característico, en el contacto entre estas unidades se reconoce una superficie de deflación tapizada por un nivel de ventifacts, similar a la presente en las inmediaciones del puente sobre el Arroyo Picún Leufú (Zavala y Freije, 2001; 2002). Estas areniscas se encuentran bien seleccionadas y presentan estructuras entrecruzadas de alto ángulo, de mediana a gran escala que pueden superar los 4 metros de espesor. Debido a estas características y a la presencia de estructuras diagnósticas (*climbing tanslatent strata*) se atribuye esta facies a un ambiente de dunas eólicas con interdunas secas asociadas. Dentro de la sucesión se reconocen niveles conglomerádicos residuales de escaso espesor, los que corresponderían a niveles de deflación interna. Esta unidad corresponde al tramo superior de la Formación Quebrada del Sapo (Parker 1965), la que sería equivalente a la Formación Tordillo.

#### **Unidad H (Tithoniano)**

Conforman esta unidad pelitas, areniscas finas y calizas con abundante fauna marina constituida principalmente por amonites y bivalvos indeterminados. Litoestratigráficamente esta unidad corresponde al tramo basal de la Formación Vaca Muerta.

A la base de esta unidad se reconoce un importante evento erosivo, de carácter regional (Boll y Valencio, 1996). El contacto con la unidad subyacente ha sido interpretado como una superficie de inundación catastrófica (Mutti *et al.*, 1994), la que presenta a la base relaciones de *onlap*.

Los términos basales de esta unidad presentan secuencias de facies grano y estratocrecientes, iniciándose con facies pelíticas finamente laminadas que hacia el techo culminan con bancos de areniscas finas de hasta 15 cm de espesor. La geometría externa e interna de estos depósitos se define claramente por la marcada ciclicidad de los mismos, pudiéndose diferenciar en el terreno varias parasecuencias, de 5 a 10 m de espesor, limitadas por superficies de inundación. Dadas las características litológicas descriptas anteriormente y teniendo en cuenta su contenido fosilífero, estos sedimentos marinos se habrían depositado en un ambiente de plataforma costa afuera.

#### **Unidad I (Tithoniano)**

Esta unidad se inicia a partir de una importante discontinuidad, sobre la que se reconoce un nivel arenoso de

hasta 35 metros de espesor. Internamente dicho nivel se compone por bancos de areniscas finas de hasta 1,20 metros de espesor individual, con geometría tabular y contactos netos, en los que intercalan niveles de pelitas laminadas. Internamente, se presentan masivos aunque también se reconocieron bancos con *clay chips* a la base. Estos depósitos se habrían generado por corrientes de turbidez de alta a baja densidad en un medio marino somero (*shelfal sandstone lobes*). Sobre estas areniscas se reconoce una transición a facies predominantemente pelíticas de plataforma. Hacia el techo de la unidad se distinguen, con base transicional, facies clásticas y carbonáticas con una importante concentración de invertebrados marinos (mayormente bivalvos). De este intervalo solo han sido estudiados los términos basales (40 a 50 metros de espesor). Se reconocieron bancos de calizas fosilíferas de hasta 1,50 m. de espesor, en los que intercalan areniscas finas calcáreas, de aspecto masivo y con escasos fósiles. Debido a la gran continuidad lateral de estos depósitos y a su fácil reconocimiento en el terreno, los mismos han sido utilizados como nivel guía en la correlación, situándose al techo de las secciones estratigráficas (Fig. 3). Las facies mencionadas con anterioridad sugieren un ambiente de plataforma somero, correspondiente a una rampa carbonática. Esta unidad correspondería al tramo cuspidal de la Formación Vaca Muerta y el sector basal de la Formación Quintuco.

### TIPO, MAGNITUD Y UBICACIÓN TEMPORAL DE LAS FASES DE DEFORMACIÓN

Las discontinuidades que limitan a las unidades informales descriptas precedentemente muestran evidencias de un control principalmente estructural en su origen, sobre todo a partir de la existencia de plegamientos y variaciones en el rumbo y buzamiento, a menudo asociadas con relaciones de truncación y *onlap* a lo largo de dichas discontinuidades.

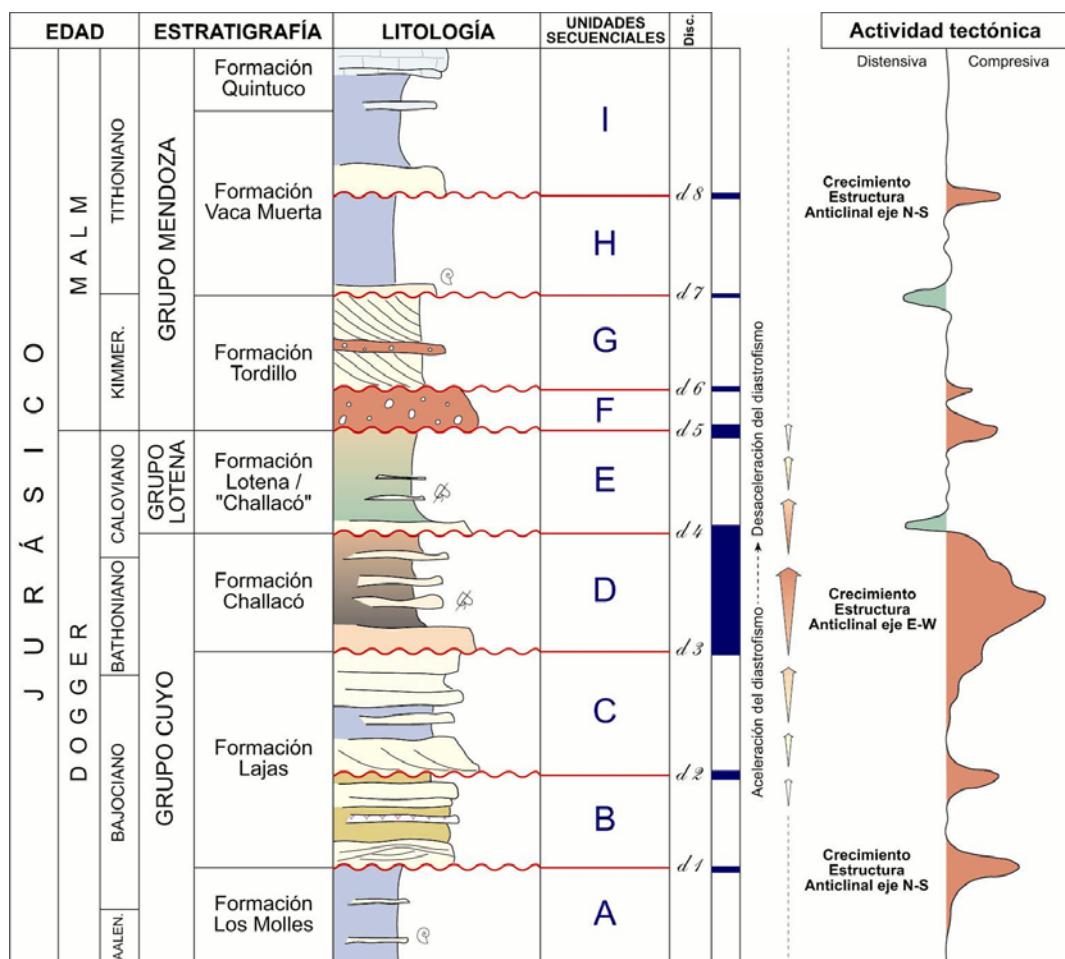


Figura 4: Ubicación temporal de las unidades secuenciales discriminadas en este trabajo y sus discontinuidades limitantes. A la derecha se indica el tipo y magnitud relativa de los movimientos tectónicos. Sin escala vertical.

Estos movimientos habrían ocurrido dentro de un marco de subsidencia más regional, lo que permite el registro geológico de unidades sintectónicas, fundamentales para evaluar la magnitud de los eventos y

analizar su ubicación temporal. De otra manera, si esta actividad tectónica hubiera ocurrido sin una subsidencia regional asociada, todas las fases de deformación reconocidas se amalgamarían en una única discordancia angular principal, por lo que se perdería la resolución de las etapas evolutivas de la deformación. En la Figura 4 se muestra una síntesis de la ubicación temporal de las unidades secuenciales discriminadas en este trabajo y sus discontinuidades limitantes.

### Discontinuidad 1

Esta discontinuidad limita a las unidades A y B (Formación Los Molles y base de la Formación Lajas) de modo regional en la zona de estudio. El desarrollo de esta discontinuidad se vincularía al crecimiento de una estructura anticinal de eje aproximadamente Norte - Sur, con una vergencia aparente hacia el Este. En base a la divergencia de los planos de estratificación de la unidad A, se evidencia el crecimiento sindeposicional de la estructura. Al techo de la misma se reconoce una importante truncación que alcanza los 350 metros de espesor estratigráfico en la zona axial (Figs. 5a y b).

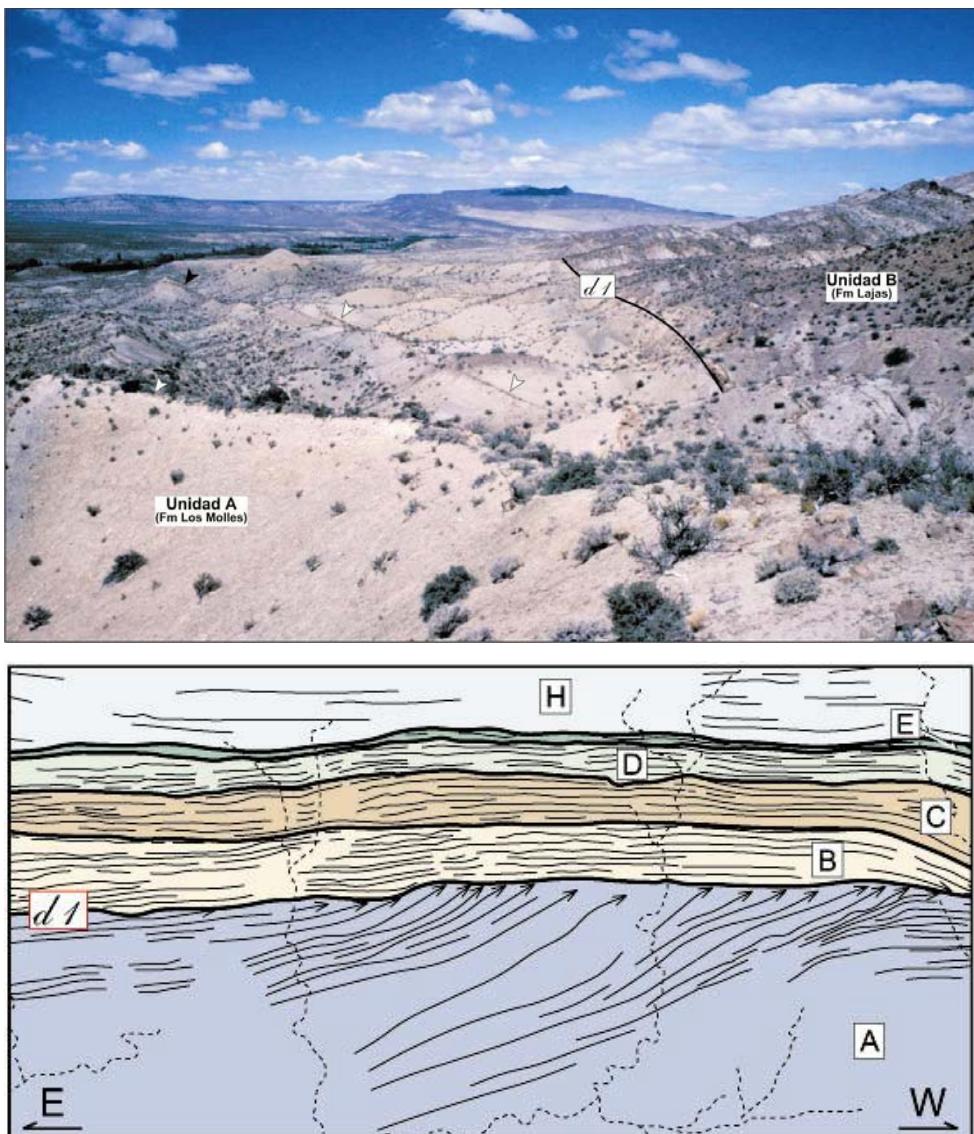


Figura 5: Vista del contacto (d1) entre las unidades A y B (formaciones Los Molles y Lajas, respectivamente). Las flechas indican la angularidad de los estratos. En la figura inferior se muestra un detalle del mapa de fotohorizontes presentado en la Figura 2. Note como los fotohorizontes de la unidad A terminan (flechas) contra la discordancia 1.

Esta truncación en sectores se evidencia como una notable discordancia angular, en tanto que hacia los flancos pasa gradualmente a una paraconcordancia. De modo regional, esta discontinuidad se correlacionaría con la discordancia SB4, indicada por Zavala (1993; 1996) en la Sierra de Chacaico. Cabe destacar que en el

sector norte de la Sierra de Chacaico (1 en Fig. 1), sobre el corte del Arroyo Picún Leufú, se reconoce un anticlinal de crecimiento con eje Norte - Sur (Fig. 6), el que afecta a las areniscas de la Formación Lajas (secuencia JC4.4 de Zavala, 1993), y es sellado truncación mediante por niveles más jóvenes de la misma unidad (secuencia JC4.5) con fauna del Bajociano temprano. Esta discontinuidad se ubica a su vez por debajo de la Discordancia Intrabajociana (Zavala, 1996).



Fig. 6: Estructura de crecimiento observada dentro de la Formación Lajas en el corte del Arroyo Picún Leufú (1 en Fig. 1). Note que dicho crecimiento se ubica por debajo de la Discordancia Intrabajociana (d2).

## Discontinuidad 2

La discontinuidad 2 limita de modo regional a las unidades B y C en el área de estudio. Aunque en la zona considerada las relaciones angulares no son claras, a lo largo de la misma existe un marcado contraste de facies que permiten la correlación de la misma con la Discordancia Intrabajociana (Zavala, 1993, 1996; Limeres, 1996; d2 en Fig. 6).

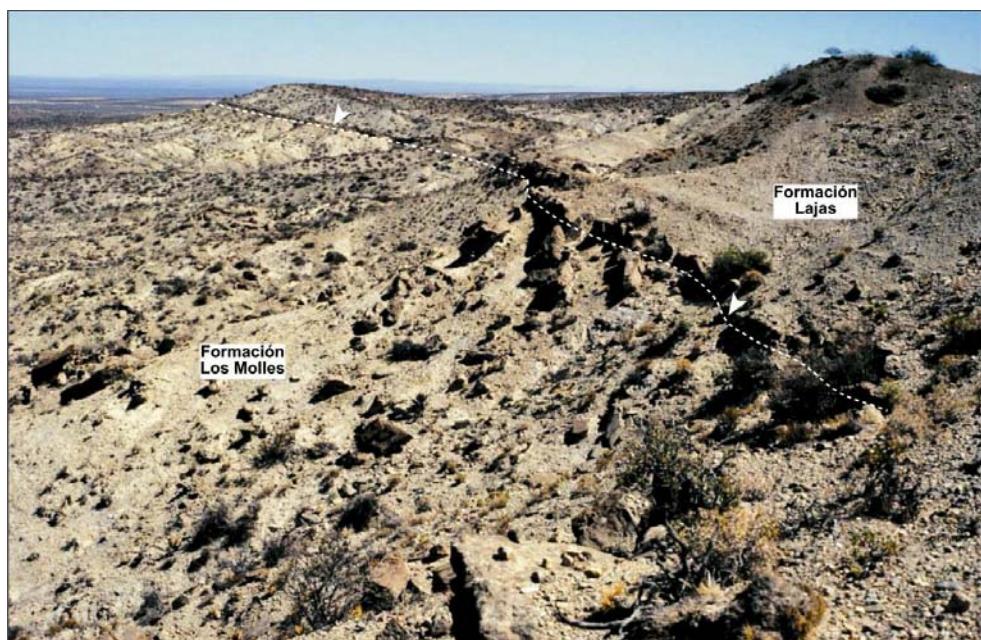


Figura 7: Vista panorámica de la Discordancia Intrabajociana (flechas), en el área de Rincón del Águila.

Regionalmente, Zavala (1993, 1996) cita evidencias de una importante truncación, de centenares de metros, hacia la zona de Rincón del Águila (Fig. 7), ya que en estas posiciones, unidades equivalentes a la secuencia C (de edad Bajociano tardío) apoyan sobre pelitas de la Formación Molles con fauna del Aaleniano.

### Discontinuidad 3

Esta discontinuidad es la más importante de las reconocidas en la zona de estudio, ya que no corresponde en realidad a una única fase de deformación reconocida a la base de la unidad D, sino que marcaría el inicio de una deformación progresiva que controla el desarrollo interno (espesor y angularidad) de dicha unidad (Fig. 8). De este modo, la unidad D hacia la base muestra una incipiente truncación sobre la unidad precedente con una aparente paraconcordancia, en tanto que hacia el techo experimenta una disminución notable de su buzamiento, alcanzando hacia los flancos una paraconcordancia con la unidad E. Consecuentemente, se interpreta que la unidad D (Formación Challacó) se habría acumulado en un contexto sintectónico, asociado a la fase de crecimiento principal de una estructura con eje aproximadamente Este-Oeste. Es destacable que dicha fase de crecimiento coincide con la estructuración en áreas de la dorsal indicada por Zavala y González (2001), la cual habría desvinculado parcialmente a la Subcuenca de Picún Leufú del sector norte de la Cuenca Neuquina.

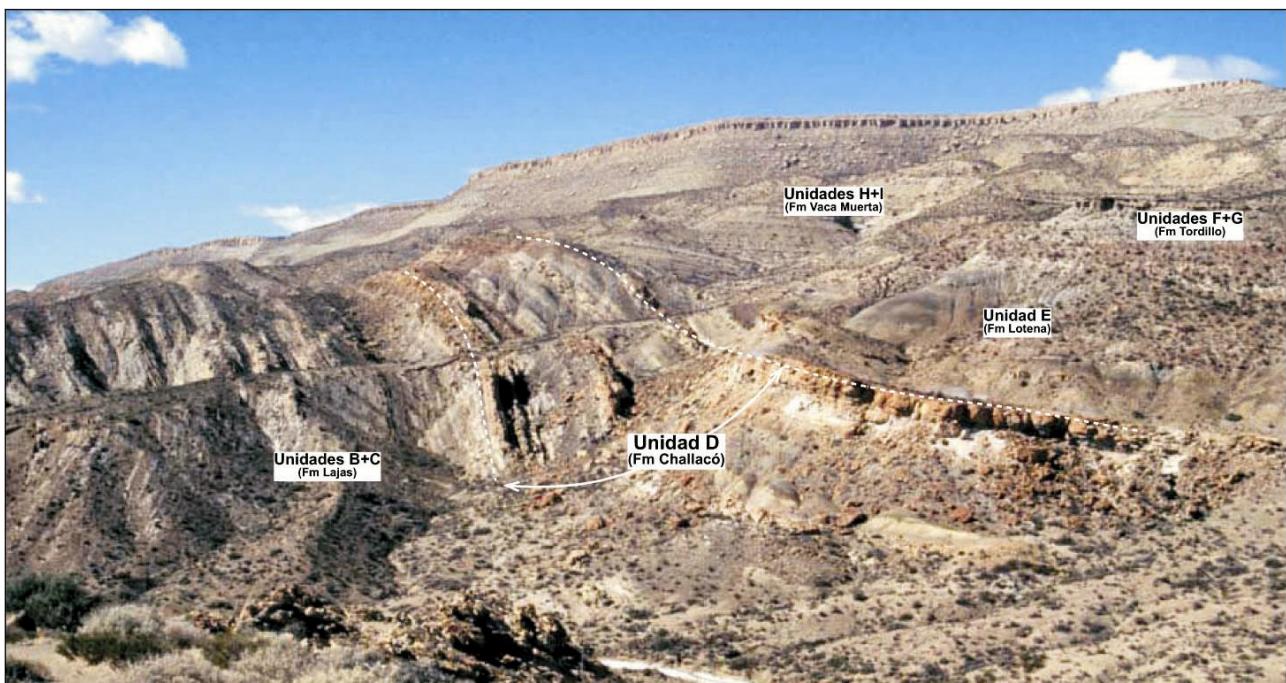


Figura 8: Vista panorámica hacia el este de la Quebrada del Sapo. Note la expansión de la Unidad D (Formación Challacó) producto del crecimiento sindesposicional de la estructura.

### Discontinuidad 4

Esta discontinuidad en el área de estudio limita a las unidades D y E (formaciones Challacó y Lotena/“Challacó”), y se caracteriza por una paraconcordancia general asociada con una importante erosión. Dada su posición estratigráfica se correlacionaría con la Discordancia Intracaloviana. En varios puntos se reconocen a lo largo de la misma evidencias de un fallamiento normal, el que afecta a la unidad D y es a su vez sellado por los depósitos finos de la unidad E (Fig. 9), los que no son afectados. De modo adicional, esta discontinuidad conforma una superficie en sectores marcadamente irregular, conformando un paleorrelieve elaborado sobre la unidad D (formas de erosión eólica ?), con una incipiente oxidación y nidos de escarabeidos fósiles. El fallamiento normal citado precedentemente es coherente con el observado por Zavala (2002), para la base del Grupo Lotena en las zonas de Los Catutos (Anticlinal Covunco) y Sierra de la Vaca Muerta (norte de Zapala).

### Discontinuidad 5

La Discontinuidad 5 se caracteriza por una paraconcordancia asociada a una ligera erosión con un marcado

contraste de facies. Representa el contacto entre las unidades E (Formación Lotena) y F (Formación Tordillo), por lo que regionalmente se correspondería con la Discordancia Intramálmica. Aunque localmente las relaciones angulares no son evidentes, de modo regional, en el puente sobre el Arroyo Picún Leufú, este contacto se caracteriza por una leve discordancia angular (Zavala y Freije, 2002).



Figura 9: Evidencias de fallamiento normal entre las formaciones Challacó (Unidad D) y Lotena (Unidad E).

#### Discontinuidad 6

Esta discontinuidad representa una superficie regional paraconcordante vinculada a un importante episodio de deflación, el que limita a las unidades F y G. De modo característico, sobre esta discontinuidad se reconoce un nivel compuesto por conglomerados poco organizados con abundantes ventifacts. Regionalmente esta discontinuidad se reconoce a lo largo de todo el anticlinal de Picún Leufú, hasta el puente de la Ruta Nacional 40 (Zavala y Freije, 2002), donde muestra una leve angularidad.



Figura 10: Detalle del contacto entre las formaciones Tordillo (Unidad G) y Vaca Muerta (Unidad H). Note el desarrollo de dunas eólicas de gran escala al tope de la Unidad G. La persona (círculo) como escala.

## Discontinuidad 7

La discontinuidad 7 marca el contacto entre las unidades G y H (formaciones Tordillo y Vaca Muerta; Fig. 10). A lo largo de su extensión se reconocen evidencias de erosión, la que es seguida en algunos sectores por un delgado nivel de areniscas transgresivas.

Adicionalmente, en algunos sectores se reconoce un fallamiento normal, el que afecta a la unidad G, y es sellado por los niveles basales de la unidad H, localmente con relaciones de *onlap* (Fig. 11a).

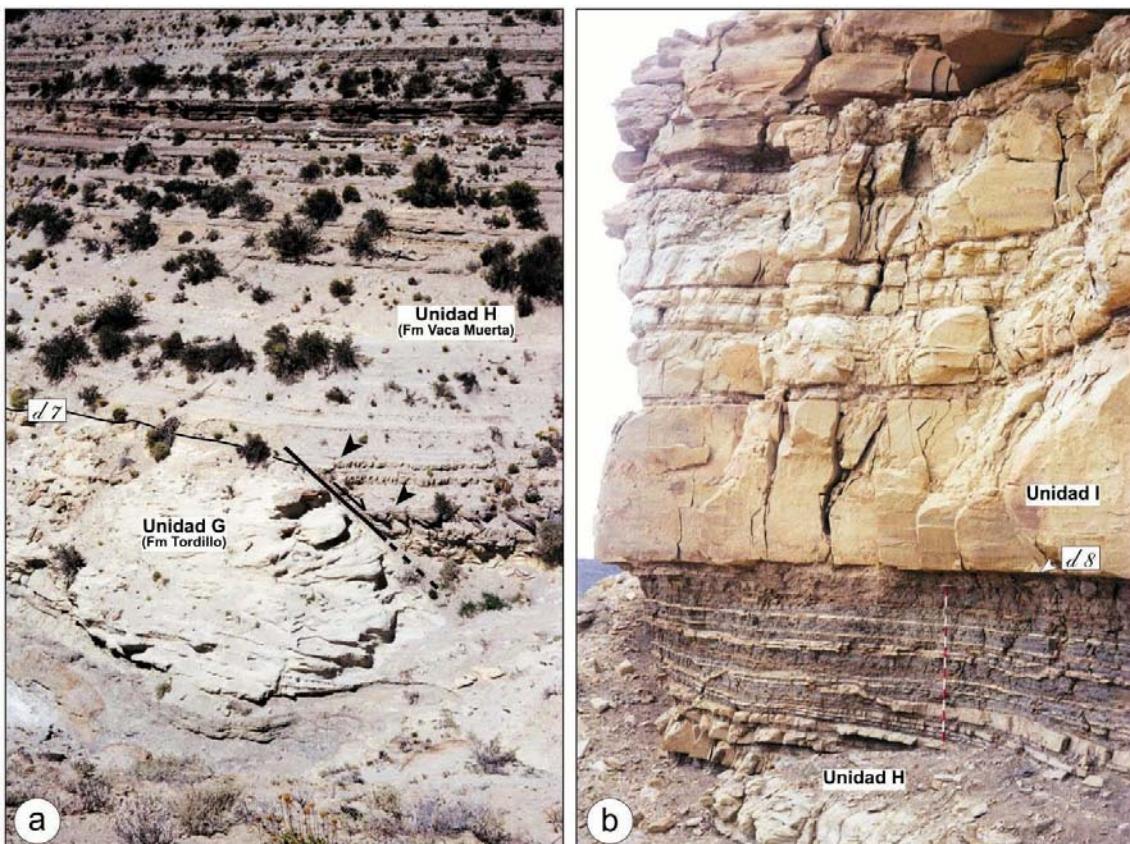


Figura 11: a) Fallamiento normal al techo de la Unidad G (Formación Tordillo). Note el *onlap* (flechas) de las facies marinas pertenecientes a la Unidad H (Formación Vaca Muerta). b) Detalle de la discontinuidad (d8) entre las Unidades H e I, dentro de la Formación Vaca Muerta.

## Discontinuidad 8

Por encima de las pelitas de la unidad H (tramo basal de la Formación Vaca Muerta), se reconoce una importante discontinuidad la que se caracteriza por el desarrollo sobre la misma de un importante espesor de lóbulos arenosos de la base de la unidad I (Fig. 11b). Hacia el este, en las inmediaciones del puente, se cita la presencia de una suave estructura anticlinal de eje aproximadamente Norte-Sur, la que afecta a los depósitos finos de la secuencia H. En el contacto entre ambas unidades se reconoce una truncación en la zona axial de la estructura, la que no afecta a la unidad sobreyacente. Regionalmente, esta discontinuidad ha sido reconocida dentro de las pelitas de la Formación Vaca Muerta al Este de la estancia María Juana (Sur del cordón de la Piedra Santa), donde muestra una importante truncación con cambios angulares.

## DISCUSIÓN SOBRE LA EVOLUCIÓN DE LA ESTRUCTURA

De lo anteriormente expuesto surge que la estratigrafía del intervalo considerado estaría controlada principalmente por la actividad tectónica, donde el clima y las variaciones eustáticas parecieran cumplir un rol subordinado. Del número de eventos reconocidos se desprende que la evolución estructural del área de estudio sería sumamente compleja, involucrando distintas etapas evolutivas caracterizadas cada una de ellas por la orientación, tipo y magnitud de los esfuerzos involucrados. A grandes rasgos, se reconoce el desarrollo de dos ejes estructurales principales (Este-Oeste y Norte-Sur), orientados perpendicularmente entre sí. La actividad a lo largo de dichos ejes estructurales pareciera en un principio diacrónica.

De estos ejes estructurales, el orientado en dirección Este-Oeste es el que brinda una mayor resolución en virtud del número de unidades estratigráficas involucradas durante su evolución. Consecuentemente, y tomando en cuenta los modelos de evolución sintectónica relacionados a discordancias progresivas compuestas (*composite progressive unconformity* de Riba 1976, Fig. 12), la sucesión mostraría un ciclo completo de aceleración y desaceleración del diastrofismo durante el intervalo Bajociano temprano - Tithoniano basal. En este contexto, las discordancias angulares y expansión estratigráfica más importantes corresponderían al *climax* de la deformación, la que habría tenido lugar durante la acumulación de la Formación Challacó (Bathoniano ?).

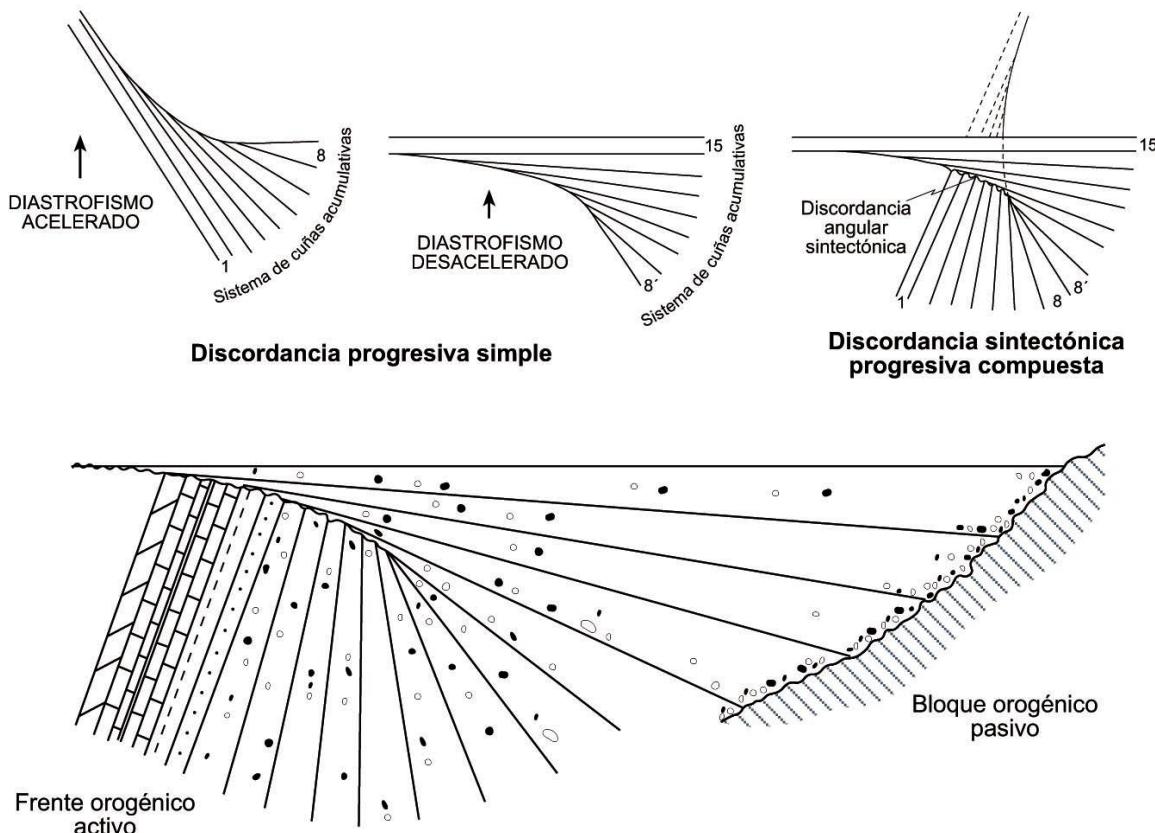


Figura 12: Modelo genético de discordancias angulares progresivas y sintectónicas (redibujado de Riba, 1976).

No obstante, la sucesión analizada en esta contribución presenta sustanciales diferencias con el modelo evolutivo de Riba, ya que este último se desarrolló para estructuras de crecimiento sinsedimentario asociadas a un frente orogénico de antepaís. Por el contrario, la deformación en la zona de la Quebrada del Sapo aparece sumamente localizada, por lo que podría relacionarse al reflejo somero de la actividad de fallas profundas de relativo alto ángulo. Estas fallas mayores, correspondientes con zonas de debilidad, habrían actuado reiteradamente como vías de articulación de la cuenca, resolviendo esfuerzos tanto compresivos como distensivos. De esta manera, puede considerarse que los movimientos registrados en la estructura, a través de su expresión y control en la estratigrafía, documentan en realidad situaciones mucho más regionales, las que podrían utilizarse como indicadores de cambios geodinámicos en la cuenca. Desde este punto de vista, resulta sumamente sugerente que aquellos intervalos caracterizados por evidencias de compresión sindepositacional correspondan en general a sistemas en franca regresión (formaciones Lajas, Challacó y Tordillo), en tanto que las evidencias de distensión se ubican hacia la base de los eventos transgresivos mayores (formaciones Lotena y Vaca Muerta). Esta discusión abre nuevas perspectivas para el análisis regional de la Cuenca Neuquina, ya que plantea una revalorización del rol del tectonismo en el control de los cambios relativos del nivel del mar.

## CONCLUSIONES

1. El análisis detallado de terreno de la sucesión aflorante en la zona de la Quebrada del sapo y flanco sur del Arroyo Picún Leufú ha permitido discriminar nueve unidades limitadas por discontinuidades, las que son parcialmente equivalentes a las formaciones Los Molles, Lajas, Challacó, Lotena, Tordillo, Vaca Muerta y Quintuco. La bioestratigrafía indica que estas unidades corresponderían al intervalo Bajociano temprano - Tithoniano tardío.
2. Las unidades reconocidas muestran a menudo en su contacto relaciones angulares, las que frecuentemente están acompañadas por evidencias de plegamiento, truncación y *onlap*. Estas características permiten inferir un control tectónico en el origen de las mismas.
3. La zona en estudio muestra una evolución estructural compleja, donde es posible reconocer distintos eventos de deformación durante la sedimentación del Jurásico medio - superior. A grandes rasgos, se han reconocido dos ejes estructurales aparentemente ortogonales, con ejes Norte-Sur y Este-Oeste.
4. La estructura con eje Este-Oeste ofrece mayor resolución en virtud del número de unidades involucradas. En esta, la presencia de angularidades progresivamente crecientes y decrecientes, junto con estratos de crecimiento, sugiere un ciclo completo de aceleración-desaceleración del diastrofismo (en el sentido de Riba 1976) ocurrido a lo largo del Bajociano temprano - Tithoniano basal, con un *climax* en el Bathoniano. De esta manera, la deformación principal en esta zona no correspondería a los movimientos Intramálmicos, sino que sería sustancialmente más antigua.
5. La ubicación localizada de la zona de deformación indicaría que la misma podría relacionarse a la expresión somera del movimiento diferencial de fallas mayores profundas. Estas fallas habrían actuado como zonas de debilidad articulando esfuerzos tanto compresivos como distensivos.
6. Los movimientos registrados en la estructura, a través de su expresión y control en la estratigrafía, documentarían en realidad situaciones mucho más regionales, por lo que las evidencias de actividad distensiva y compresiva presentadas en este trabajo podrían utilizarse para analizar cambios geodinámicos en la cuenca.
7. Se ha observado en general una asociación de las fases de compresión con eventos regresivos (formaciones Lajas, Challacó y Tordillo), así como de las fases distensivas con eventos de transgresión (formaciones Lotena y Vaca Muerta). Esto último sugeriría que el tectonismo habría jugado un importante rol en el control de la estratigrafía de la Cuenca Neuquina.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a las autoridades de TOTALFINAELF por su generoso aporte para la financiación del trabajo de campo. Adicionalmente, se agradece al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur y al CONICET por el apoyo brindado. Carlos Cruz y Gabriel Pando, árbitros de este trabajo, aportaron valiosas sugerencias que permitieron mejorar este trabajo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bettini, F. H., 1984. *Pautas sobre cronología estructural en el área del cerro Lotena, cerro Granito y su implicancia en el significado de la dorsal del Neuquén, provincia de Neuquén*. IXº Congreso Geológico Argentino, Actas II: 342-361. Buenos Aires.
- Boll, A. y D. Valencio, 1996. *Relación estratigráfica entre las formaciones Tordillo y Vaca Muerta en el sector central de la Dorsal de Huincul, provincia del Neuquén*. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas V : 205 - 223.
- Chang, K. H., 1975. *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geological Society of America, Bulletin 86: 1544 - 1552.
- De Ferrariés, C., 1947. *Edad del arco o dorsal antiguo del Neuquén oriental, de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata*. Asociación Geológica Argentina. Revista 2 (3): 256-283. Buenos Aires.
- Dellapé, D. A., G. A. Pando, M. A. Uliana y E. A. Musacchio, 1979. *Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la Ruta 40 (provincia de Neuquén, Argentina), con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena*. VIIº Congreso Geológico Argentino. Neuquén. Actas II: 489-507. Buenos Aires.
- Digregorio, R. E., C. A. Gulisano, A. R. Gutiérrez Pleimling y S. A. Minitti, 1984. *Esquema de la evolución geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus implicancias paleogeográficas*. IXº Congreso Geológico Argentino, Actas II: 147-162, Buenos Aires.

- Groeber, P., 1929. *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes*. Informe de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología. Tomo 58: 1-109. Buenos Aires.
- Groeber, P., P. N. Stipanicic y A. Mingramm, 1953. *Mesozoico*. En: Geografía de la República Argentina. Soc. Arg. Est. Geograf. GAEA. 2 (2 Pte.).
- Gulisano, C. A., A. R. Gutiérrez Pleimling y R. E. Digregorio, 1984. *Esquema estratigráfico de la secuencia Jurásica del oeste de la provincia del Neuquén*. IX Cong. Geol. Arg., Actas I: 236-259.
- Herrero Ducloux, A. y A. F. Leanza, 1943. *Sobre los ammonites de la "Lotena Formation" y su significación geológica*. Notas del Museo de La Plata (Paleontología): 8 (54): 281-304. La Plata.
- Herrero Ducloux, A., 1946. *Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino*. Boletín de Informaciones Petroleras (Primera Epoca): 23 (266): 245-281. Buenos Aires.
- Leanza, H. A., 1973. *Estudio sobre los cambios faciales de los estratos límitrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina*. Asociación Geológica Argentina. Revista 28 (2): 97-132. Buenos Aires.
- Leanza, H. A. y C. A. Hugo, 1997. *Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú*. Geología. Subsec. Minería de la Nación, Boletín 218, 121 pp.
- Legarreta L. y C. A. Gulisano, 1989. *Ánálisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior)*. En: Cuencas sedimentarias argentinas. Chebli G.A. y L.A. Spalletti (Eds.). Serie Correlación Geológica N° 6, 221-243. Inst. Sup. de Corr. Geol., Univ. Nac. de Tucumán.
- Legarreta L. y M. A. Uliana, 1991. *Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, Central Argentine Andes*. International Association of Sedimentology, Special Publication 12: 429-450, London.
- Limenes, M., 1996. *Sequence Stratigraphy of the Lower-Middle Jurassic in Southern Neuquén: Implications for Unraveling Synsedimentary Tectonics along the Huincul Wrench System*. GeoResearch Forum, Advances in Jurassic Research. Vols. 1-2: 295-304. Transtec Publications, Switzerland.
- Mpodozis, C. y V. Ramos, 1989. *The Andes of Chile and Argentina*. Erickson, G.E., Cañas Pinochet, M.T. y Reiemund, J.A. eds. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences series v.11, Houston, Texas, USA.
- Mutti E., C. A. Gulisano y L. Legarreta, 1994. *Anomalous Systems Tracts Stacking Patterns within Third Order Depositional Sequences (Jurassic-Cretaceous Back-Arc Neuquén Basin, Argentina Andes)*. In H.W. Posamentier and E. Mutti (Convs), Second High-Resolution Sequence Stratigraphy Conference, June 20-27, 1994 Abstract Book, pp. 137-143, Tremp.
- Mutti, E., G. Davoli, R. Tinterri y C. Zavala, 1996. *The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins*. Memorie di Scienze Geologiche, Università di Padova, v. 48: 233-291.
- Orchuela, I., J. V. Ploszkiewicz y R. F. Viñes, 1981. *Reinterpretación estructural de la denominada "Dorsal Neuquina"*. VIIIº Cong. Geol. Arg., Actas III: 281-293, Buenos Aires.
- Parker, G., 1965. *Relevamiento geológico a escala 1:25.000 entre el arroyo Picún Leufú y Catán Lil, a ambos lados de la Ruta Nacional N°40*. Inédito Y.P.F.
- Ploszkiewicz, J. V., I. A. Orchuela, J. C. Vaillard y R. F. Viñes, 1984. *Compresión y desplazamiento lateral en la zona de falla Huincul, estructuras asociadas, Provincia del Neuquén*. IXº Congreso Geológico Argentino, Actas II: 163-169.
- Riba, O., 1976. *Syntectonic Unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: A Genetic Interpretation*. Sedimentary Geology, 15: 213-233.
- Sgavetti, M., 1992. *Criteria for Stratigraphic Correlation Using Aerial Photographs: Examples from the South-Central Pyrenees*. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. v. 76. No. 5, p. 708-730.
- Uliana, M. A. y K. T. Biddle, 1988. *Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America*. Revista Brasileira de Geociências 18: 172-190, São Paulo.
- Vergani, G. D., A. J. Tankard, H. J. Belotti y H. J. Welsink, 1995. *Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina*. En: A.J. Tankard, R. Suárez S., y H.J. Welsink, Petroleum basins of South America. AAPG Memoir 62: 383-402.
- Visser, M.J., 1980. *Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large scale bedform deposits: A preliminary note*. Geology, 8: 543-546.
- Weaver, Ch., 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentine*. Men. Univ., Washington, Vol. 1. Seattle.

- Zavala, C., 1993. *Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina. Provincia del Neuquén. República Argentina.* Tesis Doctoral (inédita).
- Zavala, C., 1996. *High-resolution sequence stratigraphy in the Middle Jurassic Cuyo Group, South Neuquén Basin, Argentina.* GeoResearch Forum, Advances in Jurassic Research. Vols. 1-2: 295-304. Transtec Publications, Switzerland.
- Zavala, C. y H. Freije, 2001. *Jurassic clastic wedges sourced from the Huínful Arch. A case study in the Picún Leufú area. Neuquén Basin, Argentina.* AAPG Hedberg Conference. "New Technologies and New Play Concepts in Latin America". Mendoza, Argentina, pp. 31-32.
- Zavala, C. y H. Freije, 2002. *Cuñas clásticas jurásicas vinculadas a la Dorsal de Huínful: un ejemplo del área de Picún Leufú.* Cuenca Neuquina, Argentina. Este congreso.
- Zavala, C., y R. González, 2001. *Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior-medio) en la Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina.* Boletín de Informaciones Petroleras. Tercera Época, año XVII, N° 65: 40-54.
- Zavala, C., 2002. *El contacto entre los grupos Cuyo y Lotena (Jurásico) en la Sierra de la Vaca Muerta. Cuenca Neuquina, Argentina.* En: Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Ostera, H.A. y Panarello, H.O. (eds.). Actas del XV Congreso Geológico Argentino CD-ROM. Artículo N° 234. 6pp.